

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

ЛЫГИН Иван Владимирович

**ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К АНАЛИЗУ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ
ДАНЫХ**

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

1.6.9. Геофизика (геолого-минералогические науки)

Научный консультант:

доктор физико-математических наук,
профессор Булычев Андрей Александрович

Москва – 2024 г

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Актуальность работы	5
Степень разработанности темы исследования	6
Цель и задачи исследования	8
Научная новизна	9
Теоретическая и практическая значимость.....	10
Методология и методы исследования	11
Положения, выносимые на защиту.....	11
Личный вклад.....	12
Степень достоверности	12
Апробация результатов.....	12
Публикации.....	14
Благодарности.....	14
Глава 1. ТЕХНОЛОГИИ СБОРА И ОБРАБОТКИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ	15
1.1. Эталонирование наземных гравиметров с использованием высотных зданий..	17
1.2. Спутниковые гравиметрические технологии	23
1.2.1. Сопоставление данных спутниковой альтиметрии и морских гравиметрических съемок – детальность и разрешающая способность альтиметрических данных	23
1.2.2. Спутниковая гравиметрия	32
1.2.3. Обзор применения данных спутниковой гравиметрической миссии GRACE для решения географических и геологических задач.....	33
1.3. Методика обработки гравиметрических наблюдений спутниковой миссии GRACE с целью разделения вариаций гравитационного поля на сезонные и длительностью более одного года	40
1.4. Методика периодических гравиметрических наблюдений для выявления сезонных вариаций силы тяжести	48
1.5. Выводы по Главе 1	53
Глава 2. НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ОБЛАСТИ ИНТЕРАКТИВНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ПЛОТНОСТНЫХ И МАГНИТНЫХ МОДЕЛЕЙ.....	54
2.1. Алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии	56
2.1.1. Поле притяжения многоугольника с параболических законом распределения плотности	59

2.1.2. Потенциал и поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейным законом распределения плотности	61
2.1.3. Метод решения обратной задачи гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска	64
2.1.4. Метод определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере	70
2.1.5. Выводы к разделу 2.1	74
2.2. Систематизация методик геоплотностного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора	76
2.2.1. Методика составления геоплотностных и геомагнитных моделей.....	77
2.2.2. Пример повышения информативности модели в зависимости от объема и состава используемых априорных данных.....	91
2.2.3. Пример составления плотностной модели по данным наземной высокоточной гравиметрической съемки	98
2.2.4. Выводы к разделу 2.2	102
2.3. Практические примеры построения согласованных физико-геологических моделей на основе интерактивного плотностного моделирования и геологические результаты, полученные на их основе	105
2.3.1. Модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин по данным гравиразведки и сейсморазведки.....	108
2.3.2. Трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона	119
2.3.3. Методика построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения на примере реконструкции границы Мохоровичича в Баренцевоморском регионе	126
2.3.4. Подход к построению согласованных физико-геологических моделей на примере изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири	137
2.4. Выводы по Главе 2	148
Глава 3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ	150
3.1. Выявление сезонной изменчивости гидродинамического режима по наземным периодическим гравиметрическим наблюдениям на территории Главного Здания МГУ имени М.В. Ломоносова	155
3.2. Геодинамические причины вариаций гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона.....	159

3.2.1. Районирование северо-восточного сектора Тихоокеанского региона по характеру временных вариаций гравитационного поля.....	159
3.2.2. Характеристика областей наиболее интенсивных изменений низкочастотной компоненты гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона.....	165
3.2.3. Геолого-тектоническая позиция областей Аляскинского хребта и области разлома Сан-Андреас и рифта Юта.....	167
3.2.4. Параметры источников вариаций гравитационного поля вдоль Аляскинско-Калифорнийского побережья.....	169
3.2.5. Оценка изменения давления в мантии по вариациям гравитационного поля.....	173
3.2.6. Выводы по разделу 3.2.....	174
3.3. Геодинамические причины вариаций гравитационного поля в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе.....	176
3.3.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика Африкано-Аравийско-Каспийского региона	177
3.3.2. Особенности вариаций поля силы тяжести в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе	178
3.3.3. Сопоставление сейсмичности, аномалий теплового потока и низкочастотных вариаций гравитационного поля.....	185
3.3.4. Вариации гравитационного поля и изменение уровня грунтовых вод на севере Аравийского полуострова	187
3.3.5. Анализ вариаций гравитационного поля над Каспийским морем.....	188
3.3.6. Выводы по разделу 3.3.....	192
3.4. Выводы по Главе 3	194
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	196
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	201

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Разведочная гравиметрия (гравиразведка) имеет долгую и богатую историю своего развития. Метод хорошо разработан и теоретически, и практически. Однако, как и в любом научном направлении, с развитием аппаратурно-программных средств сбора и анализа данных появляются новые ключевые элементы, требующие совершенствования и модернизации.

Гравиразведка аналогично другим методам разведочной геофизики обеспечивает геологическую модель независимой инструментально измеренной информацией. Для того, чтобы данная информация оказалась объективной и геологически востребованной, необходимо качественно выполнять следующие ключевые этапы:

1. подготовку аппаратуры, выполнение полевых работ и обработка получаемых материалов;
2. интерпретацию, основанную на математических методах анализа, позволяющих учитывать особенности измерений (в том числе поверхность наблюдения на плоскости, сфере и другие) и особенности предполагаемого распределения плотности в разрезе (постоянная, изменяющаяся по линейному, параболическому и другим законам);
3. неформальная геологическая интерпретация, учитывающая объем и состав привлекаемой априорной информации.

Работа посвящена развитию методик и подходов на каждом из перечисленных этапов.

Современные наземные относительные гравиметры обеспечивают микрогальную измерительную точность и по-прежнему требуют периодических проверок с определением цены деления измерительного устройства и точности единичного измерения, которые можно определить только с использованием гравиметрических полигонов. В условиях быстро растущих городских агломераций сохранение традиционных наземных пунктов таких полигонов крайне затруднительно. Одним из подходов решения данной задачи является организация гравиметрических полигонов в высотных зданиях. Практическая проверка возможности гравиметрических калибровочных измерений на этажах высотных зданий является актуальной задачей.

В последние десятилетия стали широко доступны материалы зарубежных спутниковых альтиметрических и долговременных гравиметрических миссий. Необходимо знать истинные параметры (точность и разрешающая способность) спутниковых гравиметрических данных для их привлечения к решению разного рода геологических задач. Материалы долговременной спутниковой гравиметрической миссии Грейс (GRACE) используются для решения мониторинговых задач в океанографии, гидрологии, гляциологии, при изучении последствий

крупных землетрясений. Разработка методики привлечения данных миссии Грейс для выяснения особенностей протекания процессов, связанных с перераспределением плотности в геодинамически активных районах, является самостоятельной и актуальной задачей, решение которой может послужить основой для внедрения нового метода геотектонического анализа.

Современным вызовом гравиразведки является задача интерактивно моделировать геологические разрезы разной степени сложности, в том числе, в которых плотность задается не постоянными значениями в блоках, а учитывается более сложное распределение в виде градиентных изменений. В связи с этим актуальной задачей является разработка математического аппарата по вычислению прямых гравитационных эффектов от многоугольников и многогранников с параболическим и линейным законами распределения плотности. В случае анализа источников гравитационных аномалий в планетарных масштабах на начальных стадиях исследований необходимо уметь определять параметры точечного источника по полю, заданному на сфере.

К настоящему времени разработано большое количество подходов интерпретации гравиметрических данных. Однако зачастую привлекаемый математический аппарат решения обратных задач в полной мере не позволяет вовлечь в анализ априорную геолого-геофизическую информацию. Поэтому существует необходимость систематизации типов априорной информации и разработки подходов их включения в начальные модели.

Таким образом, актуальность темы работы обусловлена развитием современных аппаратурно-вычислительных средств, для которых необходимо совершенствовать старые и создавать новые алгоритмы, методы и подходы измерения, обработки, анализа, интерпретации данных.

Степень разработанности темы исследования

В настоящее время существует несколько эталонных полигонов по определению цен деления гравиметров, главным образом, оставшихся от крупных организаций, занимавшихся производством гравиметрической аппаратуры или проведением полевых работ (в окрестности городов Нальчик, Геленджик, Мурманск, Санкт-Петербург, Иркутск, Казань, Екатеринбург) разной степени сохранности. В Московском регионе подобного эталонного полигона не сохранилось.

Оценки погрешностей, выполненные для ряда спутниковых миссий [*Hwang C., et al.*, 1998; *Jung W. Y. and Vogt P.R.*, 1992; *Laxon S. and McAdoo D.*, 1994; *Sandwell et al.*, 2014; Булычев, 2000; Железняк, Конешов, 2000, 2015; Конешов 2021, 2023], продолжают использоваться и действовать, но в то же время требуют актуализации для определения границ применимости

альтиметрических данных во внутренних морях, прибрежных областях и на участках акваторий с резко пересеченным рельефом дна.

С появлением высокоточных гравиметрических спутниковых миссий и развитием методов обработки получаемых данных стало возможным широкомасштабное изучение изменений гравитационного поля во времени. Изначально вариации поля силы тяжести, зарегистрированные миссией Грейс, были связаны с приповерхностными гидродинамическими процессами, крупными глубинными землетрясениями [Tapley *et al.*, 2004]. Первые исследования динамики субдукционных зон с помощью данных миссии Грейс были предложены в работе В.О. Михайлова с соавторами [Mikhailov *et al.*, 2004]. Однако для выделения сигнала, который может быть связан с глубинными плотностными вариациями, требуются специальные подходы, которые не были разработаны.

Крупный вклад в исследование вопросов решения прямых и обратных задач гравиразведки в разное время внесли П.И. Балк, Ю.И. Блох, Е.Г. Булах, А.А. Булычев, С.Г. Бычков, В.Н. Глазнев, Г.Я. Голиздра, В.И. Гольдшмидт, А.Ю. Давыденко, А.С. Долгаль, В.Е. Жаров, М.С., Жданов, В.И. Исаев, А.И. Кобрунов, К.М. Кузнецов, В.В. Ломтадзе, Л.И. Лучицкий, А.Г. Манукян, П.С. Мартышко, В.Р. Мелихов, А.А. Никитин, А.В. Петров, Ю.В. Пятаков, Старостенко В.И., Страхов В.Н., К.Ф. Тяпкин, А.В. Цирульский и другие ученые. Часто основной акцент делался на получение явных аналитических выражений элементов гравитационного поля от различных моделей с постоянной плотностью, с помощью которых можно было бы аппроксимировать реальные геологические тела. Для случая переменной плотности решение прямой задачи представляет значительную трудность. Были получены аналитические выражения для гравитационного поля от частных моделей, но задача получить достаточно простые выражения для определения гравитационного эффекта многоугольника с заданным параболическим законом изменения плотности, и многогранника, ограниченного плоскими гранями, с заданным линейным законом изменения плотности, является актуальной. В связи с совершенствованием и получением новых глобальных моделей гравитационного поля Земли, Луны и других планет требуется развитие методов интерпретации, учитывающих сферичность поверхности измерения. На первых этапах развития подходов к интерпретации гравиметрических измерений на больших территориях, учитывающих сферичность, востребованным является вопрос разработки методов, анализирующих характерные точки полей.

Комплексный анализ геолого-геофизических данных при решении геологических задач давно стал нормой на всех этапах исследований недр. В настоящее время большое внимание уделяется совместной интерпретации геолого-геофизических данных с целью создания интегральных моделей среды – геоплотностных, геомагнитных, геоэлектрических и других, – в которых аккумулируется вся существующая на момент проведения исследований априорная

информация, получаемая разными методами [Хмелевской, Костицын, 2010]. Необходимо разработать способы учета априорной информации в зависимости от ее объема и состава, степени изученности региона и сложности физико-геологической среды.

Цель и задачи исследования

Целью работы является повышение информативности материалов гравirazведки и статуса этого метода в общем комплексе геолого-геофизических исследований.

Основные задачи исследования:

1) Разработка подхода к эталонированию наземных гравиметров с использованием гравиметрических полигонов, часть пунктов которых расположена в высотных зданиях.

2) Анализ информативности данных спутниковой альтиметрии.

3) Разработка методики обработки гравиметрических наблюдений спутниковой миссии Грейс с целью разделения вариаций гравитационного поля на сезонные и продолжительные (длительностью более одного года).

4) Разработка методики выполнения наземных периодических гравиметрических наблюдений для выделения сезонных вариаций поля силы тяжести, связанных с гидродинамическими изменениями в верхней части разреза, без привлечения абсолютных гравиметрических измерений и без использования удаленного опорного гравиметрического пункта.

5) Разработка алгоритмов решения прямых и обратных задач гравиметрии в двумерной и трехмерной постановках, а именно:

- алгоритм расчета поля притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности (двумерная задача);

- алгоритм расчета поля притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейным законом распределения плотности (трехмерная задача);

- метод решения обратной задачи гравirazведки с переменной скоростью градиентного спуска;

алгоритм определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере.

6) Систематизация методик геоплотностного (и геомагнитного) интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора.

7) Построение согласованных физико-геологических моделей на основе интерактивного плотностного моделирования:

- модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин;
- трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона.

8) Разработка методики построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения с верификацией полученных прогнозных границ по гравитационному полю (на примере реконструкции границы Мохоровичича в Баренцевоморском регионе).

9) Разработка подходов к построению согласованных физико-геологических моделей (на примере изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири).

10) Анализ пространственно-временных изменений гравитационного поля и их связь с геологическими особенностями:

- на территории Главного Здания МГУ имени М.В. Ломоносова и учебно-научной геофизической базы им. В.К. Хмелевского геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (дер. Александровка, Калужская область) по наземным периодическим гравиметрическим наблюдениям;

- в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона по гравиметрическим материалам спутниковой миссии Грейс;

- в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе по гравиметрическим материалам спутниковой миссии Грейс.

Научная новизна

Разработаны новые математические алгоритмы, позволяющие рассчитывать поле притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности (двумерная задача); поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейным законом распределения плотности (трехмерная задача); решать обратную задачу гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска; определять параметры точечного источника по его гравитационному полю, заданному на сфере. Перечисленные алгоритмы несут самостоятельную научную значимость.

Систематизированы подходы учета априорной геолого-геофизической информации в зависимости от её объема и состава, привлекаемой при плотностном и магнитном моделировании. В практику решения обратной задачи геофизики введено понятие весовой корректирующей функции, определяющей области приоритетного подбора или области фиксированных (известных) значений. Весовая корректирующая функция выступает в роли пространственного стабилизатора решения обратной задачи и формируется на основе

геологических представлений, объективной геофизической информации и может служить для проверки гипотез о геологическом строении среды на предмет их соответствия наблюдаемому гравитационному (или магнитному) полю.

Выявлены вариации гравитационного поля, обусловленные изменением гидродинамических характеристик вблизи Главного здания МГУ и на территории учебно-научной геофизической базы (дер. Александровка, Калужская область). Предложена методика долговременных гравиметрических наблюдений, не требующая привлечения абсолютных гравиметрических измерений и использования удаленного опорного гравиметрического пункта.

С использованием разработанной методики обработки данных спутниковой миссии Грейс выделены длительные вариации гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона и в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе, природа которых связана с глубинными геодинамическими процессами. Разработанная методика является основой нового метода тектонического анализа регионов с активными геодинамическими режимами.

Теоретическая и практическая значимость

Предложено эталонировать наземные автоматизированные гравиметры с использованием гравиметрических полигонов, часть пунктов которых может быть расположена в высотных зданиях.

Указаны границы применимости спутниковых гравиметрических данных для акваторий, обрамленных горными сооружениями и прибрежных акваторий. Рассчитанные оценки качества альтиметрических данных для разномасштабных построений могут быть применены при геолого-геофизических исследованиях на других акваториях внутренних и окраинных морей.

Методика обработки и интерпретации данных потенциальных полей в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной информации представляет значительный интерес при геологических исследованиях с целью поиска минерального сырья во всех регионах Российской Федерации. Разработанный математический аппарат и инструменты учета априорной геологической информации стали основой программного обеспечения “GravMagInv” [Чениго, 2022], предназначенного для создания профильных, объемных и сферических плотностных и магнитных моделей.

Новые геологические модели или элементы моделей крупных регионов Российской Федерации, имеющих высокий углеводородный потенциал (модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин, трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона, трехмерная геоплотностная модель Баренцевоморского региона и др.),

дополняют современные концепции о геологическом строении перечисленных территорий и могут использоваться для их совершенствования.

Результаты исследований включены в лекционные материалы таких учебных курсов, как «Основы гравиразведки и магниторазведки», «Гравиразведка», «Методы обработки и интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных», «Прямые и обратные задачи гравиразведки и магниторазведки», «Сейсмогравитационное моделирование», «Морская гравиразведка и магниторазведка» и других, читаемых на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

Методология и методы исследования

Важную часть фактических материалов составляют материалы, полученные автором лично или под его руководством в ходе инициативных исследований, при совершенствовании образовательного процесса и выполнении научных и производственных договоров на Геологическом факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. Значительная часть фактического материала – это данные из открытых Интернет-источников, в том числе содержащие материалы спутниковых миссий по регистрации гравитационного поля Земли. При геологическом анализе широко привлекались открытые материалы из Российских геологических фондов.

При реализации исследований применялись специальные и общенаучные методы. Разработка подходов к эталонированию гравиметров и наземного гравиметрического мониторинга потребовала постановки экспериментальных наблюдений. Математические алгоритмы решения прямых и обратных задач разработаны в ходе общенаучных теоретических рассуждений, подкрепленных результатами моделирования. Систематизация методик геоплотностного интерактивного моделирования выполнена путем обобщения и классификации. Практические примеры построения согласованных физико-геологических моделей – это анализ результатов моделирования, исходные данные для которого получены из разных источников в ходе обобщения и систематизации. Выявление пространственно-временных изменений гравитационного поля в их связи с геологическими особенностями базируется на методах общегеологических рассуждений (в т.ч. синтеза, аналогии, индукции и дедукции и других) и эмпирических методах (моделирование, наблюдение, описание и других).

Положения, выносимые на защиту

1. Алгоритмы и методы решения прямых и обратных задач гравиразведки, которые позволяют создавать модели геологических сред со сложным кусочно-непрерывным и градиентным распределением плотности.

2. Подходы в области геоплотностного интерактивного моделирования, применяемые в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации и позволяющие учитывать условия формирования элементов геологического разреза.

3. Методика долговременных гравиметрических наблюдений, которая позволяет выделять сезонные изменения уровня грунтовых вод (и влажности грунтов).

4. Низкочастотная компонента вариаций гравитационного поля, полученная по данным миссии Грейс, связана с геодинамическими процессами в тектонически активных регионах.

Личный вклад

Лично диссертанту принадлежат: постановка целей и задач исследований; постановка, выполнение и руководство полевыми экспериментами, проведение обработки, анализа и геологической интерпретации получаемых результатов.

Диссертантом лично или при его непосредственном участии написана существенная часть текста публикаций из списка по теме диссертации. Конфликт интересов с соавторами отсутствует.

Степень достоверности

Результаты работы получены с использованием современной сертифицированной гравиметрической аппаратуры, основаны на современных открытых геолого-геофизических данных.

Достоверность разработанных алгоритмов подтверждена выполнением тестовых расчетов на модельных данных.

Геологические выводы независимо сопоставлены с результатами других геолого-геофизических исследований.

Апробация результатов

Результаты докладывались на научных и практических конференциях и совещаниях разного уровня, в том числе таких, как:

– Международная конференция и выставка по разработке новых технических средств и технологий для работ на шельфе и в Мировом океане: «Теория и практика морских геолого-геофизических исследований» (Геленджик, 1999, 2001);

– XXIII General Assembly of IUGG (Япония, Саппоро, 2003);

- X, XII, XIV, XV Международная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (Москва, 2003, 2005, 2007, 2008);
- 4е, 5е, 7е, 8е, 9е, 10е Геофизические чтения имени В.В. Федынского (Москва, 2002, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008);
- 7я, 19я Международная научно-практическая конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа «Геомодель» (Геленджик, 2005, 2017);
- XLIX Тектоническое совещание, посвященное 100-летию академика Ю.М. Пушаровского (Москва, 2017)
- 4я, 5я, 10я, 16я Международная научно-практическая конференция и выставка «Инженерная и рудная геофизика». (Геленджик, 2008, 2009, 2014, Пермь, 2020);
- 31я, 32я, 41я, 45я, 46я, 47я, 48я, 49я Сессия международного семинара им. Д.Г. Успенского «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей» (Москва, Екатеринбург, Казань, Пермь, Воронеж, 2004, 2005, 2014, 2018, 2019, 2020, 2022, 2023);
- Симпозиум Международной ассоциации по геодезии (IAG) «Наземная, морская и аэрогравиметрия: измерения на неподвижных и подвижных основаниях» (Санкт-Петербург, 2010, 2016, 2019);
- European Geosciences Union General Assembly (Австрия, Вена, 2014, 2019, 2020, 2021);
- Международная научно–практическая конференция и выставка «Инженерная, угольная и рудная геофизика - 2015. Современное состояние и перспективы развития» (Сочи, 2015);
- Ломоносовские чтения (Москва, 2011, 2015, 2016, 2017, 2019, 2020, 2021, 2023);
- Международная геолого-геофизическая конференция и выставка: «Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. ГеоЕвразия» (Москва, 2018, 2019, 2020, 2021, 2023);
- Гравиметрический и магнитометрический семинар памяти профессора В.Р. Мелихова (Москва, 2017, 2018, 2020, 2023);
- IV Школа-семинар "Гординские чтения" (Москва, 2017);
- VII, IX, XII Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование» MARESEDU (Москва, 2018, 2020, 2023);
- Научно-практическая конференция и выставка «Морские технологии» (Геленджик, 2019, 2021);
- Научная конференция, посвященная 75-летию кафедры геофизических методов исследования земной коры геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (Москва, 2019)

- 4я, 5я, 8я Международная научно-практическая конференция «Инновации в геологии, геофизике и географии» (Севастополь, 2019, 2020, 2023);
- II всероссийская школа молодых учёных "Системный анализ динамики природных процессов в российской Арктике" (Московская область, 2022);
- Международная научно-практическая конференция «Геосочи. Актуальные проблемы геологии и геофизики» (Сочи, 2022, 2023);
- Всероссийская научно-практическая конференция «Школе геофизиков МГУ – 80 лет. Переключка поколений» (Москва, 2024).

Публикации

По теме диссертации опубликована 32 работа, включая 24 работы в изданиях, рекомендованных МГУ имени М.В. Ломоносова.

Благодарности

Автор благодарен и чтит память своего Учителя – профессора В.Р. Мелихова.

Автор выражает благодарность заведующему кафедрой профессору А.А. Булычеву за наставничество и постоянную поддержку.

Автор выражает глубокую признательность сотрудникам лаборатории гравиразведка с.н.с Т.Б Соколовой, доценту К.М. Кузнецову, ассистенту А.А. Фадееву за совместное многолетнее развитие направления «Гравиразведка» в стенах Московского Университета, своим аспирантам Н.С. Ткаченко, Д.А. Арутюняну, Л.С. Чепиго, защитившим кандидатские диссертации. Автор с благодарностью помнит всех студентов, вложивших свои силы в реализацию гравиметрических экспериментов.

Автор выражает особую благодарность своим жене, детям, родителям, поддержку которых он постоянно испытывает.

Глава 1. ТЕХНОЛОГИИ СБОРА И ОБРАБОТКИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Гравиразведка, являясь одним из классических методов разведочной геофизики, широко применяется в геологической отрасли. За последние годы достигнут значительный прогресс в качестве гравиметрических измерений: значительно улучшены точностные характеристики гравиметров и детальность измерений (Рисунок 1.1).

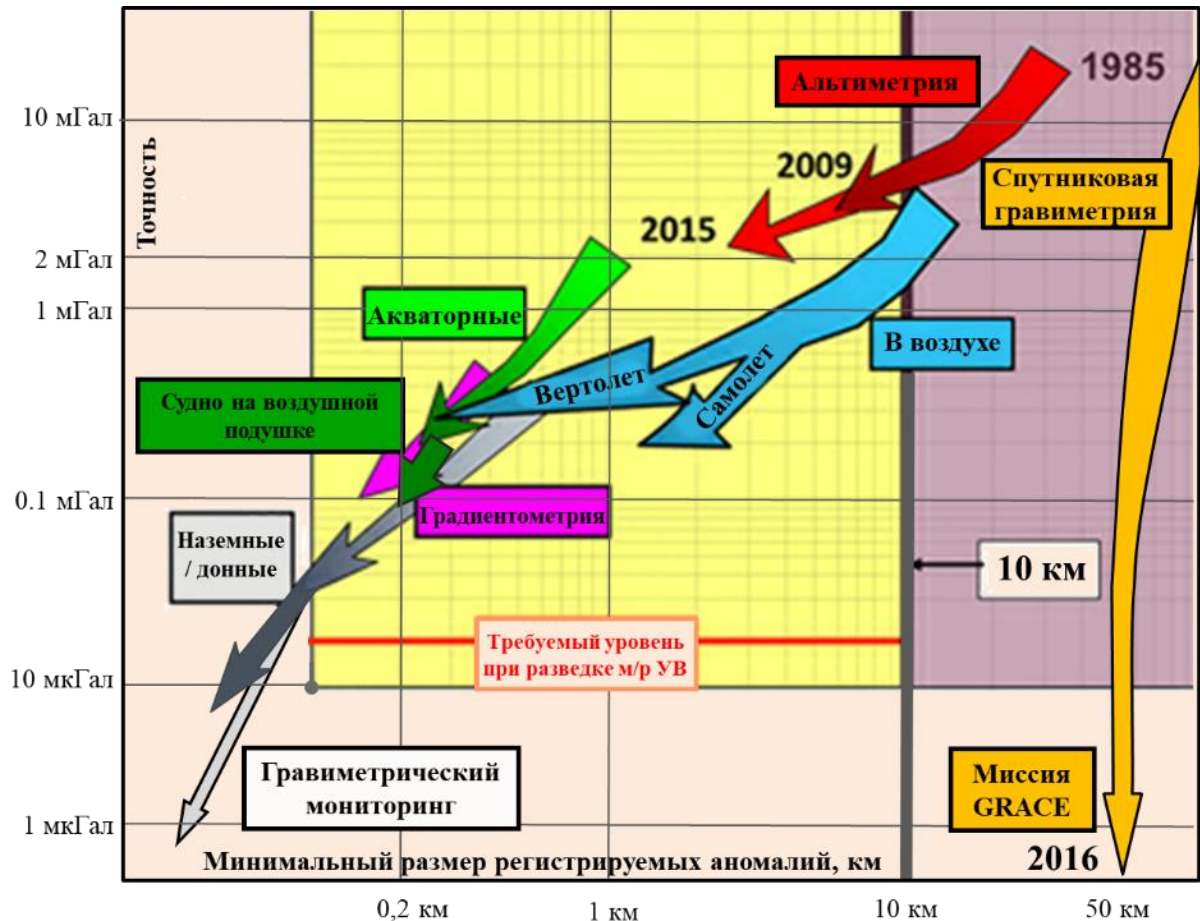


Рисунок 1.1 Точность и детальность гравиметрических измерений по [Fairhead, 2015] с дополнениями

Наземные и спутниковые гравиметрические измерения вышли на измерительный уровень в первые единицы – первые десятки мкГал. Мониторинговые гравиметрические измерения на суше [Андреев и др., 2012], на морском дне [Ruiz, et al., 2015], в околоземном пространстве [Ткаченко, Лыгин, 2017; Лыгин, Пышнюк, 2021] близки и даже преодолевают точностной рубеж ± 1 мкГал.

В то же время гравиметрические измерения на подвижном основании в воздухе и на акваториях до сих пор на один – два порядка хуже по точности [Пешехонов и др., 2017; Lygin et al., 2016a] по сравнению со стационарными измерениями, а их разрешающая способность, определяемая непостоянством скорости и ускорений носителя, обычно недостаточна для регистрации аномалий небольшого размера (менее первых сотен метров). Современное состояние измерительной аппаратуры на подвижном основании таково, что гравиметрические

данные оказываются реально полезными только на ранних стадиях геологоразведки, когда не требуется высоких по детальности и точности исследований. Здесь и далее под высокой точностью понимается окончательная погрешность определения аномалий поля силы тяжести в редукции Буге не хуже $\pm 5-10$ мкГал, под высокой детальностью – разрешающая способность в первые сотни метров и детальнее. Исключения составляют акваторные гравиметрические съемки на специализированных судах на воздушной подушке, выполняемые по специальной методике [Лыгин В.А. и др., 2008].

Недостаточная измерительная точность и детальность приводят к низкой эффективности совместного анализа с другими геолого-геофизическими материалами и получению малого объема полезной информации, несоизмеримого с понесенными затратами. В результате происходит снижение интереса к гравиметрическому методу со стороны геолого-геофизического сообщества и, как следствие, к стагнации развития гравиметрической аппаратуры – востребованность гравиразведки для решения геологических задач крупнее среднемасштабного масштаба, в первую очередь, при измерениях на подвижном основании, низкая.

Слабо изученных территорий с каждым годом остается все меньше. Если не произойдет качественный скачок в точности измерений, в наборе измеряемых параметров гравитационного поля, то геологическая востребованность гравиметрии на подвижном основании продолжит снижаться.

Рассмотрим некоторые методические подходы, обеспечивающие повышение качества гравиметрических наблюдений и выделение полезного сигнала при поверхностных (наземных и наледных) съемках и спутниковых измерениях. Поверхностные измерения были получены автором лично или под его непосредственным руководством в ходе специально поставленных работ. Материалы спутниковых наблюдений общедоступны и проанализированы по специально разработанным методикам.

Особый интерес представляют долговременные гравиметрические наблюдения, изучающие вариации поля силы тяжести и связанные с ними перераспределения масс под земной поверхностью. Можно выделить три основных подхода гравиметрического мониторинга: 1) стационарные измерения на специально оборудованных пунктах, 2) дискретные по времени измерения на ограниченных по размеру территориях на дневной поверхности или морском дне, 3) измерения вдоль повторяющихся треков спутников гравиметрических миссий. Методика наземных мониторинговых гравиметрических измерений без использования удаленной опорной точки и методика обработки спутниковых гравиметрических наблюдений на примере обработки данных миссии GRACE рассмотрены в соответствующих разделах главы.

1.1. Эталонирование наземных гравиметров с использованием высотных зданий¹

Рассмотрим некоторые результаты методических исследований, полученные при выполнении наземных гравиметрических работ.

С появлением на Геологическом факультете МГУ автоматизированных относительных гравиметров Scintrex Autorav CG-5 в 2007 году стала актуальной задача систематических проверок констант приборов. Чтобы обеспечивать измерительную точность на уровне первых микрогалов, необходимо с высокой степенью точности знать такие характеристики гравиметра, как: цена деления, время становления отсчетов, зависимость показаний от угла наклона, реакция на внешние воздействия (изменение режима транспортировки, изменение внешней температуры и т.п.) и другие. Первой значимой характеристикой относительного гравиметра является цена деления счетчика измерительного устройства. Не зная значение цены деления, невозможно получить отсчет гравиметра в единицах измерения силы тяжести. Для гравиметров Scintrex CG-5 в силу особенностей устройства его чувствительного системы цена деления может быть определена только на специальных гравиметрических эталонных полигонах, на которых известны приращения силы тяжести между их пунктами.

В настоящее время существует несколько эталонных полигонов по определению цен деления гравиметров, главным образом, оставшихся от крупных организаций, занимавшихся производством гравиметрической аппаратуры или проведением полевых работ (в окрестности городов Нальчик, Геленджик, Мурманск, Санкт-Петербург, Иркутск, Казань, Екатеринбург), разной степени сохранности. В Московском регионе подобного эталонного полигона не сохранилось. Ранее существовавший полигон, пункты которого были созданы ФГУП «ВНИИГеофизика» вдоль юго-западного участка Московской кольцевой автомобильной дороги, ныне полностью утерян в результате строительных перепланировок города и московской кольцевой автодороги в 1990-х годах. К 2007 году сохранилось всего два пункта в районе поселков Немчиновка и Очаково с приращением силы тяжести всего около 15 мГал.

В условиях Москвы с ее плотной застройкой, активным почти круглосуточным автомобильным движением необходимо было найти решение, обеспечивающее условие разности ускорения силы тяжести между крайними пунктами полигона не менее 80 – 100 мГал согласно существующим требованиям [*Инструкция...*, 1980] и минимальные временные затраты на перемещения между пунктами.

¹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Фадеев А.А., **Лыгин И.В.**, Мелихов В.Р., Копаев А.В. Эталонный полигон по определению цены деления автоматизированных гравиметров в Москве // Геофизика. 2012. № 1. С. 70–73. (0.25 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

Требования могут быть удовлетворены, если при выборе гравиметрических пунктов учесть три пространственных фактора, влияющих на изменение ускорения силы тяжести: высота, географическая широта, особенности геологического строения.

Синергетический эффект перечисленных факторов максимален на линии, соединяющей Главное Здание МГУ на Ленинских горах (ГЗ МГУ) и гостиницу «Рэдиссон Коллекшн Отель» (бывшая гостиница «Украина»). Превышение рельефа между гравиметрическим пунктом ОП Ц08, расположенным в цокольном помещении (на уровне поверхности земли) ГЗ МГУ, и набережной Москва-реки в районе бывшей гостиницы «Украина» составляет около 90 м, что в гравитационном поле отвечает перепаду +28 мГал. Изменение по широте между ГЗ МГУ и бывшей гостиницей «Украина» составляет 5 км и соответствует увеличению нормального поля силы тяжести на +4 мГал. Дополнительный перепад значений силы тяжести (+8 мГал) связан с геологическим фактором – гравитационным эффектом северного борта Московского грабена. Таким образом общая амплитуда изменения поля силы тяжести достигает +40 мГал, которая зарегистрирована натурными измерениями.

Недостающее изменение поля силы тяжести амплитудой 40–50 мГал может быть получено за счет изменения высоты. На схеме проектного полигона (Рисунок 1.2) представлены точки с измеренными значениями гравитационного поля. Все измерения проведены относительно гравиметрического пункта, расположенного в лаборатории гравirazведки геологического факультета в ГЗ МГУ (ОП Ц08).

Перепад высот между гравиметрическим пунктом ОП Ц08 и 30 этажом ГЗ МГУ составляет ~143 м, который в гравитационном поле соответствует изменению в ~44,5 мГал.

В результате суммарное изменение поля силы тяжести между 30 этажом Главного здания МГУ и районом бывшей гостиницы Украина составляет 84,5 мГал.

Расстояние по дороге между Главным Зданием МГУ и районом бывшей гостиницы Украина составляет около 8 км. При движении между указанными пунктами по Бережковской набережной имеется, по крайней мере, два удобных места для устройства дополнительных опорных пунктов: рядом с Сетуньским мостом и мостом имени Богдана Хмельницкого с приращениями силы тяжести порядка 20 и 30 мГал соответственно.

В качестве пунктов полигона в ГЗ МГУ выбраны этажи 21, 24, 28 и 30 (Рисунок 1.3). Этажи 24, 28 и 30 находятся на территории музея Землеведения, что позволяет проводить измерения в спокойной обстановке. Пункт 21 этажа находится рядом с лекционными кабинетами, поэтому измерения на нем надежнее проводить в часы занятий или вечерние часы, или в выходные дни. По этой причине на 21 этаже меньше всего определений приращений силы тяжести.

Общая длительность звена, включающего 3 пункта на уличном сегменте полигона и 3(4) пункта в здании, не превышает 2,5 часа.

С момента окончания строительства Главного здания МГУ в нем постоянно проводились студенческие практики по измерениям приращений силы тяжести на разных этажах. В начале работы велись с оптическими приборами, а в последнее годы с автоматизированными гравиметрами. Было выявлено, что с использованием оптических гравиметров возможно получать устойчивые отсчеты на 24-м и более низких этажах. Измерение приращений силы тяжести с использованием автоматизированных гравиметров типа Scintrex CG5 за счет накопления сигнала более устойчиво. На этажах выше 24-го записи гравиметров Scintrex CG5, хотя и зашумлены высокочастотной помехой, но за счет осреднения на интервале 3–5 минут, обеспечивают погрешность единичного измерения не хуже ± 5 мкГал.

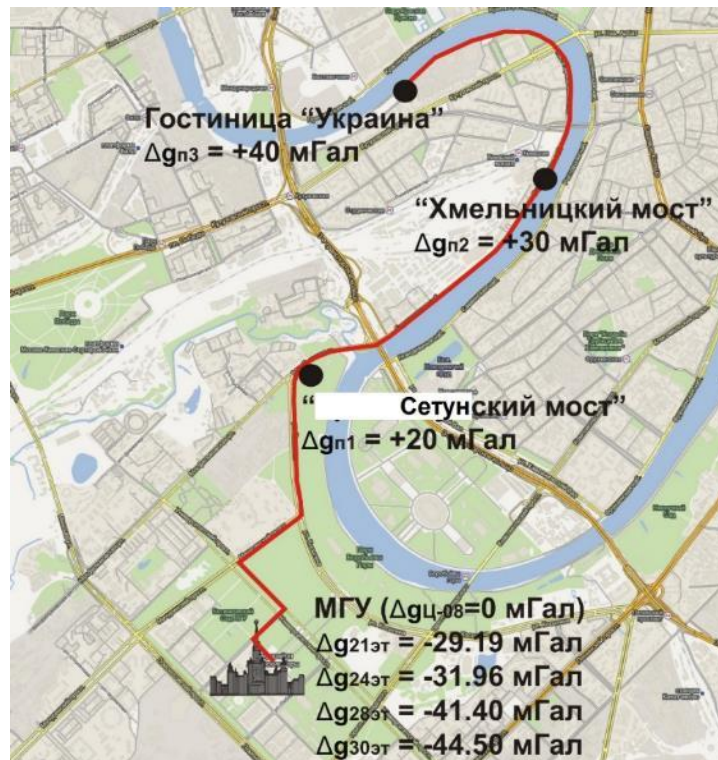


Рисунок 1.2 Схема проектного полигона в г. Москва для эталонирования автоматизированных гравиметров

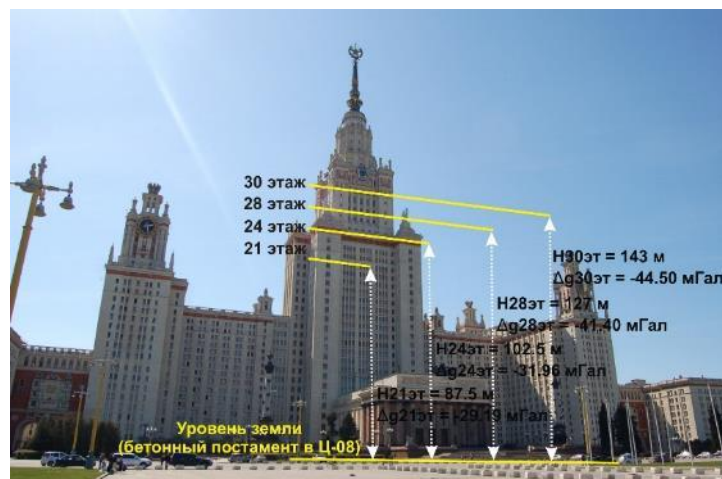


Рисунок 1.3 Изменение силы тяжести в ГЗ МГУ в зависимости от высоты

При наблюдениях внутри высотного здания особое внимание уделяется вопросу устойчивости показаний гравиметра и самих значений силы тяжести на пунктах, расположенных на верхних этажах здания.

Стандартное отклонение (SD) при наблюдениях на верхних этажах с гравиметрами Scintrex CG5 составляет $\pm 0,10-0,30$ мГал (в обычных условиях при наблюдениях на твердом основании этот показатель редко превышает $\pm 0,050$ мГал). За счет предусмотренной возможности накопления количества отсчетов и их осреднения результат единичного измерения практически всегда оказывается качественным.

За все время наблюдений максимальный разброс значений на всех этажах не превысил 22 мкГал, а более 70% всех отклонений приходятся на область среднеквадратической погрешности единичного измерения гравиметра Scintrex ± 5 мкГал (Рисунок 1.4). Следует отметить, что наблюдения выполнялись как в благоприятных (безветренная погода), так и неблагоприятных условиях. В ветреную погоду верхняя часть здания раскачивается, что приводит к зашумлению данных гравиметрических наблюдений.

Систематические гравиметрические наблюдения на высотном полигоне проводятся с 2009 года [Лыгин и др., 2010]. За период с 2009 по 2011 годы накоплена представительная статистика приращений силы тяжести между выбранными пунктами внутри Главного здания МГУ (Таблица 1.1). Больше количество определений приращений силы тяжести приходится на этажи 28 и 30, это связано с тем, что именно они обеспечивают максимальные приращения силы тяжести, и с них начиналось накопление измерений на этажах ГЗ МГУ. На 24 этаже измерения проводятся с конца 2010 года

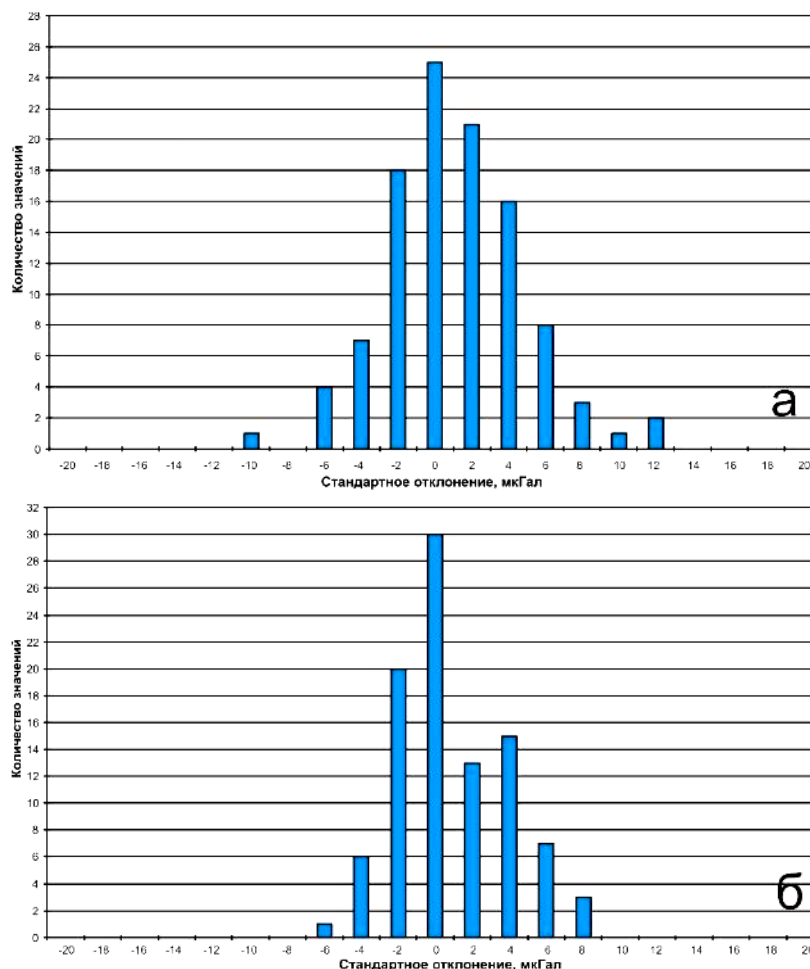


Рисунок 1.4 Отклонения измеренных приращений силы тяжести от средних значений для а) 28 этажа, б) 30 этажа.

Таблица 1.1 Статистика измерений приращений силы тяжести относительно ОП Ц08 гравиметрами Scintrex CG5 на этажах Главного здания МГУ имени М.В. Ломоносова с 2009 по 2011 годы

Параметр	21 этаж	24 этаж	28 этаж	30 этаж
Кол-во гравиметров	4	3	9	8
Кол-во определений Δg	15	26	106	94
Приращение поля силы тяжести Δg относительно ОП Ц08				
Δg среднее, мГал	-29.190	-31.960	-41.400	-44.500
Δg_{\max} , мГал	-29.199	-31.970	-41.411	-44.507
Δg_{\min} , мГал	-29.170	-31.953	-41.389	-44.493
$ \Delta g_{\max} - \Delta g_{\min} $, мкГал	29	17	22	14
Ср.-кв. погрешность $\varepsilon_{\Delta g}$, мкГал	± 8	± 5	± 2	± 3

Средние значения приращений силы тяжести на верхних этажах ГЗ МГУ относительно опорного пункта ОП Ц-08 определены со среднеквадратической погрешностью от ± 2 до ± 8 мкГал. Среднеквадратические погрешности на этажах 28 и 30 ниже, чем на этажах 21 и 24 только

благодаря количеству выполненных измерений. За два года измерений на пунктах полигона не выявлено долговременных изменений силы тяжести. Расхождения между минимальным и максимальным определением силы тяжести на каждом этаже не превышают 29 мкГал.

Практическое использование эталонного полигона ведется с 2010 года. Как показала статистика наблюдений в ГЗ МГУ в 15 независимых сериях, выполненных в разные сезоны, за 6 – 8 звеньев цена деления гравиметров определяется с относительной среднеквадратической погрешностью $\pm 2-7 \cdot 10^{-5}$. Длительность звена, включающего 3 – 4 пункта, составляет около 1 часа. Для установления приращений силы тяжести между пунктами полигона использовались эталонированные гравиметры Геологического факультета, ГАИШ имени П.К. Штернберга МГУ и ряда других организаций.

После соответствующих подготовительных мероприятий [Фадеев, Лыгин, Соколова, 2014], в том числе с использованием наблюдений на высотном эталонном полигоне в Главном здании МГУ, возможно выполнять высокоточные гравиметрические съемки. Группа откалиброванных приборов применялась для выполнения съемок в различных по климатическим условиям и условиям производства работ регионах (Камчатка, Республика Калмыкия, Самарская область, Ямало-Ненецкий АО). При этом среднеквадратические погрешности наблюдений составляли около ± 10 мкГал. Примерами высокоточных исследований в научно-практических задачах являются съемки при изучении карстовых процессов [Модин и др., 2014; Соколова и др., 2015], грязевых вулканов [Модин и др., 2020], ледниковых и аллювиальных отложений [Лыгин и др., 2014б; Ермаков и др., 2015], выявлении инженерно-геологических особенностей [Лыгин и др., 2014в; Sokolova, Lygin, Fadeev, 2014], выявлении сезонных изменений уровня грунтовых вод [Лыгин и др., 2017], на льду [Лыгин и др., 2020; Соколова и др., 2021; Широкова и др., 2020; Шклярчук и др., 2020б]. и другие [Фадеев и др., 2023]. В Калужской области (д. Александровка) на геофизическом полигоне Геологического факультета МГУ, где проходят студенческие практики, точность гравиметрических съемок обычно не хуже $\pm 5-10$ мкГал в независимости от времени года [Попик, Дакалова, Фадеев, 2011; Лыгин и др., 2014а]. В гравиметрических работах, которые периодически проводятся студентами, аспирантами под руководством сотрудников лаборатории гравиразведки на территории МГУ, достигаются точности $\pm 2-3$ мкГал [Колубакин, 2010; Фролов, 2011; Соловьева и др., 2013; Ушаков, Валькова, 2011; Фадеев и др., 2023].

Положительный опыт гравиметрических измерений на этажах Главного здания МГУ [Лыгин, 2007; Лыгин, Оболенский, Фадеев, 2008; Бровкин, Краснов, 2011; Лыгин и др., 2014в] позволил инициировать гравиметрические наблюдения в современных высотных зданиях Москвы для поиска более удобной схемы гравиметрических пунктов нового эталонного полигона [Lygin et al., 2016б].

1.2. Спутниковые гравиметрические технологии

С развитием технологий спутниковых гравиметрии и альтиметрии встал вопрос об их месте в ряду классических геофизических методов. Обработать, систематизировать гравиметрическую информацию спутниковых измерений и увязать их с морскими и наземными измерениями, съемками представляет собой сложную и актуальную задачу.

1.2.1. Сопоставление данных спутниковой альтиметрии и морских гравиметрических съемок – детальность и разрешающая способность альтиметрических данных²

С начала 1990-ых годов интерес к спутниковым альтиметрическим данным в среде российских геофизиков возрос. Детальность осредненных по трекам спутниковых измерений достигла 1 и 2 минут дуги большого круга, то есть по плотности грида формально стала отвечать масштабу 1: 200 000, а сами альтиметрические данные стали широко доступны.

Из идеологии альтиметрических измерений следует, что оптимальными районами являются открытые части Мирового океана, где точность измерений высот спутника выполняется с наименьшими ошибками. Эти данные являются основой получения нескольких видов геофизической информации: во-первых, после обработки измерений альтиметрические данные прямым образом характеризуют высоты геоида, а отсюда вытекает решение ряда задач высшей геодезии, определения эллипсоида относимости и нормального поля силы тяжести; во-вторых, высоты геоида через переходной коэффициент перевычисляются в аномалии потенциала тяготения планеты Земля; в-третьих, по кривизнам сглаженных треков полета спутника вычисляются первые производные потенциала, т.е. аномалии силы тяжести в свободном воздухе; и, наконец, аномалии в свободном воздухе позволяют через корреляционные зависимости перейти к построению карт рельефа дна. Последние, например, под названием “Predict-relief”, получили даже гораздо большее использование на практике, чем само гравитационное поле в редукции в свободном воздухе.

Среди успешных миссий наибольшую известность приобрели Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon.

² При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мелихов В.Р., **Лыгин И.В.**, Булычев А.А., Лыгин В.А. 31. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Булычев А.А., Лыгин В.А. Сравнительный анализ данных набортной гравиметрии и спутниковой альтиметрии // Разведка и охрана недр. 2004. № 5. С. 72–76. (0.31 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,260.
2. **Лыгин И.В.** Структура земной коры Черного моря по комплексу геофизических данных // Диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.10 / Лыгин Иван Владимирович; [Место защиты: ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»]. - Москва, 2005. - 183 с.

По результатам работы спутника Geosat была создана улучшенная геопотенциальная модель (Goddard Earth Model T2, GEM-T2) [Lemoine *et al.*, 1998] заменившая модель GEM-10, использовавшуюся ранее.

Первый европейский спутник (ERS-1 – European Remote Sensing Satellite) был запущен в июле 1991 года. Данные радарной альтиметрической съемки со спутников миссий ERS-1 и Geosat были соединены, совместно обработаны, вследствие чего получены глобальные grids геоида и гравитационного поля практически на всю площадь Мирового океана [Cazenave *et al.*, 1996; Sandwell *et al.*, 2001; Smith, Sandwell, 1997; Tapley, Kim, 2001; Wessel, Lyons, 1997]. Базу данных о гравитационном поле в дальнейшем будем называть **Sandwell** (по имени основного автора), а базу данных о рельефе дна – **Predict**.

Дальнейшие успехи спутниковой альтиметрической съемки связаны со специализированным спутником Topex/Poseidon, который был запущен в августе 1992 года на высоту 1335 км с наклоном плоскости орбиты 66 градусов. Повторение орбиты составило 10 дней. Оборудование, установленное на спутнике Topex/Poseidon, позволило обеспечить точности в определении высот $\pm 3-4$ см [Rodriguez, Martin, 1994]. Однако эту высочайшую оценку надо рассматривать как аппаратурно-методическую точность комплекса, полученную в идеальных внешних условиях измерений, в безаномальных районах океана и при идеально гладкой невозмущенной его поверхности.

Материалы спутниковой альтиметрии, имеющие свободный доступ в сети Интернет, содержат данные со спутников всех миссий, в том числе Topex/Poseidon, и рассчитаны по улучшенным переходным функциям Д. Сандвелла [Smith, Sandwell, 1997]. Такие базы, как правило, представляются с дискретностью 1 минуты дуги большого круга и имеют наименования **Topex-gravity** (для гравитационных данных) и **Topex-relief** (для рельефа дна).

Оценки погрешностей, выполненные для Geosat и ERS-1 [Hwang *et al.*, 1998; Jung, Vogt, 1992; Laxon, McAdoo, 1994], продолжают использоваться и действовать, но в то же время требуют актуализации для определения границ применимости альтиметрических данных во внутренних морях, прибрежных областях и на участках акваторий с резко пересеченным рельефом дна.

На Рисунок 1.5, а представлены графики спектральных оценок различия аномального гравитационного поля, измеренного на корабле и перевычисленного по спутниковым данным. В качестве параметров сравнения выступают периоды гравитационных аномалий, их мощность (амплитуда) и коэффициент корреляции. Из Рисунок 1.5, б следует, что во всем исследованном диапазоне периодов $T < 130$ км амплитуды спутниковых альтиметрических аномалий в разной степени заглажены.

О высокой точности совпадения можно говорить только для $T > 80$ км. По корреляции полное совпадение аномалий возможно только при $T > 100$ км. Для среднечастотных аномалий

резкое различие амплитуд начинается с периодов 30 км и менее. При этом коэффициент корреляции между аномалиями на судне и по спутнику, составляющий 95% для $T = 30$ км, уменьшается и при длине волны $T = 20$ км уже равен 64 %. Это указывает на наличие фазового смещения сигналов, а представленные оценки весьма неутешительны и обеспечивают точность работы только масштаба 1: 1 000 000 и менее.

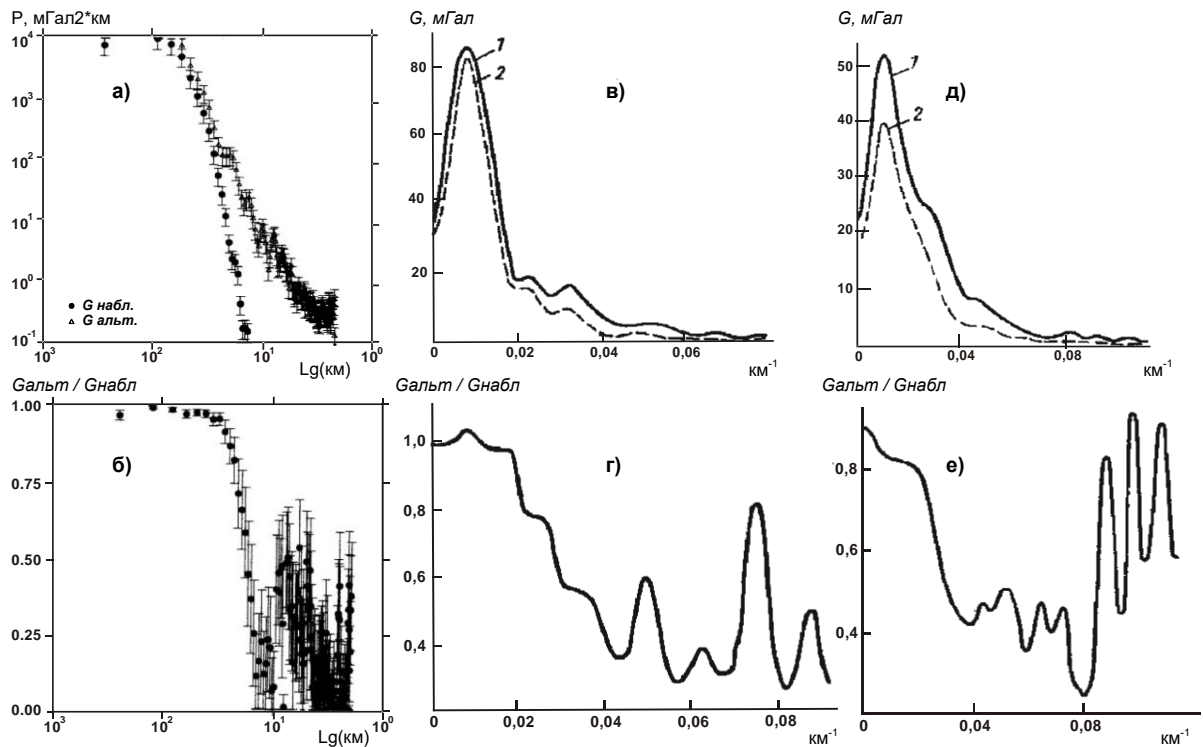


Рисунок 1.5 Сравнение амплитудных спектров гравитационных аномалий, полученных из набортных съемок и из спутниковых альтиметрических измерений

Районы рифтовой зоны Южной Атлантики. Осредненные амплитудные спектры: а) по профилю в Атлантическом океане [Wessel, Smith, 2002]; в) по полигону у о. Буве [Булычев, 2000]; д) по полигону в районе тройственного сочленения [Булычев, 2000]. 1 – спектр наблюдаемого поля, 2 – спектр поля, вычисленного по альтиметрическим данным. Графики отношений осредненных амплитудных спектров: б) в Атлантическом океане; г) по полигону у о. Буве; е) по полигону в районе тройственного сочленения.

Д. Сандвелл отмечает [Sandwell, et al., 2001], что “методы, использующие альтиметрические данные, способны выделять крупные линейные прибрежные осадочные бассейны и большие структуры, но разрешающей способности не хватает для обнаружения мелких геоморфологических структур и сравнительно небольших осадочных бассейнов. Аномалии с периодом менее 40 км не могут быть достоверно проинтерпретированы вблизи береговой линии, так как исходные альтиметрические данные часто имеют пропуски либо ненадежны вблизи берега”. В то же время в работе [Yale et al., 1998] утверждается, что разрешающая способность спутников Geosat и ERS при определенных условиях может решать задачи изучения осадочных бассейнов с периодами аномалий 20 – 100 км и амплитудами свыше 10 мГал, а материалы Torax-gravity – даже с периодами 2 – 20 км и амплитудой сигнала более 5 мГал. Здесь имеется определенное расхождение в оценке применимости альтиметрии.

На необходимость проведения более детальных сравнительных оценок указывает то, что большинство исследователей не удовлетворено рекомендациями [Olgiati, et al., 1995; Ribe, 1982; Sandwell et al., 2001] использовать альтиметрические данные только в открытых безаномальных абиссальных частях океанов. Наибольший интерес данные спутниковой альтиметрии вызывают в связи с изучением динамически активных акваторий с пересеченным и резко пересеченным рельефом дна (рифтовые зоны, палео-хребты, островные дуги, субдукционные бассейны и т.п.). С другой стороны, к альтиметрическим данным можно подходить не только как к единственной, основной информации, а использовать её как дополнение к набортным гравиметрическим наблюдениям, закрывая площади, не покрытые съемками. Интерес могут представлять даже не очень надежные альтиметрические данные, которые в определенных условиях могут быть подправлены (скорректированы) на основе имеющихся набортных наблюдений и известных частотных свойств потенциального поля (в границах его стационарности и стационарности изучаемых геолого-тектонических характеристик региона).

Анализ [Мелихов и др., 2004] выявил методические проблемы альтиметрического метода и определил основные виды погрешностей, не зависящие от характеристик гравитационного поля Земли, характера подводного рельефа и близости берега. Основными являются четыре источника погрешностей.

Ошибки, связанные с трудностями выделения первого вступления отраженного сигнала спутникового альтиметра – приводит к случайным погрешностям $\pm 1 - 2$ мГал и более.

Искажения в прохождении сигнала от высоты орбиты до поверхности воды и обратно из-за неоднородностей ионосферы, тропосферы, атмосферы – влияют на длиннопериодные (>1000 км) аномалии силы тяжести.

Ошибки, связанные с расчетом поправок за океанографические аномалии – приводят к появлению среднeperиодных аномальных эффектов, плохо прогнозируемых и не подтверждаемых набортной гравиметрией.

Ошибки, связанные с методиками и алгоритмами обработки данных, в том числе связанные с отличиями между моделями нормальных гравитационных полей для морских съемок и используемых при обработке альтиметрических данных – приводят к появлению систематических (региональных) погрешностей.

Совокупное действие перечисленных факторов приводит к снижению качества альтиметрических данных и в сопоставлении с данными морских гравиметрических съемок подробно было рассмотрено в работе А.А. Булычева (2000).

На Рисунок 1.5 в, г, д, е представлены результаты сравнения [Булычев, 2000] альтиметрических данных с площадными масштаба 1:1 млн набортными съемками, выполненными на двух полигонах в рифтовой зоне Южной Атлантики: в районе острова Буве

(Рисунок 1.5 в, г) и районе тройственного сочленения рифтов (Рисунок 1.5 д, е), то есть на участках открытого океана с резко пересеченным рельефом. Из средних амплитудных спектров морских и альтиметрических аномалий силы тяжести (Рисунок 1.5. в, д) видно, что альтиметрические данные дают систематически заниженную мощность спектра во всей полосе частот ($0,01 - 0,08 \text{ км}^{-1}$). Отношение ординат спектра альтиметрических наблюдений к ординатам спектра набортных наблюдений по всей полосе частот представлено на Рисунок 1.5 г, е. Как и следовало ожидать, на низких частотах это отношение близко к единице. По мере увеличения волновых чисел (пространственной частоты) это отношение закономерно уменьшается, и после частоты $0,04 \text{ км}^{-1}$ (периоды менее 25 км) отклонения приобретают случайный характер. Это свидетельствует о том, что после достижения определенной частоты резко усиливается влияние шумов, природу которых можно отнести как к альтиметрическим, так и к набортным данным. Влияние шумов как на первом, так и втором полигонах, начинается при значениях волновых чисел (пространственных частот) $0,03 - 0,04 \text{ км}^{-1}$, что отвечает периодам аномалий 35 – 25 км. Кроме того, для спутниковых аномалий с периодами 100 – 35 км наблюдается уменьшение амплитуды аномалий на 20 – 60 %. Если же исключить все систематические ошибки и привести съемки к единому уровню, то среднеквадратическое расхождение с набортными наблюдениями может уменьшаться до ± 7 мГал, а в более спокойных по рельефу районах до ± 2 мГал, и это в полосе всех частот без ограничений. При сопоставлении гравиметрической съемки с данными спутника Geosat, снятыми вдоль трека, выявлено, что помимо различия амплитуд аномалий, непостоянного среднего расхождения и присутствия фазовых сдвигов спутниковых и набортных данных друг относительно друга, в спутниковых данных присутствуют “ложные” аномалии периодом до 50 км, которые не подтверждаются набортными измерениями.

Оценки и практические примеры использования альтиметрии для наиболее сложных условий окраинных и внутренних морей получены в авторских работах [Мелихов В.Р. и др., 2001, 2004; Лыгин И.В., 2003; Lyguine I.V. et al., 2003] и включают следующие результаты.

Резко пересеченный и неглубоко залегающий рельеф дна акваторий создает интенсивные аномалии в высокочастотной части спектра гравитационного поля. Здесь же присутствует сильное гравитационное влияние берегового рельефа и гравитационного поля континентальной коры, резко изменяющего кривизны треков спутника. В принципе, это отнюдь не плохо и характеризует внешние и внутренние особенности земной коры на границе различных её типов, что и является предметом исследования. Однако методика обработки альтиметрических треков не имеет избирательности и остается для переходных зон такой же, как и в открытых частях акваторий. В перспективе это можно исправить, но “мертвая” зона вдоль берега на ширину зондирующего луча альтиметра, по-видимому, всегда будет присутствовать.

Все эти особенности современных альтиметрических данных во внутренних акваториях рассматриваются на примере Черного моря, где ситуация, кроме того, усугублена наличием очень резкого горного берегового рельефа, создающего дополнительные помехи при зондировании в районах шельфа. Для центральных и западных частей акватории ученые располагают лишь редкой сетью набортных гравиметрических наблюдений МГАН СССР. Очевидно, что практический интерес к альтиметрии вызван оценкой возможности её использования в межпрофильных пространствах акватории. Для выполнения этой работы необходимо было исследовать вопрос, насколько детально отражают самые современные альтиметрические данные распределение поля в ограниченном внутреннем море и, особенно, на его континентальном склоне.

На Рисунок 1.6 представлены материалы сравнения набортных и альтиметрических определений рельефа дна при среднемасштабных работах порядка 1: 200 000. Сравнение выполнено для участка шельфа Черного моря с перепадом глубин от 500 м до 2 км. Шаг дискретизации спутниковых и набортных наблюдений согласован и представлен с одноминутной дискретизацией.

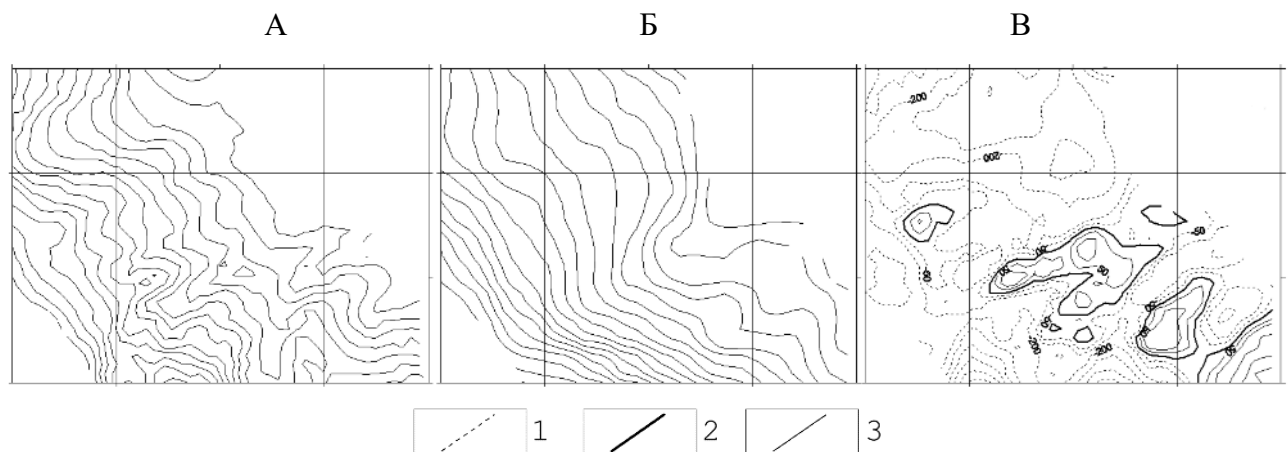


Рисунок 1.6 Сравнение фрагментов карт рельефа дна Болгарском шельфе Черного моря

А – набортные эхолотные измерения; Б – альтиметрические данные (Predict-relief-2); В – разности карт набортных и альтиметрических данных. Сечение изолиний неравномерное: 1 – отрицательные изолинии, 2 – нулевая изолиния, 3 – положительные изолинии. Линии координатной сети проведены через $0,4^\circ$.

Визуальный анализ материалов и статистические оценки позволили сделать следующие выводы.

1) на акватории Черного моря систематическая погрешность в “Predict-relief-2” ведет себя нелинейно в направлении от центра моря к береговым склонам. В центре Восточно-Черноморской котловины систематическая погрешность составляет приблизительно 20 метров причем “Predict-relief-2” уменьшает истинные глубины. При приближении к континентальному склону погрешность возрастает и у подножия составляет порядка 50–60 м. На самых крутых

участках склона систематическая погрешность достигает максимальных величин 400 м. Далее к берегу, систематическая погрешность убывает и на глубине 100 м погрешность равна 200 м.

2) Анализ локальных аномалий рельефа происходил на фоне сглаженной картины изолиний “Predict-relief-2”. В пределах глубоководной части моря исчезли изометричные аномалии амплитудой до 80 метров и периодом (шириной) до 30 минут (т.е. 50 км), сохраняются протяженные коррелируемые аномалии. В зонах континентального склона также сохраняются протяженные в плане аномалии, но наблюдается искажение не только в амплитуде, но и в рисовке изоаномал, т. е. фазовой характеристике. В поле “Predict-relief” континентального склона не отразились более мелкие линейные (коррелируемые) аномалии шириной менее 0,1 градуса (10 - 11 км) и амплитудой менее 350 метров. Здесь наблюдаются наибольшие случайные расхождения между эхолотными промерами и “Predict-relief-2” (от -800 м до +1200 м). Знакопеременный характер разности указывает на то, что в файле “Predict-relief”, видимо, содержатся ошибки, как планового положения аномалий, так и принципиальные ошибки спектрального наложения сигналов в областях с резкими перепадами рельефа и переходом к суше.

3) Приведенные выше оценки говорят о полной неприменимости использования “Predict-relief-2” в склоновых участках Черноморского региона.

4) В глубоководных котловинах Черного моря альтиметрические данные дают ошибку в базе “Predict-relief-2” порядка одного процента. И это отмечено на фоне ошибок, привносимых неточностью использованных корреляционных связей.

В детальном исследовании рельефа на полигонах сравнение баз данных Predict-2 и Topex показало, что Topex лучше коррелирует с эхолотными промерами. Если для Predict-2 среднеквадратические расхождения с детальной батиметрией на шельфе были ± 180 м, то база Topex уже отличается на ± 150 м. В области глубоководной котловины (>2 км) среднеквадратическое расхождение сохраняется для обеих баз и составляет ± 50 м.

К среднемасштабным гравиметрическим съемкам Черного моря относится съемка, выполненная в семидесятых годах К. Боуеном [McKenzie, Bowin, 1976]. Результаты этих наблюдений представлены на Рисунок 1.7 в виде последовательного ряда значений аномалий силы тяжести в свободном воздухе и рельефа от профиля к профилю. На эти же графики вынесены значения спутниковой альтиметрии с одноминутной дискретизацией. В Topex-рельефе отмечается полное совпадение с эхолотными данными по низким и средним частотам. Лишь в максимумах локальных форм рельефа Topex-рельеф дает устойчивое занижение амплитуд порядка 3 - 4 м. Это говорит о том, что Д. Сандвелл по материалам Боувена прекрасно подобрал переходные корреляционные коэффициенты рельефа, что обеспечило Topex-рельефу высокую надежность в практическом его использовании для среднемасштабных работ.

Гравитационное поле аномалий в свободном воздухе по альтиметрическим и набортным наблюдениям для всей акватории Черного моря имеет систематическое расхождение в 6 мГал. Для международных наблюдений (Боувен) (Рисунок 1.7) расхождение устранено, материалы приведены к единому уровню, что позволяет наглядно проследить взаимоотношение двух реализаций. Анализ аномалий силы тяжести в глубоководной и шельфовой зонах выявил наличие различных значений систематических расхождений.

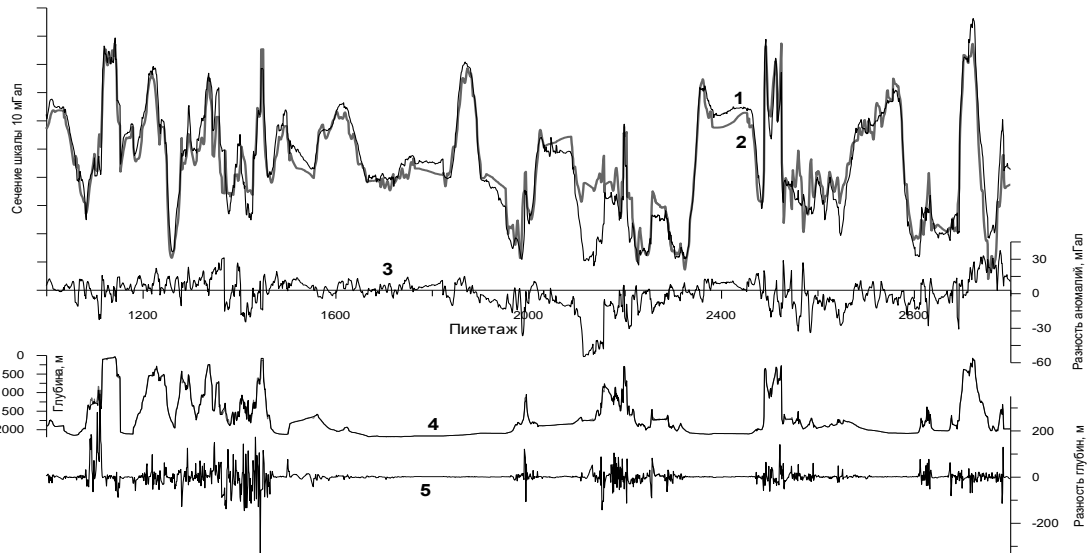


Рисунок 1.7 Сравнение аномального гравитационного поля и рельефа дна вдоль фрагментов профилей на акватории Черного моря.

Цифрами обозначены графики: аномалий силы тяжести: 1 – по данным набортных наблюдений (McKenzie D.P. and Bowin C, 1976), 2 – вычисленные по альтиметрическим материалам (Torex-gravity-1); 3 – разность графиков 1 и 2; 4 – рельеф дна по данным эхолотных промеров (McKenzie D.P. and Bowin C, 1976); 5 – разность данных набортного эхолотирования и рассчитанного рельефа (база данных Torex-relief-1).

Для глубоководной части ($>2,0$ км) система составляет 9,3 мГал, в то время как для аномалий, приуроченных к глубинам от 0 до 2 км средний уровень альтиметрических данных занижен на 5,8 мГал, а для глубин от 0 до 1,8 км уровень занижен всего на 2,1 мГала. По всем пунктам наблюдения среднее квадратическое расхождение $\pm 10,6$ мГал, с учетом среднего уровня уменьшается незначительно до $\pm 9,8$ мГал. На шельфе и континентальном склоне расхождение составляет $\pm 11,7$ мГал. Учитывая средний уровень, расхождение снижается до $\pm 9,8$ мГал. В глубоководной котловине среднее квадратическое расхождение без учета системы достигает $\pm 9,0$ мГал, а увязка по единому уровню набортных и альтиметрических данных дает минимальную невязку в $\pm 6,1$ мГал. Таким образом, при анализе “систематических” ошибок между морскими и альтиметрическими данными выяснилось, что на внутренней акватории Черного моря эти отклонения зависят не только от широты, но и от положения пунктов наблюдения по отношению к береговой линии. Это говорит о том, что в систему входит не только отличие влияний разных эллипсоидов относимости, но и не учтенные кривизны треков, определяемые соотношением гравитационных полей над океанической и континентальной корой. Отсюда можно сделать

вывод, что коррекционные зависимости, предлагаемые в ряде работ (например, в [Железняк, Конешов, 2000]), должны быть более сложными для переходных зон континент-океан, а также для внутренних и окраинных морей.

Из материалов гравиметрических съемок 1970х годов был отобран профиль, практически совпадающий с одним из профилей съемки Боувена (США). Эти материалы были сопоставлены между собой и с альтиметрическими базами Torex-gravity и Torex-relief. Среднеквадратическое расхождение полей морских съемок (после их совмещения в едином уровне, но с учетом ошибок интерполирования) составило ± 2 мГал. Конечно, стоит отметить, что на этом участке амплитуда аномалий составляет всего 5 мГал.

В то же время среднеквадратическое расхождение набортных измерений (как для гравиметров США [Bowin, Scherr, Smith, 1986], так и отечественных) с Torex-gravity составляет ± 10 мГал для всей акватории. Если же учесть систематическое расхождение, то отличие не будет лучше ± 3 мГал. Однако, как и для океанов, в Черном море наблюдается отдельные площади, на которых происходит резкое расхождение альтиметрических и набортных измерений. Такие расхождения наблюдаются не только над локальными формами рельефа, но и в условиях отсутствия топографических аномалий.

Наибольшие искажения спутниковые данные Torex-gravity и Torex-relief имеют в узкой (10–20 км) полосе шельфа и верхней части континентального склона акватории, где глубины рельефа минимальны (0 – 500 м) и где в приёмном сигнале альтиметра частично содержатся сильные помехи береговых отражений. На шельфе отсутствуют локальные аномалии с периодами до 10 – 15 км. В зоне берегового влияния (полоса шириной ≈ 40 км) искажается амплитуда и форма более крупных гравитационных аномалий, однако фазового сдвига аномалий не отмечено. Вне зоны берегового влияния погрешности гравитационного поля по средним и низким частотам минимальны.

Встречены случаи фазового сдвига спутниковых гравитационных аномалий и появление “ложных” аномалий силы тяжести. В одном из примеров фазовый сдвиг составляет порядка 10 км и направлен в сторону открытой части акватории. Предположено, что наличие фазовых искажений зависит от плановой ориентировки азимутов треков спутниковой съемки по отношению к береговому рельефу. Если в азимуты восходящих и нисходящих треков спутника секут горную систему и береговую линию, то фазовые искажения возникают, если нет, то и фазовые ошибки минимальны. Причины появления в спутниковых гравиметрических данных “ложных” высокочастотных аномалий силы тяжести не установлены.

К вышесказанному следует добавить. Проанализированные версии спутниковых альтиметрических баз по рельефу дна и гравитационному полю вполне пригодны для геолого-геофизических целей на открытых частях акватории Черного моря (вне континентального

склона). При этом спутниковые данные необходимо привести к уровню морских съемок. Систематическая погрешность, в среднем составляющая для Черного моря около 10 мГал, определяется двумя основными факторами, во-первых, разногласием параметров эллипсоидов относимости (нормальных формул), используемых при вычислении морских (набортных) и спутниковых аномалий, и зависит от широты (как в океане), во-вторых, суммой нерегулярных влияний области перехода акватория – суша. Последний фактор делает бессмысленным использование во внутренних и краевых морях методики аналитического введения поправок.

Несмотря на то, что во внутреннем море океанографические аномалии выражены более слабо, нет приливов, сильных течений и т.п., тем не менее, в пределах Черного моря иногда возникают ложные альтиметрические аномалии. Природа и частота их появления (особенно на периодах 10–20 км) неизвестна. По этой причине более целесообразно использовать данные *Торех-gravity* только совместно с имеющимися профильными морскими съемками или под их контролем. На шельфовую и прибрежную части акватории Черного моря не рекомендуются использовать альтиметрические данные из баз *Торех-gravity* и *Торех-relief*.

1.2.2. Спутниковая гравиметрия³

Для различных гравиметрических целей за последние 30 лет были запущены специализированные гравиметрические миссии, в рамках которых измеряются относительные приращения силы тяжести на высоких орбитах спутника. Методики измерений различные.

В “простейшем” случае в качестве датчика может выступать связка из двух спутников, относительное превышение орбит которых, измеренное на самих спутниках, характеризует градиент потенциала тяготения. Важно то, что ограничений на характер рельефа поверхности планеты (типа: море, суша, горная область) подобные съемки не имеют. В других случаях применяются специализированные инерциальные системы для измерения параметров гравитационного поля.

Широко используются данные трех гравиметрических миссий: CHAMP, GRACE [Tapley, Kim, 2001], GOCE, которые обеспечивают достаточную точность измерений региональных (планетарных) составляющих силы тяжести и их временные вариации. Из-за большой высоты полета спутников (>250 км) предполагалось [Sandwell et al., 2001], что невозможно выделять аномалии силы тяжести с периодом короче 160 км.

³ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Лыгин И.В.**, Кузнецов, К.М., Шевалдышева, О.О., Гудкова, Т.В. Оценка детальности современных цифровых моделей гравитационного поля Земли на примере Карской астроблемы // Гелиогеофизические исследования. 2024. № 43. С. 4–14. (0.69 п.л., авторский вклад 35%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,867.

За последние десятилетия составлено обширное количество глобальных гравиметрических моделей, полученных на основе спутниковых технологий и часто с калибровкой по данным приповерхностных измерений [ICGEM...]. Об их качестве и возможности использования для геолого-геофизических задач можно судить только из сопоставления с данными более точных приповерхностных измерений.

При совместном сопоставлении моделей гравитационного поля для территории Карской астроблемы, расположенной недалеко от устья реки Кара на кряже Пай-Хой, было показано [Лыгин и др., 2024a], что наименьшей детальностью обладает модель XGM2019e [Zingerle et al., 2020], минимально опирающаяся на наземные данные. Среднеквадратическое отклонение от данных наземных съемок составляет $\pm 3,5$ мГала и модель содержит ошибки во всём диапазоне пространственных частот аномалий. Несмотря на калибровку по наземным данным, такие модели, как Sandwell and Smith [Sandwell et al., 2014], WGM2012 [Bonvalot et al., 2012], SGG-UGM-2 [Liang et al., 2020], также содержат высокочастотные помехи на уровне $\pm 3,5$ –4 мГал, искажающие формы и амплитуды изометричных и линейных аномалий. Для рассмотренного случая [Лыгин и др., 2024a] искажения затрагивают аномалии размером 50 км и менее.

В доспутниковую эпоху изучение гравитационного поля на обширных площадях протяженностью более тысячи километров осуществлялось, главным образом, наземными съемками и гравиметрическими измерениями на подвижном основании (авиационные и морские) и давало только стационарный «портрет» гравитационного поля. С развитием спутниковых методов возникла возможность получать в течение короткого временного промежутка глобальные модели гравитационного поля Земли с высокими точностью и пространственным разрешением и, таким образом, отслеживать временные изменения поля. Наиболее успешным проектом спутникового мониторинга гравитационного поля Земли являются миссии GRACE (2002 – 2017 годы) и её продолжение GRACE-FO (с 2018 года по настоящее время). Анализ результатов миссии GRACE показал, что могут проявляться устойчивые во времени аномальные эффекты на площадях размером от 80 км и более [Ткаченко, Лыгин, 2017; Лыгин, Ткаченко, Зотов, 2019; Лыгин, Ткаченко, 2020; Лыгин, Пышнюк, 2021].

1.2.3. Обзор применения данных спутниковой гравиметрической миссии GRACE для решения географических и геологических задач⁴

17 марта 2002 года по инициативе NASA и German Aerospace Center (DLR) была запущена миссия Грейс (GRACE – Gravity Recovery And Climate Experiment). Миссия GRACE оставалась

⁴ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

активной на протяжении более 15 лет до 2017 года. В 2018 году её сменила новая миссия GRACE-FO. Система наблюдений представляет собой два идентичных спутника, летящих по одной орбите на расстоянии 200 км и высоте 500 км над поверхностью Земли. За один месяц спутники совершают 480 оборотов вокруг Земли по полярной орбите (наклон составляет около 89 градусов к экватору). При благоприятных условиях расстояние между треками составляет всего 0,5 градуса. В результате за счет плотного облака наблюдений и высокой статистики предполагалось получить осредненную модель гравитационного поля с высокой детальностью и точностью. Длительная выборка наблюдений позволила скорректировать цель миссии на изучение долговременных изменений поля силы тяжести. В настоящее время доступны материалы многократного повторения орбит на протяжении более чем 20 лет.

Результаты обработки данных

Полученные в ходе полета исходные данные, включающие точные значения изменения расстояния между спутниками и другие телеметрические параметры составляют наборы нулевого уровня (Level-0). В них вводятся корректировки за положение спутников, а также их орбиты, показания GPS, акселерометров, звездных камер, состояния бортовых научных инструментов и т.д. Полученные в результате данные первого уровня (Level-1) имеют точную привязку по времени [Case et al., 2002]. Затем к данным первого уровня применяется математическая обработка, а именно, рассчитывается обратная задача с регуляризацией, вводятся поправки на эффект наложения частот и т.д. В результате получают данные второго уровня (Level-2), представляющие собой разложение ежемесячного гравитационного потенциала по сферическим гармоникам на сфере с радиусом, равным среднему радиусу Земли [Bettadpur, 2012].

В ходе миссии создаются последовательные версии (Release) продуктов уровней Level-1 и Level-2, отличающиеся постепенным улучшением пространственного и временного шага дискретизации (разрешения). Каждое новое повышение точности обработки обеспечивается в первую очередь добавлением новых фактических данных. Версия обработки Release-05 содержит данные с пространственным шагом $1 \times 1^\circ$ и временным разрешением 1 сут. [Dahle et al., 2013].

Обработанные данные находятся в открытом доступе на официальных сайтах институтов, занимающихся первичной обработкой, например, URL: <ftp://podaac.jpl.nasa.gov/allData/grace/> или URL: <http://www.csr.utexas.edu/grace/>, и обновляются ежемесячно.

Данные о гравитационном потенциале сохраняются в виде набора коэффициентов Стокса и статических поправок за расчётный период, как правило, за один месяц в файлах GRACE Gravity Model (GGM). Это могут быть как данные только Грейс, так и их комбинация с наземными исследованиями. Последнее повышает точность разложения потенциала Земли по гармоникам.

До запуска миссии Грейс гравитационная модель Земли включала 60 сферических гармоник, и точность определения эквипотенциальной поверхности составляла около 40 – 50 мм (с учетом альтиметрии над акваториями она повышалась до 20 – 30 мм). Модель базировалась на менее точных результатах предыдущих спутниковых миссий, в первую очередь альтиметрических. Последние позволяют методически восстановить высоты геоида только над морскими акваториями. Поэтому наибольшие погрешности предыдущих моделей приходились не просто на сушу, но на районы со сложной геоморфологией, такие, как крупные горные системы.

Модель GGM-05 (март 2003 – май 2015) – состоит из 180 гармоник, значения коэффициентов Стокса рассчитаны с точностью до 10-го знака после запятой, погрешность определения формы эквипотенциальной поверхности составляет 20–30 мм для всей поверхности Земли.

Решаемые задачи

В исследованиях применяются данные Level-2 выпуска «Release-05» и выше, реже 4-го выпуска. Погрешность определения компонент гравитационного поля с помощью описываемой методики по точности не уступает высокоточным наземным измерениям гравитационного поля на стационарных гравиметрических станциях.

Значения гравитационного поля, полученные с помощью Грейс, с высокой степенью дополняют (детализируют) изменения, зарегистрированные наземными гравиметрами (Рисунок 1.8). Различия как в самих значениях, так и линейных трендовых составляющих обусловлены в первую очередь тем, что данные Грейс отражают интегральное изменение гравитационного поля, произошедшее как минимум на площади размером $1 \times 1^\circ$ в течение месяца, а не изменение в конкретном пункте измерения. В изменениях в пределах такой одноградусной трапеции участвуют все плотностные флуктуации как в атмосфере, так и в земных оболочках (включая гидросферу и твердые оболочки).

Гравиметрические задачи миссии Грейс включают два основных научно-практических направления: построение глобальной модели гравитационного поля Земли и регистрация изменения гравитационного поля во времени.

Первое направление – фундаментальная задача гравиметрии и геодезии, с утилитарной точки зрения необходимая для усовершенствования систем отсчета координат для расчета орбит космических аппаратов при запуске и эксплуатации в околоземном пространстве, для повышения точности систем определения координат, использующих навигационные (геодезические) спутники позиционирования (GPS, ГЛОНАСС и др.).

С точки зрения геологии, уточненные данные о гравитационном поле необходимы для совершенствования глубинной модели строения Земли.

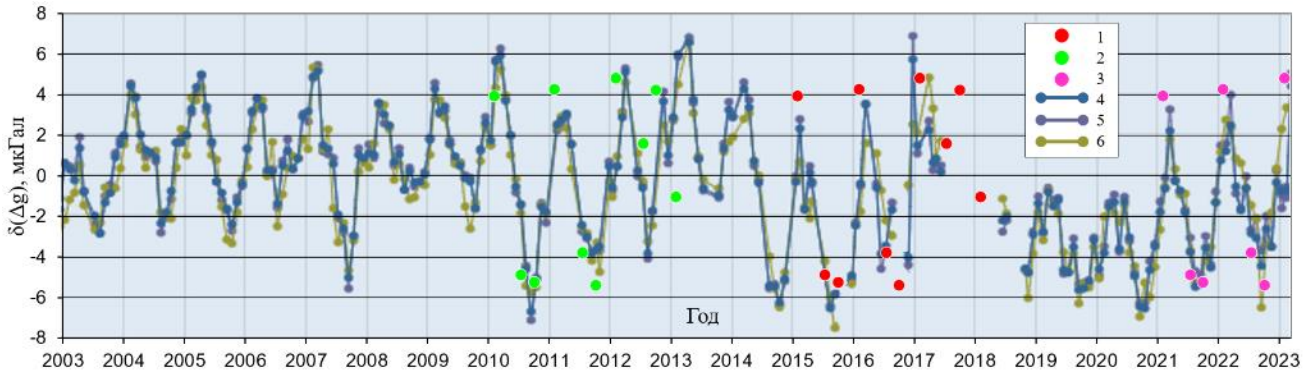


Рисунок 1.8 Изменения силы тяжести по данным GRACE и наземного мониторинга на научно-учебном полигоне МГУ в дер. Александровка (Калужская область, Юхновский район)

Графики в виде линий с точками – изменения по данным GRACE по моделям: GFZ_r106: 60: DDK3 (синий цвет), GFZ_r106: 60: DDK4 (фиолетовый цвет), JPL_r106: 60: DDK3 (оливковый цвет). Графики в виде точек – изменения по данным наземных наблюдений в период с 01 февраля 2015 по 01 февраля 2018 гг: наблюдаемые (красный цвет); сдвинутые на пять лет назад (зеленый цвет); сдвинутые на 6 лет вперед (розовый цвет).

Используя данные о значениях скорости сейсмических волн (V_p), полученных при сейсмической томографии, и гравитационное поле возможно уточнить глубинные модели распределения скорость – плотность, построенные ранее (Буллена, Джеффриса, Сорохтина – Ушакова и др.) [Dziewonski, Anderson, 1981; Marussi et al., 1974].

Второе направление. Особый вклад спутниковые гравиметрические исследования внесли в такие области географии, как океанография, гляциология и гидрология, где необходима не просто информация о статическом поле, но важно знать, как меняется поле во времени.

В океанографии спутниковые гравиметрические исследования позволили детальнее изучить транспортировку массы и тепла океаническими течениями между разными регионами Земли. Объединив информацию о геоиде по данным Грейс, данные спутниковой альтиметрии, а также значения температуры и солёности, определённые непосредственно с морских судов, учёным Техасского университета удалось получить достаточно точные направления и значения скорости разных течений, в том числе и некрупных.

В гляциологии данные Грейс позволяют решать следующие задачи:

1) расчёт и контроль изменения массы льда в ледниках в разных регионах мира (Русский Север [Moholdt et al., 2012], Гренландия, Антарктика [Mémin et al., 2015] и Антарктида [Seo et al., 2015]),

2) разделение гляциального динамического масс-баланса и приповерхностного масс-баланса, оценка гляцио-изостатической компенсации поднятия Земной коры [Zhang, Jin, 2013],

3) изучение влияния пространственного распределения ледников и вечной мерзлоты на изменение водного стока в северо-западной части Китая [Xu et al., 2015].

В большинстве гидрологических задач данные Грейс используются для определения общего водонакопления, которое крайне трудно посчитать методами *in situ*. Этот параметр выражается в эквивалентном уровне водяного столба (ЭУВ). Вертикальной точности определения уровня воды в 15 – 20 мм достаточно для отображения сезонного гидрологического цикла крупных рек и бассейнов. В частности, спутниковые данные были успешно применены при решении следующих задач:

1) изучение водных запасов на поверхности и в приповерхностной части Земли, в частности, запасов крупных рек [Soni, Syed, 2015],

2) изменения водных запасов и климата в засушливых районах [Yang et al., 2015] и в холодных регионах [Wang et al., 2015],

3) изучение гидрологической динамики крупных заболоченных территорий [Penatti et al., 2015],

4) определение динамики некоторых крупных рек России [Булычев, Джамалов, Сидоров, 2011; Зотов, Фролова, Телегина, 2015].

В последнее время исключительно благодаря долговременности выполнения миссии Грейс стало возможным решать геологические задачи в области геодинамики.

В таких задачах информация об изменении гравитационного поля во времени и пространстве является основной при моделировании не только плотностного разреза, но и для установления полей геодинамических параметров (напряжений, скорости деформации и пр.). Объекты исследования – активные геодинамические районы, такие, как зоны субдукции, активного орогенеза и рифтинга. Подобные исследования выполняются как на основе только спутниковых данных, так и с привлечением дополнительных наземных геолого-геофизических материалов. Комбинирование спутниковой и наземной гравиметрии позволило смоделировать положение напряжения и скорость деформации в зоне Центральной Андской субдукционной зоны [Gutknecht et al., 2014].

Отдельная тема – изучение реакции литосферы на крупные землетрясения, произошедшие во время работы миссии Грейс. Под реакцией литосферы подразумеваются изменения в распределении значений плотности вблизи очага землетрясения, которые вызывают временные

вариации поля силы тяжести, регистрируемые спутниками Грейс. При изучении распространения косейсмических гравитационных изменений, вызванных Охотским глубинным землетрясением в 2013 г., выявлено, что данные Грейс чувствительны для картирования вертикальных смещений поверхности Земли, как на суше, так и в океанах [Kaftan *et al.*, 2015].

В работе [Михайлов и др., 2014] выполнен сравнительный анализ косейсмических и постсейсмических временных вариаций глобального гравитационного поля по данным Грейс в областях трех катастрофических землетрясений (Андаман-Суматранское, Тохоку-Оки и Мауле-Чили). Выявленные расхождения в поведении временных вариаций гравитационного поля отражают геодинамическую обстановку, в которой происходит землетрясение. Анализ временных аномалий гравитационного поля позволяет не только отбраковать часть эквивалентных по наземным данным моделей поверхностей косейсмических разрывов, но численно смоделировать их продвижение на глубину и описать процессы вязкоупругой релаксации напряжений [Михайлов и др., 2014].

Промежуточные выводы

Выше перечислены основные современные географические и геологические задачи, решаемые с применением данных спутниковой миссии Грейс. В настоящее время качество гравиметрических материалов, полученных с помощью Грейс, не имеют аналогов. В ходе непрерывного более чем 20-летнего цикла наблюдений создана модель гравитационного потенциала, включающая как стационарную часть поля, так и его изменения во времени. Модель состоит из 180 сферических гармоник с точностью коэффициентов разложения до 10-го порядка, что позволяет рассчитывать аномалии высот геоида с точностью 20 – 40 мм, аномалии поля силы тяжести – погрешностью до десятых долей мкГал, обеспеченные пространственным разрешением $0,5 \times 0,5^\circ$ и временным разрешением в 1 месяц.

Однако обратим внимание на следующее. В рассмотренных задачах все временные вариации гравитационного поля, зарегистрированные спутниками, описываются исключительно с позиции одной конкретной проблематики. Например, в географических задачах (океанография, гидрология) связывают все эффекты с приповерхностными событиями (глубина несколько километров для акваторий при изучении морских течений и суши при изучении расходов бассейнов крупных рек).

Если применять те же материалы Грейс для геологических (геодинамических) задач, то прежде всего необходимо решить проблему разделения глубинных и приповерхностных эффектов. Приповерхностные эффекты, в первую очередь, связаны с сезонными изменениями гидрологических режимов и имеют постоянную периодичность около 1 года.

Источником длительных вариаций могут являться перераспределения плотности в тектоносфере Земли. Чтобы быть уверенным в тектонической природе гравитационных вариаций, необходимо определить регионы, в которых такие вариации будут иметь значимые значения (первые мкГалы и более). Наиболее рациональным представляется выбирать объекты исследования, с одной стороны, с активными геологическими (геодинамическими) процессами, а с другой – в переходных зонах суша – море с относительно выровненным рельефом морских и береговых структур, чтобы минимизировать бассейновые стоки и морские течения. Также следует избегать регионов, затронутых постгляционными процессами. Таким ситуациям удовлетворяют отдельные регионы с динамически активными конвергентными границами, например, Алеутско-Аляскинская зона субдукции или Африкано-Аравийско-Каспийский регион (зона взаимодействия Африканской, Аравийской и Евразийской литосферных плит).

Прежде чем перейти к анализу пространственно-временных вариаций гравитационного поля, рассмотрим методику их разделения на сезонные (годовые) и более длительные.

1.3. Методика обработки гравиметрических наблюдений спутниковой миссии GRACE с целью разделения вариаций гравитационного поля на сезонные и длительностью более одного года⁵

Для выделения составляющей вариаций, отвечающей глубинным процессам, разработана специальная методика обработки, апробированная на примере северо-восточного сектора Тихоокеанского региона [Лыгин, Ткаченко, 2020; Лыгин, Ткаченко, Зотов, 2019]. При изучении особенностей пространственно-временной изменчивости гравитационного поля над Африкано-Аравийско-Каспийским регионом [Лыгин, Пышнюк, 2021] методика доработана.

Исследование характера вариаций гравитационного поля выполнено на основе предварительно подготовленных Лабораторией реактивного движения (JPL) данных 2-го уровня.

Для корректного использования данных требуется дополнительная фильтрация меридиональных высокочастотных шумов, называемых полосами или страйпами. Полосы возникают из-за того, что орбитальные и инструментальные погрешности, неизменно присутствующие при любых измерениях, проявляются при разложении гравитационного потенциала по гармоникам в виде коррелированного шума, интенсивность которого сопоставима с амплитудой высокочастотных гармоник [Swenson *et al.*, 2006; Wahr *et al.*, 1998]. Разработаны и применяются различные способы борьбы со страйпами, в первую очередь, использующие низкочастотную фильтрацию сигнала: фильтр Гаусса [Wahr *et al.*, 1998], сглаживающий фильтр [Swenson *et al.*, 2006], оптимальный фильтр [Klees *et al.*, 2008], регуляризирующий фильтр [Kusche, 2007] и другие.

Для дальнейшего анализа использованы материалы, отфильтрованные с помощью оригинальной методики многоканального сингулярного спектрального анализа (метод МССА), разработанной специально для подавления страйпов [Зотов *и др.*, 2015] и отфильтрованные по упрощенной методике декорреляции и сглаживания (DDK) [Kusche, 2009]. Материалы, отфильтрованные по методике [Kusche, 2009], находятся в открытом доступе на веб-сервисе Международного центра глобальных моделей Земли [ICGEM...]. Данные включают помесечные оценки гравитационного потенциала в виде наборов сферических гармоник для всей Земли.

Первый этап авторской обработки исходных данных заключается в преобразовании ежемесячного набора сферических гармоник гравитационного потенциала в ежемесячные наборы значений поля силы тяжести с расчетом ежемесячных отклонений от осредненного за

⁵ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лыгин И.В., Пышнюк У.С. Связь вариаций гравитационного поля с тектоническими особенностями в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе // Геофизика. 2021. № 6. С. 47–60. (0.88 п.л., авторский вклад 60%).
Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

весь рассматриваемый период. Обработка выполняется с помощью специально разработанной программы.

На вход программы подаются географические координаты (долгота, широта) углов изучаемого участка, пространственный шаг, значение гравитационной постоянной и среднего радиуса Земли, а также порядок минимальной и максимальной гармоник. Для гармоник выше 120 уровень полезного сигнала и шума сопоставимы по амплитуде и в настоящем исследовании гармоники выше 120 не использованы. Результатом является набор грид-файлов со значениями ежемесячных изменений поля силы тяжести относительно среднего поля, рассчитанного за весь рассматриваемый период, то есть временных изменений или вариаций поля силы тяжести.

Целью *второго этапа обработки* является составление динамических изображений изменения во времени гравитационного поля. Создание изображений выполняется с использованием оригинальных скрипт-программ, последовательность действий которых включает:

- 1) перепроецирование грид-файлов ежемесячных отклонений поля силы тяжести из географической системы координат в проекционную для минимизации искажений;
- 2) оформление карт вариаций поля силы тяжести с нанесением береговой линии, эпицентров землетрясений и другой необходимой «полезной» информацией;
- 3) экспорт карт в растровые изображения и составление анимационного изображения вариаций гравитационного поля в виде многослойного gif-изображения.

Третий этап заключается в создании единой базы данных поля вариаций и формировании «пространственно-временного куба гравитационного поля», каждый элемент которого – фиксированная в пространстве и времени точка с известным значением аномального поля силы тяжести. Анализ подобных кубов данных хорошо разработан методически и практически в сейморазведке 3Д. Необходимость трудоемкой дополнительной подготовки материалов для загрузки в программный сейсмический комплекс и потребность в дальнейшей частотной фильтрации значений куба данных определила необходимость поиска собственных решений с использованием стандартных процедур, принятых при анализе данных потенциальных полей. Процедуры третьего и четвертого этапов выполняются с использованием специализированного геофизического программного обеспечения Geosoft Oasis Montaj.

Четвертый этап направлен на разделение высокочастотных (сезонных) и низкочастотных компонент поля вариаций.

Высокочастотные периодические вариации распространены повсеместно и во всем временном интервале наблюдений. Они проявлены в энергетическом спектре максимумами для периодов аномалий 12, 9 и 5 месяцев (Рисунок 1.9 А). Очевидно однозначное разделение низкочастотной и высокочастотной спектральных составляющих поля компонент поля.

Рекомендуется выбирать фильтр Баттерворта с центральной длиной среза 14 месяцев и крутизной 32 степени. Остающаяся после фильтрации низкочастотная компонента поля характеризует изменения трендовых значений поля локально распространенных по площади исследования. На рисунке (Рисунок 1.9 Б) приведен пример разделения исходного поля вариаций на низкочастотную и высокочастотную компоненты.

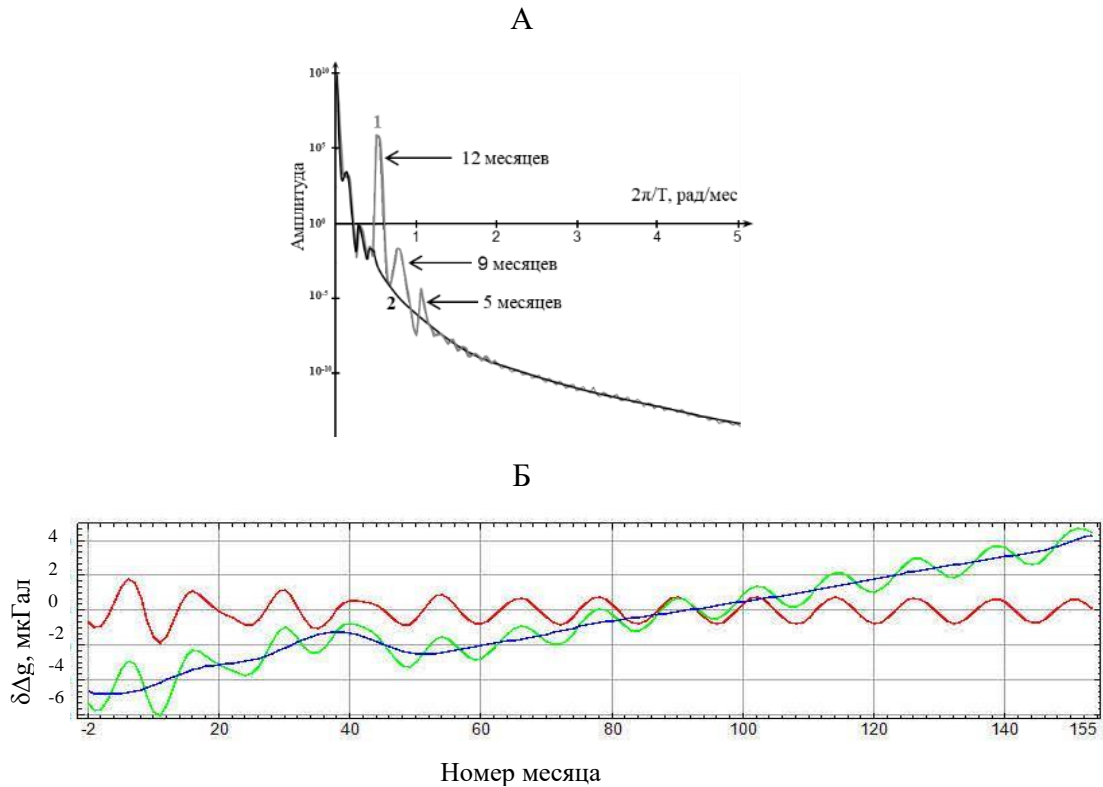


Рисунок 1.9 Разделение вариаций поля силы тяжести на низкочастотную и высокочастотную КОМПОНЕНТЫ

А – Характерный вид энергетического спектра вариаций поля силы тяжести (Аляска, январь 2003 г. – декабрь 2015 г.): 1 – по наблюдаемым значениям; 2 – после низкочастотной фильтрации с периодом 14 месяцев (фильтр Баттерворта 32 степени).

Б – Характерные графики вариаций поля силы тяжести (Аляска, январь 2003 г. – декабрь 2015 г.): зеленый – исходное поле, красный – высокочастотные, синий – низкочастотные вариации.

Интерес для геологического анализа также представляют поля горизонтальных и вертикальных производных (градиентов) вариаций гравитационного поля, среднегодовые значения низкочастотной компоненты гравитационного поля и другие трансформации. Которые рассчитываются также на данном этапе.

Компоненты поля вариаций и их трансформации также преобразуются в карты ежемесячных или с заданной дискретностью компонент поля вариаций и анимированные gif-изображения и пространственно-временные кубы трансформаций гравитационного поля.

Поскольку анимированные изображения в печатном виде изобразить невозможно, для визуальной оценки характера изменения гравитационного поля строятся серии

последовательных изображений (Рисунок 1.10, Рисунок 1.11). На Рисунок 1.10 приведены отклонения значений поля силы тяжести в первый месяц каждого года от их среднего значения за период работы миссии (данные за первый месяц 2002 и 2011 годов отсутствуют), а на Рисунок 1.11 – осредненные вариации низкочастотной компоненты поля силы тяжести за каждый год. Как в исходных помесечных вариациях, так и среднегодовых хорошо различается площадная и временная изменчивость поля вариаций.

На пятом этапе для более наглядного представления характера изменений строятся временные разрезы вариаций гравитационного поля, дополняемые геолого-геофизической информацией (эпицентры и гипоцентры землетрясений, разрезы скорости, положения глубинных границ, вулканов и т.п.) (Рисунок 1.12, Рисунок 1.13).

К описанию разрезов обратимся немного позже при рассмотрении особенностей поля вариаций северо-восточного сектора Тихоокеанского и Африкано-Аравийско-Каспийского регионов (см. Главу 3).

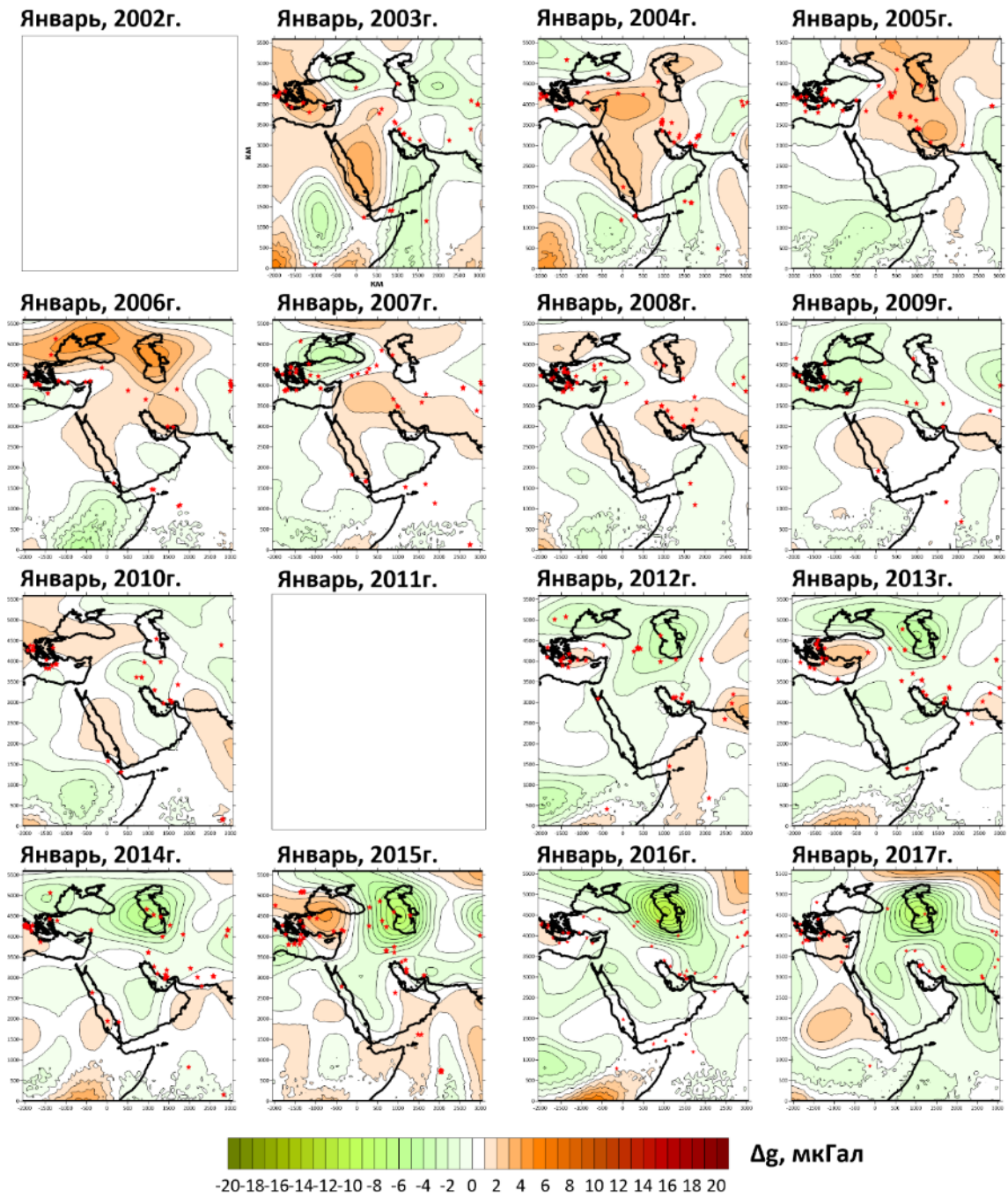


Рисунок 1.10 Вариации поля силы тяжести для январьского месяца каждого года в период 2002-2017 г.г.

Данные GRACE за первый месяц 2002 и 2011 годов отсутствуют. Сечение изоаномал 1 мкГал. Красными звездами обозначены эпицентры землетрясений магнитудой более 4, произошедшие в течение рассматриваемого месяца.

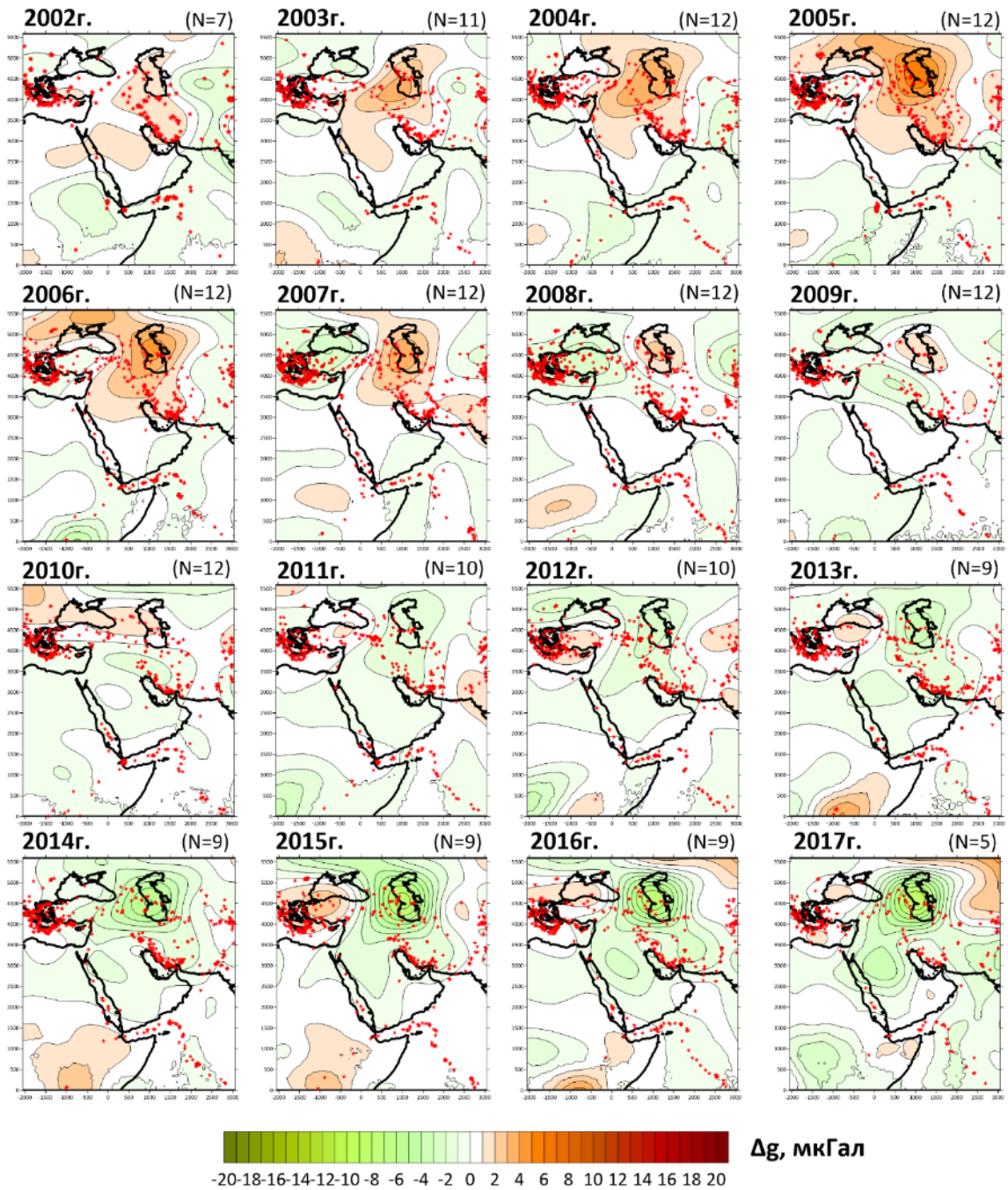


Рисунок 1.11 Среднегодовые значения низкочастотной компоненты гравитационного поля Аравийско-Каспийского региона

Условные обозначения: (N=7) – количество месяцев в году, для которых имеются данные о вариациях поля силы тяжести; красными звездами обозначены эпицентры землетрясений магнитудой более 4, произошедшие в течение года.

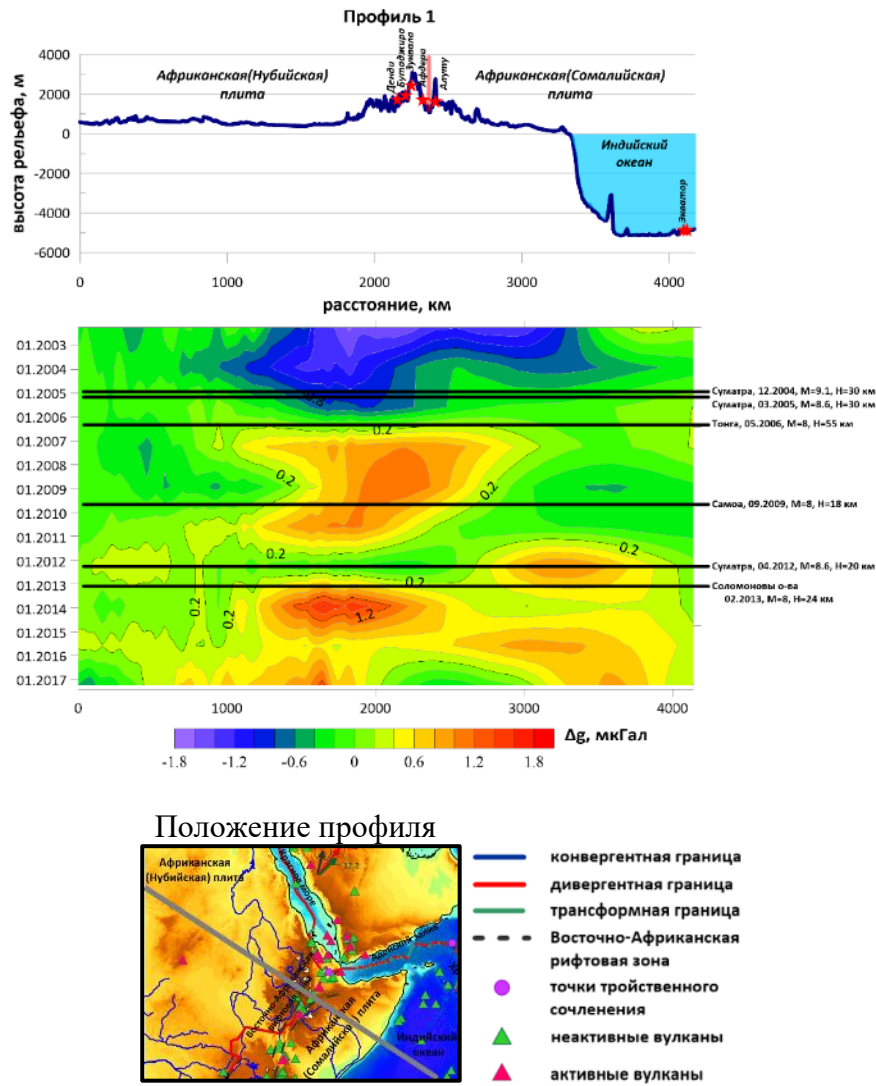


Рисунок 1.12 Рельеф и временной разрез гравитационного поля вдоль профиля 1
Нубийская плита – Индийский океан

Сечение изоаномал 0,2 мкГал.

Горизонтальные черные линии – временные отметки крупнейших мировых землетрясений.

Красные линии над рельефом – границы литосферных плит.

Красные звезды – вулканы, находящиеся на удалении до 100 км от линии профиля.

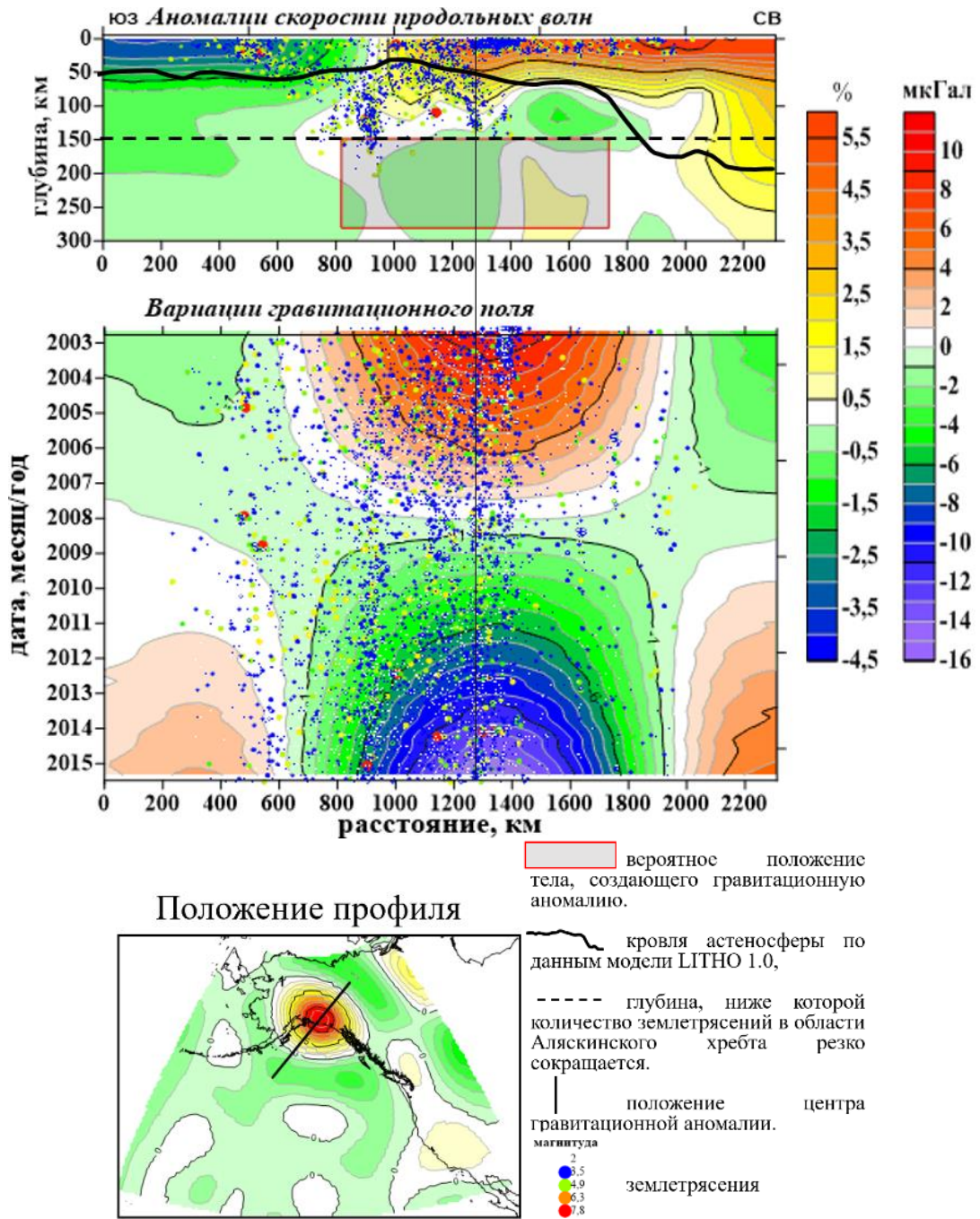


Рисунок 1.13 Разрезы аномалий скорости продольных волн и вариаций гравитационного поля над Аляскинском хребтом

1.4. Методика периодических гравиметрических наблюдений для выявления сезонных вариаций силы тяжести⁶

Гравиметрический мониторинг в настоящее время активно внедряется в практику контроля эксплуатации газовых, газоконденсатных месторождений и подземных хранилищ газа [Андреев и др., 2012; Ruiz et al., 2015; Кұдайбергенова, 2023], выполняется при проектировании и строительстве атомных электростанций [Свод правил..., 2013; ТНГ-Групп..., 2019] и наблюдениях на иных геодинимических полигонах.

Целями подобных гравиметрических работ являются выявление вертикальных перемещений газо-водяного контакта и других массообменных процессов, возникающих при добыче углеводородного сырья; районирование территорий по активности геодинимических процессов (в том числе, выявление активных разломов, границ участков, различающихся по тектонической активности) и в целом контроль за состоянием окружающей среды.

В таких исследованиях серьезной природной помехой, маскирующей изучаемый эффект, являются сезонные вариации гравитационного поля, связанные с изменением уровня грунтовых вод, влажности, замерзания-оттаивания верхней (приповерхностной) части разреза. Для ее учета в современной практике гравиметрического мониторинга предлагаются две методики, основанные на прямом расчете гравитационных эффектов приповерхностного слоя сезонных изменений.

Согласно методике, описанной в работе [Андреев и др., 2012], на площади работ на каждом гравиметрическом пункте проводят гидрогеологические измерения в скважинах или шурфах, по результатам которых рассчитывают искомый эффект.

По методике, описанной в [Патент..., 2009], на каждом гравиметрическом пункте необходимо выполнять дополнительные гравиметрические наблюдения в специально пробуренных скважинах, глубина которых не меньше толщины слоя сезонных изменений. Полусумма гравиметрических наблюдений на поверхности и под слоем сезонных изменений дает притяжение нижележащей части разреза, свободное от эффектов притяжения слоя сезонных изменений.

Оба способа предполагают бурение дополнительных наблюдательных скважин и использование абсолютных гравиметрических наблюдений, что, безусловно, значительно усложняет процесс и повышает стоимость гравиметрического мониторинга.

⁶ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Фадеев А.А. Методика гравиметрического мониторинга для выявления сезонных вариаций силы тяжести // Геофизика. 2024. № 4. С. 40–45. (0.38 п.л., авторский вклад 60%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

Для выявления сезонных вариаций силы тяжести без использования абсолютных измерений силы тяжести (и/или измерений на удаленной опорной точке) предлагается оригинальная методика гравиметрических наблюдений. Наблюдения выполняются вдоль профиля, состоящего из двух сегментов. Первый сегмент («горизонтальный») образуют пункты наблюдения, расположенные на дневной поверхности, второй сегмент («вертикальный») – пункты, возвышающиеся над поверхностью земли (Рисунок 1.14). Нулевой пикет (точка соединения горизонтального и вертикального сегментов) предпочтительнее располагать в самой низкой по высоте точке. На горизонтальном сегменте высота точек должна закономерно увеличиваться, обеспечивая достаточный объем рельефообразующих масс для возникновения значимых гравитационных эффектов при изменении их влажности.

Предположим, что в следствие сезонных изменений влажность рельефообразующего слоя изменяется на $\pm 0,5\%$. Такое изменение приводит к изменению плотности на $\pm 0,025 \text{ г/см}^3$ (согласно оценкам [Линцер, 1983]) и согласуется с практическими исследованиями на Заполярном нефтегазовом месторождении [Андреев и др., 2012]. В выбранной геометрии пунктов наблюдения оно обусловит возникновение гравитационного эффекта амплитудой примерно 4 мкГал (Рисунок 1.14). На пунктах вертикального сегмента (пикеты 0 – 9) изменения силы тяжести будут незначительные и значения эффекта близки к нулю, а на пунктах горизонтального сегмента (пикеты 3 – 6) поле силы тяжести будет увеличено в среднем на 3,5 мкГал.

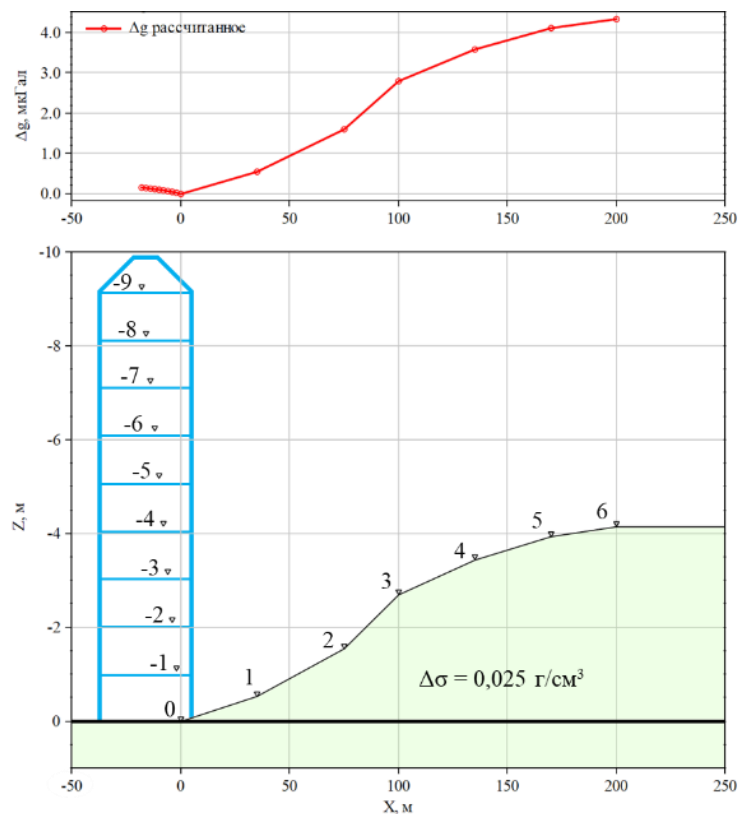


Рисунок 1.14 Принципиальная схема расположения пунктов гравиметрического мониторинга (снизу) и гравитационный эффект, возникающий при изменении плотности верхней части разреза на $0,025 \text{ г/см}^3$ (сверху)



Рисунок 1.15 Схема расположения гравиметрических пунктов композитного профиля, состоящего из вертикального (А) и горизонтального (Б) сегментов на научно-учебном полигоне МГУ в дер. Александровка (Калужская область, Юхновский район) [Лыгин и др., 2017]

Теоретические расчеты подтверждены практическими измерениями в ходе трехлетнего эксперимента, осуществленного на научно-учебном полигоне МГУ в дер. Александровка (Калужская область, Юхновский район) [Лыгин и др., 2017]. В период с зимы 2015 года по зиму 2018 года выполнено 10 серий гравиметрических измерений – 4 зимних (январь-февраль), 3 летних (июль) и 3 осенних (сентябрь). В измерениях были задействованы 16 пунктов (Рисунок 1.15):

- 9 пунктов расположены на площадках технологической вышки, то есть разнесены по высоте, и представляют вертикальный сегмент профиля. Превышение верхней точки вышки над нижней (на поверхности земли) составляет 9.3 м (Рисунок 1.15А);

- 7 пунктов расположены на дневной земной поверхности и образуют профиль протяженностью 200 м (расстояние между пикетами варьирует в пределах 25 – 40 м) (Рисунок 1.15Б). Превышение между крайними точками наземного сегмента профиля составляет ~4 м.

Пикет 0 находится вблизи непересыхающего заболоченного ручья. Пикет 6 близок к наивысшей по абсолютной отметке местной точке.

Гравиметрические измерения выполнены с использованием гравиметров Scintrex CG-5 Autograv и обеспечены высокоточными определениями высот пунктов ($\pm 2-4$ мм). Среднеквадратическая погрешность гравиметрических наблюдений в каждой серии измерений составила $\pm 1-2$ мкГал. Микрогальные погрешности, в том числе на высотных пунктах, достигнуты благодаря специальной подготовке аппаратуры (см. раздел 1.2), тщательной операторской работой и учетом ряда поправок при обработке. Помимо стандартных поправок по учету лунно-суточных вариаций, изменений атмосферного давления, нормального гравитационного поля, высоты пунктов наблюдения, плотности промежуточного слоя, топографической поправки, при обработке учитывались аномальный вертикальный и горизонтальный градиенты. Для учета аномального вертикального градиента дополнительно проведены площадные разноуровневые съемки вокруг технологической вышки и вычислено поле на всех пунктах вертикального сегмента профиля. Для учета аномального горизонтального градиента привлечены материалы площадной гравиметрической съемки [Лыгин и др., 2014а], внутри которой полностью находятся все пункты полигона. Приращения силы тяжести рассчитаны относительно средних значений на пунктах вертикального сегмента профиля.

Важными результатами сезонных измерений являются:

- приращения силы тяжести на пунктах вертикального фрагмента профиля (Рисунок 1.16А) постоянные, разброс значений не превышает $\pm 2-3$ мкГал, что определяет реальную точность измерений на нестабильном основании (вышка при ветровой нагрузке или при передвижении людей раскачивается);
- на наземных пунктах значения силы тяжести в осенне-летний период в среднем на 10 мкГал больше, чем в зимний (Рисунок 1.16Б);
- изменение средних значений силы тяжести на горизонтальном фрагменте профиля за 10 серий измерений образует закономерную последовательность (Рисунок 1.16В), близкую к периодической;
- три заключительных серии измерений (лето и осень 2017 г и зима 2018 г.) нарушают последовательность.

Выявленные изменения поля силы тяжести сопоставлены с независимыми данными о вариациях гравитационного поля по данным спутниковой миссии GRACE (Рисунок 1.8), доступных к открытому использованию на сайте Международного центра глобальных гравиметрических моделей [ICGEM...]. Выбраны три варианта обработки спутниковых данных. Два варианта – это результат обработки Потсдамского центра наук о Земле имени Гельмгольца (GFZ – GeoForschungsZentrum, Потсдам, Германия) с разной степенью сглаживания фильтром

DDK (степени 3 и 4). Третий вариант – результат обработки Лаборатории реактивного движения (JPL – Jet Propulsion Laboratory, Калифорния, США). Спутниковые данные выбраны из пространственно-временных наборов вариаций поля силы тяжести детальностью 1x1 градус и 1 месяц на весь доступный период наблюдений (с 2002 по 2023 годы).

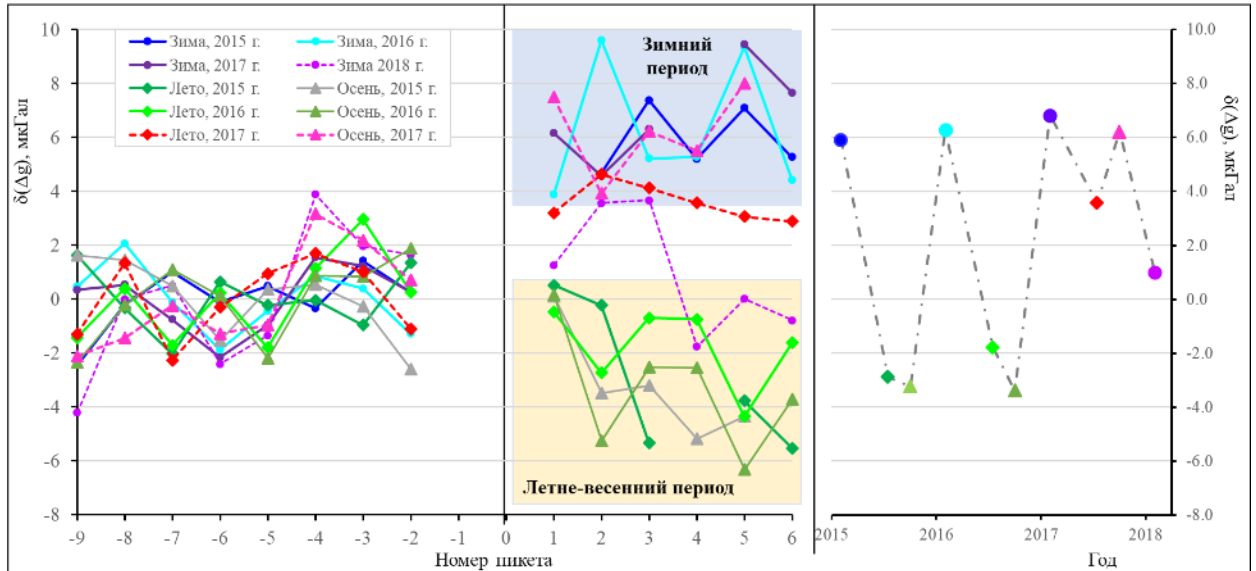


Рисунок 1.16 Результаты сезонного гравиметрического мониторинга (зима 2015 – зима 2018) на композитном профиле на научно-учебном полигоне МГУ в дер. Александровка (Калужская область, Юхновский район):

- А – изменение поля силы тяжести на вертикальном фрагменте профиля;
- Б – изменение поля силы тяжести на горизонтальном фрагменте профиля;
- В – изменение средних значений силы тяжести на горизонтальном фрагменте профиля.

Из 10 полученных временных приращений силы тяжести 7 совпадают с общим ходом изменения поля силы тяжести, установленным по спутниковым наблюдениям. Осенью 2016 года был двухмесячный перерыв в предоставлении данных миссии GRACE. В сентябре 2017 года миссия GRACE прекратилась и до мая 2018, когда была запущена следующая миссия GRACE-FO, данных нет. Именно на эти периоды попадают три оставшихся серии наблюдений наземного мониторинга. Следует отметить достаточно строгую повторяемость на 10-летнем интервале в изменениях силы тяжести для рассматриваемого района: наземные и спутниковые серии наблюдений на периодах 2010 – 2013, 2015 – 2018 и 2021 – 2023 годы близки (см. Рисунок 1.8).

Таким образом, из сопоставления двух выборок (см. Рисунок 1.8) следует их высокая степень сходимости во времени – подтверждаются перепад сезонных изменений поля силы тяжести (около 10 мкГал) и сезоны экстремальных уровней, что позволяет доверять результатам двух независимых методов и использовать их в паре для изучения сезонных изменений уровня грунтовых вод (и влажности) и на региональных пространствах, и на локальных площадях.

Полученные результаты доказывают возможность реализации методики гравиметрического мониторинга без использования удаленной опорной точки и без абсолютных

измерений поля силы тяжести. Целью гравиметрического мониторинга по предложенной методике является регистрации вариаций, обусловленных сезонной изменчивостью верхней части разреза (изменение уровня грунтовых вод и влагонасыщенности).

Практическое использование предложенная методика может найти в том числе при гравиметрическом мониторинге на локальных объектах, например, газовых, газоконденсатных месторождениях, подземных хранилищ газа, при проектировании и строительстве атомных электростанций.

1.5. Выводы по Главе 1

Выше в разделах Главы 1 рассмотрены основные технологии выполнения полевых гравиметрических измерений и их некоторые особенности.

Предложено эталонировать наземные автоматизированные гравиметры с использованием гравиметрических полигонов, часть пунктов которых может быть расположена в высотных зданиях.

Выполнено сопоставление морских гравиметрических съемок и альтиметрических наблюдений. Показано, что альтиметрическая баз данных (Topex-gravity) удовлетворяют требованиям региональных гравиметрических съемок масштаба 1: 1000000 на открытых частях акваторий (вне континентального склона). Спутниковые данные необходимо приводить к уровню морских съемок. После учета систематического расхождения альтиметрические базы восстанавливают аномальное гравитационное поле относительно надводных среднемасштабных съемок 1970-х годов с точностью не лучше ± 3 мГал. В береговой зоне и на континентальном склоне спутниковые наблюдения неприменимы. Расхождение по локальной компоненте гравитационного поля, оцененное на материалах детальных съемок составляет ± 20 мГал и снижается по мере увеличения периода выделяемых локальных гравитационных аномалий.

Предложена методика обработки данных спутниковой миссии GRACE, направленная на выделение низкочастотной компоненты вариаций гравитационного поля, которая может содержать эффекты, связанные с изменением плотности в недрах тектонически активных регионов.

Предложена методика выполнения наземных периодических гравиметрических наблюдений для выделения сезонных вариаций поля силы тяжести, связанных с гидродинамическими изменениями в верхней части разреза. Технология измерений позволяет обойтись без абсолютных гравиметрических измерений и без использования удаленного опорного гравиметрического пункта, на котором отсутствуют сезонные вариации поля силы тяжести.

Глава 2. НОВЫЕ ПОДХОДЫ В ОБЛАСТИ ИНТЕРАКТИВНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННЫХ ПЛОТНОСТНЫХ И МАГНИТНЫХ МОДЕЛЕЙ

Достигнутый прогресс в качестве гравиметрических измерений и, соответственно, накопление сведений о структуре гравитационного поля для разных по масштабу исследования объектов определяют актуальность систематизации подходов геологической интерпретации аномалий гравитационного поля, разработки новых методов и совершенствования имеющихся алгоритмов. Важными в данном периметре задач и разработанными с участием автора являются

- алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии в двумерной и трехмерной постановке

- поле притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности (двумерная задача) [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019];
- поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейным законом распределения плотности (трехмерная задача) [Булычев, Лыгин, Кузнецов, 2018];
- метод решения обратной задачи гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2022];

- алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии на сфере

- алгоритм расчета прямой задачи от сферического слоя с переменной плотностью на основе быстрой дискретной свертки [Кузнецов, Лыгин, Булычев, 2017] (в работе не представлен);
- определение параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере [Чепиго, Ткаченко, Лыгин, 2019].

Геологическая значимость геоплотностного и геомагнитного моделирования зависит не только от точности полевых наблюдений и используемого математического аппарата для решения прямых и обратных задач, но и от физико-геологических условий исследуемого района и доступности априорной информации. В связи с этим предложена **систематизация подходов интерактивного геоплотностного и геомагнитного моделирования:**

- в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора с использованием весовой корректирующей функции, определяющей области приоритетного подбора или области фиксированных (известных) значений [Лыгин и др., 2022в];
- в зависимости от физико-геологических условий [Широкова, Лыгин, Соколова, 2022] (в работе не представлен).

Хотя набор процедур процесса моделирования в выработанных подходах общий, но внутреннее содержание каждого подхода индивидуально, то есть используемые методы и

алгоритмы моделирования зависят от геологического строения (плотностной дифференциации горных пород, взаимоотношения скоростных и плотностных характеристик разреза, истории геологического развития территории и т.д.) и от объема и качества исходных данных (гравirazведки, сейсморазведки, и др.).

Для демонстрации вариации подходов рассматриваются примеры восстановления физико-геологических элементов разрезов в ходе плотностного моделирования:

- для уточнения морфологии кровли палеогеновых отложений северной части острова Сахалин [Лыгин и др., 2022а];
- для уточнения морфологии границы Мохоровичича в Баренцевоморском регионе [Лыгин и др., 2023а];
- для выявления особенностей строения Енисей-Хатангской рифтовой системы [Афанасенков и др., 2017];
- для уточнения физико-геологических моделей неоднородностей верхней части разреза в Восточной Сибири [Мостовой и др., 2021; Молчанов и др., 2021].

Рассмотрим более подробно разработанные алгоритмы, подходы интерактивного геоплотностного (и геомагнитного) моделирования и примеры некоторых геологических результатов, полученные с их использованием.

2.1. Алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии⁷

Прямая задача гравиразведки является ключевой в создании различных формальных и неформальных алгоритмов задач интерпретации гравитационного поля. Этими вопросами, как в двухмерном (профильном), так и в трехмерном (объемном) вариантах активно занимались в 1970–1980-е годы (смотри ссылки на литературу в работах [Голиздра, 1977; Гравиразведка, 1990; Страхов, Лапина, 1983; Страхов, Лапина, Ефимов, 1986]). При этом основной акцент делался на получение явных аналитических выражений элементов гравитационного поля от различных моделей, с помощью которых можно было бы аппроксимировать реальные геологические тела. Для двумерного случая такие выражения были получены для широкого класса моделей с различным функциональным распределением плотности [Страхов, Лучицкий, 1980 а,б; Лучицкий, Лапина, Страхов, 1980].

Вопрос получения аналогичных выражений для трехмерных объектов оказался более сложным. Важный вклад в решении этой проблемы внесли работы Г.Я. Голиздры, Г.Г. Кравцова, В.И. Старостенко [Голиздра, 1977, 1981; Кравцов, 1978, 1981, 1987; Старостенко, 1978, 1998; Старостенко, Легостаева, 1998]. Большую роль в вопросе аналитического представления элементов гравитационного поля однородного многогранника сыграли работы В.Н. Страхова [Страхов, Лапина, 1982, 1983, 1986б; Страхов, Лапина, Ефимов, 1986]. Выражение для потенциала однородного многогранника было получено В.Н. Страховым [Страхов, Лапина, 1983; 1986б].

Для случая переменной плотности решение прямой задачи представляет значительную трудность. Были получены аналитические выражения для гравитационного поля от частных моделей. Успехи в разработке теоретических основ алгоритмов по расчету гравитационных эффектов от двумерных моделей достаточно сложной конфигурации и со сложным функциональным характером изменения плотности достигнуты благодаря работам В.Н. Страхова [Страхов, Лапина, Шубникова, 1984; Страхов, 1985; Страхов, Лапина, 1986а], а также А.В. Цирульского [Цирульский, 1989], М.С. Жданова [Жданов, 1984]. Вопрос получения таких выражений для случая многогранника с полиномиальным распределением плотности рассматривается в работах Г.Г. Кравцова [Кравцов, 1978, 1981] и в работах В.Н. Страхова [Страхов, Шулаица, 1983]. Здесь также следует отметить работу А.И. Лучицкого и Л.В. Гричука [Лучицкий, Гричук, 1982], в которой рассматривается гравитационный эффект многогранника с

⁷ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Булычев А.А., Лыгин И.В., Кузнецов К.М. Поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью // Физика Земли. 2018. № 4. С. 58–67. 2024. (0.63 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 1,255.

полиномиальным законом распределения плотности, при этом результаты, полученные в этой работе, являлись развитием идей, предложенных В.Н. Страховым. В упомянутых работах полученные выражения являются достаточно громоздкими и на их основе достаточно тяжело создать эффективные вычислительные программы по расчету гравитационных полей от многогранников с переменной плотностью даже для случая плотности, меняющейся по линейному закону.

В тоже время эта задача по-прежнему остается актуальной (смотри, например, работы [Пятаков, Исаев, Косыгин, 2012; Старостенко, Пятаков, 2013; Zhou, 2010; D'Urso, 2014, 2015; 2017; Zhang, Jiang, 2017]). По этой причине задача получить достаточно простые выражения для определения гравитационного эффекта многоугольника с заданным параболическим законом изменения плотности, и многогранника, ограниченного плоскими гранями, с заданным линейным законом изменения плотности, актуальная.

При выводе формул для элементов поля гравитационного притяжения использованы следующие идеи и подходы:

- 1) Преобразование систем координат – переход от основной системы к вспомогательным системам, связанным с гранями и ребрами многогранника;
- 2) Применение формул понижения кратности интегралов – формулы Остроградского-Гаусса и Грина.

Все выкладки выполнены для декартовой системы координат в которой ось ординат Oz направлена вверх .

Для двумерной задачи точка, в которой определяется значение поля силы тяжести, обозначим комплексной координатой $s = x + iz$, где i – мнимая единица. Точку, в которой будет находиться источник поля, обозначим как $\sigma = \xi + i\zeta$ и она ограничена областью D (Рисунок 2.1, А). Плотность многоугольника описывается параболическим законом:

$$\delta(\xi, \zeta) = a_{2\xi}\xi^2 + a_{2\zeta}\zeta^2 + a_{2\xi\zeta}\xi\zeta + a_{1\xi}\xi + a_{1\zeta}\zeta + a_0 \quad (2.1)$$

Для трехмерной задачи положение многогранника с числом граней Q будет определяться координатами его вершин. Точку, принадлежащую многограннику, обозначим буквой $M (\xi, \eta, \zeta)$, точку, для которой определяются элементы поля притяжения, – $M_0 (x, y, z)$. Будем рассматривать внешнюю задачу, т.е. точка M_0 будет находиться вне носителя масс (Рисунок 2.1, Б). Будем также предполагать, что плотность многогранника определяется линейным законом

$$\delta(M) = a_x\xi + a_y\eta + a_z\zeta + a_0. \quad (2.2)$$

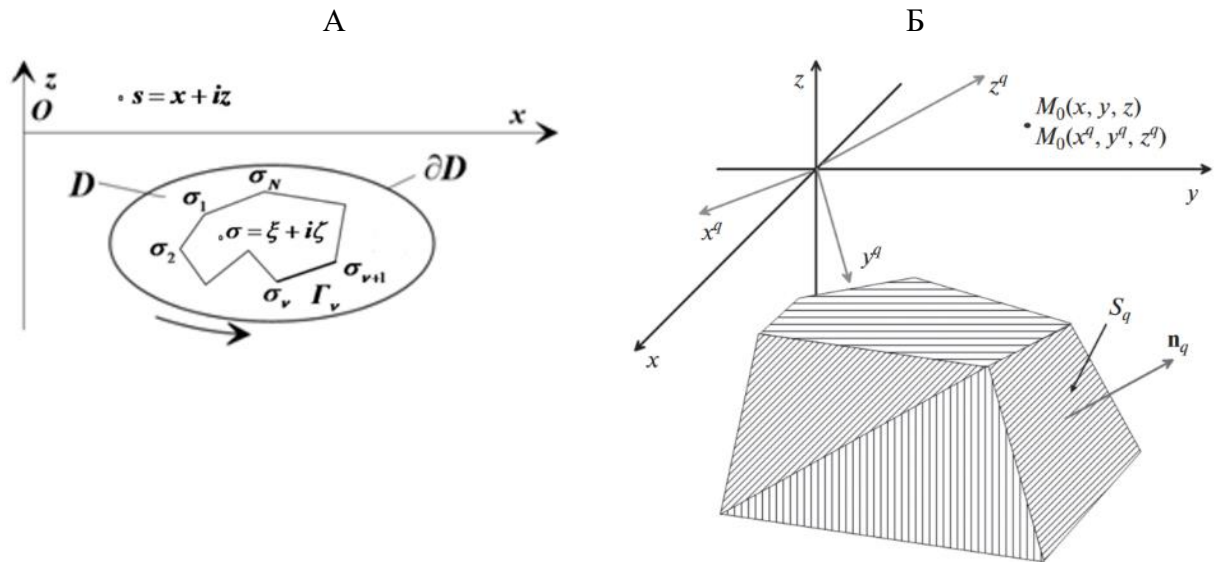


Рисунок 2.1 Взаимное положение плотностного источника, расчетной точки и осей координат
 А – многоугольник со стороной Γ_v для двумерной задачи, Б – многогранник со стороной S_q для
 трехмерной задачи

Необходимо отметить, что, если вертикальная компонента поля притяжения направлена вниз, то в выбранной системе координат она будет иметь отрицательное значение [Булычев, Лыгин, Мелихов, 2010].

Вывод формул представлен в соответствующих публикациях [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019; Булычев, Лыгин, Кузнецов, 2018] и ниже приводятся окончательные выражения.

2.1.1. Поле притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности⁸

Основной аппроксимационной фигурой при решении двумерных задач по-прежнему остается многоугольник с постоянной и в редких случаях с линейной плотностью. Актуальность создания алгоритма расчета поля от моделей со сложным законом изменения плотности вызвана практической потребностью решения прямых задач для разрезов значительной мощности (более 10 – 15 км) в условиях их латеральной и вертикальной плотностной неоднородности.

Для комплексной напряженности гравитационного поля многоугольника с параболическим законом распределения плотности получено в [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019] выражение вида:

$$\begin{aligned}
 G(s) &= G \sum_{v=1}^N \int_{\sigma_v}^{\sigma_{v+1}} \frac{\Phi(\sigma, \alpha_v \sigma + \beta) - \Phi(s, \bar{s})}{\sigma - s} d\sigma = \\
 &= \frac{K_{3v}}{3} (\sigma_{v+1}^3 - \sigma_v^3) + \frac{K_{2v} + K_{3v}s}{2} (\sigma_{v+1}^2 - \sigma_v^2) + \\
 &\quad + (K_{1v} + K_{2v}s + K_{3v}s^2) (\sigma_{v+1} - \sigma_v) + \\
 &\quad + (K_{0v} + K_{1v}s + K_{2v}s^2 + K_{3v}s^3) \ln \left(\frac{\sigma_{v+1}s - s}{\sigma_v - s} \right), \tag{2.3}
 \end{aligned}$$

$$\left. \begin{aligned}
 K_{3v} &= \frac{\bar{A}\alpha_v^3}{3} + \frac{B\alpha_v^2}{2} + A\alpha_v \\
 K_{2v} &= \bar{A}\alpha_v^2\beta + B\alpha_v\beta_v + \frac{\bar{C}\alpha_v^2}{2} + A\beta_v + C\alpha_v \\
 K_{1v} &= \bar{A}\alpha_v\beta_v^2 + \frac{B\beta_v^2}{2} + \bar{C}\alpha_v\beta_v + C\beta_v + a_0\alpha_v \\
 K_{0v} &= \frac{\bar{A}\beta_v^3}{3} + \frac{\bar{C}\beta_v^2}{2} + a_0\beta_v + \Phi(s, \bar{s})
 \end{aligned} \right\}$$

Функция $\Phi(s, \bar{s})$ во внешней области равна нулю, а при необходимости вычислений во внутренней области вычисляется по формуле

$$\Phi(\sigma, \bar{\sigma}) = \int \delta(\sigma, \bar{\sigma}) d\bar{\sigma} = A\sigma^2\bar{\sigma} + \frac{\bar{A}}{3}\bar{\sigma}^3 + \frac{B}{2}\sigma\bar{\sigma}^2 + C\sigma\bar{\sigma} + \frac{\bar{C}}{2}\sigma\bar{\sigma}^2 + a_0\bar{\sigma}. \tag{2.4}$$

Сопоставление значений вертикальной составляющей силы притяжения V_z от многоугольника, рассчитанных аналитически по приведенным выше формулам и через сеточная

⁸ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Прямая двумерная задача гравиразведки от многоугольника с параболической плотностью // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 4. С. 89–93. (0.31 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

аппроксимацию в виде набора элементарных квадратов, показывает высокую степень сходимости. Стандартное отклонение между результатами расчетов лучше 0,1 % от амплитуды поля.

Выражение (2.3) может быть использовано для расчетов вертикальной составляющей силы притяжения во внешней и внутренней областях, из чего следует его применимость в методах двумерного плотностного моделирования для условий сложного распределения плотности, а также в задачах скважинной и подземной гравиразведки.

2.1.2. Потенциал и поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейным законом распределения плотности⁹

При решении прямых и обратных задач для сред с градиентным распределением плотности востребованы достаточно простые выражения для определения гравитационного эффекта многогранника, ограниченного плоскими гранями, с заданным линейным законом изменения плотности. Такие выражения были получены в работе [Булычев, Лыгин, Кузнецов, 2018] в логике последовательного разделения объемного источника на более простые элементы, гравитационные эффекты от которых известны. То есть гравитационный эффект многогранника, представляющего трехмерную фигуру, определен через эффекты набора двумерных многоугольных пластин, которые, в свою очередь, выражены через эффекты сторон пластин (материальных отрезков).

В качестве основных элементов гравитационного поля рассмотрены потенциал, сила притяжения и первые горизонтальные производные потенциала (Таблица 2.1).

Гравитационный потенциал и поле притяжения многогранника с линейным законом изменения плотности в нем определяется через потенциалы его граней (пластин) с распределенной по ним линейной поверхностной плотностью $V_q(M_0)$, потенциал самого многогранника с постоянной единичной плотностью $V^0(M_0)$ и интегралы расстояний вида $V_q^R(M_0) = \int_{S_q} r_{MM_0} dS$. Выражение для потенциала однородного многогранника было получено В.Н. Страховым [Страхов, Лапина, 1983, 1986б].

Потенциал горизонтальной многоугольной пластины с линейной поверхностной плотностью $V_q(M_0)$ определяются через потенциалы материальных отрезков $V_v(M_0)$, совпадающих со сторонами многоугольника с линейным законом изменения плотности, интегралов расстояний $V_v^R(M_0)$ и вертикальной компоненты притяжения пластины $g_z^S(M_0)$

Горизонтальные компоненты притяжения многоугольника определяются через потенциалы притяжения материальных отрезков, совпадающих с его сторонами $V_v(M_0)$, и потенциал самой многоугольной пластины с единичной поверхностной плотностью $V_S^0(M_0)$.

Поле вертикальной составляющей g_z^S притяжения многоугольной пластины определяется через потенциалы её сторон $V_v(M_0)$ и ряд вспомогательных интегралов $I_{11}^V, I_{121}^V, I_{122}^V$. Интеграл I_{11}^V совпадает с потенциалом v -го материального отрезка с плотностью $\delta_v(\eta^V)$.

⁹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Булычев А.А., Лыгин И.В., Кузнецов К.М. Поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью // Физика Земли. 2018. № 4. С. 58–67. 2024. (0.63 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 1,255.

Таблица 2.1 Компоненты притяжения многогранника с линейным изменением плотности в нем и его пластин и ребер

Тип	Формула	№
Многогранник с объемной плотностью, изменяющейся по линейному закону $\delta(M) = a_x \xi + a_y \eta + a_z \zeta + a_0$		
Потенциал притяжения	$V(M_0) = \frac{1}{2} \sum_{q=1}^Q [(\zeta^q - z^q) V_q(M_0) - a_q V_q^R(M_0)]$,	(2.5)
Поле притяжения	$\mathbf{g}(M_0) = - \sum_{q=1}^Q \mathbf{n}_q V_q(M_0) + \mathbf{a} V^0(M_0)$,	
$V_q^R(M_0) = \int_{S_q} r_{MM_0} dS$ - можно определить численным интегрированием, $a_q = \text{grad } \delta(M) \cdot \mathbf{n}_q = (a_x i_x + a_y i_y + a_z i_z) \cdot \mathbf{n}_q = \mathbf{a} \cdot \mathbf{n}_q$, \mathbf{n}_q – внешняя единичная нормаль к q -ой грани (стороне многогранника), $V_q(M_0)$ – потенциалы притяжения пластин, совпадающие с сторонами многогранника, $V^0(M_0)$ – потенциал притяжения многогранника с постоянной единичной плотностью.		
Пластина с линейным изменением поверхностной плотности (q-ая грань многогранника) $\delta_s(M) = \delta_s(\xi, \eta, \zeta) = a_x \xi + a_y \eta + a_0$ или $\delta_q(M^q) = a_x^q \xi^q + a_y^q \eta^q + a_0^q$		
Потенциал притяжения	$V_s(M_0) = V_q(M_0^q) = \int_{S_q} \delta_q(M^q) \frac{1}{r_{MM_0}} dS =$ $= \sum_{i=1}^N (\xi^v - x^v) V_v(M_0) - \sum_{i=1}^N a_v V_v^R(M_0) - (\zeta - z) g_z^s(M_0)$	(2.6)
Вертикальная составляющая притяжения горизонтальной многоугольной пластины с линейной поверхностной плотностью	$g_z^s(M_0) = \frac{1}{(\zeta - z)} \sum_{i=1}^N (\xi^v - x^v) \left(V_v(M_0) - (a_y^v I_{121}^v + (a_y^v y^v + a_0^v) I_{122}^v) \right) -$ $- \frac{ \zeta - z }{(\zeta - z)} \sum_{i=1}^N a_v I_2^v$	(2.7)
Горизонтальные компоненты поля притяжения	$g_x^s i_x + g_y^s i_y = - \sum_{i=1}^N \mathbf{n}_v V_v(M_0) + \mathbf{a} V_s^0(M_0)$	(2.8)
$V_v^R(M_0) = \frac{1}{2} [(\eta_2^v - y^v) r_2^v - (\eta_1^v - y^v) r_1^v + b^2 V_v^0(M_0)]$, r_1^v и r_2^v – расстояния от концов граней до точки M_0 , $V_v(M_0)$ – потенциалы притяжения материальных отрезков, совпадающих с сторонами многоугольника, $V_s^0(M_0)$ – потенциал многоугольной пластины с постоянной единичной поверхностной плотностью.		
Материальный отрезок с линейным изменением плотности (v-ое ребро многогранника) $\delta_v(\eta)$ $\delta(\eta) = a_y \eta + a_0$		
Потенциал притяжения материального отрезка $V_v(M_0)$, расположенного вдоль оси Oy	$V_v(M_0) = \int_{\eta_1^v}^{\eta_2^v} \delta_v(\eta^v) \frac{1}{r_{MM_0}} d\eta^v = a_y (r_2 - r_1) + (a_y y + a_0) V_v^0(M_0);$	(2.9)
r_1 и r_2 – расстояния от начала и конца стержня до расчетной точки M_0 , $V_v^0(M_0) = \ln \frac{r_1 + r_2 + L}{r_1 + r_2 - L}$ - потенциал стержня с постоянной единичной плотностью [Страхов, 1985], L – длина стержня.		
Вспомогательные интегралы		
Интеграл I_{121}^v	$I_{121}^v = (r_2^v - r_1^v) - \zeta - z \ln \frac{ \zeta - z + r_2^v}{ \zeta - z + r_1^v}$	(2.10)
Интеграл I_{122}^v по [Страхов, Латина, 1986а]	$I_{122}^v = \ln \frac{(\eta_2^v - y^v) + r_2^v}{(\eta_1^v - y^v) + r_1^v} - 2 \zeta - z \frac{1}{(\xi^v - x^v)} \arctg \frac{(\xi^v - x^v)(w_2^v - w_1^v)}{w_2^v w_1^v + (\xi^v - x^v)^2}$	(2.11)
Интеграл I_2^v	$I_2^v = \left[\xi^v - x^v \arctg \left(\frac{\eta^v - y^v}{ \xi^v - x^v } \right) - \xi^v - x^v \arctg \left(\frac{ \zeta - z (\eta^v - y^v)}{ \xi^v - x^v r_{MM_0}} \right) + \right.$ $\left. + \zeta - z \ln \left[2 \left((\eta^v - y^v) + r_{MM_0} \right) \right] + (\eta^v - y^v) \ln (\zeta - z + r_{MM_0}) - \eta^v \right] \frac{\eta_2^v}{\eta_1^v}$	(2.12)

Таким образом, для определения потенциалов и элементов притяжения многогранника и плоской многоугольной пластины необходимо уметь вычислять:

1. Потенциалы материальных отрезков с линейной плотностью $V_V(M_0)$;
2. Интегралы типа $V_V^R(M_0)$ и $V_q^R(M_0)$, для которых существуют явные аналитические выражения;
3. Потенциал многоугольной пластины с постоянной плотностью $V_S^0(M_0)$;
4. Потенциал многогранника с постоянной плотностью $V^0(M_0)$;
5. Вертикальную составляющую притяжения многоугольной пластины с линейным законом изменения плотности $g_z^S(M_0)$.

Полученные представления могут быть основой вычислительных программ для сред с градиентным изменением плотности.

2.1.3. Метод решения обратной задачи гравirazведки с переменной скоростью градиентного спуска¹⁰

В практике современной гравirazведки составление плотностных моделей производится либо в интерактивном (ручном), либо автоматизированном режиме с минимальным участием интерпретатора. Оба подхода обладают своими достоинствами и недостатками. Но и в том, и другом случаях наиболее востребованным решением является модель, максимально полно удовлетворяющая априорной информации и физически реализуемая. Под физически реализуемой средой будем понимать кусочно-гладкую среду, в которой присутствует градиентная по плотности неоднородность толщ (латеральная и глубинная), а также возможны скачки плотности на границах раздела плотностных блоков.

При интерактивном плотностном моделировании чаще всего подбор выполняется с использованием блочных моделей с постоянной плотностью внутри блоков или полиномиальным распределением [Страхов, Лучицкий, 1980 а, б; Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019; Zhou, 2010; D'Urso, 2015; D'Urso]. В таких моделях, чтобы учесть изменения плотности с глубиной или по латерали, избежать резких скачков плотности на границе блоков, обеспечивая при этом наилучшую детальность, приходится усложнять модель введением большого количества блоков. При указанном подходе ручное управление моделью (её редактирование) становится достаточно сложной задачей.

Вопросу создания подходов к автоматизированному решению обратной задачи гравirazведки как с учетом априорной информации, так и без нее активно затрагивался в исследованиях в 1970–1980-х годах. В тоже время эта задача по-прежнему остается актуальной. Ей посвящены работы таких ученых, как В.Н. Страхов [Страхов, Лучицкий, 1980 а, б], В.И. Старостенко [Старостенко и др., 2015], В.Р. Мелихов [Мелихов, Булычев, Састри, 1984], А.И. Кобрунов [Кобрунов, Варфоломеев, 1981; Кобрунов, 2007], Ю.И. Блох [Блох, 2009], А.М. Петрищевский [Петрищевский, 2021], П.С. Мартышко [Мартышко, Акимова, Мислов, 2016], П.И. Балк, А.С. Долгаль [Балк, Долгаль, 2018] и другие. На сегодняшний день большинство алгоритмов используют сеточные модели, то есть модели, разбитые на множество ячеек с одинаковой геометрией.

Основным недостатком алгоритмов автоматизированного решения обратной задачи является низкая чувствительность к глубоким ячейкам, в результате чего подбираются

¹⁰ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А. Решение обратной задачи гравirazведки с переменной скоростью градиентного спуска // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. № 1. С. 5–19. DOI: 10.21455/gr2022.1-1. (0.94 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,925.

плотностные модели, ярко контрастные только в верхней части разреза. Получаемые в результате решения модели практически не годятся для геологической интерпретации, поскольку фактически отражают лишь латеральное распределение источников аномалий гравитационного поля.

Таким образом, возникает задача развития подходов к решению обратных задач для сред с переменной плотностью, позволяющих подбирать плотностные модели с распределенными по глубине неоднородностями.

Классический подход решению обратной задачи гравиразведки для сеточных моделей состоит в решении недоопределенной системы линейных алгебраических уравнений относительно плотностей σ_{ij} :

$$A\sigma = \Delta g, \quad (2.13)$$

$$A = \begin{pmatrix} \Delta g_{111} & \Delta g_{112} & \dots & \Delta g_{1jk} & \dots & \Delta g_{1NM} \\ \Delta g_{211} & \Delta g_{212} & \dots & \Delta g_{2jk} & \dots & \Delta g_{2NM} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Delta g_{i11} & \Delta g_{i12} & \dots & \Delta g_{ijk} & \dots & \Delta g_{iNM} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Delta g_{N11} & \Delta g_{N12} & \dots & \Delta g_{Njk} & \dots & \Delta g_{NNM} \end{pmatrix}, \quad \Delta g = \begin{pmatrix} \Delta g_1 \\ \Delta g_2 \\ \dots \\ \Delta g_i \\ \dots \\ \Delta g_N \end{pmatrix},$$

где A – матрица коэффициентов системы линейных алгебраических уравнений, σ – вектор неизвестных системы (распределение плотностей), Δg – вектор значений поля (свободные члены), Δg_i – наблюдаемое значение аномалии силы тяжести в i -й точке расчета, Δg_{ijk} – гравитационный эффект силы тяжести, создаваемый jk -й ячейкой с единичной плотностью в i -й точке.

Система (2.13) является недоопределенной и имеет бесконечное число решений, т.е. одному распределению аномалий гравитационного поля может соответствовать бесконечное множество эквивалентных плотностных моделей [Кобрунов, 2007].

Если решение недоопределенной системы ищется через условие минимизации функционала невязки L :

$$L = \| A\sigma - \Delta g \|^2 \rightarrow \min, \quad (2.14)$$

то минимум функционала L достигается в точке, в которой его градиент ∇L равен нулю:

$$\nabla L = 2A^T (A\sigma - \Delta g) = 0 \quad (2.15)$$

Отметим, что в скобках выражения (2.15) находится вектор-столбец разностного гравитационного поля, а в каждой строке матрицы A^T записываются гравитационные эффекты одной ячейки во всех расчетных точках. Таким образом, значение градиента функционала невязки по плотности каждой ячейки вычисляется как скалярное произведение вектора

разностного поля на вектор гравитационного эффекта ячейки с единичной плотностью. Аналитическое решение системы уравнений (2.13) с условием (2.14) имеет следующий вид:

$$\sigma = (A^T A)^{-1} A^T \Delta g \quad (2.16)$$

Вычисление обратной матрицы имеет кубическую временную сложность [Cormen et al., 2009; Sipser, 2006] и требует значительных временных затрат при большом количестве элементов разбиения модели. Одним из методов оптимизации, снижающим временную сложность алгоритма решения обратной задачи, является метод градиентного спуска.

Решение системы уравнений (2.13) с помощью метода градиентного спуска выполняется итерационно и изменение плотности на каждой итерации происходит в направлении, противоположном градиенту (антиградиент):

$$\sigma_n = \sigma_{n-1} - \alpha \nabla L(\sigma_{n-1}), \quad (2.17)$$

где σ_n – плотностной грид на n -м шаге, α – числовой параметр (скорость градиентного спуска), постоянный в пределах одной итерации.

В случае отсутствия априорных сведений о распределении плотности по разрезу возникает следующая проблема: максимальные значения градиента функционала невязки, а значит и наибольшие изменения плотности на каждом шаге, соответствуют приповерхностным ячейкам. Вследствие уменьшения градиента функционала невязки с глубиной наибольшие значения избыточной плотности в таком случае при подборе концентрируются в верхней части разреза.

В случае наличия достоверной априорной плотностной модели к выражению (2.14) добавляется стабилизирующий (регуляризирующий) функционал – слагаемое, отвечающее за отклонение от априорных данных (L2 – регуляризация, [Тихонов, Арсенин, 1979]):

$$L_R = \|A\sigma - \Delta g\|^2 + c \|\sigma - \sigma_A\|^2 \rightarrow \min, \quad (2.18)$$

где σ_A – априорные значения плотности; c – коэффициент регуляризации.

Тогда выражение для градиента и плотностного грида на n -м шаге записывается следующим образом:

$$\begin{aligned} \nabla L_R &= 2A^T(A\sigma - \Delta g) + 2c(\sigma - \sigma_A) \\ \sigma_n &= \sigma_{n-1} - \alpha \nabla L_R(\sigma_{n-1}) \end{aligned} \quad (2.19)$$

Но и в случае решения обратной задачи с L2-регуляризацией по формулам (2.18) – (2.19) остаются проблемы, связанные с концентрацией плотности в верхней части разреза.

При решении обратной задачи гравиразведки для сеточных моделей подбирается плотностная модель с контрастным приповерхностным слоем, а глубокие ячейки практически не

участвуют в процессе подбора модели. Регуляризация L2 также не позволяет добиться качественного результата.

Стоит отметить, что описанный выше подход к решению обратной задачи имеет важное преимущество – скорость вычислений. Решение прямой задачи, необходимое для вычисления шага градиентного спуска, для каждого элементарного слоя может быть записано в виде свертки функции, описывающей зависимость плотности от координаты (или координат в случае трехмерной задачи), с силой притяжения ячейки с единичной плотностью. В таком случае решение прямой задачи может осуществляться в частотной области, что существенно уменьшает временные затраты [Мелихов, Будычев, Састри, 1979].

Таким образом, возникает необходимость модификации описываемого в работе подхода, сохраняющей скорость работы алгоритма и позволяющей включать в процесс подбора глубокие ячейки, а также учитывать априорные данные.

Рассмотрим зависимость градиента функционала невязки (2.15) от глубины для поля бесконечного горизонтального тонкого стержня с линейной плотностью σ_L , расположенного в точке с координатами $(0; z_0)$. В качестве элементов разбиения сеточной модели для простоты также будем использовать тонкий стержень. Выражение для вертикальной составляющей силы притяжения данного элемента разбиения записывается следующим образом [Булычев и др., 2019]:

$$\Delta g(x, z) = 2G\sigma_L \frac{\zeta - z}{(\xi - x)^2 + (\zeta - z)^2}, \quad (2.20)$$

где (ξ, ζ) – декартовы координаты центра масс стержня, (x, z) – декартовы координаты точек расчета.

Ранее было отмечено, что градиент функционала невязки по плотности в каждой ячейке определяется, как скалярное произведение разностного гравитационного поля и гравитационного эффекта ячейки с единичной плотностью в каждой точке расчета (2.15). При нулевой начальной модели разностное поле совпадает по модулю с наблюдаемым полем и противоположно ему по знаку.

Выражение для градиента функционала невязки (2.15) для элементов, расположенных на оси oZ (то есть под центром аномалии), в двумерном случае определяется следующим образом:

$$\begin{aligned}
\nabla L(0, z) &= 2 \int_{-\infty}^{+\infty} -\Delta g(x, z_0) \Delta g(x, z) dx = -8G^2 \sigma_L \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{z_0 z}{(x^2 + z_0^2)(x^2 + z^2)} \right) dx = \\
&= -8G^2 \sigma_L \frac{z_0 z}{z^2 - z_0^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\frac{1}{x^2 + z_0^2} - \frac{1}{x^2 + z^2} \right) dx = -8G^2 \sigma_L \frac{z_0 z}{z^2 - z_0^2} \left(\frac{1}{z_0} \operatorname{arctg} \frac{x}{z_0} - \frac{1}{z} \operatorname{arctg} \frac{x}{z} \right) \Big|_{-\infty}^{+\infty} = \\
&= -8G^2 \sigma_L \frac{z \operatorname{arctg} \frac{x}{z_0} - z_0 \operatorname{arctg} \frac{x}{z}}{z^2 - z_0^2} \Big|_{-\infty}^{+\infty} = -\frac{8\pi G^2 \sigma_L}{z + z_0}
\end{aligned} \quad (2.21)$$

Аналогичным образом рассмотрим выражение для градиента функционала невязки в трехмерном случае. Для простоты в качестве элементов разбиения будем использовать точечные источники, а в качестве наблюдаемого поля будем использовать поле точечного источника, расположенного в точке с координатами $(0, 0, z_0)$.

Выражение для вертикальной составляющей силы притяжения точечного источника записывается следующим образом [Булычев и др., 2019]:

$$\Delta g = G \frac{M(\zeta - z)}{((\zeta - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2)^{\frac{3}{2}}}, \quad (2.22)$$

где (ζ, η, ς) – декартовы координаты источника поля, (x, y, z) – декартовы координаты точек расчета, M – масса точечного источника.

Выражение для градиента функционала невязки для ряда элементов, расположенных под точкой экстремума поля в трехмерном случае принимает следующий вид:

$$\begin{aligned}
\nabla L(0, 0, z) &= \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} V_z(x, y, z_0) V_z(x, y, z) dx dy = \\
&= G^2 M \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{z_0 z}{((x^2 + y^2 + z_0^2)(x^2 + y^2 + z^2))^{\frac{3}{2}}} dx dy = \frac{2\pi G^2 M}{(z + z_0)^2}
\end{aligned} \quad (2.23)$$

Из выражений (2.21) и (2.23) следует, что градиент функционала невязки для ряда элементов, расположенных под точкой экстремума поля имеет степенную зависимость от глубины: для линейных источников – первой степени, для точечных источников – второй степени.

Зависимость показателя степенной функции от формы неоднородности отмечена ранее в ряде формальных алгоритмов решения обратной задачи, например, в деконволюции Эйлера [Reid *et al.*, 1990], вейвлет-анализе на основе вейвлетов Пуассона [Кузнецов, Булычев, 2017] и других.

Аналогичные оценки для степени затухания чувствительности функционала невязки с глубиной для трехмерных моделей были получены численно и описаны в статьях [Li, Oldenburg 1996; 1998]. В указанных работах авторы предлагают использовать глубинную весовую функцию для учета низкой чувствительности алгоритма к глубоким ячейкам. Вместо постоянного регуляризирующего коэффициента c в выражении (2.18) используется весовой

регуляризирующий функционал, «штрафующий» модель за высокие значения избыточной плотности в верхней части разреза:

$$L = \|A\sigma - \Delta g\|^2 + w(z) \|\sigma - \sigma_A\|^2 \rightarrow \min$$

$$w(z) \sim \frac{1}{(z + z_0)^2} \quad (2.24)$$

В рассматриваемом подходе в качестве альтернативы и развития вышеописанного подхода [Li, Oldenburg, 1996; 1998] для учета затухания функционала невязки используется степенная функция, зависящая от глубины, в качестве скорости градиентного спуска. В этом случае задача (2.18) – (2.19) будет переписана в следующем виде:

$$L_R = \|A\sigma - \Delta g\|^2 + c \|\sigma - \sigma_A\|^2 \rightarrow \min,$$

$$\nabla L_R = 2A^T(A\sigma - \Delta g) + 2c(\sigma - \sigma_A),$$

$$\sigma_n = \sigma_{n-1} - \alpha(z)\nabla L_R(\sigma_{n-1}),$$

$$\alpha(z) = \alpha_0 z^n \quad (2.25)$$

где n – вещественное число (глубинный индекс).

Предложенный подход позволяет искусственно увеличить шаг градиентного спуска для глубоких ячеек и включить их в процесс подбора плотностной модели. При увеличении показателя степени n будет увеличиваться глубина подобранных плотностных неоднородностей. Использование в качестве параметра α степенной функции может использоваться для первичной оценки параметров (глубины до центра масс) неоднородностей.

На основе априорных данных могут строиться более сложные распределения параметра α , зависящие не только от глубины, но и от горизонтальных координат. Максимальные значения параметра α в таком случае должны присваиваться ячейкам, в которых по априорным данным располагаются или ожидаются плотностные неоднородности. При привязке плотностных неоднородностей к определенным интервалам глубин в качестве функции $\alpha(z)$ может использоваться любая функция, имеющая экстремум на заданной глубине (в частности, Гауссова функция).

Результаты тестовых и реальных расчетов показывают, что использование переменной скорости градиентного спуска позволяет регулировать распределение плотностных неоднородностей по глубине: при увеличении показателя степени происходит увеличение глубины центра масс плотностной неоднородности в подобранной модели.

2.1.4. Метод определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере¹¹

В связи с получением новых глобальных моделей гравитационного поля Земли [Tapley et al., 2004] и Луны [Kato et al., 2010; Zuber et al., 2013], заданных на сферических поверхностях, актуальным для решения планетарных задач гравиметрии и для геологического изучения плотностных неоднородностей литосферы и верхней мантии становится направление адаптации математических методов решения обратной задачи гравиразведки, разработанных для расчетов на плоскости, к полям, заданным на сферической поверхности.

Основное внимание исследователей при решении задач гравиразведки с учетом сферичности Земли сосредоточено на решении прямых задач [Старостенко и др., 1986; Булычев и др., 1998; Кузнецов, Лыгин, Булычев, 2017] в сферической системе координат. При этом экспресс-методы оценки параметров источников аномалий, т.е. методы решения обратных задач практически не рассматриваются. В связи с этим может быть поставлена задача адаптации математических методов решения обратной задачи гравиразведки, разработанных для расчетов на плоскости, к полям, заданным на сферической поверхности.

При определении параметров источников гравитационных аномалий часто использует аппроксимационные тела простой геометрической формы. Так, многие геологические объекты близкой к изометричной форме могут быть аппроксимированы сферическим (точечным) источником.

Классический способ определения параметров сферической массы (положение центра и масса) по гравитационному полю, заданному на плоскости, описан практически во всех учебниках по гравиразведке (например, см. [Мионов, 1980]). Его простейшая реализация известна под названием «метод характерных точек», в котором глубина залегания сферического источника h определяется через расстояние $x_{1/2}$ от экстремума аномалии поля силы тяжести до точки, для которой амплитуда аномалии вдвое меньше максимального значения [Блох, 2009; Булычев и др., 2017]

$$h \approx 1.31x_{1/2} \quad (2.26)$$

Рассмотрим случай определения параметров сферической массы по гравитационному полю, заданному на сферической поверхности.

¹¹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Чепиго Л.С., Ткаченко Н.С., **Лыгин И.В.** Определение параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 2. С. 84-89. (0.38 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

В сферической системе координат положение точки определяется значением трех координат (R, θ, λ) , где R – расстояние от начала координат до точки, θ и λ – зенитный и азимутальный углы соответственно.

Пусть центр масс источника гравитационного поля (сферическая масса) находится внутри сферы радиуса R в некоторой точке с координатами $P_0(R_0, \theta_0, \lambda_0)$ и пусть в точках на поверхности сферы $P(R, \theta, \lambda)$ известно его гравитационное поле. Определим положение центра масс источника и его массу по известным значениям гравитационного поля – гравитационного потенциала и вертикальной (радиальной) составляющей силы притяжения.

В сферической системе координат гравитационный потенциал сферической массы M , расположенной в точке $P_0(R_0, \theta_0, \lambda_0)$, в произвольной точке $P(R, \theta, \lambda)$ выражается формулой:

$$V(P) = G \frac{M}{R_{PP_0}} = G \frac{M}{\sqrt{R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi}} \quad (2.27)$$

$$\cos \psi = \sin \theta_0 \sin \theta \cos(\phi_0 - \phi) + \cos \theta_0 \cos \theta \quad (2.28)$$

где G – гравитационная постоянная.

Дифференцируя выражение для потенциала по направлению к центру сферы, получим выражение для вертикальной (радиальной) составляющей силы притяжения сферической массы в точке P :

$$V_R(P) = -V'(P) = GM \frac{R - R_0 \cos \psi}{(R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi)^{3/2}} \quad (2.29)$$

На сфере заданного радиуса гравитационный потенциал и сила притяжения достигают экстремума в точке с широтой и долготой, соответственно, равным широте и долготе точечной массы. Следовательно, в точке экстремума при $\theta_{max} = \theta_0$ и $\lambda_{max} = \lambda_0$: $\theta_{max} = \theta_0$ и $\lambda_{max} = \lambda_0$: $\cos \psi = 1$ и выражения для гравитационного потенциала и силы тяжести в точке экстремума имеют вид:

$$V_{max} = GM \frac{1}{R - R_0} \quad (2.30)$$

$$V_{Rmax} = GM \frac{1}{(R - R_0)^2} \quad (2.31)$$

Расстояние от начала координат до точечной массы R_0 можно определить через отношение соответствующих компонент гравитационного действия сферы (гравитационного потенциала, силы тяжести) в точке P к максимальному значению (k):

$$k = \frac{V(P)}{V_{max}} = \frac{R - R_0}{\sqrt{R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi}} \quad (2.32)$$

$$k = \frac{V_R(P)}{V_{Rmax}} = \frac{(R - R_0 \cos \psi)(R - R_0)^2}{(R^2 + R_0^2 - 2RR_0 \cos \psi)^{3/2}} \quad (2.33)$$

Выражение (2.32) сводится к уравнению 2-й степени относительно R_0 , которое имеет два корня: больше и меньше R , из которых условию задачи удовлетворяет только меньший, поскольку источник находится внутри сферы:

$$R_0^2 - 2RR_0 \frac{1 - k^2 \cos \psi}{1 - k^2} + R^2 = 0 \quad (2.34)$$

$$R_0 = \frac{k \sqrt{(1 - \cos \psi)(2 - k^2(1 + \cos \psi))} + k^2 \cos \psi - 1}{k^2 - 1} R \quad (2.35)$$

Выражение (2.33) сводится к алгебраическому уравнению 6-й степени относительно R_0 :

$$k_6 R_0^6 + k_5 R_0^5 + k_4 R_0^4 + k_3 R_0^3 + k_2 R_0^2 + k_1 R_0 + k_0 = 0 \quad (2.36)$$

$$k_6 = k^2 - \cos^2 \psi$$

$$k_5 = R(4\cos^2 \psi - 6k^2 \cos \psi + 2\cos \psi)$$

$$k_4 = R^2(12k^2 \cos^2 \psi - 6\cos^2 \psi + 3k^2 - 8\cos \psi - 1)$$

$$k_3 = R^3(-8k^2 \cos^3 \psi + 4\cos^2 \psi - 12k^2 \cos \psi + 12\cos \psi + 4)$$

$$k_2 = R^4(12k^2 \cos^2 \psi - \cos^2 \psi + 3k^2 - 8\cos \psi - 6)$$

$$k_1 = R^5(-6k^2 \cos \psi + 2\cos \psi + 4)$$

$$k_0 = R^6(k^2 - 1)$$

Уравнение (2.36) решается численными методами (например, методом касательных) с заданной точностью.

Среди шести возможных корней уравнения единственное искомое решение - действительное значение, величина которого меньше R .

Масса сферы определяется с учетом найденного положения центра сферы:

$$M = \frac{V_{max}(R - R_0)}{G} \quad (2.37)$$

$$M = \frac{V_{Rmax}(R - R_0)^2}{G} \quad (2.38)$$

Если определить положение экстремума поля, то на основе формул (2.34) – (2.38) можно вычислить глубину залегания источника и его массу. Увеличение точности расчетов достигается многократным решением уравнений (2.34), (2.36) для всех точек задания поля (кроме точки экстремума).

На теоретических примерах без и с добавлением шума [Чепиго, Ткаченко, Лыгин, 2019] показано, что при учете сферичности, результаты соответствуют теоретическим значениям при

условии, что исключены ошибки при измерении поля силы тяжести. Очевидным выводом также является то, что при определении положения центра масс источника без учета сферичности, глубина оказывается завышенной. Погрешность возрастает с увеличением глубины залегания центра масс и с уменьшением радиуса сферы, на которой задано аномальное поле. Устойчивость метода к помехам растет с увеличением радиуса сферы. Для условий Земли (сфера радиусом 6371 км) наличие помех на уровне 15% приводит к ошибке определения глубины источника не более 15%. С точки зрения гравirazведки это весьма неплохой результат: точность определения глубин по МХТ на плоскости обычно оценивается в 10–20%.

2.1.5. Выводы к разделу 2.1

В разделах 2.1.1–2.1.4 рассмотрены алгоритмы решения прямых и обратных задач гравиметрии в двумерной, трехмерной и сферической постановках:

- поле притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности (двумерная задача) [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019];
- поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью (трехмерная задача) [Булычев, Лыгин, Кузнецов, 2018];
- метод решения обратной задачи гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2022];
- определение параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере [Чепиго, Ткаченко, Лыгин, 2019].

Первые два алгоритма представляют аналитические решения по расчету гравитационных эффектов от многоугольников и многогранников, в которых плотность изменяется линейно или параболически. В ряде задач блочного плотностного моделирования возникает необходимость учета градиентного изменения плотности. Особенно актуальной эта задача является 1) для терригенных разрезов, которым присущи необратимое компрессионное уплотнение с глубиной (интенсивность которого уменьшается с глубиной) и наличие латеральных плотностных неоднородностей; 2) для высококонтрастных по плотности верхних частей разреза, часто обеспеченных высокодетальными и высокоточными гравиметрическими измерениями. Наиболее простым решением учета градиентного изменения плотности в блоках является увеличение количества блоков модели за счет «дробление» более крупных блоков. При этом получение решения будет трудоемким процессом, а геометрия границ блоков с постоянной плотностью будет полностью субъективной, то есть определяться «опытом» интерпретатора. Если установлена функциональное изменение плотности в блоках модели, то использование предложенной математической основы позволяет более быстро и точнее, решить задачу восстановления распределения плотности, чем в ходе «дробления» блоков модели.

Трудным для программирования остается вопрос о том, как параметризовать блочную модель с переменной плотностью в отдельных блоках, чтобы отсутствовал плотностной скачок на границе блоков с различными коэффициентами линейного или параболического изменения плотности. Не всегда удобно проводить плотностное моделирование с использованием блоков. Сеточные модели более удобные и соответственно более востребованы. Именно поэтому разработан метод решения обратной задачи гравиразведки методом градиентного спуска с переменной скоростью градиентного спуска, позволяющий включить в подбор глубинные части

разреза, а с использованием инструментов «геологической регуляризации», о которых пойдет речь ниже сфокусировать подбор в конкретно заданных областях.

Метод определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере, необходим как развитие «метода характерных точек», который разработан для условий наблюдения на горизонтальной плоскости. Неучет сферичности при определении положения центра масс источника может существенно увеличить расчетную глубину. Погрешность возрастает с увеличением глубины залегания центра масс и с уменьшением радиуса сферы, на которой задана аномальное поле. Метод будет использован в Главе 3 для оценки глубин источников временных вариаций гравитационного поля (перераспределения масс в основании литосферы Земли).

2.2. Систематизация методик геоплотностного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора¹²

Комплексный анализ геолого-геофизических данных при решении геологических задач давно стал нормой на всех этапах исследований недр, включая поиски и разведку полезных ископаемых. В настоящее время большое внимание уделяется совместной интерпретации геолого-геофизических данных с целью создания интегральных моделей среды – геоплотностных, геомагнитных, геоэлектрических и др., – в которых аккумулируется вся существующая на момент проведения исследований априорная информация, получаемая и полученная ранее разными методами [Хмелевской, Костицын, 2010].

Форматы априорной информации весьма разнородны: в зависимости от происхождения это могут быть как числовые данные (привилегия геофизики), так и *shape*-файлы, растровые изображения, общие геологические представления. Их включение в формализованные схемы интерпретации, на которые опирается геолого-геофизическое моделирование, – сложная проблема. Учесть весь объем информации удастся не всегда в связи с отсутствием универсальных специальных инструментов. В каждом конкретном случае интерпретатору приходится находить “свой”, уникальные практические решения, геологическая значимость которых зависит от интуиции и опыта исполнителя. В полной мере это относится и к построению геоплотностных и геомагнитных моделей – основных объектов данного исследования.

В разделе рассматриваются возможные пути учета априорной информации в зависимости от ее объема и состава, степени изученности региона и сложности моделей физико-геологической среды. Предварительно были детально проанализированы особенности методики геоплотностного и геомагнитного моделирования, связанные с разными физико-геологическими условиями территорий, основные положения которой изложены в работе [Широкова, Лыгин, Соколова, 2022]. В текущем разделе рассматривается новый, опирающийся на интерактивный подбор, инструментарий для моделирования, который позволяет интерпретатору регулировать процесс моделирования (включая алгоритм решения обратной задачи) с учетом всех имеющихся априорных данных вне зависимости от их формата и объема.

Приводимые примеры, иллюстрирующие способы формализации априорных данных, созданы с использованием программного обеспечения GravMagInv [Чепиго, 2022].

¹² При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Булычев А.А. Методика геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава априорной геолого-геофизической информации // Геофизика. 2022. № 6. С. 57–70. (0.88 п.л., авторский вклад 40%). Импаکت-фактор РИНЦ: 0,4.

2.2.1. Методика составления геоплотностных и геомагнитных моделей

Под геоплотностным и геомагнитным моделированием понимается построение геоплотностных и геомагнитных разрезов на основе анализа и интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей. В первом случае разрез отображает распределение в геологической среде плотности, во втором – намагниченности. Конечная цель процесса моделирования состоит в получении двумерных (разрезы) или трехмерных (объемные) моделей, гравитационный или магнитный эффект которых с заданной точностью совпадает с полученными в результате инструментальных измерений аномалиями поля силы тяжести или магнитного поля (с “наблюденным” полем).

Поскольку принципиальной разницы в алгоритмах геоплотностного и геомагнитного моделирования нет, то в дальнейшем будем опускать уточнение, о каком из них идет речь (кроме случаев, когда такое уточнение необходимо). В роли подбираемых параметров выступают плотность и намагниченность, соответственно.

Представляемая методика моделирования реализует возможность формализации и учета практически неограниченных по объему и составу априорных геолого-геофизических данных, предусматривая вариативность в подходах к моделированию в зависимости от содержащейся в них информации. В Таблица 2.2 схематически представлен алгоритм моделирования, включающий шесть основных этапов (Этапы I–VI в строках Таблица 2.2) и четыре возможных подхода (Подходы 1–4 в соответствующих столбцах). Подход выбирается интерпретатором с учетом особенностей используемых данных.

Далее подробно рассматривается реализация каждого из этапов создания моделей с использованием специальных инструментов неформального подбора.

Этап I. Сбор и подготовка исходных данных

Анализ отбираемых для моделирования данных и их подготовка к обработке – важный этап, поскольку именно он определяет выбор подхода к моделированию, который, в свою очередь, влияет на конечный результат.

Таблица 2.2 Алгоритм интерактивного геоплотностного и геомагнитного моделирования

	Подход 1 простой – “потенциальный”	Подход 2 легкий – “концептуальный”	Подход 3 средний – “геофизический”	Подход 4 полный – “геолого-геофизический”
1	2	3	4	5
Этап I <i>Сбор и подготовка исходных данных</i>	Наблюденное поле (аномалии поля силы тяжести в редукции Буге, аномалии магнитного поля и др.	Цифровые и растровые элементы структурного каркаса (структурные горизонты, тектонические нарушения, реальные и предлагаемые интерпретатором геологические разрезы) без сейсмической основы	Цифровые глубинные геофизические (сейсмические, магнитные, геоэлектрические и др.) и геологические разрезы распределения различных атрибутов, не предназначенных для прямого пересчета в плотностные и магнитные свойства среды	Модель скоростей упругих волн (глубинно-скоростная модель) и другие геолого-геофизические модели, обеспеченные эмпирическими связями перехода в модель плотности или намагниченности
Этап II <i>Построение начальной модели среды</i>	Оценки глубин и форм источников аномалий на основе методов группы “Особые точки”	Геопространственная привязка и оцифровка растровой геологической информации, формирование структурного каркаса начальной модели среды	Формирование структурно-вещественного каркаса начальной модели среды, обеспеченного физическими характеристиками среды из других методов при отсутствии данных о плотности и намагниченности	Уточнение эмпирических связей и пересчет в начальную модель среды на их основе
	Распределение начальных свойств подбираемого параметра			
	нет	Применяются идеи общего характера заполнения начальной модели подбираемого параметра (например, увеличение плотности с глубиной в слое с заданным вещественным составом)		Заполнение начальной модели подбираемого параметра по эмпирическим связям
	Распределение ограничений на изменения подбираемого параметра			
нет	Структурный каркас и диапазоны изменения подбираемого параметра, исходя из <i>общих</i> петрофизических соображений	Структурный каркас и диапазоны изменения подбираемого параметра, исходя из <i>начальных</i> петрофизических и вещественных характеристик среды	Диапазоны изменения подбираемого параметра выбираются, исходя из доверительных интервалов исходных данных	

1	2	3	4	5
<p>Этап III</p> <p><i>Формирование особых условий неформального подбора с использованием специальных инструментов. Построение весовой корректирующей функции R</i></p>	Основания для определения весовой корректирующей функции R (определение областей приоритетного подбора)			
	<p>окрестности особых точек</p>	<p>изменение глубины горизонта; изменение мощности слоя; разные части слоя (вблизи кровли, подошвы, вдоль срединной линии); окрестности тектонических нарушений; зоны тектонической дислокации и наибольшей концентрации тектонических нарушений</p>	<p>аномалии в распределении атрибутов на геофизических разрезах (например, зоны потери корреляции сейсмического разреза; локальные аномалии геоэлектрического разреза); структурно-вещественные неоднородности геологических разрезов</p>	<p>с большими отклонениями от среднего/минимального значения подбираемого параметра начальной модели; с высокими градиентами подбираемого параметра начальной модели</p>
	Интерактивные операции определения весовой корректирующей функции R			
<p>Ручные регуляризаторы. Интерактивные инструменты выделения областей приоритетного подбора или областей фиксированных (известных) значений с учетом оснований для определения R</p> <p>Амплитудный регуляризатор. Приоритетный подбор в областях с отклонениями подбираемого параметра от среднего значения на горизонтали. Чем больше модуль отклонения подбираемого параметра в ячейке от среднего значения на горизонтали, тем больше приоритет.</p> <p>“Срединный” регуляризатор. Приоритетный подбор в области заданной криволинейной поверхности $Z_0(x,y)$, гладко уменьшающийся при удалении от нее. Положение поверхности может быть отнесено к определенной части слоя (кровля, подошва, середина).</p> <p>Градиентный регуляризатор. Учет кривизны кровли и подошвы слоя. Чем больше градиент глубин границ, тем больше приоритет.</p>				
<p>Этап IV</p> <p><i>Дополнительные ограничения при решении обратной задачи</i></p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Учет знака избыточного значения подбираемого параметра – сохранение знака подбираемого параметра начальной модели среды. 2. Учет направления изменения подбираемого параметра. 3. Ограничение значений подбираемого параметра, исходя из априорных данных и физических ограничений 			
<p>Этап V</p> <p><i>Подбор модели среды. Решение обратной задачи</i></p>	<p style="text-align: center;">Способы решения обратной задачи:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Подбор автоматизированный (например, методом градиентного спуска с применением переменной скорости градиентного спуска в зависимости от глубины) 2. Подбор интерактивный 3. Подбор комбинированный 			
<p>Этап VI</p> <p><i>Верификация результативной модели</i></p>	<p style="text-align: center;">Верификация модели – проверка её соответствия априорным данным. При необходимости запуск итерационного процесса – в зависимости от условий возврат к Этапам I–IV.</p>			

Подход 1 (простой – “потенциальный”) выбирается при отсутствии априорной информации, когда имеется только наблюдаемое поле, представленное аномалиями поля силы тяжести в редукции Буге или других редукциях при геоплотностном моделировании или аномалиями магнитного поля при геомагнитном. Поскольку фактически отсутствует и какая-либо геологическая информация, то интерпретатору остается положиться только на свой опыт и интуицию или на формальные автоматизированные решения.

Подобная ситуация характерна для начальных стадий геологического изучения и свойственна формальным решениям.

Подход 2 (легкий – “концептуальный”) реализуется, когда существует начальная физико-геологическая модель, включающая стратиграфические горизонты, тектонические нарушения, реальные или предлагаемые интерпретатором геологические разрезы в цифровом или растровом формате, но без сейсмической основы. Элементы структурного каркаса могут быть представлены в цифровом или растровом формате.

Как правило, подобный набор данных используется при блочном моделировании в качестве каркаса.

Подход 3 (средний – “геофизический”) выбирается при наличии цифровых глубинных геофизических (сейсмических, магнитных, геоэлектрических и др.) и геологических (реальных и предлагаемых интерпретатором) моделей распределения различных атрибутов, не предназначенных для прямого пересчета в плотностные и магнитные характеристики среды.

Подход 4 (полный – “геолого-геофизический”) может быть реализован в случае наличия геолого-геофизических моделей, обеспеченных эмпирическими связями пересчета в модель плотности или намагниченности. Например, существует модель распределения скорости упругих волн (глубинно-скоростная модель), для которой может быть установлена зависимость для пересчета в плотностную модель на основе эмпирических связей “скорость–плотность”; имеются данные для определения фактических параметров эмпирической зависимости на изучаемом объекте.

Как уже отмечалось, набор априорной информации, её полнота определяют подход к построению начальных моделей и их последующую эволюцию. Понятно, что построение моделей может вестись как с опорой на априорную информацию, так и фактически без неё, а геологическая информативность конечной модели, в большинстве случаев, будет возрастать с увеличением объема привлеченной априорной информации вследствие расширения используемых инструментов.

Важно и то, как получаемые при разных подходах результаты будут восприниматься целевой геологической аудиторией (Заказчиком). Чаще всего, результаты подхода 1

(простого – “потенциального”) могут удовлетворить только специалистов-геофизиков, разбирающихся в потенциальных полях, и не будут востребованы геологами. Подход 2 (легкий – “концептуальный”) обеспечит построение “грубой” модели, которую можно было бы и не создавать, поскольку результат очевиден и предсказуем. Результаты подхода 3 (средний – “геофизический”) позволят вести предметное обсуждение в геофизической среде. Цель подхода 4 (полный – “геолого-геофизический”) – получение обоснованного, понятного геологической аудитории результата, который в ряде случаев влияет не только на конкретную геолого-геофизическую модель, но и на базовую геологическую концепцию (см., например, [Афанасенков и др., 2017]).

Этап II. Построение начальной модели среды

Целью второго этапа является построение начальной модели, которая может быть формализована по двум категориям – по распределению свойств подбираемого параметра и ограничений на его изменения (т.е. допустимых изменений или граничных значений подбираемого параметра). В рамках этих категорий могут быть построены начальные модели трех видов:

блочная модель, представляющая собой набор блоков с фиксированными значениями подбираемого параметра. Для плотностной модели изменение плотности в каждом блоке может задаваться по линейному или гиперболическому законам; намагниченность задается постоянной;

сеточная модель – грид-матрица подбираемого параметра, изменяющегося по всем направлениям;

комбинация блочной и сеточной моделей, в которой свойства меняются непрерывно по всем направлениям, и могут быть интерактивно изменены независимо в каждом блоке.

Вид начальной модели выбирается в зависимости от качества априорной информации, ее объема и конечных целей моделирования. Заполнение начальной модели осуществляется в рамках одного из четырех вышеназванных подходов.

Подход 1. В этом случае строится самая простая начальная модель: распределение свойств подбираемого параметра отображается однородным нижним полупространством. Распределение ограничений на изменение значений подбираемого параметра формируется на основе оценок глубин и форм источников аномалий наблюдаемого поля, полученных с применением грави- и магнитометрических методов, использующих предположения о форме или глубине залегания источников в виде тел простой геометрической формы. В таких расчетах задействованы так называемые методы “особых точек” (например, метод характерных точек, деконволюция Эйлера и др.).

На рассматриваемом этапе II при первичном формировании начальной модели не используются методы построения разрезов эквивалентного распределения подбираемого параметра, которые нами отнесены к стадии решения обратной задачи (см. ниже описание этапа V).

Подход 2. Используются цифровые и растровые элементы структурного каркаса (опорные горизонты, тектонические нарушения и т.п.), геологические разрезы при практически неизвестных свойствах среды. В этом случае на распределение свойств и ограничений значения подбираемого параметра накладываются только структурные ограничения. Для реализации решения требуется не только загрузка цифровых материалов в виде набора точек, линий, полигонов и пр., но и геопространственная привязка и оцифровка данных.

Подход 3. Начальная модель помимо структурного каркаса частично или полностью обеспечивается геологическими и физическими характеристиками среды. Важно отметить, что физические свойства среды при этом представляются в виде геологических категорий, которые не могут быть пересчитаны напрямую в значения плотности или намагниченности.

В рамках подходов 2, 3 интерпретатор, имея структурный каркас, руководствуется общепринятыми идеями заполнения начальной модели в категории “Распределение свойств подбираемого параметра”. Например, при известной литологии толщ для оценки их плотности в зависимости от глубины и пористости могут быть применены формулы вида

$$\sigma_r = \delta(1 - n_{max} \cdot 10^{-2} e^{-0.45H}), \quad \sigma_b = \delta + n_{max} \cdot 10^{-2}(1 - \delta)e^{-0.45H}, \quad (2.39)$$

где n_{max} – предельное значение пористости при $H=0$; H – глубина залегания пород, км; $\delta = 2,9 \text{ г/см}^3$ – минеральная плотность, $\sigma_r = \delta(1 - n_{max} \cdot 10^{-2} e^{-0.45H}$ – плотность газонасыщенных пород, $\sigma_b = \delta + n_{max} \cdot 10^{-2}(1 - \delta)e^{-0.45H}$ – плотность водонасыщенных пород, [Петрофизика..., 1992].

Подход 4. Рассматриваются геолого-геофизические модели, обеспеченные эмпирическими связями для пересчета в модель плотности или намагниченности. В наиболее благоприятном случае начальная модель непрерывного распределения подбираемого параметра формируется пересчетом из других геолого-геофизических моделей.

Чаще всего для расчета начальных плотностных разрезов (моделей) используются известные эмпирические зависимости “скорость–плотность” [Gardner, Gardner, Gregory, 1974; Brocher, 2005]. Программное решение GravMagInv предусматривает применение как “стандартных” связей с фиксированными коэффициентами, так и предлагаемых

интерпретатором коэффициентов для линейных, параболических, степенных и других зависимостей.

Наличие данных плотностного и акустического каротажа дает возможность на их основе установить эмпирические связи между глубиной, скоростью и плотностью, делая эти зависимости более конкретными, соответствующими региону, характеру пород, и превращая начальную модель в более обоснованную. Отметим, что программное решение GravMagInv позволяет использовать алгоритмы машинного обучения для конвертации скоростной модели в плотностную и обратно¹³.

На заключительном этапе моделирования (*Этап V*), который будет описан ниже, обратный пересчет подобранной модели в модель исходного параметра непрерывного распределения физических свойств обычно базируется на зависимостях, установленных при первичном применении эмпирических связей.

Этап III. Формирование особых условий неформального подбора с использованием специальных инструментов. Построение весовой корректирующей функции R

Данный этап цикла, а именно создание весовой корректирующей функции, является в рассматриваемой методике ключевым и, безусловно, требует более подробного описания. На предыдущем этапе отмечалось, что начальная модель может быть формализована по двум категориям, одна из которых – распределение свойств подбираемого параметра, другая – распределение ограничений этого параметра. Этап III предназначен для уточнения и более полной проработки ограничивающих параметров модели, основанной на детальном анализе имеющейся геолого-геофизической информации. На этом этапе выполняется локализация зон и элементов разреза, в пределах которых степень достоверности априорной модели наименьшая и, как следствие, требуется коррекция, или же, наоборот, распределение подбираемого параметра задано достоверно и в его корректировке нет необходимости. Зоны и элементы разреза, определенные для коррекции подбираемого параметра, далее будем называть областями приоритетного подбора.

Технологически учет априорной информации базируется на использовании распределения весовой корректирующей функции R , которая задается в объеме подбираемого двух- или трехмерного разреза и своими значениями определяет области и степень коррекции¹⁴. Для упрощения значения R приводятся к интервалу от 0 до 1

¹³ Речь идет об обучающих алгоритмах *Gradient boosting*, *Random forest*, *Linear regression*, описанных в [Géron, 2017] (русскоязычные названия алгоритмов – Градиентный бустинг, Случайный лес, Линейная регрессия).

¹⁴ В работах [Лыгин и др., 2022; Чепиго, Лыгин, Булычев, 2022; Chepigo, Lygin, Bulyshev, 2020] использовались синонимы этого понятия – глубинный регуляризатор, “веса коррекции”, функция распределения.

включительно. Высоким (близким к 1) значениям R соответствуют области разреза, требующие согласно априорной физико-геологической ситуации значительных изменений. Малые (близкие к 0) значения R отвечают областям, требующим малой коррекции или не требующим ее вовсе.

При решении обратной задачи в функционал невязки “внедряется” весовая корректирующая функция R , которая регулирует изменения модели, вносимые в соответствии с установленными значениями весовых коэффициентов.

Практический опыт создания сейсмо-гравитационных моделей в самых разных геологических условиях убедительно свидетельствует, что области приоритетного подбора и в целом распределение значений весовой корректирующей функции R определяются характером априорной информации [Широкова, Лыгин, Соколова, 2022] и связаны с геологическими факторами (положение тектонических нарушений, области изменения глубин залегания, мощности горизонтов, области фациальных замещений и т.п.), с сейсмическими атрибутами или атрибутами других геофизических методов (например, параметрами геоэлектрических разрезов), с распределением аномалий подбираемых параметров в начальной модели.

В рамках каждого из подходов 1–4 в зависимости от полноты априорной информации и геолого-геофизических особенностей устанавливаются основания для выбора областей приоритетного подбора и определения R .

Подход 1. В отсутствии априорной геолого-геофизической информации остается полагаться только на оценки глубин и форм источников наблюдаемых аномалий на основе методов, анализирующих “особые точки”, в окрестностях которых проводится интерактивное или автоматическое редактирование модели.

Подход 2. При наличии структурного каркаса выполняются процедуры геометризации областей приоритетного подбора на основе анализа условий формирования элементов разреза – вблизи максимальных изменений глубины горизонта, в частности, на крыльях складок, вблизи флексур и т.п.; с учетом изменения мощности слоя; внутри ядер складок и в их разных частях; в выбранных частях слоя (у кровли при наличии эрозионной поверхности; у подошвы над зеркалом скольжения, в основании моренных отложений и пр., вдоль срединной линии для учета фациальных изменений); в окрестности тектонических нарушений; в зонах тектонической дислокации и наибольшей концентрации тектонических нарушений.

ограничивающих параметров. Для унификации терминологии используется термин “весовая корректирующая функция”, обозначаемый как R .

Подход 3. При наличии геологических или геофизических разрезов появляется возможность фиксировать области приоритетного подбора с учетом аномалий распределения атрибутов на геофизических разрезах, в качестве которых могут рассматриваться, например, зоны потери корреляции на сейсмическом разрезе; локальные аномалии геоэлектрического разреза; повышенные значения дисперсии атрибутов разреза; структурно-вещественные неоднородности геологических разрезов.

Экстремальные значения R устанавливаются в областях аномального распределения значений атрибутов разреза в предположении их связи с аномалиями подбираемых параметров [Chepigo, Lygin, Bulychev, 2020].

Таким образом, использование весовой корректирующей функции R позволяет учитывать априорные распределения параметров, которые нет необходимости (или невозможно) пересчитывать в распределение плотности или намагниченности. К таковым относятся атрибуты всех геофизических (например, геоэлектрических, геотермических) и геологических разрезов.

Подход 4. Если имеются геолого-геофизические модели, обеспеченные эмпирическими связями для пересчета в модель плотности или намагниченности, то коррекция проводится в двух случаях – при больших отклонениях подбираемого параметра начальной модели от заданного значения (например, среднего или минимального в указанной области) и при высоких градиентах его изменения.

Весовые корректирующие функции R могут быть созданы вручную или автоматически. Для ручного формирования R разработаны интерактивные инструменты, с помощью которых интерпретатор графически ограничивает области приоритетного подбора или области фиксированных (известных) значений, не допускающих изменений [Чепиго, 2022]. На практике создание весовой корректирующей функции вручную – трудоемкая задача, успешное решение которой полностью зависит от опыта и интуиции интерпретатора. Для параметризации весовой корректирующей функции разработано несколько специальных автоматизированных инструментов (регуляризаторов). Рассмотрим три из них – амплитудный, “срединный” и градиентный, с помощью которых, фактически, все вышеперечисленные условия для неформального подбора могут быть учтены.

Амплитудный регуляризатор. Приоритетный подбор устанавливается в областях максимальных отклонений подбираемого параметра от заданного значения в некотором объеме (например, от среднего или минимального). Чем больше модуль отклонения параметра в ячейке от среднего значения в объеме, тем выше приоритет и больше значение весовой корректирующей функции.

Амплитудный регуляризатор может быть применен для выделения областей наибольшей концентрации особых точек при подходе 1; для выделения областей наибольшей концентрации тектонических нарушений при подходе 2; для выделения локальных аномалий атрибутов геофизического разреза при подходе 3; для выделения областей с большими отклонениями начальной модели от заданного значения и для выделения областей с высокими градиентами значений начальной модели при подходе 4.

“Срединный” регуляризатор. При наличии априорной информации о глубине залегания неоднородности может быть установлен приоритетный подбор вблизи этой глубины, для чего задается криволинейная поверхность $Z_0(x,y)$ с убывающим приоритетом подбора по мере удаления от неё. Положение этой поверхности может быть отнесено к определенной части слоя (кровля, подошва, середина). Этот регуляризатор, в основном, используется для решения задач при подходе 2. Возможность интерактивного определения именно криволинейной поверхности $Z_0(x,y)$ позволяет применять его при подходах 3, 4, например, для формализации такой информации как фациальная смена типов осадков или изменение характеристик геоэлектрического или глубинно-скоростного разреза вдоль заданной поверхности.

Градиентный регуляризатор, учитывающий кривизну кровли и подошвы слоя, применим при наличии структурного каркаса (подход 2). Распределение параметра приоритета подбора задается с учетом градиента глубин границ – чем больше градиент, тем выше приоритет; в середине слоя приоритет подбора нулевой.

Рассмотрим распределение весовых корректирующих функций R , полученных с применением трех названных регуляризаторов для одной и той же плотностей модели. Для примера была выбрана модель, состоящая из трех слоев разной мощности и плотности (Рисунок 2.2, А). Мощность слоев меняется по латерали; плотность внутри каждого слоя при этом остается постоянной. Распределение R будем строить только для среднего слоя с учетом значений плотности во всех трех слоях.

В случае применения амплитудного регуляризатора для автоматического построения весовой корректирующей функции R выполняются следующие действия. На каждой глубине рассчитывается среднее значение подбираемого параметра, в данном случае плотности, которое вычитается из значения плотности в каждой ячейке на данной глубине. Затем для каждой ячейки вычисляется модуль избыточного значения подбираемого параметра, после чего полученные значения нормируются. В результате, ячейкам разреза с наибольшими по модулю избыточными значениями плотности соответствуют наибольшие значения R . Максимальные отклонения от средних значений возникают вблизи наиболее выпуклых частей кровли или подошвы слоя (Рисунок 2.2, Б).

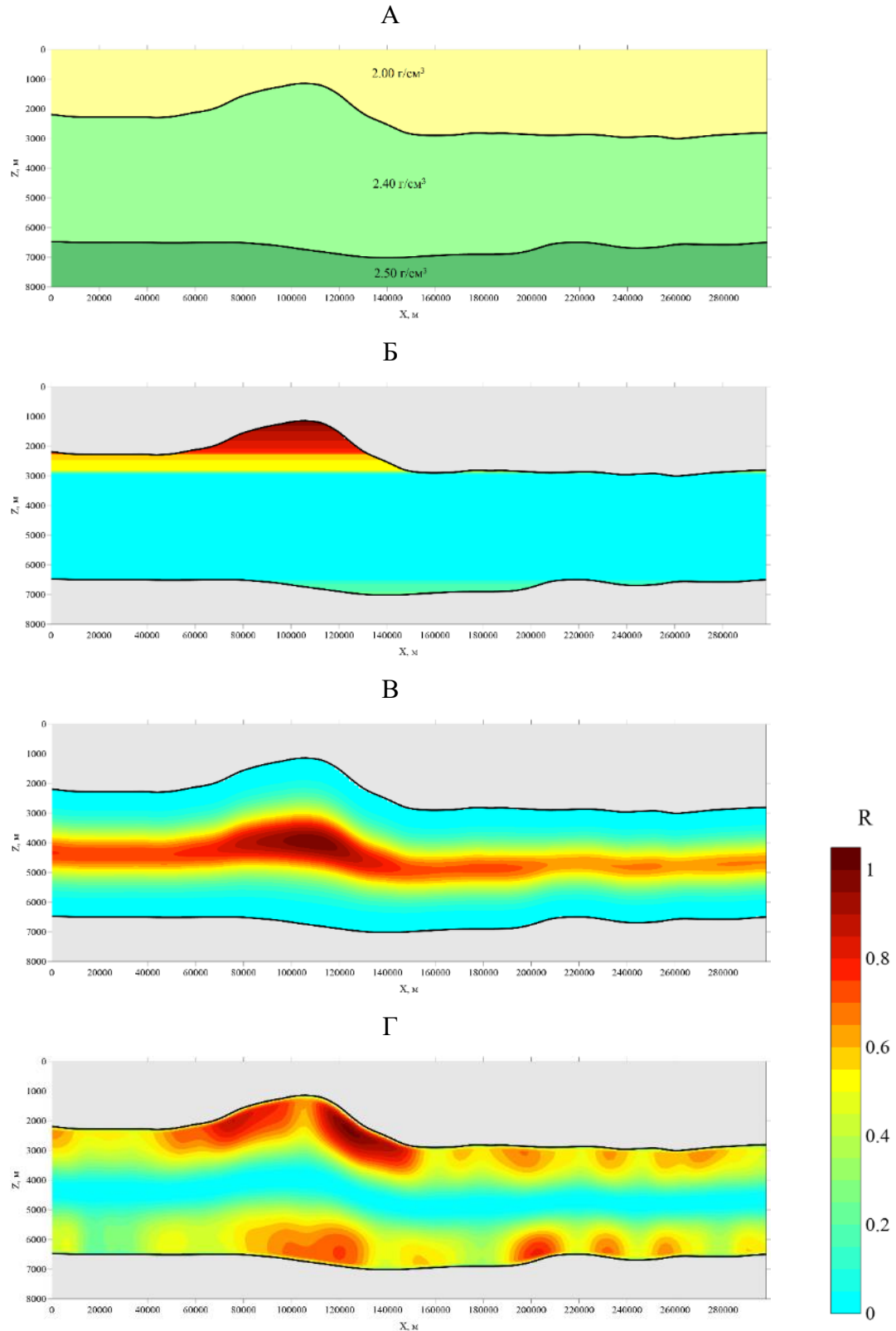


Рисунок 2.2 Распределение весовой корректирующей функции R , построенное для трехслойной плотностной модели (А) с применением амплитудного (Б), “срединного” (В) и “градиентного” (Г) регуляризаторов.

Построения выполнены для изгибающегося среднего слоя переменной мощности. Цифры на фрагменте А – значения плотности σ , г/см^3 . Цветовая шкала R одина для фрагментов Б, В, Г.

Результаты расчета с применением “срединного” регуляризатора приведены на Рисунок 2.2, В. Можно видеть, что в этом случае максимальные значения R прослеживаются вдоль срединной линии слоя и убывают до нуля к его кровле и подошве.

При построении весовой корректирующей функции с применением градиентного регуляризатора (Рисунок 2.2, Г) учитываются форма слоя, кривизна его кровли и подошвы. Наибольшие значения R приурочены к областям наиболее резкого изменения глубины кровли и подошвы слоя. Распределение значений R по вертикали может подчиняться, например, Гауссовой функции с минимумом в середине слоя.

В приведенных примерах (см. Рисунок 2.2, Б–Г) весовые корректирующие функции R рассчитаны относительно субгоризонтальных границ раздела, но подобные алгоритмы без каких-либо технических проблем могут быть применены для обусловленных тектоническими нарушениями субвертикальных и наклонных границ раздела, что будет показано ниже.

Этап IV. Дополнительные ограничения при решении обратной задачи

Итак, повышенные (и высокие) значения весовой корректирующей функции R соответствуют областям, в которых допускается максимальное варьирование подбираемого параметра. Для минимизации количества возможных вариантов моделей и фокусировки направления изменения подбираемых параметров предусмотрены дополнительные ограничения, среди которых, в частности, учет знака избыточных значений подбираемого параметра в начальной модели; ограничение значений параметра с учетом априорных данных; учет направления изменения параметра.

Первое из перечисленных ограничений отвечает за то, что в процессе решения обратной задачи в каждой ячейке модели знак избыточной плотности начальной модели не может быть изменен, т.е. изменение избыточного значения подбираемого параметра допустимо только в сторону увеличения абсолютного значения при сохранении знака или в сторону уменьшения до нулевого значения.

Ограничение с учетом априорных данных предполагает, что для каждого элемента модели (слоя, блока, области) априори может быть установлен диапазон значений подбираемого параметра; значения параметра, лежащие вне этого диапазона, в процессе решения обратной задачи не участвуют.

Третье дополнительное ограничение в процесс подбора допускает только увеличение (или только уменьшение) значения подбираемого параметра в указанной пространственной области.

Важно еще раз отметить, что для различных территорий и геологических обстановок оптимальный подход к учету априорных данных при плотностном и геомагнитном моделировании может быть разным. При этом его выбор должен всегда осуществляться осознанно и в большинстве случаев быть итерационным.

Этап V. Подбор модели. Решение обратной задачи

После установления областей коррекции и построения весовой корректирующей функции R следует этап подбора модели, предполагающий изменение ее элементов до совпадения наблюдаемого и модельного (расчётного) полей. Традиционно применяются интерактивное и автоматизированное решения обратной задачи, каждое из которых имеет свои преимущества и недостатки.

При интерактивном моделировании строятся блочные модели, геометрические параметры и аномальные свойства элементов которых задаются (подбираются) интерпретатором [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2019]. Недостатком в этом случае становится волюнтаризм при выборе параметров блоков и ограниченные возможности использования сложных распределений свойств внутри них. Для минимизации необоснованных решений применяются описанные выше специальные инструменты, обеспечивающие формирование особых условий неформального подбора.

Обычно при автоматизированном подборе используется формальная регуляризация, накладывающая ограничения на условие решаемой задачи путем добавления к функционалу невязки дополнительного регуляризирующего функционала $\Phi(\sigma, x, y, z)$ [Тихонов, Арсенин, 1979], который описывает ограничения, накладываемые на подбираемый разрез. Функционал $\Phi(\sigma, x, y, z)$ умножается на параметр c , характеризующий степень регуляризации. Решение обратной задачи с регуляризацией осуществляется путем минимизации суммарного функционала невязки L :

$$L = \|\Delta g_{calc} - \Delta g_{obs}\|^2 + c\Phi(\sigma, x, y, z) \rightarrow \min \quad (2.40)$$

где Δg_{calc} – расчётное поле модели, Δg_{obs} – наблюдаемое поле, c – параметр регуляризации.

Наиболее известные ограничения, накладываемые функционалом $\Phi(\sigma, x, y, z)$ – минимальное отклонение от априорной модели, ограничения на гладкость (подбор гладких моделей или, наоборот, моделей с резкими скачками свойств), а также ограничения на значения подбираемого параметра.

Как показывает практический опыт, ограничения, которые могут быть наложены с помощью формальной регуляризации, недостаточны для всестороннего учета априорных

данных. По этой причине предложен “неформальный” подход к регуляризации, позволяющий при построении моделей в интерактивном режиме в полном объеме учитывать априорную геолого-геофизическую информацию [Лыгин и др., 2022б, в].

Неформальная регуляризация выполняется путем использования в формуле (2.40) зависящего от координат параметра c (см. Главу 2.1.3). В работах [Li, Oldenburg, 1996; 1998] было предложено использовать степенную функцию от глубины в качестве параметра c для включения в процесс подбора глубоких ячеек. В Главе 2.1.3 рассматривается способ неформальной регуляризации с регулированием процесса подбора с помощью задания зависящей от координат скорости градиентного спуска [Чепиго, Лыгин, Булычев, 2022].

В то же время в формуле (2.40) распределение параметра $c(x, y, z)$ может быть задано явно на основе распределения значений весовой корректирующей функции R интерактивно или автоматизировано. В обоих случаях регуляризирующий функционал работает как ограничитель изменения подбираемого параметра.

Этап VI. Верификация результативной модели

Финальным этапом моделирования является верификация модели – проверка её соответствия геологическим и геофизическим данным, существующим на момент завершения текущего цикла интерпретации. В первую очередь, это экспертная проверка непротиворечивости полученных петрофизических характеристик общим геологическим представлениям и актуальной концепции геологического строения конкретной территории или объекта. Затем, если модель построена на базе двух или более геофизических методов с опорой на эмпирические связи соответствующих физических свойств (например, соотношения “скорость–плотность”), осуществляется обратный пересчет (конвертация плотностной модели в скоростную). Оценивается степень изменения начальной модели, делается экспертная оценка реальности полученных изменений.

В частном случае сейсмо-гравитационного моделирования за корректировкой скоростной модели следует обновление глубинной, что часто имеет принципиальное значение при решении и структурных, и поисковых задач. Иногда в процессе моделирования возникает необходимость корректировки параметров эмпирической зависимости “скорость-плотность” – в приложении GravMagInv предусмотрена и такая возможность.

Созданная модель проходит контроль совместимости со всеми геолого-геофизическими данными и при необходимости используется в качестве начальной в следующем цикле подбора. Внешними критериями достоверности полученной модели могут служить обновленные на текущем этапе исследований геолого-геофизические

данные, а также часть априорных сведений, изначально оставленная специально для этой цели и не использованная в процессе создания модели (чаще всего, это данные бурения). Результатом описанного итерационного процесса является модель, удовлетворяющая всем априорным данным.

2.2.2. Пример повышения информативности модели в зависимости от объема и состава используемых априорных данных

В качестве примера повышения информативности модели в зависимости от объема и состава используемых геолого-геофизических данных приводятся результаты только плотностного моделирования, поскольку, как уже неоднократно отмечалось, подходы и инструменты интерпретации при геоплотностном и геомагнитном моделировании идейно и алгоритмически практически одинаковы. При этом цель приведенного примера – демонстрация возможностей предлагаемой методики, а не получение геологического результата.

Моделирование с использованием четырех разных подходов (подходы 1–4) выполнено на основе одного и того же комплекта априорных данных, в который вошли: наблюдаемое поле силы тяжести в редукции Буге (Рисунок 2.3, А); растровое изображение структурного глубинного сейсмического разреза с нанесенными опорными горизонтами и тектоническими нарушениями (Рисунок 2.3, Б); глубинно-скоростная модель (Рисунок 2.3, В).

Ниже приводится описание результатов применения каждого из четырех подходов и демонстрация возможности построения совершенно разных плотностных моделей в зависимости от объема и типа использованной информации из комплекта данных и базовой геолого-геофизической концепции. Отметим сразу, что гравитационные эффекты (расчётные поля) всех приводимых подобранных моделей имеют среднеквадратические отклонения от аномалий Буге не более 1% от разницы между минимальным и максимальным значениями наблюдаемого поля, в связи с чем их графики не приводятся (исключение – заключительный пример).

Подход 1. В качестве начальных данных рассматриваются только аномалии поля силы тяжести в редукции Буге (см. Рисунок 2.3, а). В нашем случае гравитационное поле представлено локальными аномалиями, наложенными на региональный тренд. Без дополнительной априорной информации можно предположить, что тренд обусловлен падением кровли фундамента от начала профиля к его концу или региональным разуплотнением пород фундамента в том же направлении. Наблюдаемые локальные

аномалии могут отражать складчатость осадочного чехла или фундамента, где положительные аномалии соответствуют антиформам.

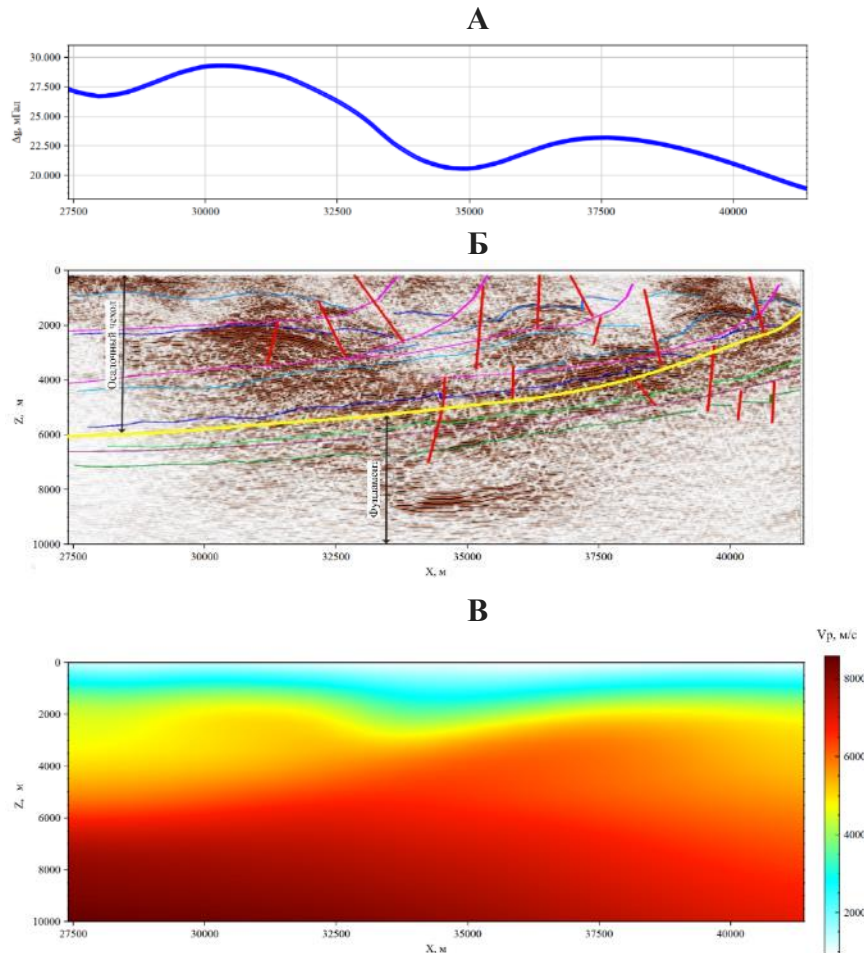


Рисунок 2.3 Комплект исходных геолого-геофизических данных, использованных при геоплотностном моделировании

А: наблюдаемое поле силы тяжести в редукции Буге Δg , мГал; **Б:** структурный глубинный сейсмический разрез. Красные линии – тектонические нарушения; желтая – граница между верхним (осадочный чехол) и нижним (фундамент) комплексами; линии других цветов – опорные горизонты; **В:** глубинно-скоростная модель. Справа от модели – шкала скорости продольных волн – V_p , км/с

При подходе 1 весовая корректирующая функция R строится на основе только формального решения с выбором областей приоритетного подбора в окрестностях особых точек.

Параметры решения обратной задачи зададим такими, чтобы глубина экстремума плотности отвечала глубине центра масс модели “горизонтальный цилиндр”. В этом случае подобранная плотностная модель отображает только местоположение источников двух локальных положительных аномалий на кривой Δg . На Рисунок 2.4, А подобранная модель приведена на фоне структурного глубинного сейсмического разреза из комплекта исходных данных (см. Рисунок 2.3, Б). При сопоставлении полученного формального (и

“красивого”) решения с разрезом обнаруживаются принципиальные расхождения между ними, что будет трудно объяснить Заказчику.

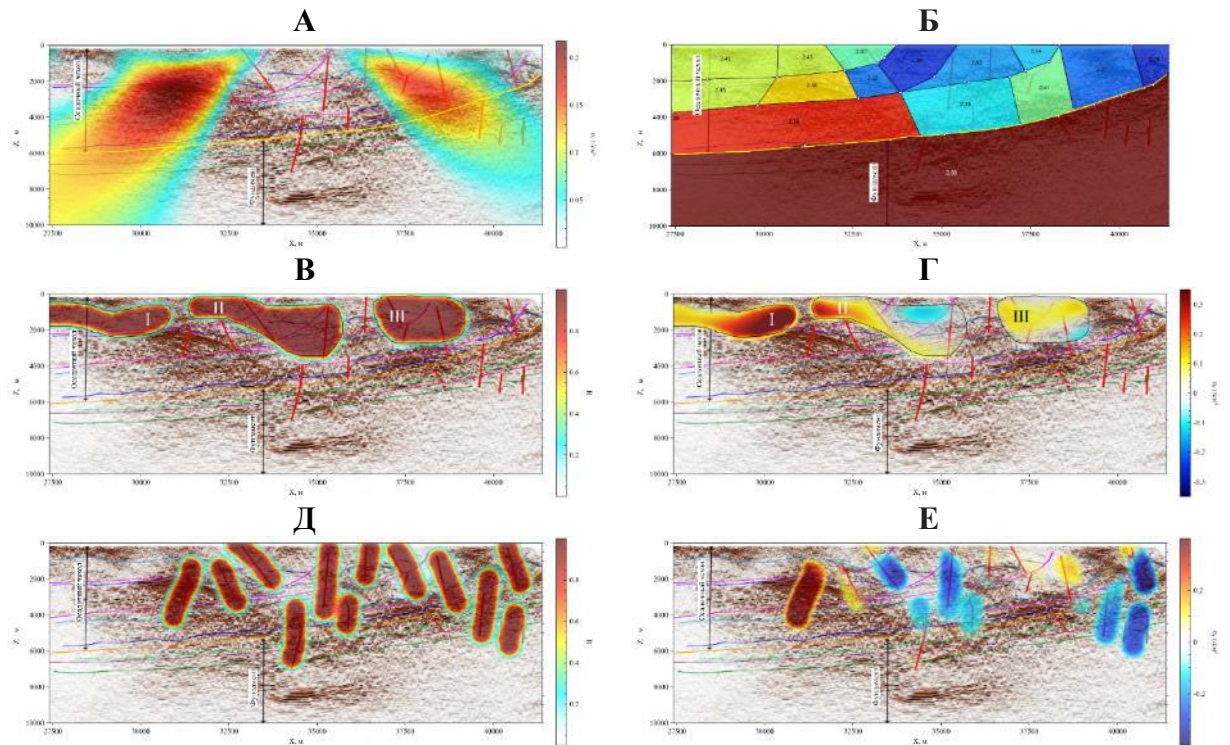


Рисунок 2.4 Варианты плотностных моделей среды, полученные на основе одного и того же комплекта априорных данных при подходах 1, 2, 3.

А: Подход 1. Подобранная модель распределения плотности в предположении источников типа “горизонтальный цилиндр” на фоне структурного сейсмического разреза.

Б: Подход 2. Блочная плотностная модель, полученная в результате интерактивного подбора, с указанием значений плотности в блоках.

Подход 3:

В: Распределение весовой корректирующей функции R в соответствии с уровнем интенсивности амплитуд сейсмического сигнала.

Г: Плотностной разрез после интерактивной коррекции внутри областей аномальных амплитуд сейсмического сигнала.

Д: Распределение весовой корректирующей функции R в областях вблизи разрывных нарушений.

Е: Плотностной разрез после интерактивной коррекции в зонах разрывных нарушений.

На рисунках *в, г* римскими цифрами I, II, III обозначены области приоритетного подбора.

Подход 2 реализован в виде интерактивного блочного моделирования при известном структурном каркасе (без сейсмической основы). Добавление структурной информации усложняет процесс построения модели. На Рисунок 2.4, Б отчетливо прослеживается воздымание кровли фундамента в направлении к концу профиля, в то время как значения Δg (см. Рисунок 2.3, А) в том же направлении уменьшаются. В связи с этим необходимо принять решение, каким образом компенсировать отмечаемое расхождение. В нашем случае при большом количестве тектонических нарушений в осадочном чехле интерпретатор полагает, что по плотности осадочный чехол гетерогенен, а фундамент однороден (см. Рисунок 2.4, Б). Для компенсации положительных гравитационных

аномалий наиболее плотные блоки помещены в основание осадочного чехла, что не совпадает с положением экстремумов плотности, полученных в подходе 1. Понятно, что положение границ блоков и значения плотности в них, по большей части, является результатом субъективного выбора интерпретатора.

Подход 3. К исходным данным добавляется глубинный сейсмический разрез; возможности этого подхода реализуются с помощью нескольких инструментов, обеспечивающих приоритетный подбор в заданной области по одному или нескольким геолого-геофизическим признакам.

Приоритетный подбор в областях локальных аномалий волновой картины. На используемом при моделировании глубинном сейсмическом разрезе (см. Рисунок 2.3, Б) хорошо различимы изменения амплитуд сейсмического сигнала в виде локальных областей повышенной или пониженной контрастности. В некоторых случаях такие области имеют геологическую природу. Предположим, что гравитационные аномалии связаны с источниками в осадочном чехле, расположенными в областях пониженных амплитуд сейсмического сигнала. На Рисунок 2.4, В выделены области приоритетного подбора I, II, III, внутри которых подобрано распределение плотности, представленное на Рисунок 2.4, Г. В области I преимущественно подобраны положительные значения избыточной плотностью. В областях II, III знак избыточной плотности меняется, что может свидетельствовать об отсутствии прямой связи природы аномалий пониженных амплитуд сейсмического сигнала с аномалиями плотности. Поиск местоположения аномалий плотности можно продолжить в процессе выбора других областей приоритетного подбора или корректировки формы уже установленных, учитывая особенности сейсмического разреза.

Следующие два рассматриваемых инструмента могут быть применены и в рамках описанного выше подхода 2, но помещены нами здесь, чтобы не нарушать логику изложения.

Приоритетный подбор в областях тектонических нарушений. Верхняя половина разреза осложнена большим количеством тектонических нарушений. Известно, что в определенных геологических ситуациях области разломов могут выступать в роли источников гравитационных и, в большей степени, магнитных аномалий. Допустим здесь такую ситуацию.

Зададимся фиксированной шириной областей приоритетного подбора вокруг тектонических нарушений (Рисунок 2.4, Д), приняв её равной 500 м и осуществим подбор плотности внутри них. Ширина областей выбирается индивидуально для каждого нарушения, исходя из конкретных геологических условий. В соответствии с

распределением гравитационных аномалий (см. Рисунок 2.3, А) в окрестностях разломов подобранные избыточные плотности, как это можно видеть на Рисунок 2.4, Е, имеют разные амплитуды и знаки: часть тектонических нарушений отображается положительными избыточными плотностями, часть – отрицательными; некоторые из нарушений не проявлены вовсе. Подбранная в нашем случае модель, безусловно, геологически не реализуема, но, повторимся, в некоторых задачах инструмент подбора может оказаться востребованным.

“Срединный” регуляризатор. Предположим, что аномалии плотности сосредоточены вдоль срединных линий, заданных внутри основных комплексов разреза (Рисунок 2.5, А) – верхнего (осадочная толща) и нижнего (фундамент). В каждом комплексе, используя “срединный” регуляризатор, построим весовую корректирующую функцию R (Рисунок 2.5, Б) и выполним с её учетом подбор распределения плотности (Рисунок 2.5, В).

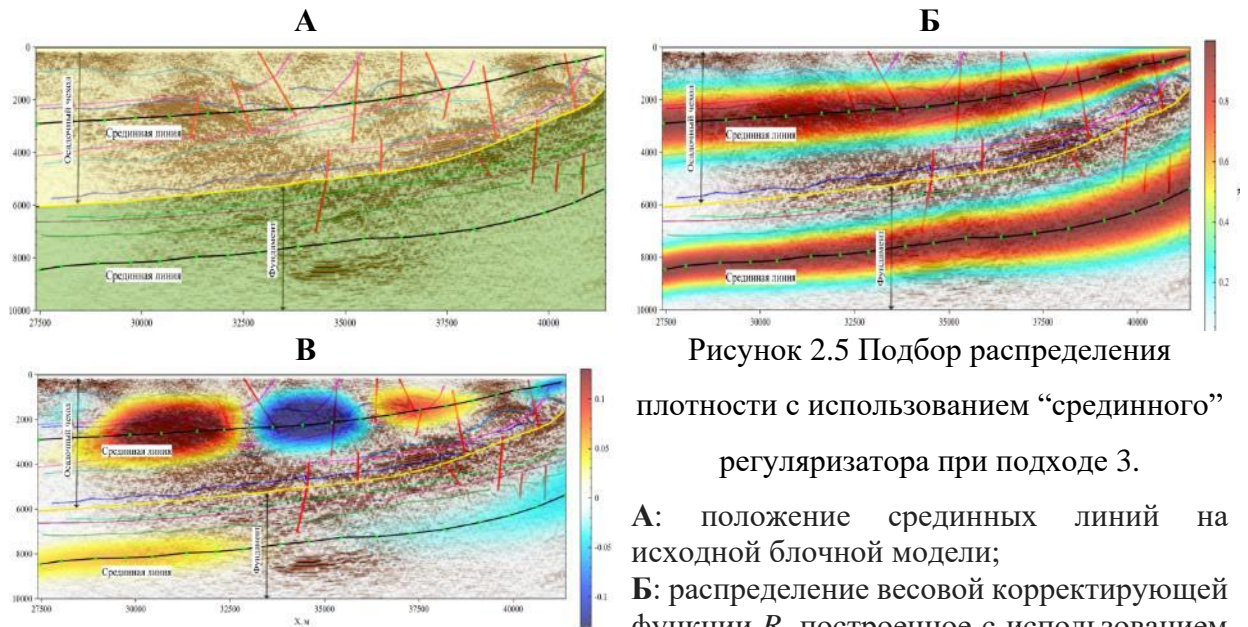


Рисунок 2.5 Подбор распределения

плотности с использованием “срединного” регуляризатора при подходе 3.

А: положение срединных линий на исходной блочной модели;

Б: распределение весовой корректирующей функции R , построенное с использованием “срединного” регуляризатора;

В: подобранный плотностной разрез

Вдоль срединной линии фундамента автоматическим подбором установлено уменьшение плотности от начала профиля к его концу – слабый намек на непостоянство плотности в фундаменте. Основные области аномалий положительной (порядка $+0.15 \text{ г/см}^3$) и отрицательной (-0.15 г/см^3) избыточной плотности локализованы вдоль намеченной срединной линии осадочного чехла, свидетельствуя о его возможной гетерогенности. Последующими итерациями подбора, интерактивно корректируя форму срединных линий, например, с учетом положений аномалий волновой картины, можно добиться более обоснованной формы аномалий плотности и глубины их залегания.

“Срединный” регуляризатор как инструмент подбора может быть успешно применен для выявления и оценки локальных аномалий плотности внутри слоистых толщ, связанных с возможной фациальной изменчивостью по латерали.

Подход 4 допустим при наличии полного набора априорных данных, включая глубинную скоростную модель.

Имея глубинно-скоростную модель (см. Рисунок 2.4, В) и задавшись эмпирической связью для пересчета “скорость–плотность”, можно построить плотностной разрез начальной модели и вычислить его гравитационный эффект (Рисунок 2.6, А). Хорошо видно, что гравитационный эффект начальной модели достаточно точно отвечает наблюдаемому полю (среднеквадратическое расхождение менее 20%); наблюдаются локальные расхождения в форме и амплитудах аномалий. Области приоритетного подбора могут быть приурочены к локальным экстремумам плотности (скорости), к областям максимальных градиентов скорости или могут быть их комбинацией. Предположим первый из перечисленных вариантов – будем рассматривать приуроченность областей коррекции к локальным экстремумам подбираемого параметра. Подбор можно осуществлять сразу для всей модели или только для заданных областей, например, внутри слоев – мы осуществим подбор для модели целиком.

После получения начальной плотностной модели (см. Рисунок 2.6, А) последовательно выполняются следующие действия.

Вычисляется модель осредненных по латерали плотностей (Рисунок 2.6, Б). Затем строится локальная компонента начальной плотности (Рисунок 2.6, В), представляющая собой разность моделей, приведенных на Рисунок 2.6, А и Рисунок 2.6, Б. Распределение весовой корректирующей функции R (Рисунок 2.6, Г) задается через нормировку модуля локальной плотности к диапазону $[0; 1]$.

Подобранная автоматически с учетом весовой корректирующей функции R результирующая модель приведена на Рисунок 2.6, Д. На Рисунок 2.6, е представлена разностная модель (начальной и подобранной), которая иллюстрирует изменения, внесенные в плотностную модель, – размеры и избыточную плотность объектов, добавленных в процессе подбора.

Так же как для начальной плотностной модели вычислим локальную компоненту подобранной плотности (Рисунок 2.6, Ж) и сравним её с локальной компонентой начальной плотности, приводимой на Рисунок 2.6, В. Хорошо видно, что внесенные изменения органично дополнили модель, не породив логических противоречий, подчеркнув и

детализировав особенности, зарегистрированные сейсморазведкой, и удовлетворив наблюдаемому полю.

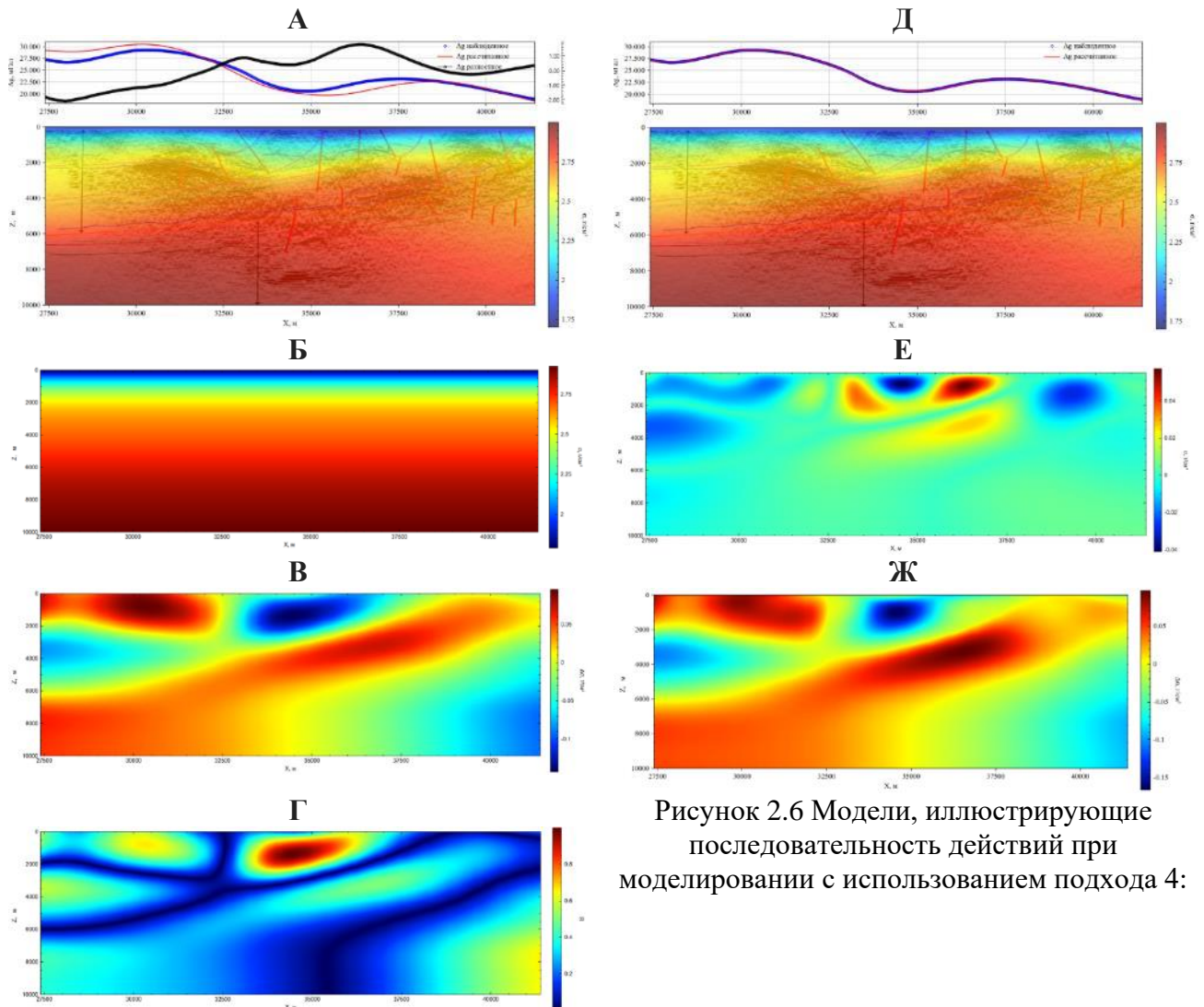


Рисунок 2.6 Модели, иллюстрирующие последовательность действий при моделировании с использованием подхода 4:

А – начальная модель; **Б** – модель осредненных по латерали плотностей, **В** – локальная компонента начальной плотностной модели, представляющая собой разность моделей **А** и **Б**; **Г** – распределение весовой корректирующей функции R ; **Д** – плотностной разрез, подобранный с учетом распределения R ; **Е** – разностная модель, демонстрирующая изменения, внесенные в процессе подбора в начальную модель (разность моделей **А** и **Д**); **Ж** – локальная компонента подобранной плотностной модели (разность моделей **Д** и **Б**)

Представленный на Рисунок 2.6 подбор осуществлен в рамках подхода 4 без привлечения структурной и другой информации, без использования описанных выше инструментов, что, в принципе, могло бы привести к построению более сложной и детальной модели. Но мы не стали этого делать, поскольку целью работы была демонстрация возможностей предлагаемой методики, а не получение геологического результата.

Приведенные выше плотностные модели (см. Рисунок 2.4 – Рисунок 2.6) отличаются друг от друга не только в деталях, но и концептуально. Только две из них – “блочная” (см.

Рисунок 2.4, Б) и построенная на основе глубинно-скоростной модели (Рисунок 2.6, Д) – рассчитаны в абсолютных значениях подбираемого параметра. “Блочная” модель, предполагающая резкие плотностные скачки на границах блоков и не учитывающая градиентных изменений, даже при самом “смелой” реализации не позволяет достичь детальности современных методов сейсмо- и электроразведки (или сохранить её).

Модели в избыточных значениях подбираемого параметра востребованы для локализации контрастных объектов, которые чаще встречаются при решении рудных задач. Методы, основанные на автоматических расчетах и не вовлекающие интерактивно (неформально) известную геолого-геофизическую информацию, только в редких благоприятных случаях не требуют апостериорных доказательств своей правомерности.

2.2.3. Пример составления плотностной модели по данным наземной высокоточной гравиметрической съемки

Рассмотрим еще один пример, в котором анализируются результаты высокоточной гравиметрической съемки на Александровском плато вблизи учебно-научной геофизической базы имени В.К. Хмелевского геологического факультета МГУ в дер. Александровка Юхновского района Калужской области.

Район расположен в юго-западной части Московской синеклизы. В геологическом строении района принимают участие три основных структурных комплекса — кристаллический фундамент, нижняя и верхняя части осадочного чехла. Верхняя часть осадочного чехла разделяется на два комплекса – комплекс терригенных и карбонатных пород верхней части каменноугольных отложений и комплекс ледниковых и аллювиальных отложений четвертичного возраста. Территория в неоген-четвертичное время пять раз частично или полностью подвергалась оледенению. В периоды наступления и отступления ледников, оставивших моренные и водно-ледниковые отложения, сформировались толщи пестрых по составу отложений. Их мощность вблизи площади исследования в среднем составляет 15–20 м, местами превышает 30 м.

В ходе площадной гравиметрической съемки масштаба 1: 2 500 (среднее расстояние между пунктами измерениями 25 м) на одном из пунктов был зафиксирован локальный максимум амплитудой 20 мкГал. Для его подтверждения выполнены два взаимно ортогональных детализационных профиля с шагом 5 м и после подтверждения аномалии (Рисунок 2.7, А) – специальная площадная съемка масштаба 1: 400 (Рисунок 2.7, Б). Точность площадных гравиметрических наблюдений масштаба 1: 400 составила ± 3 мкГал, определения высот ± 3 см. По результатам детальной площадной выявлена локальная

положительная аномалия размером 20x30 м, вытянутая в северо-восточном направлении и включающая два экстремума амплитудой 26 мГал каждый. В дневном рельефе отсутствуют морфологические проявления источника аномалии (Рисунок 2.7, В). Небольшие плановые размеры аномалии (20x30 м) не позволяют поместить её плотностной источник глубже 10 м.

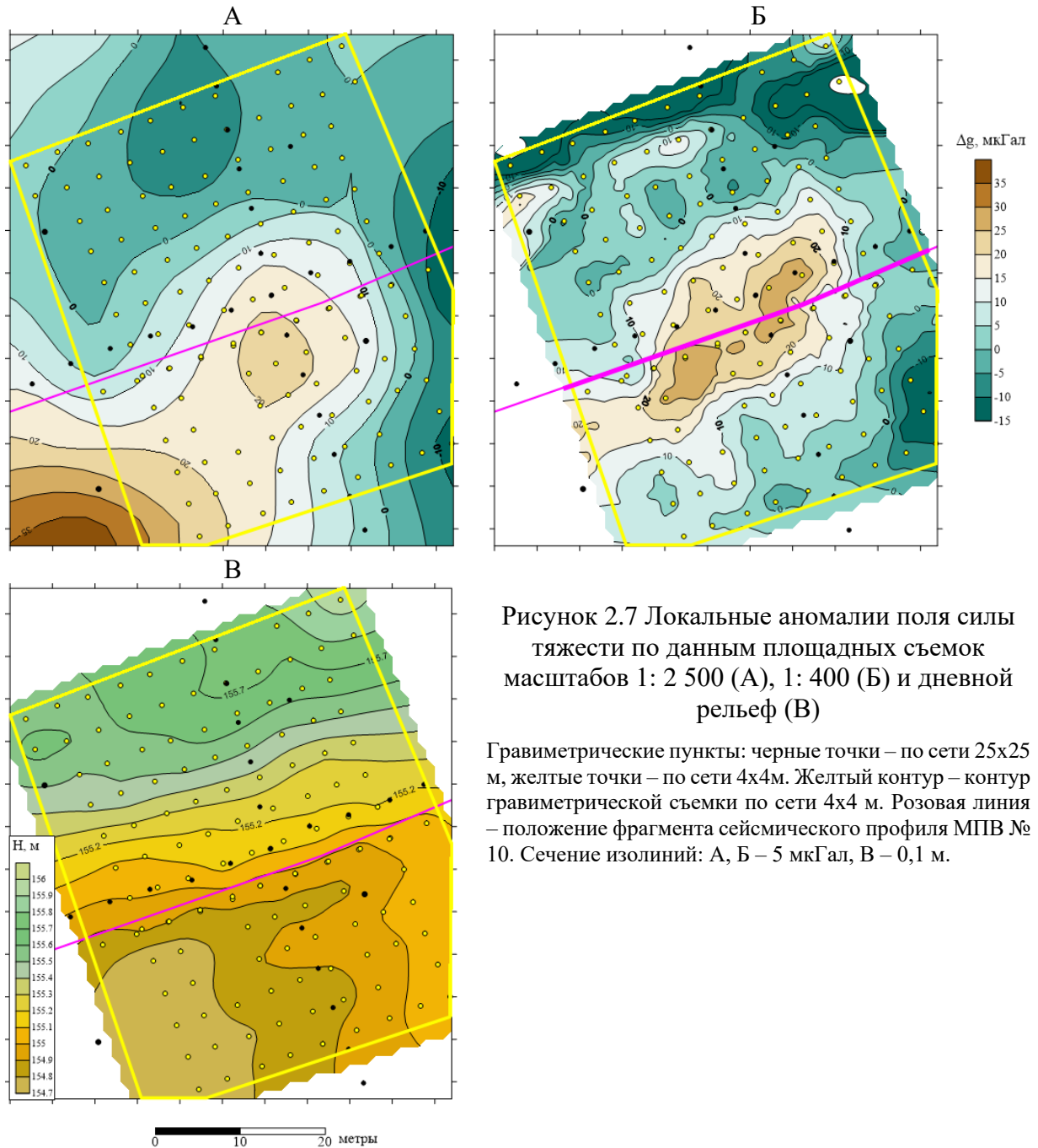


Рисунок 2.7 Локальные аномалии поля силы тяжести по данным площадных съемок масштабов 1: 2 500 (А), 1: 400 (Б) и дневной рельеф (В)

Гравиметрические пункты: черные точки – по сети 25x25 м, желтые точки – по сети 4x4м. Желтый контур – контур гравиметрической съемки по сети 4x4 м. Розовая линия – положение фрагмента сейсмического профиля МПВ № 10. Сечение изолиний: А, Б – 5 мГал, В – 0,1 м.

На глубинно-скоростном разрезе сейсмического профиля МПВ [Ермаков, 2018; Ермаков и др., 2015], проходящего вдоль длинной оси гравитационной аномалии (Рисунок 2.7Б), источники гравитационных аномалий не проявлены (Рисунок 2.8). Для определения плотностных характеристик разреза выполнено плотностное моделирование в ПО

GravMagInv2D [Чепиго, 2022] и скорректирован глубинно-скоростной разрез (Рисунок 2.9) по методике, предложенной выше (см. Главу 2.2.1).

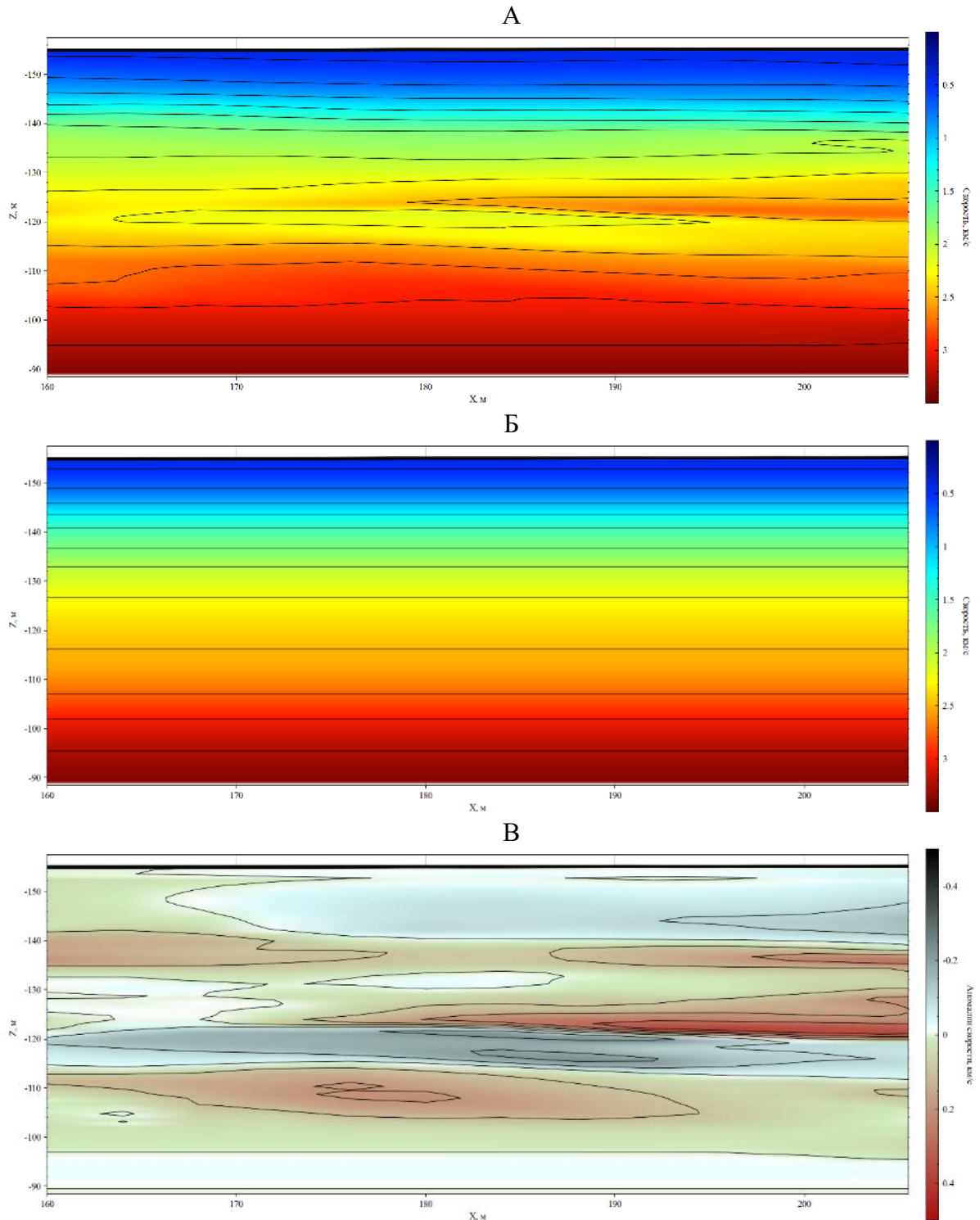


Рисунок 2.8 Фрагмент начальной глубинно-скоростной модели по профилю 10 (по [Ермаков, 2018])

А – глубинно-скоростная модель; Б – «нормальное» изменение скорости с глубиной; В – аномалии скорости. Сечение изолиний: А, Б – 250 м/с; В – 100 м/с. Положение профиля указано на Рисунок 2.7.

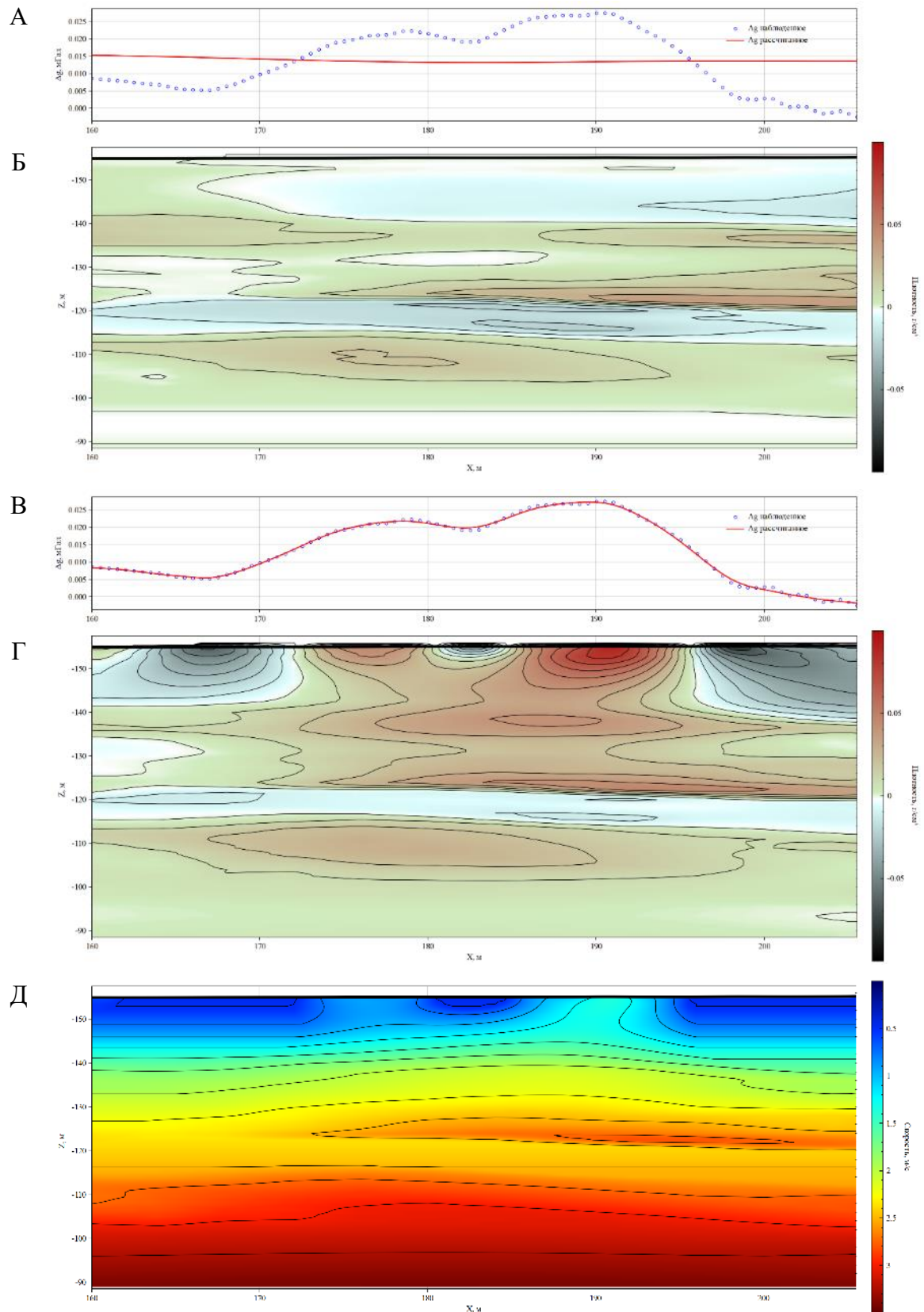


Рисунок 2.9 Коррекция глубинно-скоростной модели в ходе плотностного моделирования

А – графики аномалий поля силы тяжести до этапа плотностного моделирования; Б – начальная модель аномалий плотности; В – графики аномалий поля силы тяжести после этапа плотностного моделирования; Г – результирующая модель аномалий плотности; Д – скорректированная глубинно-скоростная модель. Сечение изолиний: Б, Г – $0,01 \text{ г/см}^3$, Д – 250 м/с . Положение профиля указано на Рисунок 2.7.

Начальная глубинно-скоростная модель (Рисунок 2.8), полученная из сейсморазведочных данных МПВ, представляет собой слабо дифференцированную по латерали толщу. В исходном скоростном разрезе (Рисунок 2.8, А), его «нормальной» (получена путем вычисления среднего на каждой глубинной отметке) (Рисунок 2.8, Б) и аномальной (получена как разность исходного и «нормального» разрезов) (Рисунок 2.8, В) частях наибольшие изменения происходят в вертикальном направлении.

Аномальный гравитационный эффект такого разреза близок к нулю (Рисунок 2.9, А). Начальная модель аномального плотностного разреза получена путем линейного пересчета аномальной скорости с коэффициентом 0,1 (размерности скорости – км/с, плотности – г/см³) (Рисунок 2.9, Б).

При автоматизированном подборе методом градиентного спуска с переменной скоростью градиентного спуска, зависящей от глубины как степенная функция с показателем степени 1 (глубинный индекс 1), достигнута высокая степень соответствия модельного и «наблюденного» полей (СКО $\pm 0,4$ мкГал или 1,3%). Источники аномалии приурочены к верхним 15 метрам разреза и содержат вариации плотности не более $\pm 0,09$ г/см³ (Рисунок 2.9, Г), что соответствует изменениям скорости ± 100 м/с. Увеличение плотности (под положительной гравитационной аномалией) может быть связано с локальным увеличением глинистости в верхнем слое моренного комплекса. Поскольку изменение плотности не резкое, а градиентное по латерали, не возникает границы преломления и метод преломленных волн в выполненной конфигурации наблюдения [Ермаков, 2018] не чувствителен к зарегистрированной высокоточной гравиразведкой особенности геологического разреза.

2.2.4. Выводы к разделу 2.2

Приводимые выше примеры демонстрируют возможности инструментов учета геологических данных и процесс построения весовой корректирующей функции R в разных геологических ситуациях, на разных этапах изучения, при разном объеме и составе априорной геолого-геофизической информации. Творческое сочетание предлагаемых инструментов позволяет строить модели, максимально учитывающие априорные данные и наиболее полно соответствующие актуальной геологической концепции строения изучаемого объекта. Эффективность предлагаемого подхода подтверждена результатами практического применения методики при научно-производственных работах в Баренцевом море, Восточной и Западной Сибири, материковой и шельфовой Индии, Сахалине и других

регионах. Идеологическая новизна подхода заключается в применении весовой корректирующей функции R .

Наиболее важные выводы относительно возможностей и перспектив применения методики интерактивного подбора следующие.

1. Интерактивный учет априорных геолого-геофизических данных базируется на выделении по их совокупности наиболее нестабильных по плотности или намагниченности областей для последующего использования при моделировании в их пределах.

2. В рамках предложенного подхода объем и состав априорной геологической и геофизической информации, используемой для формирования критериев локализации областей интерактивного подбора и задания значений весовой корректирующей функции R , не ограничен.

3. Собственно процедуры формализации задания R в каждом конкретном случае зависят от особенностей решаемой геолого-геофизической задачи, объема и характера геолого-геофизических данных. Помимо способов, описанных выше, при необходимости могут быть созданы иные, учитывающие особенности физико-геологического строения изучаемой площади и задач исследования.

4. Разработанные инструменты учета априорной геолого-геофизической информации при интерактивном моделировании не уменьшают количества альтернативных моделей, но обеспечивают возможность создания геологически сбалансированной модели, максимально удовлетворяющей всем априорным данным.

Практический опыт сейсмогравитационного моделирования в разных геолого-геофизических ситуациях [Широкова, Лыгин, Соколова, 2022; Лыгин, Арутюнян, 2023; Лыгин и др., 2023б; Афанасенков и др., 2017; Мелихов, Лыгин, Пийп, 2011; Мелихов, Лыгин, 2011; Ермаков, Лыгин, 2006; Мелихов, Лыгин, 2004] наглядно свидетельствует о том, что методика построения сейсмоплотностной модели в каждом конкретном случае подбирается. Она меняется не только в зависимости от геологической ситуации (соотношение структурных комплексов, плотностной дифференциации горных пород, взаимоотношение скоростных и плотностных характеристик разреза, история геологического развития территории и т.д.), но и от объема и качества исходных данных (гравиметрических, сейсморазведочных, петрофизических данных, геологической информации и другой).

Важными факторами, способствующими дальнейшему повышению эффективности сейсмогравитационного моделирования, являются: усовершенствование аналитического аппарата решения прямых и обратных задач; развитие вычислительной техники и программирования, в том числе использование технологии интерактивного экспертного

подбора с учетом непрерывного изменения плотности в объеме по линейному [Булычев, Лыгин, Кузнецов, 2018] или параболическому [Чегиго, Лыгин, Булычев, 2019] законам и возможностью вовлечения в подбор только элементов разреза [Чегиго, Лыгин, Булычев, 2022].

2.3. Практические примеры построения согласованных физико-геологических моделей на основе интерактивного плотностного моделирования и геологические результаты, полученные на их основе

В разделе рассматриваются практические примеры, в которых реализованы подходы плотностного моделирования, описанные в предыдущем разделе. В первых трех примерах ключевой и объединяющей их задачей является задача восстановления (реконструкция) морфологии целевого горизонта, но метод её решения в каждом случае разный. Каждый пример помимо описания метода решения задачи содержит геологические результаты, которые были получены после комплексной интерпретации.

В условиях ограниченных возможностей сейсморазведки при изучении глубокозалегающих горизонтов реконструкцию структурных поверхностей возможно выполнять с привлечением гравиметрических данных. Поскольку аномалии гравитационного поля содержат эффекты, обусловленные изменением альтитуды структурных горизонтов, в благоприятных физико-геологических условиях (наличие значимого вертикального плотностного изменения на искомой поверхности) задача по выявлению (уточнению) их морфологии часто решается в ходе совместного анализа (комплексирования) данных потенциальных полей и сейсморазведки. Общая структура горизонта получается из интерпретации профильных сейсмических данных, а пространство вне сейсмических профилей заполняется с учетом характеристик аномальных потенциальных полей [Кривошея и др., 2019; Интерпретация..., 2020; Лыгин и др., 2022а]. Устойчивость решения задачи может повышаться привлечением дополнительных геолого-геофизических данных.

Принципиально существует два подхода по решению данной задачи.

Первый – классический, связан с прямым моделированием и решением обратной задачи гравиразведки [Широкова, Лыгин, Соколова, 2022]. Подход успешно применяется для локализации контрастных по плотности объектов в осадочном чехле в частности и земной коре в целом [Лыгин и др., 2022а; Афанасенков и др., 2017].

Второй подход активно развивается [Шклярук, Кузнецов, 2020; Колмаков, 2021] и основан на методах машинного обучения. При реализации подхода ставится задача поиска эмпирической связи между входной информацией (потенциальными полями, их трансформациями, иными геолого-геофизическими данными) и глубиной до искомой поверхности. Необходимым и обязательным требованием во втором случае является наличие эталонных участков, на которых представлены как входные, так и выходные данные [Shklyaruk et al., 2021].

Реализация указанных подходов представлена в нижеследующих примерах раздела.

Первый пример описывает классический подход восстановления морфологии гравитирующей границы в процессе плотностного моделирования. Результаты применения подхода позволили сформировать непротиворечивую структурно-тектоническую и бассейновую модель северной части о Сахалин, локализовать положение перспективных объектов и уточнить оценку ресурсного потенциала. Задача восстановления морфологии границы здесь была главной, и трехмерная плотностная модель не строилась.

Второй пример – построение объемной плотностной модели Енисей-Хатангского региона. Решение задачи с опорой на результаты комплексной геолого-геофизической интерпретации позволило доказать рифтогенную природу прогиба и выявить некоторые геодинамические особенности его развития. Ключевым элементом построения плотностной модели является уточнение морфологии ряда границ в осадочном чехле путем установления линейной корреляционной связи между редуцированным гравитационным полем и сейсмическими данными. В примере не описывается детально процесс уточнения морфологии границ, но сделан упор на геологические выводы.

В третьем примере рассматривается методика реконструкции глубинных границ по аномалиям потенциальных полей с опорой на сейсморазведочные данные на основе машинного обучения. Отличительной особенностью методики является верификация полученных прогнозных границ по потенциальному полю [Лыгин и др., 2023а]. При реализации методики сначала методами машинного обучения получается модель морфологии прогнозной границы, затем от неё рассчитывается гравитационный (или магнитный) эффект. Для полученного эффекта решается обратная задача по подбору формы контактной границы. Если в прогнозном горизонте присутствуют морфологические элементы, не создающие значительного гравитационного (или магнитного) эффекта, то при решении обратной задачи они естественным путем не восстанавливаются. В результате в окончательном варианте прогнозной границы отсутствуют эффекты, которые не могут быть подтверждены по гравиметрическим или магнитным данным. В примере продемонстрирован пример реконструкции подошвы земной коры (границы Мохоровичича) для Баренцева моря. Реконструированные с помощью разработанного подхода граница Мохоровичича и подошва осадочного чехла легли в основу трехмерной геологической модели, прояснившей взаимоотношение блоков гетерогенного основания Баренцевоморской плиты.

Каждый их трех примеров реализует алгоритм моделирования, включающий основные этапы (Этапы I–VI в строках Таблица 2.2), описанные в разделе 2.2, но с некоторыми особенностями, не формализованными в общем описании (Таблица 2.3).

Таблица 2.3 Процедуры восстановления морфологии целевого горизонта по гравитационному полю

Этап	Пример 1. Сахалин	Пример 2. ЕХРП	Пример 3. Баренцево море
Этап I. Сбор и подготовка исходных данных	+	+	+
Этап II. Построение начальной модели среды в ходе обобщения физических свойств (плотность) горных пород по результатам предыдущих исследований	+	+	+
Этап III. Формирование особых условий неформального подбора			
А) в ходе интерактивного двумерного плотностного моделирования вдоль опорных профилей;	+	+	-
Б) в ходе выбора ключевых трансформаций гравитационного, магнитного полей и иных геолого-геофизических материалов для их использования в регрессионном анализе	-	-	+
Этап IV. Дополнительные ограничения при решении обратной задачи за счет геологического редуцирования гравитационного поля за известные плотностные границы	+	+	-
Этап V. Подбор модели среды. Решение обратной задачи			
Этап V.1. Создание моделей прогнозных границ			
А) в ходе трехмерного моделирования при постоянных плотностях выше и ниже залегающих комплексов	+	-	-
Б) через установление линейной корреляционной связи между редуцированным гравитационным полем и сейсмическими данными	-	+	-
В) через установление многомерных регрессионных связей между трансформациями гравитационного, магнитного полей, иными геолого-геофизическими материалами и сейсмическими данными с ограничением решения через расчет гравитационного эффекта	-	-	+
Этап V.2. Трехмерное плотностное моделирование по подбору распределения плотности	-	+	-
Этап VI. Верификация результативной модели. Геологический анализ результатов моделирования	+	+	+

Четвертый пример – это обобщающий пример, в котором реализуется описанный выше алгоритм моделирования, но применительно не к одному набору данных (гравиметрическому), а сразу к четырем (сейсмическому, электроразведочному, магнитному и гравиметрическому). То есть в примере рассматривается обобщающий подход построения согласованных физико-геологических моделей в задачах изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири.

2.3.1. Модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин по данным гравиразведки и сейсморазведки¹⁵

Построение структурно-тектонической модели является основным этапом сейсмической интерпретации и фундаментальной базой для последующего понимания структуры осадочного бассейна, строения углеводородных систем и поиска ловушек УВ. Ключевым фактором для получения достоверной структурной модели является качество исходных сейсмических материалов. Современные методы проведения полевых работ и обработки позволяют получить данные хорошего качества даже в сложных сейсмогеологических условиях. Однако успех современных технических достижений и методических подходов нивелируется при использовании архивных сейсмических данных, качество которых крайне неоднородно. Данный вопрос наиболее остро встает при проведении региональных исследований, когда необходимо объединять большие массивы разновозрастных сейсмических съемок 2D. Сгладить остроту данной проблемы возможно либо за счет переобработки данных, что является весьма затратной статьей как по времени, так и в бюджете, либо за счет комплексирования сейсмических и других геофизических исследований. Второй подход зачастую может оказаться существенно менее затратным в условиях ограниченного времени и бюджета. В разделе рассматривается решение вышеописанной проблемы на примере комплексирования региональных сейсмических и гравиметрических исследований в северной части острова Сахалин.

На севере острова Сахалин расположен Северо-Сахалинский осадочный бассейн, который является самым крупным в регионе. Помимо размеров, это также и один из наиболее старых нефтегазоносных регионов России, первую нефть здесь открыли в 1922 году. К настоящему времени в регионе запасы УВ практически истощены, что требует интенсивного поиска новых ресурсов.

Понимание строения глубоких горизонтов является для Северо-Сахалинского бассейна крайне актуальной задачей. С одной стороны, структурно-тектоническая модель нижней части осадочного чехла необходима для выявления и оценки перспективных ловушек, с другой стороны, эта же модель нужна для понимания ресурсного потенциала всего бассейна – оценки объема сгенерированных УВ, направления миграции, выделения перспективных зон аккумуляции.

¹⁵ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лыгин И.В., Правдивец Д.Д., Сурков М.В., Жаров А.Э., Бакуев О.В., Фомин А.Е. Модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин по данным гравиразведки и сейсморазведки // Геофизика. 2022. № 3. С. 32–44. (0.81 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

Вследствие невысокого качества сейсморазведочных данных на Сахалине возникает ряд трудностей при корреляции кровли палеогеновых отложений, представленной в изучаемом регионе даехуриинским горизонтом Pg_{zdh} , и более глубоких горизонтов, в том числе кровли складчатого основания $Pz-Mz$, ассоциированного с акустическим фундаментом (ОГ АФ).

Территория Северо-Сахалинского бассейна покрыта обширной сетью сейсморазведочных профилей МОВ-ОГТ 2D (протяженностью ~ 20 тыс. пог. км), сформированную при геологическом изучении во второй половине прошлого века. Сейсмические материалы весьма разнородны по качеству (Рисунок 2.10, А). Указанные значения в процентах на примерах сейсмических разрезов (Рисунок 2.10, Б) – это объем данных определенного качества от общего количества. В целом наблюдается прямая корреляция между годом проведения сейсморазведочных работ и их качеством. Значительный объем сейсмических профилей 2D (около 60%) неинформативен для освещения глубоких горизонтов разреза (группы I, II и частично III на Рисунок 2.10, Б).

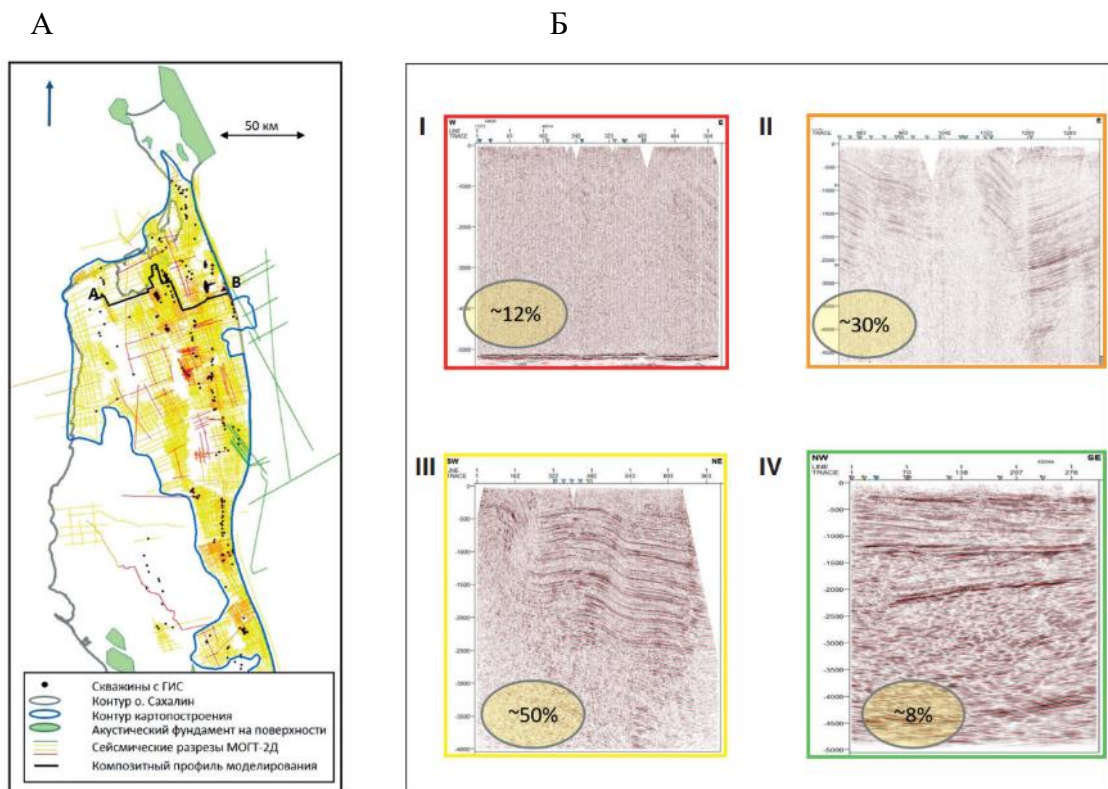


Рисунок 2.10 Схема сейсморазведочных профилей (А), разбитых по группам в зависимости от качества данных (Б)

Периоды выполнения сейсморазведочных работ: I – 1970-е – начало 1980-х годов; II – 1980-е годы; III – 1980–1990-е, иногда 2000-е; IV – 1990–2000-е. Указанные значения в процентах на рисунках – объем данных определенного качества от общего количества данных СРР-2D. Каждой группе присвоен цвет и отображен на схеме профилей СРР-2D.

На основе переобработки данных профильной сейсморазведки в объеме 3000 пог. км для площади Северо-Сахалинского бассейна системно прослежено два горизонта: кровля отложений окобыкайской свиты $N_{1-2-3}ok$ и кровля среднедагинских отложений $N_{1-2}dg$ (Рисунок 2.11). Как хорошо видно на композитном профиле, генерально пересекающем Северо-Сахалинский бассейн с запада на восток и проходящем через ряд глубоких скважин, несмотря на то что скважинами охарактеризован разрез на большую глубину, коррелированных отражений в сейсмическом разрезе ниже ОГ N_{1}^{dg} (vd + sr) фактически нет (Рисунок 2.12).

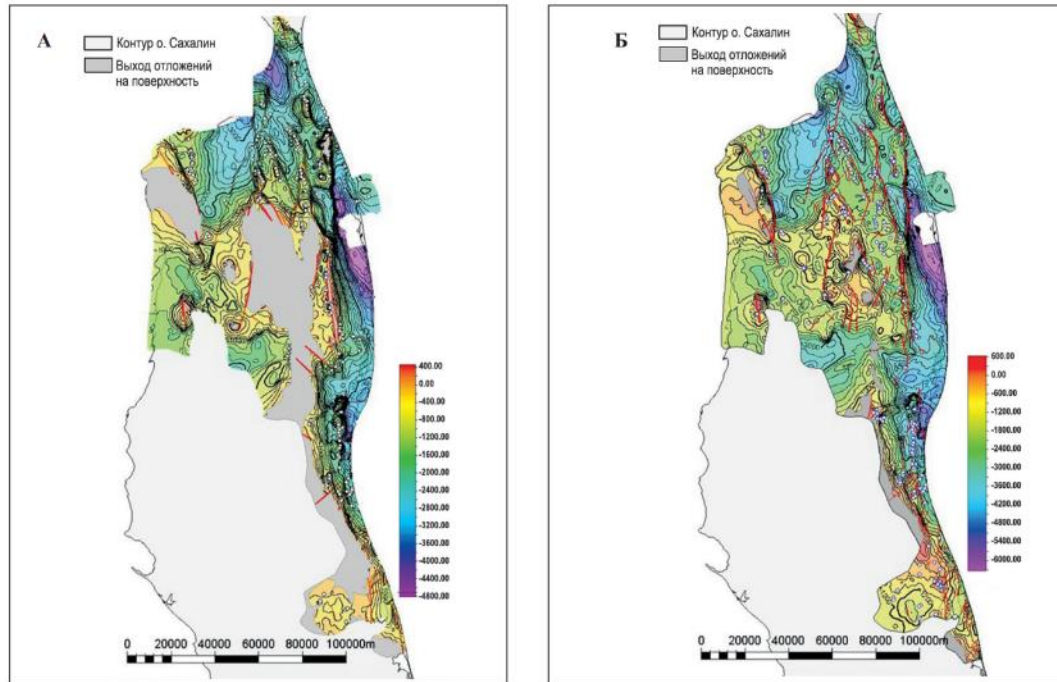


Рисунок 2.11 Структурные карты вблизи: А – кровли отложений окобыкайской свиты $N_{12-3}ok$; Б – кровли среднедагинских отложений $N_{1-2}dg$

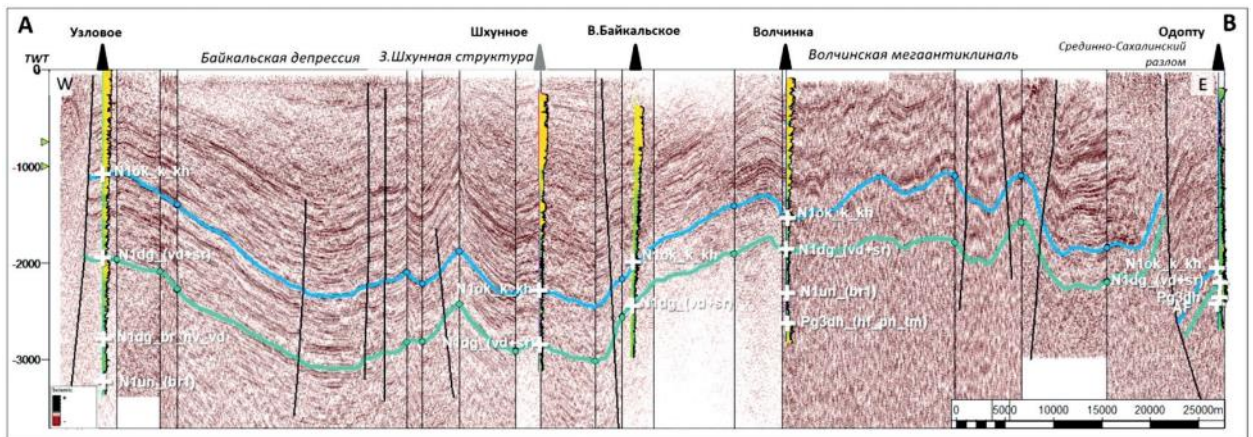


Рисунок 2.12 Композитный сейсмический разрез по линии А-В через Северо-Сахалинский бассейн

Положение профиля показано на Рисунок 2.10.

Поскольку прослеживаемость глубоких горизонтов по сейсмическим данным по столь обширной площади острова затруднительна, для построения глубинно-скоростной модели ОГ Pg_{zdh} в помощь сейсморазведке привлечены данные гравirazведки.

Геологические особенности аномального гравитационного поля

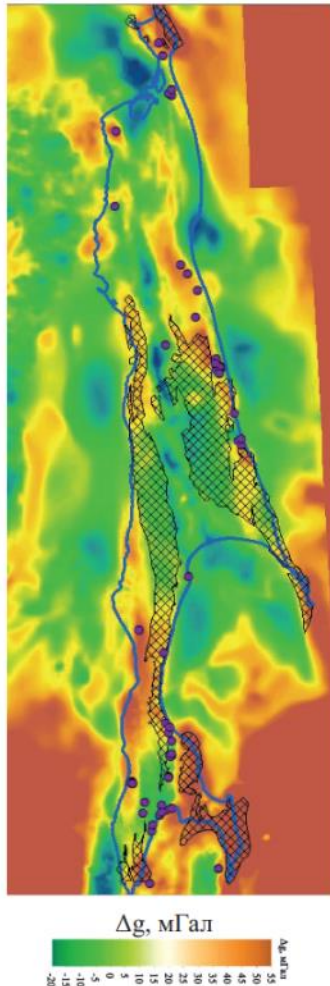


Рисунок 2.13 Сводная цифровая модель аномального гравитационного поля (аномалии поля силы тяжести в редукции Буге, $\sigma = 2,67$ г/см³)

К 1995 году территория острова Сахалин была полностью покрыта гравиметрическими съемками масштаба 1 : 200 000 и крупнее. С 2000 по 2018 годы в ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского выполнено полистное обобщение и актуализация гравиметрических материалов с составлением комплектов гравиметрических карт масштаба 1 : 1 000 000 для листов L-54, M-54, N-54 (Рисунок 2.13, А, Б). Результаты вместе с цифровыми данными систематизированы в отчетах, выполненных под руководством Т.П. Литвиновой (2012); М.М. Свириденко (2017); И.В. Вербицкого (2018) и находятся в свободном доступе в Российском федеральном геологическом фонде. Поскольку обобщение гравиметрических материалов выполнялось в разные годы полистно, т.е. независимо, то цифровые матрицы по каждому листу были увязаны между собой по уровням с устранением нелинейных систематических расхождений и сохранением исходной детальности полей. На Рисунок 2.13 приведена сводная модель аномального гравитационного поля на всю площадь о. Сахалин, не исключая прилегающую акваторию, детальностью 500 x 500 м.

В аномалиях гравитационного поля в редукции Буге (Рисунок 2.13, В) и его локальных составляющих (Рисунок 2.14, А, Б) ярко проявлены аномальные зоны, вытянутые в субмеридиональном направлении, подчиняющиеся основным направлениям геологического структурного плана. В то же время гравитационные аномалии (Рисунок 2.13, В) и его локальные компоненты практически не связаны с локальными формами дневного рельефа (Рисунок 2.14, В), что определяет их связь с особенностями геологического строения.

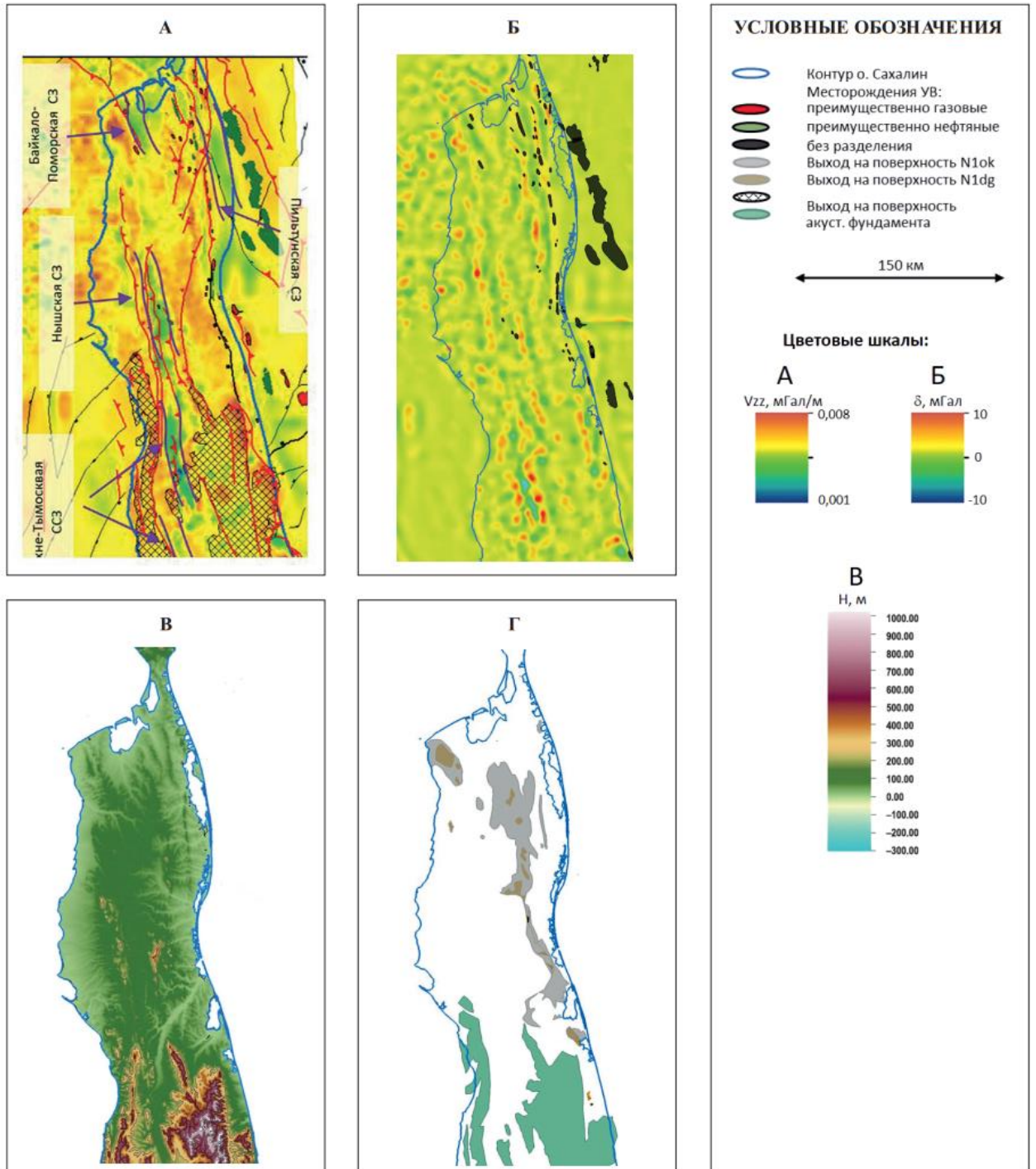


Рисунок 2.14 Проявление элементов геологического строения в аномалиях гравитационного поля

А – элементы тектонического строения на фоне вертикальной производной аномалий поля силы тяжести;
 Б – месторождения УВ на фоне высокочастотных аномалий поля силы тяжести в северной части о. Сахалин;
 В – детальный дневной рельеф;
 Г – выход на дневную поверхность опорных горизонтов: складчатого основания Pz-Mz (кровля фундамента), N_{1dg}, N_{1ok}.

В поле вертикальной производной (Рисунок 2.14, А) явно читаются складчатые зоны Верхне-Тымовская, Нышская, Байкало-Поморская, Пильтунская и другие. Границы складчатых зон, тектонические нарушения уточнены в процессе сопоставления.

Также интересным получилось сопоставление известных месторождений УВ с высокочастотными аномалиями поля силы тяжести (Рисунок 2.14, Б). Антиформы, к которым приурочено большое количество месторождений, коррелируют с положительными аномалиями гравитационного поля. Из сопоставления контуров известных месторождений с локальными аномалиями гравитационного поля выявлены новые перспективные на УВ объекты и приняты к дальнейшему анализу.

При сопоставлении аномалий поля силы тяжести в редукции Буге и абсолютных отметок кровли фундамента $Pz-Mz$, известных по скважинным данным для всей сухопутной части о. Сахалин, установлена относительно высокая степень корреляции (коэффициент корреляции составляет 61%). Корреляции между локальными компонентами аномалий Буге и глубиной до кровли фундамента не отмечается.

Исходя из теоретических предпосылок и накопленного опыта, следует отметить, что для повышения степени корреляции между глубинами до кровли фундамента и аномалиями Буге последние необходимо редуцировать за гравитационные эффекты известных из сейсморазведки вышезалегающих горизонтов, границы Мохоровичича и подвергнуть низкочастотной фильтрации для устранения короткопериодных аномалий верхней части осадочного чехла.

Можно заключить, что уже на стадии качественной (описательной) интерпретации гравитационного поля получена ценная информация, необходимая при создании и уточнении региональной геолого-геофизической модели строения региона. С учетом количественного сопоставления амплитуд аномалий Буге и абсолютных отметок кровли фундамента следует, что в аномальном гравитационном поле в редукции Буге содержится значительная составляющая, обусловленная не только структурами осадочного чехла, но и морфологией фундамента. Последнее утверждение позволяет перейти к следующей стадии – количественным оценкам.

Реконструкция кровли палеогеновых отложений с помощью плотностного моделирования

В результате интерпретации сейсморазведочных данных с опорой на скважинные данные созданы структурные поверхности N_{1dg} и N_{1ok} (Рисунок 2.11). Кровля палеогеновых отложений (кровля даехуриинской свиты $Pgzdh$) прослежена фрагментарно в основном в районе скважин, информация о глубине до складчатого фундамента $Pz-Mz$ известна только в ряде скважин. Воссоздание возможной морфологии залегания кровли

даехуриинской свиты выполнено в ходе плотностного моделирования, включившего двумерное и трехмерное решения.

Интерактивное двумерное плотностное моделирование выполнено для установления средних значений плотности основных комплексов разреза. Непосредственно подбор морфологии кровли даехуриинской свиты осуществлен в ходе решения трехмерной обратной задачи гравиразведки в установленных плотностных ограничениях. Плотностное моделирование выполнено в ПО Geosoft Oasis Montaj, модули GM-SYS2D и GM-SYS3D.

Для определения плотностных ограничений выполнено *предварительное двумерное плотностное моделирование* по композитному сейсмическому профилю, соединяющему скважины Узловое на западе и Одопту на востоке (Рисунок 2.12). Профиль также проходит через скважины Шхунное, В.-Байкальское, Волчинка. В скважинах Волчинка и Одопту вскрыта даехуриинская свита. Кроме того, в скважине Одопту вскрываются породы мезозойского фундамента. Вышезалегающий разрез представлен сверху вниз рыхлыми глинисто-терригенными отложениями окобыкайской, дагинской и нутовской свит.

В ходе двумерного плотностного моделирования с опорой на геологические данные подобраны вероятные средние плотности слоев: четвертичные отложения – $2,35 \text{ г/см}^3$, окобыкайская свита – $2,40 \text{ г/см}^3$, дагинская свита – $2,50 \text{ г/см}^3$, даехуриинская свита – $2,70 \text{ г/см}^3$, фундамент – $2,83 \text{ г/см}^3$, и прогнозная форма кровли даехуриинской свиты (Рисунок 2.15). Последняя морфологически подобна вышезалегающим горизонтам, но более рельефная по амплитуде крупных поднятий и прогибов. Среднеквадратическая погрешность подбора составила $\pm 1,8 \text{ мГал}$.

Это не очень высокая оценка для профиля длиной 180 км и амплитуде поля около 40 мГал, но подчеркнем еще раз, что задачами двумерного моделирования формальной высокой точности подбора не требовалось. При моделировании не подбиралось латеральное изменение плотности в слоях модели, но были определены их средние плотности, указавшие на возможность реализации плотностной модели с наибольшим скачком плотности на кровле даехуриинской свиты ($0,2 \text{ г/см}^3$) и менее выраженными на остальных границах как выше, так и ниже по разрезу. Полученное плотностное распределение отвечает геологическим представлениям о том, что неоген-четвертичные отложения не полностью консолидированные, а даехуриинский опорный горизонт с его глубинами залегания фактически является той границей, ниже которой породы имеют плотность, близкую к минеральной ($\sim 2,7 \text{ г/см}^3$).

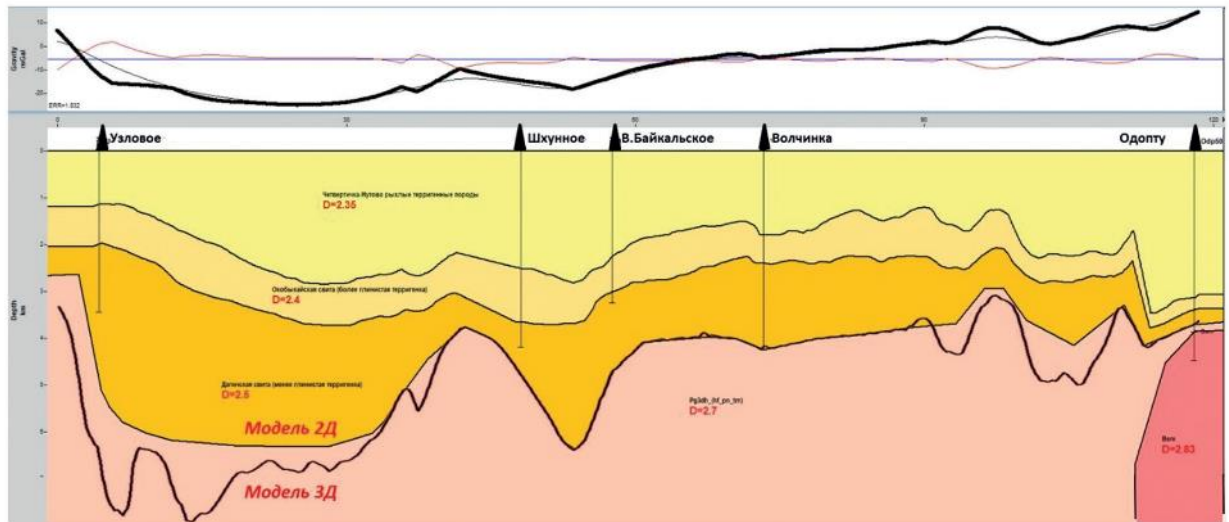


Рисунок 2.15 Плотностная модель по композитному профилю с результатами двумерного (2D) и трехмерного (3D) моделирования

Над разрезом приведены графики аномалий поля силы тяжести: наблюдаемые (толстая черная линия), расчетные при двумерном моделировании (тонкая черная линия), разностные (красная линия). Положение профиля приведено на Рисунок 2.10.

При трехмерном плотностном моделировании в слоях выше даехуриинской свиты использованы плотности, полученные при двумерном моделировании, выполнена геологическая редукция за кровли окобыкайской и дагинской свит, границу Мохо, низкочастотная компонента гравитационного поля частично отнесена к нижней части разреза, не являющейся объектом исследования. Глубины до кровли даехуриинской свиты в точках, вскрытых скважинами, приняты за опорные без возможности изменения в процессе моделирования. Глубины вдоль профиля двумерного моделирования также использованы в качестве опорных, но с возможностью корректировки во время подбора (Рисунок 2.15) для учета трехмерных гравитационных эффектов. Кровля даехуриинской свиты, полученная в результате подбора при трехмерном моделировании с указанными выше ограничениями, приведена на Рисунок 2.16.

При сопоставлении формы ОГ Pg_{3dh} , полученной по двумерному и трехмерному плотностному моделированию, на композитном профиле (Рисунок 2.15) можно отметить, что в центральной части профиля и вблизи скважин глубины совпадают. Наибольшее расхождение наблюдается в западной части профиля вблизи скважины Узловое, которая находится в наиболее глубокой части Северо-Сахалинского бассейна.

Геологические выводы по реконструированной кровли палеогеновых отложений и по всем результатам в целом

Реконструкция кровли даехуриинской свиты (ОГ *Pg_{3dh}*) в ходе плотностного моделирования стала ключевым звеном для построения структурно-тектонической модели, восстановления истории углеводородных систем Северо-Сахалинского бассейна в сухопутной части острова, а также более надежной локализации наиболее перспективных зон для поиска УВ.

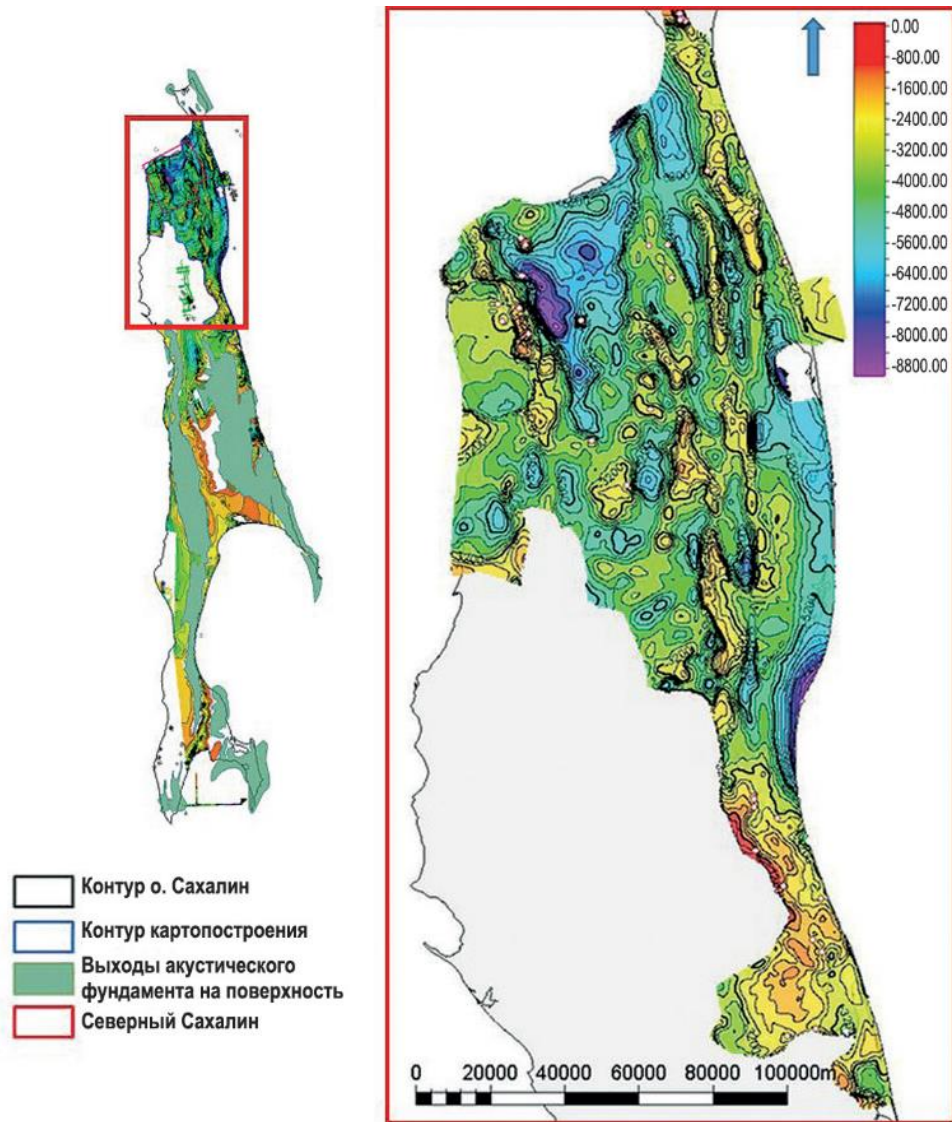


Рисунок 2.16 Структурная карта по кровле даехуриинской свиты (ОГ *Pg_{3dh}*) по результатам трехмерного плотностного моделирования

Сечение изогипс 200 м.

Результаты структурного моделирования ОГ *Pg_{3dh}* подтвердили текущий интерес к перспективам Байкальского суббассейна, который приурочен к северной оконечности острова. В рамках полученной модели он представляет собой асимметричную треугольную котловину глубиной 4500–5000 м с наиболее погруженной западной частью (до ~ 8450 м)

(Рисунок 2.17). Реконструкция глубокозалегающего горизонта Pg_{zdh} подтвердила сложное строение крупных антиклинальных форм (Тамлевская, Средне-Лангрыйская и Охинская и др.), обрамляющих Байкальскую зону, и наличие недостаточно изученных сейсморазведочными работами и бурением групп структурно-тектонических ловушек: Северо-Узловой, Сев. Тунгусской, Некрасовской; Средне-Лангрыйской.

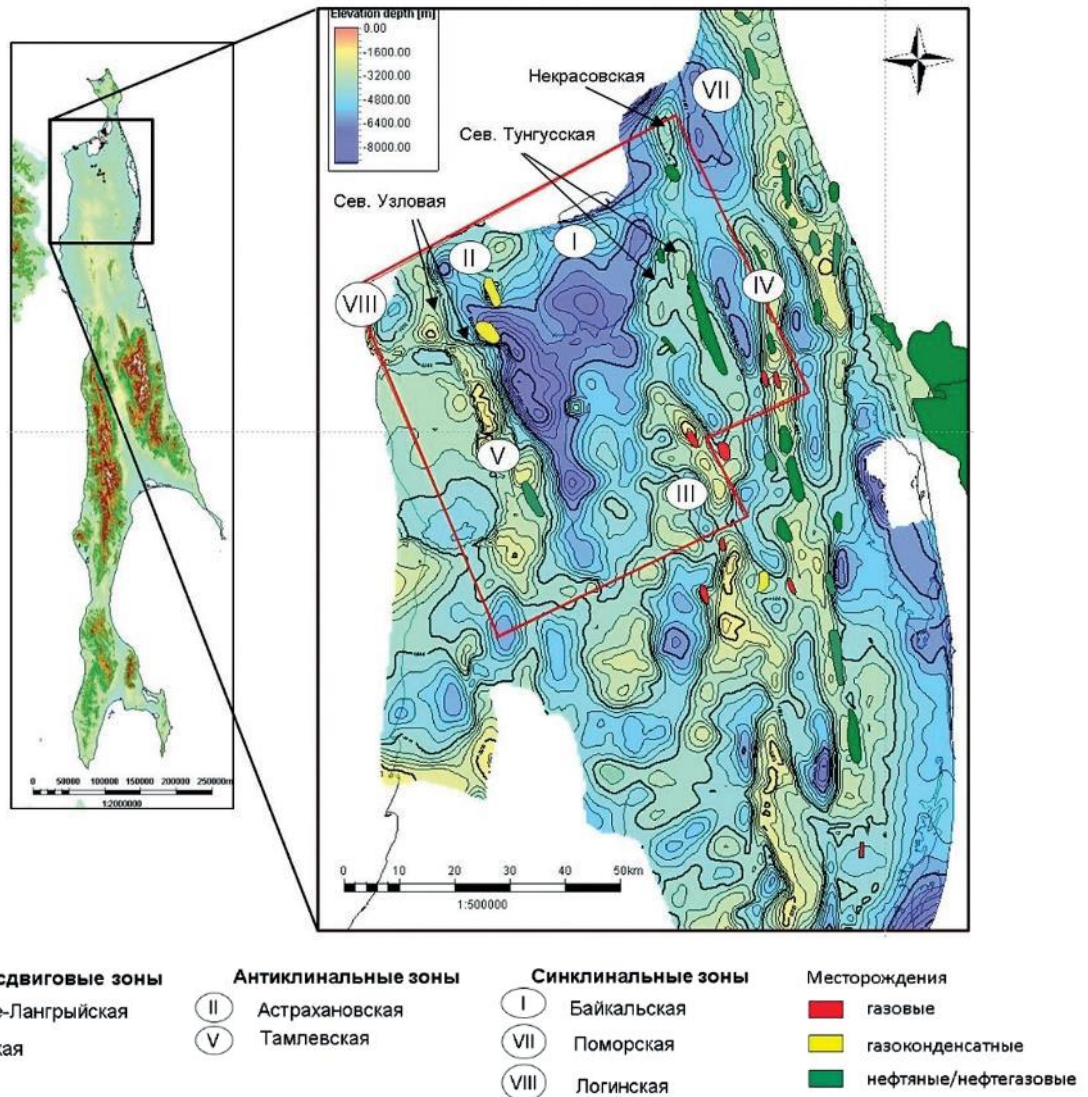


Рисунок 2.17 Структурная карта по кровле даехуриинской свиты (Pg_{zdh}) по результатам трехмерного плотностного моделирования

На рисунке приведено расположение месторождений на фоне структурной поверхности

Очевидно, что полученная в результате моделирования поверхность Pg_{zdh} не обладает необходимой детальностью для точной локализации поисковых объектов, однако в комплексе с другими методами изучения осадочного чехла (бассейновое моделирование, СРР-2D и бурение) она позволять получить непротиворечивую структурно-тектоническую

и бассейновую модель северной части о Сахалин, локализовать положение перспективных объектов и уточнить оценку ресурсного потенциала.

Предложенное комплексное использование данных сейморазведки и гравirazведки может быть рекомендовано при проведении региональных работ при поиске месторождений нефти и газа, что особенно актуально в районах со сложными сейсмогеологическими условиями, когда имеются объективные предпосылки неполучения или отсутствия кондиционных сейсмических материалов глубоких частей разреза.

2.3.2. Трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона ¹⁶

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) в силу высокого углеводородного потенциала является объектом крупного проекта по изучению ресурсов слабоизученных территорий северного обрамления Сибирской платформы [Афансенков и др., 2017]. ЕХРП имеет весьма сложное геологическое строение, и, несмотря на достаточно длительную историю геолого-поисковых работ, характеризуется весьма неоднородной по детальности и методам исследования степенью изученности. Так изученность методами сейсморазведки (МОВ-ОГТ) отвечает региональной стадии: расстояния между профилями в центральной части в среднем составляют 50 км, а краевые северная и южная зоны прогиба и примыкающие к ним орогенные области Таймыра и севера средне-Сибирского плоскогорья не покрыты сейсморазведкой вовсе. В то же время, территория более чем на 70 % покрыта гравиметрическими и магнитными съемками. В этой ситуации очевидной становится высокая эффективность комплексирования с опорой на анализ и интерпретацию потенциальных (гравитационного и магнитного) полей.

Данные гравиразведки и магниторазведки применены для определения физико-геологических, тектонических, динамических условий, создания схемы геотектонического районирования региона, анализа дизъюнктивной тектоники, выделения, классификации и систематизации тектонических нарушений. Совместная интерпретация данных потенциальных полей и сейсморазведки позволила не только дополнить и уточнить структуру сейсмических горизонтов в межпрофильном пространстве, но и предложить оригинальные глубинные трехмерные плотностные и магнитные модели земной коры. Эти модели, построенные на уточненном сейсмическом каркасе, заставили по-новому взглянуть на геологическое строение и историю развития региона. Ключевым результатом стала объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы [Афансенков и др., 2017].

Рассмотрим более подробно и поэтапно процесс создания трехмерной плотностной модели и геологические результаты, сформированные по результатам моделирования.

¹⁶ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Афансенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60–70. (0.69 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
2. Лыгин И.В., Афансенков А.П., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона // EAGE. Geomodel. 2017. P. 1–6. DOI 10.3997/2214-4609.201702251.

Составление трехмерной плотностной модели

В ходе подготовки к моделированию источников гравитационных аномалий было проведено *обобщение априорных данных комплексных геологических и геофизических исследований*. В рассматриваемом примере оно включило базовую информацию прямых геологических методов, бурения, результаты современной интерпретации 2Д сейсморазведки, структурный анализ актуализированных карт исходных потенциальных полей и их трансформант.

Ответственным этапом является *создание начальной плотностной модели*, от полноты и представительности которой во многом зависит конечный результат. Физические свойства (плотность) горных пород обобщены как по региональным работам на изучаемой территории и её обрамлении: Восточная и Западная Сибирь, побережье Карского моря (Гыдан, Таймыр), так и по данным плотностного каротажа редких скважин Енисей-Хатангского региона. Данные плотностного каротажа приведены на сводном плотностном разрезе (Рисунок 2.18), они иллюстрируют высокую плотностную изменчивость стратиграфических комплексов по латерали.

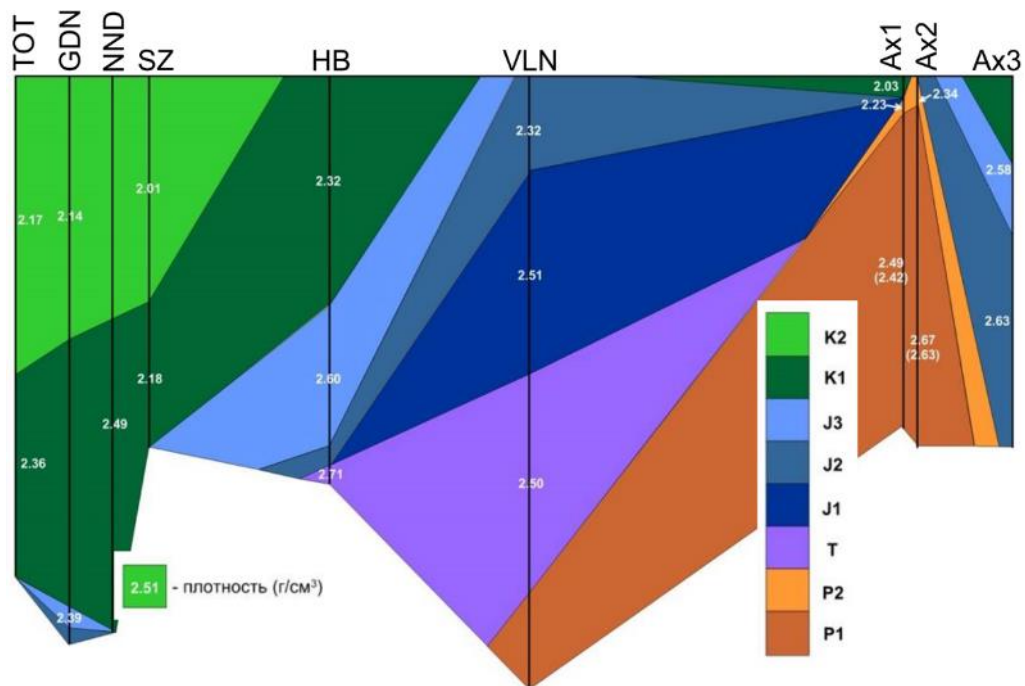


Рисунок 2.18 Схема корреляции значений плотности по данным каротажа скважин Енисей-Хатангского и Хатангско-Ленского бассейнов

Для нижнепермских отложений в скобках обозначена плотность пород слоя без учета магматических образований βТ_{1b}.

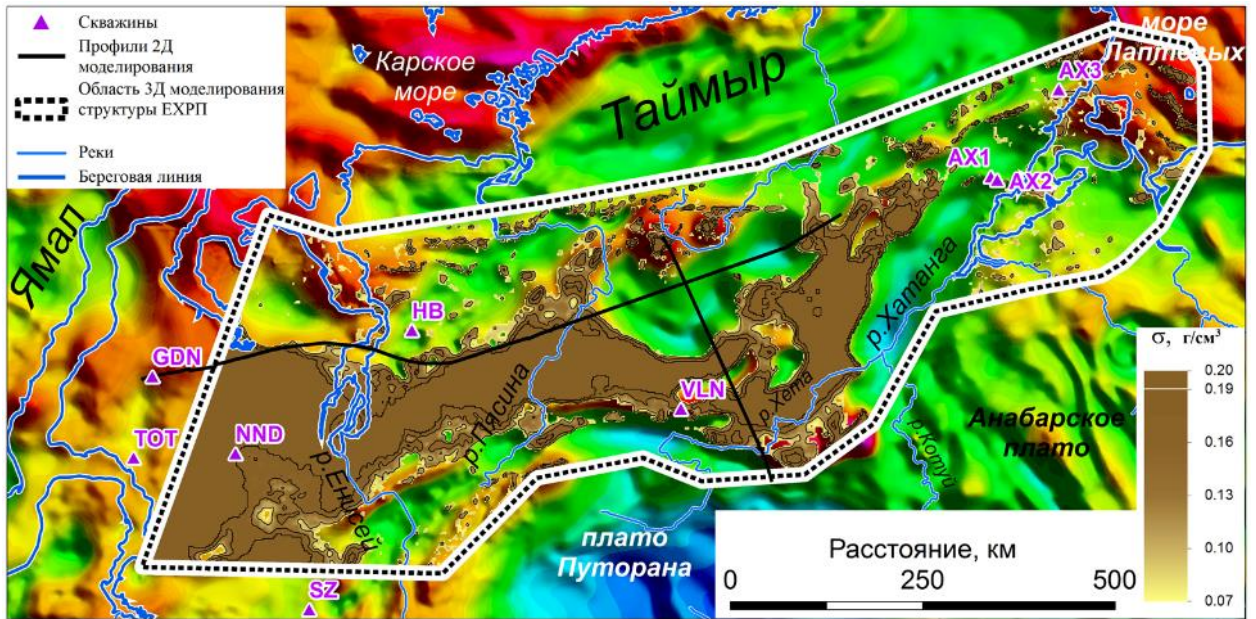


Рисунок 2.19 Аномальные плотности верхней части земной коры на фоне региональных аномалий силы тяжести в редукции Буге

С целью выявления основных плотностных закономерностей разреза, необходимых для параметризации трехмерной плотностной модели, выполнено *интерактивное двумерное плотностное моделирование* вдоль опорных профилей, расположенных в центре площади исследования (положение профилей приведено на Рисунок 2.19). В основу двумерных моделей, помимо сводных данных о плотности, заложена структурная интерпретация сейсморазведки 2Д. В нижнюю часть разреза включены три слоя – верхняя и нижняя кора и мантия. Кровля верхней мантии (граница Мохо) задана согласно оценкам В.С. Суркова (2007). Плотности в верхней части разреза не подбирались и приняты постоянными (выше кровли палеозоя). Сведения о подошве осадочного чехла (кровли фундамента) отрывочные: на сейсмических профилях корреляции фрагментарные. При моделировании выполнена попытка восстановления данной границы, однако её прослеживание является крайне неоднозначной операцией даже при двумерном плотностном моделировании.

Основными результатами этапа двумерного плотностного моделирования являются:

- для учета гравитационных эффектов, наблюдаемых над Енисей-Хатангским бассейном, необходимо вводить плотностную дифференциацию верхней мантии, варьировать формами основных глубинных границ (Моховичича и кровля нижней коры) и существенно уплотнять комплексы в его основании;

- наиболее плотные породы коры и верхней мантии находятся в бортовых частях бассейна;

- Янгодо-Горбитский выступ и Балахнинский вал выделяются относительно осадочной толщи ЕХРП аномально высокими значениями (латеральная неоднородность) плотности.

Коррекция контрастных по плотности сейсмических горизонтов в межпрофильном пространстве. При расчете и анализе трансформаций гравитационного поля, в том числе с использованием алгоритмов, построенных на Вейвлет-преобразованиях [Кузнецов и др., 2015], была отмечена корреляционная связь морфологии локальных аномалий и структуры поверхности сейсмостратиграфических комплексов верхней части осадочного чехла. Более высокая детальность гравиметрических данных позволила на основе установленных корреляционно-статистических связей выполнять коррекцию в межпрофильном пространстве. Сначала выполнена коррекция самого контрастного по плотности сейсмического горизонта в мезозойском комплексе, затем еще двух.

Следует отметить, что в получаемых моделях границ частично заложены латеральные плотностные изменения верхней осадочной толщи (гравитационные эффекты которых имеют прямую корреляцию с гравитационным полем) и без дополнительных данных исключены быть не могут. Для их минимизации процедуры редуцирования и плотностного подбора выполнялись итерационно и в установлении корреляционных связей участвовало не исходное гравитационное поле, а редуцированное.

Геологическое редуцирование гравитационного поля за известные плотностные границы. Из аномального гравитационного поля в редукции Буге исключены гравитирующие эффекты границы Мохоровичича, горизонтов осадочного чехла, в том числе скорректированные на предыдущем этапе. В остаточном гравитационном поле, наиболее яркой и интенсивной положительной аномалией выделились высокоплотные элементы внутреннего строения ЕХРП. Резкими контрастными гравитационными ступенями четко обозначились внешние глубинные латеральные границы Енисей-Хатангской зоны.

В общей структуре обращает на себя внимание достаточно сложная конфигурация центральной зоны. Во всех направлениях, кроме западного, аномальная зона замыкается. В отдельных крайних точках яркими положительными аномалиями подчеркиваются узловые тектонические элементы: Гулинский массив, северная граница Янгодо-Горбитского выступа, восточное окончание Енисей-Хатангской рифтовой зоны и др. Следует обратить внимание на отсутствие в западной части рассматриваемого региона (вблизи р.Енисей) в остаточных аномалиях гравитационного поля градиентных зон, что позволяет сделать вывод о единстве Колтогор-Уренгойской и Енисей-Хатангской рифтовых структур.

Непосредственно процесс *решения обратной при трехмерном плотностном моделировании* после выполнения процедур предыдущих этапов включает две задачи по подбору распределения плотности по остаточному полю.

1. Подбор распределения плотности в верхней мантии и земной коре ниже кровли палеозоя.

2. Подбор распределения плотности в толщах выше кровли палеозоя.

Интервал от поверхности Мохоровичича до кровли палеозоя разбит на три слоя: нижняя кора, верхняя кора, включающая кристаллический фундамент, и нижняя часть осадочного чехла (допалеозойская).

Верхняя мантия сверху ограничена моделью горизонта Мохоровичича В.С. Суркова (2007), которая при моделировании остается неизменной, снизу – горизонтальной поверхностью 60 км. В слое допускается увеличение аномальных плотностей до 0.03 г/см^3 .

Граница между нижней и верхней корой проведена на глубине 20 км согласно средним оценкам по данным ГСЗ, построениям В.С Суркова (2007), опыту моделирования на сопредельных территориях. На границе принят скачок плотностей 0.20 г/см^3 . При подборе в слое допускается аномальная вариация плотности $\pm 0.04 \text{ г/см}^3$. Форма границы при моделировании варьировалась.

Информации о характере подошвы осадочного чехла (кровли кристаллического фундамента) недостаточно, чтобы её можно было бы учесть или заложить в плотностную модель в силу того, что мощность осадочного чехла по сейсмическим данным сильно варьирует по территории. Отдельными построениями она предполагается до глубин 20 км. Моделировать такие ситуации крайне затруднительно в силу того, что на глубинах более 5 км плотность пород быстро стремится к минералогической ($2.60\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$), которая также является средней плотностью верхних комплексов фундамента. В связи с этим, на фоне латеральных плотностных контрастов восстановление субгоризонтальной поверхности представляется сугубо субъективным процессом. Для минимизации субъективности решений введена плотностная, а не стратиграфическая граница таким образом, что мощность нижней части осадочного чехла оказывается постоянной и равной 5 км. На ней принят скачок плотности 0.05 г/см^3 . При подборе в слое допускается аномальная вариация плотности $\pm 0.15 \text{ г/см}^3$. Форма границы при моделировании остается неизменной.

Поскольку выше кровли палеозоя плотностной эффект уже учтен, то выше и ниже неё принята аномальная плотность 0 г/см^3 . При подборе в верхней части осадочного чехла допускается дополнительная аномальная вариация плотности $\pm 0.08 \text{ г/см}^3$, в нижней части – только повышение $+0.18 \text{ г/см}^3$ во избежание появления плотностных инверсий с глубиной. Форма кровли палеозоя при моделировании остается неизменной.

Для минимизации неоправданно больших изменений плотности в верхних слоях при моделировании выполняется единственное условие – подбор осуществляется от нижнего горизонта к верхнему, тем самым длиннопериодные аномалии учитываются глубокими горизонтами. При таком подходе модель будет «столбчатой», то есть неподобренные эффекты, отнесенные к нижним частям модели, будут связаны верхними. Однако для моделирования рифтовых зон, к которым относится ЕХРП, такой подход является вполне приемлемым.

В качестве примера результатов плотностного моделирования на Рисунок 2.19 приведено распределение аномалий плотности верхней части земной коры.

Геологические выводы на основе трехмерной плотностной модели

В результате трехмерного плотностного моделирования решены следующие задачи:

- уточнена морфология ряда сеймостратиграфических поверхностей;
- рассчитано остаточное гравитационное поле с вычтенными эффектами от границы Мохоровичича и базовых сеймостратиграфических границ;
- даны оценки распределения аномальных плотностей для верхней части осадочного чехла (выше кровли палеозоя), палеозойского комплекса, в коре и верхней мантии.

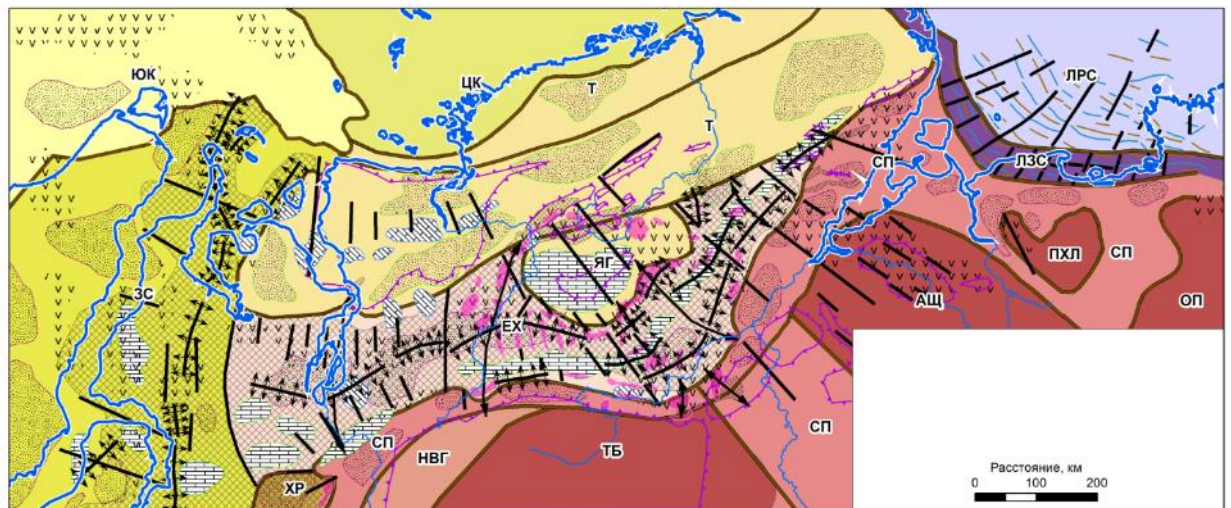
Интеграция полученной трехмерной плотностной модели в геологические представления, сложившиеся к настоящему времени, позволила уточнить ряд глубинных особенностей структуры (Рисунок 2.20). В пределах ЕХРП выделена обширная Енисей-Хатангская рифтовая система, являющаяся восточным продолжением Колтогор-Уренгойской. Енисей-Хатангский рифт до долготы Янгодо-Горбитского выступа продолжается единой зоной, а восточнее распадается на три ветви, разделенные выступами фундамента. Ширина и простирание ветвей рифтовой системы меняются, что может свидетельствовать о неоднократных попытках поперечных тектонических расколов в процессе рифтообразования. Одна из таких наиболее интенсивных попыток раскола Сибирской платформы фиксируется в области между плато Путорана и Анабарским плато. Видимо, неудавшаяся попытка раскола привела к извержению мантийного вещества в междуречье Хеты и Котуя с образованием сложного структурно-тектонического узла – Гулинского интрузивного массива, сложное строение и происхождение которого до сих пор являлось предметом геологических дискуссий, особенно острых в связи с его рудоносностью.

Северная ветвь пытается разомкнуть Таймырский блок, отделяя Янгодо-Горбитский выступ. Итогом его тектонического воздействия является образование в коре Южно-

Таймырского блока трещин восток-северо-восточного направления, которые проявлены линейными высокамплитудными аномалиями потенциальных полей.

Центральная ветвь огибает с юга Янгодо-Горбитский выступ и, разворачиваясь на север, утыкается в Таймырский блок.

Южная наиболее «агрессивная» ветвь рифтовой системы, идет вдоль северной границы Сибирской платформы. Она протягивается вплоть до широты острова Большой Бегичев и, в отличие от вышеописанных ветвей, скользит вдоль края Таймырского орогена, прослеживаясь в коре далее на восток серией трещин восточного простирания (зафиксированы узкими линейными аномалиями потенциальных полей) практически до зоны влияния структур Северного-Ледовитого Океана (СЛО).



Легенда

Блоки фундамента

- Литовоморская рифтовая система (ЛРС)
- Енисей-Хатангский бассейн (ЕХ)
- Южно-Карская область (ЮК)
- Центрально-Карская область (ЦК)
- Янгодо-Горбитский выступ (ЯГ)
- Складчатое сооружение Таймыра (Т)
- Западно-Сибирская плита (ЗС)
- Худосейский рифт (ХР)
- Норильско-Верещагинский грабен (НВГ)
- Линейная зона фронтального воздействия СЛО на край Сибирской платформы (ЛЗС)
- Погруженная часть фундамента Сибирской платформы
- Поднятие в Хатангско-Ленском бассейне (ПХЛ)
- Оленекское поднятие (ОП)
- Анабарский шит (АЩ)
- Тунгусский бассейн (ТБ)

Рифтовые системы (Енисей-Хатангская и Колтогор-Уренейская)

- Основное тело
- Трещины в коре
- Структуры, проявленные в потенциальных полях
- Валы и поднятия
 - известные
 - предполагаемые
- Депоненты по гравитационному полю
 - подтвержденные депоненты
 - зоны разуплотнения
- Магматические комплексы (магнитовактивные объекты)
 - фундамента
 - осадочного чехла
 - вблизи дневной поверхности

Тектонические нарушения

- Границы региональных блоков (тектонические нарушения)
 - 1го порядка
 - 2го порядка
- Оси прогибов ЕХ рифтовой зоны опережающие и поперечные рифтовых систем
- Литовоморская складчатая система по гравитационным аномалиям
 - оси отрицательных аномалий
 - оси положительных аномалий
- Реки
- Береговая линия

Рисунок 2.20 Схема строения Енисей-Хатангского региона по результатам комплексной интерпретации [Афанасенков и др., 2017]

2.3.3. Методика построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения на примере реконструкции границы Мохоровичича в Баренцевоморском регионе ¹⁷

В разделе рассматривается методика реконструкции глубинных границ по аномалиям потенциальных полей с опорой на сейсморазведочные данные с использованием методов машинного обучения. Отличительной особенностью методики является верификация полученных прогнозных границ по гравитационному полю.

Методика построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения

Построение структурной поверхности (или горизонта) по геолого-геофизическим данным сводится к решению пятиэтапной задачи.

Первый этап – подготовительный, на котором формируется три набора исходных данных: 1) геолого-геофизические материалы на участке исследования; 2) известная морфология структурного горизонта на эталонных участках, желательно, расположенных в пределах участка исследования; 3) отложенная выборка о морфологии структурного горизонта вне эталонных участков для оценки точности выполненного прогноза (верификации).

Исходные геолого-геофизические материалы – это, в первую очередь, аномальные потенциальные поля (аномалии поля силы тяжести в редукции Буге или аномалии магнитного поля) и их трансформанты, модели глубинного залегания прогнозных и иных структурных поверхностей, полученные из других источников. Исходные материалы могут включать доступные модели других полей (например, карты теплового потока), распределения физических свойств, типов земной коры или обстановок осадконакопления, разные виды геологических карт и т.п. Важно, чтобы в набор данных были включены разнообразные трансформации потенциальных полей, которые необходимо вычислить с применением линейных и нелинейных типов фильтрации. Чем больше и чем разнообразнее

¹⁷ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Лыгин И.В.**, Арутюнян Д.А., Чепиго Л.С., Кузнецов К.М., Шклярчук А.Д. Методика построения структурных поверхностей по геолого-геофизическим данным на основе машинного обучения на примере реконструкции границы Мохоро в Баренцевоморском регионе // Гелиогеофизические исследования. 2023. № 38. С. 3–16. DOI: 10.5425/2304-7380_2022_38_3. (0.88 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,867.
2. **Лыгин И.В.**, Арутюнян Д.А. Особенности строения земной коры Баренцева моря по результатам трехмерного плотностного и магнитного моделирования // Геофизика. 2023. №3. С. 85–93. DOI: 10.34926/geo.2023.42.21.012. (0.56 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

привлеченные трансформации и дополнительная геолого-геофизическая информация, тем выше вероятность получения более точных решений. Часто на площадь исследования можно найти более ранние модели глубинного залегания прогнозных и иных структурных поверхностей. Их учет при обучении нейронной сети также важен. На основе исходных материалов формируются набор признаков, пригодный для дальнейшего анализа.

Второй этап предназначен для поиска многомерных регрессионных связей на эталонных участках между набором признаков геолого-геофизической информации и искомой поверхностью. Регрессионные связи могут быть описаны различными математическими законами, как линейными, так и нелинейными, также они могут быть множественными [Никитин, 1986]. В настоящее время задача установления регрессионных связей всё чаще решается с использованием методов машинного обучения, основанных на создании нейронных сетей. В понятие создание нейронной сети мы включаем процедуры по построению или выбору архитектуры и обучения.

Создание нейронной сети – это ответственная процедура, поскольку от характера установленных связей будет зависеть точность решения, в нашем случае точность построения искомой структурной поверхности. При создании нейронной сети необходимо учитывать ряд факторов. Во-первых, необходимо выбрать наиболее информативные признаки исходной информации. Хотя при обучении нейронной сети алгоритмически заложен выбор наиболее информативных признаков из состава исходной информации, но наличие в составе взаимоисключающих признаков может приводить к «плохим» решениям. Во-вторых, необходимо выбрать алгоритм регрессии. В-третьих, необходимо выбрать её конфигурацию (сеть прямого распространения, сеть радиально-базисных функций, сеть обратного распространения, сверточная сеть и др.) и параметры (число слоев и нейронов). В используемом программном обеспечении (все вычисления на втором и третьем этапах реализованы в среде программирования Anaconda Python) не решены вопросы с автоматизацией оптимального выбора указанных параметров, что обуславливает необходимость интерактивного участия эксперта.

В работе после ряда тестовых расчетов выбран и применен алгоритм регрессии «градиентный бустинг». Градиентный бустинг – алгоритм машинного обучения, предназначенный для решения задач классификации и регрессии, который строится на основе ансамбля слабых предсказывающих моделей. В качестве предсказывающих моделей, на основе которых строился градиентный бустинг, использовались деревья решений. Глубина каждого дерева выбрана равной 5. Каждое дерево может дать хорошие прогнозы только для части данных и таким образом для итеративного улучшения качества добавляется все большее количество деревьев [Müller, Guido, 2016].

Третий этап – распространение установленных регрессионных связей на исследуемую площадь с вычислением морфологии прогнозной границы.

На четвертом этапе выполняется уточнение морфологии прогнозной поверхности по ее гравитационному (или магнитному) эффекту.

Так как исходные геолого-геофизические материалы содержат эффекты от большого количества элементов геологического разреза, то регрессионные связи могут передавать эффекты, не связанные с реальной формой структурной поверхности. В результате последняя может содержать ложные и искаженные локальные формы. С целью их минимизации выполняется расчет гравитационного (или магнитного) эффекта от прогнозного горизонта. Для полученного эффекта решается обратная задача по подбору формы контактной границы. При подборе формы контактной границы необходимо учитывать характер распределения избыточной плотности (или намагниченности), вводить ограничения на возможные изменения глубины искомой границы. Ограничения по глубине искомой границы устанавливаются, исходя из полученного решения на третьем этапе и/или из априорных, эталонных данных. Избыточная плотность (или намагниченность) на искомой границе может быть постоянной или переменной величиной. Ограничения на значения избыточной плотности (или намагниченности) регулируются, исходя из необходимости соответствия форм границы на эталонах и в прогнозной модели. То есть в прогнозной границе не должны появиться локальные формы, размеры которых не представлены в эталонах. В результате, в окончательном варианте прогнозной границы отсутствуют эффекты, которые не могут быть подтверждены по гравиметрическим или магнитным данным. Дополнительным результатом решения обратной задачи являются значения избыточной плотности (намагниченности), которые могут быть использованы при составлении глубинной модели. Фактически процедуры четвертого этапа можно отнести к нелинейной низкочастотной фильтрации.

Алгоритмически методами машинного обучения задача сводится к минимуму расхождения прогнозных и эталонных данных. В процессе применения процедур четвертого этапа, если не предусматривать специальных ограничений, корректировка морфологии восстанавливаемого горизонта происходит по всей площади, в том числе на эталонных участках. К преодолению данного противоречия можно подойти с двух сторон. С одной стороны, возможно наложить запрет на изменения прогнозной границы в пределах эталонных участков. В этом случае не произойдет полной верификации прогнозной границы потенциальным полем. Более того, возможны ситуации, при которых обратная задача не решается в виду наложенных ограничений и появляется возможность для уточнения значений самого эталона, который исходно может содержать ошибки. С другой

стороны, без применения ограничений на решение обратной задачи эталонные участки перестают быть эталонами и могут быть использованы для оценки точности построения наряду с отложенной выборкой.

Пятый этап предназначен для оценки точности полученного решения (верификации). На этапе оценивается невязка результативной поверхности с данными из отложенной выборки. Если среднее расхождение или среднеквадратическое расхождение высокие, то происходит возврат на этап построения нейронной сети (на второй этап) с целью переопределения ее оптимальных параметров и уточнения набора признаков исходных данных.

Сопоставление результатов происходит с различными по детальности изучения материалами. Степень доверия к «независимым» данным разная, так как наивысший коэффициент присваивается результатам полевых работ (сейсморазведки), наименьший коэффициент доверия региональным моделям, построенным по результатам спутниковых миссий.

Модель прогнозной морфологии подошвы земной коры и границы Мохоровичича

Описанная выше методика апробирована при создании модели границы Мохоровичича в Баренцевом море.

Для Баренцевоморского региона ранее построен ряд моделей морфологии границы Мохоровичича (подошвы земной коры) [Laske et al., 2013; Artemieva, Thybo 2013; Negretti, Reguzzoni, Sampietro, 2012; Petrov et al., 2016; NORSART..., 2006; Ritzmann et al., 2007]. В основу большинства моделей положены относительно редкие профильные сейсморазведочные или сейсмологические данные. В то же время информация о гравитационном и магнитном (потенциальных) полях Баренцева моря на региональном уровне более детальная [Арутюнян и др., 2020; Arutyunyan et al., 2019], что позволяет ставить задачу реконструкции границы в пространстве между сейсмическими профилями.

Для реконструкции границы Мохоровичича сформированы три набора данных – набор исходной информации, эталлонная выборка и верификационная выборка.

Набор исходной информации включает:

- рельеф дна и суши (модель IBCAO, детальность 1') [Jakobsson et al., 2012] (Рисунок 2.21, А) и его генеральные особенности;

- аномалии поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см^3 (модель World Gravity Model, детальность 2') [Bonvalot et al., 2012] (Рисунок 2.21, Б) и его низкочастотные компоненты;

- аномалии магнитного поля Земли (модель EMAG2v3, детальность 2') [Meyer et al., 2016] (Рисунок 2.21, В) и его низкочастотные компоненты;
- рельеф границы Мохоровичича (модель GEMMA, детальность 5') [Negretti et al., 2012] (Рисунок 2.21, Г).

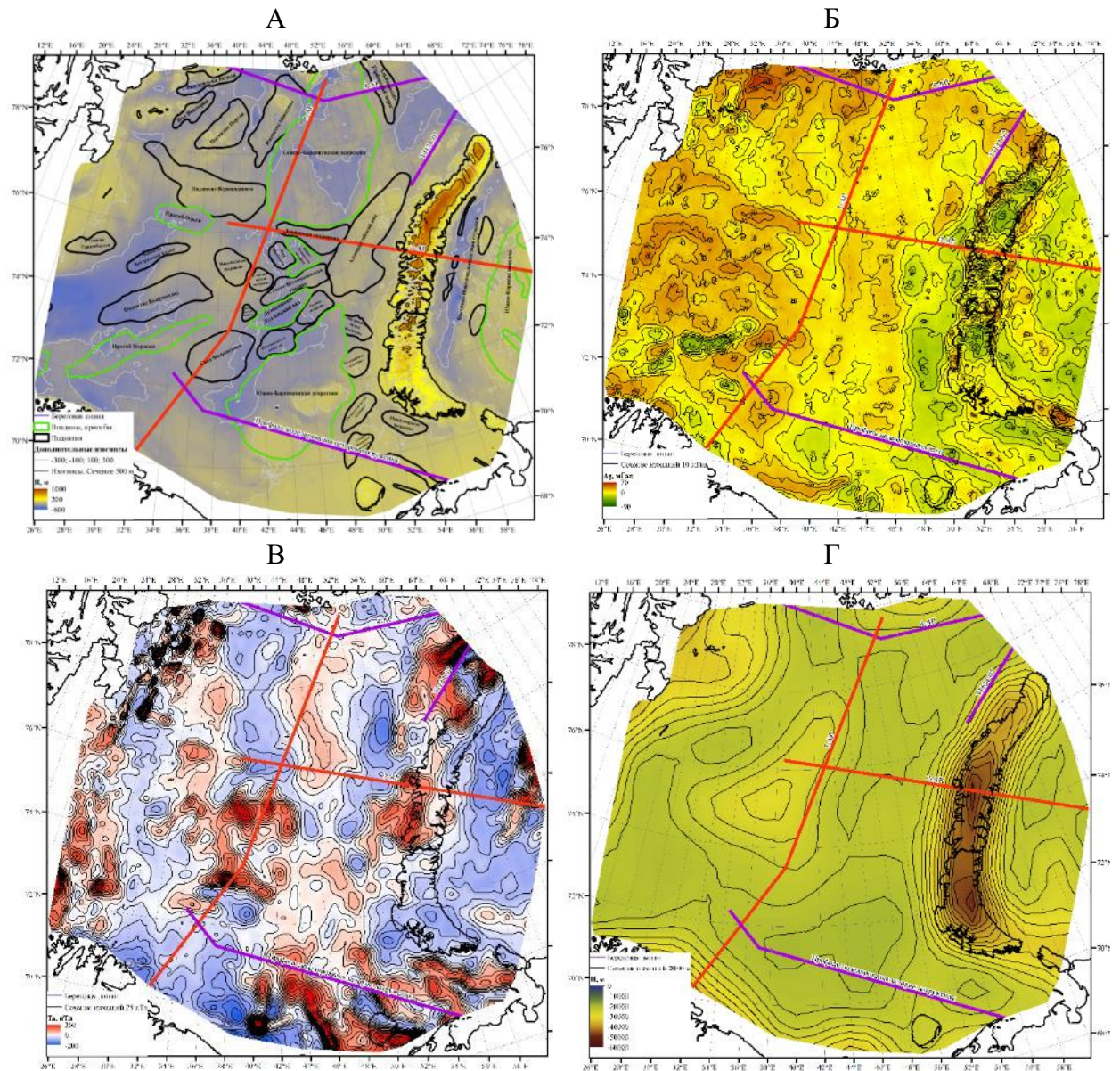


Рисунок 2.21 Исходные данные

- А – рельеф дна и суши (модель ИВСАО по [Jakobsson et al., 2012]) с нанесенными геологическими структурами в осадочном чехле по [Ступакова и др., 2017];
 Б – аномалии поля силы тяжести в редукции Буге ($\sigma=2.67 \text{ г/см}^3$) (модель WGM) по [Bonvalot et al., 2012];
 В – аномальное магнитное поле (модель EMAG2v3 по [Meyer et al., 2016]).
 Г – модель границы Мохоровичича GEMMA по [Negretti et al., 2012].
 Линиями показаны эталонные (красный цвет) и верификационные (фиолетовый цвет) профили модели DAV23.

В набор исходной информации входят две поверхности – рельеф дна и суши (модель ИВСАО) и рельеф границы Мохоровичича (модель GEMMA). Первая нужна для поддержания основных морфологических закономерностей при изменении мощности

коры, связанных с разными абсолютными отметками в рельефе дна и суши (сухопутная часть, континентальный шельф, глубоководная область). Модель GEMMA используется для сохранения генеральных форм рельефа границы Мохоровичича в результирующей модели.

Эталонная выборка включает определения глубин до границы Мохоровичича на профилях ГСЗ 1-АР и 2-АР (Рисунок 2.21). Профили взаимно ортогональны и пересекают исследуемую площадь в субмеридиональном и субширотном направлениях, проходя примерно через ее центр. Что позволяет предположить, что на них будут содержаться характерные для исследуемого региона изменения в морфологии границы Мохо.

Для оценки полученных результатов в *верификационную выборку* включены определения глубин до границы Мохоровичича на профилях ГСЗ 4-АР [Ivanova et al., 2006; 2011], МОВ-ОГТ Т1134-07 [Шлыкова и др., 2012ф]. В *верификационную выборку* также включен профиль из работы [Старцева, 2018], на котором представлена модель границы Мохоровичича в юго-восточной части Баренцева моря, полученная на основе моделирования истории погружения бассейна. В соответствии с рассуждениями, приведенными выше (см. раздел. «Методика построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения») в *верификации* участвовали профили 1-АР и 2-АР.

В модели границы Мохоровичича, полученной по вышеописанной методике, после уточнения по ее гравитационному эффекту отсутствуют локальные формы рельефа, которые отнесены к разряду недостоверных и неподтвержденных по моделированию их гравитационных проявлений. (Рисунок 2.22).

Морфология реконструированной модели границы Мохоровичича (модель DAV23) в целом согласуется с данными ГСЗ и всеми альтернативными моделями за исключением отдельных нюансов. Реконструированная граница хорошо коррелирует как с данными сейсморазведки по профилям ГСЗ (СКО ± 0.4 км), так и с существующими моделями границы Мохоровичича (максимальное СКО ± 1.4 км). Среднее расхождение между глубинами прогнозной границы и данными ГСЗ менее 2 км.

Реконструированная граница более сглаженная, чем граница по данным ГСЗ, но существенных отличий нет. Как было указано выше, эталонные профили также могут быть рассмотрены для оценки точности построений, поэтому приведем сопоставление моделей границы Мохоровичича по профилям ГСЗ 1-АР и 2-АР. Среднеквадратические отклонения на профилях ГСЗ 1-АР 2-АР (Таблица 2.4) демонстрируют, что модель DAV23 наилучшим образом коррелирует с результатами сейсморазведки – данный факт вполне оправдан, так как именно эти материалы легли в основу модели. На профилях верификационной выборки

(T1134-07, 4-AP) значения среднеквадратических отклонений сопоставимы со значениями по опубликованным ранее моделям.

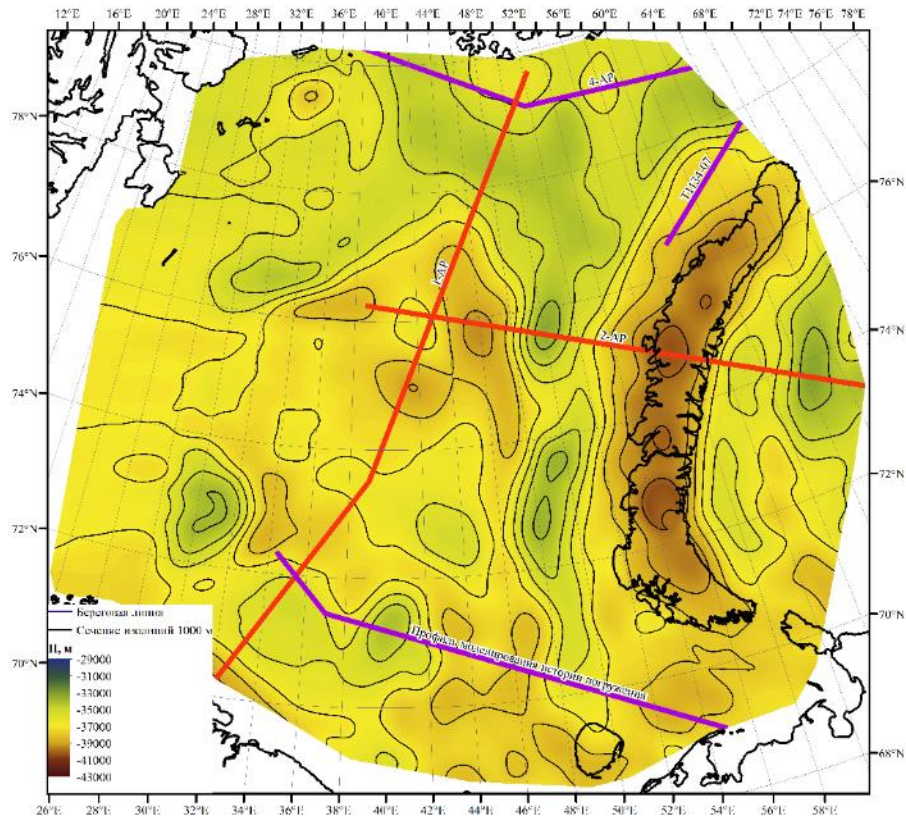


Рисунок 2.22 Модель границы Мохоровичича DAV23, полученная с применением методов машинного обучения и сглаженная путем решения обратной задачи гравirazведки.

Линиями показаны эталонные (красный цвет) и верификационные (фиолетовый цвет) профили

Таблица 2.4 Среднеквадратическое отклонение глубин границы Мохоровичича по разным моделям на верификационной выборке в километрах

Модель Профиль	CRUST1.0	EUNaseis	GEMMA	Artic model	Barents3D	DAV23
1-AP	1,68	1,24	2,99	2,56	1,41	0,29
2-AP	2,48	2,08	6,32	8,09	3,40	0,46
T1134-07	1,11	0,85	1,89		1,03	1,18
4-AP	3,76	2,12	2,35	1,44	2,67	2,30

Опубликованные ранее модели границы Мохоровичича (Таблица 2.4) находятся в диапазоне глубин, заданных результатами ГСЗ, но имеют собственные локальные формы, которые между моделями чаще всего не коррелируют. Оценивая средние и среднеквадратические отклонения моделей от осредненных по всем моделям глубин, можно отметить, что модель DAV23 обеспечивает минимальные значения (Таблица 2.5). Таким образом можно отметить, что модель границы Мохоровичича может быть

использована в дальнейших научно-исследовательских работах в Баренцевоморском регионе.

Таблица 2.5 Отклонение средних уровней и среднеквадратические отклонения от средней глубины границы Мохоровичича по разным моделям

Статистический параметр	GEMMA	CRUST1.0	EUNaseis	Barents3D	DAV23
Средне отклонение, км	11,1	0,7	-0,5	0,8	-0,1
Среднеквадратическое отклонение, км	5,6	2,4	3,1	3,3	1,4

Геологические выводы на основе реконструированной морфологии поверхности Мохоровичича

Глубина до границы Мохоровичича в среднем изменяется от 33 до 40 км. Морфологически наиболее выраженными особенностями являются области архипелага Новая Земля и к западу от него.

Под архипелагом Новая Земля наибольшая мощность земной коры, максимальная глубина до границы Мохоровичича составляет 40 км. Западнее архипелага Новая Земля в контуре Восточно-Баренцевского мегапрогиба протягивается область сокращенной мощности коры. Здесь минимальная глубина составляет 33-34 км. В работе Э.В. Шпилова и С.И. Шкарубо [Шпилов, Шкарубо, 2021] показано, что под мегапрогибом «расположена область аномального строения верхней мантии, которая выражена куполовидными и валлообразными поднятиями поверхности на фоне регионального мантийного свода». Мантийное поднятие разделено на две части. Первая находится под Южно-Баренцевской депрессией осадочного чехла, вторая – под Северо-Баренцевской. Поднятия разделены Адмиралтейским горстом. Область сокращенной мощности земной коры распространяется на север, вплоть до архипелага Земля Франца Иосифа и продолжается на северо-восток в сторону прогиба Святой Анны и северо-запад в сторону прогиба Франц-Виктория.

В области пересечения профилей 1-AP и 2-AP по данным ГСЗ находится локальное погружение поверхности до глубины около 39 км. Форма и простираение локального погружения зафиксированы в модели DAV23. Подобной структуры в альтернативных моделях нет.

В траверсе профиля 1-AP выделяются относительно небольшие по размеру (150-200 км) и перепаду глубин (2-3 км) изометричные впадины и поднятия.

В реконструированной границе Мохоровичича Баренцева моря отобразились ранее не выявленные формы рельефа, характеризующие особенности геологического строения

региона. Под Восточно-Баренцевским мегапрогибом показано наличие выступа, вытянутого с юга на север шириной 150 км и высотой около 4 км. Выступ находится не под осью мегапрогиба, а под его восточным крылом. Он разделен на две части Адмиралтейским поднятием. Несоответствие положения двух осей – мегапрогиба и выступа по границе Мохоровичича может свидетельствовать о направлении смещения Новоземельского блока земной коры с востока на запад. Разделение выступа на северную и южную части произошло в результате смятия и «навала» Адмиралтейского поднятия. Выступ продолжается в северном направлении, обрамляя архипелаг Земля Франца Иосифа с запада и востока. В связи с этим можно предположить увеличение мощности земной коры под архипелагом Земля Франца Иосифа. В центральной части Баренцева моря присутствуют локальные поднятия и прогибы амплитудой до 2–3 км.

В модели границы Мохоровичича, построенной с использованием машинного обучения, нет резкого перехода на границах плит при переходе из области Южно-Баренцевского депрессии в область Тимано-Печорской плиты. В признаках набора исходной информации, использованных при построении нейронной сети нет резкого перехода на границе плит. Соответственно нет и резкого изменения в прогнозной границе Мохоровичича. Вопрос морфологии границы Мохоровичича на стыке плит остается открытым.

Реконструированные по предложенной методике граница Мохоровичича и подошва осадочного чехла легли в основу трехмерного моделирования источников гравитационного и магнитного полей [Лыгин, Арутюнян, 2023]. Результаты моделирования послужили основой для построения оригинальной схемы гетерогенного основания Баренцевоморской плиты, представленного кристаллическими массивами, рифтовым телом и блоками с переходным типом коры (Рисунок 2.23).

Центральную часть схемы занимает рифтовый Восточно-Баренцевский бассейн (см. Рисунок 2.23). Основание бассейна (непосредственно рифтовое тело) характеризуется высокими значениями плотности (от 2,85 до 3,0 и более г/см³) и повышенными значениями намагниченности (до 2,3 А/м). Ось рифтового тела и наиболее возвышенная часть по границе Мохо соосны и протягиваются в меридиональном направлении, но ось тела смещена на запад относительно поднятия по границе Мохо. Это может свидетельствовать о продолжении движения отделившихся западных блоков Баренцевоморской плиты на запад после зарождения рифта. Границы развития рифтовой ярко проявлены зонами высоких градиентов в распределения плотности в фундаменте. Распределение плотности внутри рифтовой зоны, особенно, в её центральной части, неоднородное, что может свидетельствовать о присутствии в рифтовых толщах обломков континентальных блоков.

Максимальную ширину рифтовая зона имеет на юге (под Южно-Баренцевской депрессией), к северу область сужается, а значения плотности уменьшаются, что отвечает кинематике движения вдоль окружностей с радиусами, уменьшающимися в северном направлении (к оси вращения протоплиты).

Рифтовое тело с попавшими под его влияние блоками (базифицированные блоки Центрально-Баренцевский и мыса Желания) более тяжелые, чем континентального типа (блоки Земля Короля Карла и Бьямерлэнд, массивы Адмиралтейский, Персеевский и Медвежинско-Эджинский), что частично обуславливает погружение первых и воздымание вторых. Наиболее легкими, немагнитными и поднятыми блоками являются массивы, которые ярко выделяются в морфологии подошвы осадочного чехла. В составе остальных блоков также присутствуют легкие, относительно немагнитные и поднятые ядра.

На блокировку фундамента, построенную по результатам плотностного и магнитного моделирования, вынесены структуры внутри толщи осадочного чехла, выделенные с помощью сейсморазведки (Рисунок 2.23). Контуры поднятий и прогибов внутри осадочного чехла взяты из работы [Ступакова и др., 2017]. Можно отметить, что над наиболее низкоплотными, слабомагнитными и поднятыми ядрами часто сформированы поднятия. Так, Адмиралтейскому массиву соответствует Адмиралтейское поднятие, над Персеевским массивом находятся поднятие Персеевское и Вернадского. Подобное соответствие характерно для центральных частей свода Федынского, поднятия Бьямерлэнд, Лунинской седловины и других. Прогиб Ольги имеет противоположную закономерность – он заполнен «плотным» и магнитным материалом. Прогиб, по всей видимости, сформировался как поперечная трещина в континентальном блоке Земля Короля Карла, раскрывшейся при формировании Восточно-Баренцевского рифта. Также в Баренцевом море присутствуют поднятия, основание которых имеет магматическую природу (они плотные и магнитные). Это поднятия Штокмановское и Маловатское. Аномалии поля силы тяжести над перечисленными структурами не подчиняются строгому прямому соответствию «антиформа – положительная аномалия» в силу сложного соотношения гравитационных эффектов плотностных границ и плотностных неоднородностей в земной коре. Именно поэтому встречаются структуры, невыраженные в гравитационном поле, имеющие обратное соответствие со знаком гравитационной аномалии. Можно наблюдать даже разнознаковые аномалии поля силы тяжести над едиными с точки зрения сейсморазведки структурами в осадочном чехле. Ярким примером является Адмиралтейское поднятие, над южной частью которого аномалии Буге отрицательные, над северной – положительные, но в распределении плотности в фундаменте – это однородная структура.

Подводя окончательный итог, следует сделать вывод, что анализ гравитационного и магнитного полей в Баренцевом море необходимо проводить только выполняя плотностное и магнитное моделирования с привлечением данных сейсморазведки.

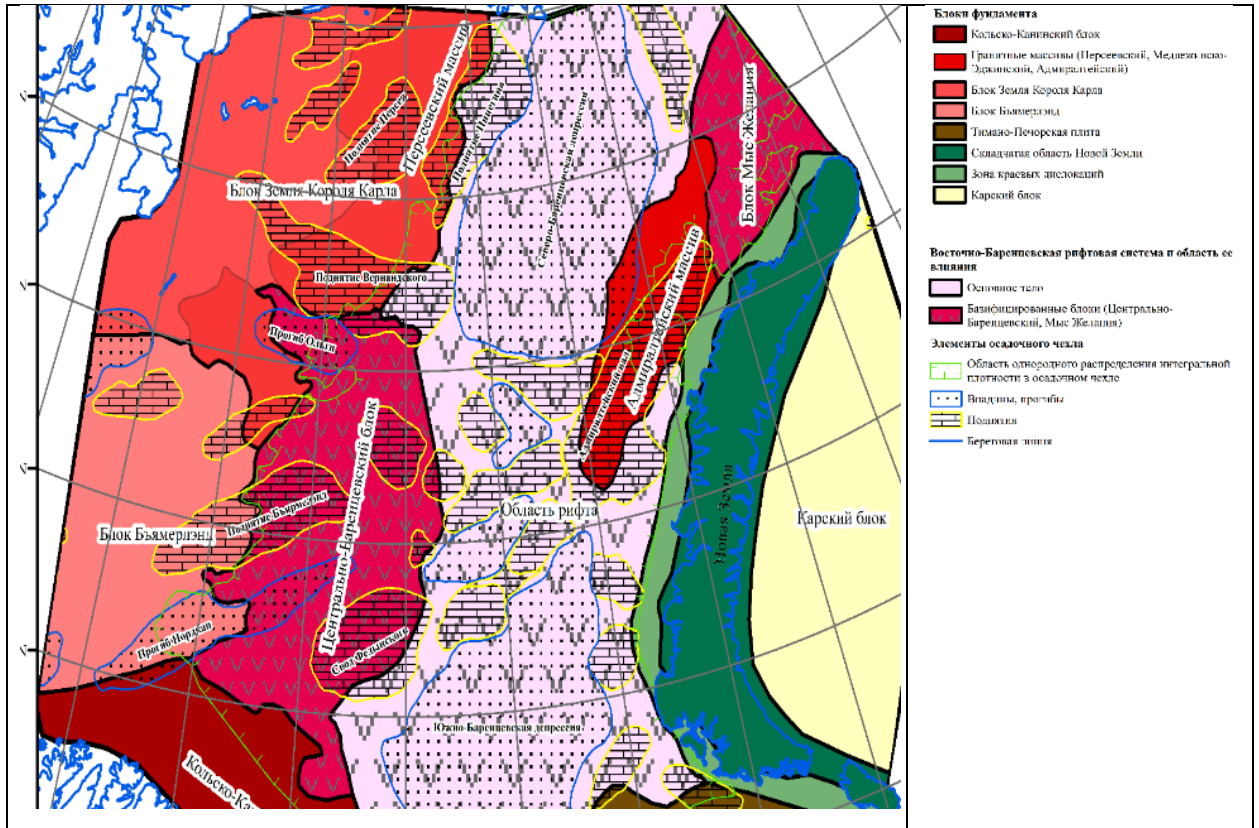


Рисунок 2.23 Схема строения земной коры Баренцевоморского региона по результатам комплексной интерпретации

2.3.4. Подход к построению согласованных физико-геологических моделей на примере изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири¹⁸

Проблема учета особенностей верхней части разреза (ВЧР) при обработке данных сейсморазведки детально описана в работах [Armstrong, 2001; Бондарев и др., 2005; Твердохлебов и др., 2017] и других. Анализ изложенных в этих работах результатов свидетельствует о том, что в сложных геологических ситуациях внутренними возможностями сейсморазведки преодолеть разрушающее волновую картину воздействие контрастных объектов верхней части разреза (ВЧР) практически невозможно. Необходимо привлекать дополнительные данные, к которым, в первую очередь, относятся материалы несейсмических методов.

Рядом авторов предлагаются подобные решения. В частности, возможности использования гравиразведки для определения априорных статических поправок представлены в работах С.Г. Бычкова (2010), В.А. Кочнева (2014, 2008) и др. Применение электроразведки для прогноза скоростной модели ВЧР и расчета статических поправок рассмотрено в исследованиях последних лет [Shelokhov et. al., 2018; Патент..., 2020] и др. Следует отметить, что в редких работах рассматривается применение более одного несейсмического метода для улучшения качества сейсмических построений. Так, в работе [Кочнев и др., 2014] предлагается технология совместной обработки и последующей интерпретации данных сейсморазведки и гравиметрии с учетом данных магнитометрии.

В примере предлагается развитие направления по совместному анализу данных трех классических несейсмических методов – гравиразведка, магниторазведка, электроразведка методом мЗСБ. Преимуществом подхода является использование именно нескольких несейсмических методов одновременно, что позволяет построить более сбалансированную модель ВЧР, чем по каждому методу в отдельности.

Обработка особенностей подхода выполнялась как на синтетических примерах, так и на реальных. В примере приводятся результаты, полученные с использованием синтетических моделей, для которых геологическая ситуация полностью известна, что

¹⁸ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Мостовой Д.В., Твердохлебов Д.Н., **Лыгин И.В.**, Молчанов А.Б., Габова М.Н., Гвоздик С.А., Емельянова К.Л., Мельников Р.С. Построение модели ВЧР на основе комплекса геофизических методов с целью улучшения качества данных сейсморазведки // Геофизика 2021. № 2. С. 25–35. (0.69 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
2. Молчанов А.Б., **Лыгин И.В.**, Твердохлебов Д.Н., Мостовой Д.В. Комплексирование геофизических методов для 2d и 3d данных в ПО tomplex // Приборы и системы разведочной геофизики. 2021. № 3. С. 43–52. (0.63 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,083.

позволяет корректировать параметры процедур анализа и последовательность их применения, а также оценивать погрешности решения обратных задач.

Использование синтетических моделей требует выполнения двух обязательных этапов. Первый – это непосредственное создание синтетической модели и расчет ее геофизических эффектов (гравитационное и магнитное поля над моделью, кривые ЗСБ). Второй – это обратная задача по моделированию строения ВЧР на основе расчетных геофизических эффектов. Важно, на втором этапе реализовать принцип «слепого моделирования», когда интерпретатор не видит, а лучше не знает исходный синтетический разрез.

На первом этапе синтетические комплексные физико-геологические модели (ФГМ) создавались на основе разработанного ранее подхода моделирования тонкослоистых сейсмических моделей [Твердохлебов и др., 2017; Гуренцов и др., 2018.; Лыгин, Твердохлебов, Мясоедов, 2018]. Подход требует безусловного анализа и систематизации геологических сведений о строении региона и привлечения реальных геофизических данных в виде сейсмических разрезов, каротажных кривых. Подход расширен за счет дополнения синтетических моделей распределениями плотности, намагниченности, удельного электрического сопротивления. Синтетические модели перечисленных физических свойств калибровались на основе сравнения их геофизических эффектов (гравитационного, магнитного, электромагнитного) с реальными аномальными потенциальными полями, кривыми ЗСБ.

На втором этапе расчетные геофизические эффекты (гравитационный, магнитный, электромагнитный) от синтетических моделей берутся за основу последующего «слепого моделирования», направленного на восстановление синтетической ФГМ по ее проявлениям в геофизических характеристиках. Получаемые результаты используются при обработке сейсмических материалов и корректируются по мере необходимости.

Синтетическая физико-геологическая модель

В качестве базовой синтетической физико-геологической модели выбрана модель, наиболее приближенная к условиям, наблюдаемым на сейсмических профилях в областях с широким распространением, в первую очередь, интрузивных тел трапповых формаций в Восточной Сибири.

Интрузивные тела распространены на значительных площадях и могут присутствовать в разнообразных формах залегания (дайки, батолиты, силлы и пр.). Их мощности варьируют от первых до сотен метров. Наиболее детально строение интрузивов

и эффузивов траптовых формаций, в том числе вулканических аппаратов и подводящих каналов, описано при исследовании вулканогенных структур алмазоносных районов по материалам неглубокого детального бурения [Коробков и др., 2013]. Морфология магматических тел синтетической модели согласована с указанными результатами.

Синтетическая модель максимально приближена к реальному геологическому разрезу и согласована со скважинными и геологическими данными. Физические свойства осадочных толщ разреза выбраны исходя из петрофизических обобщений [Куликов, 2017]. В модель включены интрузивные тела различной мощности и формы, имеющие, в основном, повышенные значения интервальной скорости, плотности, удельного электрического сопротивления и намагниченности. Дополнительно в модель включен приповерхностный слой переменной мощности вулканогенно-осадочных (туфовых) отложений, не обладающий магнитными свойствами, но имеющий переменные по латерали интервальные скорости, плотности и сопротивления значительно ниже интрузивных включений.

Параметры элементов синтетического геологического разреза подобраны так, чтобы исказить волновую картину с эффектом ухудшения возможности прослеживания целевых отражающих горизонтов и так, чтобы при решении прямых геофизических задач формировались аномалии волнового, геоэлектрического, гравитационного и магнитного полей, близкие к наблюдаемым в реальности. Следует отметить, что основная цель моделирования достигнута – наличие сложнопостроенной ВЧР обеспечило отсутствие коррелированных отражений в средней и нижней частях волновой картины. В то же время, в данных несейсмических методов присутствуют яркие аномалии, обусловленные особенностями ВЧР.

Итоговая синтетическая модель содержит расчетные прямые эффекты: сейсмограммы, полный гравитационный эффект, магнитный эффект и кривые ЗСБ (Рисунок 2.24).

Моделирование строения ВЧР на основе комплекса геофизических данных

Для решения проблемы учета неоднородности ВЧР и повышения качества данных сейсморазведки на этапе обработки предложена методика к комплексированию, в которой начальная глубинно-скоростная модель последовательно корректируется в ходе подбора петрофизических свойств по потенциальным полям и данным электроразведки (Рисунок 2.25). Методика включает следующие основные этапы.

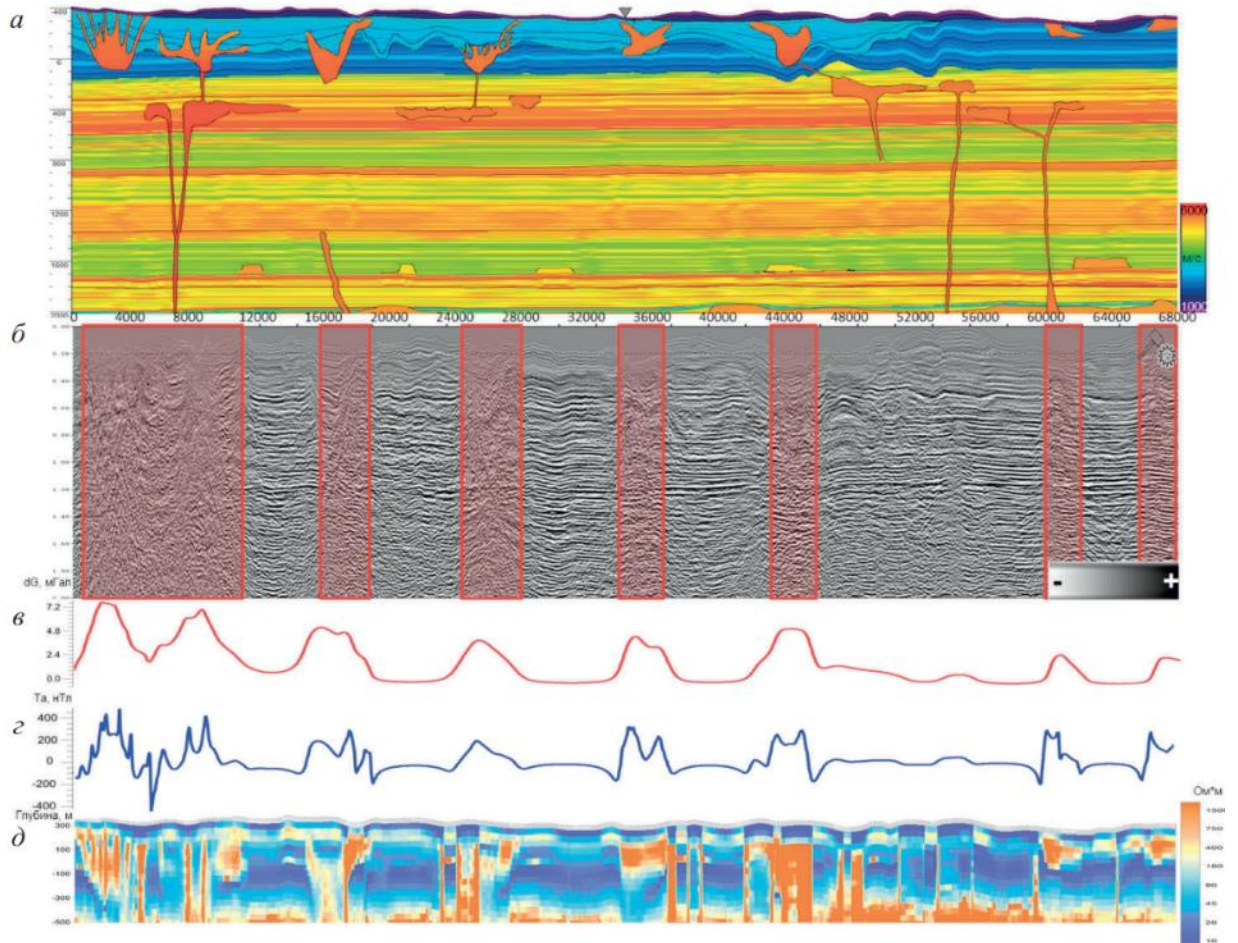


Рисунок 2.24 Сопоставление исходных синтетических данных

а – Исходная сейсмогеологическая модель; б – Временной разрез; в – Гравитационный эффект; г – Магнитный эффект; д – Геоэлектрический разрез. Красными прямоугольниками на панели б отмечены зоны отсутствия коррелированных отражений волновой картины.

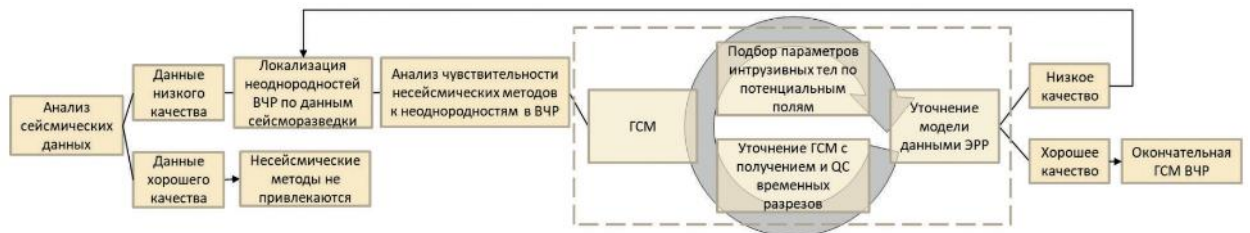


Рисунок 2.25 Схематическое изображение системного подхода к комплексированию

Этап 1. Сбор и анализ данных, создание геолого-геофизической базы данных, на котором выполняется обобщение знания петрофизических свойств разреза, что обуславливает успешность дальнейшего создания комплексной модели ВЧР. Обязательно проверяется утверждение: «Если интрузивные тела обладают высокоскоростными свойствами, то они, чаще всего, высокоомные и положительно контрастные по плотности».

Этап 2. Поиск проявлений зон с нарушенной корреляций в данных несейсмических методов. В первую очередь, устанавливается площадное распространение приповерхностных интрузивных образований, если они обладают ярко выраженными магнитными свойствами. Для этого анализируются карты аномальных магнитных полей, полученные в предыдущие годы или в ходе специально спроектированных площадных маловысотных магнитометрических съемок.

При качественном анализе аномалий магнитного поля локализуются области распространения магнитных объектов, которые сопоставляются с сейсмическими разрезами, аномалиями гравитационного поля, электроразведочными материалами. В первую очередь, уделяется внимание зонам потери корреляции на сейсмических разрезах и их связи с аномалиями магнитного поля. Если прямая связь устанавливается, то, с высокой долей вероятности, можно считать, что причина низкой информативности сейсморазведки – магматические образования.

Следующим шагом является проверка выраженности аномальных по магнитному полю и сейсморазведке зон в аномалиях гравитационного поля и геоэлектрических разрезах.

В результате на втором этапе происходит ранжирование зон с нарушенной корреляций отражений по степени выраженности в данных несейсмических методов. Отсутствие проявленности зон потери корреляции в материалах несейсмических методов не свидетельствует о непригодности метода, а лишь указывает на частные особенности геологического строения. В зависимости от размера магматических тел, их глубины залегания, степени аномальности физических свойств относительно вмещающих пород эффективность проявления в потенциальных полях и разрезах УЭС оказывается различной. В частности, отсутствие аномалий гравитационного поля над предполагаемыми интрузивными телами может свидетельствовать о том, что тела находятся вблизи кровли или внутри комплексов близких по плотности. Подобная ситуация возникает в рассматриваемом примере при расположении триасовых интрузивов долеритов в кембрийских карбонатно-терригенных отложениях на пикетах 7400–10000 м.

Этап 3. Выбор первичной сейсмической глубинно-скоростной модели и расчет статических поправок. Построение сейсмической глубинно-скоростной модели ВЧР может выполняться по различным методикам. Анализ показывает, что в зависимости от внешних геологических условий точность ГСМ может меняться. При сопоставлении сейсмической ГСМ с данными несейсмических методов по наличию корреляции между скоростными аномалиями и аномалиями потенциальных полей в плане, аномалиями УЭС по глубине подбирается наиболее информативная сейсмическая ГСМ. В рассматриваемом

примере из двух моделей – рефракторной (модель, полученная по первым вступлениям) и томографической – наиболее информативной оказалась последняя. Особенностью томографической модели является уверенное определение кровли трапповых тел по зонам максимальных градиентов скорости без определения их мощности (Рисунок 2.26, а).

Из-за тотального распространения в ВЧР высокоскоростных интрузий на сейсмическом разрезе ярко проявлена «блочная» структура (Рисунок 2.26, б): на части блоков отражения некоррелированные, что делает невозможным непрерывное и достоверное прослеживание отражающих горизонтов по всей длине разреза.

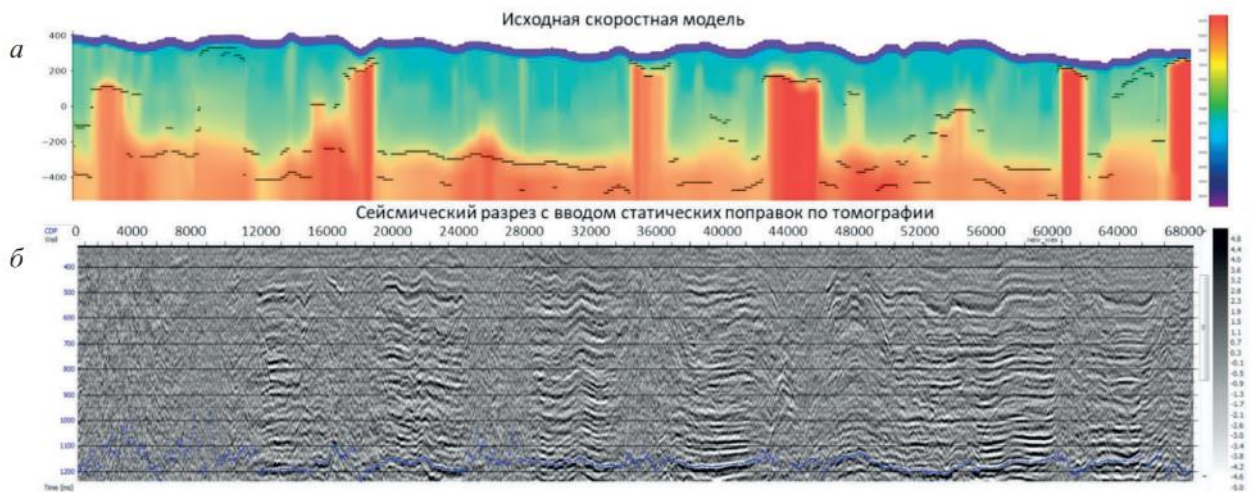


Рисунок 2.26 Исходная сейсмическая модель разреза

а – томографическая глубинно-скоростная модель;
 б – сейсмический разрез, полученный на основе первичной томографической модели.
 Синим пунктиром показан опорный горизонт M2

Этап 4. Итерационная корректировка томографической глубинно-скоростной модели по данным несейсмических методов. В анализе участвуют все доступные данные – гравиметрические, магнитометрические и электромагнитные.

В первую очередь, выполняется количественный подбор параметров (форма, свойства) высокоплотных и высокомагнитных интрузивных тел, согласующий расчетные поля плотностной и магнитной моделей с наблюдаемыми потенциальными полями.

В рассматриваемом примере подбор параметров тел осуществлялся в ходе совместного двумерного магнитного и плотностного моделирования в ПО Geosoft Oasis Montaj, модуль GM-SYS 2D. Увязка наблюдаемого и модельного магнитного и гравитационного полей отнесена к безаномальной области в центре профиля на пикете 610 (30,5 км) (Рисунок 2.27, а, б – красный пунктир).

При плотностном и магнитном моделировании подбор формы интрузивов опирается на скоростную томографическую модель: зоны максимального градиента скорости (в основном, субгоризонтальные) используются в качестве априорных границ магматических тел (кровли) (Рисунок 2.27, в). Амплитуда аномалий и значения градиента потенциальных полей дают понимание о расположении интрузивных тел вдоль профиля, а также отражают информацию об интервалах глубин залегания верхних кромок и мощностях интрузивных блоков.

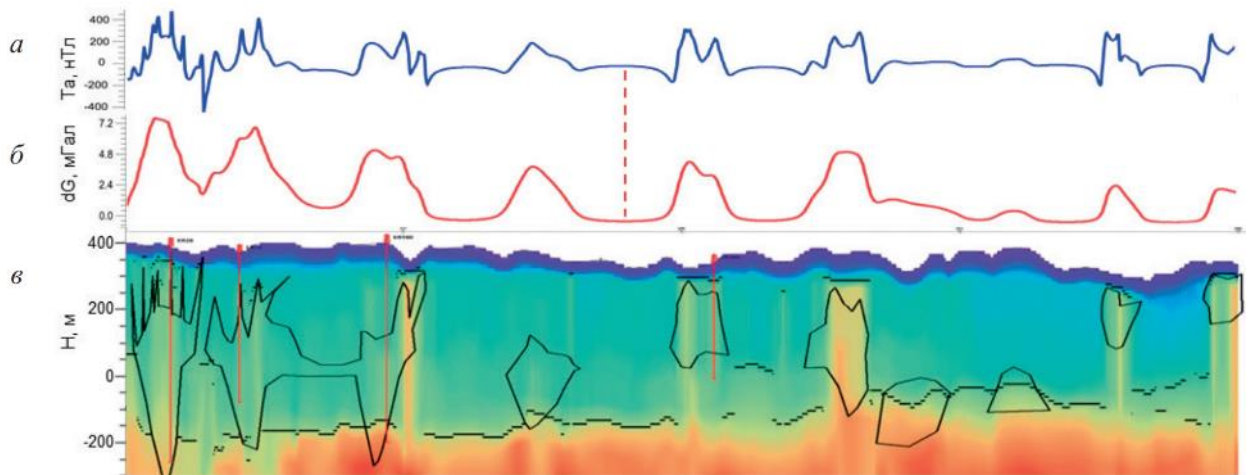


Рисунок 2.27 Корректировки томографической модели с привлечением несейсмических данных:

а – Магнитный эффект; б – Гравитационный эффект; в – Подбор формы интрузий на основе грави-, магнито- и электроразведки

Основным параметром подбора является подошва интрузивных тел. В некоторых случаях (наличие высокоградиентных локальных аномалий малого размера) также корректируется их кровля. Физические свойства блоков (плотность, магнитная восприимчивость) корректируются, исходя из априорной информации, и могут быть как постоянными, так и переменными. В рассматриваемом примере физические свойства постоянные для всех блоков модели (плотность – $2,5 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – 3200 ед. мкСГС) подобраны в ходе моделирования.

В результате совместного плотностного и магнитного подбора определяются контуры интрузивных тел в ВЧР.

При наличии данных мЗСБ (или других методов электроразведки) результаты инверсии кривых применяются для контроля положения границ, уточнения кровли и подошвы интрузий и геометрии тел.

Отдельный этап восстановления строения ВЧР – выделение контуров подводящих каналов, для которого продуктивнее всего применяется электроразведка, с корректировками по потенциальным методам.

Подобранные параметры интрузивных тел используются для редактирования томографической модели. В томографическую модель вводится геометрия уточненных или новых контуров тел, определенных из моделирования несейсмических аномалий. В рассматриваемом примере переход от параметров среды (плотность, магнитная восприимчивость), полученных из несейсмических методов, осуществлялся по наиболее простому решению: скорость внутри блоков выбиралась как максимальная скорость в ВЧР томографической модели. Возможность учета эмпирических связей петрофизических параметров скорость – плотность – магнитная восприимчивость – УЭС не использована, поскольку свойства в блоках постоянные.

На Рисунок 2.27, в отдельными черными точками показаны зоны максимального градиента исходной скоростной томографической модели. Замкнутыми черными линиями показаны контуры подобранных интрузивных образований.

Этап 5. Построение сейсмического разреза. Скорректированная томографическая модель используется для расчета статических поправок (Рисунок 2.28, а). Вычисленные статические поправки вводятся как априорные для сейсмических данных и выполняется построение сейсмического разреза (Рисунок 2.28, б).

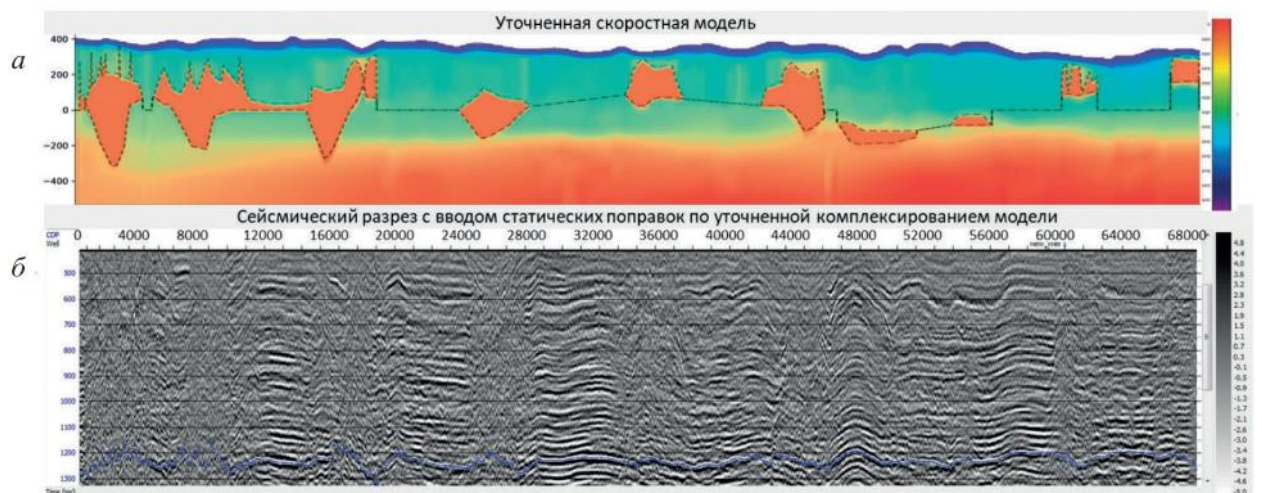


Рисунок 2.28 Уточненная скоростная модели и временной разрез с введенными статическими поправками по этой скоростной модели:

а – уточненная скоростная модель; б – временной разрез, полученный по уточненной скоростной модели. Синим пунктиром показан опорный горизонт M2

По виду сейсмического разреза принимается решение о необходимости дополнительной корректировки ГСМ. Критериями для принятия решения о корректировке модели являются: улучшение прослеживания отражающих горизонтов в зонах тени, и минимизация блочности отражений. В случае неудовлетворительного результата построения сейсмического разреза выполняется изменением магнитной, плотностной и геоэлектрической моделей. Процесс корректировки модели итерационный, количество корректировок практически может достигать 5–10.

Сравнивая стартовый (Рисунок 2.26, б) и уточненный (Рисунок 2.28, б) сейсмические разрезы, можно отметить, что визуально прослеживаемость горизонта M2 возросла, заметно уменьшилась блочность модели. Структурный план, полученный в результате привлечения несейсмических методов, лучше согласуется с исходной структурной поверхностью, чем полученный традиционным способом. Особенно хорошо это выражено в зонах с интрузиями сложной формы (левая и центральная части профиля) (Рисунок 2.28).

Этап 6. Количественная оценка качества обработки материалов сейсморазведки. Для формализации оценки качества сейсмических разрезов полезно применять количественные оценки. Одной из таких количественных оценок является процент возможности прослеживания отражающих горизонтов.

В результате интерпретационного анализа для начального (априорного) сейсмического разреза, полученного по исходной томографической скоростной модели ВЧР (Рисунок 2.26), 37 % материала не пригодно для структурной интерпретации в связи с отсутствием возможности прослеживания отражающих горизонтов.

Для окончательного сейсмического разреза, полученного по скорректированной глубинноскоростной модели на основе привлечения несейсмических методов (Рисунок 2.28), отсутствие возможности прослеживания отражающих горизонтов снизилось до 22 %.

После интерпретационного анализа выполнена оценка точности структурных построений при использовании различных глубинно-скоростных моделей (Рисунок 2.29).

Поведение структурного плана по уточненной комплексированием модели точнее описывает особенности исходной структурной поверхности. При использовании только сейсмических методов стандартное отклонение глубин составляет около ± 91 м, при использовании комплексирования – улучшается до ± 62 м. Таким образом, применение предложенного подхода к комплексированию геофизических методов, обеспечивает повышение точности структурных построений.

В рассматриваемом примере стандартное отклонение глубин уменьшилось в 1,5 раза, то есть на 50%, что является, безусловно, обнадеживающим результатом для применения рассмотренной методики для практических исследований.

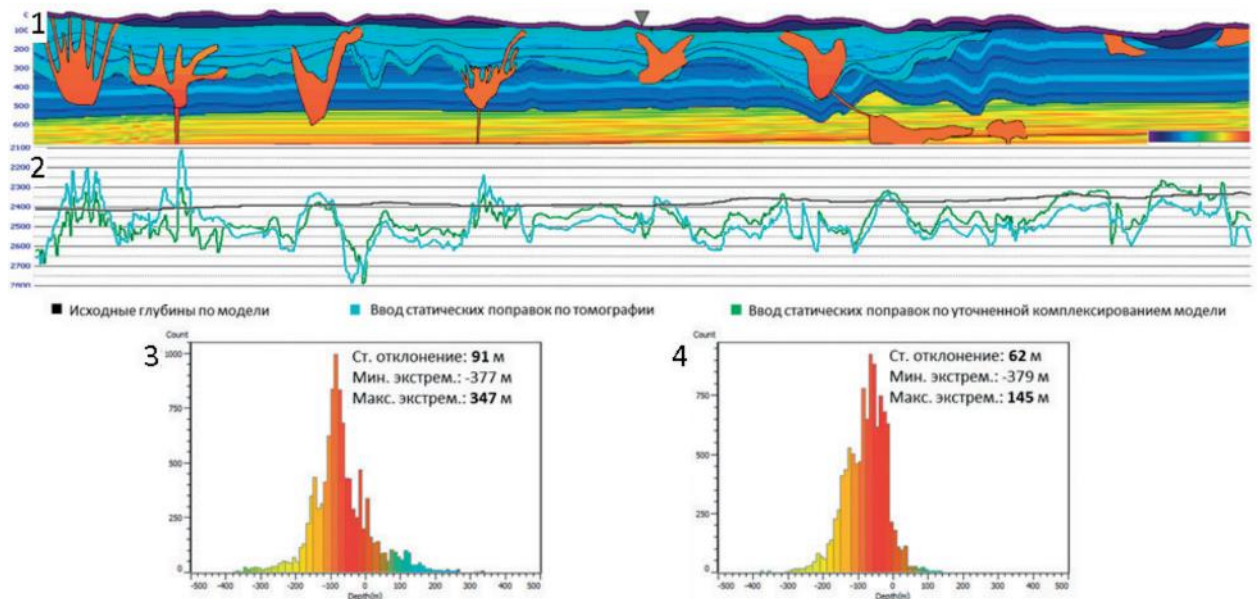


Рисунок 2.29 Оценка точности структурных построений.

1 – стартовая модель; 2 – морфология глубинного горизонта M2 по разным моделям; гистограммы невязок отражающего горизонта M2 после ввода статических поправок по: 3 – томографической модели; 4 – уточненной комплексированием скоростной модели.

Выводы по разделу

В примере представлен подход построения согласованных физико-геологических моделей на примере изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири.

На основе анализа аномальных эффектов ВЧР модели, проявляемых в данных основных геофизических методов (сейсморазведка МОВ-ОГТ, гравиразведка, магниторазведка, электроразведка мЗСБ), отработана методика комплексирования несейсмических методов (гравиразведка, магниторазведка, элеткроразведка) для уточнения сейсмических характеристик в условиях широкого распространения интрузивных образований, обладающих аномально высокими скоростными, магнитными, плотностными свойствами и аномально высокими сопротивлениями.

Эффективность методики доказана сопоставлением временных разрезов, полученных с расчетом статических поправок по стандартной томографической модели и уточненной с помощью комплексирования. Приведены количественные показатели улучшения качества сейсмических материалов. При сопоставлении двух временных разрезов наблюдается повышение однозначности прослеживания отражающих горизонтов

при применении рассмотренной методики моделирования в зонах с включением крупных интрузий сложной формы.

Результаты применения рассмотренной методики для восстановления модели скоростей ВЧР показывают ее эффективность для повышения качества и надежности данных сейсморазведки, повышения точности структурных построений.

По предложенному алгоритму разработано ПО «Tomplex» [Молчанов и др., 2021], позволяющее в режиме реального времени корректировать сейсмические разрезы на основе изменяющихся статических поправок. Статические поправки пересчитываются при изменении формы аномалиеобразующих тел. Форма тел модифицируется под форму аномалий удельных электрических сопротивлений и в процессе согласования их гравитационных и магнитных эффектов с наблюдаемыми полями. Тестирование возможностей программного обеспечения проводилось на реальных профильных данных, имеющих низкое качество из-за наличия магматических комплексов в верхней части разреза. Применение описанной методики позволило улучшить прослеживаемость отражающих горизонтов и повысить надежность интерпретации не только непосредственно в зонах распространения интрузий, но и в соседних зонах. Это связано с повышением точности расчета остаточных статических поправок на длинных базах за счет лучшего качества априорных поправок. [Молчанов и др., 2021]

2.4. Выводы по Главе 2

В главе изложены новые методы и подходы необходимые для выполнения интерпретационной обработки и комплексной геолого-геофизической интерпретации гравитационных аномалий. Большинство рассмотренных методов и подходов могут быть применены не только к анализу гравитационных, но и магнитных аномалий.

В первой части главы предложена математическая основа по расчету поля притяжения многоугольника с параболических законом распределения плотности в двумерной постановке; поля притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью в трехмерной постановке; решение обратной задачи гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска, способ оценки параметров точечного источника, если его гравитационное поле задано на сферической поверхности.

Двумерное плотностное моделирование – одно из важнейших направлений гравиразведки, несмотря на то что на сегодняшний день большее внимание уделяется построению трехмерных плотностных моделей. В большинстве случаев в процессе интерпретации гравитационного поля двумерные модели выступают в качестве начального приближения для трехмерных моделей. Предложенное выражение для силы притяжения многоугольника с параболических законом распределения плотности позволяет вычислять его во внешней и во внутренней областях. Подход востребован при моделировании двумерных геологических структур с переменной плотностью в случаях, когда аппроксимация телами с постоянной плотностью неприменима.

При трехмерном моделировании в ряде задач могут быть востребованы расчеты потенциала и поля притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью. Для таких случаев могут быть использованы выкладки для элементов полей притяжения (потенциал и его первые производные) таких важных аппроксимационных моделей, как многогранник и многоугольная пластина с линейным законом изменения плотности через элементы полей моделей с известными аналитическими представлениями (многогранник, многоугольная пластина и материальный отрезок с постоянными плотностями) и дополнительных интегралов, для которых существуют явные аналитические выражения. Полученные представления могут быть основой вычислительных программ для сред с градиентным изменением плотности.

При решении обратной задачи гравиразведки для сеточных моделей часто необходимо включать в процесс подбора плотностной модели глубокие ячейки. Разработан алгоритм на основе метода градиентного спуска, в котором скорость зависит от глубины как степенная функция. Показатель степени подбирается итерационно, исходя из

ожидаемой глубины неоднородностей либо исходя из формы ожидаемых неоднородностей, поскольку в зависимости от формы аномалообразующих объектов будет изменяться зависимость градиента функционала невязки по плотности ячеек от глубины. Зависимость показателя n от формы неоднородности указывает на схожесть данного подхода с деконволюцией Эйлера [Reid et al., 1990], однако, в отличие от деконволюции Эйлера, в результате применения рассматриваемого алгоритма подбирается модель распределения плотности. На основе априорных данных могут строиться более сложные распределения скорости градиентного спуска, зависящие не только от глубины, но и от горизонтальных координат. Эффективность разработанного подхода не зависит от масштабов исследуемой области и размерности пространства, в котором строятся плотностные модели.

Метод определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере, необходим как экспресс-оценка в планетарных задачах гравиметрии и для геологического изучения плотностных неоднородностей литосферы и верхней мантии. Особенно востребованным, а значит и актуальным метод становится при его автоматизации для выявления динамики перераспределения плотности в недрах Земли, выявляемой долговременными гравиметрическими спутниковыми миссиями типа GRACE или GRACE-FO. Оценки плотностных изменений, сделанные с помощью расчетов по предложенному методу, рассматриваются в Главе 3.

Во второй часть главы приведена систематизация методик геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора. Важным результатом раздела является выработка нового подхода моделирования разрезов с применением специализированных инструментов и весовой корректирующей функции R , позволяющих учитывать любые априорные геолого-геофизические сведения для разных геологических ситуаций и разных этапов изучения, при разном объеме и составе априорной геолого-геофизической информации. Творческое сочетание предлагаемых инструментов позволяет строить модели, максимально учитывающие априорные данные и наиболее полно соответствующие актуальной геологической концепции строения изучаемого объекта.

В третьей части главы рассмотрены практические примеры использования подходов интерактивного плотностного моделирования при восстановлении особенностей геологического разреза. Первые три примера – демонстрируют вариации методики реконструкции глубинных горизонтов на региональном уровне. Третий пример – это применение разработанных подходов при комплексной геолого-геофизической интерпретации.

Глава 3. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Изменения гравитационного поля во времени, наблюдаемые на поверхности Земли, могут быть обусловлены как внешними, так и внутренними причинами, различаться по периодичности возникновения (регулярности), длительности, амплитуде.

Современный этап тектонических движений на Земле можно охарактеризовать как этап эволюционного развития планеты, стремящейся к минимуму затрат кинетической энергии, то есть к некоторому стационарному состоянию. Оно определяется двумя факторами – уровнем достигнутой симметрии моментов вращения планеты и уровнем ротационных возмущений от приливного воздействия системы Луна – Солнце, проявления которых можно зарегистрировать современными средствами измерения.

Наблюдаемые в настоящее время пространственно-временные изменения гравитационного поля Земли – это, в первую очередь, вариации, которые вызваны приливными силами и обусловлены изменением взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Поскольку взаимное расположение рассматриваемых небесных тел подчинено периодическому изменению и орбиты небесных тел хорошо известны, то предсказание лунно-солнечных вариаций не представляет особой сложности. Математический аппарат для их расчета был предложен Ивором Лонгманом в 1950х годах [Longman, 1956].

Переменное гравитационное воздействие Луны и Солнца запускает как легко предсказуемые регулярные, так и сложные по характеру развития и для предсказания глобальные процессы перемещения масс во внешних оболочках Земли и её недрах в виде перемещений атмосферных масс, вод Мирового океана (океанские приливы, нагонно-сгонные явления вдоль морских побережий), флюидов в твердых оболочках Земли (изменения гидродинамических режимов подземных вод, нефтегазовых залежей, мантийные перетоки), деформаций твердых оболочек (твердые приливы, вертикальные и горизонтальные перемещения отдельных участков земной поверхности). Перечисленные процессы сами становятся источниками дальнейших уже нерегулярных изменений, дающих дополнительный вклад к упругим и неупругим деформациям Земли, глобальным и локальным перераспределениям земных масс. Поскольку все процессы происходят одновременно с разными временными периодами и разноамплитудными силовыми воздействиями, в объеме Земли возникает сложное интерференционное переменное во времени и в пространстве непериодически изменяющееся силовое поле. Если прочностных свойств пород достаточно, то Земля испытывает только упругие деформации. Если

преодолевается порог прочности, могут происходить геодинамические явления разные по масштабу и интенсивности, вплоть до катастрофических. Любое перемещение масс внутри Земли, в свою очередь, приводит к изменению гравитационного поля в ее окрестности, то есть возникновению пространственно-временных вариаций, которые можно регистрировать и изучать.

Амплитуда периодических лунно-солнечных вариаций не превышает 38 мкГал [Торге, 1999], непериодических – зависит от объёма перемещаемых масс и может достигать сотен мкГал (Рисунок 3.1). Вариации гравитационного поля делятся от долей секунд как, например, вариации, вызванные техногенными процессами или сейсмичностью, так и могут быть значительно более длительными. Последние связаны с постледниковыми деформациями, разными по природе геодинамическими (тектоническими) процессами, изменениями гидродинамического режима (накопление осадков).

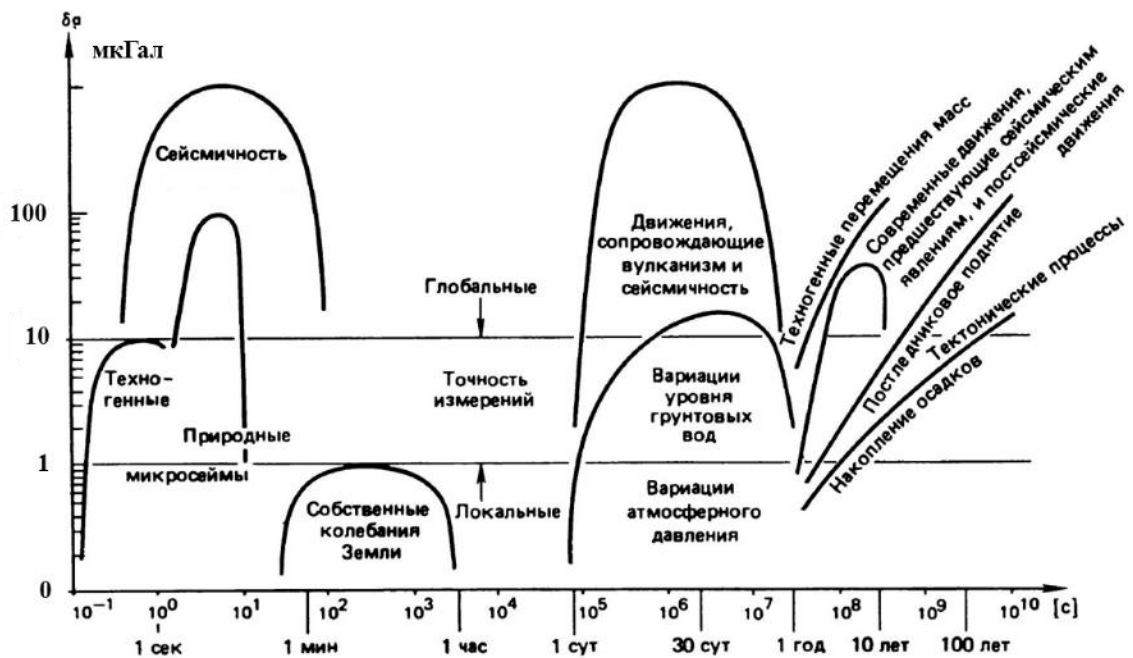


Рисунок 3.1 Неприливные изменения силы тяжести, вызванные перемещением земных масс [Торге, 1984]

Именно из-за наличия прямой связи между массами, вовлечёнными в перемещение, и изменением гравитационного поля, существует постоянный научно-практический интерес к регистрации пространственно-временных вариаций гравитационного поля (то есть гравиметрическому мониторингу), в том числе в режиме реального времени.

В подходах изучения вариаций гравитационного поля до сих пор остаются неопределенности на этапах их регистрации, обработки и анализа. Препятствием регистрации вариаций поля силы тяжести являются относительно высокая стоимость

абсолютной гравиметрической аппаратуры, низкая производительность дискретных наблюдений. В разделе 1.4 предложена методика регистрации вариаций, связанных с сезонными изменениями гидрологического режима, без использования абсолютных гравиметров. В разделе 1.3 предложена методика выделения долговременных (длительностью более одного года) пространственно-временных вариаций гравитационного поля из данных спутниковых наблюдений миссии Грейс, которые могут быть объяснены следствием геодинамических процессов.

Практическое становление направления по изучению неприливных изменений силы тяжести началось во второй половине прошлого века с появлением первых гравиметров, обеспечивавших измерения с точностью первые сотые мГал. Официальную поддержку оно получило на Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза (МГГС) в 1974 году. В нашей стране данное направление возглавлял доктор физ.-мат. наук, чл.-корр. АН СССР Юрий Дмитриевич Буланже. На протяжении своей научной деятельности Ю.Д. Буланже изучал неприливно-вариации силы тяжести, движения земной коры, развивал научно-практическую область высокоточных измерений силы тяжести [Буланже, Магницкий, 1974; Буланже, 1998]. Под его редакцией с 1978 по 1988 годы публиковался ежегодный сборник «Повторные гравиметрические наблюдения» [Щеглов..., 2008].

В настоящее время направление по изучению неприливных изменений силы тяжести востребовано в ряде глобальных, региональных и локальных геологических и смежных задач для:

- установления зависимостей между нерегулярными изменениями силы тяжести и параметрами вращения Земли (изменения угловой скорости вращения Земли; деформации, вызванные источниками напряжений всестороннего сжатия или сдвига внутри Земли) [Ильченко, 2011; Мелихов, Лыгин, 2008];

- установления особенностей протекания геодинамических процессов в тектонически активных регионах (зоны рифтинга, субдукции, коллизии) [Лыгин, Ткаченко, 2020; Лыгин, Пышнюк, 2021];

- выяснения динамики развития ледниковых и постледниковых процессов (расчет и контроль изменения массы льда в ледниках; оценка гляцио-изостатической компенсации поднятия земной коры; изучение влияния пространственного распределения ледников и вечной мерзлоты на изменение водного стока) [Lambert et al., 2007; Penatti et al., 2013; Seo et al., 2015; Xu et al., 2015; Zhang, Jin, 2013];

- установления характера изменения гидрогеологического режима (подземного водостока рек, озер, УГВ и др.) [Булычев, Джамалов, Сидоров, 2011; *Soni, Syed*, 2013; *Зотов, Фролова, Телегина*, 2016];

- изучения динамики развития косейсмических и постсейсмических событий [Михайлов и др., 2014, 2016; *Kaftan, Sermiagin, Zotov*, 2015];

- предсказания извержений вулканов [*Eysteinnsson*, 2000; *Aparicio et al.*, 2014];

- выявления локальных изменений (связанных с перемещением масс) в оползневых районах [Матвеев и др., 1983]; при создании искусственных водохранилищ; при разработке месторождений твердых полезных ископаемых и углеводородов и эксплуатации ПХГ [*Eiken et al.*, 2008; *Андреев и др.*, 2012; *Құдайбергенова*, 2023]; при закачке в подземные хранилища углекислого газа [*Kabirzadeh et al.*, 2019]; при строительстве крупных технических сооружений (например, атомных электростанций) [Свод..., 2013].,--

Пространственно-временные изменения гравитационного поля в масштабе геологической истории могут быть оценены только косвенно. При определенных условиях можно анализировать изменения гравитационного поля на длительных временных интервалах, сопоставляя их с этапами геологического развития (см., например, [Шайхуллина, 2021]). При участии автора выполнена теоретическая разработка модели реакции Земли на кратковременное воздействие гравитационных сил, обладающих значительным пространственным и временным градиентами [Мелихов, 2007; Мелихов, Лыгин, 2006, 2008, 2011]. Главным условием при выборе модели космического источника является требование градиентности его гравитационного поля. В этом случае оно будет действовать на разные точки Земли с разной силой, создавать напряжение между точками, инициировать разломное и пластическое перемещение масс. Подобным полем могут обладать космические тела широкого спектра по массе, размерам, скорости движения, а также в последнее время регистрируемые гравитационные волны [Abbott et al., 2019; *GW150914...*]. Модель реакции Земли включает три этапа: этап воздействия космических гравитационных сил (КГС) с резким торможением скорости вращения планеты и возникновением интенсивных тектонических процессов; этап снятия сил КГС, нарастание скорости вращения планеты, инверсия тектонических сил; длительный этап стабилизации динамики планеты, эволюционный тектонический режим, происходящий на фоне спокойных ротационных процессов. Вопрос о воздействии на Землю кратковременных гравитационных сил, обладающих значительным пространственным и временным градиентами, в работе не обсуждается.

Первый раздел посвящен выявлению сезонной изменчивости гидродинамического режима по наземным периодическим гравиметрическим наблюдениям на территории

Главного Здания МГУ имени М.В. Ломоносова. В последующих разделах главы рассмотрим результаты анализа зарегистрированных вариаций поля силы тяжести в двух регионах – северо-восточный сектор Тихоокеанского региона (Аляскинско-Калифорнийский участок субдукции) и Африкано-Аравийско-Каспийский регион (зона взаимодействия Африканской, Аравийской и Евразийской литосферных плит). По совокупности геологических факторов особенности длительных вариаций поля силы тяжести объяснены перераспределением масс (в виде изменения плотности) в тектоносфере.

3.1. Выявление сезонной изменчивости гидродинамического режима по наземным периодическим гравиметрическим наблюдениям на территории Главного Здания МГУ имени М.В. Ломоносова

За состоянием Главного здания Московского Университета (ГЗ МГУ), начиная с его ввода в эксплуатацию в 1953 году, постоянно ведется технический контроль за изношенностью несущих конструкций, уровнем грунтовых вод под фундаментом, положением шпиля и т.д. В таких работах не применялся мониторинг изменений гравитационного поля в силу низкой аппаратурной точности метода. В то же время в Университете постоянно проводились студенческие практики по измерениям приращений поля силы тяжести на разных этажах, а с 2007 года с появлением на Геологическом факультете микрогальных гравиметров Scintrex CG-5, ведется инициативный проект по изучению аномального гравитационного поля ГЗ МГУ [*Лыгин, 2007; Лыгин и др., 2010; Лыгин, Оболенский, Фадеев, 2008; Бровкин, Краснов, 2011*].

Возобновление интереса к гравиметрическому мониторингу в последние годы и достигнутые определенные успехи в этом направлении (см. Главу 1) привели к постановке эксперимента по оценке целесообразности включения гравиметрического метода в комплекс инженерно-геологических способов слежения за стабильностью стилобата ГЗ МГУ.

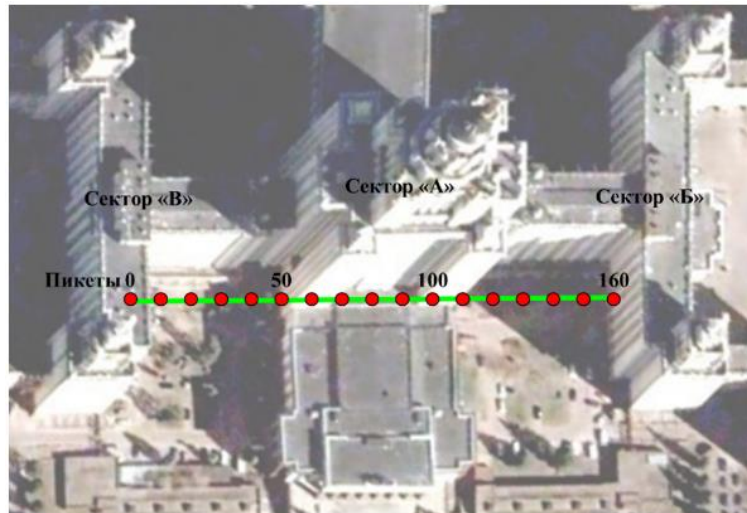
Главное здание МГУ фактически состоит из трех корпусов: «Б», «А» и «В» – фундаменты которых не связаны. При изменении внешних условий (колебание уровня грунтовых вод, изменение температурных режимов, вариации сейсмического фона т.д.) возможны вертикальные подвижки корпусов друг относительно друга. Для выявления таких эффектов необходимо выявить характер изменения гравитационного поля в самом здании и провести специальные сезонные наблюдения на стыке трех корпусов.

С целью изучения поведения поля силы тяжести при смене сезонов, в период с ноября 2010 года по апрель 2011 года, на территории ГЗ МГУ с периодичностью примерно один месяц (всего 5 серий измерений) выполнены профильные измерения поля силы тяжести. Измерения проведены вдоль профиля «В – А – Б» на 16 наземных пунктах, расстояние между которыми составляет 10 м (Рисунок 3.2, А). Крайние точки профиля (пикеты 0 м и 160 м) расположены вблизи стен секторов «В» и «Б». Пикеты 0 – 50 м и 110 – 160 м расположены в «двориках» секторов «В» и «Б» под открытым небом. Пикеты 60 – 100 находятся в сквозном проезде сектора «А», соединяющем «дворики». Под «открытыми» участками профиля подвальных помещений нет, а под сектором «А» они есть.

Гравиметрические измерения выполнены относительным способом с привязкой к одному и тому же гравиметрическому пункту, расположенному в другой части здания, с устойчивым значениям поля силы тяжести. Каждая серия измерений выполнена двумя гравиметрами по двукратной методике. Чтобы исключить ошибку, связанную с разной высотой приборов, гравиметры устанавливались на одну и ту же подставку. Высоты гравиметрических пунктов определены электронным тахеометром. Погрешность измерения поля силы тяжести в сериях составляет $\pm 2-3$ мкГал; погрешность определения высот – $\pm 2-3$ мм.

Осредненные по всем циклам измерений значения поля силы тяжести (наблюдаемые, аномалии в редукциях за свободный воздух и Буге) демонстрируют на фоне увеличения значений от сектора к «Б» к сектору «В» наличие двух максимумов, расположенных во дворах между частями здания (Рисунок 3.2, Б).

А



Б

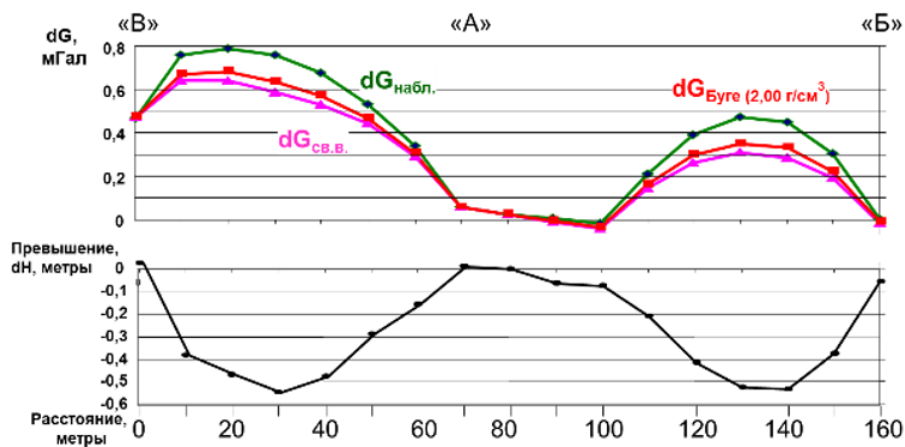


Рисунок 3.2 Результаты серии гравиметрических измерений по профилю «В – А – Б»
А – положение профиля; Б – средние значения гравитационных аномалий.

Увеличение значений между секторами – это региональный фон, установленный площадными работами вокруг ГЗ МГУ [Лыгин, Оболенский, Фадеев, 2008] (увеличение поля силы тяжести в северо-западном направлении).

Положительные аномалии во двориках – это результат совместного гравитационного влияния подвальных помещений под секторами и несущих конструкций выше земной поверхности, создающих одинаковый по знаку отрицательный эффект, уменьшающийся по мере удаления от стен здания.

В центральной части профиля (пикеты 70 – 100 м), находящейся в сквозном проезде внутри сектора «А», поле силы тяжести спокойное, безаномальное, фактически содержащее только региональный фон. Это является прямым следствием того, что сектор «А» (подземная и надземная части), однороден по плотности и не создает локальных аномалий поля силы тяжести. В этой части профиля отсутствуют причины для изменения поля силы тяжести во времени. При обработке этот участок профиля использовался как промежуточная опора и для контроля точности измерений.

Изменение высот пунктов и значений поля силы тяжести (Рисунок 3.3) получены вычитанием средних значений за весь период наблюдений (Рисунок 3.2, Б) из наблюдаемых значений в каждой серии. Во двориках секторов «В» и «Б» наблюдается разный характер вариаций поля силы тяжести и изменения высот.

Зимой во двориках поверхность асфальта вспучивается; осенью и весной идет проседание (рельеф двориков оседает) (Рисунок 3.3, А). При замерзании и разморозке дворик сектора «В» более стабилен, чем сектора «Б». В секторе «В» изменение силы тяжести компенсируется изменением высоты (Рисунок 3.3, Б, В, Г). Наиболее динамичной областью на профиле является дворик сектора «Б» (пикеты 110 – 150 м). Общая амплитуда наблюдаемых вариаций здесь максимальная и составляет 12 мкГал в аномалиях Буге (Рисунок 3.3, Г).

Простая оценка с использованием гравитационного эффекта плоскопараллельного слоя мощностью 10 м (близко к глубине до основания фундамента здания) указывает на возможное изменение плотности равным $\Delta\sigma = 12 / (41,9 * 10) = 0,028 \text{ г/см}^3$. При плотности грунта $2,0 \text{ г/см}^3$ полученное изменение плотности соответствует изменению влажности на 1,4%.

Известно [Московский..., 2004; Лыгин и др., 2014в], что сектор «Б» ГЗ МГУ возведен на засыпанном овраге, гидродинамический режим которого «живой» из чего следует, что вариации гравитационного поля связаны именно с изменениями водонасыщения и стока засыпанного оврага. Максимальные значения силы тяжести приходятся на осень, когда грунт дворака максимально насыщен водой. Зимой и весной происходит частичное

осушение грунта за счет фильтрации воды вдоль тальвига оврага, что приводит к уменьшению силы тяжести.

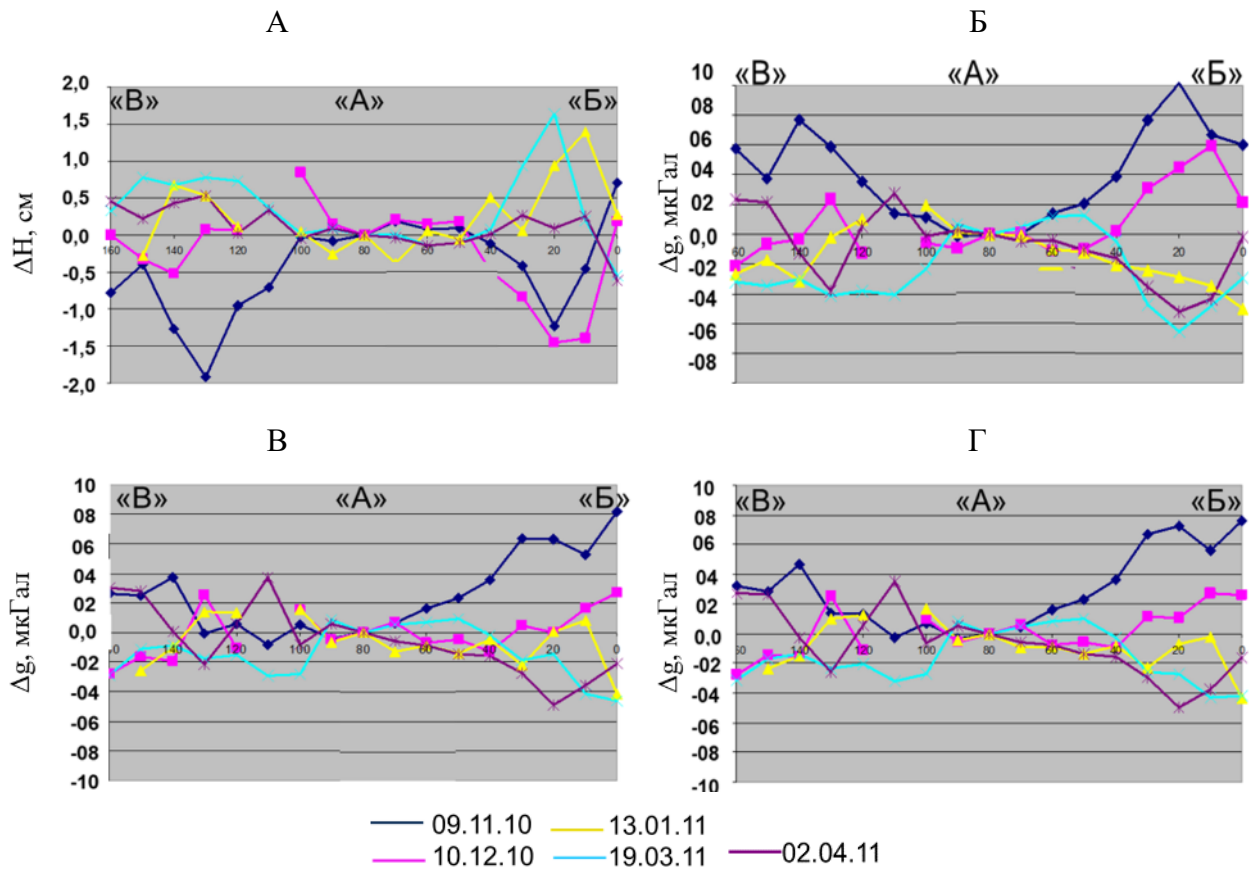


Рисунок 3.3 Вариации поля силы тяжести на профиле «В – А – Б» на территории Главного здания МГУ (разности между средними и сезонными значениями)

А – изменение высот точек наблюдения. Вариации поля силы тяжести: Б –наблюдённые; В – в редукции свободный воздух; Г – в редукции Буге. Цветом обозначены даты съемок.

В главе 1 описана методика гравиметрического мониторинга сезонной изменчивости верхней части разреза с использованием относительных измерений без удаленной опорной точки и без абсолютных измерений на примере наблюдений на геофизическом полигоне в Калужской области. Описанные в текущем разделе результаты свидетельствуют, что гравиметрический мониторинг возможно проводить в агломерациях вблизи и непосредственно внутри крупных зданий.

В приведенном примере показано, что влияние на гидродинамический режим Главного здания МГУ оказывает старая овражная система. С помощью сезонных высокоточных гравиметрических съемок возможно отслеживать изменения гидродинамического режима в окрестности Главного здания МГУ.

3.2. Геодинамические причины вариаций гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона¹⁹

По материалам миссии GRACE проанализированы изменения поля силы тяжести северо-восточной области Тихоокеанского региона за период с 2003 по 2015 годы с дискретностью 1 месяц [Лыгин, Ткаченко, Зотов, 2019; Ткаченко, Лыгин, 2017].

3.2.1. Районирование северо-восточного сектора Тихоокеанского региона по характеру временных вариаций гравитационного поля

Проследить характер изменения гравитационного поля позволяют серии рисунков (Рисунок 3.4, Рисунок 3.5). На Рисунок 3.4 приведены отклонения аномальных значений поля силы тяжести от среднего значения за весь период наблюдений за каждый нечетный месяц 2007 года. Исходя из характера вариаций гравитационного поля и с учетом тектонических условий региона, выделены шесть характерных областей. Области I – III характеризуют районы малоамплитудных вариаций гравитационного поля в глубоководной части Тихого океана (область I), на шельфе (область II) и суше (область III). Области IV – VI занимают переходные районы континент – океан и отличаются более интенсивными вариациями гравитационного поля. В отличие от областей I – III, которые описывают характер изменения поля более обширных районов, положение, размер и форма областей IV – VI выбраны таким образом, чтобы они включали зоны локальных максимальных изменений гравитационного поля. Внутри каждой области рассчитаны средние значения за каждый месяц за весь рассматриваемый период (Рисунок 3.5) и оценены характер и амплитуды вариаций аномалий силы тяжести (Таблица 1.1).

Разделение вариаций гравитационного поля на низкочастотную и высокочастотную составляющие выполнено по методике, изложенной в Главе 1.3.

¹⁹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Лыгин И.В.**, Ткаченко Н.С., Зотов Л.В. Анализ временных вариаций гравитационного поля над северо-восточным сектором Тихоокеанского региона по данным спутниковой миссии ГРЕЙС // Геофизика. 2019. № 2. С. 73–82. (0.63 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
2. **Лыгин И.В.**, Ткаченко Н.С. Оценка плотностных неоднородностей геодинамически активных обстановок по временным вариациям гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихого океана // Геофизика. 2020. № 1. С. 77–83. (0.44 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

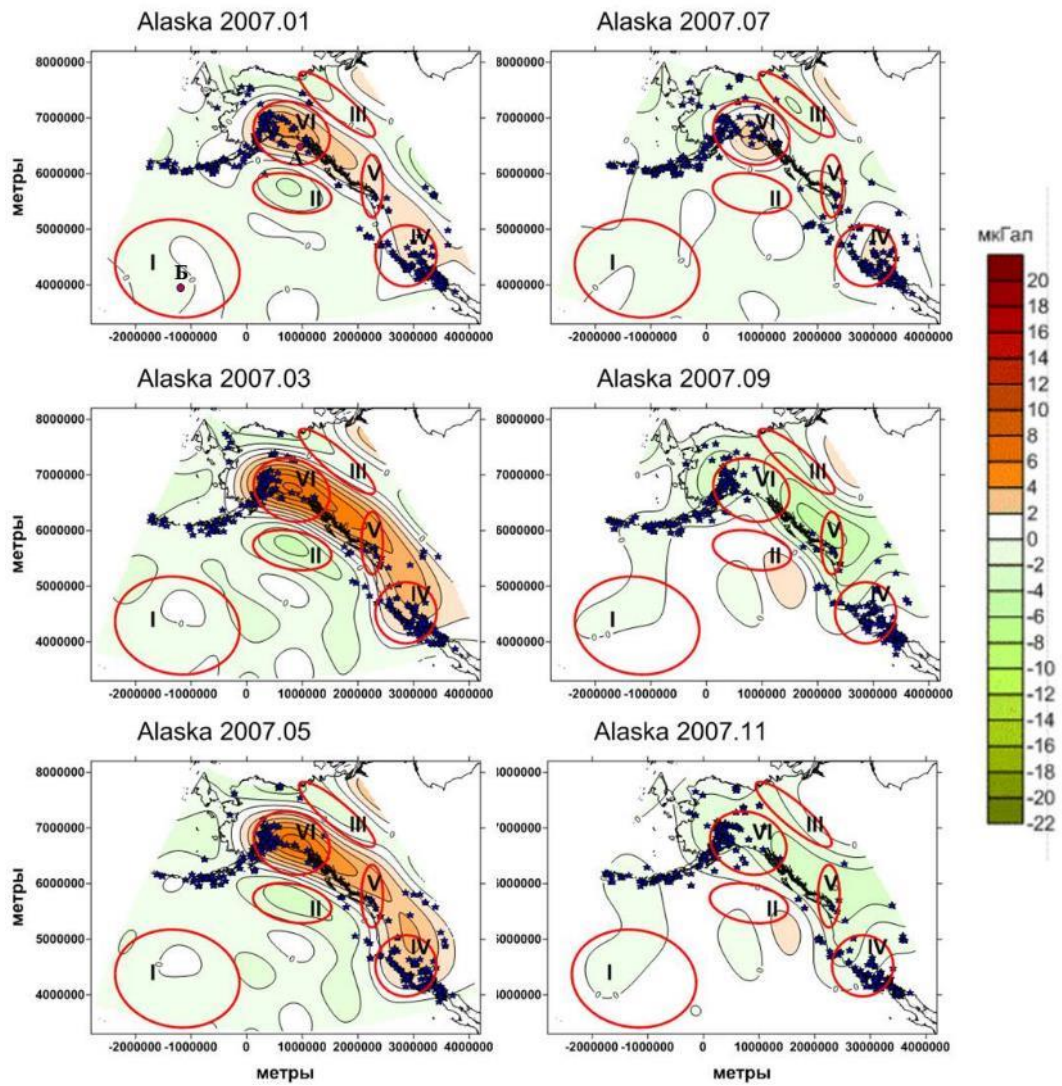


Рисунок 3.4 Изменение гравитационного поля в течение 2007 года

На рисунках изображены отклонения аномальных значений поля силы тяжести от среднего значения для каждого нечетного месяца 2007 года. Сечение изоаномал 1 мкГал. Красными контурами выделены характерные области временных изменений гравитационного поля различной интенсивности. Звездами обозначены эпицентры землетрясений магнитудой <4,5 баллов (серые), от 4,5 до 6,5 баллов (синие), >6,5 баллов (красные), произошедшие в течение месяца.

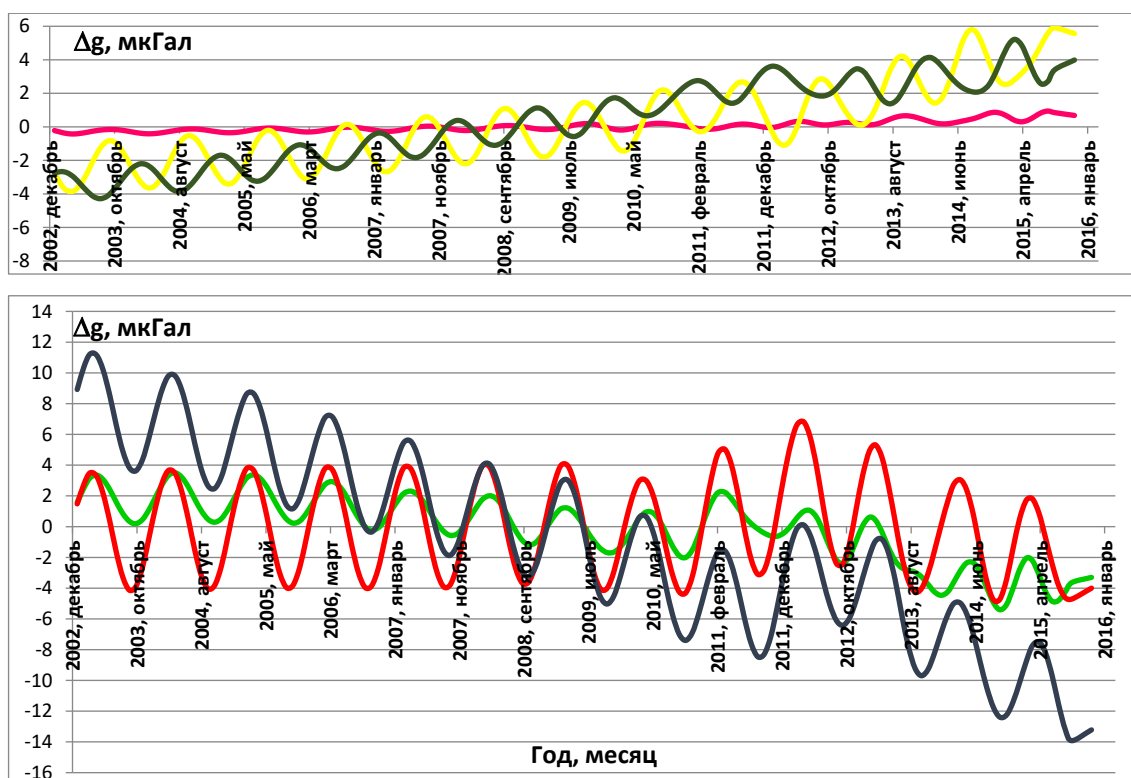


Рисунок 3.5 Осредненные по областям вариации поля силы тяжести

Цвета графиков соответствуют областям: розовый – I, желтый – II, коричневый – III, зелёный – IV, красный – V, синий – VI.

Таблица 3.1 Особенности изменения гравитационного поля.

Область	Географическое положение	Изменения гравитационного поля, мкГал	
		с периодом более 1 года	с периодом менее 1 года
<i>Зоны малоамплитудных вариаций гравитационного поля</i>			
I	Глубоководная часть Тихого океана	фон не изменяется, <1–2 мкГал	<±0,5
II	Шельфовая область к югу от Аляскинского залива	общий тренд на увеличение на +5 мкГал; слабовыраженные локальные изменения после 2010 г.	±1–2
III	Район долины р. Маккензи и Больших озер	общий тренд на увеличение на +7 мкГал; слабовыраженные локальные изменения после 2010 г.	±1–1,5
<i>Зоны интенсивных вариаций гравитационного поля в зоне перехода континент – океан</i>			
IV	Калифорнийский залив, Береговой хребет – горы Сьерра-Невада – Большой Бассейн (долины рек Сакраменто и Сан-Хаокин)	до 2010 г. слабая динамика на уменьшение (менее 3 мкГал); 2010–14 г.г. – локальный максимум (+5 мкГал); в 2014 г. – скачкообразное уменьшение фона на 4 мкГал	±1,5–2
V	Межгорье Береговой хребет – Скалистые горы, долина р.Фрейзер	до 2010 г. фон не изменяется (±1-2); 2011–13 г.г. – локальный максимум (+4); после 2014 – резкое уменьшение (1,5 мкГал/год)	±4
VI	Район Аляскинского хребта	ярко выраженное уменьшение поля на 20 мкГал на всем периоде наблюдений; 2011–14 г.г. – локальный максимум (+5 мкГал)	±3–4

Высокочастотная периодическая составляющая вариаций гравитационного поля. Высокочастотные периодические изменения с видимым периодом 1 год наблюдаются по всей площади и на всем интервале наблюдений (Рисунок 3.5), но варьируют по амплитуде и фазе в зависимости от пространственного положения и времени.

Амплитуда вариаций зависит от степени выраженности рельефа. Чем более пологий рельеф (предгорные и равнинные области) или более глубоководная акватория, тем амплитуда вариаций меньше. Наиболее яркие сезонно зависимые вариации гравитационного поля наблюдаются на суше над Кордильерами и шельфе Аляскинского залива (см. Рисунок 3.5, графики IV – VI). Знак высокочастотных вариаций меняется при переходе от суши к океану. Так на суше вариации поля в первом полугодии преимущественно отрицательные с максимумами в марте, а во втором полугодии – отрицательные с минимумами в сентябре. В глубоководной части Тихого океана – наоборот.

Принято связывать подобные вариации (с периодом не более 12 месяцев) с изменением гидрологического режима (сезонными колебаниями уровня грунтовых вод на суше и годовыми океаническими приливами) [Булычев, Джамалов, Сидров, 2011; Зотов, Фролова, Телегина, 2015; Soni et al., 2015].

Низкочастотная составляющая вариаций гравитационного поля содержит не только тренд изменения поля во времени (Рисунок 3.6, графики 2 и 3), но и локальные в пространстве и времени аномалии гравитационного поля. Например, для областей IV – VI (см. Рисунок 3.6) ярко выражена положительная временная гравитационная аномалия, наблюдаемая с января 2011 года по январь 2014 года.

Площадное распространение низкочастотных вариаций для всего изучаемого региона можно проследить на примере изменений гравитационного поля в 2007 году (Рисунок 3.7) и значениям поля в январские месяца всех лет рассматриваемого периода (Рисунок 3.8).

В глубоководной части Тихого океана (наиболее удаленной от побережья) временные вариации гравитационного поля практически отсутствуют или малоамплитудные (не более $\pm 0,5$ – $1,0$ мкГал). По мере приближения к побережью Аляскинского залива амплитуды вариаций увеличиваются. Общей закономерностью является увеличение гравитационного поля со временем (в области II – на +6 мкГал за весь период наблюдений).

Наиболее неоднородное поле вариаций с относительно быстрыми и высокоамплитудными изменениями приходится на морские и сухопутные области Северо-

Американского побережья Тихого океана (от области IV до области VI). Здесь максимальные амплитуды вариаций достигают 40 мкГал, отмечаются области с устойчивыми трендами на увеличение или уменьшения поля, а также локальными временными аномалиями (Таблица 1.1, Рисунок 3.6). По мере продвижения вглубь континента происходит постепенное уменьшение амплитуд низкочастотных вариаций и в области III отмечается только постоянное увеличение поля на 5 мкГал за весь период наблюдений без явно выраженных осложнений.

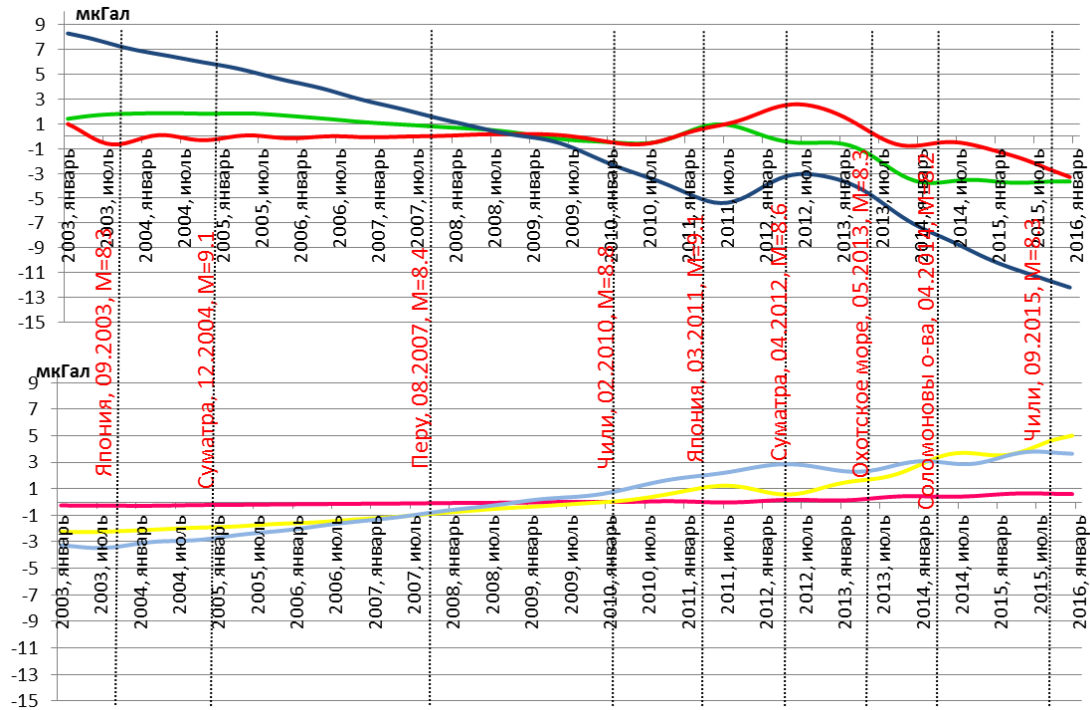


Рисунок 3.6 Осредненные по областям низкочастотные вариации поля силы тяжести

Вертикальные пунктирные линии – моменты наиболее мощных землетрясений магнитудой более 8.2 баллов. Цвета графиков соответствуют областям: розовый – I, желтый – II, голубой – III, зелёный – IV, красный – V, синий – VI

Временная связь землетрясений и характера вариаций хорошо проявляется при сопоставлении крупнейших землетрясений (с магнитудой более 8 баллов) и осредненных вариаций гравитационного поля (Рисунок 3.6). Изменение характера вариаций гравитационного поля происходит после начала 2010 года и проявлено в пяти из шести областей. Если до 2010 года в поле вариаций практически отсутствовали локальные пространственно-временные изменения, то после 2010 они появились. После 2010 года частота крупнейших землетрясений увеличивается. Если с 2003 по 2010 годы крупнейших землетрясений зарегистрировано только три, то в период с 2010 по 2016 годы – они происходили в два раза чаще.

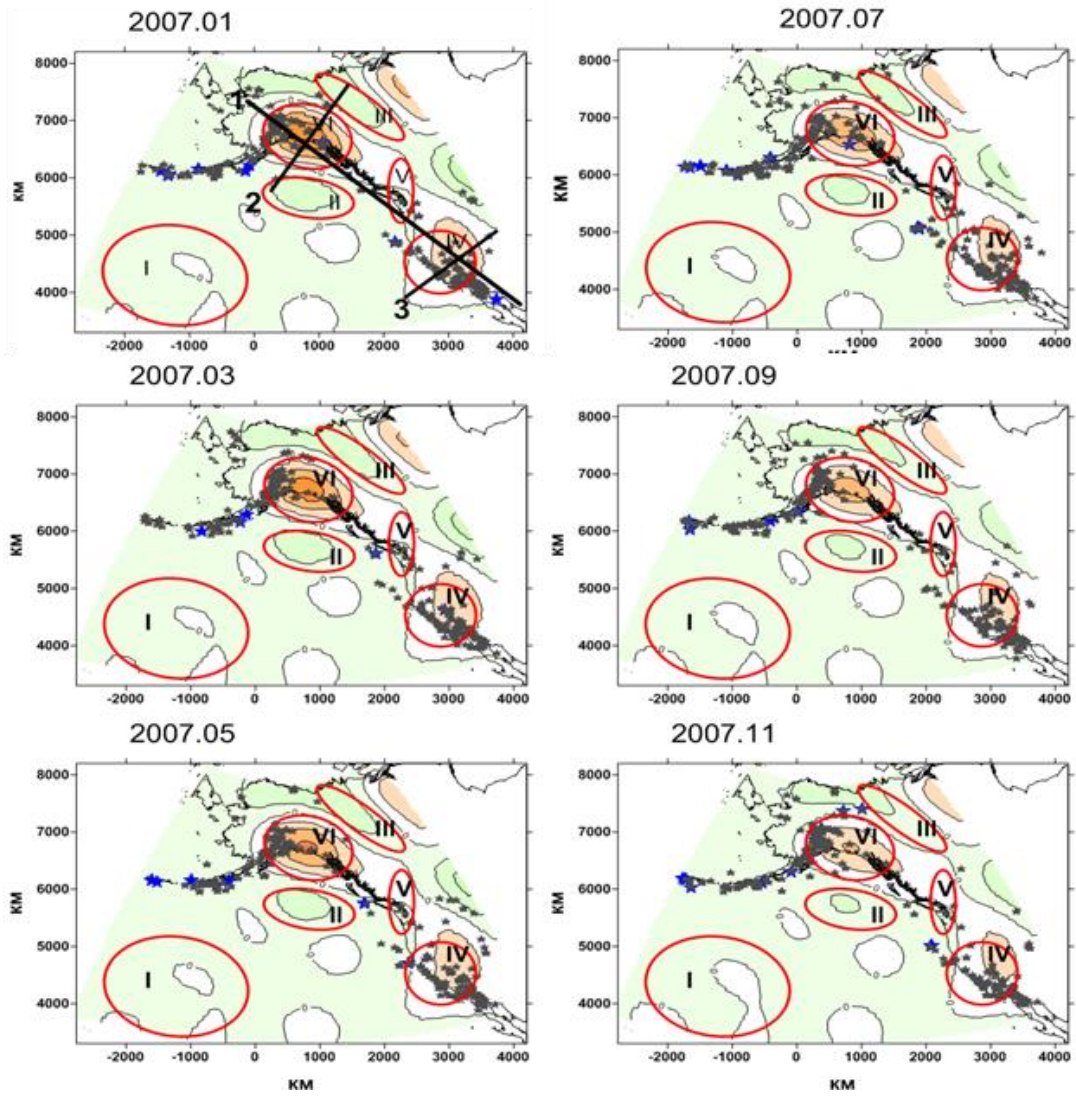


Рисунок 3.7 Примеры низкочастотной компоненты вариаций поля силы тяжести в 2007 году

Условные обозначения см. на Рисунок 3.4.

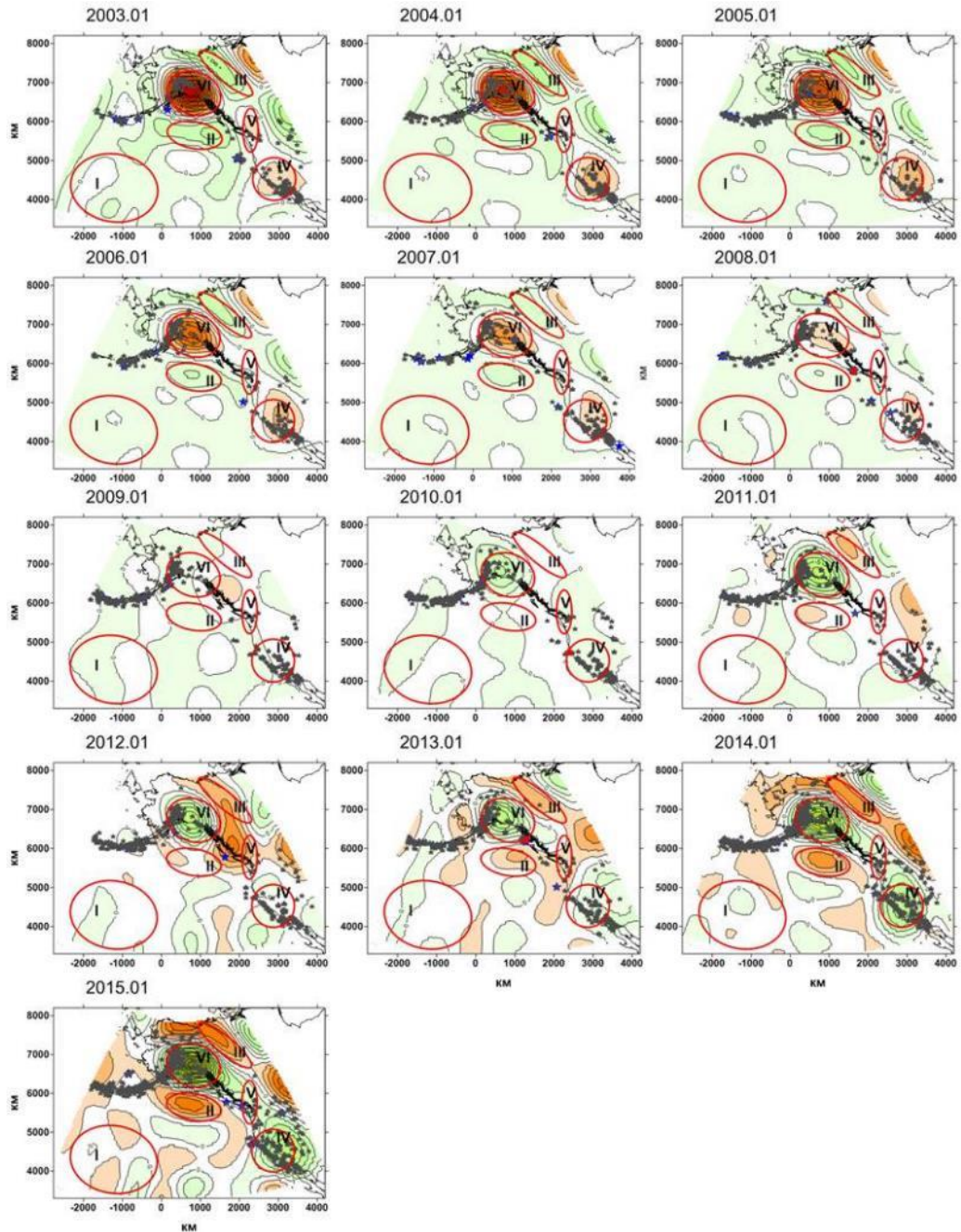


Рисунок 3.8 Изменение низкочастотной компоненты поля силы тяжести для январских месяцев с 2003 по 2015 годы.

Условные обозначения см. на Рисунке 3.5.

3.2.2. Характеристика областей наиболее интенсивных изменений низкочастотной компоненты гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихоокеанского региона

Изменение во времени низкочастотной компоненты гравитационного поля на профиле вдоль Аляскинско-Калифорнийского побережья показано на Рисунок 3.9. Очевидно различие характера временных вариаций вдоль профиля на всем периоде

наблюдений. Из всех выделенных областей только в двух (области VI и IV) зафиксированы наиболее быстрые и высокоамплитудные изменения поля силы тяжести во времени. Внутри данных областей располагаются активные вулканы и изменяется геометрия и концентрация эпицентров землетрясений (Рисунок 3.7, Рисунок 3.8).

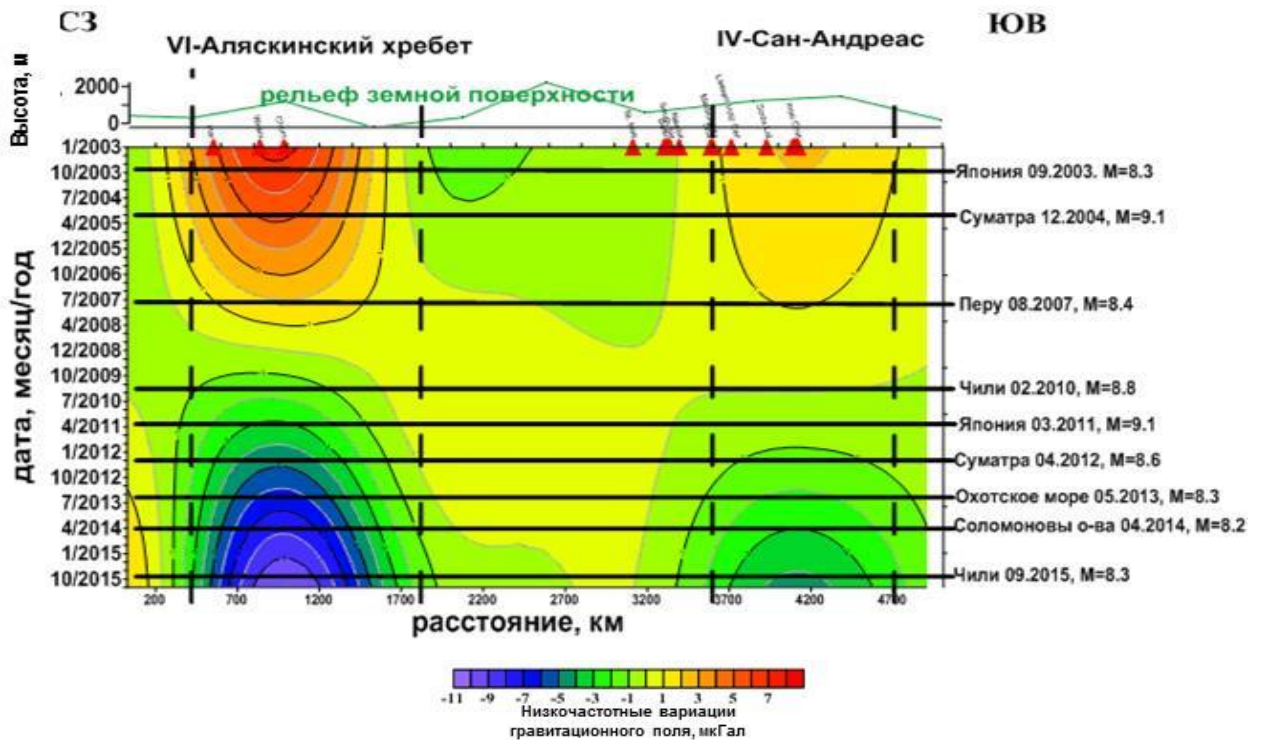


Рисунок 3.9 Вариации низкочастотной компоненты гравитационного поля вдоль Аляскинско-Калифорнийского побережья (профиль 1)

Положение профиля показано на Рисунок 3.7. Вертикальными пунктирными линиями на разрезе показаны границы областей VI и IV; горизонтальными сплошными линиями – моменты времени крупнейших ($M_w > 8$) землетрясений мира; красными треугольниками – положение вулканов в окрестности 500 км вдоль профиля.

Область VI – располагается на восточном замыкании Алеутской дуги и территории Аляскинского хребта. Здесь происходит смена режима фронтальной субдукции Тихоокеанской плиты на косую (Рисунок 3.10). Временная аномалия поля силы тяжести над Аляскинским хребтом имеет изометричную в плане форму и размер 800×1000 км, с горизонтальным градиентом Δg (в январе 2003 года) равным 0.01 мкГал/км. Поле в этой области меняется во времени от $+8.3$ до -12.2 мкГал за период наблюдений (с 01.2003 по 12.2015) со средней скоростью до 0.13 мкГал/месяц.

Область IV включает разлом Сан-Андреас и рифт Юта (Рисунок 3.10). Временная аномалия гравитационного поля также имеет изометричную в плане форму и размер 1200×1600 км), имеет горизонтальный градиент Δg (в мае 2004 года) 0.005 мкГал/км. Во времени поле в этой области изменяется от $+1.8$ до -3.7 мкГал за весь период наблюдений,

со средней скоростью изменения поля до 0.04 мкГал/месяц, практически втрое медленнее, чем на Алеутской дуге.

Обе области локализуются в вариациях поля силы тяжести наиболее контрастными изменениями. Области характеризуются повышенной сейсмичностью, вулканической активностью. Наиболее крупные землетрясения (магнитуда более 8) вызывают наиболее интенсивные изменения плотностного разреза, проявленные во временных изменениях гравитационного поля. Перечисленные факторы являются основанием для связи изучаемых изменений гравитационного поля с процессами тектонической природы, обусловленными плотностными перераспределениями в тектоносфере.

3.2.3. Геолого-тектоническая позиция областей Аляскинского хребта и области разлома Сан-Андреас и рифта Юта

Современная геодинамика изучаемого региона определяется взаимодействием Северо-Американской и Тихоокеанской литосферных плит и литосферной плитой Хуан де Фука [*Сорохтин, Ушаков, 2002; Heidbach et al., 2001*] (Рисунок 3.10).

В восточном сегменте Алеутской дуги прослеживается Тихоокеанский слэб, погружающийся вплоть до глубины 500 – 600 км. Субдукция имеет фронтальный характер, её скорость достигает 76 мм/год. В области сочленения Алеутской дуги и Кордильер (здесь расположен Аляскинский хребет) вдоль северного побережья Аляскинского залива происходит резкая смена ортогональных напряжений на касательные и осуществляется переход от фронтальной субдукции к косой коллизии между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами [*Лобковский и др., 2013*].

Трансформный разлом Королевы Шарлотты с правосторонним сдвигом простирается от пролива Принца Уильяма до залива Королевы Шарлотты. В залив Королевы Шарлотты с юга врзается в континентальную литосферу северный фрагмент оси спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, в результате чего на ограниченном по площади участке «сталкиваются» два разнонаправленных процесса:

- на севере западное крыло Тихоокеанской плиты скользит вдоль Северо-Американской (правосторонний сдвиг),
- на юге плита Хуан де Фука (восточное крыло Тихоокеанской плиты) субдуцирует под Северо-Американскую (Каскадная зона субдукции).

От Калифорнийского залива на север вдоль побережья Тихого океана тянется разлом Сан-Андреас. Этот разлом представляет собой правосторонний сдвиг между Тихоокеанской и Североамериканской плитами и, по сути, является продолжением

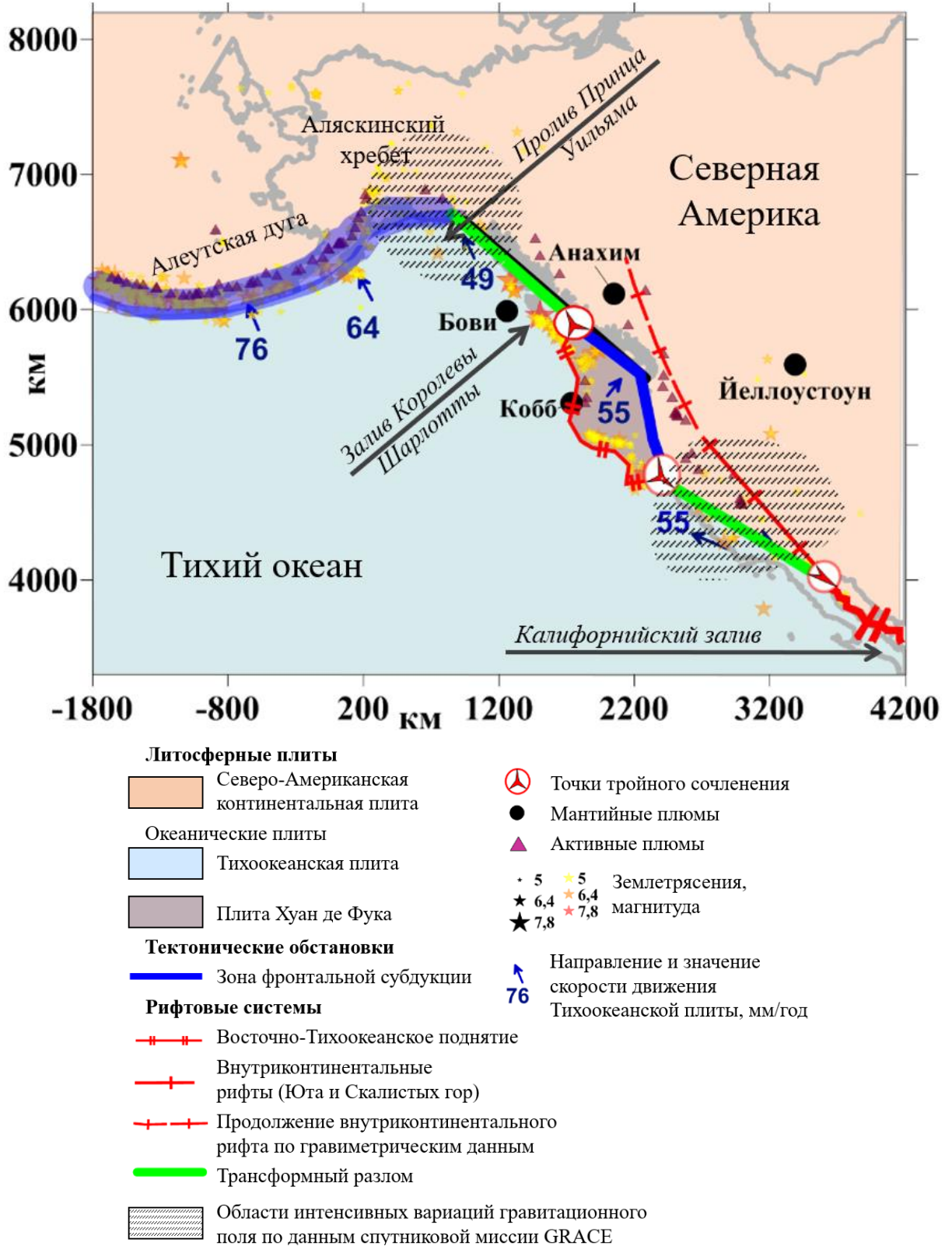


Рисунок 3.10 Схема геодинамических обстановок северо-восточного сектора Тихого океана

Скорости движения плит даны по [Лобковский и др., 2013; Романюк и др., 2007; Тёркот, Шуберт, 1985; Kim et al., 2014]. Заштрихованные области – зоны интенсивных временных вариаций гравитационного поля по данным Грейс (см. текст).

Восточно-Тихоокеанского поднятия. Под центральной частью разлома существует мантийное окно, образовавшееся 19 млн. лет назад из-за отрыва слэба Тихоокеанской плиты и его дальнейшего погружения в астеносферу. Через это окно осуществляется восходящий поток мантийного вещества [Becken, Ritter, 2012].

Вглубь континента от Калифорнийского залива протягивается внутриконтинентальная рифтовая система Северо-Американских Кордильер. Рифтовая система Кордильер включает рифт Рио Гранде, рифт Юта, рифтовую Систему Скалистых гор. В южной части системы по сейсмическим данным на глубине от 35 до 200 км присутствует мантийный тепловой поток, который провоцирует активную вулканическую и сейсмическую деятельность рифтов Рио Гранде и Юта [Pollitz et al., 2010].

По результатам анализа вариаций гравитационного поля рассматриваемого региона [Лыгин, Ткаченко, Зотов, 2019] выделено две области наиболее интенсивных изменений низкочастотной компоненты гравитационного поля: область Аляскинского хребта и область разлома Сан-Андреас и рифта Юта (Рисунок 3.10). Размеры областей близки или превышают 1000 на 1000 км. Интенсивность низкочастотных вариаций гравитационного поля в них достигает 20 мкГал. Скорость изменения поля силы тяжести в области Аляскинского хребта составляет 0.13 мкГал в месяц, области разлома Сан-Андреас и рифта Юта – 0.03 мкГал в месяц. На остальной части территории нет выраженных низкочастотных временных вариаций гравитационного поля. В частности, над зонами фронтальных частей Алеутской и Каскадной зон субдукции они отсутствуют, что указывает на то, что процессы, связанные с субдукцией, имеют установившийся характер.

3.2.4. Параметры источников вариаций гравитационного поля вдоль Аляскинско-Калифорнийского побережья

Поскольку размеры областей вариаций поля силы тяжести с учетом краевых эффектов в плане превышают 1000x1000 км (Рисунок 3.10), необходимо оценить, к каким ошибкам может привести неучёт сферичности при определении параметров тел, создающих гравитационные аномалии.

Специально выполненные расчёты [Чепиго, Ткаченко, Лыгин, 2019], показывают, что если аппроксимировать тела, создающие гравитационные аномалии, материальной точкой, то расхождение расчётов глубины залегания тела с и без учёта сферичности составляет 10-30% в зависимости от глубины залегания тела.

Если аппроксимировать тело прямоугольной призмой, которая в сферической системе координат носит название «сферическая призма», то расхождение гравитационных

эффектов, рассчитанных по прямой задаче, достигает 60% в зависимости от размеров и глубины залегания призмы. Таким образом, важно учитывать сферичность Земли при определении параметров тел, создающих вариации гравитационного поля на больших пространствах.

Поскольку задача определения параметров источников гравитационных аномалий является некорректной, для минимизации области эквивалентных решений привлечена дополнительная объективная информация о распределении глубин гипоцентров землетрясений (на основе каталога Геологической службы США), данные сейсмической томографии (модель LLNL-G3Dv3 [Simmons et al., 2012]), положение границы литосферы и астеносферы (модель LITHO 1.0 [Pasyanos et al., 2014]) и др. (Рисунок 3.11, Рисунок 3.12).

Плановые размеры плотностных источников вариаций гравитационного поля определяются размерами самих аномальных зон. Дополнительно, как для области Аляскинского хребта, так и области разлома Сан-Андреас и рифт Юта пространственное распространение эпицентров землетрясений имеет приуроченность к аномальным областям.

В предположении того, что непрерывные плотностные перераспределения в рассматриваемых областях с малой долей вероятности могут происходить в твердых оболочках на больших площадях (превосходящих 1000 км в поперечнике), из анализа возможных глубин исключен интервал от поверхности Земли до максимальных глубин распространения гипоцентров землетрясений, то есть литосфера. Для Аляскинского хребта эта глубина составляет 150 км, для разлома Сан-Андреас – рифт Юта – 50 км. Положение подошвы литосферы контролировалось данными модели LITHO 1.0.

Связь вариаций гравитационного поля с приповерхностными источниками в настоящей работе не рассматривается, поскольку территория находится в активной геодинамической зоне; области частично располагаются как на суше, так и на море; вариации гравитационного поля в обеих областях имеют схожие закономерности, не наблюдаемые на остальной территории, хотя находятся в разных географических условиях (Аляскинская зона – горная область с ледниками, Калифорнийская область – область засушливого климата).

В астеносфере положение тел согласовывалось с особенностями распределения аномалий скорости продольных волн по данным сейсмической томографии. Так для области Аляскинской аномалии вариаций на глубинах 150 – 300 км выделяется локальная скоростная неоднородность, сменяющая знак при переходе через ось гравитационной аномалии. Для области разлома Сан-Андреас и рифт Юта на глубинах 50 – 200 км наблюдается область пониженных аномалий скорости.

Окончательные размеры и избыточные плотности источников гравитационных аномалий подобраны в процессе моделирования гравитационных эффектов на сфере. В качестве тел, аппроксимирующих источники, для обеих областей выбрана «сферическая» прямоугольная призма. Результаты определения параметров тел, формирующих поле вариаций силы тяжести, представлены в Таблица 3.2 и на Рисунок 3.13.

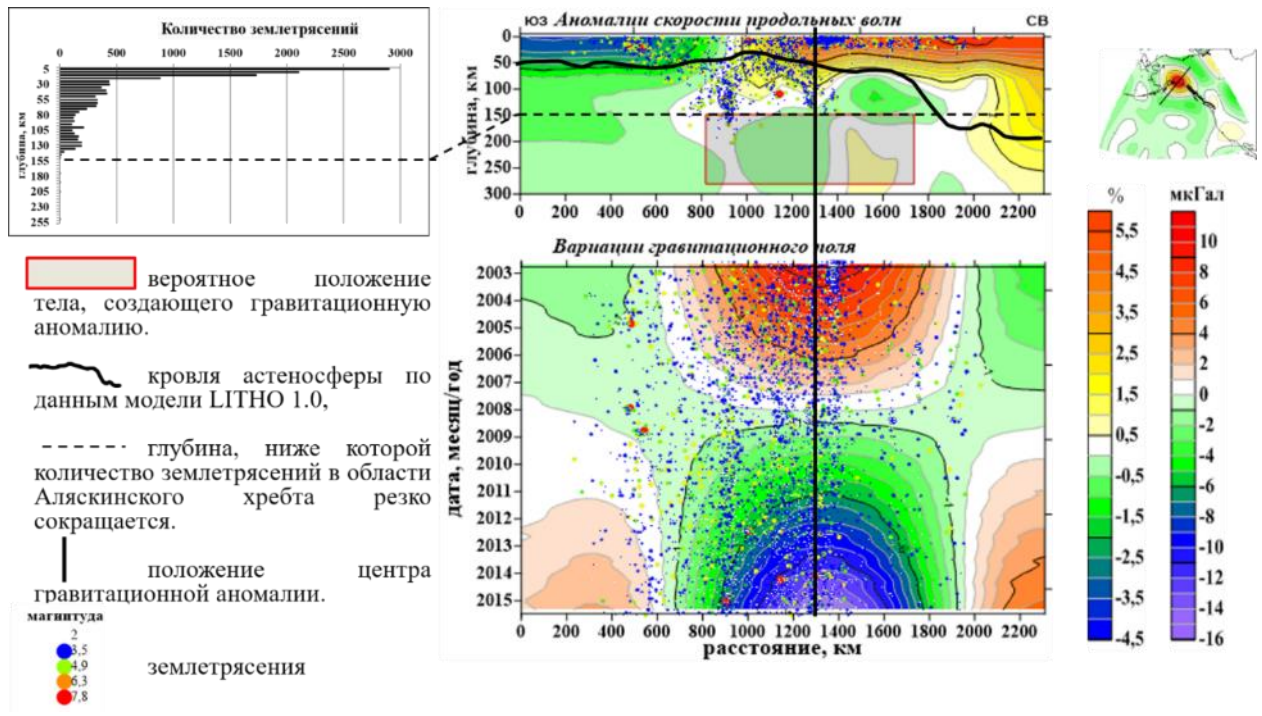


Рисунок 3.11 Глубинный разрез аномалий скорости (в %), и временной разрез низкочастотных вариаций поля силы тяжести (в мкГал) через Аляскинский хребет.

Положение профиля показано на врезке.

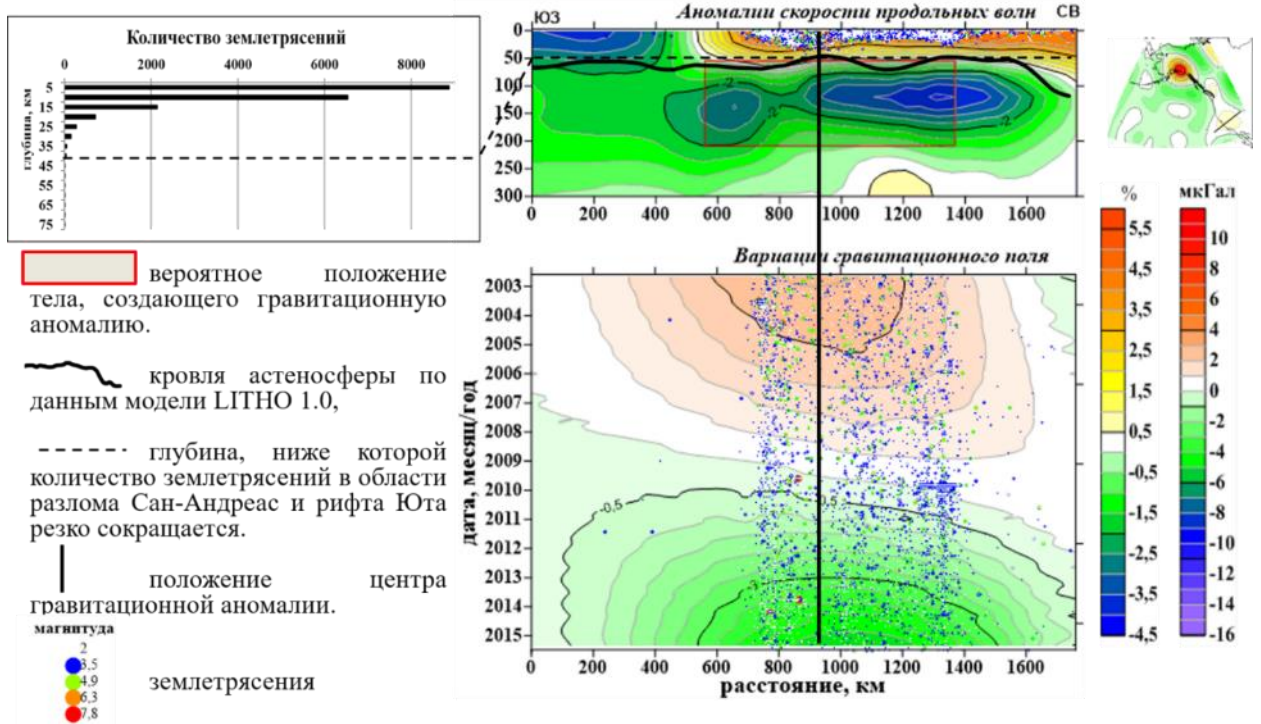


Рисунок 3.12 Глубинный разрез аномалий скорости (в %), и временной разрез низкочастотных вариаций поля силы тяжести (в мкГал) через область разлома Сан-Андреас и рифт Юта

Положение профиля показано на врезке.

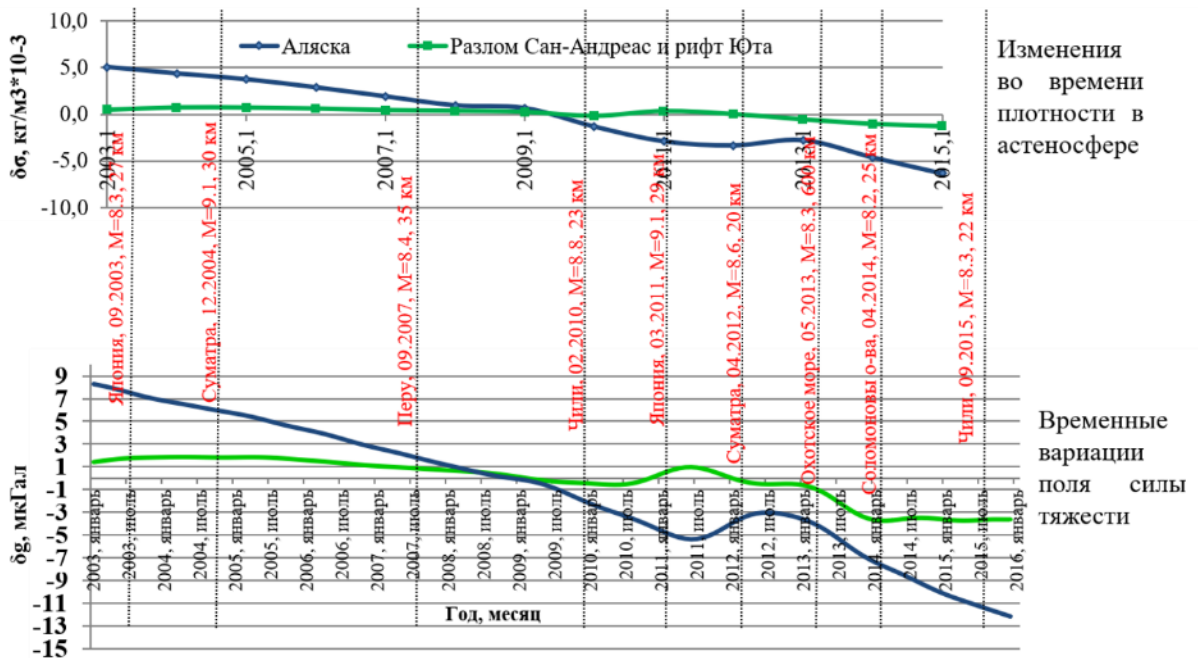


Рисунок 3.13 Изменение объёмной плотности в астеносфере для областей Аляскинского хребта и разлома Сан-Андреас – рифт Юта и соответствующие им вариации поля силы тяжести с 2003 по 2015 годы.

Таблица 3.2 Параметры источников вариаций гравитационного поля в областях Аляскинского хребта и разлома Сан-Андреас – рифт Юта

Область	Глубина до верхней кромки призмы, км	Высота призмы, км	Размер призмы в плане, км	Плотность, кг/м ³ ×10 ⁻³	Масса, тонн×10 ¹¹
Аляскинский хребет	150	120	900×870	от -6.6 до +4.7	от -5.8 до +3
Разлом Сан-Андреас	50	150	770×850	от -1.3 до +0.7	от -4.3 до +2.4

3.2.5. Оценка изменения давления в мантии по вариациям гравитационного поля

Подобранные избыточные плотности имеют порядок $10^{-2} - 10^{-3}$ кг/м³. Изменение плотности со временем для области Аляскинского хребта и области разлома Сан-Андреас и рифт Юта можно проследить на Рисунок 3.13. Плотность аномалообразующего тела под Аляскинским хребтом уменьшается на 11×10^{-3} кг/м³ за период с января 2003 по декабрь 2015. Это соответствует уменьшению массы на 9×10^{11} тонн.

Плотность тела, создающего аномалию над разломом Сан-Андреас и рифтом Юта, уменьшается на 2×10^{-3} кг/м³ за период с января 2003 по декабрь 2015. Это соответствует уменьшению массы на 6.7×10^{11} тонн.

Интересным фактом является временное изменение тренда поля силы тяжести и появление кратковременных локальных вариаций поля силы тяжести в период 2010–2013 годов, когда частота возникновения крупных землетрясений в Тихоокеанском регионе увеличивается (Рисунок 3.13).

Связь плотность – давление в мантии по [Галушкин, 2007] имеет следующий вид:

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha T + \beta P),$$

где P – давление, ρ – рассчитанная плотность, $\rho_0 = 3.3$ г/см³ – средняя плотность в мантии, $\alpha = 3.2 \times 10^{-5}$ °C⁻¹ – коэффициент термического расширения, $\beta = 0.00079$ Кбар⁻¹ – изотермический коэффициент сжатия пород.

Учитывая, что температура T увеличивается на 10 °C при погружении на 1 км, можно оценить изменение давления, соответствующее вычисленному изменению плотности. Изменение плотности на 1×10^{-2} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 150 – 300 км порядка 0.5 атмосфер, а изменение плотности на 6×10^{-3} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 50 – 200 км на 0.3 атмосферы. Порядок изменения давления в мантии является реальным, исходя из современных термобарических моделей мантии Земли.

3.2.6. Выводы по разделу 3.2

В настоящее время геологическое изучение геодинамически активных областей осуществляется с помощью различных методов: сейсмологический или геодезический мониторинг, наблюдения за сейсмичностью, вулканизмом, горячими точками, вариациями магнитного поля, аномалиями термического поля, магнитотеллурическое зондирование. Благодаря спутниковой гравиметрической миссии Грейс, изучение временных вариаций гравитационного поля может успешно применяться при изучении особенностей развития геодинамических режимов.

По данным гравитационной миссии Грейс вдоль Аляскинско-Калифорнийского побережья Тихого океана локализованы две области, над которыми наблюдаются значимые по амплитуде вариации (низкочастотная составляющая достигает 20 мкГал). Одна область, размером в плане 1200 на 1600 км, определяет границу перехода от фронтальной субдукции к косоугольной коллизии, другая область, размером 800 на 1000 км, является центральной частью крупного трансформного разлома и внутриконтинентального рифта.

Для определения плотностных параметров глубинных источников зарегистрированных гравитационных эффектов показана необходимость проводить расчеты с учетом сферичности Земли.

Использование разнообразных геофизических методов при подборе параметров тел, создающих гравитационные аномалии, таких как сейсмическая томография, сейсмичность, информация о положении глубинных границ, позволили установить, что тела, создающие гравитационные аномалии в области Аляскинского хребта и в области разлома сан-Андреас и рифта Юта, расположены в астеносфере.

Комплексная интерпретация данных гравиметрии, сейсмической томографии, теплового поля и геологической информации, полученной по литературным данным, позволяют наметить ряд возможных причин аномалий вариаций поля силы тяжести и объяснить полученные в ходе подбора параметры тел, создающих гравитационные аномалии.

Полученные результаты являются основой для дальнейшего геодинамического анализа области северо-восточного сектора Тихого океана и дальнейшего уточнения геодинамической природы зарегистрированных вариаций поля силы тяжести. Предложенная трактовка причины возникновения вариаций гравитационного поля через изменения давления в ограниченном объеме астеносферы не объясняет природу этих изменений. Для ее установления требуются дополнительные геодинамические исследования.

Оценены изменения плотности с учетом сферичности, которые за 10 лет составили $10^{-2} - 10^{-3}$ кг/м³. Подобные изменения приводят к уменьшению давления на глубине 50 – 300 км порядка $n \times 0.1$ атмосфер ($0 < n < 10$). Порядок изменения давления в мантии является реальным, исходя из современных термобарических моделей мантии Земли.

3.3. Геодинамические причины вариаций гравитационного поля в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе²⁰

При анализе вариаций гравитационного поля по данным спутниковых наблюдений миссии GRACE за период с 2002 по 2017 годы в зоне взаимодействия Африканской, Аравийской и Евразийской литосферных плит (Рисунок 3.14) установлена связь характера долговременных изменений силы тяжести с особенностями тектонического строения, распределения землетрясений во времени и в пространстве, сделан вывод об их глубинной геодинамической природе.

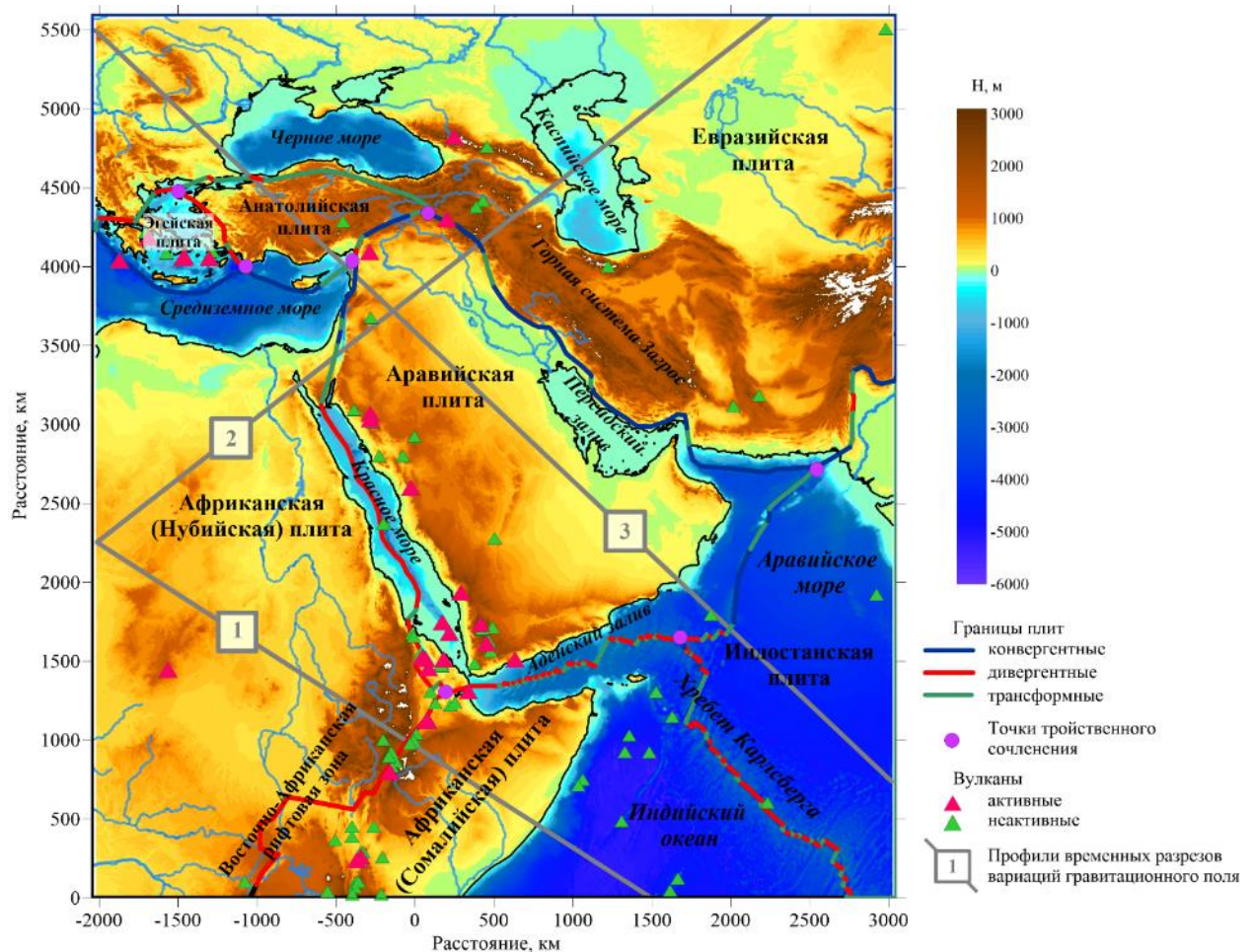


Рисунок 3.14 Типы границ плит области исследования

²⁰ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лыгин И.В., Пышнюк У.С. Связь вариаций гравитационного поля с тектоническими особенностями в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе // Геофизика. 2021. № 6. С. 47–60. (0.88 п.л., авторский вклад 60%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

Пространственно-временные изменения поля силы тяжести имеют неярко выраженный характер над стабильными частями литосферных плит, а также над срединно-океаническим хребтом Карлсберг, его продолжением в Аденском заливе и Красноморским рифтом. Особый характер вариаций гравитационного поля связан с такими областями как Восточно-Африканская рифтовая система, Анатолийская плита, Центральнo-Каспийская область и другие. Область наибольших по амплитуде вариаций, а значит и плотностных изменений, приурочена к Апшеронскому порогу – зоне пересечения региональных тектонических разломов. На основе трехмерного плотностного моделирования с учетом сферичности Земли сделаны оценки возможных параметров плотностных источников вариаций гравитационного поля с их увязкой с тектоническими особенностями региона.

3.3.1. Краткая геолого-тектоническая характеристика Африкано-Аравийско-Каспийского региона

Современная геодинамическая обстановка рассматриваемого региона определяется взаимодействием трех литосферных плит: Африканской, Аравийской и Евразийской (см. Рисунок 3.14). Их геосторическое и современное взаимоотношения обуславливают достаточно сложный геодинамический узел, в котором участвуют помимо перечисленных литосферных плит еще ряд более мелких. Разнообразное межплитное взаимодействие приводит к существованию зон тектонической, вулканической и сейсмической активности.

Границы между плитами часто выражены в рельефе континентов и акваторий и имеют различные режимы: рифт Красного моря – дивергентная граница между Африканской и Аравийской плитами, хребет Карлсберга – дивергентная граница между Африканской и Индостанской плитами, горная система Загрос, как результат конвергенции между Аравийской и Евразийской плитами, зона субдукции в Средиземном море и другие. (Рисунок 3.14).

В течение фанерозоя Аравийская плита была частью Африканской плиты и до сих пор до конца не утратила с ней связь, так что иногда их рассматривают как составляющие единой Африкано-Аравийской платформы. Красное море появилось в начале эоцена, но отделение Африки от Аравии происходило в олигоцене, и с того времени Аравийская плита медленно смещается к Евразийской плите.

Граница между Евразийской и Африкано-Аравийским литосферными единицами представляет сложную систему – Средиземноморский складчатый пояс. Последний обычно рассматривается в составе Евразийской плиты. В пределах региона Средиземноморский складчатый пояс включает Анатолийско-Малокавказскую ветвь и Кавказско-Иранский

сегмент (Мегантиклинорий Загрос). Дополнительно в составе Анатолийско-Малокавказской ветви выделим отдельными элементами Анатолийскую и Эгейскую малые литосферные плиты, обладающие собственными векторами движения.

Рассматриваемый регион включает также Афарский треугольник, по сути, являющийся точкой тройственного сочленения Восточно-Африканской рифтовой системы, Красноморского рифта и рифта Аденского залива (Рисунок 3.14). Находясь в числе сейсмоактивных зон Афарский треугольник с Восточно-Африканской рифтовой зоной характеризуются проявлениями плюмового магматизма, преимущественно щелочного состава (трещинные излияния щелочных базальтов). Восточно-Африканская континентальная рифтовая система отделяет Сомалийскую плиту от Нубийской.

В пределы рассматриваемого региона также включены Каспийское море со сложным, с одной стороны гидрологическим, с другой тектоническим режимами, территория бывшего Аральского моря, южная часть Украинского щита и другие.

3.3.2. Особенности вариаций поля силы тяжести в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе

С учетом тектонических условий региона и характера вариаций гравитационного поля, частично продемонстрированных на рисунках главы 1.3 (см. Рисунки 1.22 – 1.25), выделены 9 основных областей и две дополнительные (10, 11) для характеристики различия вариаций в пределах Евразийской плиты (Рисунок 3.15):

- области 1 – 3 характеризуются отсутствием или слабым проявлением вариаций,
- области 5 – 8, 10, 11 характеризуют районы мало- и среднеамплитудных вариаций,
- области 4 и 9 отличаются наиболее интенсивными вариациями гравитационного поля.

Все выделенные области вариаций гравитационного поля, так или иначе, приурочены к конкретным тектоническим единицам со своими геодинамическими режимами.

Для наилучшего понимания взаимоотношения характеристик вариаций между областями внутри каждой рассчитаны и проанализированы ежемесячные осредненные значения поля исходных вариаций (Рисунок 3.16) и его высокочастотной и низкочастотной компонент (Рисунок 3.17).

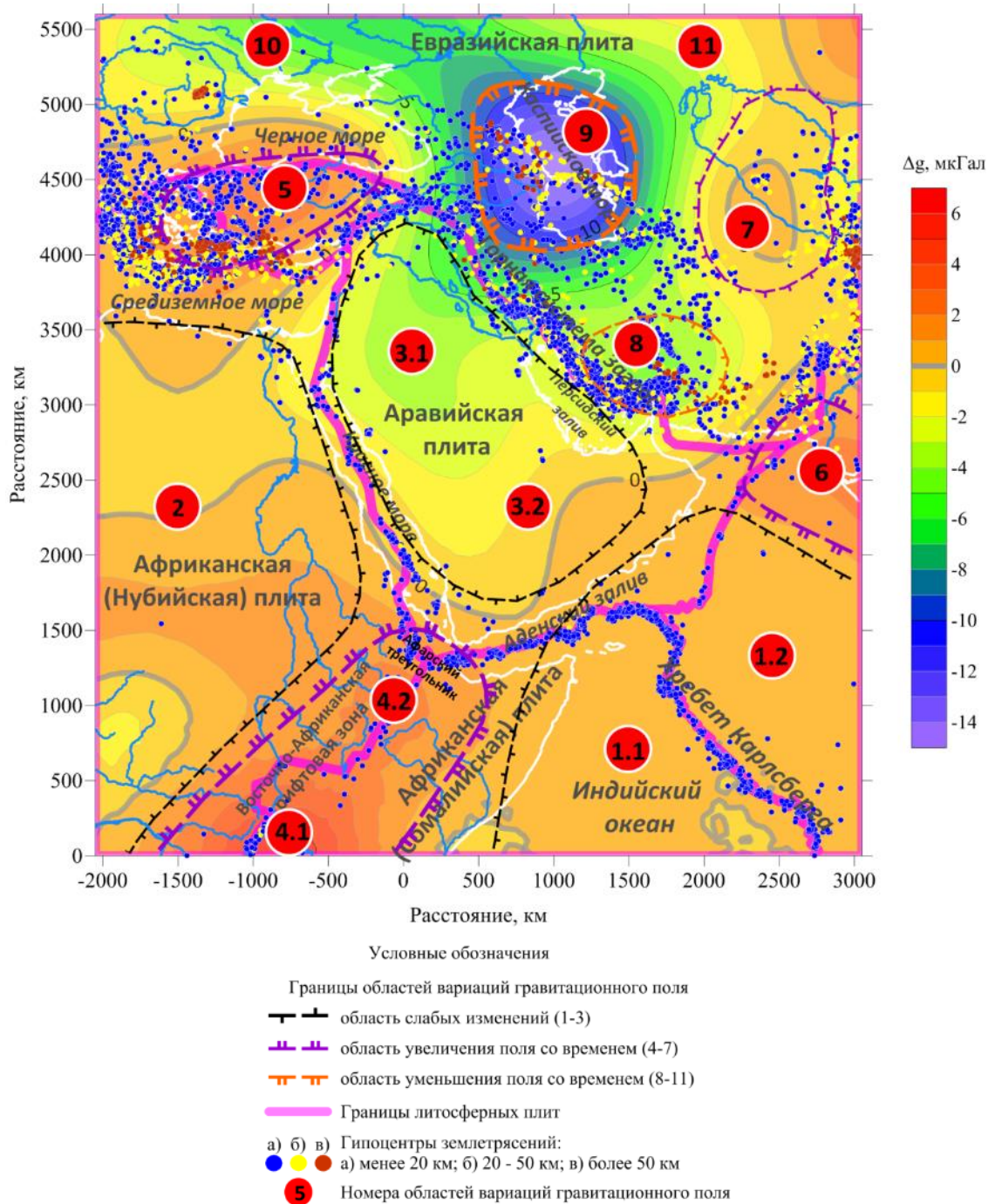


Рисунок 3.15 Районирование Африкано-Аравийско-Каспийского региона по характеру временных вариаций гравитационного поля на фоне разностного поля низкочастотных осредненных вариаций за 2015 и 2005 годы.

Слабовыраженные, малоамплитудные вариации гравитационного поля приурочены к областям с преобладающими тектоническими спокойными обстановками – на суше зонам с относительно пологим рельефом (Нубийская плита, Аравийская плита) и глубоководным частям акваторий (глубоководная часть Индийского океана). В пределах этих областей минимальны по амплитуде как сезонные изменения, так и длительностью более одного года. Исключение составляет северная часть Аравийской плиты, в пределах которой в поле

низкочастотной компоненты с 2006 года наблюдается устойчивый тренд на уменьшение (-4 мкГал), а в период с 2013 по 2015 г.г. – локальный максимум амплитудой 1,5 – 2 мкГал.

Наиболее интенсивные вариации как сезонного характера, так и длительностью более одного года свойственны областям с активной геодинамической обстановкой и более выраженным рельефом (Восточно-Африканская рифтовая зона, Эгейско-Анатолийская, Индостанская плиты и регион Каспийского моря) (Рисунок 3.16).

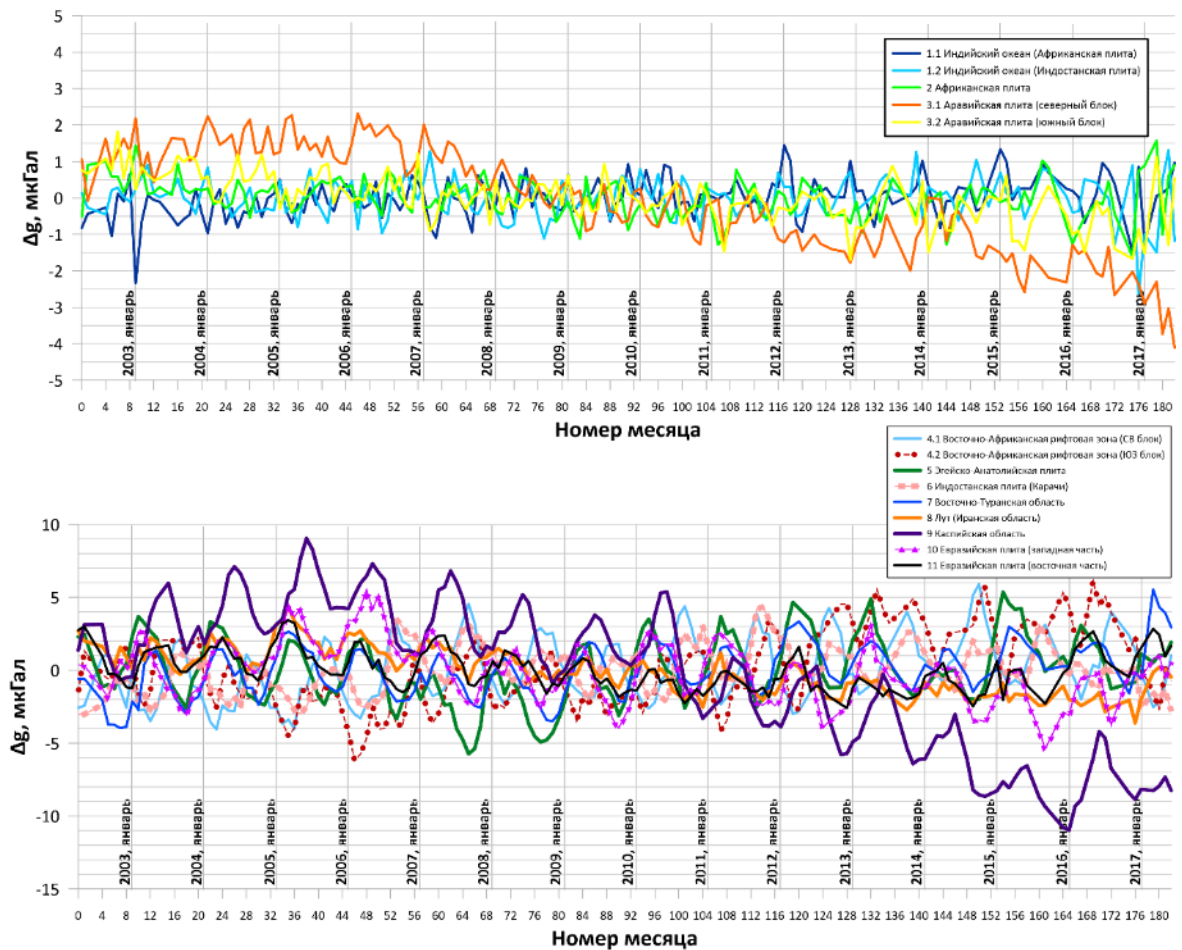


Рисунок 3.16 Изменение гравитационного поля во времени в областях вариаций гравитационного поля: сверху – с неярко выраженной сезонной периодичностью; внизу – с ярко выраженной сезонной периодичностью

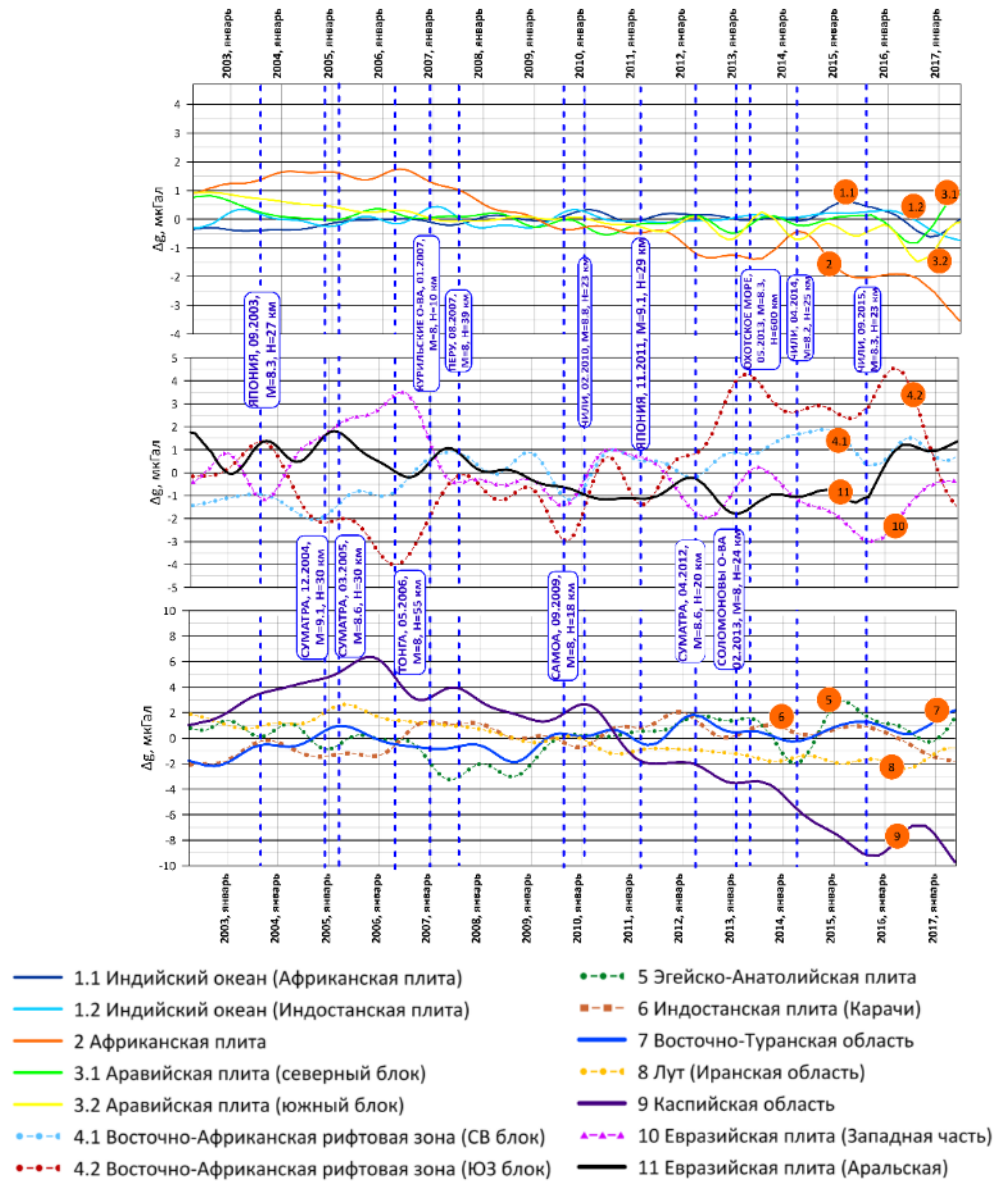


Рисунок 3.17. Изменение низкочастотной составляющей гравитационного поля во времени в выделенных областях изучаемого региона.

Синим вертикальным пунктиром обозначены крупные мировые землетрясения магнитудой более 8.

Высокочастотные (сезонные) вариации гравитационного поля наблюдаются на всей площади изучаемого региона и на всем интервале наблюдений спутниковой миссии, но различаются по интенсивности.

Данная составляющая вариаций гравитационного поля представляет собой гармонические изменения периодом около 1 года, варьирующиеся по амплитуде и фазе в зависимости от времени и пространственного положения. При площадном рассмотрении изменения высокочастотных вариаций обращает внимание почти полное их отсутствие в зонах Индийского океана, Африканской и Аравийской плит. В этих областях, видимо, по причине малых амплитуд, часто не выдерживается сезонная периодичность.

Высокочастотные вариации принято связывать с сезонным изменением гидрогеологического режима (сезонные колебания уровня грунтовых вод на суше и годовые океанские приливы) [Булычев, Джамалов, Сидоров, 2011]. В настоящей работе интерес представляют более длительные вариации, которые могут быть обусловлены глубинными геодинамическими процессами, поэтому высокочастотная составляющая поля оценивается как помеха, и в дальнейшем, рассматривается частично.

Выделение *низкочастотной компоненты вариаций гравитационного поля* позволяет проследить как общий тренд изменения гравитационного поля во времени (Рисунок 3.17), так и выделить локальные пространственно-временные экстремумы вариаций на ограниченных площадях (Рисунок 3.15).

В глубоководной части Индийского океана (*область 1*) вариации гравитационного поля отсутствуют либо характеризуются малыми амплитудами, не превышающими 0,5–1 мкГал. Срединно-океанический хребет Карлсберга в поле вариаций не проявляется.

Области Красноморского рифта, Африканской (*область 2*) и южной части Аравийской плит (*область 3.2*) также характеризуются слабовыраженными вариациями, однако в северной части Аравийской плиты (*область 3.1*) с середины 2006 года наблюдается ниспадающий тренд на 3,5–4 мкГал на протяжении всего последующего интервала исследования.

Сравнительно более выраженными участками проявления временных вариаций являются Эгейско-Анатолийская (*область 5*) и Индостанская (Карачи) (*область 6*) плиты.

Высокая переменчивость поля характерна именно для Эгейско-Анатолийского блока, выражающаяся в наличии двух локальных минимумов на интервале 2007 – 2010 и 2013 – 2015 годов амплитудой до 4 мкГал, разделенных возрастающим трендом поля (+3 мкГал).

Менее выражены вариации в Восточно-Туранской (*область 7*) и Иранской (Лут) (*область 8*) областях. В Восточно-Туранской наблюдается общий тренд на увеличение (+4 мкГал) со слабыми локальными минимумом (2008 г.) и максимумом (2012 г.) амплитудой не более 2 мкГал. В Иранской области (Лут) – с 2005 года плавный ниспадающий тренд (-4 мкГал).

Дополнительно выделены особенности изменения гравитационного поля для отдельных участков в пределах Евразийской плиты. К северо-востоку от Каспийского бассейна (территория бывшего Аральского моря – *область 11*) отмечается практическое отсутствие низкочастотных вариаций. На Украинском щите, наоборот, наблюдаются более значительные изменения. Отчетливо выделяется локальный максимум амплитудой ~3.5 мкГал с 2004 по 2007 год, имеющий высокую степень обратной корреляции с вариациями

в юго-западной части Восточно-Африканской рифтовой зоны. Причина обратно коррелированных вариаций на удаленных территориях не ясна. Маловероятным представляется гидрологическая (приповерхностная) природа. Можно предположить опосредованную глубинную (в масштабе тектоносферы) динамическую связь, в которой при воздействии внешних причин (в первую очередь, сейсмичность регионального масштаба) отдельные блоки имеют противоположную реакцию: сводящуюся либо к интегральному уплотнению, либо, наоборот, разуплотнению в объеме блока. Изменение плотности при этом может быть объяснено несколькими причинами – выжиманием флюидов вверх или их гравитационному стеканию при раскрытии трещинного пространства в земной коре; локальному уплотнению или разуплотнению мантии вблизи подошвы литосферы при вертикальных движениях литосферных блоков и другие.

Областями с наиболее интенсивными низкочастотными вариациями являются области юго-западной части Восточно-Африканской рифтовой зоны (4) и Каспийского моря (9) (Рисунок 3.15).

Для Восточно-Африканской рифтовой зоны характерно уменьшение поля до середины 2006 года на 4 – 5 мкГал, а после – плавное увеличение на 8 мкГал во временном диапазоне 2006 – 2016 годов с локальными максимумами в 2013 и 2016 годах (Рисунок 1.12).

Каспийская область выделяется интенсивными изменениями гравитационного поля на протяжении всего интервала наблюдений (Рисунок 3.15, Рисунок 3.17). Яркая положительная геопро пространственная аномалия вариаций северо-восточного простирания наблюдается в 2005 – 2006 годах. Со временем форма аномалии становится более изометричной и меняет знак. В 2006 году поле временных вариаций приобретает ниспадающий тренд, с уменьшением на 15 мкГал к 2017 году. Также можно отметить наличие локальных максимумов в 2010 и 2016 годах небольшой амплитуды (до 2 мкГал).

Временная изменчивость описанных пространственных вариаций хорошо прослеживается на временных разрезах (Рисунок 1.12, Рисунок 3.18, Рисунок 3.19).

На *профиле 2* (Рисунок 3.18), проходящем через Африканско-Аравийский блок и Евразийскую плиту отчетливо проявляется область интенсивных вариаций, приуроченная к бассейну Каспийского моря, достигая максимума в 2005 году и минимума в 2016. В то же время на территории Африканской и северной части Аравийской плит сравнительно выраженных изменений не наблюдается, характерен плавный ниспадающий тренд с течением времени.

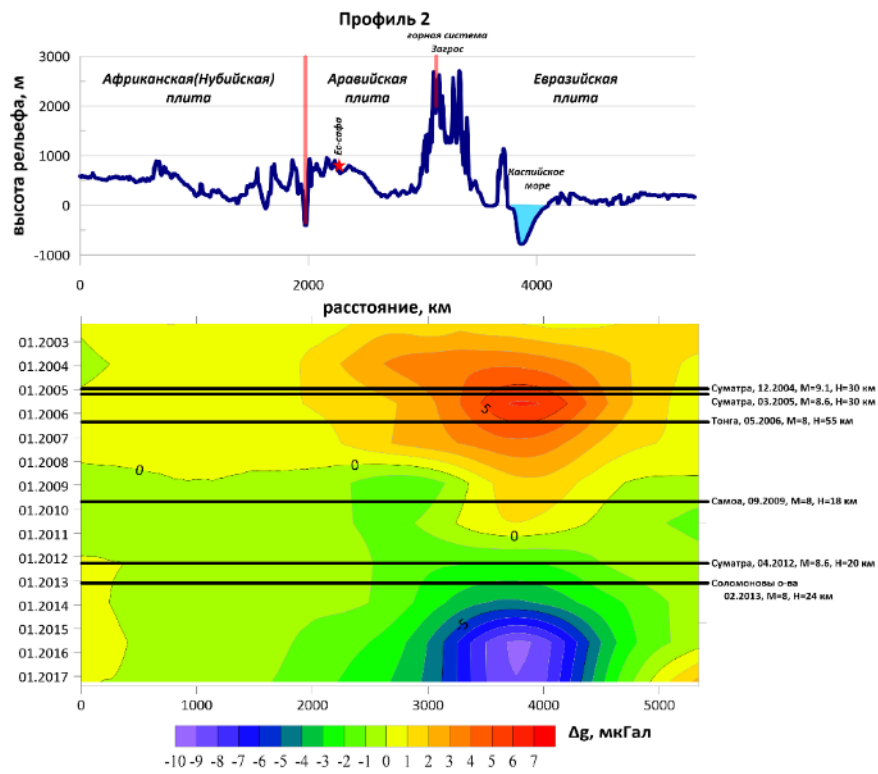


Рисунок 3.18 Рельеф (сверху) и временной разрез изменений гравитационного поля (снизу) вдоль профиля 2 Нубийская плита – Евразийская плита

Красные линии над рельефом – границы литосферных плит. Красные звезды – вулканы, находящиеся на удалении менее 100 км от линии профиля. Черные линии на разрезе – временные отметки крупнейших мировых землетрясений. Сечение изоаномал 1 мкГал. Положение профиля приведено на Рисунок 3.14.

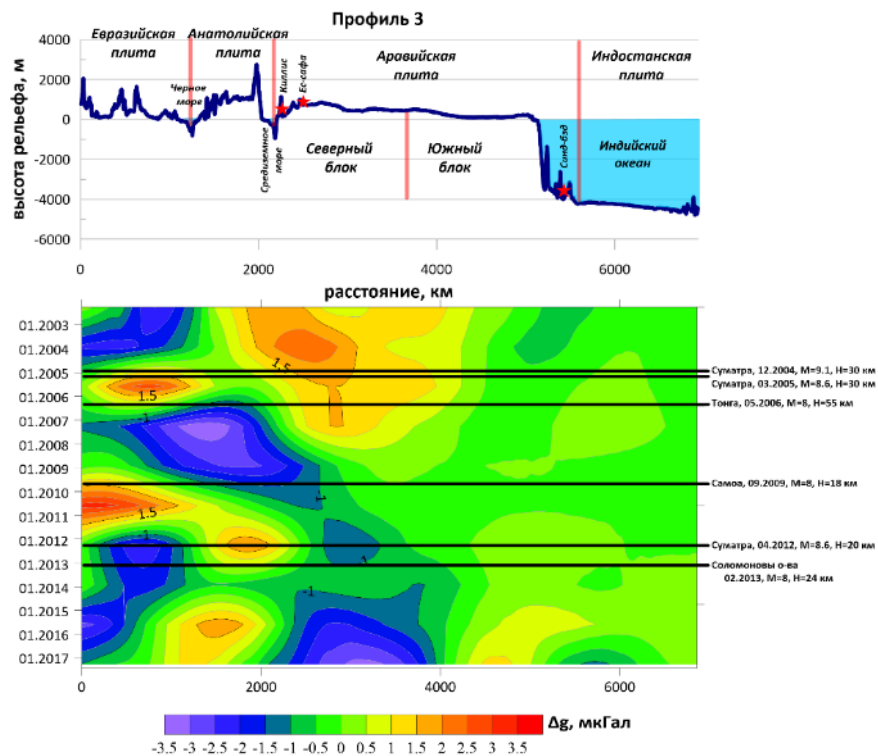


Рисунок 3.19 Рельеф и временной разрез гравитационного поля вдоль профиля 3 Карпаты – Индийский океан

Сечение изоаномал 0,5 мкГал. Остальные условные обозначения см. на Рисунок 3.18. Положение профиля дано на Рисунок 3.14.

На *профиле 3* (Рисунок 3.19), проходящем через Евразийскую (западную часть), Эгейско-Анатолийскую и Аравийскую плиты и выходящем в Индийский океан, разрез временных вариаций можно разделить на две области: высокоамплитудных знакопеременных гравитационных изменений в области Анатолии, западной части Евразийской плиты и отсутствия изменений поля в южном блоке Аравийской плиты и Индийского океана. В северной части Аравийского блока изменения гравитационного поля выражены сильнее, имея максимум в первой половине исследования и минимум в конце.

3.3.3. Сопоставление сейсмичности, аномалий теплового потока и низкочастотных вариаций гравитационного поля

Для анализа сейсмичности использованы материалы открытого каталога данных ComCat [ANSS..., 2021], содержащего параметры источников землетрясений (в том числе, гипоцентры, магнитуду, фазовые пики и амплитуды). Отдельно проанализированы крупные (магнитудой более 8) мировые землетрясения и землетрясения, произошедшие в пределах региона в рассматриваемый период времени.

Связь вариаций с мировыми землетрясениями

За рассматриваемый период произошло 14 землетрясений магнитудой более 8, которые условно можно назвать мировыми землетрясениями. Они хорошо коррелируют с особенностями временных вариаций (экстремумы и наиболее градиентные во времени изменения (Рисунок 3.17)). В то же время на временных разрезах вариаций гравитационного поля крупные землетрясения, произошедшие в юго-восточной Азии, наиболее ярко подчеркивают изменения в характере вариаций (Рисунок 1.24, Рисунок 1.13, Рисунок 3.19).

Наибольшая изменчивость гравитационного поля для всех областей приурочена к временному интервалу наибольшей концентрации высокомагнитудных землетрясений в период с начала 2005 года по середину 2007 года.

Период отсутствия крупных землетрясений с середины 2007 года по середину 2009 года характеризуется минимальными вариациями.

Самоанское (сентябрь 2009 г.) и Чилийское события (февраль 2010 г.) совпадают с изменением скорости вариаций на выраженных по амплитуде низкочастотных вариаций областей (Африканской плите, юго-западном блоке Восточно-Африканской рифтовой зоны, Аральской, Каспийской).

Явно совпадение ряда экстремумов временных вариаций и землетрясений (Рисунок 3.17). Характерные минимумы в области западной части Евразийской плиты и Восточно-

Африканской рифтовой зоны наблюдаются во время Самоанского землетрясения в сентябре 2009 года. Имеет место совпадение между максимумами вариаций Восточно-Африканской рифтовой зоны и Евразийской плиты (западной части) и землетрясением на Соломоновых островах в феврале 2013 года.

На *профиле 1* (Рисунок 1.24), проходящем через Африканскую плиту и Индийский океан и пересекающем Восточно-Африканскую рифтовую зону вблизи Афарского треугольника, наглядно видна приуроченность крупных землетрясений юго-восточной Азии к изменению характера вариаций. Все шесть землетрясений относятся к градиентным зонам поля вариаций Восточно-Африканской рифтовой зоны, и разделяют разрез на области разнознаковых или по-разному выраженных вариаций.

Связь вариаций с эпицентрами землетрясений

Согласно собранным материалам, за период с апреля 2002 года по июнь 2017 года на территории изучаемого региона произошло более 9600 разноглубинных землетрясений магнитудой выше 4.

Помимо сейсмической активности на границах литосферных плит, повышенная концентрация землетрясений наблюдается внутри отдельных структурных единиц, которые также совпадают с выделенными областями наиболее интенсивных вариаций гравитационного поля (Рисунок 3.15). Так, плотным «сейсмическим облаком» характеризуются области Каспийского моря (область 9) и Анатолии (область 5), представляя вместе с землетрясениями горной системы Загрос (область 8) и Индостанской плиты (область 6) единую полосу.

Наиболее глубокофокусные землетрясения Каспийской области (область 9), Загроса (область 8) и в Южно-Туранской области (7) приурочены именно к эпицентрам аномалий поля вариаций. Естественным представляется присутствие землетрясений в экстремуме поля вариаций области 4 (вдоль оси Восточно-Африканской рифтовой зоны).

Сопоставление теплового потока и низкочастотных вариаций гравитационного поля

Согласно обобщениям измерений теплового потока [Хуторской, Поляк, 2014; Davies et al., 2010] в пределах рассматриваемого региона выделяется ряд зон повышенного теплового потока.

Некоторые из них, а именно Эгейско-Анатолийская плита, Восточно-Африканская рифтовая зона, сопровождаются ярко выраженными вариациями гравитационного поля. Данная корреляция наблюдается не только для поверхностного теплового потока.

Аномалии теплового потока в основании литосферы и повышенные температуры на границе Мохо, полученные на основе модельных оценок [Artemieva, 2011], также присутствуют под указанными областями.

Интерес представляет дифференциация теплового поля на территории Аравийского полуострова, где в северной части наблюдаются более высокие значения теплового потока в отличие от южной. Аналогичная картина наблюдается в дифференциации поля гравитационных вариаций, при которой полуостров разделяется на южную неактивную и северную более активную по вариациям области.

3.3.4. Вариации гравитационного поля и изменение уровня грунтовых вод на севере Аравийского полуострова

Представляет интерес разный характер изменения гравитационного поля на территории Аравийской плиты, которую можно разделить на две области: южный блок малоамплитудных вариаций (<0.5 мкГал) и северный блок выраженных вариаций, характеризующиеся ниспадающим трендом $3.5-4$ мкГал на протяжении всего интервала исследования.

В связи с этим был изучен участок Амман-Зарка (Иордания), расположенный на севере Аравийского полуострова (Рисунок 3.20).

Бассейн Амман-Зарка является одной из важнейших систем подземных вод в Иордании, которая снабжает три крупнейших города Иордании водой для питьевых и хозяйственных нужд. Таким образом, подземные воды являются основным водным ресурсом в Иордании. Согласно [Al-Zyoud *et al.*, 2015] наблюдается истощение подземных вод в бассейне Амман-Зарка в течение 2000–2015 годов (на период изучения).

Для того чтобы проследить, как отражается изменение уровня подземных на вариации гравитационного поля по данным спутниковых наблюдений, проведено сопоставление трех компонент поля силы тяжести по данным GRACE и колебаний уровня вод по скважинным данным (Рисунок 3.20). Изменение уровня подземных вод взято из работы [Al-Zyoud *et al.*, 2015].

Сравнение графиков показывает общий ниспадающий тренд, указывающий на снижение уровня грунтовых вод. Однако, графики вариаций поля силы тяжести не отражают в полной мере сезонные изменения (период 1 год), что приводит к выводу об отражении в данных спутниковых наблюдений более глубинных геологических процессов.

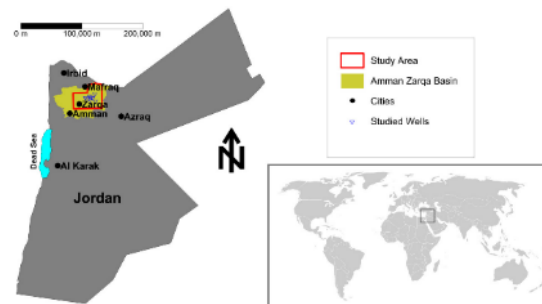
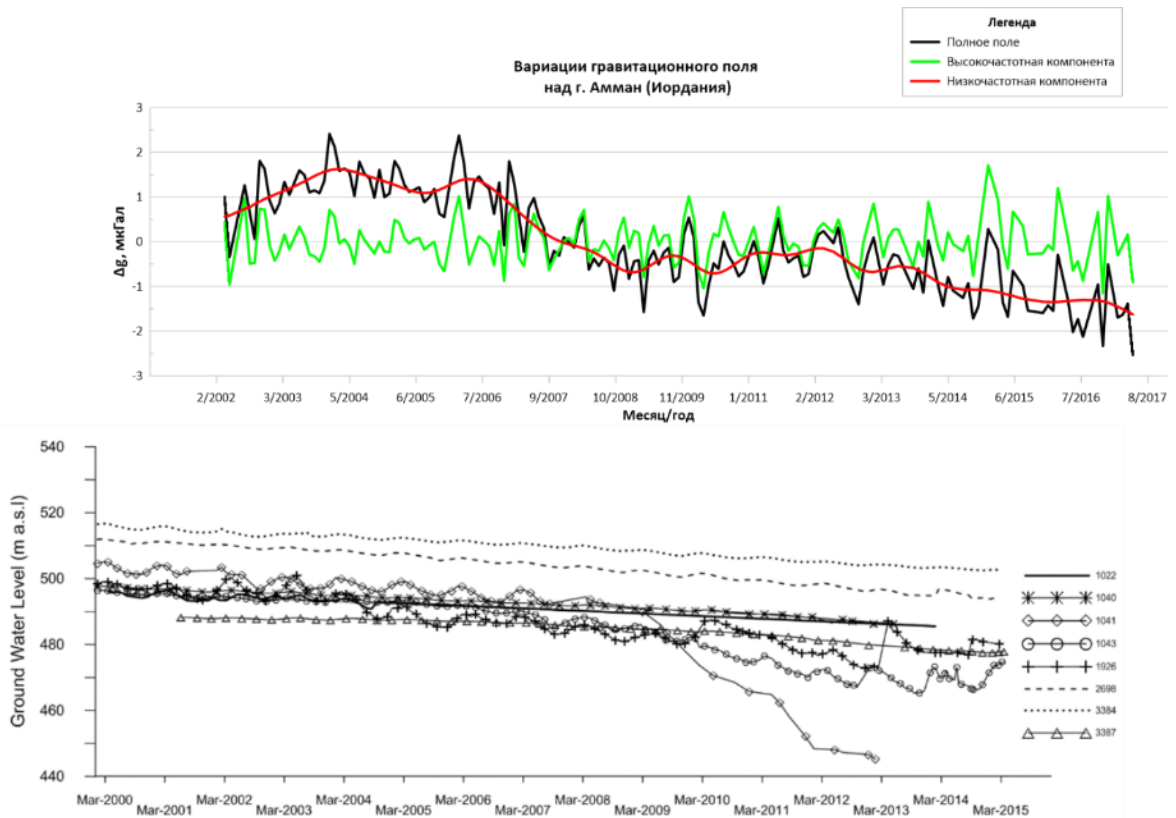


Рисунок 3.20 Сопоставление вариаций гравитационного поля по данным спутниковых наблюдений и изменений уровня подземных вод по скважинным данным бассейна Амман-Зарка (А) и географическое положение бассейна (Б)

Изменение уровня подземных вод взято из работы [Al-Zyoud et al., 2015].

3.3.5. Анализ вариаций гравитационного поля над Каспийским морем

При рассмотрении региона, охватывающего зоны активного взаимодействия Африканской, Аравийской и Евразийской литосферных плит с такими элементами, как северная часть Восточно-Африканской рифтовой зоны, Красноморский рифт, подвижными Эгейским, Анатолийским блоками и другими, оказывается, что наиболее яркая аномальная зона вариаций наблюдается над Каспийским регионом. Рассмотрим возможные причины и источники ее существования.

В тектоническом плане Каспийское море характеризуется достаточно сложным строением с весьма разнообразными элементами: южно-краевой частью Восточно-Европейской древней платформы, Скифско-Туранской молодой платформой, альпийским среднеземноморским поясом [Поletaева, 2013]. Альпийская складчатая область охватывает юго-западную часть Среднего и весь Южный Каспий. Скифско-Туранская эпигерцинская платформа территориально занимает значительную часть Среднего Каспия и часть Северного Каспия. Докембрийская платформа входит в пределы Северного Каспия.

Южная котловина Каспийского моря подстилается корой субокеанического типа с мощным осадочным слоем, с близко расположенной астеносферой и повышенным тепловым потоком. Бассейн Каспийского моря на протяжении современного и новейшего этапов развивается в условиях тангенциального сжатия [Зекцер и др., 1994]. Максимальное тектоническое напряжение Каспийская впадина испытывает в центральной и южной частях. Особенности сейсмичности и геодинамики данной территории обусловлены единой сейсмогеодинамической системой, представленной горными сооружениями Иран-Кавказ-Анатолийского региона, Центрального Тянь-Шаня и сопредельной с ними Скифско-Туранской плиты [Уломов, 2007].

Данные особенности обуславливают высокую современную тектоническую активность региона, в результате которой отдельные тектонические блоки, разбитые разломами, могут перемещаться независимо друг от друга в вертикальном направлении. Такие локальные поднятия и опускания участков дна, соответственно, могут приводить к поднятиям и опусканиям уровня моря, что косвенно подтверждается тесной связью современного солевого и температурного режимов Каспийского моря с эндогенными геологическими процессами [Зекцер, 1994; Шило, Кривошей, 1989].

Таким образом, являясь активной тектонической областью, котловины Каспийского моря находятся в напряженном и неустойчивом состоянии. Следовательно, геодинамические процессы в астеносфере, спровоцированные внешними причинами, оказывают дестабилизирующее воздействие, приводят к неустойчивому тектоническому равновесию, изменению его конфигурации, подъему или опусканию отдельных блоков дна. В результате возникающих напряжений возможно дополнительное поступление подземных вод в Каспий из осадочных пород окружающей суши и составляющих основание моря.

Как уже выше отмечалось, Каспийская область выделяется интенсивными изменениями гравитационного поля на протяжении всего интервала наблюдений.

Положение аномальной области поля вариаций хорошо локализовано в плане. Она распространяется не на всю акваторию Каспийского моря. Эпицентр области находится не над самой глубокой южной котловиной. Он расположен в среднем Каспии, в окрестности

Апшероно-Прибалханского порога, вблизи береговой линии, распространяясь как на акваторию, так и на сушу, но тяготея к западному берегу.

Анализ низкочастотной компоненты поля силы тяжести показал наличие быстрых и высокоамплитудных изменений поля силы тяжести во времени на территории Каспийского моря: максимальный размер аномальной зоны в плане – 1600 x 1000 км; гравитационное поле за рассматриваемый период наблюдений изменилось от + 1 до -9.8 мкГал; интервал максимальных изменений (от +6.4 до -9.8 мкГал) приходится на период 2005 – 2017 годы; средняя скорость изменений – 1.4 мкГал/ год; максимальная скорость – 3.3 мкГал/год; максимальный горизонтальный градиент – 0.016 мкГал/ км.

Важно отметить пространственное совпадение экстремума вариаций гравитационного поля и сгущений облака землетрясений (Рисунок 3.15) в области Апшероно-Прибалханского порога, проходящего по границе Южно-Каспийской и Средне-Каспийской впадин. Данный участок выделяется рядом глубинных разломов, образующих широкую дизъюнктивную зону. Анализируя глубину очагов землетрясений, можно заметить, что в зоне Апшероно-Прибалханского порога типичными являются землетрясениями с наиболее глубокими гипоцентрами (Рисунок 3.15). Согласно [Маммалди, Рогожин, 2016] фокальные механизмы землетрясений имеют близвертикальные или крутые положения осей сжатия и близгоризонтальные оси растяжения.

Интересно поведение подошвы литосферы по модели LITHO1.0 [Pasyanos et al., 2014] в пределах Каспийской области. Глубокофокусные землетрясения в области Апшероно-Прибалханского порога составляют цепочку северо-западного простирания, которая в точности соответствует простиранию ступени по границе между литосферой и астеносферой. К северо-востоку от нее мощность литосферы составляет порядка 160 км, а юго-западнее – около 80-50 км. Эпицентр поля вариаций находится непосредственно над одним из выступов по подошве литосферы в пределах ступени.

Таким образом, Каспийский экстремум вариаций гравитационного поля находится:

- 1) вблизи береговой линии (накрывает и морскую, и сухопутную территории),
- 2) располагается в зоне пересечения тектонических разломов земной коры,
- 3) приурочен к области резкого изменения мощности литосферы,
- 4) включает область концентрации глубокофокусных землетрясений,
- 5) располагается над локальным выступом по кровле астеносферы.

Данные обстоятельства свидетельствуют в пользу глубинного расположения источника вариаций гравитационного поля над Апшеронским порогом Каспийского моря. Гравитационные вариации обусловлены объемным перераспределением масс (то есть

плотности и давления) в выступе астеносферы и, возможно, вертикальными движениями находящегося выше относительно подвижного блока литосферы. К активизации перераспределения масс и вертикальным движениям приводят внешние воздействия, например, крупные землетрясения. С учетом тектонических условий вероятный источник интенсивных гравитационных аномалий над Каспийским бассейном расположен в астеносфере (на глубинах 100–300 км).

Для оценки параметров (глубина, плотность) источников интенсивных вариаций гравитационного поля в Каспийском регионе решена обратная задача с учетом сферичности подходом, описанным в Главе 2.1.3. В качестве наблюдаемого поля выбран фрагмент разностного поля низкочастотных осредненных вариаций за 2015 и 2005 годы (см. Рисунок 3.15, Рисунок 3.21). На рисунке (Рисунок 3.22) приведен результат моделирования вариаций плотности. Согласно результатам моделирования, изменение плотности под Каспийским морем на глубине 100-300 км (астеносфера), составляет 2.5×10^{-3} кг/м³ за 10 лет (с 2005 по 2015 год). Такая оценка близка к изменениям плотности под Аляскинским хребтом (см. Главу 3.2.5).

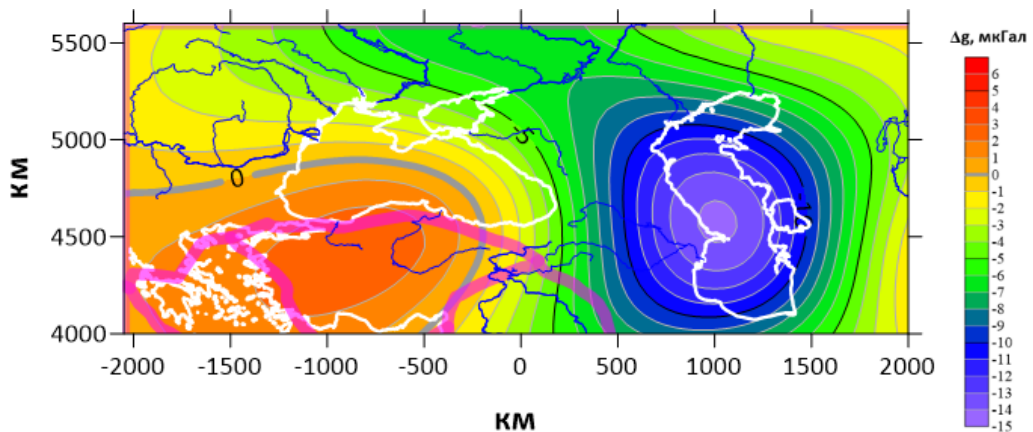


Рисунок 3.21 Разностное поле низкочастотных осредненных вариаций за 2015 и 2005 годы для области плотностного моделирования с учетом сферичности

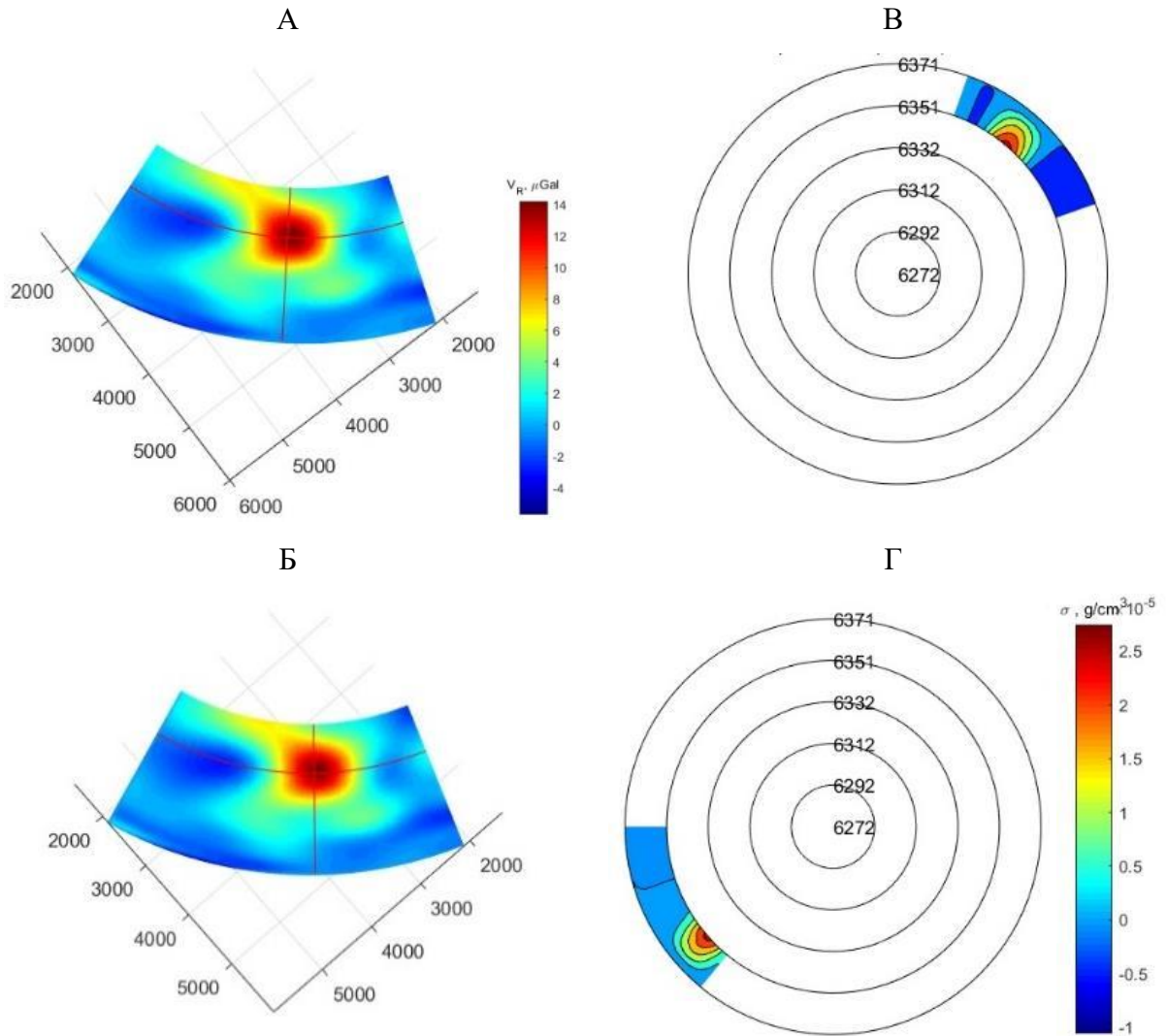


Рисунок 3.22 Моделирование вариаций плотности с учетом сферичности

А – наблюдаемое поле силы тяжести (разностное поле низкочастотных осредненных вариаций за 2015 и 2005 годы). Срезы плотности: Б – на глубине 200 км. В – вдоль параллели 41° северной широты, Г – вдоль меридиана 49,5° восточной долготы.

3.3.6. Выводы по разделу 3.3

Для Африкано-Аравийско-Каспийского региона выделено 11 областей с уникальным характером изменения гравитационного поля за период 2002 – 2017 годы. По результатам комплексного анализа спутниковых и геолого-геофизических данных для Африкано-Аравийско-Каспийского региона можно сделать следующие выводы.

Установлено отсутствие выраженных низкочастотных вариаций гравитационного поля в области срединно-океанического хребта Карлсберга, его продолжения в Аденском заливе и Красноморского рифта, что может объясняться отсутствием значительных перераспределений плотности в мантии. Слабо изменяется гравитационное поле в пределах

тектонически пассивных блоков Африканской плиты, южной части Аравийской плиты, глубоководного ложа Индийского океана.

Выявлены области интенсивных изменений гравитационного поля на территории Каспийского моря, Восточно-Африканской рифтовой зоны, Анатолии и Эгейского моря. Внутри областей временных изменений гравитационного поля находятся блоки повышенной сейсмичности. В областях Каспийская, Загрос, Южно-Туранская наиболее глубоководные землетрясения находятся в эпицентрах вариаций поля силы тяжести.

Отмечается высокая степень корреляции мировых землетрясений и характера вариаций поля силы тяжести. Крупные землетрясения юго-восточной Азии приурочены к изменению скорости вариаций в Восточно-Африканской рифтовой зоне.

Наблюдается различие теплового потока и характера изменений поля силы тяжести на территории Аравийского полуострова: северный блок характеризуется повышенным тепловым режимом и выраженными гравитационными вариациями, южный – пониженным тепловым потоком и отсутствием изменений гравитационного поля со временем. Для северной части Аравийского полуострова вариации гравитационного поля показывают ниспадающий тренд, указывающий на снижение уровня грунтовых вод в Иордании, но не отражают в полной мере сезонные изменения.

Проведена оценка параметров источника интенсивных гравитационных аномалий над Каспийским бассейном. Эпицентр вариаций приурочен к выступу астеносферы под Апшеронским порогом. С учетом тектонических условий вероятный источник расположен в астеносфере (на глубинах 100 – 300 км). Изменение плотности оценивается в значение 2.5×10^{-3} кг/м³ за 10 лет (с 2005 по 2015 год). Такая оценка близка к значению изменений плотности в области Аляскинского хребта, полученному ранее (см. Главу 3.2).

3.4. Выводы по Главе 3

В главе изложены результаты анализа изменений поля силы тяжести во времени с геодинамических позиций. Над двумя крупными (северо-восточный Тихоокеанский сектор и Африкано-Аравийско-Каспийский) регионами выделены аperiodические изменения поля силы тяжести, источниками которых являются изменения плотности в тектоносфере. Характер вариаций поля силы тяжести зависит от тектонической стабильности геологической структуры и имеет тесную связь с землетрясениями планетарного и местного масштабов.

В северо-восточном секторе Тихоокеанского региона области интенсивных изменений поля силы тяжести располагаются в районе Аляскинского хребта и области разлома сан-Андреас и рифта Юта. В Африкано-Аравийско-Каспийском регионе области интенсивных изменений гравитационного поля выявлены на территории Каспийского моря, Восточно-Африканской рифтовой зоны, Анатолии и Эгейского моря. Внутри областей временных изменений гравитационного поля находятся блоки повышенной сейсмичности. В областях Каспийская, Загрос, Южно-Туранская наиболее глубоководные землетрясения находятся в эпицентрах вариаций поля силы тяжести.

Использование разнообразных геофизических методов при подборе параметров тел, создающих гравитационные аномалии, таких как сейсмическая томография, сейсмичность, информация о положении глубинных границ, позволили установить, что источники изменения гравитационного поля, расположены в астеносфере. Изменение плотности на рассматриваемых временных интервалах (за 10 лет) составляет от 1 до 10 на 10^{-3} кг/м³.

Учитывая, что температура T увеличивается на 10°C при погружении на 1 км, можно оценить изменение давления, соответствующее вычисленному изменению плотности. Изменение плотности на 1×10^{-2} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 150 – 300 км порядка 0.5 атмосфер, а изменение плотности на 6×10^{-3} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 50 – 200 км на 0.3 атмосферы. Порядок изменения давления в мантии является реальным, исходя из современных термобарических моделей мантии Земли.

Полученные результаты являются основой для внедрения в геологическую практику нового метода геодинамического анализа, позволяющего по изменениям гравитационного поля во времени давать ответ о стабильности блоков литосферы, локализовывать области изменения плотности и делать численные оценки этих изменений в размерности плотности или массы, или давления. Трактовка причин возникновения вариаций гравитационного

поля в каждом случае требует дополнительных геодинамических исследований, выходящих за пределы настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформулированные во Введении задачи исследования решены.

1. Разработан подход эталонирования наземных гравиметров с использованием гравиметрических полигонов, часть пунктов которых расположена в высотных зданиях. Апробация подхода выполнена в ходе многолетних измерений на разных этажах Главного здания МГУ имени М.В. Ломоносова. Дальнейшее развитие подхода следует проводить с созданием гравиметрических полигонов в высотных зданиях г. Москвы, чему было положено начало работами ассистента Геологического факультета МГУ А.А. Фадеева в 2010-х годах [Lygin *et al.*, 2016б]

2. Проанализированы информативность (точность и разрешающая способность) данных спутниковой альтиметрии для акваторий и спутниковой гравиметрии для арктических территорий. Показано, что альтиметрическая баз данных (Torex-gravity) удовлетворяют требованиям региональных гравиметрических съемок масштаба 1: 1000000 на открытых частях акваторий (вне континентального склона). После учета систематического расхождения альтиметрические базы восстанавливают аномальное гравитационное поле относительно надводных среднемасштабных съемок 1970-х годов с точностью не лучше ± 3 мГал. В береговой зоне и на континентальном склоне спутниковые наблюдения неприменимы. Расхождение по локальной компоненте гравитационного поля, оцененное на материалах съемок масштаба 1: 50000 составляет ± 20 мГал и снижается по мере увеличения периода выделяемых локальных гравитационных аномалий. На арктических прибрежных территориях (на примере Карской астроблемы) показано, что среднеквадратическое расхождение между спутниковыми данными и данными наземных съемок составляет $\pm 3,5$ мГала и первые содержат ошибки во всём диапазоне пространственных частот аномалий. Калиброванные по наземным данным такие модели, как Sandwell and Smith [Sandwell *et al.*, 2014], WGM2012 [Bonvalot *et al.*, 2012], SGG-UGM-2 [Liang *et al.*, 2020] также содержат высокочастотные помехи на уровне $\pm 3,5$ –4 мГал, искажающие формы и амплитуды изометричных и линейных аномалий. Искажения затрагивают аномалии размером 50 км и менее.

3. Предложена методика обработки данных спутниковой миссии GRACE, с целью разделения вариаций гравитационного поля на сезонные и длительностью более одного года. Последние могут содержать эффекты, связанные с перераспределением масс в тектонически активных регионах. Методика применена для обнаружения процессов изменения плотности земных недр в тектонически активных областях северо-восточного сектора Тихоокеанского региона и Африкано-Аравийско-Каспийского региона.

4. Предложена методика выполнения наземных периодических гравиметрических наблюдений для выделения сезонных вариаций поля силы тяжести, связанных с гидродинамическими изменениями в верхней части разреза. Технология измерений позволяет обойтись без абсолютных гравиметрических измерений и без использования удаленного опорного гравиметрического пункта, на котором отсутствуют сезонные вариации поля силы тяжести. Методика разработана в ходе многолетнего эксперимента на учебно-научной геофизической базе имени В.К. Хмелевского геологического факультета МГУ.

5. Изложены новые методы и подходы, необходимые для выполнения интерпретационной обработки и комплексной геолого-геофизической интерпретации гравитационных аномалий. Предложена математическая основа по расчету поля притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности в двумерной постановке; поля притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью в трехмерной постановке; решение обратной задачи гравиразведки с переменной скоростью градиентного спуска, способ оценки параметров точечного плотностного источника по его гравитационному полю, заданному на сфере.

Двумерное плотностное моделирование – одно из важнейших направлений гравиразведки, несмотря на то что на сегодняшний день большее внимание уделяется построению трехмерных плотностных моделей. В большинстве случаев в процессе интерпретации гравитационного поля двумерные модели выступают в качестве начального приближения для трехмерных моделей. Предложенное выражение для силы притяжения многоугольника с параболическим законом распределения плотности позволяет вычислять его во внешней и во внутренней областях. Подход востребован при моделировании двумерных геологических структур с переменной плотностью в случаях, когда аппроксимация телами с постоянной плотностью неприменима.

При трехмерном моделировании в ряде задач могут быть востребованы расчеты потенциала и поля притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью. Для таких случаев могут быть использованы выкладки для элементов полей притяжения (потенциал и его первые производные) таких важных аппроксимационных моделей, как многогранник и многоугольная пластина с линейным законом изменения плотности через элементы полей моделей с известными аналитическими представлениями (многогранник, многоугольная пластина и материальный отрезок с постоянными плотностями) и дополнительных интегралов, для которых существуют явные аналитические выражения. Полученные представления могут быть основой вычислительных программ для сред с градиентным изменением плотности.

При решении обратной задачи гравиразведки для сеточных моделей часто необходимо включать в процесс подбора плотностной модели глубокие ячейки. Разработан алгоритм на основе метода градиентного спуска, в котором скорость поиска решения зависит от глубины как степенная функция. Показатель степени подбирается итерационно, исходя из ожидаемой глубины неоднородностей либо исходя из формы ожидаемых неоднородностей, поскольку в зависимости от формы аномалообразующих объектов будет изменяться зависимость градиента функционала невязки по плотности ячеек от глубины. Эффективность разработанного подхода не зависит от масштабов исследуемой области и размерности пространства, в котором строятся плотностные модели.

Метод определения параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере, необходим как экспресс-оценок в планетарных задачах гравиметрии и для геологического изучения плотностных неоднородностей литосферы и верхней мантии. Особенно востребованным, а значит и актуальным метод становится при его автоматизации для выявления динамики перераспределения плотности в недрах Земли, выявляемой долговременными гравиметрическими спутниковыми миссиями типа GRACE или GRACE-FO.

6. Приведена систематизация методик геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава привлекаемой априорной геолого-геофизической информации на основе формирования особых условий неформального подбора. Важным результатом раздела является выработка нового подхода моделирования разрезов с применением специализированных инструментов и весовой корректирующей функции R , позволяющих учитывать любые априорные геолого-геофизические сведения для разных геологических ситуаций и разных этапов изучения, при разном объеме и составе априорной геолого-геофизической информации. Творческое сочетание предлагаемых инструментов позволяет строить модели, максимально учитывающие априорные данные и наиболее полно соответствующие актуальной геологической концепции строения изучаемого объекта.

7. Для демонстрации некоторых возможностей разработанных подходов интерактивного плотностного моделирования в работе приведены практические примеры построения согласованных физико-геологических моделей на основе интерактивного плотностного моделирования:

- a. модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин;
 - b. трехмерная геоплотностная модель Енисей-Хатангского региона.
8. Разработана методика построения структурной поверхности с использованием методов машинного обучения с верификацией полученных прогнозных

границ по гравитационному полю на примере реконструкции границы Мохоровичича в Баренцевоморском регионе.

Для каждого из трех перечисленных в пунктах 7 и 8 регионов получены значимые геологические выводы.

9. Разработан подход к построению согласованных физико-геологических моделей на примере изучения неоднородностей верхней части разреза Восточной Сибири, который был положен в основу специализированного программного обеспечения tomplex [Молчанов и др., 2021].

10. Выполнен анализ пространственно-временных изменений гравитационного поля и их связь с геологическими особенностями над двумя крупными (северо-восточный Тихоокеанский сектор и Африкано-Аравийско-Каспийский) регионами. В их пределах выделены аperiодические изменения поля силы тяжести, источниками которых являются изменения плотности в тектоносфере. Характер вариаций поля силы тяжести зависит от тектонической стабильности геологической структуры и имеет тесную связь с землетрясениями планетарного и местного масштабов.

В северо-восточном секторе Тихоокеанского региона области интенсивных изменений поля силы тяжести располагаются в районе Аляскинского хребта и области разлома сан-Андреас и рифта Юта. В Африкано-Аравийско-Каспийском регионе области интенсивных изменений гравитационного поля выявлены на территории Каспийского моря, Восточно-Африканской рифтовой зоны, Анатолии и Эгейского моря. Внутри областей временных изменений гравитационного поля находятся блоки повышенной сейсмичности. В областях Каспийская, Загрос, Южно-Туранская наиболее глубоководные землетрясения находятся в эпицентрах вариаций поля силы тяжести.

Использование разнообразных геофизических методов при подборе параметров тел, создающих гравитационные аномалии, таких как сейсмическая томография, сейсмичность, информация о положении глубинных границ, позволили установить, что источники изменения гравитационного поля, расположены в астеносфере. Изменение плотности на рассматриваемых временных интервалах (за 10 лет) составляет от 1 до 10 на 10^{-3} кг/м³.

Изменение плотности на 1×10^{-2} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 150 – 300 км порядка 0.5 атмосфер, а изменение плотности на 6×10^{-3} кг/м³ приводит к уменьшению давления на глубине 50 – 200 км на 0.3 атмосферы. Порядок изменения давления в мантии является реальным, исходя из современных термобарических моделей мантии Земли.

Полученные результаты являются основой для внедрения в геологическую практику нового метода геодинамического анализа, позволяющего по изменениям гравитационного

поля во времени давать ответ о стабильности блоков литосферы, локализовать области изменения плотности и выполнять численные оценки этих изменений в размерности плотности или массы, или давления. Трактовка причин возникновения вариаций гравитационного поля в каждом случае требует дополнительных геодинамических исследований, выходящих за пределы настоящей работы.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что цель исследования – повышение информативности материалов гравиразведки в общем комплексе геолого-геофизических исследований – достигнута: разработаны новые полевые методики, математические алгоритмы и методические подходы интерпретации, с их использованием получены новые геологические результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев О.П., Кобылкин Д.Н., Ахмедосафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф., Кривицкий Г.Е.* Гравиметрический контроль разработки газовых и газоконденсатных месторождений // Москва, Недра, 2012.
2. *Арутюнян Д.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов, К.М., Широкова Т.П., Шклярук А.Д.* Плотностная модель земной коры Баренцева моря. // Труды IX Международной научно-практической конференции Морские исследования и образование (MARESEDU-2020). Тверь. ООО ПолиПРЕСС. 2020. Том I (III). Т. 3. С. 505–510.
3. *Афанасенков А. П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60–70. (0.69 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
4. *Балк П.И., Долгаль А.С.* Обобщенные решения обратной задачи и новые технологии количественной интерпретации гравитационных аномалий. // Физика Земли. 2018. № 2. С. 189-204.
5. *Блох Ю.И.* Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М. 2009. 232 с. (www.sigma3d.com/pdf/books/blokh-interp.pdf).
6. *Бондарев В.И., Крылатков С.М., Смирнов А.С.* Временные разрезы направленного видения в сейсморазведке методом многократных перекрытий // Технологии сейсморазведки. 2005. № 3. С. 49–55.
7. *Бровкин Г.И., Краснов В.А.* Многоуровневая гравиметрическая съемка Главного здания Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2011. — 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). ISBN 978-5-317-03634-8.
8. *Буланже Ю.Д.* Избранные труды. М. 1998.
9. *Буланже Ю.Д., Магницкий В.А.* Вековые изменения силы тяжести // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С. 25–32.
10. *Булычев А.А.* Совместное использование альтиметрических, набортных гравиметрических и магнитных данных при изучении тектоносферы южного океана. Докторская диссертация. - М., МГУ. 2000.

11. Булычев А.А., Джамалов Р.Г., Сидоров Р.В. Использование спутниковой системы GRACE для мониторинга изменений водных ресурсов // Недропользование XXI. 2011. № 2. С. 24–27.
12. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 42–46.
13. Булычев А.А., Лыгин И.В., Кузнецов К.М. Поле притяжения многогранника и многоугольной пластины с линейной плотностью // Физика Земли. 2018. № 4. С. 58–67. 2024. (0.63 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 1,255.
14. Булычев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р. Численные методы решения прямых задач грави- и магниторазведки (конспект лекций). Учебное пособие для студентов и магистрантов специализации Геофизика. — МГУ Москва, 2010. — 164 с. (10.25 п.л., авторский вклад 20%).
15. Булычев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б. и др. Конспект лекций по курсу «Гравиразведка». Ч. I. М.: КДУ, «Университетская книга», 2017. 124 с.
16. Булычев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Прямая задача гравиразведки и магниторазведки (конспект лекций). —М.: «Университетская книга», 2019. — 176 с. DOI: 10.31453/kdu.ru.91304.0040
17. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 187 с.
18. Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. Москва: Научный мир, 2007. 456 с.
19. Голиздра Г.Я. Вычисление гравитационного поля многогранника. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 8. С. 95 – 99.
20. Голиздра Г.Я. Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ. Обзор. Регион., развед. и промысл. геофизика. М.: ВИЭМС. 1977. 98 с.
21. Гравиразведка. Справочник геофизика / Под ред. Е.А. Мудрецовой, К.Е. Веселова. М. Недра, 1990. 607 с.
22. Гуренцов Н.Е., Твердохлебов Д.Н., Рейтюхов К.С., Мельников Р.С. Расчет эталонной системы наблюдения сейсморазведочных работ МОГТ-3D на основе сейсмогеологического моделирования для лицензионных участков ПАО «НК «Роснефть» в Самарской области. Нефтяное хозяйство. 2018. С. 32–35.
23. Ермаков А.П. Малоглубинная сейсморазведка на Александровском геофизическом полигоне МГУ (Калужская область) // Сборник тезисов научно-

практической конференции «Инженерная сейсморазведка-2018». М.: Евроазиатская научно-промышленная палата, 2018. С. 36–40.

24. *Ермаков А.П., Лыгин И.В.* Особенности совместного сейсмического и гравитационного моделирования вдоль профилей Глубинного Сейсмического Зондирования (ГСЗ) // Российский геофизический журнал. 2006. № 43-44. С. 17–23.

25. *Ермаков А.П., Лыгин И.В., Литвякова О.О., Толмашенко А.В.* Совместные сейсмо-гравиметрические исследования на территории проведения учебно-научных геофизических практик (д. Александровка, Калужская обл.) // Сборник тезисов докладов научной конференции Ломоносовские чтения 2015. Секция Геология. М. Изд-во Моск. ун-та. 2015. С. 1–2.

26. *Жданов М.С.* Аналогии интеграла типа Коши в теории геофизических полей. М.: Наука, 1984. 327 с.

27. *Железняк Л.К., Конешов В.Н., Клевцов В.В.* О длиннопериодных погрешностях данных спутниковой альтиметрии // Физика Земли. М. 2000. №3. С. 71-74.

28. *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.

29. *Зекцер И.С., Племенова А.А., Касьянова А.Н.* О роли современной тектоники и грязевого вулканизма в водно-солевом балансе Каспийского моря // Водные ресурсы. 1994. Т. 21. № 4. С. 437–443.

30. *Зотов Л.В., Фролова Н.Л., Телегина А.А.* Изменение гравитационного поля в бассейнах крупных рек России по данным GRACE // Альманах Современной Метрологии. 2015. № 3. С. 142–158.

31. *Ильченко В.Л.* Волновой контроль над геодинамическими процессами и возможность его использования при физическом моделировании глубинных геологических структур // Международная конференция, посвященная памяти В.Е. Хаина, «Современное состояние наук о Земле». МГУ. Москва. 1-4 февраля 2011.

32. *Инструкция по гравиметрической разведке* // М., Недра, 1975, 88 с.

33. *Интерпретация геофизических материалов: учебное пособие / Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Булычев А.А., Коснырева М.В., Старовойтов А.В., Тевелев Ал.В., Шалаева Н.В.* Саратов: Вузовское образование, 2020. 222 с. ISBN 978-5-4487-0685-1. Текст: электронный // IPR SMART: [сайт]. URL: <https://www.iprbookshop.ru/93991.html> (дата обращения: 24.05.2022). Режим доступа: для авторизир. пользователей. DOI: 10.23682/93991.

34. *Кобрунов А.И.* Математические основы теории интерпретации геофизических данных: учеб. пособие / Ухта: УГТУ, 2007. – 286 с.
35. *Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А.* Об одном методе ε -эквивалентных перераспределений и его использовании при интерпретации гравитационных полей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 10. – С.25–44.
36. *Колмаков А.В.* Методы машинного обучения в задачах комплексной интерпретации данных потенциальных полей и сейсморазведки // Материалы конференции «ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях». Москва. 2021. Том II. С. 76–80.
37. *Колюбакин А.А.* Измерения вертикального градиента поля силы тяжести в покольном помещении кафедры геофизики: День научного творчества студентов МГУ, Москва, МГУ, 2010, устное сообщение.
38. *Конешов В.Н., Михайлов П.С.* Гравиметрические исследования в Арктике: история, методы, средства и перспективы // Системный анализ динамики природных процессов в российской Арктике. III Всероссийская школа молодых учёных. 5–8 июня 2023 г. Московская область, г. Видное. [Электронный ресурс]. URL: <https://school2023.gcras.ru/wp-content/uploads/2023/06/Конешов-Михайлов-Гравиметрические-исследования-в-Арктике-история-методы-средства-и-перспективы.pdf>
39. *Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Спиридонова Е.С.* Сравнение моделей гравитационного поля земли в переходных районах // Геофизические исследования. 2021. Том 22. № 4. С. 5–23. DOI: 10.21455/gr2021.4-1.
40. *Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д.* Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Томск, 2013.
41. *Кочнев В.А., Гоз И.В.* Возможности гравиметрии и магнитометрии при интерпретации сейсмических данных // Геофизика. 2008. № 4. С. 28–33.
42. *Кочнев В.А., Гоз И.В., Поляков В.С.* Технология расчета плотностной и скоростной моделей и статических поправок по гравиметрическим данным // Геофизика. 2014. № 1. С. 2–7.
43. *Кравцов Г.Г.* Аналитическое представление внутреннего и внешнего полей притяжения тел с переменной плотностью, ограниченных поверхностями первого порядка. Теория и методика интерпретации гравимагнитных полей (доклады Всесоюзного семинара). / Под ред. В.И. Старостенко. Киев, Наук. Думка, 1981. С. 105 – 112.
44. *Кравцов Г.Г.* Аналогии в аналитическом описании поля притяжения прямолинейного материального отрезка, многоугольной материальной пластины и объемных масс многогранника. // Зап. ЛГИ. 1987. Т.113. С. 97 – 107.

45. *Кравцов Г.Г.* Поле притяжения многогранников переменной плотности. // Зап. ЛГИ. 1978. Т. 66. С. 8 – 17.
46. *Кривошея К.В., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Широкова Т.П.* Возможности современной гравиразведки и магниторазведки // Деловой журнал Neftegaz.RU. 2019. Том 85. № 1. С. 66–72. (0.44 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,328.
47. *Кузнецов К.М., Булычев А.А.* Анализ площадных потенциальных полей на основе вейвлетов Пуассона // Геофизика. 2017. № 6. С. 25-32.
48. *Кузнецов К.М., Лыгин И.В., Булычев А.А.* Алгоритм численного решения прямой задачи гравиметрии от сферического слоя переменной плотности // Геофизика. 2017. № 1. С. 22–27. (0.38 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
49. *Кузнецов К.М., Оболенский И.В., Булычев А.А.* Трансформации потенциальных полей на основе непрерывного вейвлет-преобразования // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 61–69.
50. *Куликов В.А.* Геофизика твердых полезных ископаемых. Москва, 2017.
51. *Құдайбергенова С.С.* Современные технологии геодинамического мониторинга при изучении и картировании быстроменяющихся природно-техногенных процессов на месторождениях углеводородов // Диссертация на соискание степени доктора философии (PhD). Казахский Национальный Исследовательский Технический Университет имени К.И. Сатпаева. Республика Казахстан. Алматы. 2023.
52. *Линцер А.В.* Основы индустриального применения укрепленных грунтов в дорожном строительстве // Диссертация ... доктора технических наук: 05.23.14. Тюмень, 1983.
53. *Лобковский Л.И., Лисицын А.П., Дубинин Е.П., Рабинович А.Б., Яковенко О.И.* Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. Москва: Научный мир. 2013. 644 с.
54. *Лучицкий А.И., Гричук Л.В.* Решение прямой задачи гравиметрии и магнитометрии для многогранника с линейной и квадратичной плотностью и намагниченностью. / Теория и практика интерпретации гравитационных аномалий. М.: Наука. 1982. С. 138 – 204.
55. *Лучицкий А.И., Латина М.И., Страхов В.Н.* Решение прямой задачи гравиметрии для некоторых специальных классов распределений масс. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 11. С. 45-61.
56. *Лыгин В.А., Пироженко И.В., Мирошниченко И.В., Руднев А.Н., Зосимов М.Е., Шумский Б.В.* Гравимагнитный комплекс для исследования транзитных зон. Патент № RU 73089 U1. Дата публикации патента: 10 мая 2008 г.

57. **Лыгин И.В.** Направление вектора силы тяжести Главного здания МГУ по данным трехмерной гравиметрической съемки // Материалы докладов XIV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых Ломоносов. Том II. / Под ред. И.А. Алешковский, П.Н. Костылев. — Издательский центр Факультета журналистики МГУ им. М.В. Ломоносова. Москва. 2007. С. 67.

58. **Лыгин И.В.** Сравнение спутниковых альтиметрических съемок с детальными надводными работами на Черном море // Материалы X Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов», 15-18 апреля 2003 г. Часть I. Москва, Издательство Московского Университета. 2003. С. 117.

59. **Лыгин И.В.** Структура земной коры Черного моря по комплексу геофизических данных // Диссертация кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.10 / Лыгин Иван Владимирович; [Место защиты: ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»]. - Москва, 2005. - 183 с.

60. **Лыгин И.В., Арутюнян Д.А.** Особенности строения земной коры Баренцева моря по результатам трехмерного плотностного и магнитного моделирования // Геофизика. 2023. №3. С. 85–93. DOI: 10.34926/geo.2023.42.21.012. (0.56 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

61. **Лыгин И.В., Арутюнян Д.А., Чепиго Л.С., Кузнецов К.М., Шклярчук А.Д.** Методика построения структурных поверхностей по геолого-геофизическим данным на основе машинного обучения на примере реконструкции границы Мохо в Баренцевоморском регионе // Гелиогеофизические исследования. 2023а. № 38. С. 3–16. DOI: 10.5425/2304-7380_2022_38_3. (0.88 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,867.

62. **Лыгин И.В., Булычев А.А., Гилод Д.А., Соколова Т.Б., Фадеев А.А.** Результаты гравиметрических исследований на геофизическом полигоне в Калужской области // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014а. № 2. С. 3–10. (0.50 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

63. **Лыгин И.В., Булычев А.А., Соколова Т.Б., Гилод Д.А., Фадеев А.А.** Возможности площадной детальной высокоточной гравиметрии при изучении ледниковых и аллювиальных отложений (Калужская область) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – НИСО УрО РАН Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014б. С. 144–146.

64. **Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Соколова Т.Б., Фадеев А.А.** Результаты сезонных гравиметрических наблюдений на научно-учебном полигоне Александровка (Калужская область) // Ломоносовские чтения. Секция Геология. Москва. МГУ. 2017. С. 1–3.

65. **Лыгин И.В., Кузнецов, К.М., Шевалдышева, О.О., Гудкова, Т.В.** Оценка детальности современных цифровых моделей гравитационного поля Земли на примере Карской астроблемы // Гелиогеофизические исследования. 2024а. № 43. С. 4–14. (0.69 п.л., авторский вклад 35%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,867.

66. **Лыгин И.В., Мелихов В.Р., Фадеев А.А., Бровкин Г.И., Конаев А.В., Оболенский И.В.** Эталонный полигон по определению цены деления автоматизированных гравиметров в Москве // Сб. тезисов. Симпозиум международной ассоциации по геодезии (IAG) «Наземная, морская и аэрогравиметрия: измерения на неподвижных и подвижных основаниях». 22-25 июня, 2010, Санкт-Петербург, Россия. С. 26-27.

67. **Лыгин И.В., Оболенский И.В., Фадеев А.А.** Многоуровневая гравиметрическая съемка Главного Здания МГУ // Материалы докладов XV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. И.А. Алешковский, П.Н. Костылев, А.И. Андреев. [Электронный ресурс] – М.: Издательство МГУ; СП МЫСЛЬ, 2008. С. 18. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). ISBN 978-5-91579-003-1.

68. **Лыгин И.В., Правдивец Д.Д., Сурков М.В., Жаров А.Э., Бакуев О.В., Фомин А.Е.** Модель кровли палеогеновых отложений Северной части острова Сахалин по данным гравиразведки и сейсморазведки // Геофизика. 2022а. № 3. С. 32–44. (0.81 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

69. **Лыгин И.В., Пышнюк У.С.** Связь вариаций гравитационного поля с тектоническими особенностями в Африкано-Аравийско-Каспийском регионе // Геофизика. 2021. № 6. С. 47–60. (0.88 п.л., авторский вклад 60%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

70. **Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Клещина Л.Н., Кузнецов К.М., Никитина В.А., Широкова Т.П., Кривошея К.В., Черников К.С., Мазекина А.В.** Технология картирования вулканогенно-осадочной толщи в сложнодислоцированном терригенном разрезе по данным сейсморазведки и магниторазведки (Печорское море) // Геофизические исследования. 2023б. № 24. С. 5–30. DOI: 10.21455/gr2023.1-1.

71. **Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Фадеев А.А.** Методика гравиметрического мониторинга для выявления сезонных вариаций силы тяжести // Геофизика. 2024. № 4. С. 40–45. (0.38 п.л., авторский вклад 60%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

72. **Лыгин И.В., Твердохлебов Д.Н., Мясоедов Н.К.** Повышение информативности геологических моделей с привлечением данных гравиразведки и магниторазведки // Труды Международной геолого-геофизической конференции Сборник тезисов конференции «ГеоЕвразия-2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии» [сборник], ТверьМ.: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. С. 290–295, www.gece.moscow.

73. *Лыгин И.В., Ткаченко Н.С.* Оценка плотностных неоднородностей геодинамически активных обстановок по временным вариациям гравитационного поля в северо-восточном секторе Тихого океана // Геофизика. 2020. № 1. С. 77–83. (0,44 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

74. *Лыгин И.В., Ткаченко Н.С., Зотов Л.В.* Анализ временных вариаций гравитационного поля над северо-восточным сектором Тихоокеанского региона по данным спутниковой миссии ГРЕЙС // Геофизика. 2019. № 2. С. 73–82. (0,63 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

75. *Лыгин И.В., Токарев М.Ю., Золотая Л.А., и др.* Комплексирование наледных гравиметрических и магнитометрических наблюдений и морской сейсморазведки в Кандалакшском заливе Белого моря. В сб.: IX Международная научно-практическая конференция Морские исследования и образование. Т. 3. 2020. Тверь: ООО ПолиПРЕСС. С. 425–428.

76. *Лыгин И.В., Фадеев А.А., Соколова Т.Б., Мелихов В.Р.* Инженерно-геологические особенности основания Главного здания МГУ, выявленные высокоточными гравиметрическими наблюдениями // Сборник докладов 10th EAGE Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering Geophysics 2014, Apr 2014, cp-398-00027. Publisher: European Association of Geoscientists & Engineers. 2014в. С. 1–4. DOI: 10.3997/2214-4609.20140343

77. *Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Кузнецов К.М., Булычев А.А.* Инструменты учета априорной геолого-геофизической информации при интерактивном плотностном моделировании // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Сборник научных трудов. Издательство ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2022б. С. 151–154.

78. *Лыгин И.В., Чепиго Л.С., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Булычев А.А.* Методика геоплотностного и геомагнитного интерактивного моделирования в зависимости от объема и состава априорной геолого-геофизической информации // Геофизика. 2022в. № 6. С. 57–70. (0,88 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

79. *Лыгин И.В., Широкова Т.П., Токарев М.Ю., Золотая Л.А., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М., Фадеев А.А., Арутюнян Д.А., Любичкая А.В., Шклярчук А.Д.* Комплексирование наледных гравиметрических и магнитометрических наблюдений и морской сейсморазведки в Кандалакшском заливе Белого моря // Труды IX Международной научно-практической конференции Морские исследования и образование (MARESEDU-2020). Том I (III). ООО ПолиПРЕСС. Тверь. 2020. Т. 3. С. 425–428.

80. *Маммадли Т.Я., Рогожин Е.А.* О тектоническом характере зоны сочленения земной коры Южно-Каспийской впадины и Скифско-Туранской плиты по сейсмологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии 2016. Т. 43. № 2. С. 5-16.
81. *Мартышко П.С., Акимова Е.Н., Мислов В.Е.* О решении структурной обратной задачи гравиметрии модифицированными методами градиентного типа // Физика Земли. 2016 №5, С. 82-86
82. *Матвеев В.С., Судакова Т.А., Инполитов С.П.* Результаты режимных наблюдений на Ставрухском оползне // Повторные гравиметрические наблюдения (Результаты теоретических исследований и наблюдений на полигонах). Сборник научных трудов. Москва, Нефтегеофизика, 1983.
83. *Мелихов В.Р.* Новая точка зрения на причины и последовательность альпийских тектонических событий // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В. В. Федынского. Изд-во ГЕРС, 2007, с. 90–101.
84. *Мелихов В.Р., Булычев А.А., Састри Р.Г.* Решение прямой задачи гравиразведки с помощью быстрого преобразования Фурье. // в сборнике: Материалы 6-ой конференции аспирантов и молодых ученых, секция «Геофизика», МГУ Москва, 1979, С. 97-108
85. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В.* Геодинамические режимы в кайнозойе и тектоническое строение Камчатского полуострова // Разведка и охрана недр. 2011. № 2. С. 40–48.
86. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В.* Геодинамическое состояние литосферы Восточного Черноморья в кайнозойское время // Разведка и охрана недр. 2004. № 4. С. 53–62.
87. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В.* Инверсионные движения начального этапа альпийской складчатости, проявленные в коре Черного моря // Разведка и охрана недр. 2006. № 4. С. 57-64;
88. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В.* Тектонические катастрофы и их место в эволюционном развитии Земли // Геофизика. 2008. № 2. С. 11–19. (0.56 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
89. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Булычев А.А., Лыгин В.А.* Сравнительный анализ данных набортной гравиметрии и спутниковой альтиметрии // Разведка и охрана недр. 2004. № 5. С. 72–76. (0.31 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,260.
90. *Мелихов В.Р., Лыгин В.А., Лыгин И.В., Булычев А.А.* О применимости спутниковых альтиметрических наблюдений в восстановлении рельефа и гравитационного поля на акватории Черного моря // Тез. докладов “Теория и практика морских геолого-геофизических исследований”. Геленджик. НИПИОкеангеофизика. 3-5 октября, 2001. С. 226-229.

91. Мелихов В.Р., **Лыгин И.В.**, Пийп В.Б. Структура земной коры в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты по комплексу геофизических данных // Геофизика. 2011. № 2. С. 70–79. (0.63 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
92. Миронов В.С. Курс гравиразведки. 2-е изд, перераб. и доп. Л.: Недра, 1980. 543 с.
93. Михайлов В. О., Диаман М., Любушин А. А., Тимошкина Е. П., and С. А. Хайретдинов. Крупномасштабный асейсмический крип в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля // Физика Земли. 2016. № 5. С. 70–81.
94. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Ляховский В. и др. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений // Физика Земли. 2014. Т. № 2. С. 29–40.
95. Модин И.Н., **Лыгин И.В.**, Фадеев А.А., Соколова Т.Б. Повышение эффективности обнаружения карста использованием комплекса электротомографии и гравиразведки // Engineering Geophysics. EAGE. 2014., Pp.1–4. DOI: 10.3997/2214-4609.20140344.
96. Модин И.Н., Скобелев А.Д., Паленов А.Ю., Широкова Т.П., Квон Д.А., Соколова Т.Б., **Лыгин И.В.**, Арутюнян Д.А. Геофизические исследования Чонгелекского грязевого вулкана // EAGE EarthDoc (EAGE, 2020), Engineering and Mining Geophysics 2020, pp. 1–9. DOI: 10.3997/2214-4609.202051155
97. Молчанов А.Б., **Лыгин И.В.**, Твердохлебов Д.Н., Мостовой Д.В. Комплексирование геофизических методов для 2d и 3d данных в ПО tomplex // Приборы и системы разведочной геофизики. 2021. № 3. С. 43–52. (0.63 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,083.
98. Московский университет – Воробьевы горы: взгляд из космоса, с воздуха, с земли. Аэрокосмический атлас / Автор-составитель Е.Р. Чалова (при участии О.В. Вахниной). Под ред. В.И. Кравцовой. – М.: Научный мир. 2004.
99. Мостовой Д.В., Твердохлебов Д.Н., **Лыгин И.В.**, Молчанов А.Б., Габова М.Н., Гвоздик С.А., Емельянова К.Л., Мельников Р.С. Построение модели ВЧР на основе комплекса геофизических методов с целью улучшения качества данных сейсморазведки // Геофизика 2021. № 2. С. 25–35. (0.69 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
100. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебник для вузов. – М.: Недра, 1986. 342 с.
101. Патент на изобретение РФ № 2420767, 11.03.2009. Способ гравиметрического контроля разработки газовых месторождений в районах с сезонной изменчивостью верхней

части разреза // Андреев О.П., Ахмедосафин С.К., Кирсанов С.А., Безматерных Е.Ф., Кривицкий Г.Е.

102. Патент на изобретение РФ № 2722861 РФ. Способ расчета статических поправок / Шелохов И.А., Буддо И.В., Смирнов А.С., Шарлов М.В., Агафонов Ю.А.; № 2019121747. Заявл. 09.07.19, опублик. 04.06.2020, Бюл. № 16. 2 с. http://gpg.crust.irk.ru/patents_91.html.

103. *Петрищевский А.М.* Геологические задачи, решаемые при вероятностно-детерминированном подходе к интерпретации гравитационных аномалий // Геофизика. 2021 №2 С. 87 – 97

104. *Петрофизика.* Справочник. В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований / Под ред. А.А. Молчанова, Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 255 с.

105. *Пешехонов В.Г., Степанов О.А., Августов Л.И. и др.* Современные методы и средства измерения параметров гравитационного поля Земли / Под общей ред. акад. РАН В.Г. Пешехонова; науч. редактор д.т.н. О.А. Степанов. – СПб.: ГНЦ РФ АО «Концерн «ЦНИИ «Электроприбор», 2017. – 390 с.

106. *Полетаева Е. В.* Разломно-блоковая модель земной коры Каспийского моря // Ученые записки Тамбовского отделения РСОМУ. 2013. №1.

107. *Попик Д.А., Дакалова И.С., Фадеев А.А.* Плотностное моделирование верхней части разреза по результатам детальных высокоточных гравиразведочных работ на Александровском плато Калужской области // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2011. — 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). ISBN 978-5-317-03634-8.

108. *Пятаков Ю.В., Исаев В.И., Косыгин В.Ю.* Методы теории потенциала при решении прямых задач гравиметрии и геодинамики трехмерных неоднородных сред. // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 76 – 83.

109. *Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В.* Кайнозойская геодинамическая эволюция и тектонофизическая модель Каскадной субдукционной зоны (северо-западная окраина Северной Америки) // Бюлл МОИП Отд Геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 19.

110. *Свод правил СП 151.13330.2012: Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС.* Госстрой России. Москва. ООО «Аналитик». 2013.

111. *Соколова Т.Б., Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Модин И.Н., Фадеев А.А., Сухин В.В., Кокоев О.В.* Опыт использования высокоточной гравиразведки для картирования зон разуплотнения при решении инженерно-геологических задач // Инженерная, угольная и рудная геофизика-2015. Современное состояние и перспективы развития – ЕАГО. Сочи. 2015. С. 86–91.

112. *Соколова Т.Б., Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Токарев М.Ю., Фадеев А.А., Арутюнян Д.А.* Современные гравиразведка и магниторазведка при решении инженерно-геологических задач на шельфе (обзор и опыт применения) // Геофизика. 2021. Специальный выпуск. С. 54–62. (0.56 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.
113. *Соловьева М.А., Шайхуллина А.А., Фадеев А.А.* Возможности высокоточной гравиметрии при поиске малоамплитудных аномалий // Материалы Международного молодежного научного форума Ломоносов-2013 / Под ред. А. Андреев, А. В. Андриянов, Е. А. Антипов, М. Чистякова. — Москва: ООО МАКС Пресс, 2013.
114. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли: Учебник. Под ред. академика В.А. Садовниченко. Москва, 2002. Вып. Изд-во МГУ. 560 с.
115. *Старостенко В.И.* Гравитационное поле однородных n -угольных пластин и порождаемых ими призм: обзор. // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3753.
116. *Старостенко В.И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. думка. 1978. 227 с.
117. *Старостенко В.И., Легостаева О.В.* Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы. // Физика Земли. 1998. №12. С. 31–44.
118. *Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С.* Комплекс автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto) // Геофизический журнал. 2015. № 1. – С. 42–52.
119. *Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотько А.Н.* Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наукова думка, 1986. 112 с.
120. *Старостенко В.И., Пятаков Ю.В.* Решение прямых задач гравиметрии для сферических аппроксимирующих тел. // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322. № 1. С. 28 – 34.
121. *Старцева К.Ф.* Этапы формирования Восточно-Баренцевского и Северо-Карского бассейнов на основе сейсмостратиграфического анализа // Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.01 / Старцева Ксения Федоровна; [Место защиты: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова], 2018 — С. 165.
122. *Страхов В.Н.* Методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Пермь.: ПГУ, 1984. 71 с.

123. *Страхов В.Н.* О проблеме решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии для материального стержня с полиномиальной плотностью. // Геофизический журнал. 1985. Т.7. № 1. С. 3 – 9.

124. *Страхов В.Н., Лапина М.И.* Прямая задачи гравиметрии для горизонтальной однородной многоугольной пластинки. // Геофизический журнал. 1986а. Т.8. № 4. С. 20 – 31.

125. *Страхов В.Н., Лапина М.И.* Прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников. Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР (материалы III Всесоюзной школы – семинара). / Под ред. В.И. Старостенко. Киев, Наук. Думка, 1983. С. 3 – 86.

126. *Страхов В.Н., Лапина М.И.* Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 4. С. 45 – 67.

127. *Страхов В.Н., Лапина М.И.* Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников. // Геофизический журнал. 1986б. Т.8. № 6. С. 20 – 31.

128. *Страхов В.Н., Лапина М.И., Ефимов А.Б.* Решение прямых задач гравиметрии и магнитометрии на основе новых аналитических представлений для элементов полей от типовых аппроксимирующих тел. I. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 6. С. 55 – 69.

129. *Страхов В.Н., Лапина М.И., Шубникова М.П.* Решение прямых двухмерных задач гравиметрии и магнитометрии для многоугольников с полиномиальной плотностью и намагниченностью на основе комбинированных алгоритмов // Решение прямой и обратной задач гравиметрии и магнитометрии (вопросы теории и методики). М.: Наука, 1985. С. 102 – 190.

130. *Страхов В.Н., Лучицкий А.И.* Решение прямой задачи гравиметрии и магнитометрии для некоторых классов распределения масс. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980а. № 10. С. 48 – 64.

131. *Страхов В.Н., Лучицкий А.И.* О решении прямых двумерных задач гравиметрии и магнитометрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980б. № 8. С. 65 – 83.

132. *Страхов В.Н., Шулаи Т.В.* Решение прямых трехмерных задач гравиметрии и магнитометрии при произвольных непрерывных законах распределения плотности и намагниченности. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 9. С. 57 – 74.

133. *Ступакова, А.В., Сулова, А.А., Большакова, М.А., Сауткин, Р.С., Санникова, И.А.* Бассейновый анализ для поиска крупных и уникальных месторождений в Арктике // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 19-35. DOI: 10.18599/grs.19.4.

134. Сурков В.С., Варламов А.И., Ефимов А.С., Гришин М.П., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С., Лотышев В.И., Смирнов Л.В. Консолидированная кора платформенных областей Сибири // Разведка и охрана недр. 2007. № 8. С. 3–9.

135. *Твердохлебов Д.Н., Данько Е.А., Каширина Е.Г., Коробкин В.С., Филичев А.В., Гайдук А.В.* Конечно-разностное сейсмогеологическое моделирование с целью повышения эффективности обработки и качества интерпретации сейсмических данных // Геофизика. 2017. № 6. С. 10–18.

136. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. Ч.2. Москва: Мир, 1985. 360 с.

137. *Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М: Наука – 1979. 283 с.

138. *ТНГ-Групп* выполнила гравиметрические исследования в Египте. Дата публикации 18 сентября 2017 г. Адрес постоянной ссылки: <https://neftegaz.ru/news/vtrende/207025-tng-grupp-vypolnila-gravimetricheskie-issledovaniya-v-egipte/>

139. *Торге В.* Гравиметрия. Москва: Мир, 1999. 428 с.

140. *Ткаченко Н.С., Лыгин И.В.* Применение спутниковой миссии GRACE для решения геологических и географических задач // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2017. № 2. С. 3–7. (0.31 п.л., авторский вклад 50%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

141. *Уломов В.И.* Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на северном Кавказе // Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, Москва, 2007.

142. *Ушаков Д.Г., Валькова М.В.* Мониторинг вариаций поля силы тяжести на территории Главного здания МГУ // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2011. — 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). ISBN 978-5-317-03634-8.

143. *Фадеев А.А., Лыгин И.В., Мелихов В.Р., Конаев А.В.* Эталонный полигон по определению цены деления автоматизированных гравиметров в Москве // Геофизика. 2012. № 1. С. 70–73. (0.25 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,4.

144. *Фадеев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б.* Естественные и аппаратурные микрогальные эффекты прецизионных съемок с гравиметрами Scintrex // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических

полей: Материалы 41-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – НИСО УрО РАН Екатеринбург: ИГФ УрО РАН. 2014. С. 254–256.

145. *Фадеев А.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Опыт прецизионных гравиметрических исследований // Сборник тезисов докладов научной конференции Ломоносовские чтения. Секция Геологии. Подсекция геофизики (МГУ имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет Москва, 2023), Ломоносовские чтения 2023 года, С. 5–8.

146. *Фролов В.И.* Возможности высокоточной гравиметрии при поиске инженерных объектов на примере подземных сооружений территории МГУ // Материалы докладов XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. [Электронный ресурс] — М.: МАКС Пресс, 2011. — 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). ISBN 978-5-317-03634-8.

147. *Хмелевской В.К., Костицын В.И.* Основы геофизических методов: учебник для вузов. Пермь: Перм. ун-т, 2010.

148. *Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.* Отражение контрастных геодинамических обстановок в тепловом поле // Георесурсы. 2014. №2 (57). С. 24-43.

149. *Цирульский А.В.* Вопросы теории и методы интерпретации потенциальных геофизических полей: Учеб. пособие. Л.: ЛГУ. 1989. 96 с.

150. *Чепиго Л.С.* Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022610137 GravMagInv. 2022.

151. *Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А.* Прямая двумерная задача гравirazведки от многоугольника с параболической плотностью // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 4. С. 89–93. (0.31 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

152. *Чепиго Л.С., Лыгин И.В., Булычев А.А.* Решение обратной задачи гравirazведки с переменной скоростью градиентного спуска // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. № 1. С. 5–19. DOI: 10.21455/gr2022.1-1. (0,94 п.л., авторский вклад 40%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,925.

153. *Чепиго Л.С., Ткаченко Н.С., Лыгин И.В.* Определение параметров точечного источника по гравитационному полю, заданному на сфере // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2019. № 2. С. 84-89. (0.38 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

154. *Шайхуллина А.А.* Глубинное строение коры и тектоносферы подводных поднятий Индийского океана по геофизическим данным // Диссертация кандидата геолого-

минералогических наук: 25.00.10 / Шайхуллина Анжела Асафовна; [Место защиты: ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»]. - Москва, 2021. - 113 с.

155. *Шило Н.А., Кривошей М.И.* Взаимосвязь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре // Вестн. АН СССР. 1989. № 6. С. 83–90.

156. *Шутилов Э.В., Шкарубо С.И.* Тектоника Баренцевоморской континентальной окраины // Монография «Система Баренцева моря» / под ред. Академика А.П. Лисицына. М.: ГЕОС. 2021. С. 11-25.

157. *Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б.* Особенности сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 2022. № 1. С. 42–53. DOI: 10.33623/0579-9406-2022-1-42-53. (0.75 п.л., авторский вклад 30%). Импакт-фактор РИНЦ: 0,380.

158. *Широкова Т.П., Лыгин И. В., Токарев М.Ю., и др.* Комплексование наледных гравиметрических и магнитометрических наблюдений и морской сейсморазведки в Кандалакшском заливе Белого моря. В сб.: IX Международная научно-практическая конференция Морские исследования и образование. Т. 3. 2020. Тверь: ООО ПолиПРЕСС. С. 425–428.

159. *Шклярук А.Д., Кузнецов К.М.* Выделение структурных особенностей потенциальных полей на основе нейронных сетей // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2020». Москва. 2020а.

160. *Шклярук А.Д., Кузнецов К.М., Арутюнян Д.А. Лыгин И.В.* Особенности измерений относительными гравиметрами на неустойчивых основаниях. В сб.: Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского – В. Н. Страхова. 2020б. Воронеж: Издательско- полиграфический центр Научная книга. С. 302–304.

161. *Шклярук А.Д., Кузнецов К.М., Арутюнян Д.А., Лыгин И.В.* Особенности высокоточной гравиметрии на льду // Труды III Международной геолого-геофизической конференции и выставки ГеоЕвразия 2020. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии. Том III (III). ООО ПолиПРЕСС. Тверь. 2020. Т.3. С. 192–193.

162. *Шлыкова В.В., Величко Б.М., Крюкова Г.Г., и др.* Уточнить геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северной части Предновоземельской структурной области. Государственный контракт № 21/03/70-31 от 18.05.2011 г. ОАО «МАГЭ». Мурманск, 2012ф.

163. *Щеглов С.Н., Боярский Э.А., Афанасьева Л.В.* Юрий Дмитриевич Буланже (1911 – 1997) // История наук о Земле. 2008. Т. 1. № 4. С. 5–28.

164. *Abbott B.P. et al.* GWTC-1: A Gravitational-Wave Transient Catalog of Compact Binary Mergers Observed by LIGO and Virgo during the First and Second Observing Runs // *Physical Review*. 2019. Vol. 9. Iss. 3. Pp. 031040 1–49. DOI: 10.1103/PhysRevX.9.031040.
165. *Al-Zyoud S., Rühaak W., Forootan E., Sass I.* Over Exploitation of Groundwater in the Centre of Amman Zarqa Basin—Jordan: Evaluation of Well Data and GRACE Satellite Observations // *Resources*. 2015. 4. Pp. 819-830.
166. ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) Documentation // Ссылка актуальна на декабрь 2021 года: <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/>
167. *Aparicio S.M., S., Sampedro J.A., Montesinos F.G., Molist J.M.* Volcanic signatures in time gravity variations during the volcanic unrest on El Hierro (Canary Islands), *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. Vol. 119. Pp. 1–19. DOI:10.1002/2013JB010795.
168. *Armstrong T.* Velocity anomalies and depth conversion – drilling success on Nelson Field, Central North Sea. 63rd EAGE Conference & Exhibition, Extended Abstracts. 2001. IV–2.
169. *Artemieva I.M.* The lithosphere: An interdisciplinary approach // Cambridge University Press, Monograph, 2011. 794. 10.1017/CBO9780511975417.
170. *Artemieva I.M., Thybo H.* EUNaseis: a seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // *Tectonophysics*. 2013. № 609. P. 97-153. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.08.004.
171. *Arutyunyan D.A., Lygin I.V., Sokolova T.B., Bulychev A.A., Kuznetsov K.M., Krivosheya K. V.* Parameters of magmatic formations in the Barents Sea according to hydromagnetic. // *Marine Technologies 2019 (Gelendzhik2019)*. Proceedings of a meeting held 22-26 April 2019, Gelendzhik, Russia. Netherlands. EAGE. 2019. P. 104–109.
172. *Becken M., Ritter O.* Magnetotelluric Studies at the San Andreas Fault Zone: Implications for the Role of Fluids // *Surv. Geophys.* 2012. V. 33. № 1. P. 65–105.
173. *Bettadpur S.* Level-2 gravity field product user handbook // Center for Space Res. 2012.
174. *Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M.* World Gravity Map. Commission for the Geological Map of the World. // In Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD. Paris. 2012.
175. *Bowin C., Scherr E., Smith W.K.* Depth Estimates from Ratios of Gravity, Geoid and Gravity Gradient Anomalies // *Geophysics*. 1986. V. 51. P. 123–136.
176. *Brocher T.M.* Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2005, December. Vol. 95. No. 6. Pp. 2081–2092. DOI: 10.1785/0120050077.
177. *Case K., Kruizinga G., Wu S.* GRACE level 1B data product user handbook // JPL Publication. 2002.

178. *Cazenave A., Schaeffer P., Berge M., Brossier C.* High-resolution mean sea surface computed with altimeter data of ERS-1 (Geodetic Mission) and TOPEX-POSEIDON // *J. Geophys. Int.* 1996. V. 125. P. 696-704.
179. *Chepigo L., Lygin I., Bulychev A.* Gravity inversion with depth normalization // EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May. 2020. EGU2020-430. DOI: 10.5194/egusphere-egu2020-430.
180. *Cormen T. H., Leiserson C.E., Rivest R.L., Stein C.* Introduction to Algorithms, 3rd Edition // MIT Press, 2009. – ISBN 0-262-03384-4.
181. *Dahle C., Fletchner F., Gruber C. et al.* GFZ GRACE level-2 processing standards document for level-2 product release 0005 // GFZ German Res. Centre for Geosci. 2013.
182. *D’Urso M.G.* Gravity Anomaly of a polyhedral bodies having a polynomial density contrast // *Surv. Geophys.* 2015. 52 p.
183. *D’Urso M.G.* Gravity effects of polyhedral bodies with linearly varying density. // *Celest Mech Dyn Astr.* 2014. Vol. 120. P. 349 – 372 (DOI 10.1007/s10569-014-9578-z).
184. *D’Urso M.G.* The Gravity Anomaly of a 2D polygonal body having density contrast given by polynomial functions // *Surv. Geophys.* 2015. Vol. 36, N 3. P. 391 – 425.
185. *Davies J., Davies D., Rhodri.* Earth's surface heat flux // *Solid Earth.* 2010. № 1. Pp. 5-24.
186. *Dziewonski A.M., Anderson D.* Preliminary reference earth model // *Phys. of the Earth and Planet. Inter.* Vol. 25. P. 297–356
187. *Eiken, O., Stenvold, T., Zumberge, M., Alnes, H., Sasagawa, G.* Gravimetric monitoring of gas production from the Troll field // *Geophysics.* 2008. Vol. 73. № 6. Pp. 149-154.
188. *Eysteinnsson H.* Elevation and gravity changes at geothermal fields on the Reykjanes Peninsula, SW Iceland // *Proceedings World Geothermal Congress 2000. Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000.* Pp. 559–564.
189. *Fairhead J.D.* Advances in Gravity and Magnetic Processing and Interpretation // EAGE, 2015.
190. *Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.* Formation velocity and density - The diagnostic basics for stratigraphic traps // *Geophysics.* 1974. Vol. 39, N 6. P. 770–780. DOI 10.1190/1.1440465.
191. *Géron A.* Hands-on machine learning with Scikit-Learn and TensorFlow: concepts, tools, and techniques to build intelligent systems. // Published by O’Reilly Media, Inc., 1005 Gravenstein Highway North, Sebastopol, CA 95472. 2017. Pp. 487. ISBN: 978-1491962299.

192. Gutknecht B.D., Gitze H.-J., Jahr T. et al. Structure and state of stress of the Chilean subduction zone from terrestrial and satellite-derived gravity and gravity gradient data // *Surv. Geophys.* 2014. Vol. 35. N 6. P. 1417–1440.
193. *GW150914 – The First Direct Detection of Gravitational Waves*". www.ligo.org. Retrieved 2023-03-15.
194. *Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfe D., Muller B.* World stress map // *Naturwissenschaften*. 2001. V. 88. P. 357–371.
195. *Hwang C., Kao E.C. and Parsons B.* Global derivation of marine gravity anomalies from Seasat, Geosat, ERS-1 and TOPEX/POSEIDON altimeter data. - *J. Geophys. Int.*, V. 134, 1998.
196. *ICGEM – International Centre for Global Earth Models* <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>
197. *Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V.* Deep seismic investigation across the Barents–Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // *Tectonophysics*. 2006. № 420. P. 123–140.
198. *Ivanova N.M., Sakulina T.S., Belyaev I.V., et al.* Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results // In: Spencer, A. M., Embry, A. F., Gautier, D. L., Stoupakova, A. V. and Sørensen, K. (eds): *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London, Memoirs, 2011. № 35. P. 209–221. DOI: 10.1144/M35.12.
199. *Jakobsson, M., L. A. Mayer, B. Coakley, et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophysical Research Letters*. 2012. VOL. 39. L12609. DOI: 10.1029/2012GL052219.
200. *Jung W. Y., Vogt P.R.* Predicting bathymetry from Geosat-ERM and shipborne profiles in the South Atlantic Ocean // *Tectonophysics*. 1992. V. 210. P. 235-253.
201. *Kabirzadeh H., Kim J.W., Sideris M.G., Vatankhah S., Kwon Y.K.* Coupled inverse modelling of tight CO₂ reservoirs using gravity and ground deformation data // *Geophysical Journal International*. 2019. Vol. 216. Issue 1. Pp. 274–286. DOI: 10.1093/gji/ggy424.
202. *Kaftan V.I., Sermiagin R., Zotov L.* Gravity field, Russian national geodetic report // *Geo Sci*. 2015. N. 3. P. 22–28.
203. *Kato M., Sasaki S., Takizawa Y.* The Kaguya mission overview // *Space Sci. Rev.* 2010. Vol. 154, N 1–4. P. 3–19.
204. *Kim Y., Abers G., Li J., Christensen D., Calkins J., Rondenay S.* Alaska Megathrust 2: Imaging the megathrust zone and Yakutat/Pacific plate interface in the Alaska subduction zone: Imaging the megathrust zone in Alaska // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. V. 119. № 3. P. 1924–1941.

205. *Klees R. et al.* The design of an optimal filter for monthly GRACE gravity models // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 175. N 2. P. 417–432.
206. *Kusche J.* Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models // *J. Geod.* 2007. Vol. 81. N 11. P. 733–749.
207. *Lambert A., Huang J., Courtier N., Liard J., Henton J., Klatt C., Winester D.* Comparison of GRACE Monthly Estimates with Surface Gravity Variations at North American Sites. San Francisco. 2007.
208. *Laske, G., Masters., G., Ma, Z. and Pasyanos, M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth’s Crust // *Geophys. Res. Abstracts.* 2013. 15. Abstract EGU2013-2658, 2013.
209. *Laxon S., McAdoo D.* Arctic ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry // *Science.* 1994. V. 265. P. 621-624.
210. *Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., et al.* The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96 // *Pub. Goddard Space Flight Center. NASA. NASA/TP-1998-206861.* 1998.
211. *Li Y., Oldenburg W.* 3-D inversion of gravity data // *Geophysics*, 1998, 63 (1), P. 109 – 119.
212. *Li Y., Oldenburg W.* 3-D inversion of magnetic data // *Geophysics*, 1996, 61 (2), P. 394 – 408.
213. *Liang W., Li J., Xu X., Zhang S., Zhao Y.* A High-Resolution Earth’s Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008 // *Engineering.* 2020. № 6 Pp. 860-878. DOI: 6. 10.1016/j.eng.2020.05.008.
214. *Longman I.M.* Formulas for Computing the Tidal Acceleration Due to the Moon and the Sun // *Geophysical Res.* 1956. V. 64. № 12. P. 2351–2355.
215. ***Lygin I.V., Myasoedov N.K., Gorbachev S.V., Radaev I.N.*** Requirements for gravimetric survey in offshore geological explorations // *Proceedings of the 4th IAG Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements (TG-SMM 2016), Saint Petersburg, 12–15 апреля 2016 года / Editor-in-Chief Academician of the Russian Academy of Sciences Vladimir G. Peshekhonov. – Saint Petersburg: Концерн "Центральный научно-исследовательский институт "Электроприбор", 2016а. – P. 68-70. – EDN WVGYNД.*
216. ***Lygin I.V., Sokolova T.B., Fadeev A.A., Kuznetsov K.M., Brovkin G.I.*** Precision gravity measurement in the Moscow skyscrapers and its practical capability // *4th IAG Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements, TG-SMM 2016 – Proceedings (State*

Research Center of the Russian Federation, Concern CSRI Elektropribor, JSC. Saint Petersburg. Russian Federation. 20166. Pp. 184–191.

217. *Lyguine I.V., Melikhov V.R., Bulychev A.A., Lygin V.A.* Application of altimetry data for gravity research in the Black sea. - IUGG 2003 Abstract week B, Sapporo, Japan. June 30 – July 11, 2003.

218. *Marussi A., Moritz H., Rapp R., Vicente R.* Ellipsoidal density models and hydrostatic equilibrium // Interim Rep. Phys. of the Earth and Planet. Inter. 1974. Vol. 9. P. 4–6.

219. *McKenzie D.P., Bowin C.* The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean // J. Geophys. Res., 1976. V. 81, P. 1903-1915.

220. *Mémin A., Flament T., Alizier B. et al.* Interannual variation of the Antarctic Ice Sheet from a combined analysis of satellite gravimetry and altimetry data // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 422. P. 150–156.

221. *Meyer B., Saltu, R., Chulliat A.* EMAG2: Earth magnetic anomaly grid (2-arc minute resolution) version 3. // National Centers for Environmental Information, NOAA. Model. 2016. DOI: 10.7289/V5H70CVX.

222. *Mikhailov V., Tikhotsky S., Diament M., Panet I., Ballu V.* Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? // Earth and Planetary Sciences Letters. 2004. 228. 3-4. P. 281–297. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.09.035.

223. *Moholdt G., Wouters B., Gardner A.S.* Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic: glacier mass changes, Russian Arctic // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. N 10. DOI:10.1029/2012GL051466.

224. *Müller A.C., Guido S.* Introduction to Machine Learning with Python // O'Reilly Media, Inc. 2016. ISBN: 9781449369415.

225. *Negretti, M., M. Reguzzoni, Sampietro D.* A web processing service for GOCE data exploitation // in First International GOCE Solid Earth Workshop, Enschede, The Netherlands. 2012.

226. *NORSART (2006): BARENTS3D*, <http://www.norsar.no/seismology/barents3d/>

227. *Olgiati A., Balmino G., Sarrailh M., Green C.M.* Gravity anomalies from satellite altimetry: comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical. Bull. Geod., V. 69, 1995.

228. *Pasyanos M.E. Masters T.G., Laske G., Ma Z.* LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth: LITHO1.0 // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. V. 119. № 3. P. 2153–2173.

229. *Penatti N.C., Almeida T., Ferreira L., Arantes A., Coe M.* Satellite-based hydrological dynamics of the world's largest continuous wetland // *Remote Sens. Environ.* 2015. V. 170. P. 1–13.
230. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth Sci. Rev.* 2016. № 154, Pp. 29–71. DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.11.013.
231. *Pollitz F.F., Snoke J.A.* Rayleigh-wave phase-velocity maps and three-dimensional shear velocity structure of the western US from local non-plane surface wave tomography // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. № 3. P. 1153–1169.
232. *Reid A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A. J., Somerton I.W.* Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution // *Geophysics*, 1990, 55, pp. 80-91.
233. *Ribe N.M.* On the interpretation of frequency response functions for oceanic gravity and bathymetry. - *J. Geophys. Res. Astron. Soc.*, V. 70, 1982.
234. *Ritzmann O., Maercklin N., Faleide J.I., Bungum H., Mooney W.D., Detweiler S.T.* A 3D geophysical model for the crust in the greater Barents Sea region: Database compilation, model construction and basement characterization // *Geoph. J. Int.*, 2007. № 170, Pp. 417-435. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03337.x.
235. *Rodriguez E., Martin J.M.* Assessment of the TOPEX altimeter performance using waveform retracking // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24,957-24,969.
236. *Ruiz H., et.al.* Мониторинг шельфовых пластов методом 4D гравиметрии на морском дне – Современный технический уровень // 77-я Конференция и выставка EAGE. 2015. IFEMA. Мадрид. Испания. 1-4 июня 2015.
237. *Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H., Garcia E., Francis R.* Marine geophysics. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Oct 3; 346 (6205). Pp. 65 – 67. DOI: 10.1126/science.1258213.
238. *Sandwell D.T., Smith W.H. F., Gille S., Jayne S., Soofi K., Coakley B.* Bathymetry from Space: White paper in support of a high-resolution, ocean altimeter mission. 2001.
239. *Seo K.W., Wilson C., Scambos T., Kim B., Waliser D.* Surface mass balance contributions to acceleration of Antarctic ice mass loss during 2003-2013: ANTARCTIC ICE MASS LOSS ACCELERATION // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. V. 120. № 5. P. 3617–3627.
240. *Shelokhov I.A., Buddo I.V., Smirnov A.S., Sharlov M.V., Agafonov Yu.A.* Inversion of TEM responses to create a near surface velocity structure // *First Break*. 2018. 36 (10). P. 47–51.
241. *Shklyaruk A.D., Kuznetsov K.M., Lygin I.V., Arutyunyan D.A.* Algorithms for constructing structural surfaces on geophysical data based on regression and neural networks // In

“Engineering and Mining Geophysics 2021”. Netherlands. 2021. P. 1–6. DOI: 10.3997/2214-4609.202152046

242. *Simmons N.A., Myers S., Johannesson G., Matzel E.* LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction: LLNL-G3DV3--GLOBAL P WAVE TOMOGRAPHY // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2012. V. 117. № B10.

243. *Sipser M.* Introduction to the Theory of Computation. — Course Technology Inc, 2006. — ISBN 0-619-21764-2.

244. *Smith W.H. F., Sandwell D.T.* Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science*. 1997. V. 277. P. 1956-1961.

245. *Sokolova T.B., Lygin I.V., Fadeev A.A.* Precision gravimetric survey at the conditions of urban agglomerations // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2014/05/01SP 9803. URL: <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2014EGUGA..16.9803S>

246. *Soni A., Syed T.H.* Diagnosing Land Water Storage Variations in Major Indian River Basins using GRACE observations // *Glob. Planet. Change*. 2015. T. 133. C. 263–271.

247. *Swenson S., Wahr J.* Post-processing removal of correlated errors in GRACE data // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. N 8. DOI:10.1029/2005GL025285.

248. *Tapley B., Kim M.C.* Applications to Geodesy in Satellite Altimetry and Earth Sciences. Edited by L.-L. Fu and A. Cazenave // *Intl. Geophys. Series*. New York: Academic Press. 2001. V. 69. P. 371-403.

249. *Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M. et al.* The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results: GRACE mission overview and early results // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31, N 9. P. 1–4.

250. *Wahr J., Molenaar M., Bryan F.* Time variability of the Earth’s gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1998. V. 103. N B12. P. 30205–30229.

251. *Wang S., Huang J., Yang D. et al.* Long-term water budget imbalances and error sources for cold region drainage basins: cold region water imbalance // *Hydrol. Process*. 2015. Vol. 29, N 9. P. 2125–2136.

252. *Wessel P., Lyons S.* Distribution of large Pacific seamounts from Geosat/ERS 1: implications for the history of intraplate volcanism // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 22459-75.

253. *Wessel P., Smith W.H.F.* The Generic Mapping Tools. Version 3.4.1. Technical Reference and Cookbook. Laboratory for Satellite Altimetry. - NOAA/NESDIS/NODC, March, 2002.

254. *Xu M., Kang S., Li J.* Evaluation of Water Storage Change of Inland Cryosphere in Northwestern China // *Adv. Meteorol.* 2015. V. 2015. P. 1–12.

255. *Yale M.M., Sandwell D.T., Herring A.T.* What are the limitations of satellite altimetry? // *The Leading Edge*. January. 1998. P. 73-76.
256. *Yang T., Wang C., Chen Y. et al.* Climate change and water storage variability over an arid endorheic region // *J. Hydrol.* 2015. Vol. 529. P. 330–339.
257. *Zhang J., Jiang Li.* Analytical expressions for the gravitational vector field of a 3-D rectangular prism with density varying as an arbitrary-order polynomial function. // *Geophys. J. Int.* 2017. V.210. P. 1176 – 1190. DOI: 10.1093/gji/ggx230.
258. *Zhang T.Y., Jin S.G.* Estimate of glacial isostatic adjustment uplift rate in the Tibetan Plateau from GRACE and GIA models // *J. Geodyn.* 2013. Vol. 72. P. 59–66.
259. *Zhou X.* Analytic solution of the gravity anomaly of irregular 2D masses with density contrast varying as a 2D polynomial function // *Geophysics*. 2010. Vol. 75, N 2. P. 111–119.
260. *Zingerle P., Pail R., Gruber T. et al.* The combined global gravity field model XGM2019e // *J. Geod.* 2020. 94. 66. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.
261. *Zuber M.T., Smith D.E., Watkins M.M. et al.* Gravity field of the moon from the gravity recovery and interior laboratory (GRAIL) mission // *Science*. 2013. Vol. 339, N 6120. P. 668–671.