ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИФЗ РАН)

На правах рукописи



Мельник Геннадий Эдуардович

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

1.6.9. Геофизика

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
главный научный сотрудник ИТПЗ РАН
доктор физико-математических наук,
профессор РАН
Стеблов Г.М.

Москва 2026

Оглавление

Введение....3
Глава 1. Стабильность платформ Северной Евразии: исторические представления и современные методы исследования....13
1.1 Историческое развитие геотектонических представлений....13
1.2 Кинематика литосферных плит....15
1.2 Современные методы космической геодезии....18
1.3 Современные представления о деформациях и стабильности платформ Северной Евразии....25
1.4 Постледниковая изостатическая компенсация....30
Выводы к главе 1....31
Глава 2. Методология исследований современных движений земной поверхности....33
2.1 Методология ГНСС-измерений....33
2.2 Регрессионный анализ временных рядов....39
2.3 Оценка точности параметров движений геодезических пунктов....44
2.4 Моделирование кинематики литосферных плит....48
2.5 Латеральные деформации земной поверхности....50
Выводы к главе 2....51
Глава 3. Стабильность Северной Евразии....53
3.1 ГНСС-измерения на территории Северной Евразии....53
3.2 Кинематика Евразийской тектонической плиты....74
3.3 Латеральные деформации Северной Евразии....79
Выводы к главе 3....89
Глава 4. Постледниковая изостатическая компенсация Фенноскандии....90
4.1 ГНСС-измерения на территории Фенноскандии....92
4.2 Вертикальные и горизонтальные движения Фенноскандии....95
4.3 Движения земной поверхности по данным ГНСС и вариации гравитационного поля по спутниковым гравиметрическим данным....100
4.3.1 Спутниковые гравиметрические данные....100
4.3.2 Сравнительный анализ данных спутниковой гравиметрии и ГНСС в Фенноскандии....102
Выводы к главе 4....107

Заключение.....108
Список использованных источников.....110
Приложения.....118

Введение

Теория тектоники плит, сформировавшаяся в 1960-е годы, существенно изменила представления о процессах, происходящих в недрах Земли. В её рамках земная кора рассматривается как совокупность жёстких блоков — тектонических плит. Принято считать, что основные деформации сосредоточены в зонах их взаимодействия, где и проявляются наиболее заметные геологические процессы, такие как землетрясения и вулканизм.

В то же время по мере развития методов космической геодезии ситуация стала выглядеть не столь однозначной. Увеличение числа постоянно действующих станций наблюдения за искусственными спутниками Земли, а также уплотнение наземных сетей позволили перейти к более детальному анализу. В частности, появилась возможность оценивать стабильность территорий, расположенных внутри плит, в том числе в пределах Северной Евразии и её платформенных областей.

Отдельный интерес в этом отношении представляет Фенноскандия. Этот регион характеризуется недавней историей оледенения и продолжающейся гляциоизостатической компенсацией, что приводит к значительным деформациям земной коры. Деформации наблюдаются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, что делает Фенноскандию уникальным регионом, представляющий особый интерес в исследованиях стабильности территорий.

Актуальность темы

Повышение требований к точности современных систем отсчёта координат и геодезического обеспечения прикладных задач обусловливает необходимость учёта внутриплитных деформаций земной коры. Системы отсчёта координат, создаваемые методами космической геодезии, реализуются в виде совокупности геодезических пунктов с известными координатами и характеристиками их изменения во времени. Точность определения координат этих пунктов на заданную эпоху зависит от достоверности описания движений земной поверхности, в том числе в пределах платформенных областей, традиционно рассматриваемых как относительно стабильные. Увеличение плотности сетей постоянных ГНСС-наблюдений расширяет возможности выявления малых внутриплитных деформаций и изучения их пространственного распределения. Это создаёт наблюдательную основу для уточнения моделей движения земной поверхности и оценки стабильности платформенных областей Северной Евразии.

Наряду с решением прикладных геодезических задач, исследование современных движений и деформаций земной коры позволяет уточнять представления о геофизических процессах, определяющих её динамику. Таким образом, актуальность настоящего исследования обусловлена необходимостью учёта внутриплитных деформаций при создании и поддержании высокоточных систем отсчёта координат, а также возможностью более детального изучения геофизических процессов на основе развивающихся сетей ГНСС-наблюдений.

Цель и основные задачи исследования

Целью данной работы является анализ современных тектонических движений и количественная оценка стабильности платформенных областей Северной Евразии.

Для достижения поставленной цели в процессе выполнения диссертации необходимо было решить следующие основные задачи:

- Выполнить подготовку и систематизацию первичных измерительных данных станций глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС);
- Произвести прецизионную обработку первичных измерительных данных ГНСС и сформировать временные ряды координатных оценок наблюдательных пунктов;
- Выполнить регрессионный анализ сформированных временных рядов декартовых геоцентрических координат наблюдательных станций;
- Выполнить оценку качества данных и отбор пунктов для дальнейшего анализа деформаций;
- Произвести вычисление латеральных деформаций для Северной Евразии;
- Выполнить анализ поля латеральных деформаций;
- Выполнить анализ скоростей движений земной поверхности в Фенноскандии как регионе повышенной внутриплитной деформации.

Результаты и их научная новизна

В настоящей работе впервые обработана база данных наблюдений глобальных навигационных спутниковых систем на пунктах фундаментальной астрономо-геодезической сети (ФАГС). При этом в отношении к государственной геодезической сети, высшим звеном которой является сеть ФАГС, применён новый подход, заключающийся в обработке

пунктов ФАГС с привязкой к глобально распределённому набору пунктов ГНСС. Это позволило существенно повысить точность определения геоцентрических координат пунктов ФАГС и, как следствие, проанализировать внутриплитные деформации, величина которых на 2–3 порядка меньше, чем деформации на границах плит.

В результате исследования выявлены некоторые пространственные вариации деформаций в Северной Евразии. На Восточно-Европейской платформе наблюдается растяжение; к востоку от Уральских гор растяжение сменяется сжатием; Исключением является Байкальская рифтовая зона.

Проведённый анализ точности расчётов подтвердил статистическую значимость обнаруженных вариаций деформаций на фоне погрешностей. Эти вариации были рассмотрены с точки зрения влияния сил, действующих на тектоническую плиту, включая влияние со стороны астеносферы и взаимодействие со смежными плитами на границах. Выявленные латеральные деформации проанализированы с привлечением палеомагнитных реконструкций движений в прошлые геологические эпохи, что позволило предложить объяснения наблюдаемых особенностей деформационного поля в современную эпоху.

Особое внимание уделено региону Фенноскандии, где выявлена полоса сжатия при переходе от области поднятия к Русской плите. Выполнено сопоставление поля площадной деформации с данными спутникового гравиметрического проекта. Выявлена корреляция между скоростью дилатации и трендом вариаций ускорения силы тяжести.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Представительность покрытия фундаментальной астрономо-геодезической сети на территории Северной Евразии при совместном уравнивании измерений по всему земному шару, обеспечивает пространственную разрешающую способность, которая позволяет анализировать наличие внутриплитных деформаций;
2. По Сибирской и Западно-Сибирской платформам, от хребта Черского на востоке до Уральских гор на западе, выделяется зона сжатия, на фоне которой исключением является Байкальская рифтовая зона. На территории Русской плиты наблюдается область растяжения;
3. Из сопоставления спутниковых геодезических данных и палеомагнитных реконструкций установлено замедление полной скорости спрединга вдоль границы между Евразийской и Северо-Американской плитами в северной части Атлантического океана

за последние 3 млн лет, что является одним из факторов, обуславливающих обстановку субширотного растяжения к западу от Уральских гор;

4. По спутниковым геодезическим данным в юго-восточной части Фенноскандии выделяется зона сжатий, маркирующая переход от сводообразного поднятия к северо-западному обрамлению Русской плиты.

Теоретическая и практическая значимость работы

Научная значимость данного исследования обусловлена двумя ключевыми факторами. Во-первых, знание особенностей движения земной поверхности позволяет глубже понять геофизические процессы, происходящие внутри Земли. Во-вторых, сравнение современных движений земной поверхности по данным спутниковой геодезии с палеореконструкциями движений в прошлые геологические эпохи позволяет глубже понять факторы, определяющие современную геодинамическую обстановку.

Практическая значимость исследования заключается в применении полученных результатов для создания и поддержания высокоточных систем координат. Основу современных систем координат, реализуемых методами космической геодезии, составляет совокупность геодезических пунктов с определёнными координатами и установленными закономерностями их изменения во времени. Полученные оценки современных движений и деформаций земной коры позволяют описывать кинематику этих пунктов и учитывать её при обеспечении точности координатной основы.

Результаты диссертационного исследования используются при выполнении следующих научно-исследовательских работ:

1. «Комплексные исследования, направленные на совершенствование нормативно-технического обеспечения перспективных технологий в сфере геодезии и картографии с использованием услуг, предоставляемых системой ГЛОНАСС» — в ППК «Роскадастр» в рамках государственной программы Российской Федерации «Космическая деятельность России».

2. «Создание системы разномасштабного геодинамического мониторинга на Камчатке» — в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН на 2024–2026 гг. (шифр FMWW-2024-0010, номер государственной регистрации 124093000045-0).

В ходе исследования также разработаны программные средства автоматизации обработки ГНСС-наблюдений, обеспечивающие сокращение временных затрат и повышение эффективности обработки данных, регулярно поступающих с пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети.

Степень достоверности результатов

Достоверность полученных в диссертационной работе результатов достигается за счёт корректной фильтрации исходных измерений, выбора адекватных математических и физических моделей исследуемых процессов, применения методов уравнивания и статистической обработки данных, использования статистических критериев согласованности и тестов на устойчивость.

Степень разработанности темы исследования

В основе современных представлений о глобальной геодинамике лежит положение теории тектоники плит, согласно которому литосферные плиты в первом приближении рассматриваются как жёсткие тела. Это допущение использовалось при построении ранних кинематических моделей, в которых мгновенное движение плит описывалось как вращение вокруг полюсов Эйлера.

К числу таких моделей относится NUVEL-1A [53], разработанная преимущественно на основе анализа геолого-геофизических данных по океаническому дну. В дальнейшем была предложена модель NNR-MORVEL56 [38], в которой уточнены параметры движения и количество плит. В рамках указанных подходов поверхность Земли представляется как система жёстких блоков, при этом основные деформации приурочены к их границам, а внутренние области плит рассматриваются как квазижёсткие.

Развитие геодезических и геофизических методов, прежде всего спутниковых, позволило перейти к более детальному описанию современных деформационных процессов. В частности, в модели GSRM v2.1 [76] наряду с жёсткими блоками учитываются области распределённой деформации. В ней приведены оценки скоростей площадных деформаций, локализованных главным образом в зонах взаимодействия плит, что обеспечивает более реалистичное представление геодинамической обстановки по сравнению с классическими моделями.

Вместе с тем вопросы, связанные со стабильностью внутриплитовых областей и возможными проявлениями деформаций внутри плит, остаются

изученными недостаточно. В существующих моделях основное внимание уделяется межплитным границам, тогда как внутренние области, как правило, принимаются квазижёсткими. Накопление высокоточных геодезических данных, в частности результатов ГНСС-наблюдений, указывает на необходимость более детального анализа внутриплитовых процессов.

Методология и методы исследования

Методическая основа исследования базируется на применении методов космической геодезии, среди которых ключевое значение имеет использование глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Выбор данного метода обусловлен высокой точностью измерений, их глобальным характером и возможностью формирования непрерывных временных рядов координат геодезических пунктов. В качестве единой координатной основы используется международная земная система отсчёта МЗСО, формируемая на основе совместной обработки данных различных космических методов, включая ГНСС, спутниковую и лунную лазерную локацию, доплеровские спутниковые измерения и радиоинтерферометрию со сверхдлинными базами (РСДБ).

Обработка исходных ГНСС-наблюдений выполнялась с применением дифференциального метода, основанного на предположении пространственной коррелированности ошибок наблюдений. При относительно небольших расстояниях между пунктами влияние атмосферных задержек, орбитальных погрешностей и других систематических факторов проявляется сходным образом, что позволяет повысить точность определения их взаимного положения.

Использование длительных серий наблюдений приводит к формированию протяжённых временных рядов координат для каждого пункта. Это требует применения методов статистического анализа. В работе используется регрессионный анализ координатных рядов, позволяющий оценивать линейные и нелинейные компоненты движения, определять скорости смещений, а также учитывать сезонные вариации и характеристики шумовой составляющей.

На основе оценок скоростей смещений геодезических пунктов выполняется анализ пространственного распределения деформаций. Для перехода от значений скоростей в отдельных точках к непрерывному полю деформаций применяется метод конечных элементов, позволяющий оценивать латеральные (площадные) деформации.

Личный вклад автора

Основные результаты, полученные лично диссертантом в ходе выполнения работы, включают:

1. Обзор ранее выполненных исследований по тематике диссертации;
2. Систематизация и формирования архива первичной измерительной информации с пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети;
3. Автоматизация обработки данных наблюдений ГНСС с пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети с помощью авторских программных средств;
4. Обработка данных наблюдений ГНСС с пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети, с целью формирование временных рядов смещений наблюдательных пунктов.
5. Вычисление скоростей движения геодезических пунктов на территории Северной Евразии;
6. Построение карт латеральной дилатации для Фенноскандии и для Северной Евразии.

Анализ полученных результатов и формулировка основных выводов проводились совместно с научным руководителем – д.ф.-м.н., профессором РАН Г.М. Стебловым.

Апробация работы и публикации

Основные результаты исследований были представлены на семинарах ИФЗ РАН и ППК «Роскадастр», а также на ряде международных и всероссийских конференций, в том числе:

1. Научная конференция молодых учёных и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 27-29 октября 2021 года;
2. Девятнадцатая международная конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)», Москва, 15-19 ноября 2021 года;
3. XXIX Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносов 2022", Москва, 11-22 апреля, 2022 года;

4. Научная конференция молодых учёных и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, 27-29 октября 2022 года;
5. Двадцатая международная конференция «СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)», Москва, 14-18 ноября 2022 года;
6. ФУНДАМЕНТАЛЬНОЕ И ПРИКЛАДНОЕ КООРДИНАТНО-ВРЕМЕННОЕ И НАВИГАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ (КВНО-2023), Санкт-Петербург, 17-21 апреля 2023 года;
7. Международная научная конференция «Пространственные данные: наука и технологии 2023», Москва, 22-24 мая 2023 года;
8. III Совместная Международная научно-техническая конференция «Цифровая реальность: космические и пространственные данные, технологии обработки», Сочи, 16 - 18 октября 2023 г.;
9. III Всероссийская научная конференция с международным участием «Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений», Москва, 25-26 октября 2023 года;
10. XX Международная выставка и научный конгресс «Интерэкспо ГЕО-Сибирь», Новосибирск, 15-17 мая 2024 года.

Основные положения диссертационной работы представлены в 14 публикациях, 5 из которых в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК.

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка используемой литературы. Общий объем работы составляет 123 страниц машинописного текста, включая 47 рисунков, 8 таблиц и 2 приложения. Список литературы содержит 116 библиографических наименований.

В первой главе представлен обзор эволюции геотектонических концепций и современных методов исследования кинематики литосферных плит. Рассматриваются характеристики геодинамической модели региона Фенноскандии с особым акцентом на явление постледникового поднятия, характерное для данного региона. Также проводится обзор современных методов космической геодезии.

Во второй главе представлена методология исследований современных движений земной поверхности. Рассматриваются методология ГНСС-измерений и способы формирования, с их помощью, временных рядов высокоточных координат геодезических пунктов, а также регрессионный

анализ временных рядов. Приводится методология оценки параметров вращения тектонических плит, а также оценки латеральных деформаций земной поверхности.

В третьей главе приведено исследование стабильности северной части Евразии. Проанализированы данные из архива Невадской геодезической лаборатории. Рассмотрены результаты обработки данных фундаментальной астрономо-геодезической сети. В главе приводятся результаты моделирования движения Евразийской плиты, по данным исключительно отечественных пунктов и с расширенным набором пунктов, включая международные. Проанализированы латеральные деформации Северной Евразии, включая платформенные области. Проведена оценка геодинамической обстановки на границах литосферных плит, слагающих Северную Евразию, которые сопоставлены с палеомагнитными реконструкциями.

Четвёртая глава посвящена исследованию постледниковой изостатической компенсации в Фенноскандии. Дано описание исследованию постледникового поднятия в арктической зоне РФ. Рассмотрена геодезическая изученность данного региона с точки зрения постояннодействующих станций ГНСС. Приведён анализ вертикальных и горизонтальных движений в Фенноскандии. Выполнено сопоставление вертикальных поднятий, определённых по ГНСС с вариациями гравитационного поля, определёнными по спутниковому гравиметрическому проекту.

Благодарности

Представленная диссертация является результатом деятельности автора за период работы с 2020 по 2026 гг. в отделе геодезии Публично-правовой компании «Роскадастр», лаборатории спутниковых методов изучения геофизических процессов Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, лаборатории геодинамики, спутниковой геодезии и математических методов изучения геосистем Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, а также кафедры высшей геодезии Московского государственного университета геодезии и картографии. Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю – заместителю директора по научной работе Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, д.ф.-м.н., проф. РАН Г.М. Стеблову за неоценимую помощь на всех этапах выполнения работы.

Особую благодарность за помощь и консультации в вопросах обработки исходных геодезических измерений и анализа полученных данных автор выражает коллективам Управления геодезического и метрологического

обеспечения ППК «Роскадастр», лаборатории спутниковых методов изучения геофизических процессов Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, коллективу сотрудников Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН и коллективу кафедры высшей геодезии Московского государственного университета геодезии и картографии (МИИГАиК).

Глава 1. Стабильность платформ Северной Евразии: исторические представления и современные методы исследования

В настоящее время благодаря расширению сети станций ГНСС на территории Российской Федерации и накоплению значительного объёма спутниковых наблюдений появилась возможность для детального исследования внутриплитовых тектонических и геодинамических процессов. Увеличение плотности наблюдений позволило уточнить оценки стабильности земной поверхности и представления о характере движения литосферных плит.

Результаты ГНСС-наблюдений имеют также практическое значение, поскольку используются при построении высокоточных систем координат, применяемых в геодезии, картографии, навигации и строительстве. Повышение точности обработки данных фундаментальных пунктов обеспечивает повышение надёжности современных систем отсчёта и их практического применения.

1.1 Историческое развитие геотектонических представлений

В рамках фиксистского подхода развитие земной коры объяснялось преимущественно вертикальными тектоническими движениями различного масштаба, тогда как существенные горизонтальные перемещения её участков не рассматривались. Такое понимание тектонических процессов оставалось доминирующим в геотектонике до середины XX в. При этом выделялись относительно устойчивые континентальные области — платформы — и геосинклинальные зоны, с развитием которых связывалось формирование складчатых горных сооружений [1].

Признание возможности крупномасштабных горизонтальных перемещений участков земной коры составило основу мобилистического направления, предпосылки которого прослеживаются в работах О. Фишера (1889) и Ф. Б. Тейлора (1910). Становление мобилизма в начале XX в. происходило на фоне кризиса прежних тектонических концепций, обусловленного открытием радиоактивности и отказом от представлений о первоначально горячем состоянии Земли. Важнейшим этапом развития этого направления стала разработка гипотезы дрейфа континентов, дальнейшее обоснование которой связано с исследованиями немецкого метеоролога и геофизика А. Вегенера [3].

Существенную роль в формировании физических предпосылок современной теории тектоники плит сыграли исследования механического поведения вещества мантии. Анализируя послеледниковое поднятие Скандинавии, Н. Хаскелл (1935) показал, что этот процесс может быть объяснён способностью мантии к вязкому течению на геологических интервалах времени. Позднее Р. Гордон (1965) связал такое поведение с крайне медленным деформированием кристаллических пород по механизму ползучести при температурах, близких к температуре плавления. Полученные результаты способствовали развитию мобилистических представлений и подготовили основу для последующего становления теории тектоники плит [102].

Теория тектоники литосферных плит является современным объяснением геологического движения и изменений, которые происходят на Земле. Согласно этой теории, земная кора и верхняя мантия состоят из нескольких больших и множества меньших «плит», которые перемещаются относительно друг друга. Каждая из этих плит имеет форму и размеры, которые меняются со временем из-за процессов, происходящих на границах плит. Эти плиты могут сталкиваться, расходиться и скользить вдоль друг друга, вызывая такие явления, как землетрясения, вулканическую активность и образование горных хребтов.

К наиболее крупным литосферным плитам относятся:

- Северо-Американская;
- Южно-Американская;
- Африканская;
- Евразийская;
- Антарктическая;
- Индийская;
- Австралийская;
- Тихоокеанская;

В зависимости от характера контакта плит выделяют три типа границ:

1. **Конвергентные границы** образуются, когда две тектонические плиты сталкиваются друг с другом. В зависимости от типа сталкивающихся плит этот процесс может приводить к формированию горных хребтов, островных дуг или глубоководных океанических желобов.
2. **Дивергентные границы** возникают, когда две тектонические плиты расходятся, или раздвигаются друг от друга. Это происходит в результате восходящих течений мантии, которые вызывают расплавление и создают новую кору. Дивергентные

границы обычно ассоциируются со спрединго́м – процессом, при котором новая магма вытекает из трещин и твердеет, формируя новую кору.

3. **Трансформные границы** образуются, когда две тектонические плиты скользят вдоль друг друга горизонтально. Это движение может вызывать землетрясения, но, в отличие от других типов границ, трансформные границы обычно не связаны с формированием новой коры или субдукцией.

На современном этапе концепция тектоники литосферных плит подтверждена различными областями наук о Земле, а именно: сейсмологические данные предоставляют доказательства тектонического движения плит, включая местоположение и характеристики землетрясений; местоположение вулканов, особенно тех, которые находятся вдоль «Огненного кольца» Тихого океана, подтверждают предсказания теории плит о местах субдукции [71]; формы рельефа, такие как горные хребты и подводные гребни, могут быть объяснены тектоникой плит; наблюдение за распределением возраста океанической коры показывает, что новая кора образуется на дивергентных границах и поглощается на конвергентных [28]. Это наблюдение подтверждается геохронологией и измерениями теплового потока; По данным глобальных навигационных спутниковых систем можно определить текущее движение тектонических плит [77].

1.2 Кинематика литосферных плит

Кинематические характеристики литосферных плит определяются их взаимодействием с глубинными слоями Земли и проявляются в движениях и деформациях земной поверхности. Определение скоростей и направлений движения плит по данным геодезических и геофизических наблюдений позволяет исследовать глубинные геодинамические процессы.

Основная часть тектонической, вулканической и сейсмической активности приурочена к границам плит. Вместе с тем региональные исследования показывают, что литосферные плиты не являются абсолютно жёсткими телами, а их деформации могут распространяться на значительные внутриплитовые области.

В кинематике литосферных плит выделяют относительное движение плит друг относительно друга и глобальное движение относительно геоцентрической системы координат. Развитие методов космической геодезии позволило перейти к изучению глобальной кинематики литосферных плит.

«Теория тектоники плит предполагает, что горизонтальное перемещение литосферных плит, происходящее на сфере постоянного радиуса, подчиняется законам сферической геометрии. В частности, это описывается теоремой Эйлера-Даламбера. Согласно этой теореме, движение любого тела по поверхности сферы можно представить в виде вращения вокруг оси, проходящей через её центр и пересекающей поверхность сферы в двух точках, или полюсах (Эйлера) (рисунок 1.1).» [2]

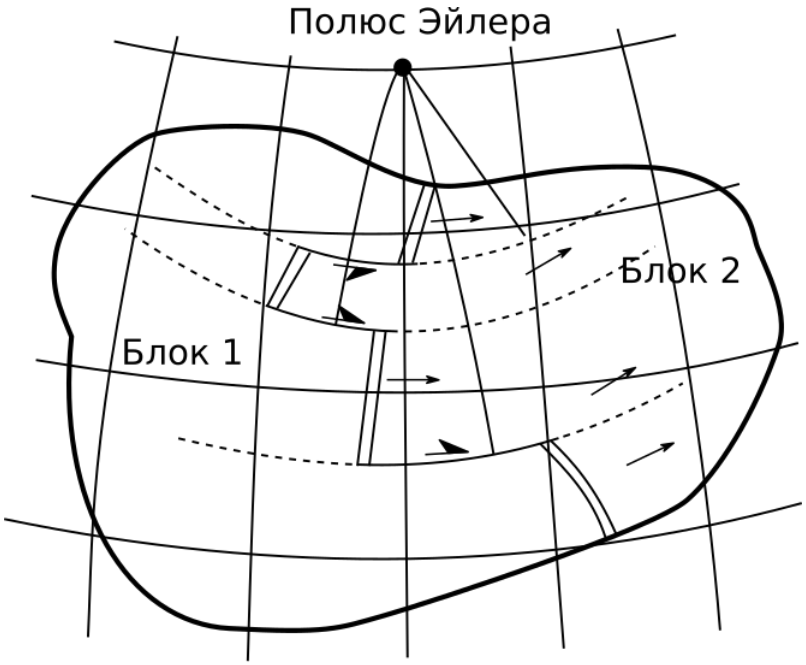


Рисунок 1.1 – Схематическое представление теоремы Эйлера-Даламбера

Построение первых глобальных моделей движения литосферных плит основывалось на комплексном анализе сейсмических, батиметрических и геомагнитных данных. Распределение землетрясений, рельеф океанического дна, магнитные аномалии и ориентация трансформных разломов позволили определить границы плит и оценить характер их движения [81, 85, 87].

С накоплением новых данных и развитием методов их интерпретации глобальные модели существенно уточнялись [52–54]. Одной из наиболее известных стала модель NUVEL-1(A), включающая 16 литосферных плит и описывающая их современную кинематику [53].

Развитие космической геодезии позволило перейти к непосредственным измерениям современных движений литосферных плит, что обеспечило уточнение представлений о степени фрагментации литосферы. В модели NNR-MORVEL56 [38] выделяются 56 плит, расположение и границы которых показаны на рисунке 1.2. Пространственное распределение сейсмических событий представлено на рисунке 1.3.

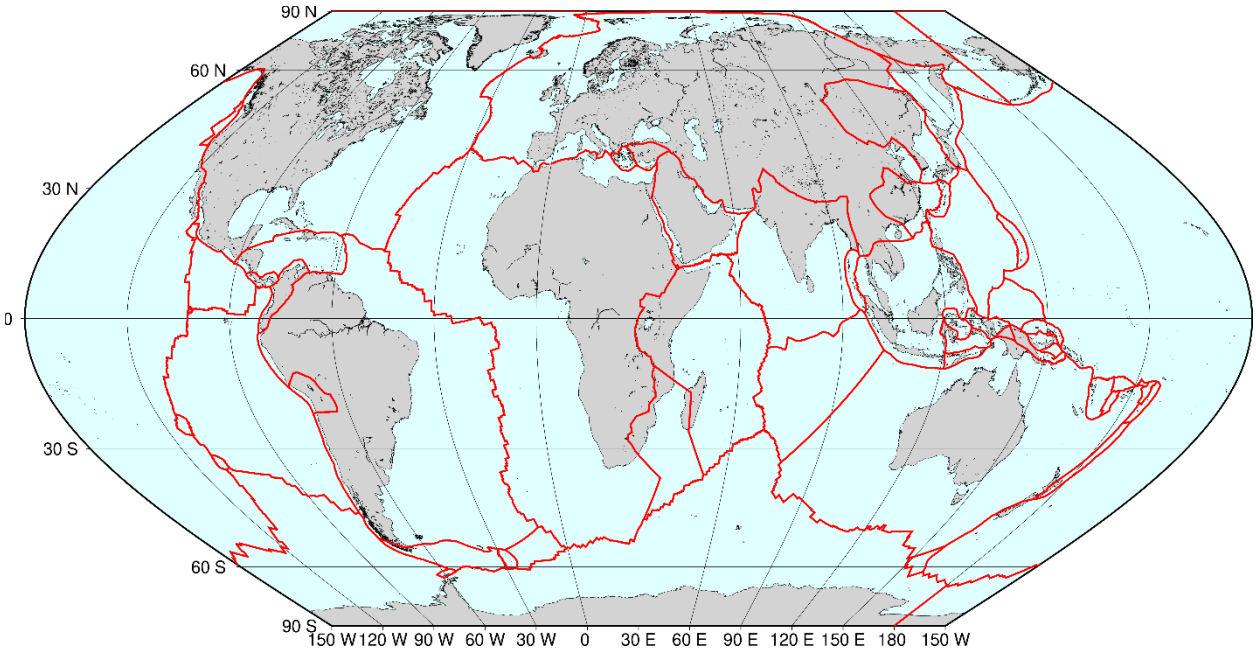


Рисунок 1.2 – Карта границ литосферных плит модели NNR-MORVEL56.

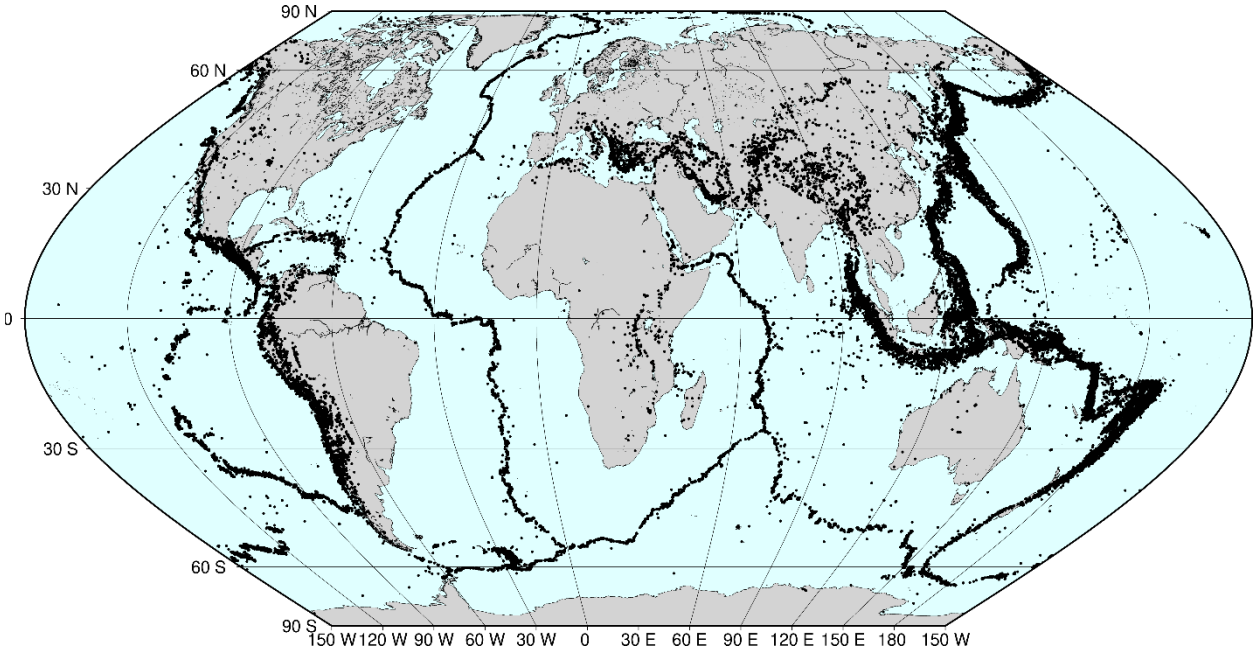


Рисунок 1.3 – Карта эпицентров землетрясений, произошедших в период 1976-2024.

NNR-MORVEL56 представляет собой геодезическую модель тектоники плит, которая была разработана на основе обширного массива данных, собранных из различных частей мира. Модель объединяет геологические и геодезические данные, включая сведения о сейсмической активности, геодезические измерения, выполненные с использованием ГНСС, а также данные о морфологии морского дна. Такой объём информации позволяет

оценивать скорости и направления движения плит, а также характер их взаимодействия.

В теории тектоники плит литосферные плиты рассматриваются как жёсткие блоки. Однако это обобщённое представление является упрощением реальной ситуации. В действительности плиты могут подвергаться деформациям, что заметно вблизи их границ, где воздействия соседних плит достигают максимальных значений. Ранее параметры вращательного движения плит определялись по наблюдениям на пунктах, расположенных вдали от границ, исходя из предположения о существовании внутренних стабильных областей, практически не подверженных деформациям. Вопрос возможных деформаций в пределах этих областей долгое время оставался недостаточно изученным.

С развитием методов космической геодезии и увеличением числа наблюдательных станций стало возможным более детально оценивать внутриплитные деформации. Расширение сети станций космической геодезии её равномерное распределение позволили повысить точность измерений и проверить гипотезу о внутренней стабильности плит.

Наличие внутриплитных деформаций подтверждается, например, постледниковым изостатическим поднятием Фенноскандии. Этот процесс сопровождается как вертикальными, так и горизонтальными перемещениями. В настоящей работе внимание уделялось выявлению, в том числе, других типов внутриплитных деформаций, а также определению их характера и порядка величин.

1.2 Современные методы космической геодезии

Космическая геодезия расширила возможности геодинамических исследований, обеспечив глобальный охват, высокую точность и долговременный мониторинг земной поверхности. Применение ГНСС, РСА и ЛЛС (см. далее) позволяет с миллиметровой точностью исследовать тектонические смещения земной поверхности и малые деформации земной коры на уровне 10^{-9}. Спутниковые методы дополняют наземные геодезические наблюдения и обеспечивают получение данных о современных геодинамических процессах в глобальном масштабе.

В настоящее время выделяют четыре основных метода космической геодезии, к ним относятся:

- Лазерная локация спутников, ЛЛС
- Доплеровские спутниковые измерения, ДСИ
- Радиоинтерферометрия со сверхдлинными базами, РСДБ

- Глобальные навигационные спутниковые системы, ГНСС

Несколько отдельно от вышеперечисленных систем находится метод радарной интерферометрии (РСА), в отличии от ЛЛС, ДСИ, РСДБ и ГНСС радарная интерферометрия не участвует в построении глобальной системы отсчёта, однако её данные позволяют определять деформации земной поверхности с высокой точностью по обширным площадям [96].

Суть метода РСА заключается в следующем: два или более радарных изображения одной и той же области, созданные в разное время, сопоставляются для создания интерферограмм, с помощью которых можно определить миллиметровые изменения по направлению спутник–поверхность. Это может быть использовано для отслеживания изменений, вызванных такими явлениями, как землетрясения, вулканическая активность, изменения уровня грунтовых вод, таяние ледников, и другие.

Одно из ключевых преимуществ РСА состоит в том, что эта система позволяет проводить измерения на больших пространственных (площадных) масштабах и с высокой точностью. Тем не менее, метод имеет и некоторые ограничения, такие как влияние атмосферы и растительности на радарные сигналы, а также необходимость поверхности со стабильными отражающими свойствами для точного сопоставления изображений.

Радиоинтерферометрия со сверхдлинными базами (РСДБ) – это тип радиоинтерферометрии, который использует радиотелескопы, расположенные на большом расстоянии друг от друга, часто на разных континентах, которые наблюдают далёкие внегалактические объекты – квазары. Метод РСДБ позволяет достичь чрезвычайно высокого уровня разрешения и точности в радиоастрономических наблюдениях.

Метод РСДБ позволяет определять положения радиотелескопов с точностью до нескольких миллиметров, что делает его ценным для изучения движений тектонических плит и других геодинамических процессов.

Геодезические РСДБ-наблюдения выполняются глобально распределённой сетью, объединяющей несколько десятков станций. Получаемые данные используются для исследования тектонических перемещений в глобальном масштабе, а также при построении и уточнении реализаций земной системы отсчёта [33].

Главным недостатком данной системы является высокая стоимость и размеры оборудования, пример телескопа РСДБ представлен на рисунке 1.4.

Метод лазерной локации спутников – это технология измерения расстояния от наземной станции до искусственного спутника или до Луны с помощью лазера. В качестве базового принципа этот метод использует время

пролёта короткого импульса лазерного излучения от передатчика до спутника и обратно.



Рисунок 1.4 – Радиотелескоп РТ-32 в обсерватории «Светлое», Ленинградская область

Точность определения дальности данным методом может достигать нескольких миллиметров [65]. Результаты лазерных дальномерных наблюдений используются для определения и уточнения орбит спутников, а также оценки их координат и компонентов вектора скорости. Помимо решения орбитальных задач, такие измерения позволяют определять коэффициенты низких степеней разложения гравитационного потенциала Земли по сферическим гармоникам.

Наиболее известными аппаратами данного типа являются спутники серии LAGEOS (LAser GEOdynamics Satellite). Это два пассивных спутника, запущенные в 1976 и 1992 годах. Спутники LAGEOS (рисунок 1.5) выполнены в виде массивных латунных сфер диаметром порядка 60 см и массой около 400 кг. Отсутствие внутренних полостей и высокая плотность материала обеспечивают большое отношение массы к площади поперечного сечения. В результате влияние атмосферного сопротивления на их орбиту остаётся минимальным.

Спутниковая лазерная локация используется, в частности, для определения положения центра масс Земли и контроля его смещения

относительно поверхности планеты. Данный метод также важен для установления масштаба земной системы координат. Несмотря на указанные выше преимущества, у системы ЛЛС есть и свои ограничения по применимости. Одним из них является высокая стоимость оборудования, необходимого для проведения измерений. Данный метод требует прямой оптической видимости между станцией и спутником.



Рисунок 1.5 – Спутник лазерной локации космической миссии LAGEOS-1

Доплеровские спутниковые измерения – это система спутниковой геодезии, основанная на эффекте Доплера. Метод допплеровской орбитографии позволяет определять траектории спутников с высокой точностью на основе измерений допплеровского смещения частоты сигнала, передаваемого от наземной станцией (Рисунок 1.6) до спутника.

Бортовые приёмники спутников системы ДСИ регистрируют радиосигналы, излучаемые сетью наземных станций. По доплеровскому смещению частоты определяют радиальную составляющую скорости спутника относительно соответствующей станции, характеризующую изменение расстояния между ними. Передача сигналов на двух частотах позволяет исключить ионосферный эффект первого порядка посредством формирования линейной комбинации измерений. Возможность такой коррекции обусловлена дисперсионными свойствами ионосферы, вследствие которых её влияние на распространение радиоволн зависит от частоты сигнала. Совместная обработка измерений по сигналам различных наземных станций обеспечивает высокоточное определение спутниковой орбиты [48].

Возможности применения системы ДСИ в отдельных регионах ограничиваются недостаточной плотностью наземной сети. Дополнительные трудности при обработке наблюдений связаны с необходимостью учёта многолучёвости распространения радиосигналов и атмосферных искажений.

Основным эксплуатационным ограничением для наземного пользователя является невозможность автономной регистрации наблюдений на своём пункте. В ГНСС приём спутниковых сигналов осуществляется пользовательской аппаратурой, что обеспечивает непосредственный доступ к исходным измерениям. В системе ДСИ наземные станции выполняют функцию передатчиков, тогда как приём сигналов и регистрация измерений осуществляются на борту спутников. Поэтому получение наблюдений наземным пользователем зависит от передачи данных с космических аппаратов и их последующего предоставления операторами спутников либо специализированными центрами распространения данных.



Рисунок 1.6 – Передатчик системы ДСИ

Самым массовым методом космической геодезии на данный момент являются глобальные навигационные спутниковые системы. Одним из основных применений ГНСС в космической геодезии является точное определение прямоугольных геоцентрических координат пунктов на земной поверхности с точностью до нескольких миллиметров.

В настоящее время функционирует несколько глобальных навигационных спутниковых систем. К наиболее распространённым из них относятся:

1. GPS (Global Positioning System) — система, разработанная и поддерживаемая США. Она стала первой полностью развернутой ГНСС и до сих пор остаётся наиболее широко используемой. Орбитальная группировка включает порядка 30 спутников, расположенных на высоте около 20 тыс. км. Система обеспечивает глобальное покрытие и позволяет определять координаты и время с высокой точностью.
2. ГЛОНАСС (ГЛОбальная НАвигационная Спутниковая Система) — российская система, управляемая госкорпорацией «Роскосмос». По своим функциям она сопоставима с GPS и также обеспечивает глобальное покрытие. Система используется в навигационных и геодезических задачах. Орбитальная группировка включает 24 спутника на высоте порядка 19 тыс. км.
3. Galileo – это глобальная навигационная спутниковая система, подведомственная Европейскому космическому агентству. Система состоит из 24 спутников, которые находятся на трёх орбитах на высоте около 23 тыс. км.
4. BeiDou – это глобальная навигационная спутниковая система, управляемая Китайской Народной Республикой. Система BeiDou состоит из 35 спутников, включая 27 спутников на среднеземной орбите, 5 на геостационарной орбите и 3 на наклонной геосинхронной орбите.

Принцип работы ГНСС основан на определении положения приёмника по расстояниям до спутников с известными координатами. Измерения дальностей реализуют пространственную линейную засечку, а использование не менее четырёх спутников позволяет одновременно определить координаты приёмника и поправку к его временной шкале [46].

Для высокоточного местоопределения применяется метод фазовой радиодальномерной оценки, основанный на измерении фазы несущей волны. После разрешения целочисленной неоднозначности он позволяет определять координаты с миллиметровой точностью [100].

Важную роль в обеспечении точности и единообразия ГНСС-наблюдений играет Международная служба ГНСС, созданная в 1994 году. Она обеспечивает обработку наблюдений в глобальном масштабе, точные параметры орбит спутников и другую сопроводительную информацию, используемую для исследования движений земной поверхности и решения широкого круга геодезических и геофизических задач.

Для высокоточных координатных определений методами космической геодезии используется Международная земная система отсчёта МЗСО и её практическая реализация — МЗСК. МЗСО задаёт теоретические принципы системы отсчёта, тогда как МЗСК служит материальной реализацией на основе результатов космических геодезических наблюдений.

МЗСК формируется по данным РСДБ, ЛЛС, ГНСС и ДСИ и периодически уточняется по мере накопления новых наблюдений и совершенствования методов обработки. Каждая реализация характеризуется годом выпуска и опорным моментом времени (в геодезии -- эпоха) (Таблица 1.1), к которому приводятся координаты станций, которые реализуют эту систему [32–34].

Таблица 1.1 – Список версий МЗСК

Название	**Опорная эпоха**	**Название**	**Опорная эпоха**
ITRF92	1988.0	ITRF2000	1997.0
ITRF93	1988.0	ITRF2005	2000.0
ITRF94	1993.0	ITRF2008	2005.0
ITRF96	1997.0	ITRF2014	2010.0
ITRF97	1997.0	ITRF2020	2015.0

Включение различных методов космической геодезии в вывод МЗСК обуславливается тем фактом, что все методы имеют различную чувствительность к определяемым параметрам (Таблица 1.2).

Таблица 1.2 – Чувствительность методов космической геодезии к определяемым параметрам

Параметры	**РСДБ**	**ЛЛС**	**ГНСС**	**ДСИ**
Координаты квазаров	X			
Прецессия, Нутация	X			
UT1	X			
Координаты полюса	X	X	X	X
LOD (длина суток)	X	X	X	X
Координаты пунктов	X	X	X	X
Геоцентричность		X		
Масштаб	X	X		

Создание МЗСК и развитие глобальных ГНСС-сетей позволили объединять результаты космических геодезических наблюдений и строить модели движения литосферных плит, основанные непосредственно на геодезических измерениях, такие как REVEL и GSRM [76, 95].

Космическая геодезия также дала возможность проверять геологические и сейсмологические представления о строении литосферы и уточнять её сегментацию. Число выделяемых плит увеличилось от 16 в модели NUVEL-1A [53] до 52–56 в современных моделях PB2002 и NNR-MORVEL56 [38, 44]. Измерение внутриплитовых скоростей позволило оценить отклонения литосферных сегментов от модели абсолютно жёстких тел [77].

1.3 Современные представления о деформациях и стабильности платформ Северной Евразии

Одной из первых работ, посвящённых количественной оценке внутриплитных деформаций на основе космических методов наблюдений, является исследование [113]. Авторы отмечают, что классическая теория тектоники литосферных плит рассматривает поверхность Земли как совокупность относительно жёстких блоков, разделённых узкими зонами активных границ, в пределах которых сосредоточена основная часть современных деформаций. Такая модель успешно описывает движение большей части литосферы и позволяет получать согласованные кинематические решения на глобальном уровне. Вместе с тем предположение об абсолютной жёсткости плит всегда рассматривалось лишь как приближение, поскольку реальная геологическая среда не является идеально жёсткой и способна испытывать деформации даже вдали от активных границ плит.

Согласованность геологических и геофизических данных с глобальными моделями кинематики плит рассматривается в работе [113] как одно из оснований для вывода о высокой стабильности внутриплитных областей. Этот вывод также подкрепляется низкой частотой возникновения сильных внутриплитных землетрясений и слабыми проявлениями современной внутриплитной разломной активности. В пользу представления об относительной жёсткости литосферных плит дополнительно свидетельствует отсутствие в пределах стабильных платформенных территорий значительных деформационных структур и крупных форм рельефа, обусловленных современными процессами горизонтального сжатия или растяжения.

Однако в работе [113] подчёркивается, что полностью исключить наличие внутриплитных деформаций невозможно. Свидетельствами их существования являются как отдельные сильные внутриплитные землетрясения, так и долговременные процессы оседания континентальных бассейнов, поднятия поверхности в районах горячих точек и изгиба

литосферы под воздействием различных поверхностных нагрузок. Эти явления указывают на то, что литосферные плиты обладают конечной жёсткостью и способны испытывать как вертикальные, так и горизонтальные деформации.

Авторы работы [113] отмечают, что к началу проведения исследования количественные оценки внутриплитных деформаций оставались весьма ограниченными. Анализ кинематических данных о движении плит позволял лишь установить верхние границы возможных деформаций, которые для отдельных контуров плит составляли несколько миллиметров в год. Оценки, основанные на сейсмичности стабильных внутриплитных регионов, указывали на значительно меньшие значения отклонения скоростей от общеплитового движения, достигающие лишь сотых или даже тысячных долей миллиметра в год. Подобное расхождение свидетельствовало о необходимости применения независимых высокоточных методов наблюдений.

Для решения данной задачи в работе были использованы данные интерферометрии со сверхдлинными базами. Основной целью исследования стала экспериментальная проверка гипотезы о жёсткости литосферных плит и определение верхних границ современных внутриплитных деформаций. Анализ выполнялся по наблюдениям на пунктах, расположенных на Североамериканской, Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плитах. Особое внимание уделялось оценке погрешностей измерений и учёту влияния послеледниковых изостатических движений, которые могли вносить вклад в наблюдаемые смещения пунктов.

Для проверки гипотезы о жёсткости литосферных плит авторы использовали результаты обработки данных РСДБ-наблюдений, выполненной в рамках модели GLB907 [114]. Исходный массив включал наблюдения 67 пунктов, накопленные в период с 1979 по 1992 гг. Однако после введения требований к продолжительности и регулярности наблюдений для дальнейшего анализа было отобрано лишь 55 пунктов. Следует отметить, что на момент выполнения исследования глобальная сеть космической геодезии находилась на раннем этапе развития, вследствие чего пространственное распределение пунктов было крайне неравномерным, а их общее количество оставалось ограниченным.

Для непосредственной проверки внутриплитной стабильности авторы работы [113] дополнительно сократили выборку до 24 пунктов, расположенных на Североамериканской, Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плитах. Из них только 18 пунктов были отнесены к стабильным внутриплитным областям, тогда как остальные находились вблизи границ плит и использовались для дополнительного анализа. Таким

образом, исследование базировалось на сравнительно небольшом количестве наблюдательных станций, что было обусловлено доступностью геодезических данных того периода.

Обработка скоростей выполнялась в специально выбранной системе отсчёта, связанной с пунктами Североамериканской плиты. Для исключения влияния локальных эффектов авторы работы [113] использовали результаты предварительной коррекции скоростей, учитывавшей последствия крупных землетрясений, произошедших в районах отдельных станций. При этом отмечалось, что некоторые допущения модели, в частности предположение о пренебрежимо малых вертикальных скоростях ряда опорных пунктов и игнорирование возможного влияния смещения начала системы координат, могли оказывать влияние на получаемые оценки, однако в рамках данной работы эти эффекты не анализировались.

Следует отметить, что пространственное покрытие исследуемых территорий оставалось достаточно разреженным. Например, для Евразийской плиты в анализ были включены лишь четыре пункта, а для Австралийской — два. Вследствие этого полученные оценки характеризовали главным образом интегральное поведение крупных литосферных блоков и не позволяли детально исследовать пространственную неоднородность внутриплитных деформаций. Тем не менее данная работа стала одним из первых исследований, в котором для количественной оценки стабильности плит были использованы высокоточные методы космической геодезии.

По результатам анализа авторы работы [113] не получили убедительных геодезических доказательств существования измеримых внутриплитных деформаций в пределах стабильных областей Североамериканской, Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плит. Вместе с тем достигнутые на момент исследования точность наблюдений и пространственная обеспеченность сети не позволяли сделать однозначный вывод ни о наличии, ни об отсутствии деформационных процессов малой интенсивности. Полученные данные использовались преимущественно для определения верхних границ возможных внутриплитных перемещений. Для Североамериканской и Евразийской плит были установлены ограничения на относительные скорости порядка 2 мм/год, что на момент публикации являлось одним из наиболее строгих количественных подтверждений высокой степени стабильности внутренних областей литосферных плит.

Несмотря на важность полученных результатов, возможности исследования были ограничены состоянием геодезической инфраструктуры начала 1990-х годов. Последующее развитие глобальных и региональных ГНСС-сетей привело к многократному увеличению числа наблюдательных пунктов и повышению точности определения скоростей.

В работе [115] для анализа относительного движения Евразийской и Североамериканской плит были использованы данные ГНСС-наблюдений, дополняющие ранее доступные геодезические решения РСДБ и ограниченные региональные сети.

Существенным расширением по сравнению с предыдущими исследованиями стало включение станций, расположенных на территории Северо-Восточной Азии, включая ранее слабо обеспеченные наблюдениями районы Сибири, Русской платформы и Камчатки, а также создание ряда постоянных ГНСС-пунктов в восточной части России. Тем самым была частично устранена пространственная асимметрия, характерная для ранних геодезических решений, в которых Евразийская плита была представлена преимущественно станциями западноевропейского сектора.

На основе комбинированного анализа непрерывных и эпизодических ГНСС-наблюдений за период 1992–1999 гг. была получена оценка вектора Эйлера относительного вращения Евразийской и Североамериканской плит, обладающая повышенной точностью по сравнению с более ранними решениями. При этом авторы работы [115] отмечают, что включение дополнительных станций позволило снизить неопределённость параметров приблизительно в два раза, сохранив при этом согласованность с предыдущими геодезическими и кинематическими моделями. Вместе с тем полученные результаты указывают на возможное расхождение с глобальной моделью NUVEL-1A, выражающееся в смещении положения полюса относительного вращения.

Полученные остаточные скорости горизонтальных смещений для 19 станций на Евразийской плите и 10 станций на Североамериканской плите не превышают уровня 1 мм/год, что в целом согласуется с гипотезой высокой кинематической стабильности внутренних областей плит. Одновременно авторы работы [115] устанавливают верхнюю границу возможных относительных движений между западной и восточной частями Евразии на уровне порядка 2 мм/год с 95%-й доверительной вероятностью.

Несмотря на расширение наблюдательной сети по сравнению с более ранними исследованиями, пространственное покрытие Евразийской плиты остаётся достаточно разреженным и неравномерным. Большинство станций по-прежнему сосредоточено в западной части плиты и отдельных точках Восточной Сибири и Дальнего Востока, тогда как значительные внутренние области остаются слабо обеспеченными прямыми геодезическими наблюдениями. В результате полученные оценки отражают преимущественно интегральные характеристики движения крупных фрагментов плиты и не позволяют детально исследовать возможную

пространственную неоднородность внутриплитных деформационных процессов.

Вклад в развитие геодезических моделей кинематики литосферных плит внесла работа [116], в которой были оценены векторы вращения 10 основных литосферных плит на основе непрерывных ГНСС-наблюдений на 192 станциях, распределённых по всему миру, за период 1995,0–2007,0 гг. Из общего числа станций 71 была выбрана в качестве представляющей стабильные внутриплитные области, при этом 67 из них имели непрерывные ряды наблюдений продолжительностью более пяти лет.

Принципиальной особенностью упомянутого исследования [116] является отказ от привязки решения к международным наземным системам отсчёта. В качестве начала системы отсчёта, согласованной с плитами, авторы предложили использовать центр вращения плиты (CP) — точку, минимизирующую суммарное расхождение между горизонтальными скоростями, определённых моделью жёстких плит, и скоростями, полученными по данным ГНСС, — вместо центра масс всей системы Земли (CM), используемого в современных реализациях МЗСК. Авторами было показано, что дрейф начала координат различных версий МЗСК относительно CP составляет величину порядка нескольких миллиметров в год и не может игнорироваться при оценке как векторов вращения плит, так и остаточных скоростей станций относительно плит.

Результатом работы [116] стала оценка остаточных (по отношению к жёсткому вращению плиты) скоростей станций для семи крупных плит — Антарктической, Австралийской, Евразийской, Североамериканской, Нубийской, Тихоокеанской и Южноамериканской, — среднеквадратичное значение которых составило 0,5–0,9 мм/год. Данная величина была интерпретирована авторами работы [116] как верхняя граница отклонения реальных плит от модели абсолютно жёсткого тела. Для Индийской Сомалийской и плиты Наска среднеквадратичные значения остаточных скоростей оказались выше (1,2–1,8 мм/год), что объяснялось как большей зашумлённостью исходных данных, так и возможным наличием распределённой деформации — в частности, в районе Восточно-Африканского рифта применительно к Сомалийской плите.

В работе [116] уделено внимание вопросу целостности отдельных плит на примере дискуссионных регионов. Так, на основании анализа остаточных скоростей было показано, что северо-восточная Сибирь и канадская Арктика статистически не обособлены от Североамериканской плиты, а скорость относительного вращения восточной и западной частей Евразийской плиты оказалась статистически незначимой, что подтвердило кинематическую

целостность Евразийской плиты как единого блока, несмотря на сложную историю её формирования.

Несмотря на методологическую значимость данной модели, её пространственное разрешение было ограничено относительно небольшим числом пунктов наблюдений, отнесённых авторами работы [116] к стабильным внутриплитным областям: для всей территории Северной Евразии использовались данные лишь по ограниченному набору станций, что не позволяло детально картировать пространственную неоднородность остаточного поля скоростей и, соответственно, локальные особенности деформации внутри платформенной области. В этом отношении представленная в настоящей диссертации карта деформаций, опирающаяся на существенно более многочисленную сеть пунктов ГНСС-наблюдений в пределах Северной Евразии, позволяет получить более детальную и пространственно дифференцированную оценку стабильности платформенных областей.

1.4 Постледниковая изостатическая компенсация

Наиболее изученным геодинамическим процессом, определяющим современную геодинамику Феноскандии, согласно общепринятым представлениям, является постледниковая компенсация (гляциоизостазия). В рамках этих представлений причины наблюдаемых вертикальных движений состоят в оледенении, охватившем около 10-11 тысяч лет назад северо-западную часть Евразии, включающую современные территории Норвегии, Швеции, Дании, Финляндии, а также северо-западные регионы России (Кольский полуостров, Карелия и север Ленинградской области). Максимальная толщина ледяного покрова в приведённых регионах достигала 3 км. В результате образовавшейся избыточной нагрузки вязкий слой астеносферы подвергся горизонтальному растеканию из центральных областей к периферии. Последующее снятие нагрузки в ходе таяния ледников вызвало возвратное перемещение астеносферных масс, которое и приводит к поднятию ранее погруженных областей [74].

Процессу изостатического выравнивания посвящены многочисленные исследования различными способами и с разных точек зрения. Наиболее распространённые методы изучения данного явления основываются на нивелировании, уровнемерных измерениях, на наземных гравиметрических измерениях, спутниковых гравиметрических измерениях и, конечно же, на высокоточных координатных измерениях, выполняемых с помощью глобальных навигационных спутниковых систем. Все перечисленные наблюдения проводятся регулярно, при этом различные типы данных хорошо

согласуются и показывают максимальную скорсоть поднятия земной поверхности, примерно, 10 мм/год, в районе города Умео в Швеции (Ботнический залив) [67]. Экспериментальные наблюдения также сопровождаются работами по моделированию процесса изостатического поднятия [105].

Геофизические исследования показывают, что земная кора под внутренними районами Антарктического и Гренландского ледниковых щитов изостатически прогнута примерно на 1/3–1/4 толщины налегающего льда. Современные данные показывают, что дегляциация Британских островов, Скандинавского полуострова, Канады, шельфа Баренцева моря и ряда других регионов сопровождалась значительными компенсационными поднятиями, в отдельных областях продолжающимися до настоящего времени. Подъёмы голоценового возраста также фиксируются в периферийных зонах современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии.

Согласно модельным расчётам, учитывающим мощность древних ледниковых покровов и соотношение плотностей льда и вещества астеносферы, амплитуда плейстоценовых гляциоизостатических перемещений могла достигать 1000 м. Геоморфологическим свидетельством поднятия ранее оледеневших территорий служит положение голоценовых морских террас, нередко расположенных на 100–150 м выше соответствующего уровня моря. На побережьях Гудзонова и Ботнического заливов древние береговые линии прослеживаются на высотных отметках до 285 м. Предполагается, что эти формы рельефа фиксируют лишь часть гляциоизостатического поднятия, продолжающегося до настоящего времени. Сведения о гляциоизостатических колебаниях земной коры также получают при анализе стратиграфических соотношений ледниковых и морских отложений. Так, перекрытие осадков последнего оледенения морскими толщами свидетельствует о поздне- и послеледниковых трансгрессиях. Дополнительным признаком изменения условий осадконакопления является залегание ледниковых отложений непосредственно в толще морских осадков. [15, 39, 82]

Границы возможного влияния определяются с учётом пределов последнего ледникового периода, максимум которого приходился примерно на 20 тыс. лет назад и который оказывает основное влияние на современные движения [89, 105].

Выводы к главе 1

Для решения задач сейсмологии, геофизики и геодинамики необходимо понимание тектонических процессов, протекающих в недрах Земли. Их интерпретация требует учёта как разделения литосферы на отдельные блоки, так и оценки их внутренней стабильности и возможных деформаций. В частности, постледниковое поднятие в Фенноскандии представляет интерес как источник информации о реакции литосферы на изменение нагрузок и о связанных с этим глубинных процессах. Учет указанных факторов необходим при построении глобальных геодинамических моделей, направленных на более полное и обоснованное описание динамики Земли.

Развитие космической геодезии расширило возможности исследования тектоники литосферных плит и деформаций земной поверхности. К числу космических наблюдений относятся глобальные навигационные спутниковые системы, а также методы интерферометрии с синтезированной апертурой, радиоинтерферометрии со сверхдлинными базами, спутниковой лазерной локации, доплеровские спутниковые измерения и др.

Указанные методы обеспечивают высокоточное определение перемещений и деформаций на различных масштабных уровнях вплоть до глобального. Тем самым они дополняют классические наземные геодезические подходы и позволяют уточнять представления о механизмах тектоники плит.

Спутниковые наблюдения применимы как для анализа медленно протекающих процессов, так и для изучения более быстрых явлений, таких как сейсмические события и вулканическая активность.

В традиционных моделях литосферные плиты рассматривались как жёсткие блоки, а параметры их вращения определялись по данным наблюдений в удалённых от границ областях, считавшихся стабильными. С развитием космической геодезии и увеличением плотности наблюдательных сетей, особенно в Северной Евразии, появилась возможность детального анализа внутриплитных деформаций и оценки степени стабильности внутренних областей плит.

Глава 2. Методология исследований современных движений земной поверхности

Определение деформаций земной поверхности, обусловленных как общим движением литосферных плит, так и локальными внутриплитовыми процессами, возможно на основе анализа данных спутниковой геодезии. При этом для корректной оценки внутреплитных деформаций определяющее значение имеет достаточная плотность сети наблюдательных станций.

2.1 Методология ГНСС-измерений

К глобальным навигационным спутниковым системам (ГНСС) относятся GPS, ГЛОНАСС, Galileo, BeiDou и др. Далее принципы выполнения ГНСС-наблюдений рассматриваются на примере GPS.

Несущие колебания L1 (1575,42 МГц) и L2 (1227,60 МГц) модулируются псевдослучайными дальномерными кодами и навигационным сообщением. Последнее содержит сведения о времени, параметрах орбит спутников и поправках к показаниям бортовых часов [31]. Навигационные сигналы обеспечивают передачу орбитальной информации в реальном времени с точностью порядка 1,5 м, что недостаточно для задач высокоточной геодезии. В таких случаях используются уточнённые орбитальные решения, предоставляемые Международной службой ГНСС. Эти данные публикуются с задержкой (как правило, до нескольких недель) и содержат информацию о положении спутников с точностью порядка 2,5 см для GPS и около 3 см для ГЛОНАСС.

Основанием для применения ГНСС в геодинамических исследованиях стали результаты экспериментов с фазовыми наблюдениями, подтвердившие возможность достижения точности 1–2 мм. Такой уровень точности существенно расширил измерительные возможности ГНСС и круг решаемых с их помощью задач [23].

Фазовые измерения представляют собой измерения разности между фазой входящей несущей волны i-го спутника $\varphi^i(T^i)$, излучённой в момент T^i, и фазой её копии сгенерированной в момент T^jпо временной шкале j-го приёмника копией $\varphi^j(T^j)$:

$$\psi_j^i(T^j)=\varphi^j(T^j)-\varphi^i(T^i)+n_j^i, \qquad (2.1)$$

где $\psi_j^i(T^j)$ – разность фазы входящей несущей волны i-го спутника, измеренная j-ым приёмником в момент (T^j); n_j^i – неизвестное целое число длин волн между приёмником и спутником.

Особенностью фазовых измерений является то, что на момент начала наблюдений остаётся неопределённым целое число длин волн, пройденных сигналом между спутником и приёмником. Эта начальная фазовая неопределённость, представленная неизвестным числом длин волн, должна быть учтена в фазовых измерениях для корректного вычисления псевдодальности. Данная неопределённость остаётся неизменной до момента, когда происходит обрыв непрерывного приёма сигнала от спутника.

Процедура определения координат наземных станций с использованием фазовых и кодовых (групповых) измерений включает моделирование орбитальных траекторий спутников в земной системе координат на основе Кеплеровых элементов их движения. Затем, исходя из предварительно известных координат станций, вычисляются расчётные расстояния до каждого из спутников.

Обобщённое уравнение ГНСС-наблюдений дальностией P_j^i i-го спутника, производимых j-м приёмником, может быть записано в следующей форме:

$$P_j^i = c\left(T_j - T^i\right) + B_j^i, \qquad (2.2)$$

где T_j – время получения спутникового сигнала по временной шкале приёмника, T^i – время начала передачи сигнала по временной шкале спутника, B_j^i – ошибка измерений, определяемая типом наблюдений (кодовые или фазовые), c – скорость света в вакууме, P_j^i – псевдодальность между спутником i и приёмником j.

Псевдодальность в ГНСС — оценка расстояния между спутником и приёмником, получаемая по измеренному времени распространения сигнала. Её отличие от геометрической дальности обусловлено несинхронностью временной шкалы спутника и приёмника, атмосферными задержками и другими искажающими факторами.

При длительных наблюдениях система уравнений (2.2) обеспечивает достаточную точность для решения начальных неопределённостей фаз и для вычисления точных координат станций. Общепринятый метод решения этих уравнений заключается в уменьшении невязок между смоделированными и фактическими измерениями. Это достигается путём линеаризации системы уравнений относительно поправок к приближенным значениям координат и последующем применении метода наименьших квадратов для определения этих поправок.

Исходным уравнением в таком случае является:

$$\psi_i(T^j)=\frac{1}{\lambda}\sqrt{\left(X_i^{|sat|}(T^j)-X^{|rec|}\right)^2+\left(Y_i^{|sat|}(T^j)-Y^{|rec|}\right)^2+\left(Z_i^{|sat|}(T^j)-Z^{|rec|}\right)^2}+\Delta\psi_i+n_i, \quad (2.3)$$

где $X_i^{|sat|}(T^j)$, $Y_i^{|sat|}(T^j)$, $Z_i^{|sat|}(T^j)$ – декартовы координаты i-го спутника в момент наблюдения (T^j), $\psi_i(T^j)$ – фазовые измерения сигнала на соответствующей длине волны λ, регистрируемые приёмником, $\Delta\psi_i$ – погрешности фазовых измерений, n_i – фазовая неопределённость.

Принимая во внимание шум измерений, имеем линейную задачу оценивания:

$$y=A\theta+\epsilon \quad (2.4)$$

относительно вектора $\theta=(\delta X^{rec},\delta Y^{rec},\delta Z^{rec})$ с матрицей A, состоящей из строк:

$$\frac{X_i^{sat}(T^j)-X_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)} \qquad \frac{Y_i^{sat}(T^j)-Y_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)} \qquad \frac{Z_i^{sat}(T^j)-Z_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)} \quad (2.5)$$

вектором y, состоящим из невязок:

$$\psi_i(T^j)-\frac{1}{\lambda}\rho_0^i(T^j)-\Delta\psi_i-n_i \quad (2.6)$$

и ошибками ϵ, для которых предполагается $M\epsilon=0$ и известна ковариационная матрица $W=M\epsilon\,\epsilon^T$.

Для нахождения элементов матрицы A дифференцируем уравнение (2.3):

$$\delta\psi_i=\frac{1}{\lambda}\frac{X_i^{sat}(T^j)-X_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)}\delta X^{rec}+\frac{1}{\lambda}\frac{Y_i^{sat}(T^j)-Y_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)}\delta Y^{rec}+\frac{1}{\lambda}\frac{Z_i^{sat}(T^j)-Z_0^{rec}}{\rho_0^i(T^j)}\delta Z^{rec}, \quad (2.7)$$

где принято следующее обозначение:

$$\rho_0^i(T^j)=\sqrt{\left(X_i^{sat}(T^j)-X_0^{rec}\right)^2+\left(Y_i^{sat}(T^j)-Y_0^{rec}\right)^2+\left(Z_i^{sat}(T^j)-Z_0^{rec}\right)^2}, \quad (2.8)$$

где $X_0^{rec},Y_0^{rec},Z_0^{rec}$ – априорные значения координат приёмника.

Тогда МНК-оценка искомых параметров имеет вид:

$$\hat{\Theta}=\left(A^TW^{-1}A\right)^{-1}A^TW^{-1}y \quad (2.9)$$

с ковариационной матрицей

$$M=\sigma^2\left(A^TW^{-1}A\right)^{-1}, \quad (2.10)$$

а обновлённые оценки координат вычисляются с помощью полученных поправок:

$$X^{rec} = X_0^{rec} + \delta X^{rec}, \qquad Y^{rec} = Y_0^{rec} + \delta Y^{rec}, \qquad Z^{rec} = Z_0^{rec} + \delta Z^{rec}. \qquad (2.11)$$

Чтобы получить несмещённую оценку со свободной дисперсией $\hat{\Theta}$, важно максимально точно учитывать воздействие помех $\Delta\psi$. Это необходимо для гарантии того, что не будет систематических ошибок, то есть $M\epsilon = 0$, и для того, чтобы минимизировать дисперсию ошибок измерений σ^2.

Наблюдения ГНСС включают кодовые и фазовые измерения, содержащие информацию о расстояниях между спутниками и наземными приёмниками. На результаты измерений влияют задержки радиосигналов в ионизированной и нейтральной частях атмосферы, многолучевой приём, а также смещения шкал времени спутников и приёмников и нестабильность их частотных стандартов [91]. При определении координат необходимо также учитывать погрешности параметров орбит спутников и вращения Земли, а при моделировании положения наземных пунктов — приливные смещения земной поверхности.

Для снижения влияния перечисленных факторов применяются два взаимодополняющих подхода. Первый основан на формировании линейных комбинаций измерений, позволяющих исключить или ослабить отдельные составляющие погрешностей. Второй предусматривает моделирование физических процессов с введением соответствующих поправок либо оцениванием параметров моделей совместно с координатами пунктов. В частности, приливные смещения рассчитываются по физическим моделям, а параметры тропосферной задержки могут определяться в процессе уравнивания наблюдений. При обработке геодезических сетей в состав оцениваемых неизвестных при необходимости включаются также поправки к параметрам орбит спутников и вращения Земли.

Особенностью фазовых измерений является наличие начальных неоднозначностей, связанных с неизвестным целым числом циклов несущей частоты. Соответствующие параметры оцениваются совместно с другими неизвестными и при выполнении необходимых условий фиксируются на целочисленных значениях. Влияние многолучевого приёма уменьшают посредством выбора мест установки антенн с минимальным воздействием отражающих объектов, применения антенн, подавляющих отражённые сигналы, и специальных методов обработки наблюдений.

За последние три десятилетия разработаны и внедрены алгоритмы обработки ГНСС-наблюдений, позволяющие компенсировать большую часть искажений, обусловленных инструментальными факторами и влиянием среды распространения сигналов. Комплексное применение этих алгоритмов при обработке фазовых измерений с использованием высокоточных моделей и при достаточной продолжительности сеансов статических наблюдений

позволяет определять координаты геодезических пунктов с субсантиметровой точностью.

В специализированном ПО, например GAMIT/GLOBK или Bernese, для компенсации эффекта дрейфа временной шкалы принято использовать не исходные фазовые измерения, а их двойные разности. Такой подход позволяет компенсировать эффект нестабильности опорной частоты как на стороне наземных станций, так и у спутников. Для реализации данного алгоритма требуется одновременное наблюдение с двух или более станций за четырьмя или более спутниками [50, 66].

Двойные разности фазовых наблюдений формируются последовательным вычитанием измерений между станциями и между спутниками. Сначала для каждого спутника вычисляют одинарную разность фаз, зарегистрированных двумя приёмниками в один и тот же момент времени. Затем из одинарных разностей, относящихся к двум спутникам и одной паре приёмников, образуют двойную разность. Таким образом, каждая двойная разность объединяет четыре исходных фазовых измерения, выполненных на двух станциях по сигналам двух спутников. [5]

Значительную ошибку в фазовых измерениях вносит ионосферная задержка, которая отличается переменчивостью как во времени, так и в пространстве. Эту задержку можно эффективно устранить, используя дисперсионные свойства ионосферы, то есть её различное воздействие на сигналы разных рабочих частот диапазона L (L1 и L2). Линейная комбинация отсчётов на этих частотах позволяет оценить и скомпенсировать ионосферную задержку, сведя её влияние на оценку расстояния до спутника к минимуму (до нескольких миллиметров).

В случае если станции наблюдения находятся на значительном расстоянии друг от друга, точность их измерений во многом зависит от ошибок в определении координат и скоростей спутников, то есть от точности моделирования их траекторий. Теоретические исследования и практические эксперименты показывают, что погрешность в измерении расстояний пропорциональна ошибке в моделировании орбит спутников. Параметры орбит, которые спутники передают в реальном времени и которые основываются на измерениях псевдодальностей с нескольких контрольных станций по всему миру, имеют точность около 1.5 метра. Этого недостаточно для выполнения геодинамических исследований с высокой точностью. Для улучшения результатов применяются прецизионные параметры орбит спутников, вычисленные Международной Службой ГНСС, которые создаются на основе обработки фазовых измерений от значительно более плотной сети опорных станций, распределенных по всему миру. Точность таких прецизионных параметров орбит спутников достигает 2.5 см.

Прецизионные параметры орбит спутников, предоставляемые Международной Службой ГНСС, позволяют точно моделировать траектории спутников для определения их местоположения в моменты излучения сигналов. Это требует знания начальных параметров движения спутников, которые могут быть представлены либо через три декартовых координаты и соответствующие им скорости, либо через оскулирующие элементы, то есть Кеплеровские параметры орбиты. Кроме того, важно учитывать модель внешних сил, воздействующих на спутник в интервале моделирования.

Точное моделирование действующих сил требует учёта не только основного вклада гравитационного поля Земли, но и ряда дополнительных факторов. К ним относятся гравитационное воздействие Солнца и Луны, влияние высших гармоник земного гравитационного поля, а также негравитационные эффекты. Последние включают не консервативные воздействия, включая: давление солнечной радиации, воздействие отражённого от Земли излучения и другие.

Обработка спутниковых геодезических наблюдений выполняется с использованием специализированного программного обеспечения, к которому относятся GAMIT/GLOBK, Bernese и другие программные пакеты. В настоящем исследовании применяется GAMIT/GLOBK, разработанный в Массачусетском технологическом институте. Обработка включает контроль качества исходных данных, выявление и исключение аномальных измерений, обнаружение разрывов фазовых наблюдений, учёт атмосферных задержек и других воздействий, а также разрешение фазовых неоднозначностей. Модульная организация комплекса обеспечивает последовательное выполнение вычислительных процедур: от предварительной подготовки наблюдений до совместного уравнивания решений и определения координат и скоростей перемещения пунктов в выбранной системе отсчёта [66].

На первом этапе в модуле GAMIT используется дифференциальный подход с формированием двойных разностей фазовых измерений. Это даёт возможность определить взаимное положение станций и выявить разрывы фазовых наблюдений, возникающие при потере сигнала. Далее применяется метод взвешенных наименьших квадратов для компенсации фазовых неоднозначностей и вычисления относительных местоположений станций.

Результатом работы модуля GAMIT являются оценки совокупности определяемых параметров и соответствующая им ковариационная матрица, полученные без жёстких априорных ограничений. Эти оценки далее используются как входные параметры на этапе объединения решений в модуле GLOBK.

В модуле GLOBK совместное уравнивание суточных решений, полученных в GAMIT для различных геодезических сетей, выполняется с использованием фильтра Калмана [72], позволяющего учитывать стохастический характер ошибок изменения оцениваемых параметров во времени. Такой подход обеспечивает получение согласованных оценок параметров региональных сетей и глобальной сети станций Международной службы ГНСС в рамках единого решения [55, 64].

На завершающей стадии обработки выполняется трансформация вычисленных оценок координат пунктов в выбранную систему отсчёта. С этой целью используется модуль GLORG, в котором задаются ограничения на отклонения координат опорных станций от их значений в соответствующей реализации Международной земной системы координат (МЗСК). При этом необходимо учитывать возможное несовпадение начала МЗСК с центром поверхности вращения литосферных плит. Неучёт такого несовпадения может приводить к систематическим искажениям оценок движений пунктов и ошибочной интерпретации наблюдаемых перемещений как деформаций земной поверхности [77].

По результатам обработки формируются многолетние временные ряды суточных оценок координат станций в выбранной системе отсчёта. Эти ряды характеризуют изменение положения пунктов во времени и наряду с тектоническими движениями содержат остаточные систематические и случайные погрешности ГНСС-наблюдений, не устранённые при моделировании и обработке исходных данных [83, 112].

2.2 Регрессионный анализ временных рядов

Временные ряды координат геодезических пунктов подвергаются комплексному анализу для выявления компонентов, связанных с динамикой литосферы. Эти данные включают в себя несколько типов сигналов: монотонное смещение, обусловленное движением литосферных плит, ступенчатые изменения, вызванные сейсмическими событиями, постсейсмические переходные процессы, а также периодические колебания, связанные с сезонными изменениями. Помимо этого, в данных присутствуют инструментальные помехи и возможные разрывы, обусловленные изменениями в аппаратуре или программном обеспечении [4].

На рисунке 2.1 изображен график временного ряда прямоугольных геоцентрических координат – XYZ – для пункта ФАГС в городе Салехард. Для того чтобы смоделировать движение геодезического пункта следует найти коэффициенты уравнения, которое наилучшим образом согласуется с

данными наблюдений. В зависимости от выбора этого уравнения модель движения будет описывать больше деталей, но при этом будет более требовательная к вычислениям. Кроме того, каждая из компонент модели должна иметь физический смысл.

Самой простой моделью для моделирования движения геодезического пункта является прямая наклонная линия, которая описывается уравнением (2.12). Для каждой координаты составляется своё отдельное уравнение. Рассмотрим пример для координаты X:

$$X_t = V_X\left(t - t_0\right) + X_{t_0}, \qquad (2.12)$$

где V_X – линейный тренд смещения геодезического пункта; t_0 – начальный момент времени; t– момент наблюдений наблюдений; X_t – координата на момент наблюдений; X_{t_0} – координата на начальный момент.

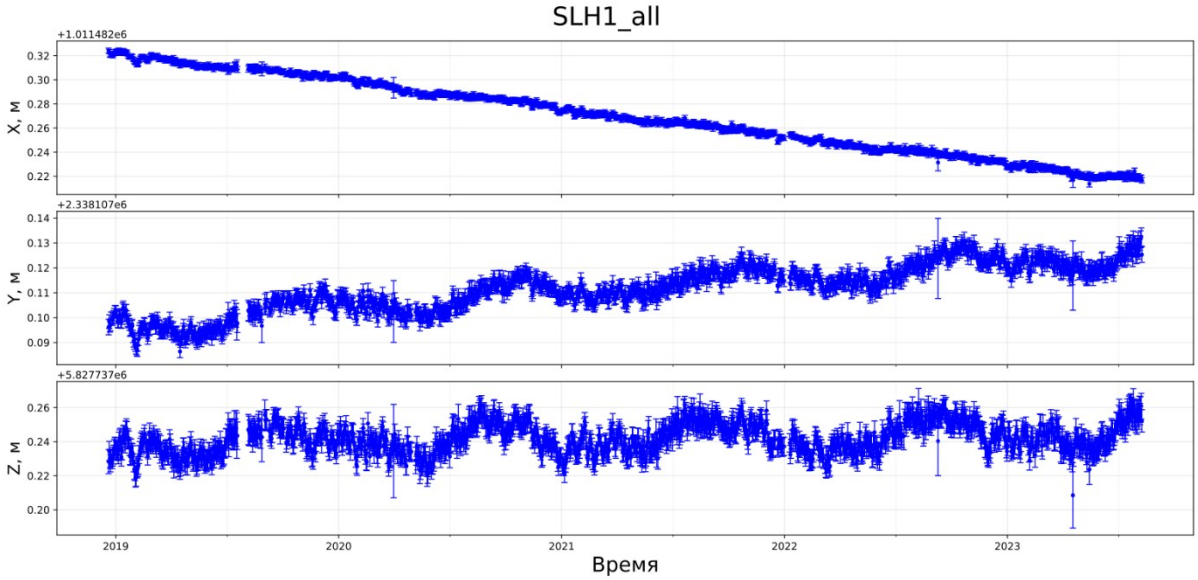


Рисунок 2.1 – Временной ряд пункта ФАГС в городе Салехард

В уравнении (2.12) неизвестными являются два параметра: V_X и X_{t_0}. Величина X_t это координаты, полученные из обработки ГНСС наблюдений, другими словами, их можно рассматривать как измерения. Начальный момент времени t_0выбирается произвольно. Для удобства и максимальной точности в качестве начального момента рекомендуется выбирать средний момент времени временного ряда, но это не обязательно.

Применив метод наименьших квадратов к временному ряду мы найдём значения неизвестных параметров. На рисунке 2.2 показан тот же временной ряд что и на рисунке 2.1, но уже со смоделированной линейной траекторией движения этого пункта.

Причиной, по которой все пункты на земной поверхности движутся линейно является тектоническое движение литосферных плит. Как известно, земная кора разделена на 10-15 крупных блоков, и десятки мелких, которые называют тектонические плиты, и которые находятся в постоянном медленном, но неизменном движении.

Именно благодаря этому явлению во всех временных рядах координат геодезических пунктов присутствует линейная составляющая, которая с течением времени вызывает наибольшие изменения координат, так как это явление носит кумулятивный характер.

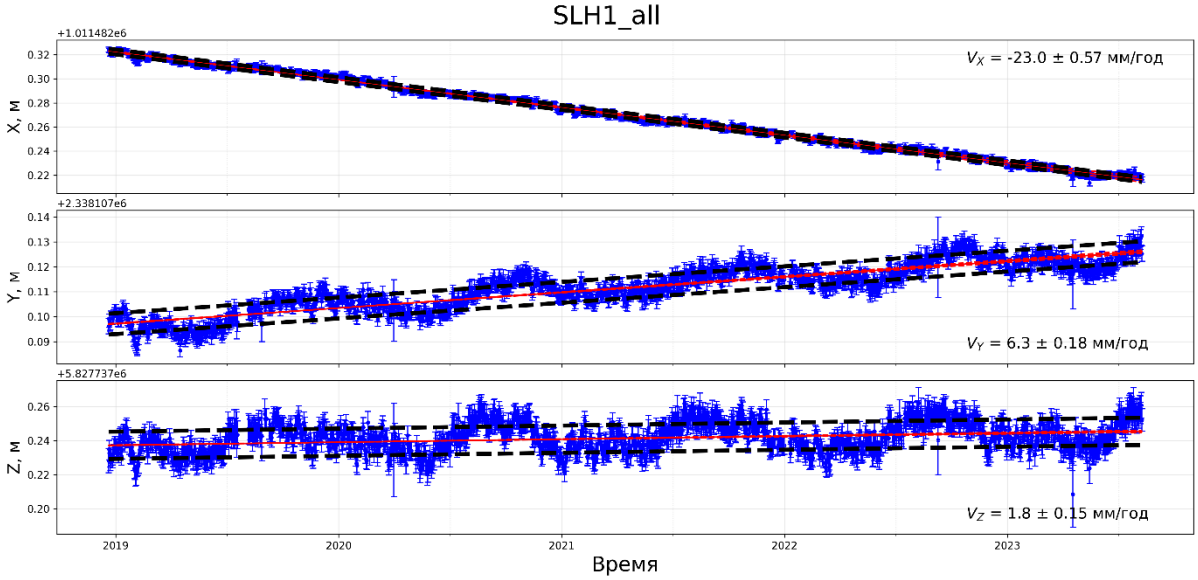


Рисунок 2.2 – Временной ряд прямоугольных геоцентрических координат (XYZ) пункта ФАГС в г. Салехард. А также смоделированная линейная траектория движения данного пункта (красным). Черным цветом показан доверительный коридор на уровне одной средней квадратической погрешности

Из рисунка 2.2 понятно, что красная прямая линия достаточно хорошо описывает наблюдаемые координаты, однако хорошо заметно (особенно по координатам Y и Z), что вычисленные координаты помимо линейной составляющей имеют ещё и периодическую.

Для того чтобы учесть это явление следует усложнить модель движения пункта добавив в уравнение (2.12) компоненты, отвечающие за периодическое изменение координат. Общее уравнение движения будет выглядеть следующим образом:

$$X_t = V_X\left(t - t_0\right) + X_{t_0} + \omega, \qquad (2.13)$$

где ω – компонента, отвечающая за периодическую составляющую, которая выражается следующим образом:

$$\omega = c \cdot \sin\left[2\pi\left(t - t_0\right)\right] + d \cdot \cos\left[2\pi\left(t - t_0\right)\right] + e \cdot \sin\left[4\pi\left(t - t_0\right)\right] + f \cdot \cos\left[4\pi\left(t - t_0\right)\right] \qquad (2.14)$$

В уравнении (2.14) искомыми коэффициентам являются – *c*, *d*, *e*, *f*. Первые два из них отвечают за годовой период «колебания» координат, а коэффициенты *e* и *f* отвечают за полугодовой период. На рисунке 2.3 показан график временного ряда с усложнённой моделью по формуле (2.13).

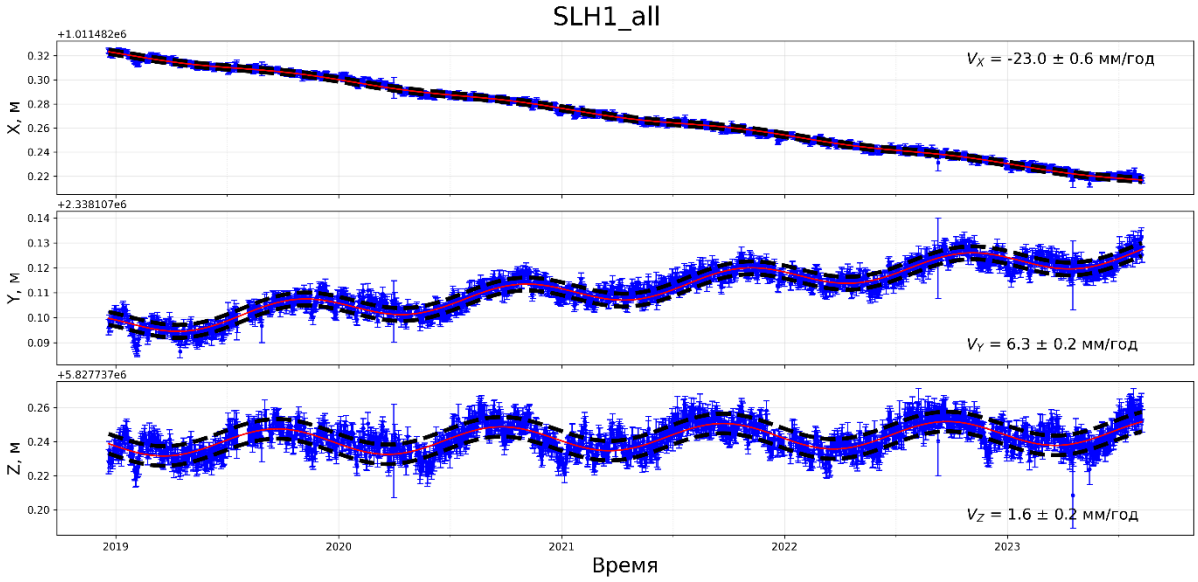


Рисунок 2.3 – Временной ряд прямоугольных геоцентрических координат (XYZ) пункта ФАГС в г. Салехард. А также смоделированная линейная и периодическая траектория движения данного пункта (красным). Черным цветом показан доверительный коридор на уровне одной средней квадратической погрешности

Причиной, вызывающей подобного рода периодические изменения координат, являются сезонные процессы, такие как нагрузочные эффекты, особенно гидрологическая нагрузка.

Кроме нагрузочных эффектов на сезонное изменение координат может влиять так называемое альбедо Земли. Альбедо Земли – это характеристика диффузной отражательной способности земной поверхности. Согласно существующим представлениям, в течении года земная поверхность меняет свою отражательную способность, как минимум из-за снежного покрова. В связи с этим отраженное излучение от Земли может вызывать смещение спутников на высотах ГНСС на величину около 1-2 см на высотах ГНСС [69, 93, 94].

Иногда случается так что при замене оборудования на постояннодействующем пункте, во временном ряду координат (особенно в

вертикальной координате, но иногда и в горизонтальных) происходит резкое, ступенчатое изменение. Для того чтобы это учесть, модель движения пункта (2.13) усложняется добавлением суммы, описывающей мгновенные смещения:

$$X_t = V_X(t - t_0) + X_{t_0} + \omega + I, \tag{2.15}$$

где I – сумма, описывающая мгновенные ступенчатые инструментальные изменения, вычисляемая по формуле:

$$I = \sum_{i=1}^{n_g} g_i H\left(t - T_i^g\right) \tag{2.16}$$

где g_i – величина i-го ступенчатого изменения координат, T_i^g – моменты времени, в которые было измерено положение станции при замене оборудования, H – ступенчатая функция Хевисайда, которая определяется следующим образом:

$$\theta(x) = \begin{cases} 0, & x < 0; \\ 1, & x > 0. \end{cases} \tag{2.17}$$

На рисунке 2.4 показан график временного ряда геодезического пункта в координатах которого присутствует резкое ступенчатое инструментальное изменение координат.

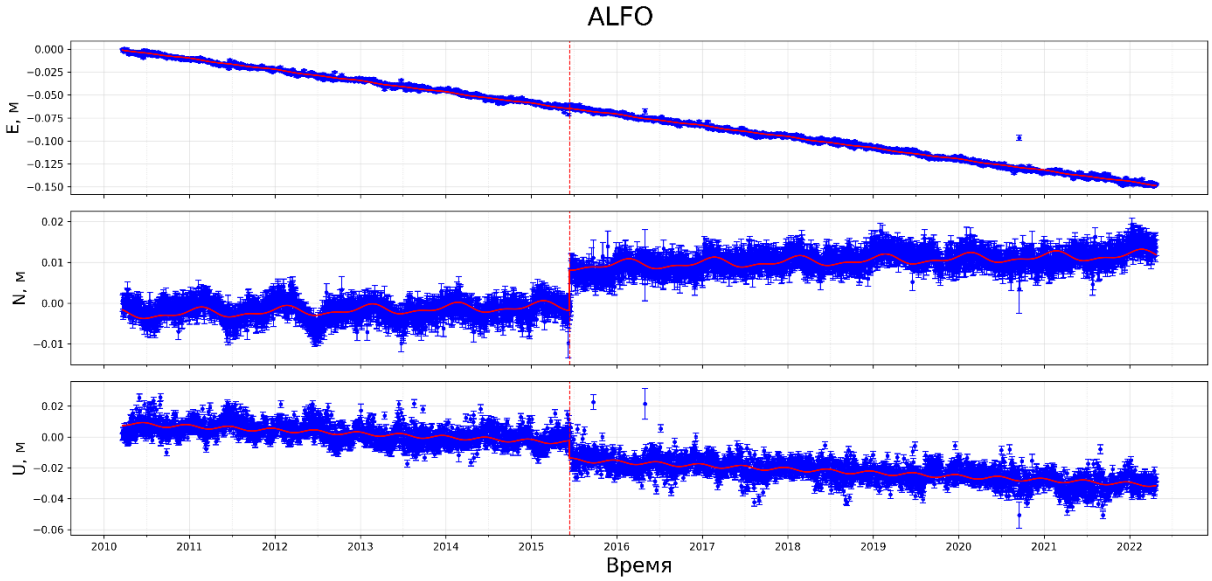


Рисунок 2.4 – Временной ряд прямоугольных геоцентрических координат (XYZ) геодезического пункта. А также смоделированная линейная и периодическая траектория движения данного пункта (красным). Вертикальной пунктирной линией показан момент инструментального ступенчатого изменения координат

При наличии инструментального скачка координат временной ряд уравнивается целиком с учётом ступенчатого смещения, без разбиения на независимо обрабатываемые интервалы. При этом компоненты скорости и параметры периодических составляющих оцениваются как общие для всего периода наблюдений.

Землетрясения так же вызывают смещения геодезических пунктов, которые могут сопровождаться изменением скорости движения и последующими нелинейными перемещениями. Поэтому при моделировании временных рядов, содержащих сейсмические события, наряду с величинами косейсмических смещений необходимо учитывать возможные различия скоростей на интервалах, разделённых моментом землетрясения.

К основным механизмам постсейсмических деформаций относятся вязкоупругая релаксация, связанная с постепенным перераспределением напряжений в земных недрах, и постсейсмический крип — замедленное скольжение по разлому после основного сейсмического события. Для описания соответствующих нелинейных изменений координат применяются экспоненциальные и логарифмические функции либо их сочетания. Выбор модели и оценка её параметров осложняются тем, что различные функции могут обеспечивать близкое согласие с наблюдениями, не позволяя однозначно установить физический механизм деформации [20, 21, 24, 60, 78].

Для обоснованной интерпретации постсейсмических движений требуется привлечение дополнительных геофизических данных и совместный анализ временных рядов нескольких пунктов. Пространственное распределение горизонтальных и вертикальных перемещений позволяет оценить соответствие предполагаемых механизмов наблюдаемому полю деформаций. В частности, особенности вертикальных движений могут использоваться для проверки моделей вязкоупругой релаксации [78]. Возможности такого анализа существенно зависят от плотности и конфигурации геодезической сети: недостаточное количество пунктов в зоне влияния землетрясения ограничивает надёжность определения пространственной структуры постсейсмических деформаций.

2.3 Оценка точности параметров движений геодезических пунктов

При моделировании временного ряда по данным непрерывных ГНСС измерений большое значение имеет не только определение параметров движения геодезического пункта, но и корректная оценка точности этих параметров.

При применении метода наименьших квадратов за оценку точности исходных данных, и как следствие оценку точности определяемых параметров, отвечает весовая матрица *P*. Данную матрицу можно сформировать несколькими способами.

В случае если измерения равноточные или отсутствует информация об их точности, то весовая матрица принимается единичной и выглядит следующим образом:

$$P=\begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 \end{bmatrix} \qquad (2.18)$$

В том случае если известны погрешности наблюдений во временном ряду координат, но неизвестны их корреляции ото дня к дню, то весовая матрица выглядит следующим образом:

$$P=\begin{bmatrix} \frac{1}{\sigma_{X_1}^2} & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\sigma_{X_2}^2} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sigma_{X_3}^2} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & \frac{1}{\sigma_{X_n}^2} \end{bmatrix} \qquad (2.19)$$

Весовая матрица вида (2.19) встречается чаще всего, так как подавляющее большинство программного обеспечения обработки ГНСС наблюдений не учитывается корреляция ежесуточных оценок координат между собой. То есть считается что в данных присутствует только белый шум. Такой подход приводит к тому, что при продолжительных временных рядах кореллированных между собой ежесуточных данных игнорирование отклонение модели ошибок от белого шума приводит к существенному и необоснованному завышению точности определения скоростей геодезических пунктов.

Для того чтобы учесть реальную корреляцию следует составить полную весовую матрицу *P*:

$$P=\begin{bmatrix} \frac{1}{\sigma_{X_1}^2} & K_{X_1X_2} & K_{X_1X_3} & \cdots & K_{X_1X_n} \\ K_{X_2X_1} & \frac{1}{\sigma_{X_2}^2} & K_{X_2X_3} & \cdots & K_{X_2X_n} \\ K_{X_3X_1} & K_{X_3X_2} & \frac{1}{\sigma_{X_3}^2} & \cdots & K_{X_3X_n} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ K_{X_nX_1} & K_{X_nX_2} & K_{X_nX_3} & \cdots & \frac{1}{\sigma_{X_n}^2} \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Согласно результатам многочисленных исследований, шумовая составляющая временных рядов прямоугольных геоцентрических координат, определённых по ГНСС-наблюдениям, включает как некоррелированные, так и коррелированные во времени вариации. Для описания такой структуры шума широко применяется стохастическая модель, сочетающая как белый шум так и остальные виды шумов. [80, 83, 109, 112]

Спектры мощности многих геофизических явлений, включая шум во временных рядах положения ГНСС, хорошо аппроксимируются процессом одномерное временное поведение которого имеет спектр мощности в виде степенного закона:

$$P_y(f)=P_0\left(\frac{f}{f_0}\right)^{\kappa}, \quad (2.21)$$

где f – частота, P_0 и f_0 – нормировочные константы, а κ – спектральный индекс. Типичные значения спектрального индекса лежат в диапазоне от [-3, 1]; для стационарных процессов $-1 < \kappa < 1$, а $-3 < \kappa < -1$ для нестационарных процессов. Меньший спектральный индекс указывает на более коррелированный процесс и на большую относительную мощность на низких частотах. Особые случаи в этом стохастическом процессе возникают при целочисленных значениях κ. Классический белый шум имеет спектральный индекс 0, цветной (мерцающий) шум имеет спектральный индекс -1, а шум случайного блуждания имеет спектральный индекс -2 [36].

Алгоритмы учёта цветных шумов реализованы в программном пакете GAMIT\GLOBK (модуль CATS) на основе метода максимального правдоподобия для поиска многопараметрической модели временных рядов [110].

В качестве иллюстрации влияния цветных шумов был обработан временной ряд постояннодействующего геодезического пункта IRKM, который находится в городе Иркутск. На рисунке 2.5 представлен временной

ряд пункта IRKM с оценкой точности скорости, учитывающей только белый шум.

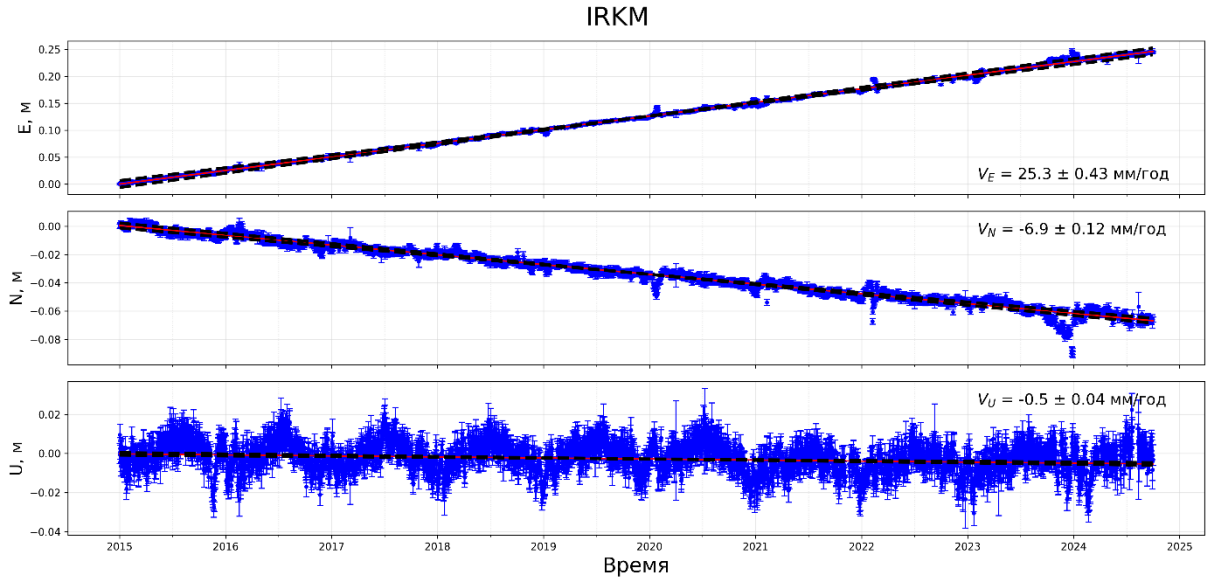


Рисунок 2.5 – Временной ряд пункта IRKM с оценкой точности скорости, учитывающей только белый шум. Красным показана регрессионная линия, черным показан коридор погрешностей

На рисунке 2.6 показан тот же график временного ряда топоцентрических координат пункта IRKM что и на рисунке 2.5. Однако оценка точности здесь выполнена в программе CATS с учётом степенного закона соответствующая цветному (мерцающему) шуму. Из рисунка видно, что оценка точности скоростей стала более реалистичной, что особенно заметно для вертикальной составляющей.

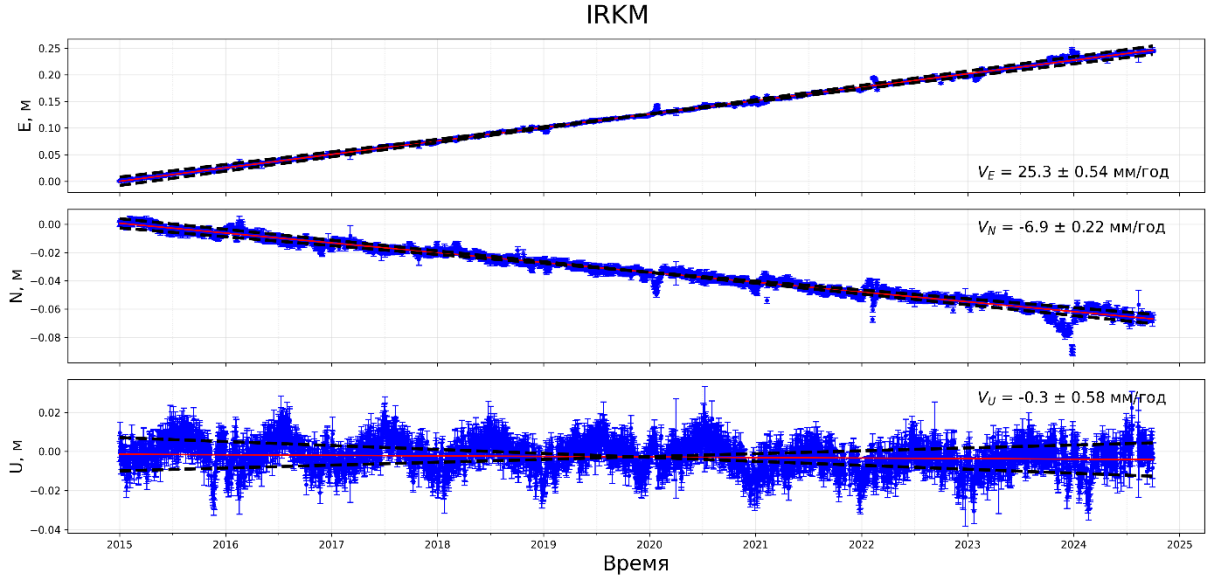


Рисунок 2.6 – Временной ряд пункта IRKM с оценкой точности скорости, учитывающей как белый шум, так и цветной шум. Красным показана регрессионная линия, черным показан доверительный коридор

2.4 Моделирование кинематики литосферных плит

Кинематика абсолютно жёсткого литосферного блока описывается на основе теоремы Эйлера — Даламбера как вращение вокруг мгновенной оси. Для задания этого движения применяются два эквивалентных представления: сферическое и декартово. В первом случае используются широта и долгота полюса вращения, а также угловая скорость, выражаемая в градусах за миллион лет. Во втором случае вращение задаётся тремя декартовыми компонентами вектора Эйлера. Его направление определяет положение полюса на сфере, а модуль характеризует величину угловой скорости вращения блока [5].

Связь декартового представления и в сферических координатах выражается через:

$$\omega_x = \alpha cos\varphi cos\lambda\,,\ \omega_y = \alpha cos\varphi sin\lambda\,,\ \omega_z = \alpha sin\varphi\,. \qquad (2.22)$$

Обратный переход:

$$\varphi = \tan^{-1}\left(\frac{\omega_z}{\sqrt{\omega_x^2+\omega_y^2}}\right)\lambda = \tan^{-1}\left(\frac{\omega_y}{\omega_x}\right)\alpha = \sqrt{\omega_x^2+\omega_y^2+\omega_z^2} \qquad (2.23)$$

Имея вектор Эйлера Ω можно получить значение для линейных скоростей $V_i = \left(V_x^i, V_y^i, V_z^i\right)$ всех точек анализируемого жёсткого сферического сегмента посредством вычисления векторного произведения вектора Эйлера на радиус-векторы этих точек $R_i = \left(X_i, Y_i, Z_i\right)$:

$$V_i = \Omega \times R_i \qquad (2.24)$$

В рамках кинематического анализа литосферных плит выделяют две фундаментальные категории исследований: первая заключается в вычислении скоростей перемещения точек на поверхности Земли на основе заданных координат Эйлерова полюса и известной угловой скорости. Второе направление заключается в определении параметров Эйлерова вектора на основе анализа данных, собранных с наблюдательных пунктов на поверхности Земли.

В начальный период развития теории тектоники плит из-за отсутствия глобальной земной системы отсчёта в исследованиях применялись данные о взаимных перемещениях литосферных плит. В таком случае при решении прямой задачи скорости движения геодезических пунктов определялись относительно какой-либо плиты.

Параметры Эйлера определяют по совокупности геолого-геофизических данных, характеризующих относительное движение плит. К ним относятся скорости спрединга в осевых зонах срединно-океанических хребтов, установленные по результатам палеомагнитных исследований, простирания трансформных разломов между сегментами хребтов и направления векторов подвижек в очагах землетрясений на межплитных границах. [81, 85, 87]

Современные методы космической геодезии позволяют с высокой точностью определять координаты и скорости движения отдельных точек на поверхности Земли в трёхмерной геоцентрической системе координат, соответствующей условиям NNR. В этом контексте основная задача кинематики литосферных плит сводится к выявлению ключевых параметров их абсолютного мгновенного вращения на основе наблюдательных данных.

Для моделирования кинематики литосферных плит при условии NNR используется уравнение (2.24), которое представляется в виде:

$$\begin{bmatrix} V_x^i \\ V_y^i \\ V_z^i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_i & -Y_i \\ -Z_i & 0 & X_i \\ Y_i & -X_i & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{bmatrix}, \quad (2.25)$$

где вектор $V=\left(V_x^i, V_y^i, V_z^i\right)$ – вектор скоростей изменения координат геодезических пунктов на поверхности Земли; $\left(X_i, Y_i, Z_i\right)$ – прямоугольные геоцентрические координаты геодезических пунктов; $\Omega=\left(\omega_x, \omega_y, \omega_z\right)$ – геоцентрические компоненты вектора вращения литосферной плиты.

Теория, рассматривающая движение литосферной плиты как абсолютно жёсткого тела с использованием теоремы Эйлера, предполагает отсутствие вертикальной составляющей перемещения.

В таком случае, система уравнений (2.25) может быть решена с помощью метода наименьших квадратов:

$$\Omega=\left(A^T C_V^{-1} A\right)^{-1} A^T C_V^{-1} V, \quad (2.26)$$

где C_V^{-1} – ковариационная матрица скоростей движения геодезических пунктов.

Ковариационная матрица вектора вращения плиты вычисляется по формуле:

$$C_\Omega=\left(A^T C_V^{-1} A\right)^{-1} \quad (2.27)$$

Разработка модели, адекватно описывающей движение литосферной плиты, во многом зависит от выбора расположения исходных

наблюдательных пунктов. Их следует размещать таким образом, чтобы обеспечить максимально полное покрытие стабильных зон исследуемой плиты.

2.5 Латеральные деформации земной поверхности

Прогресс в области ГНСС-наблюдений сделал возможным проведение точных измерений небольших сдвигов на поверхности Земли, вызванных внутренними деформациями плит. Создание карты скоростей деформаций земной поверхности на основе данных космической геодезии позволяет изучать особенности тектонической структуры и геодинамику исследуемого региона. Поскольку такие измерения выполняются лишь в ограниченном числе точек на поверхности Земли, для создания непрерывных карт, отражающих различные аспекты поверхностной деформации, требуется применение специальных методов интерполяции [6, 35, 62, 88].

В этом исследовании анализ скорости поверхностной деформации на основе данных космической геодезии проводится через дискретизацию изучаемой области с помощью триангуляции Делоне, которая разделяет регион на треугольники с вершинами в точках ГНСС-измерений. Этот метод позволяет анализировать скоростное поле в местах с неоднородным распределением измерительных станций. Для каждого треугольника вычисляются скорости смещений, угловая скорость вращения, а также симметричный тензор скорости деформации.

Исходя из того, что деформация внутри каждого треугольника является плоской и равномерной, для каждого треугольника можно составить уравнение его движения следующим образом:

$$\begin{bmatrix} V_{E_1} \\ V_{N_1} \\ V_{E_2} \\ V_{N_2} \\ V_{E_3} \\ V_{N_3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & -N_1 & E_1 & N_1 & 0 \\ 0 & 1 & E_1 & 0 & E_1 & N_1 \\ 1 & 0 & -N_2 & E_2 & N_2 & 0 \\ 0 & 1 & E_2 & 0 & E_2 & N_2 \\ 1 & 0 & -N_3 & E_3 & N_3 & 0 \\ 0 & 1 & E_3 & 0 & E_3 & N_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_E \\ t_N \\ \Omega \\ \varepsilon_{EE} \\ \varepsilon_{EN} \\ \varepsilon_{NN} \end{bmatrix}, \quad (2.28)$$

где V_E, V_N – восточная и северная горизонтальные скорости пункта, соответственно; Ω – угловая скорость вращения треугольника; t_E, t_N – поступательная скорость треугольника, ε_{EE}, ε_{NN}, ε_{EN} – элементы тензора деформации.

В матричном виде уравнение (2.28) можно записать следующим образом:

$$d = Gm \quad (2.29)$$

В таком случае, с помощью метода наименьших квадратов наилучшая оценка параметров m будет равна:

$$m=\left(G^T C_d^{-1} G\right)^{-1} G^T C_d^{-1} d, \quad (2.30)$$

с ковариационной матрицей

$$C_m=\left(G^T C_d^{-1} G\right)^{-1} \quad (2.31)$$

После решения данной системы появляется возможность вычислить скорость плоской дилатации по следующей формуле:

$$\delta=\varepsilon_{EE}+\varepsilon_{NN} \quad (2.32)$$

В случае если δ положительна, то это характерно для ситуации растяжения данной территории, если же δ отрицательна, это означает что данная территория испытывает сжатие [90].

Выводы к главе 2

В главе изложены методологические основы исследования современных движений земной поверхности и оценки стабильности платформенных областей Северной Евразии по данным ГНСС-наблюдений. Рассмотренная последовательность анализа включает высокоточную обработку спутниковых измерений, моделирование временных рядов координат геодезических пунктов, определение скоростей их движения и оценку точности полученных параметров, а также моделирование кинематики литосферных плит и вычисление скоростей латеральных деформаций. Совместное применение этих методов позволяет исследовать как общее движение литосферных блоков, так и пространственную неоднородность движений в их пределах.

Основой получения достоверных оценок современных движений является согласованная обработка многолетних фазовых ГНСС-наблюдений с учётом источников погрешностей. Применение комплекса GAMIT/GLOBK обеспечивает последовательный переход от обработки исходных измерений к формированию временных рядов координат в выбранной системе отсчёта.

Для определения долговременных скоростей перемещения геодезических пунктов необходимо использовать функциональную модель временных рядов, учитывающую линейный тренд, годовые и полугодовые колебания, а также ступенчатые изменения координат. Учёт инструментальных скачков позволяет совместно анализировать наблюдения за весь рассматриваемый период при сохранении общих параметров движения.

Достоверность результатов определяется не только выбором регрессионной модели, но и адекватным описанием стохастических свойств временных рядов. Учёт исключительно белого шума приводит к занижению погрешностей определяемых скоростей при наличии коррелированных во времени вариаций. Использование модели, включающей белый шум и фликкер-шум, реализованной в программе CATS, позволяет получить более обоснованные оценки неопределённости параметров движения. Это существенно при исследовании платформенных областей, где выявление малых внутриплитовых движений требует корректного определения их статистической значимости.

Оценка латеральных деформаций земной поверхности выполняется на основе пространственной дискретизации исследуемой территории с использованием триангуляции Делоне. В пределах каждого треугольного элемента определяются поступательное движение, вращение и компоненты тензора скорости деформации. Вычисление скорости плоской дилатации позволяет установить характер изменения площади соответствующего участка и выделить области растяжения и сжатия.

Возможности выявления внутриплитовых деформаций существенно зависят от продолжительности наблюдений, плотности и конфигурации геодезической сети. При неравномерном расположении пунктов пространственная детальность результатов различается, а оценки деформаций в крупных треугольных элементах характеризуют обобщённое поведение охватываемых ими территорий. Поэтому выводы о стабильности платформенных областей должны основываться на совместном анализе остаточных скоростей, параметров деформации и их неопределённостей с учётом обеспеченности территории наблюдениями.

Глава 3. Стабильность Северной Евразии

Исследование кинематики платформенных областей является одной из актуальных задач изучения современных движений земной коры (СДЗК), поскольку позволяет оценивать как стабильность внутриплитных территорий, так и геодинамическую обстановку на границах тектонических плит. Учёт СДЗК также необходим для построения и поддержания современной высокоточной координатной основы.

Во многих предшествующих исследованиях недостаточная плотность геодезических наблюдений ограничивала возможности детального изучения пространственного распределения скоростей движения и деформаций земной коры в пределах платформенных областей. Расширение сети постояннодействующих станций ГНСС на территории Северной Евразии в последние годы обеспечило более полное пространственное покрытие наблюдениями и позволило в настоящей работе выполнить оценку деформаций платформенных областей.

Для обоснования возможностей такого исследования необходимо систематизировать сведения о существующих пунктах ГНСС-наблюдений на территории Северной Евразии, оценить их пространственное распределение, доступность данных, продолжительность и непрерывность наблюдений. На этой основе требуется определить разрешающую способность геодезических сетей применительно к выявлению пространственных неоднородностей поля скоростей и оценке деформаций земной коры.

3.1 ГНСС-измерения на территории Северной Евразии

В настоящее время на территории Северной Евразии существует несколько геодезических сетей постояннодействующих наблюдательных пунктов ГНСС. Эти сети включают фундаментальную астрономо-геодезическую сеть и систему дифференциальной коррекции и мониторинга (СДКМ). Также в их состав входят станции, подведомственные Росгидромету и различными научными учреждениям, в том числе институтам Российской академии наук (РАН). Наряду с данными отдельных сетей важным источником информации для изучения современных движений земной коры являются международные архивы, объединяющие результаты ГНСС-наблюдений и их обработки. Далее рассмотрены основные характеристики этих сетей и архивов, пространственное распределение пунктов и состав доступных данных, определяющие возможности их использования для исследования кинематики платформенных областей Северной Евразии.

Невадская геодезическая лаборатория (Nevada Geodetic Laboratory, NGL) поддерживает один из крупнейших мировых архивов результатов обработки ГНСС-наблюдений, объединяющий временные ряды координат геодезических пунктов, расположенных в различных регионах земного шара. Лаборатория входит в состав Бюро горных исследований и геологии Невады при Университете Невады в Рино и специализируется на исследованиях в области космической геодезии.

В исследованиях лаборатории используются ГНСС-наблюдения и спутниковая радиолокационная интерферометрия для изучения тектонических движений, деформаций земной поверхности и геофизических процессов, связанных с изменениями распределения поверхностных масс, в том числе обусловленными климатическими факторами.

Архив лаборатории содержит результаты обработки наблюдений примерно на 24 000 геодезических пунктов по всему миру. Его формирование основано на сборе исходных ГНСС-измерений в формате RINEX из многочисленных открытых источников и их последующей обработке [61]. Применение единой методики обработки позволяет получать согласованные временные ряды координат пунктов различных сетей, которые предоставляются в открытом доступе и служат основой для определения скоростей движений и анализа деформаций земной поверхности.

На рисунке 3.1 представлено пространственное распределение станций ГНСС, данные которых включены в архив Невадской геодезической лаборатории. Их размещение характеризуется выраженной неравномерностью: наибольшая концентрация станций наблюдается в Северной Америке и Европе. В Южной Америке и Австралии число представленных в архиве пунктов существенно меньше, а территории Африки, Китая и России характеризуются низкой плотностью их размещения.

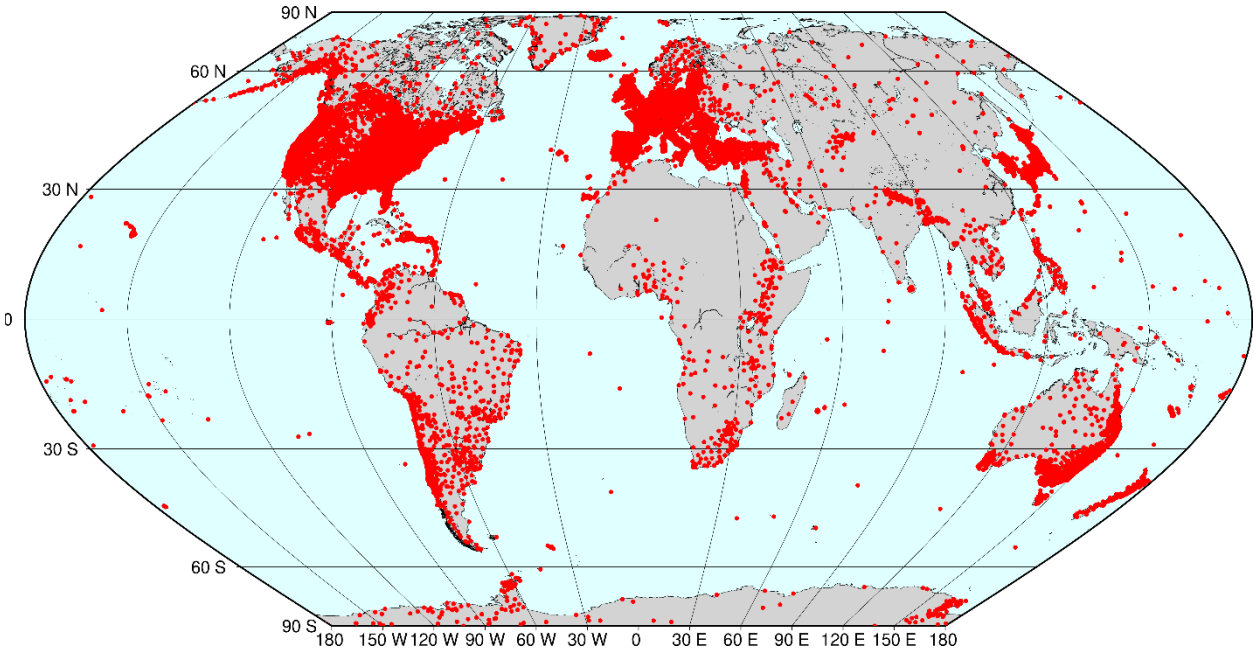
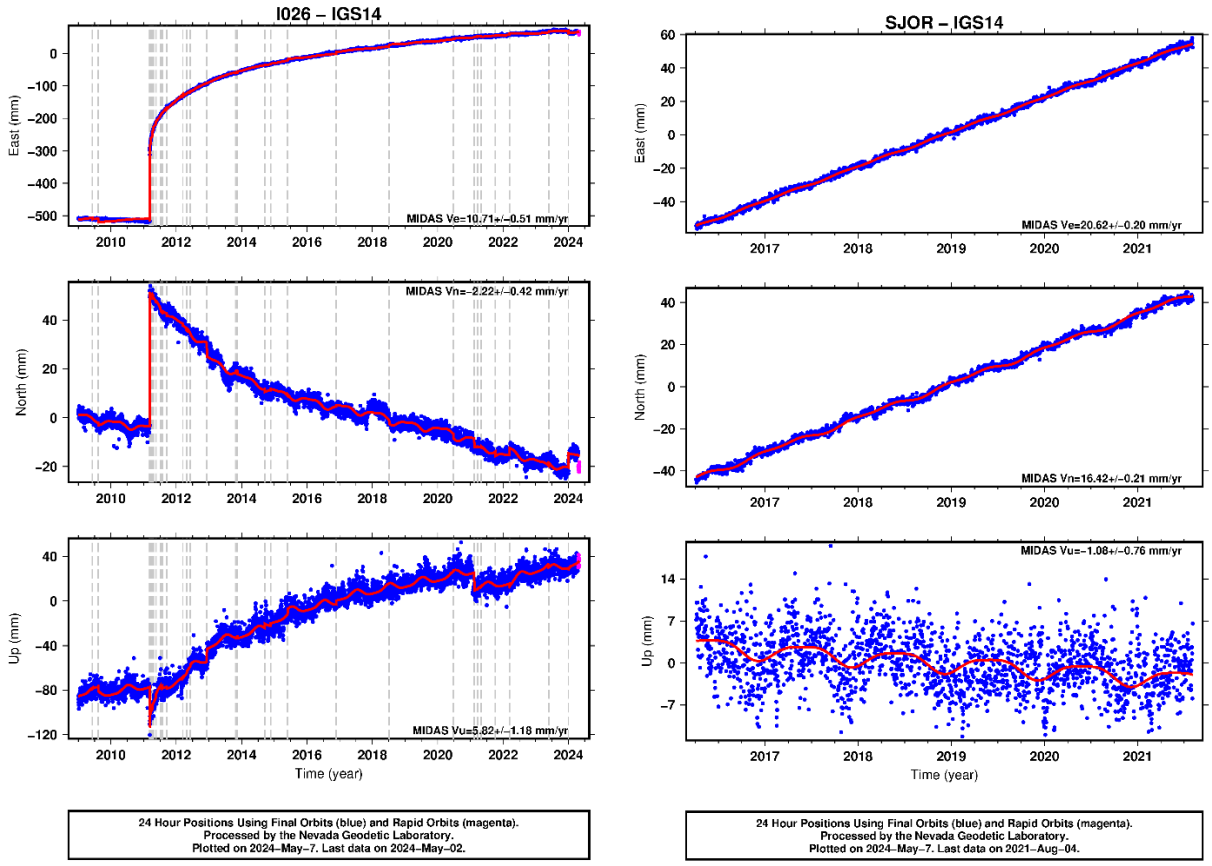


Рисунок 3.1 – Расположение пунктов из Невадской геодезической лаборатории

Примеры временных рядов из данного архива представлены на рисунке 3.2. Продолжительность, полнота и качество наблюдений существенно различаются, что ограничивает применимость отдельных рядов для исследования геодинамических процессов и обусловливает необходимость предварительного отбора и анализа данных.

К основным ограничениям относятся недостаточная продолжительность наблюдений, значительные по продолжительности пропуски данных и наличие существенных выбросов. В настоящем исследовании минимальная продолжительность временного ряда, необходимая для включения пункта в анализ, принята равной трём годам. Длительные перерывы в наблюдениях затрудняют определение параметров движения пунктов, особенно при использовании моделей, учитывающих нелинейные и периодические составляющие наряду с линейным трендом. Существенные выбросы могут приводить к смещению оценок параметров и снижению их достоверности, поэтому требуют выявления и исключения из временных рядов до выполнения последующего анализа.



(а) (б)

Рисунок 3.2 – Примеры графиков временных рядов координат геодезических пунктов с архива Невадской лаборатории: а) График временного ряда координат пункта I026, находящегося в Японии; б) График временного ряда координат пункта SJOR, находящегося в Испании

Для исключения пунктов, временные ряды которых не удовлетворяют требованиям к продолжительности, полноте и качеству наблюдений, применялись следующие критерии отбора:

1. Продолжительность временного ряда для пункта должна быть не меньше трёх лет.

$$\left(t_n - t_1\right) \geq 3 \text{ лет}, \qquad (3.1)$$

где t_n – последний момент времени наблюдения пункта, t_1 – первый момент времени наблюдения пункта.

2. Пробелов в измерениях должно быть не больше 50% от общей продолжительности измерений.

$$n_{\text{пробелов}} \leq \frac{1}{2} n_{\text{эпох}}. \qquad (3.2)$$

3. Для исключения аномальных флуктуаций использовался следующий критерий: из среднеквадратических отклонений пунктов, прошедших первые два критерия, определялось медианное среднеквадратическое отклонение. Затем, исключались те пункты, СКО которых в три раза превышало медианное СКО:

$$\sigma_{V_i} \leq 3 \cdot \sigma_{V_{\text{медиан}}}. \qquad (3.3)$$

Последний критерий применялся дважды для повышения надёжности фильтрации.

Как отмечалось в главе 2, согласно общепринятым представлениям, одним из эффективных способов повышения точности ГНСС-определений является дифференциальная коррекция, основанная на подавлении пространственно коррелированных составляющих погрешностей наблюдений. Этот подход предусматривает переход от абсолютного определения координат отдельных пунктов к определению их взаимного положения, то есть к относительным определениям.

Обозначим приёмную ГНСС аппаратуру на определяемом пункте как «*U*», а на опорном пункте как «*R*», наблюдаемый одновременно на обоих пунктах спутник обозначим как «*s*». Тогда можно записать базовое уравнение для фазовых абсолютных наблюдений следующим образом:

$$\begin{cases} \lambda\varphi_{R,s} = L_{R,s} = \rho_{R,s} + c\left(dT_R - dT_s\right) - I_{R,s} + T_{R,s} + \varepsilon_s + \lambda N_{R,s} + \epsilon_{L_{R,s}} \\ \lambda\varphi_{U,s} = L_{U,s} = \rho_{U,s} + c\left(dT_U - dT_s\right) - I_{U,s} + T_{U,s} + \varepsilon_s + \lambda N_{U,s} + \epsilon_{L_{U,s}} \end{cases}, \qquad (3.4)$$

где

- $L_{R,s}, L_{U,s}$ – результаты измерений псевдодальности от спутника *s* к приёмнику *R* и *U*, соответственно;
- $\varphi_{R,s}, \varphi_{U,s}$ – Полный сдвиг фазы между спутниковым излучателем *s* и приёмником *R* и *U*, соответственно;
- $\rho_{R,s}, \rho_{U,s}$ – истинное расстояние от спутника *s* до приёмника *R* и *U*, соответственно;
- c – скорость света в вакууме;
- dT_R, dT_U – ошибка временной шкалы приёмника *R* и *U*, соответственно;
- ε_s – неопределённость в параметрах орбиты спутника *s*;
- dT_s – ошибка временной шкалы спутника;
- $I_{R,s}, I_{U,s}$ – искажение расстояния в следствии ионосферной задержки сигнала на линии спутник *s* – приёмник *R* и *U*, соответственно;

- $T_{R,s}, T_{U,s}$ – искажение расстояния в следствии тропосферной задержки сигнала на линии спутник *s* – приёмник *R* и *U*, соответственно;
- λ – длинна несущей волны;
- $N_{R,s}, N_{U,s}$ – целочисленная неоднозначность фазового наблюдения между спутником *s* и приёмником *R* и *U*, соответственно;
- $\epsilon_{L_{R,s}}, \epsilon_{L_{U,s}}$ – остаточная погрешность в измеренном расстоянии для приёмника *R* и *U*, соответственно.

Поскольку рассматриваемые компоненты наблюдения можно считать некоррелированными, их попарные ковариации принимаются равными нулю, поэтому дисперсия наблюдения определяется суммой дисперсий его компонентов:

$$\begin{cases} \sigma^2_{L_{R,s}} = \sigma^2_{c(dT_R - dT_s)} + \sigma^2_{I_{R,s}} + \sigma^2_{T_{R,s}} + \sigma^2_{\varepsilon_s} + \sigma^2_{\epsilon_{L_{R,s}}}, \\ \sigma^2_{L_{U,s}} = \sigma^2_{c(dT_U - dT_s)} + \sigma^2_{I_{U,s}} + \sigma^2_{T_{U,s}} + \sigma^2_{\varepsilon_s} + \sigma^2_{\epsilon_{L_{U,s}}} \end{cases}, \quad (3.5)$$

где σ_i – погрешность величин, указанных в уравнении (3.4).

Для высокоточных абсолютных местоопределений необходимо использовать высокоточные поправки для параметров орбит и временной шкалы спутников, а также параметры тропосферы, ионосферы и другие.

Дифференциальный метод основывается на формировании разностей наблюдений между опорным приёмником «*R*» и определяемым приёмником «*U*», при наблюдении одного и того же спутника «*s*». Такая операция позволяет сократить или устранить общие ошибки присутствующие в измерениях обоих приёмников, например, погрешности временной шкалы спутника, параметров орбиты спутника и часть атмосферных воздействий при небольшом расстоянии между приёмниками (базовой линии).

Основное уравнение для дифференциального метода обработки выражается следующей формулой:

$$\Delta L_{U,R,s} = L_{U,s} - L_{R,s} \quad (3.6)$$

Подставляя выражения для каждого члена в правой части уравнения 4.6, получаем:

$$\Delta L_{U,R,s} = \left(\rho_{U,s} + c\left(dT_U - dT_s\right) + I_{U,s} + T_{U,s} + \epsilon_{U,s}\right) - \left(\rho_{R,s} + c\left(dT_R - dT_s\right) + I_{R,s} + T_{R,s} + \epsilon_{R,s}\right) \quad (3.7)$$

сокращая члены:

$$\Delta L_{U,R,s} = \left(\rho_{U,s} - \rho_{R,s}\right) + c\left(dT_U - dT_R\right) + \left(I_{U,s} - I_{R,s}\right) + \left(T_{U,s} - T_{R,s}\right) + \left(\epsilon_{U,s} - \epsilon_{R,s}\right). \quad (3.8)$$

Из формулы (3.8) видно, что погрешность временной шкалы спутника dT_s сократились, поскольку она присутствовала и в $L_{U,s}$ и в $L_{R,s}$ с одинаковым знаком. Таким образом устраняется одна из наиболее значимых ошибок – смещение временной шкалы спутников и погрешности их орбиты.

Если приёмники находятся близко друг к другу, то $(I_{U,s} - I_{R,s})$ и $(T_{U,s} - T_{R,s})$ будут малыми (коэффициент корреляции достаточно высок), что существенно уменьшает дисперсию этих разностей.

Когда рассматриваются разности величин, представляющих собой случайные процессы (например, ионосферную и тропосферную задержки на близко расположенных станциях), их статистические свойства и взаимосвязи играют ключевую роль. Корреляция между случайными величинами отражает степень их линейной связи. Если существуют две случайные величины X и Y с сильной положительной корреляцией (коэффициент корреляции $\rho \approx 1$), это значит, что при увеличении X обычно увеличивается и Y, и наоборот.

Пусть $I_{U,s}$ и $I_{R,s}$ – ионосферные задержки для приёмников U и R, соответственно. Аналогично для тропосферных задержек $T_{U,s}$ и $T_{R,s}$. Представим их как случайные величины со следующими характеристиками:

- Математическое ожидания: $M[I_{U,s}] = \mu_{I_U}, M[I_{R,s}] = \mu_{I_R}$ (аналогично для тропосферы);
- Дисперсии: $D(I_{U,s}) = \sigma^2_{I_U}, D(I_{R,s}) = \sigma^2_{I_R}$.
- Коэффициент корреляции между $I_{U,s}$ и $I_{R,s}$, обозначим его как ρ_I.

Коэффициент корреляции ρ_Iопределяется как:

$$\rho_I = \frac{K(I_{U,s}, I_{R,s})}{\sigma_{I_U}\sigma_{I_R}}, \qquad (3.9)$$

где $K(I_{U,s}, I_{R,s})$ – ковариация между $I_{U,s}$ и $I_{R,s}$.

Если приёмники близко расположены, то ионосфера и тропосфера в первую очередь зависят от сходных условий на пути спутник-приёмник. Это приводит к высокой коррелированности измеряемых задержек:

$$\rho_I \approx 1 \, u \, \rho_T \approx 1 \qquad (3.10)$$

Рассмотрим разность ионосферных задержек:

$$I_{U,s} - I_{R,s}. \qquad (3.11)$$

Дисперсия этой разности будет:

$$\mathrm{D}(I_{U,s} - I_{R,s}) = \mathrm{D}(I_{U,s}) + \mathrm{D}(I_{R,s}) - 2\,\mathrm{K}(I_{U,s}, I_{R,s}). \qquad (3.12)$$

Подставим выражения для ковариации:

$$\mathrm{D}\left(I_{U,s}-I_{R,s}\right)=\sigma_{I_U}^2+\sigma_{I_R}^2-2\rho_I\sigma_{I_U}\sigma_{I_R}. \quad (3.13)$$

Если $\rho_I\approx 1$ и $\sigma_{I_U}\approx\sigma_{I_R}$, что логично предположить для близких приёмников и схожих условий приёма, то:

$$\mathrm{D}\left(I_{U,s}-I_{R,s}\right)=\sigma_{I_U}^2+\sigma_{I_R}^2-2\rho_I\sigma_{I_U}\sigma_{I_U}\approx 0. \quad (3.14)$$

Разумеется, в реальности дисперсия в (3.14) не будет нулевой, но если ρ_I близок к 1, то дисперсия разности будет очень маленькой.

Аналогичные рассуждения применимы к тропосферной составляющей. Таким образом, высокая корреляция означает, что изменения в задержках у обоих приёмников происходят почти одинаково. При вычислении разности эти похожие изменения почти полностью компенсируют друг друга, существенно уменьшая итоговую дисперсию разностей. Чем ближе приёмники расположены друг к другу, тем более похожими (коррелированными) будут условия прохождения сигнала через ионосферу и тропосферу, следовательно, тем меньшей станет дисперсия результата при разностном подходе.

Таким образом, дисперсия базового уравнения относительного метода будет выражаться:

$$\sigma_{\Delta L_{U,R,s}}^2=\sigma_{\rho_{U,s}-\rho_{R,s}}^2+\sigma_{c\left(dT_U-dT_R\right)}^2+\sigma_{I_{U,s}-I_{R,s}}^2+\sigma_{T_{U,s}-T_{R,s}}^2+\sigma_{\epsilon_{U,s}-\epsilon_{R,s}}^2. \quad (3.15)$$

По сравнению с $\sigma_{L_{R,s}}^2$ для абсолютных измерений, здесь отсутствует ошибка временной шкалы спутника dT_s и многие из атмосферных составляющих уменьшились вместе с уменьшением расстояния между опорным и относительным приёмниками.

В виду того, что земная поверхность находится в постоянном движении, в качестве опорных необходимо использовать геодезические пункты с известной кинематикой. Эталонным набором опорных пунктов являются пункты, входящие в сеть международной службы глобальных навигационных спутниковых систем. На рисунке 3.3 показано расположение этих пунктов по всему миру.

Для определения кинематики геодезического пункта с высокой точностью требуется проводить многолетние регулярные (ежедневные) определения координат. На рисунке 3.4 показан временной ряд координат пункта Международной службы ГНСС, располагающегося в астрономической лаборатории Зеленчукская. Из рисунка видно, что ГНСС наблюдения на данном пункте проводятся с 1997 года и по настоящий момент в непрерывном режиме. Благодаря этому удалось уверенно

определить скорости изменения координат данного пункта, и он может быть использован в качестве опорного в ходе обработки сигналов ГНСС в дифференциальном режиме.

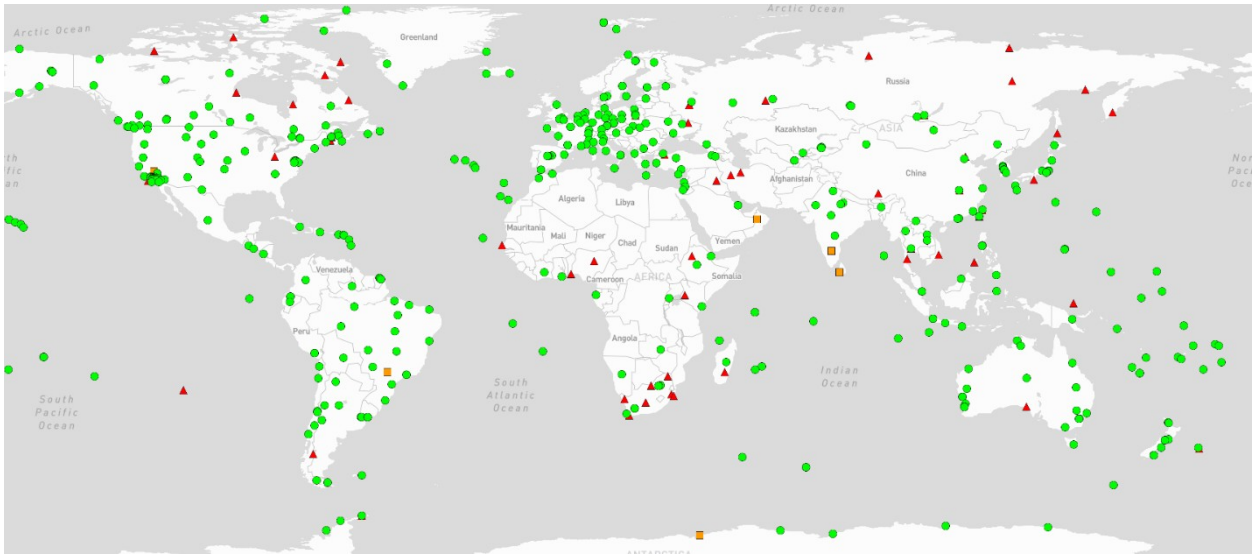


Рисунок 3.3 – Сеть пунктов международной службы ГНСС. Зелёным показаны действующие пункты; желтым показаны пункты данные, с которых не передавались в центр обработки в течении месяца; красным показаны пункты данные, с которых не передавались в центр обработки более месяца

На рисунке 3.3 видно, что на территории Российской Федерации среднее расстояние между пунктами Международной службы ГНСС находится на уровне 1-2 тыс. км., что в целом является достаточным для применения относительного метода при обработке сигналов ГНСС, однако, как было сказано выше, дифференциальная коррекция подавляет пространственно-коррелированные возмущения, поэтому чем ближе опорный и определяемый пункты тем качество коррекции будет лучше.

С 2022 года данные ряда отечественных пунктов сети Международной службы ГНСС перестали поступать в центр обработки. В результате в Сибири и на Дальнем Востоке существенно сократилось число доступных опорных станций, что ухудшило условия определения координат геодезических пунктов относительным методом. На рисунке 3.5 представлен временной ряд координат одного из пунктов, расположенных в Сибири, за 2021–2022 годы. По сравнению с 2021 годом в 2022 году наблюдаются увеличение разброса координат и рост оценок погрешностей суточных решений, свидетельствующие о снижении точности определения положения пункта.

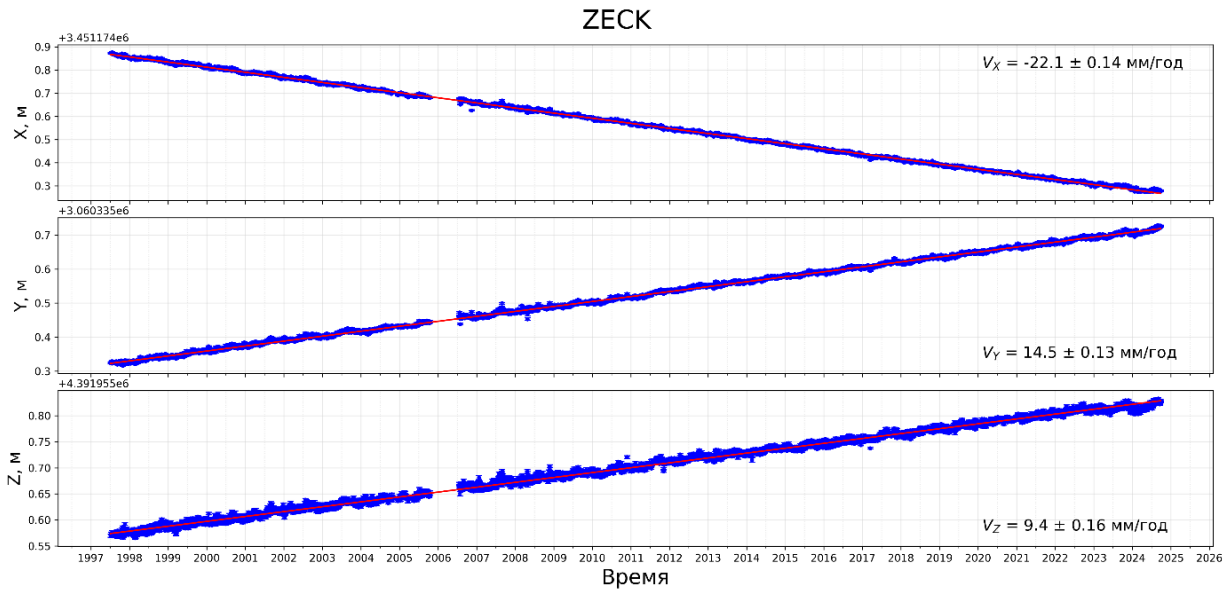


Рисунок 3.4 – Временной ряд пункта Международной службы ГНСС, располагающегося в астрономической лаборатории Зеленчукская

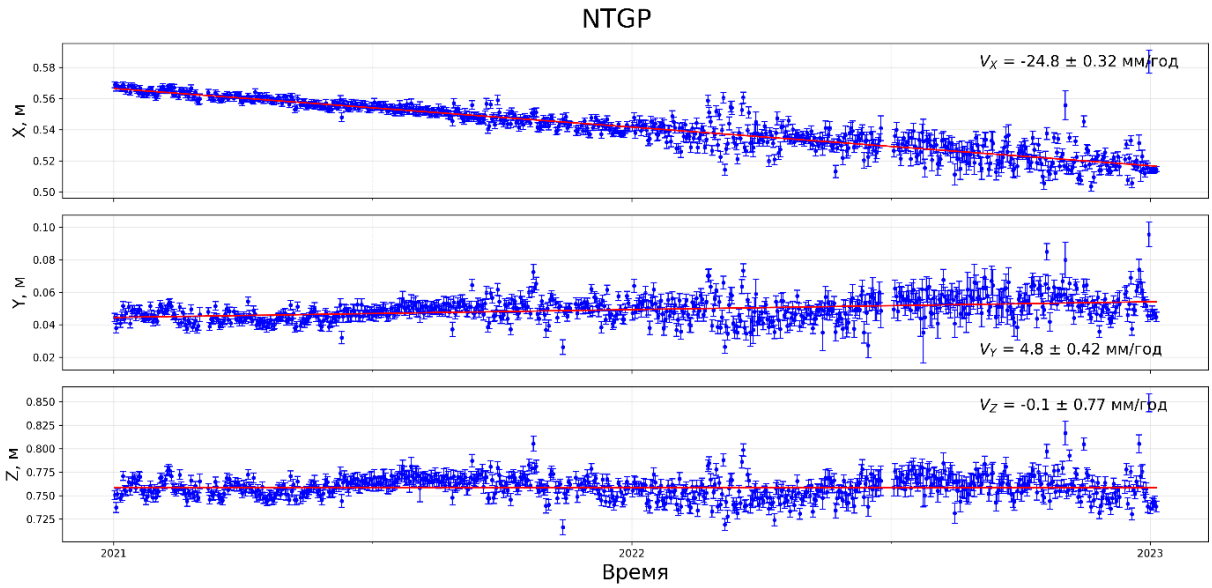


Рисунок 3.5 – Временной ряд определяемого пункта, координаты которого определены с помощью метода дифференциальной коррекции с опорой только на станции сети Международной службы ГНСС

Наряду с пунктами сети Международной службы ГНСС в Российской Федерации существует фундаментальная астрономо-геодезическая сеть. Она является высшим звеном государственной геодезической сети Российской Федерации. Основное назначение постоянно действующих пунктов ФАГС – поддержание системы отсчёта координат и отслеживание её деформаций [12].

Пункт ФАГС является комбинированным пунктом, состоящий из нескольких центров, каждый из которых привязан к той или иной геодезической сети. Комплекс пункта ФАГС состоит из основного центра, рабочего центра, нивелирного пункта, гравиметрического пункта и двух контрольных центров. На рисунке 3.6 схематично показана совокупность центров образующих пункт ФАГС.

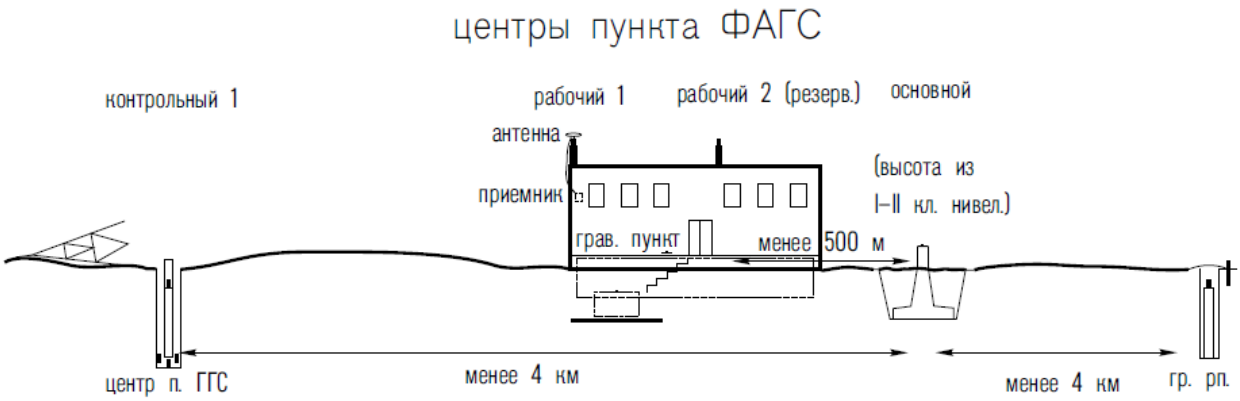


Рисунок 3.6 – Принцип организации центров ФАГС [12]

На пунктах ФАГС установлены различные средства измерений, такие как: постояннодействующее ГНСС оборудование, непрерывно работающая метеостанция, внешний стандарт частоты, а также на некоторых пунктах установлены инклинометры, позволяющие с высокой точностью отслеживать локальные деформации постамента.

В начале развития фундаментальной астрономо-геодезической сети было принято закреплять рабочие центры, на которых установлена постояннодействующая ГНСС аппаратура, на крышах зданий. Однако со временем от этой практики отказались для исключений шумов в данных, вызванных деформациями и колебаниями сооружений. На современном этапе пункты ФАГС закладывают на земной поверхности, таким образом чтобы основание пункта находился ниже глубины промерзания почвы, а над земной поверхностью располагался двухметровый постамент, на котором устанавливается ГНСС антенна. На рисунке 3.7 показан пример закладки пункта ФАГС в г. Рубцовск. Данная схема закрепления соответствует требованиям сети Международной службы ГНСС и по уровню фиксации пунктов не уступает международной сети.

На рисунке 3.8 представлено актуальное расположение пунктов ФАГС на 2024 год. Фундаментальная астрономо-геодезическая сеть активно развивается и ежегодно создаётся от одного до пяти новых пунктов. Однако в 2022 году ФАГС получила резкое развитие и за год было создано 45 новых пунктов. В результате увеличилась степень покрытия территории Российской Федерации постояннодействующими пунктами ФАГС, а их пространственное распределение стало более равномерным.



(а) (б)

Рисунок 3.7 – Пример закрепления пункта ФАГС в г. Рубцовск: а) Подземная часть пункта; б) Наземная часть пункта с установленной антенной

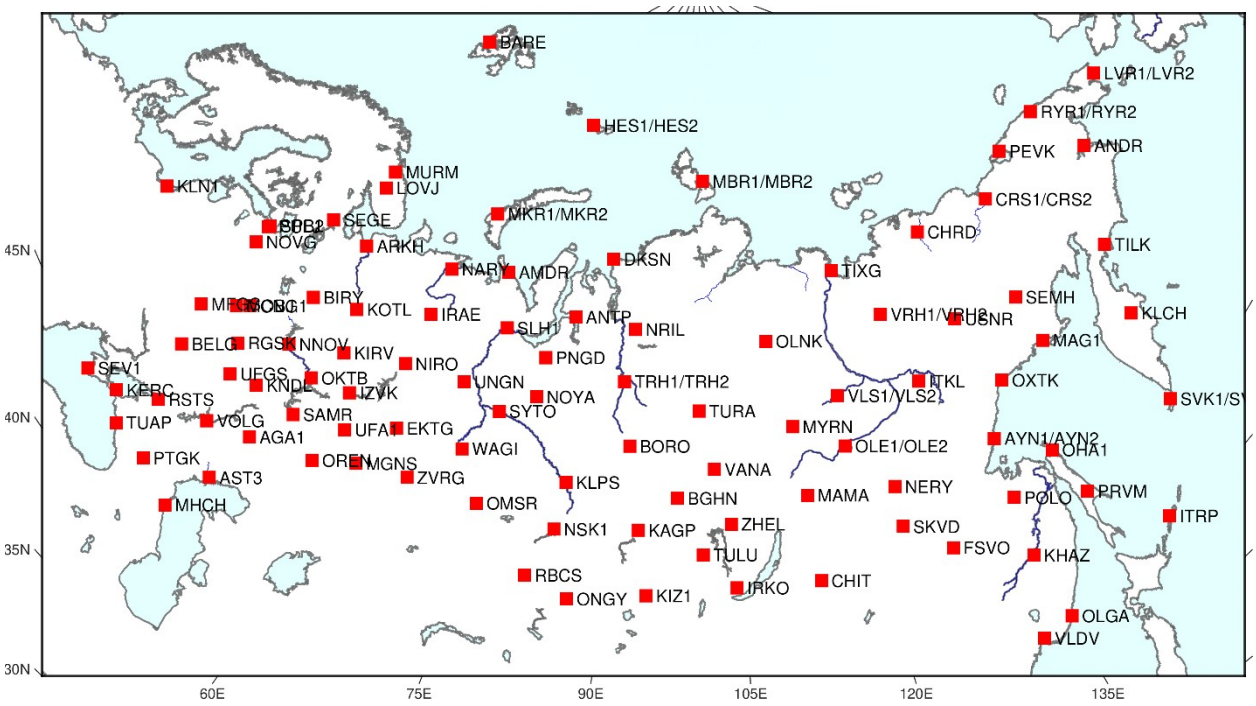


Рисунок 3.8 – Фундаментальная Астрономо-Геодезическая Сеть (101 пункт)

Однако простого создания пункта фундаментальной астрономо-геодезической сети недостаточно для того, чтобы использовать его как опорный пункт при дифференциальном методе обработки ГНСС наблюдений. Для этого требуется выполнить обработку наблюдений с этих пунктов в международной геоцентрической системе отсчёта чтобы с высокой точностью определить как координаты, так и кинематику пунктов.

В рамках данной работы выполнена обработка всего доступного массива ГНСС-наблюдений на пунктах ФАГС начиная с 2015 года. Основным результатом стало формирование единого согласованного

каталога уравненных декартовых геоцентрических координат, приведённых к моменту времени 2020.0, и скоростей их изменения. Полученные значения представлены в приложении 1 и характеризуют положение и движение пунктов ФАГС в принятой системе отсчёта.

Личный вклад автора заключается в выполнении подготовки и обработки исходных данных, включая их сбор и систематизацию, переобработку по единой методике, фильтрацию и анализ полученных временных рядов координат, а также определение итоговых координат и скоростей движения пунктов. Единообразная обработка всего массива наблюдений обеспечила методическую согласованность результатов для различных пунктов и периодов наблюдений, необходимую для их совместного использования при решении геодезических и геодинамических задач.

Сформированный каталог представляет собой координатную основу, обеспечивающую реализацию выбранной системы отсчёта на пунктах ФАГС. Наличие координат на единый начальный момент времени и соответствующих скоростей позволяет вычислять положение пунктов на требуемый момент времени. Благодаря этому пункты ФАГС могут использоваться в качестве опорных при определении координат относительным методом с учётом их современных движений. Представленные в приложении 1 результаты могут применяться другими исследователями и организациями для привязки региональных и локальных геодезических сетей и изучения деформаций земной поверхности. Таким образом, практическая значимость полученного каталога определяется возможностью использования единой согласованной координатной основы в научных исследованиях и геодезических работах.

Для согласования результатов обработки ФАГС с глобальной геоцентрической системой отсчёта использовалась пространственно распределённая по земному шару выборка из 55 станций, входящих в базовый набор пунктов Международной службы ГНСС (рисунок 3.9). Координаты и скорости движения этих станций известны с высокой точностью, что позволяет использовать их для задания опорной основы. Такой подход рекомендуется в [101]. Включение глобально распределённых станций с устойчивой и предсказуемой кинематикой направлено на повышение точности совместного уравнивания, улучшение обусловленности системы нормальных уравнений и уменьшение систематических искажений, связанных с заданием системы отсчёта.

На рисунке 3.9 представлено расположение обрабатываемой сети: синим цветом обозначены опорные пункты входящие в базовый набор пунктов Международной службы ГНСС, а красным – пункты региональной

сети ФАГС, координаты которых принимались за определяемые в процессе обработки.

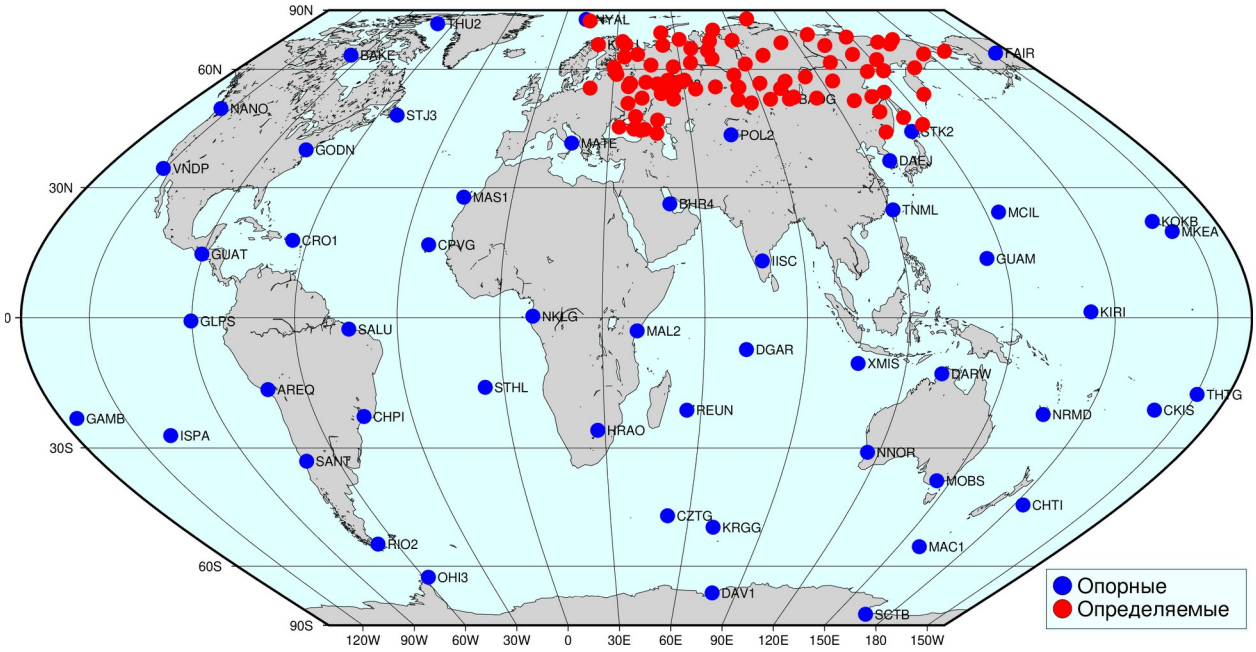


Рисунок 3.9 – Расположение пунктов обрабатываемой сети. Красным показаны определяемые пункты ФАГС, синим – опорные пункты входящие в основной набор пунктов Международной службы ГНСС

Обработка наблюдений по сети ФАГС проводилась с использованием программного пакета GAMIT/GLOBK. В общей сложности было задействовано 138 пунктов, из которых 55 являлись опорными и были глобально распределены по всей планете, а 83 пункта требовали определения координат. Технической особенностью как данного пакета, так и в целом обработки данных в дифференциальном режиме, является экспоненциальный рост вычислительных ресурсов и времени, затраченного на обработку в зависимости от количества пунктов в обрабатываемой сети.

Для оптимизации процесса и предотвращения чрезмерной длительности обработки была применена методика кластеризации пунктов. Общий массив данных был разделен на кластеры, каждый из которых включал по 70 пунктов. В состав каждого кластера входили все 55 опорных пунктов и 15 определяемых. Такая структура позволила эффективно распределить вычислительную нагрузку и избежать значительного увеличения времени обработки, характерного для большого количества одновременно обрабатываемых пунктов.

На втором этапе обработки выполнялось уравнивание кластеров между собой, что обеспечило получение единого согласованного результата для всей сети. Связывающим звеном между кластерами являлся одинаковый набор исходных опорных пунктов, благодаря чему достигалась

согласованность и точность окончательных результатов. Данная методика позволила эффективно решить проблему ограничений программного пакета и обеспечить высокую точность определения координат для всех пунктов сети.

Одним из результатов обработки таким подходом является ежесуточное решение в виде уравненных всех уравненных параметров включая искомые координаты и их ковариационной матрицы. Данный результат является каркасом для обработки ГНСС измерений с помощью дифференциальной коррекции с опорой на пункты ФАГС. Актуальной задачей является не только переобработка архивного массива данных, но и поддержание оперативной обработки поступающих данных с течением времени. (Приложение 1)

Данный подход был автоматизирован с помощью самостоятельно написанного набора программы-сценарий на языке Python3. В результате, в ежедневном режиме определяются пространственные прямоугольные геоцентрические координаты пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети в системе отсчёта IGS20. На рисунке 3.10 приведена схема взаимодействия программ-сценариев для автоматической обработки данных с пунктов ФАГС. Этот набор программ-сценариев складывается в систему обработки данных, которую можно разделить на несколько подсистем:

1) ПСПОД – подсистема сбора и предварительной обработки данных;
2) ПОМДП – подсистема оперативного мониторинга деформационных процессов;
3) ПМДЗК – подсистема моделирования движения земной коры.

Целью ПСПОД является сбор первичной измерительной информации в формате RINEX с сервисов, распространяющих данные с определяемых пунктов (РГС-центр для пунктов ФАГС и сервер Федерального Государственного Бюджетного Учреждения Науки Федерального Исследовательского Центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук») для некоторых пунктов сети Международной службы ГНСС), а также с открытых сетевых ресурсов, на которых публикуются наблюдения с опорных станций.

Наряду с данными наблюдений для выполнения высокоточной обработки дифференциальным методом средствами программного пакета GAMIT/GLOBK необходимо загрузить файлы с бортовыми параметрами орбит навигационных спутников, прецизионные параметры орбит навигационных спутников и файл с картой ионосферы. Результатом работы подсистемы ПСПОД является подготовленный архив как первичной

измерительной информации с обрабатываемых пунктов, так и сопутствующих данных, необходимых для работы подсистемы оперативного мониторинга деформационных процессов (ПОМДП).

Целью ПОМДП является выполнение высокоточной обработки ГНСС наблюдений методом дифференциальной коррекции с помощью программного пакета GAMIT/GLOBK. Для достижения данной цели последовательно выполняется несколько шагов.



Рисунок 3.10 – Блок-схема автоматической обработки данных наблюдений с фундаментальной астрономо-геодезической сети

На первом этапе выполняется автоматическая проверка наличия обновлений программного обеспечения. Для этого устанавливается соединение с сервером Массачусетского технологического института, на котором размещаются обновления пакета GAMIT/GLOBK. При обнаружении обновлений, ещё не применённых к локальной версии пакета, пользователю автоматически направляется уведомление по электронной почте. Как правило, обновления публикуются один раз в месяц.

На втором шаге работы ПОМДП происходит формирование кластеров по принципу: 55 опорных станций, входящих в каждый кластер + 15 определяемых станций, разных в каждом кластере.

На следующих нескольких этапах (на рисунке 3.10 они показаны номерами 11, 12 и 13) происходит подготовка рабочих разделов для GAMIT/GLOBK, копирование всех необходимых файлов с данными из архива в соответствующие рабочие разделы и изменение формата с переименованием файлов для корректного запуска работы GAMIT/GLOBK, учитывая его требования к формату входных данных.

После загрузки необходимых данных, создания рабочих каталогов и формирования кластеров запускается пакет GAMIT/GLOBK. Как отмечалось в разделе 2.1, дальнейшая обработка включает три основных этапа. На первом этапе по данным наблюдений в формате RINEX вычисляются векторные приращения координат между обрабатываемыми пунктами. Для каждого кластера формируется отдельный файл, содержащий результаты уравнивания ГНСС-наблюдений. На втором этапе выполняется совместное уравнивание результатов обработки всех кластеров за каждые сутки. Полученные согласованные оценки параметров для всей сети сохраняются в формате SINEX, обеспечивающем возможность их последующего объединения с результатами, полученными другими методами и по различным видам исходных наблюдений. На третьем этапе из суточных файлов SINEX, сформированных на предыдущем этапе, извлекаются оценки декартовых геоцентрических координат пунктов. На их основе создаются временные ряды, охватывающие весь многолетний период наблюдений. При обнаружении ошибки на любом из этапов обработки система автоматически направляет уведомление по электронной почте.

Третьей составляющей системы обработки пунктов ФАГС является подсистема моделирования движения земной коры (ПМДЗК). Исходными данными для неё являются временные ряды декартовых геоцентрических координат геодезических пунктов, полученные в результате работы предыдущей подсистемы.

В результате работы ПМДЗК выполняется анализ временных рядов координат: фильтрация аномальных отклонений, определение ступенчатых изменений, построение регрессионной модели временного ряда, оценка точности параметров модели, построение графиков временных рядов и карт скоростей движения определяемых пунктов. Более подробная информация об анализе временных рядов приведена в разделе 2.2. Примеры графиков временных рядов координат пунктов ФАГС представлены на рисунках 3.11 и 3.12.

Последовательность программ-сценариев, представленная на блок-схеме 3.10 выполняется в ежедневном режиме, благодаря чему происходит оперативная обработка новых данных по мере их поступления. Автоматизация позволила существенно повысить эффективность обработки

данных, обеспечивая непрерывное обновление координат и увеличения продолжительность временных рядов

В настоящей работе для автоматизации процесса вычислений разработаны программные сценарии на языке Python3, выбор которого обусловлен гибкостью организации вычислений и широкими возможностями обработки и систематизации данных. Созданные средства обеспечивают автоматизированное выполнение последовательных этапов обработки наблюдений и подготовку результатов к последующему геодинамическому анализу. По мере поступления новых данных формируются и пополняются временные ряды координат пунктов, используемые для определения скоростей их движения, выявления нелинейных смещений и оценки деформаций земной поверхности.

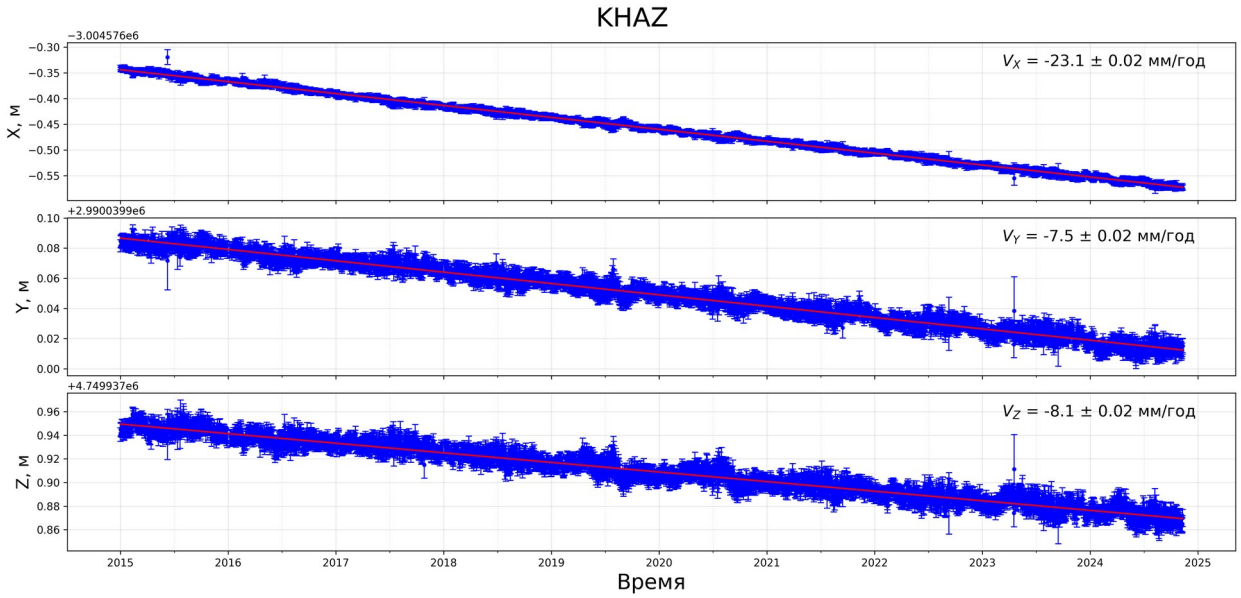


Рисунок 3.11 – Временной ряд декартовых геоцентрических координат в IGS20 пункта ФАГС, расположенного в городе Хабаровск

В результате обработки всего объёма наблюдений с пунктов ФАГС и моделирования их движения, появляется возможность использовать данные пункты в качестве опорных, наравне с пунктами сети Международной службы ГНСС, показанными на рисунке 3.3, и без потери точности, а даже с её улучшением, на территории Российской Федерации ввиду того что среднее расстояние между пунктами ФАГС значительно меньше чем между пунктами Международной службы ГНСС на территории нашей страны, и как следствие это приводит к тому что пространственно-коррелированные помехи лучше подавляются при применении дифференциального метода обработки ГНСС наблюдений.

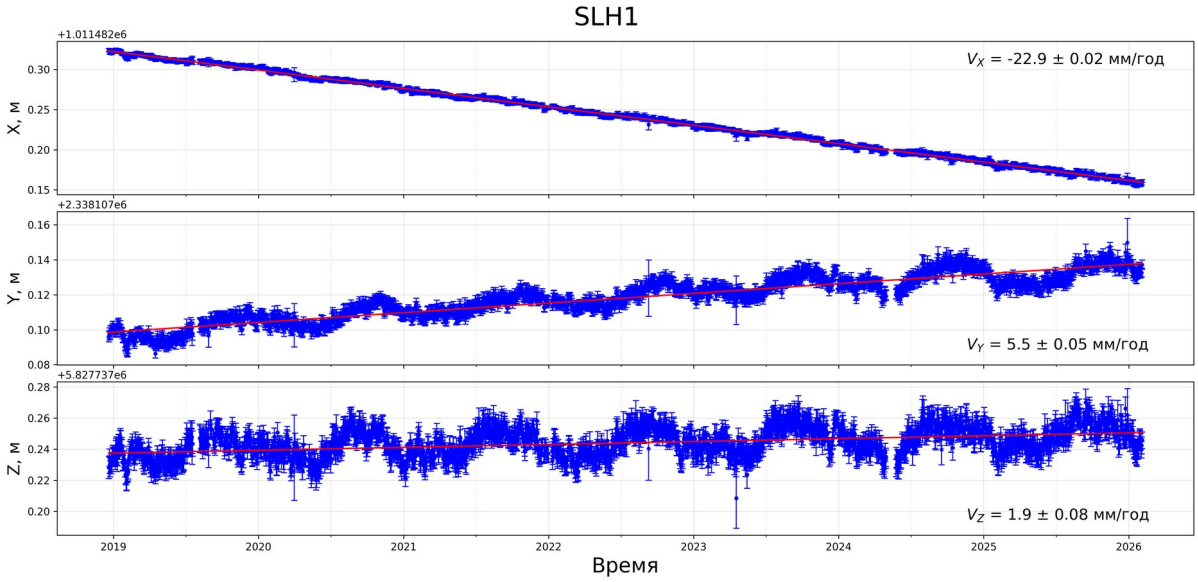


Рисунок 3.12 – Временной ряд декартовых геоцентрических координат в IGS20 пункта ФАГС, расположенного в городе Салехард

Для оценки точности определения координат с использованием пунктов ФАГС была выполнена обработка наблюдений на выборке геодезических пунктов, расположенных на территории Сибири и Дальнего Востока и не входящих в состав сетей ФАГС и Международной службы ГНСС. Обработка проводилась в двух вариантах: с опорой только на пункты Международной службы ГНСС и с использованием в качестве опорных пунктов ФАГС. Исследование охватывало период с 2022 по 2025 г. Выбор 2022 г. в качестве начала рассматриваемого периода обусловлен отмеченным с этого времени снижением точности координатных определений на территории Северной Евразии, связанным с прекращением обмена данными для части пунктов Международной службы ГНСС, расположенных в данном регионе.

На рисунке 3.13 представлен пример временного ряда координат одного из определяемых пунктов, полученного с использованием опорного каркаса, созданного на основе пунктов ФАГС. Временные ряды, приведённые на рисунках 3.5 и 3.13, построены по одним и тем же исходным наблюдениям на определяемом пункте; различие в обработке заключается исключительно в выборе опорных пунктов. Сопоставление этих рядов с учётом различия шкал на рисунках показывает, что использование пунктов ФАГС в качестве опорных позволило повысить точность определения координат рассматриваемого пункта в 2022 году и в последующие годы.

Данный эксперимент по определению координат с использованием двух вариантов отсчётной основы: сети Международной службы ГНСС и фундаментальной астрономо-геодезической сети был проведён также для

других геодезических пунктов, расположенных в Сибири и на Дальнем Востоке и не входящих ни в одну из указанных сетей. Некоторые статистические характеристики полученных временных рядов координат за 2022 год представлены в таблице 3.1.

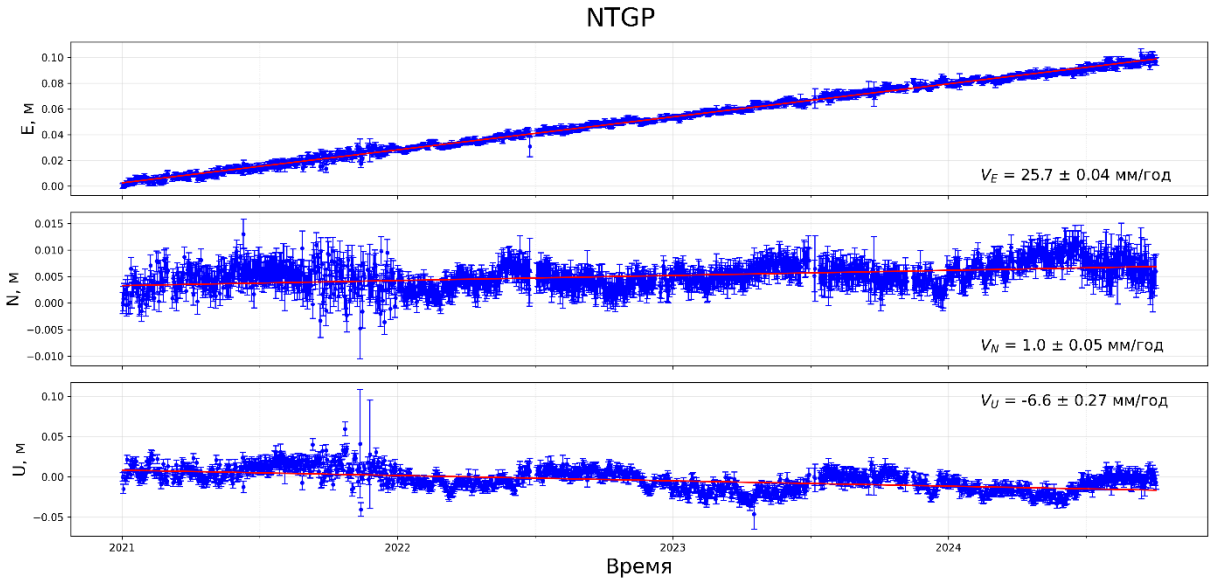


Рисунок 3.13 – Временной ряд определяемого пункта, координаты которого определены с помощью метода дифференциальной коррекции с опорой на станции ФАГС

Данные таблицы 3.1 представлены в виде гистограмм на рисунке 3.14. На них показаны минимальные, максимальные и средние значения погрешностей координат, полученных в результате обработки ГНСС-наблюдений, в проекциях на оси местной топоцентрической системы координат ENU: ось E направлена на восток, ось N на север, ось U вверх по нормали к поверхности референц-эллипсоида. В последнем столбце гистограмм приведены средние квадратические отклонения значений координат.

Пунктирными линиями обозначены интервалы наибольшей концентрации значений погрешностей. На всех гистограммах максимум концентрации для варианта обработки с опорой на ФАГС смещён в область меньших погрешностей по сравнению с вариантом, в котором в качестве опорных использованы только пункты сети Международной службы ГНСС.

Таблица 3.1 – Усреднённые по выборке пунктов статистические показатели точности определения координат в местной топоцентрической системе ENU (E – восточная компонента, N – северная компонента, U – вертикальная составляющая) для двух вариантов обработки ГНСС-наблюдений: с опорой только на пункты сети Международной службы ГНСС и с опорой на пункты фундаментальной астрономо-геодезической сети.

	Только IGS			IGS и ФАГС		
	σ_E	σ_N	σ_U	σ_E	σ_N	σ_U
min	2.8	3.3	9	2.2	2.7	8.5
max	13.4	14.7	29.5	8.4	6.5	22.9
Среднее	4.5	4.9	11.5	2.6	3.2	9.8
СКО	10.0	5.6	17.2	7.9	3.1	9.0

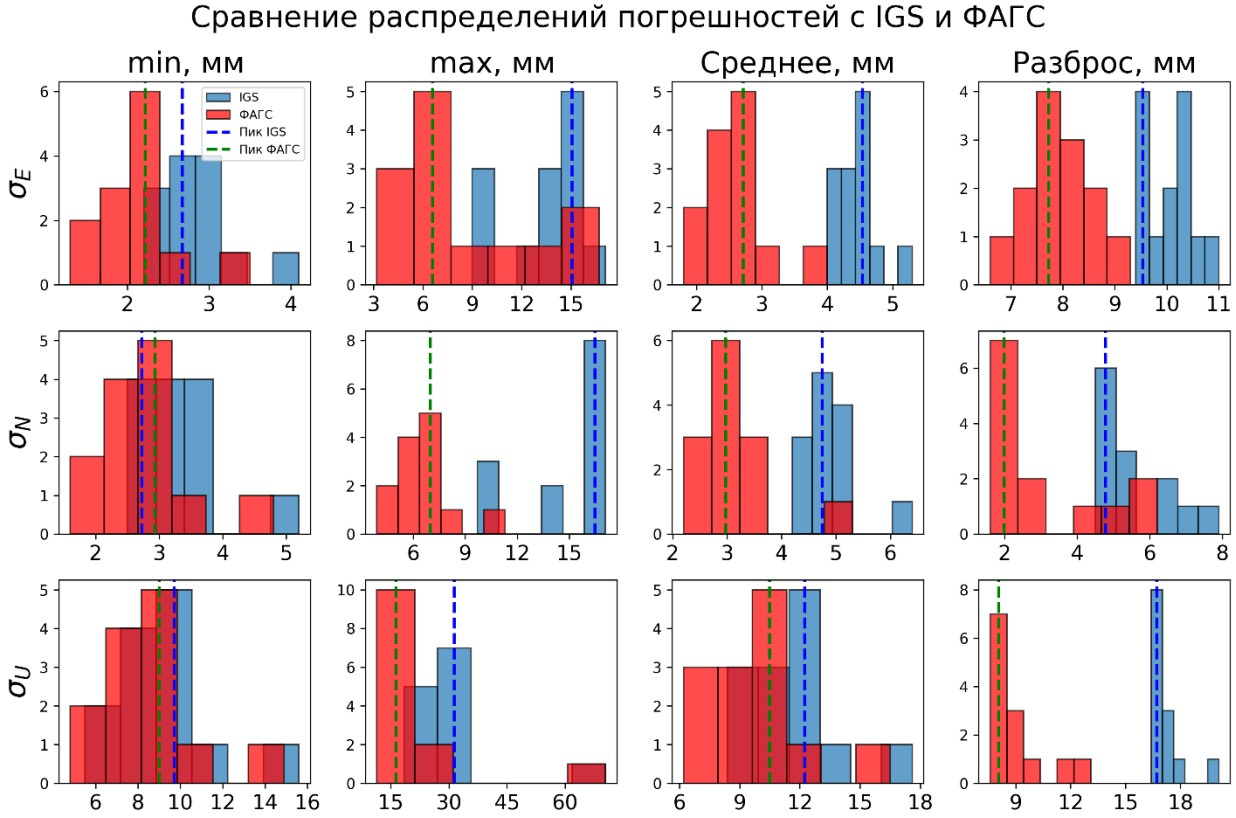


Рисунок 3.14 – Гистограммы распределений погрешностей определяемых пунктов при обработке данных ГНСС в дифференциальном режиме с опорой только на пункты Международной службы ГНСС и на ФАГС

3.2 Кинематика Евразийской тектонической плиты

При анализе стабильности тектонических плит и внутриплитных деформаций необходимо определить параметры вращения плиты как единого целого. Для оценки внутриплитных деформаций вычисляются остаточные

скорости движения пунктов путём вычитания из наблюдаемых скоростей составляющих, обусловленных общим вращением плиты. Такой подход позволяет раздельно исследовать движение плиты как целого и деформации внутри неё.

Результаты исследований, представленные в данном разделе, опубликованы в статье [20]. В результате обработки наблюдений с постояннодействующих пунктов ГНСС, таких как ФАГС, формируются временные ряды координат, анализ которых позволяет моделировать движения земной поверхности. Эти временные ряды представляют собой последовательные измерения координат пунктов, которые могут быть использованы для исследования динамики земной коры.

В данном разделе были вычислены параметры вращения Евразийской тектонической плиты, на которую приходится большая часть территории Северной Евразии. Анализу подлежали исключительно параметры вращения, границы тектонических плит были взяты из модели – NNR-MORVEL56.

На рисунке 3.15 представлены пункты, скорости которых были использованы в качестве исходных для данного раздела. Как видно из рисунка некоторые пункты дублируются, например, в городах Великий Новгород, Ростов-на-Дону, Москва, Новосибирск, Иркутск и т.д. В таком случае, в работу выбирался пункт с наиболее продолжительным временным рядом.

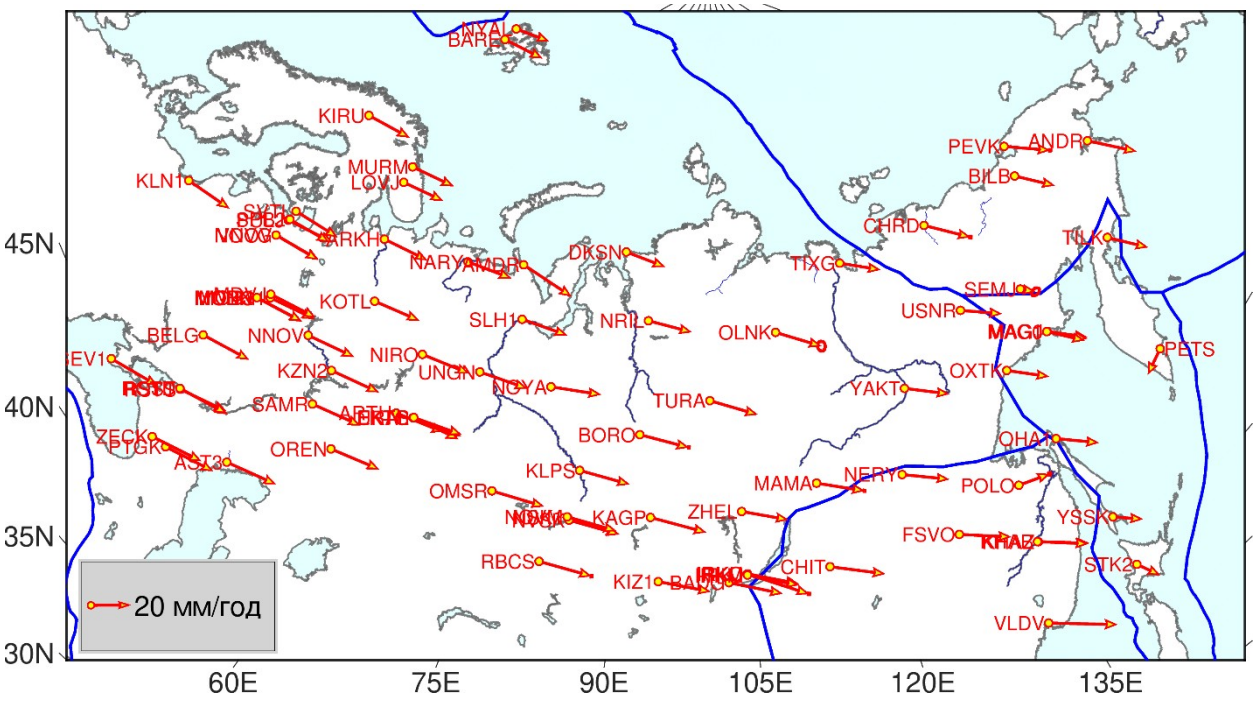
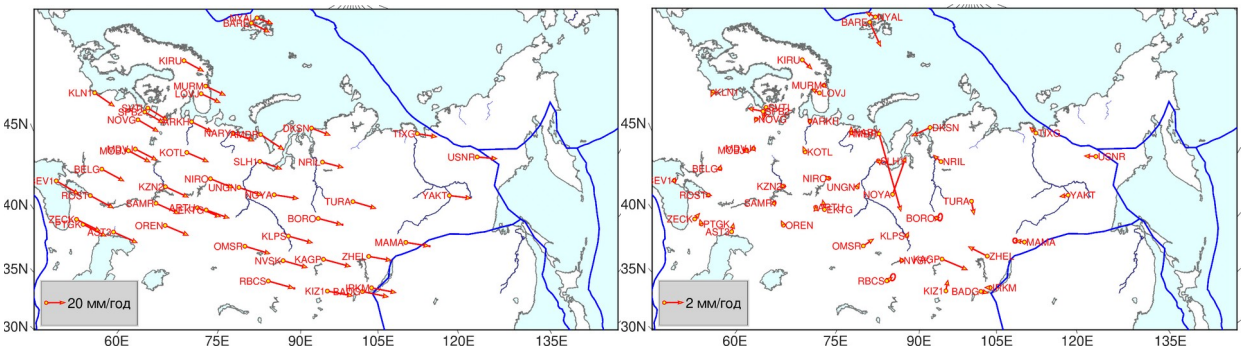


Рисунок 3.15 – Пункты с постоянно действующим ГНСС оборудованием на территории Российской Федерации

На рисунке 3.16 показано подмножество пунктов с рисунка 3.15, пункты которого приходятся на Евразийскую плиту и по которым были вычислены её параметры вращения.



(а) (б)

Рисунок 3.16 – Скорости Евразийской тектонической плиты в пределах Северной Евразии: а) Пункты с постоянно действующим ГНСС оборудованием на территории плиты; б) Остаточные скорости пунктов из определения параметров вращения плиты

На рисунке 3.16 (а) показаны полные скорости, а на рисунке 3.16 (б) показаны остаточные скорости для пунктов участвовавших в определении параметров вращения Евразийской плиты. Из рисунка видно, что остаточные скорости в среднем находятся на уровне менее 0,5 мм/год.

Исключением здесь является пункт Амдерма, чья остаточная скорость превышает 5 мм/год. По всей видимости, это связано с некоторыми локальными процессами, проходящими вблизи данного пункта.

В таблице 3.2 приведены численные значения параметров вращения Евразийской тектонической плиты. При их определении в качестве пунктов, представляющих движение плиты как единого целого, использовались исключительно отечественные пункты ГНСС. Для сравнения во второй строке таблицы представлены соответствующие параметры вращения Евразийской плиты по модели NNR-MORVEL56.

Таблица 3.2 – Параметры вращения Евразийской тектонической плиты, определённые по скоростям отечественных пунктов. Во второй строке приведены параметры вращения Евразийской тектонической плиты из модели NNR-MORVEL56

Плита	φ_P°	λ_P°	$\omega, ^\circ/млн.лет$	$\omega_x, 10^{-9} рад/г$	$\omega_y, 10^{-9} рад/г$	$\omega_z, 10^{-9} рад/г$
EU	53.4592	259.6542	0.2510	0.4684	2.5656	3.5193
EU_{morvel}	48.85	253.50	0.223	0.7274	2.4556	3.7318

Большая часть территории Российской Федерации расположена в пределах Евразийской тектонической плиты и занимает около трети её площади. Поэтому для оценки параметров вращения плиты как единого целого необходимо дополнить данные отечественных пунктов ГНСС наблюдениями на зарубежных пунктах, расположенных в пределах этой же плиты на территории сопредельных стран.

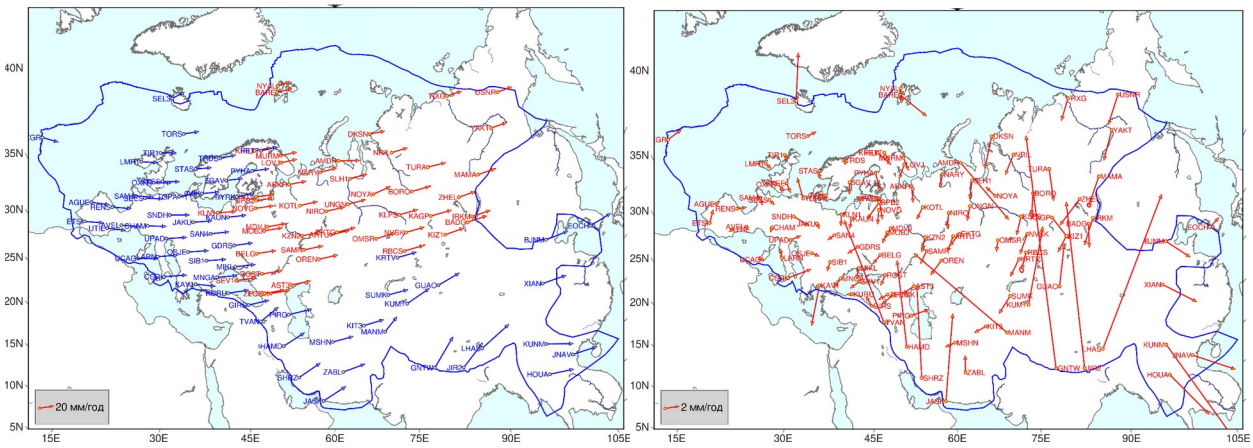
В качестве источника данных использовался архив геодезической лаборатории университета Невады в городе Рино. Данному архиву посвящён раздел 3.1.1 настоящей работы.

Как отмечалось выше, часть пунктов из архива Невадской геодезической лаборатории была исключена из анализа по результатам отбраковки исходных данных. Однако плотность оставшихся пунктов на сопредельных с Российской Федерацией зарубежных территориях в несколько раз превышала плотность отечественных пунктов. Поэтому на втором этапе отбора было выполнено пространственное разрежение выборки зарубежных пунктов до уровня средней плотности пунктов на территории РФ. В результате среднее расстояние между пунктами, включёнными в анализ, составило около 400 км.

На рисунке 3.17 показаны постоянно действующие пункты ГНСС, расположенные в пределах Евразийской тектонической плиты и использованные для вычисления параметров её вращения на первой итерации.

На рисунке 3.17 (б) показаны остаточные скорости для пунктов участвовавших в определении параметров вращения Евразийской плиты. Из этого рисунка видно, что остаточные скорости для некоторых пунктов превышают 10 мм/год и тем самым искажают результаты для других пунктов. В основном пункты с большими невязками располагаются вблизи границы плиты.

Это объясняется тем, что вблизи границ плит находится зона активных деформаций земной поверхности и для того, чтобы оценить кинематику стабильной части плиты необходимо включать в анализ только пункты, которые находятся на достаточном удалении от границ плит. На рисунке 3.18 представлены остаточные скорости движения пунктов стабильной части плиты, полученные на второй итерации определения параметров её вращения. За исключением небольшого числа аномальных пунктов, величины невязок скоростей в среднем не превышают 1 мм/год.



(а) (б)

Рисунок 3.17 – Евразийская тектоническая плита в полной границе: а) Пункты с постоянно действующим ГНСС оборудованием на территории плиты; б) Остаточные скорости пунктов из определения параметров вращения плиты

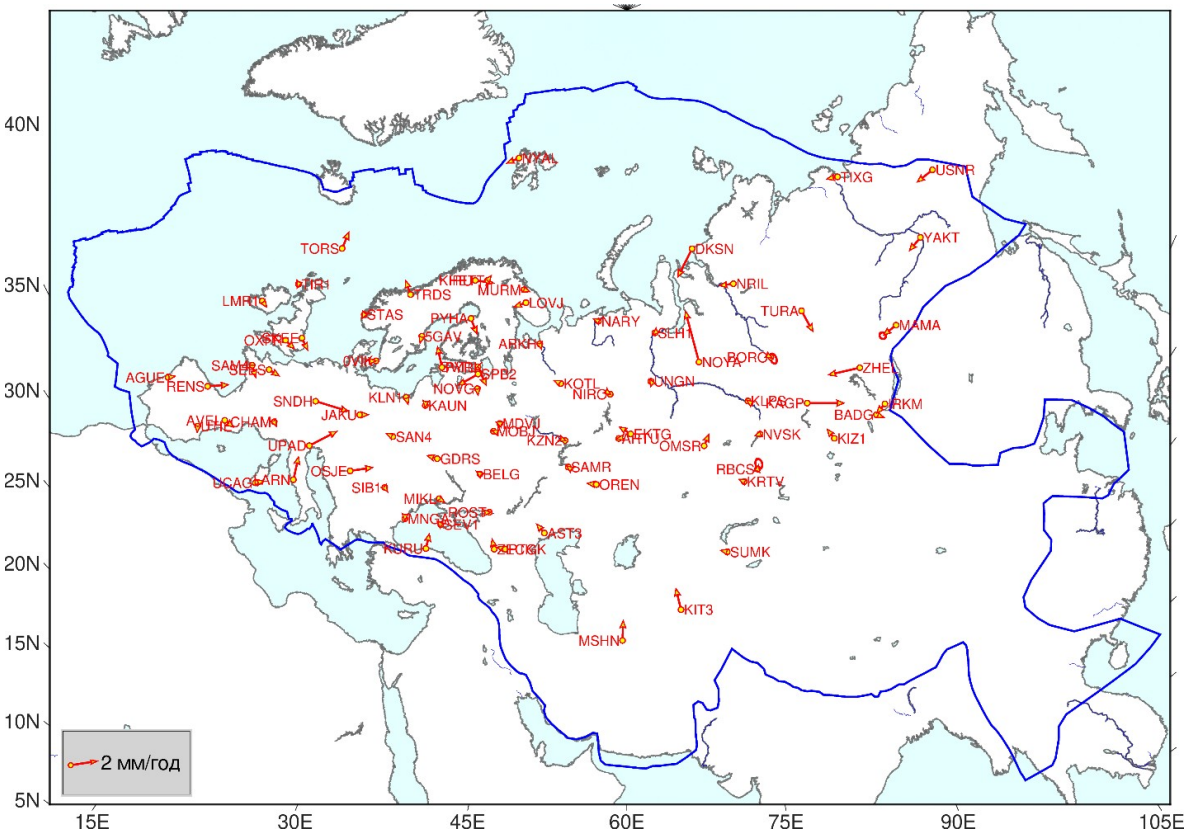


Рисунок 3.18 – Остаточные скорости для пунктов участвовавших в определении параметров вращения плиты, после исключения из анализа аномальных пунктов

В данном разделе параметры вращения Евразийской тектонической плиты определены в двух вариантах, различающихся составом пунктов, представляющих её движение как единого целого. В первом варианте использовались исключительно отечественные пункты ГНСС, а во втором

совокупность отечественных и международных пунктов. Сопоставление результатов, приведённых в таблицах 3.2 и 3.3, показывает, что оценки параметров вращения, полученные при различном составе исходных пунктов, различаются незначительно. Остаточные скорости после вычитания составляющих, обусловленных общим вращением плиты, находятся на уровне нескольких миллиметров в год.

В таблице 3.3 приведены численные значения параметров вращения Евразийской тектонической плиты, вычисленные по набору как отечественных, так и зарубежных пунктов.

Таблица 3.3 – Параметры вращения Евразийской тектонической плиты, определённые по скоростям как отечественных пунктов, так и зарубежных пунктов

Плита	φ_P°	λ_P°	$\omega, °/млн.лет$	$\omega_x, 10^{-9} рад/г$	$\omega_y, 10^{-9} рад/г$	$\omega_z, 10^{-9} рад/г$
EU	54.2210	260.6703	0.2541	0.4203	2.5583	3.5975

3.3 Латеральные деформации Северной Евразии

В данном разделе представлены результаты исследований латеральных деформаций Северной Евразии, опубликованные в статье [26].

К геодинамическим процессам, определяющим подвижность твёрдой земной поверхности на уровне разрешающей способности современной космической геодезии относятся:

1. эндогенные:
    1) движения литосферных плит;
    2) сейсмические процессы, включая предсейсмические и постсейсмические;
    3) астеносферные течения;
    4) постледниковая изостатическая компенсация;
    5) вулканизм;
    6) вариации параметров вращения и фигуры Земли, положение геоцентра;
2. экзогенные:
    1) приливные воздействия небесных тел;
    2) перераспределение масс подвижных оболочек Земли (атмосфера, гидросфера, криосфера);
3. техногенные:
    1) последствия эксплуатации недр (добыча рудных и нефтегазовых ископаемых).

Все приведённые процессы характеризуются различной скоростью и различными пространственными и временными масштабами, длятся от нескольких секунд до многих тысячелетий, охватывают земную поверхность в пределах от нескольких километров до всего земного шара, включают как горизонтальные, так и вертикальные смещения, достигающие величины от нескольких миллиметров до метров за обозримые периоды наблюдений (в несколько лет).

Как отмечалось во введении, моделирование кинематики литосферных плит в виде вращения недеформируемых блоков литосферы основано на допущении об их внутренней стабильности и локализации межплитовых деформаций вдоль границ. Обоснованность таких допущений вытекает из скорости внутриплитных деформаций, величина которых на 2-3 порядка ниже межплитовых пограничных деформаций и ниже точности измерений, достижимой ранее с помощью спутниковой геодезии, по крайней мере, для Северной Евразии. Однако значительное сгущение наблюдательной сети за последние годы по Северной Евразии и существенно возросшая продолжительность имеющихся наблюдений обусловили возможность дать количественную оценку внутриплитной стабильности для этой территории.

Для задачи оценки внутриплитовых деформаций мы распространили регион исследования на более обширную часть северной Евразии и использовали расширенный набор исходных данный, а именно: скорости движений пунктов ФАГС, скорости движения периодически наблюдаемых полевых пунктов ИФЗ РАН и скорости движения международных пунктов, временные ряды координат которых представлены в архиве Невадской лаборатории.

На рисунке 3.19 показаны векторы скоростей геодезических пунктов, использовавшихся для оценки площадных деформаций исследуемого региона.

Для расчёта деформаций нами использовалось покрытие исследуемой территории конечным набором треугольных элементов. Для этого из набора исходных пунктов формировались треугольники с помощью алгоритма Делоне [51], реализованного в программном наборе инструментов Generic Mapping Tools [107], в результате чего исследуемая территория была покрыта сетью оптимальной триангуляции, представленной на рисунке 3.20. Красными точками обозначены центры тех треугольников для которых вычислялось значение деформации. Некоторые треугольники были исключены в виду своей выраженной остроугольности, что отражается в аномальных значениях деформаций и заметным ухудшениям точности.

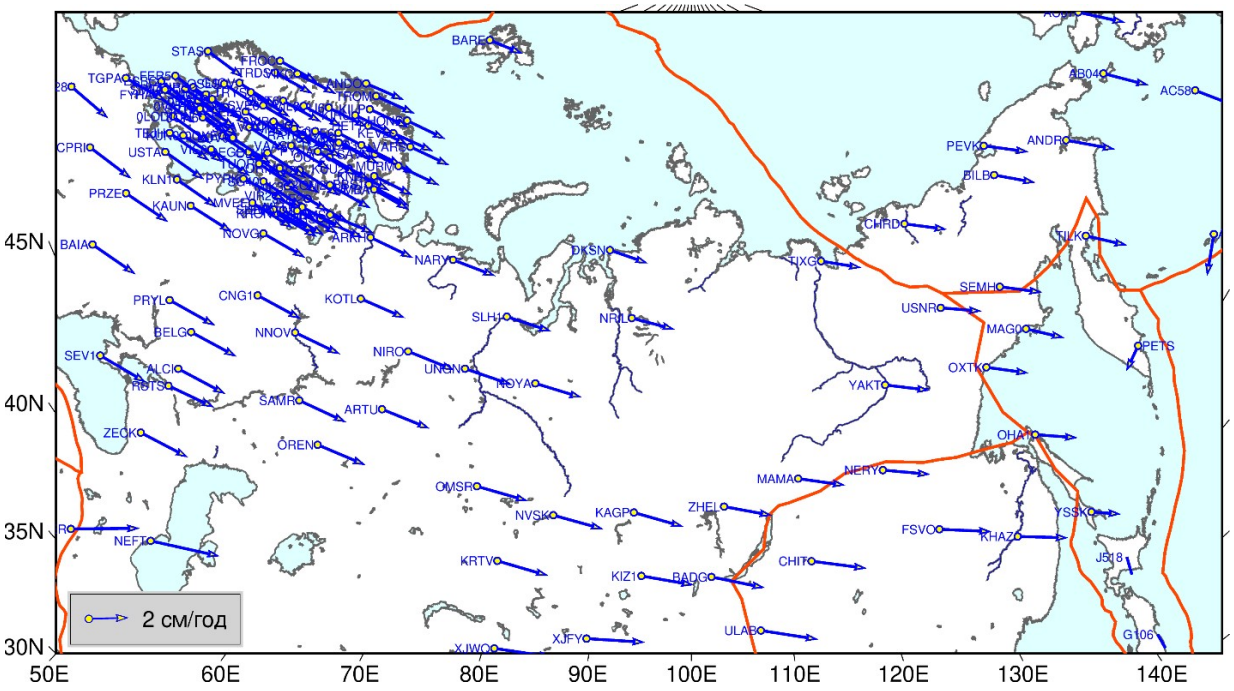


Рисунок 3.19 – Карта скоростей геодезических пунктов, использовавшихся для оценки площадных деформаций

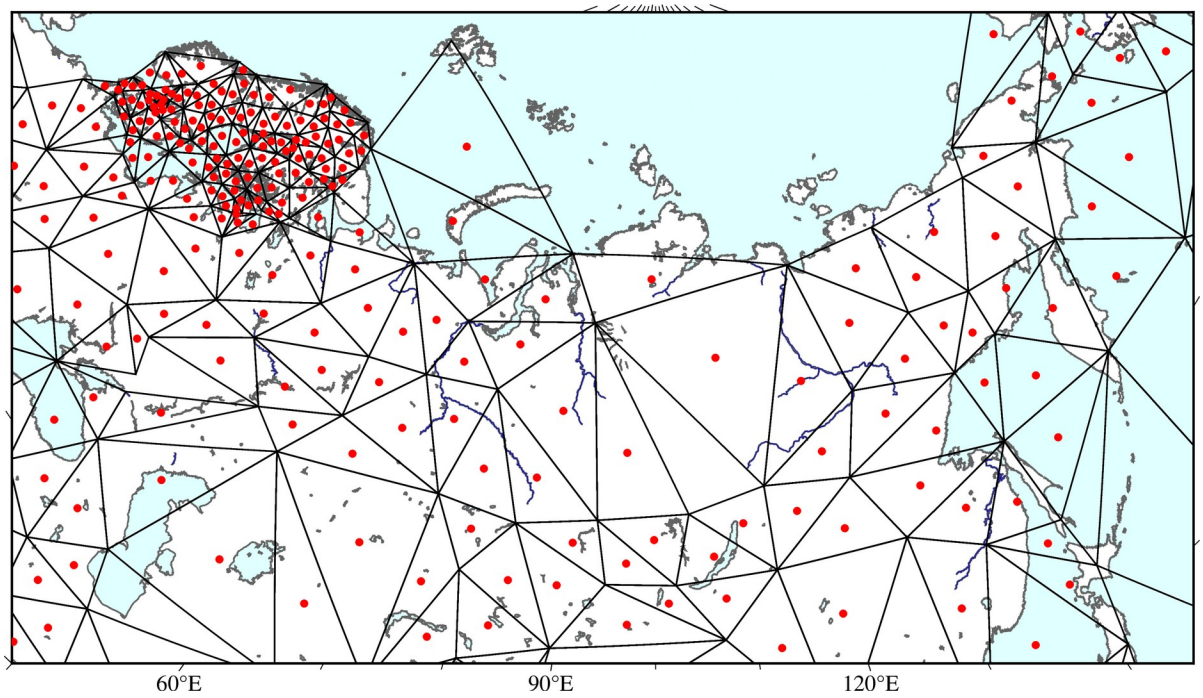


Рисунок 3.20 – Сеть триангуляции, используемая для оценки площадных деформаций земной поверхности

Уравнение движения каждой точки треугольника имеет следующий вид:

$$\begin{bmatrix} V_E \\ V_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \dot{\varepsilon}_{EE} & \dot{\varepsilon}_{EN} - \Omega \\ \dot{\varepsilon}_{EN} + \Omega & \dot{\varepsilon}_{NN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_0 \\ N_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} t_E \\ t_N \end{bmatrix} \quad (3.16)$$

где V_E, V_N – восточная и северная горизонтальные скорости пункта, соответственно; Ω – угловая скорость вращения треугольника; t_E, t_N – поступательная скорость треугольника, $\dot{\varepsilon}_{EE}$, $\dot{\varepsilon}_{NN}$, $\dot{\varepsilon}_{EN}$ – элементы тензора скоростей деформации.

Таким образом, кинематика каждого треугольника определяется системой из шести уравнений с шестью неизвестными:

$$\begin{bmatrix} V_{E_1} \\ V_{N_1} \\ V_{E_2} \\ V_{N_2} \\ V_{E_3} \\ V_{N_3} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & -N_1 & E_1 & N_1 & 0 \\ 0 & 1 & E_1 & 0 & E_1 & N_1 \\ 1 & 0 & -N_2 & E_2 & N_2 & 0 \\ 0 & 1 & E_2 & 0 & E_2 & N_2 \\ 1 & 0 & -N_3 & E_3 & N_3 & 0 \\ 0 & 1 & E_3 & 0 & E_3 & N_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_E \\ t_N \\ \Omega \\ \dot{\varepsilon}_{EE} \\ \dot{\varepsilon}_{EN} \\ \dot{\varepsilon}_{NN} \end{bmatrix}, \quad (3.17)$$

или в матричном виде:

$$d = Gm, \quad (3.18)$$

где d – вектор известных компонент скорости для трёх вершин треугольника в левой части (3.18), m – вектор искомых величин в правой части, G – связывающий их линейный оператор, определяемый геометрией треугольника.

Решение системы (3.18) имеет вид:

$$m = G^{-1} d, \quad (3.19)$$

Решая (3.18) найдём скорость площадных деформаций $\dot{\delta}$ представляется следующим образом:

$$\dot{\delta} = \dot{\varepsilon}_{EE} + \dot{\varepsilon}_{NN} \quad (3.20)$$

Сформированные оценки площадных деформаций (3.20) для каждого отдельного треугольника представлены на рисунке 3.21.

С использованием метода интерполяции и сглаживания на основе сплайнов непрерывной кривизны [97] построена карта непрерывного поля площадной деформации с отображением главных осей деформаций. (Рисунок 3.22).

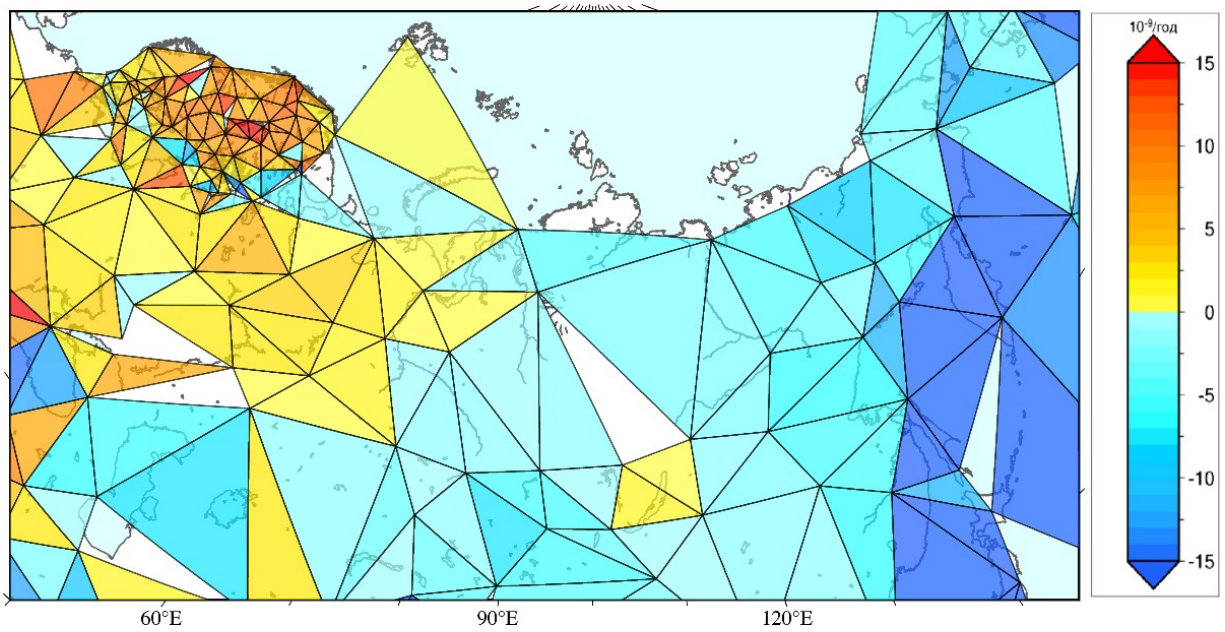


Рисунок 3.21 – Скорость площадных деформаций, для каждого треугольника. Оттенками жёлтого и красного показаны зоны растяжения, оттенками синего – зоны сжатия

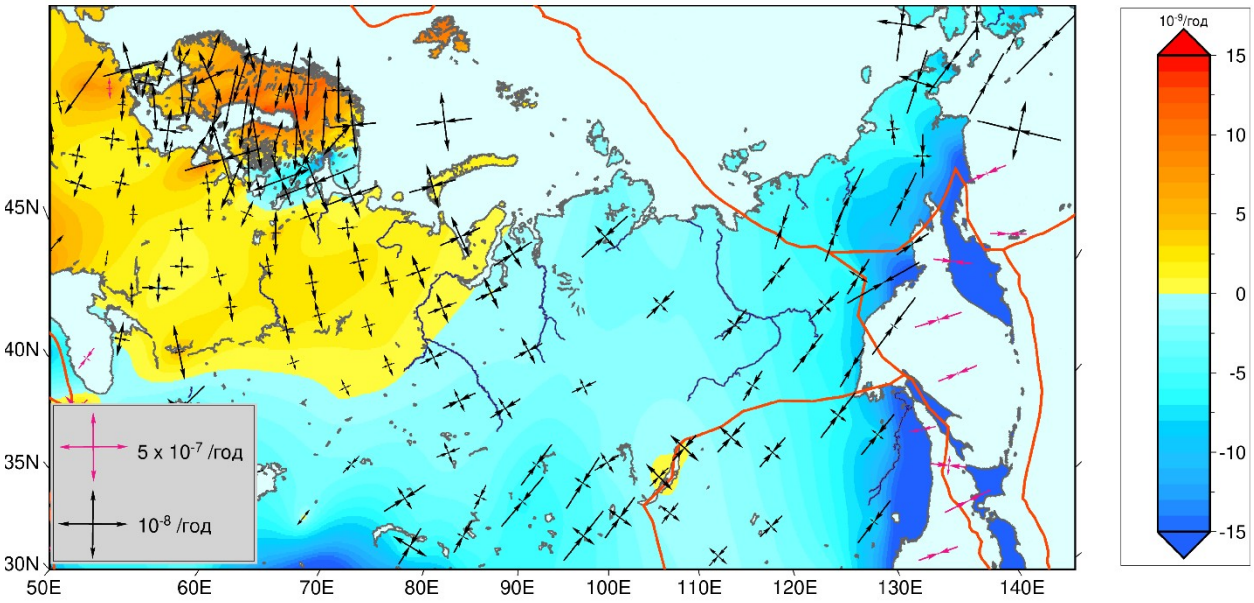


Рисунок 3.22 – Скорость площадных деформаций. Оттенками жёлтого и красного показаны зоны растяжения, оттенками синего – зоны сжатия

Из этой карты видно, что Евразийская плита испытывает вариативные деформации, как растяжения, так и сжатия, которые на большей части внутренних платформенных областей имеют порядок $\pm 10^{-9}/год^{-1}$, сопоставимый с достигнутой в прежние годы точностью измерений.

Зона значительного сжатия наблюдается на восточных окраинах Евразии, что объясняется процессами субдукции Тихоокеанской плиты. В районе озера Байкал отмечается область растяжения, связанная с Байкальским рифтогенезом. В центральной части Фенноскандии выделяется регион растяжения, ассоциируемый с постледниковым поднятием. Кроме того, на восточных окраинах Фенноскандии наблюдается полоса сжатия, маркирующая переход от куполообразного поднятия к Русской плите. Более подробные материалы о Фенноскандии, в целом, и о выявленной зоне сжатий, в частности, представлены в работе [18] и главе 4 данной работы.

Отдельный вопрос о внутриплитной стабильности вызывает Уральский хребет. По результатам, представленным на карте скорости горизонтальных деформаций, при пересечении этого хребта с запада на восток наблюдается переход от растяжения к сжатию, что, возможно, говорит взаимном движении платформенных областей, разделённых хребтом. Однако, по существующим представлениям, считается, что Уральские горы с высокой степенью стабильны и не подвержены активным геодинамическим процессам и деформациям.

Численное моделирование конвекции в мантии, предложенное в серии работ А. Баранова с соавторами [17, 29], показывает под кратонами отрицательную термическую аномалию (на 100 град) (рисунок 3.23). При этом не просматривается каких-либо контрастных вариаций в аномалиях температуры и, соответственно, вязкости верхней мантии в пределах платформ в Северной Евразии, коррелирующих с вариациями поверхностных деформаций, наблюдаемых там же по спутниковой геодезии. Таким образом, этот фактор не объясняет вариаций обстановки сжатия-растяжения в рассматриваемой части континента. Вариации мощности земной коры достаточно мозаичны и также не объясняют вариаций поверхностных деформаций по спутниковой геодезии (рисунок 3.24) [11].

Рассмотрим конфигурацию межплитовых границ, окружающих северную часть Евразии. Сибирская платформа окружена с двух сторон конвергентными поясами: с востока конвергентная граница между Евразийской плитой и Северо-Американской плитой с невысокой скоростью схождения; с юга – Альпийско-Гималайский складчатый пояс вследствие достаточно интенсивного дрейфа Индийской плиты на север, в сторону Евразии. В распределении деформаций по Сибирской платформе можно отметить согласованность ориентации главных осей сжатия с геодинамическим режимом обоих конвергентных поясов, отсутствие резких пространственных вариаций в ориентации этих осей (за исключением аномальной Байкальской рифтовой зоны), монотонное нарастание сжатия по величине в направлении Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Такой

конфигурацией границ можно объяснить наблюдаемую обстановку сжатия Сибирской и Западно-Сибирской платформ.

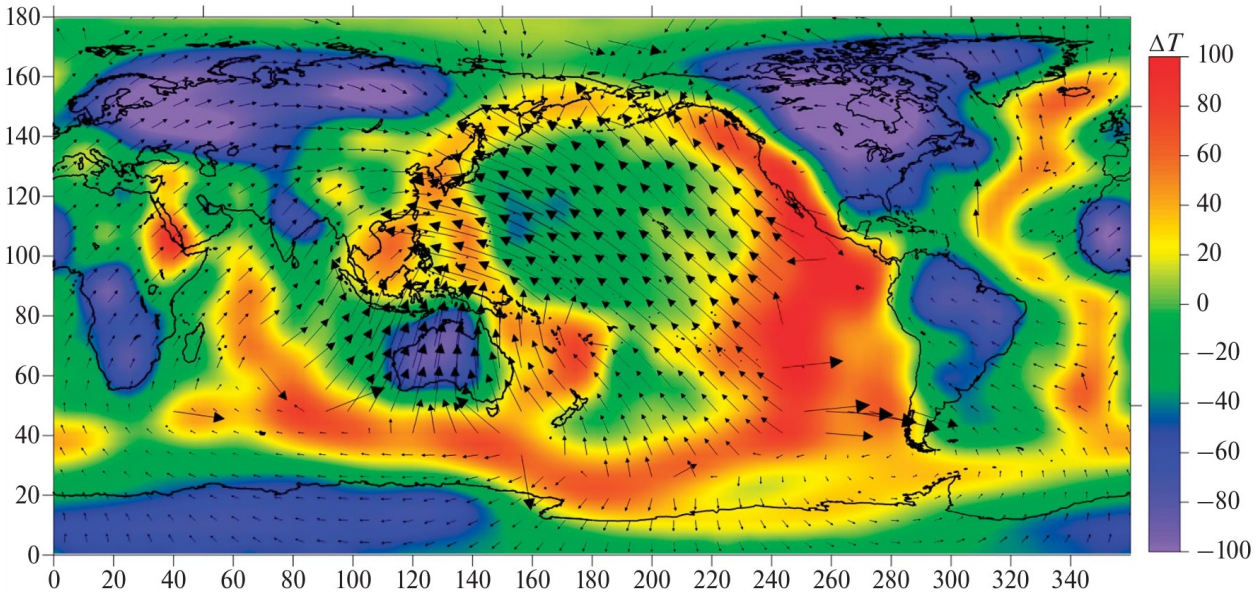


Рисунок 3.23 – Распределение температуры и скоростей течений в мантии для сечения на глубине 100 [17]

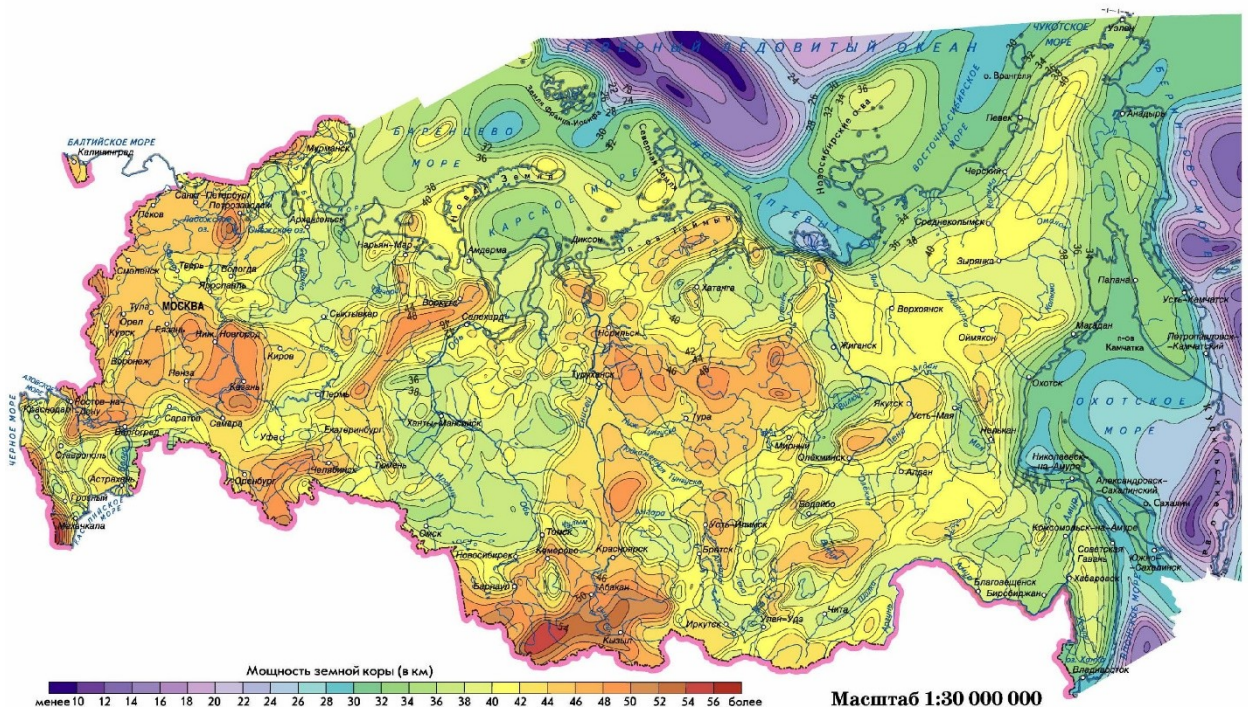
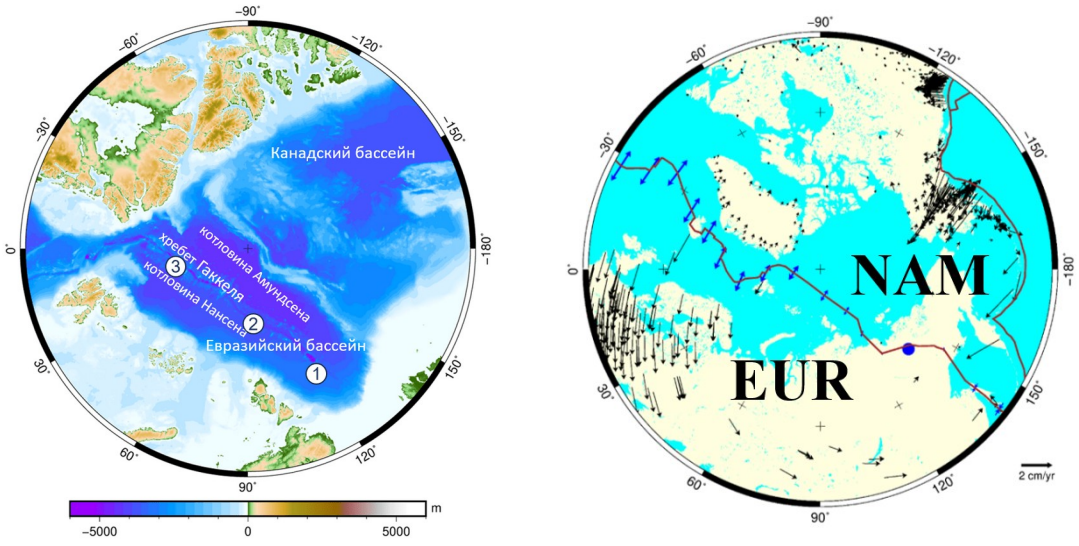


Рисунок 3.24 – Мощность земной коры [11]

Восточно-Европейская платформа окружена с юга продолжением Альпийско-Гималайского складчатого пояса в виде Кавказского хребта, формирующегося вследствие достаточно интенсивного дрейфа Аравийской плиты на север, в сторону Евразии, а с севера, северо-запада, запада –

продолжением границы между Евразийской и Северо-Американской плитами, которая к северу от кажущегося полюса взаимного вращения (в районе Тикси) становится дивергентной, представляющей собой зону спрединга в северной части срединно-океанического хребта в Северном Ледовитом океане с продолжением в Атлантике. Зона спрединга, находящаяся на восходящей ветви конвективной мантийной ячейки, должна создавать сжимающие боковые деформации на расходящихся плитах. В совокупности, геодинамический режим южной и северо-западной границ ВЕП не объясняет наблюдаемую обстановку растяжения этой платформы.

Однако если рассмотреть движения в этой зоне в прошлые геологические эпохи, то обнаруживается, что скорость спрединга не была постоянной. Так как Арктическая часть границы между Евразийской и Северо-Американской плитами составлена океаническими хребтами, то исторические перемещения этих плит реконструируются по комплексу данных о гравитационных, магнитных и сейсмических аномалиях вдоль примыкающих к хребтам подводных котловин [16]. Одной из таких детально изученных структур в Арктическом регионе является Евразийский бассейн, образованный двумя глубоководными котловинами: Амундсена и Нансена, разделёнными хребтом Гаккеля (рисунок 3.25). Данные по палеомагнитным аномалиям вдоль хребта Гаккеля показывают, что в Кайнозое скорость раскрытия Евразийского бассейна довольно заметно менялась, по крайней мере, за последние 50 млн лет (Рисунок 3.26), и в современную эпоху, на протяжении 3 млн лет оценивается на уровне 1 см/год [13, 14]



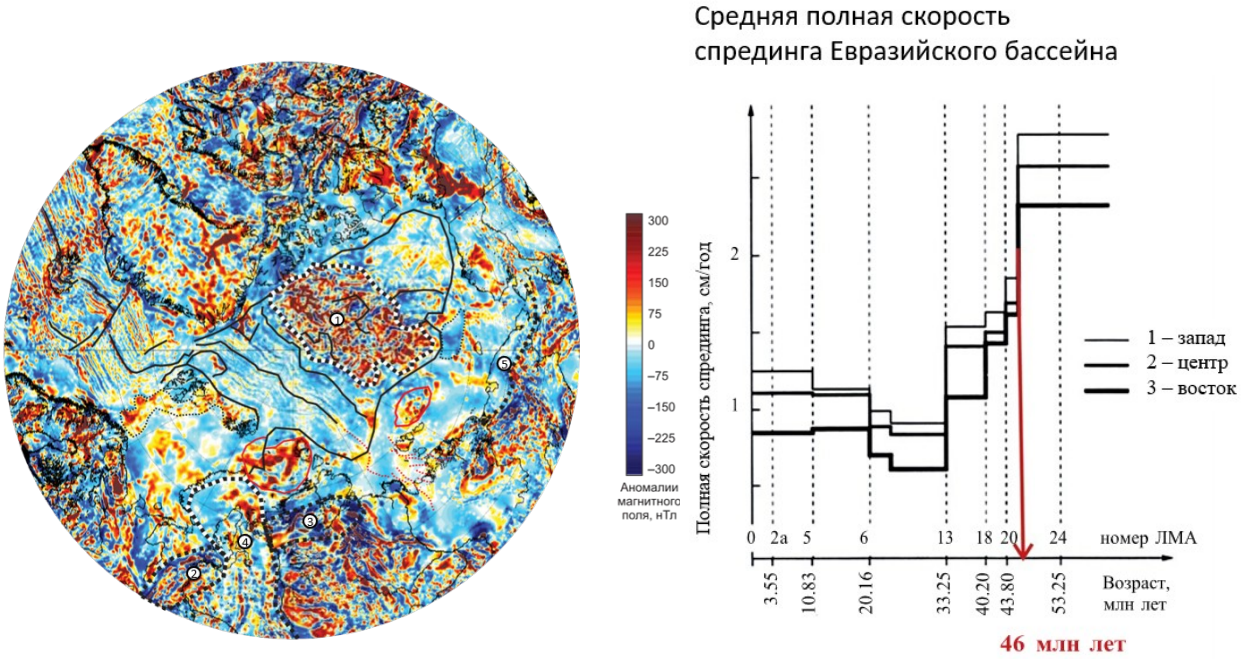
(а) (б)

Рисунок 3.25 – Евразийский бассейн: а) Глубоководные бассейны Северного Ледовитого океана (сегменты хребта Гаккеля: 1 – восток, 2 – центр, 3 – запад); б) Конфигурация крупных плит в зоне спрединга.

Для сравнения палеомагнитных оценок полной скорости спрединга в Евразийском бассейне с современной скоростью была выполнена оценка этой величины по спутниковой геодезии за текущие 30 лет. С этой целью были вычислены значения полной скорости спрединга для того же сегмента границы между Евразийской (EUR) и Северо-Американской (NAM) плитами – для хребта Гаккеля, для которого приведены оценки в работах [11, 13]: для восточной (1), центральной (2) и западной (3) частей (рисунок 3.25). Полная скорость расхождения плит в произвольной точке их общей границы вычислялась в виде [77]:

$$\overline{V}_i = \overline{\Omega}_{EUR-NAM} \times \overline{R}_i, \qquad (4.21)$$

где $\overline{\Omega}_{EUR-NAM}$ – вектор Эйлера, определяющий положение полюса и угловую скорость взаимного вращения контактирующих плит, $\overline{V}_i$ и $\overline{R}_i$ – скорость и радиус-вектор произвольной i-той точки контакта Евразийской и Северо-Американской плит.



(а) (б)

Рисунок 3.26 – Скорость спрединга в прошлые геологические эпохи: а) Распределение магнитных аномалий земной поверхности и морского дна в районе хребта Гаккеля; Средняя полная скорость спрединга Евразийского бассейн за последние 50 млн лет [13]

Вектор Эйлера $\overline{\Omega}_{EUR-NAM}$ вычислялся как разность векторов Эйлера $\overline{\Omega}_{EUR}$ и $\overline{\Omega}_{NAM}$ каждой из двух плит в общеземной геоцентрической системе координат:

$$\overline{\Omega}_{EUR-NAM} = \overline{\Omega}_{EUR} - \overline{\Omega}_{NAM} \quad (4.22)$$

В свою очередь, векторы $\overline{\Omega}_{EUR}$ и $\overline{\Omega}_{NAM}$ вычислялись для каждой из плит по кластерам скоростей расположенных на них пунктов ГНСС, удовлетворяющих условию взаимной согласованности, в соответствии с изложенными выше подходами к отбору пунктов отражающих кинематику жесткой литосферной плиты:

$$\left|\overline{V_j} - \overline{\Omega}_{EUR} \times \overline{R_j}\right| \le \delta, \quad (4.23)$$

$$\left|\overline{V_k} - \overline{\Omega}_{NAM} \times \overline{R_k}\right| \le \delta, \quad (4.24)$$

где $\overline{V_j}$ и $\overline{R_j}$ – скорость и радиус-вектор j-той точки, расположенной на Евразийской плите, V_k и $\overline{R_k}$ – скорость и радиус-вектор k-той точки, расположенной на Северо-Американской плите, δ – пороговая невязка, включающая допустимое отклонение скоростей движения от блоковой кинематики недеформируемой плиты и погрешность измерений.

Таблица 3.4 – Сопоставление скорости спрединга вдоль хребта Гаккеля по палеомагнитным данным и по ГНСС (обозначения сегментов – как на рисунок 39)

Сегменты хребта Гаккеля	Скорость по ГНСС, см/год	Скорость по палеомагнитным аномалиям, см/год
Восток (1)	0.2	0.8
Центр (2)	0.4	1.1
Запад (3)	0.5	1.2

Вычисленные таким образом значения современных скоростей полного спрединга вдоль хребта Гаккеля, приведенные в таблице 3.4 и на рисунке 3.26 (б) показывают, что, согласно современным оценкам по спутниковой геодезии за текущие 30 лет, полная скорость спрединга в Евразийском бассейне сократилась, в среднем, примерно в 3 раза по сравнению с палеомагнитными оценками за последние 3 млн лет, что говорит о заметном замедлении этого процесса, по крайней мере, в последние 3 млн лет.

Таким образом, вариации поля скорости плоской деформации платформенных областей в Северной Евразии можно объяснить конфигурацией границ окружающих литосферных плит, их геодинамическим режимом и вариациями этих режимов в прошлые геологические эпохи.

Выводы к главе 3

В данной главе были проведены оценки тектонической жёсткости платформ северной Евразии, а также исследована стабильность их кинематики на протяжении геологических временных интервалов, охватывающих миллионы лет. В ходе анализа была выявлена обстановка растяжения в пределах Восточно-Европейской платформы, что может быть объяснено вариациями скорости спрединга срединно-океанического хребта в северной части Атлантического океана. Выводы о замедлении полной скорости спрединга сделаны на основе сопоставления палеомагнитных данных, отражающих скорости спрединга за прошедшие миллионы лет, с современными данными, фиксирующими скорости спрединга за последние три десятилетия.

Учитывая конфигурацию конвективных потоков земной мантии в качестве одного из основных факторов, определяющих скорость спрединга, можно сделать вывод о пренебрежимо малых вариациях этих процессов за обозримые периоды современных инструментальных наблюдений (3 десятилетия) и стабильной блоковой кинематике древних платформ, подверженных их влиянию. При этом вариации спрединга в прошлые геологические эпохи проявляются в виде малых, медленно меняющихся внутриплитных деформаций таких платформ, на фоне которых кинематика геодезических пунктов, расположенных вдали от пограничных деформаций, остается стабильной и предсказуемой. Это обстоятельство делает их надёжной отсчетной основой для высокоточного координатного обеспечения в пределах Северной Евразии.

Глава 4. Постледниковая изостатическая компенсация Фенноскандии

К числу процессов, вызывающих современные внутриплитные деформации, относится постледниковая изостатическая компенсация – продолжающаяся реакция литосферы и мантии на уменьшение (исчезновение) ледниковой нагрузки после завершения оледенения. Этот процесс сопровождается вертикальными и горизонтальными движениями земной поверхности и проявляется как в пределах ранее оледеневших территорий, так и в прилегающих областях. К таким регионам относятся Фенноскандия, северная часть Северной Америки (Канадский щит), Антарктида и Гренландия. Таким образом, даже удалённые от границ литосферных плит платформенные области могут испытывать значительные современные деформации, обусловленные последствиями прошедшего оледенения. В пределах Северной Евразии одним из наиболее выраженных примеров таких движений является постледниковая компенсация в Фенноскандии. Исследование этого региона позволяет оценить вклад процесса изостатического выравнивания в наблюдаемое поле скоростей и деформаций земной коры и определить характер их проявления в пределах платформенной территории.

В ходе последнего глобального оледенения, охватившего значительные регионы Северной Европы, Азии, Северной Америки, а также Гренландии и Антарктиды, территории этих континентов были покрыты ледяными щитами, достигавшими максимальной толщины до трех километров. Феномен постгляциального поднятия земной поверхности можно рассматривать как результат замедленной реакции литосферы и верхних слоёв мантии на уменьшение нагрузки, вызванное отступлением ледников. Присутствие значительной массы льда оказывало давление на литосферу и астеносферу, вызывая их движение. С уменьшением ледниковой массы начался процесс обратной реакции, в ходе которого происходит постепенное восстановление первоначального распределения масс в данных геологических слоях, что продолжается до настоящего времени. Максимальное оледенение данных территорий датируется примерно 20 000 лет назад. В последующие тысячелетия происходило отступление ледников, и приблизительно 10–11 тыс. лет назад основная часть ледникового покрова на ранее оледенённых территориях Северной Евразии исчезла. Скорость постгляциального поднятия земной поверхности уменьшается: первоначально процесс происходил с высокой интенсивностью, но со временем скорость поднятия заметно снизилась до значений, исчисляемых долями сантиметра в год. На сегодняшний день наиболее заметные

изменения высоты, связанные с данным эффектом, наблюдаются в Фенноскандии, на южном побережье Балтийского моря, Кольском полуострове и архипелаге Новая Земля. Регионы, подверженные воздействию постгляциального поднятия, определяются в соответствии с границами максимального распространения ледников, зафиксированными около 20 тысяч лет назад [105].

Ледниковая изостатическая поправка рассчитывается на основе модели отклика литосферы и вязкоупругой мантии на изменения ледниковой нагрузки. Модель учитывает историю формирования и деградации ледниковых покровов, включая их сокращение после последнего ледникового максимума, а также реологические свойства земных недр. Гляциоизостатические процессы сопровождаются деформациями земной поверхности и изменениями гравитационного поля, внося существенный вклад в пространственные и временные вариации уровня моря. Учёт этого вклада необходим для интерпретации наблюдаемых изменений уровня моря и оценки их связи с современными климатическими процессами.

Для изучения вертикальных движений земной поверхности выделяют два основных подхода. Первый основан на использовании результатов геодезических наблюдений, включая высокоточное нивелирование, измерения ГНСС и наблюдения за изменениями уровня моря. Второй подход предусматривает физическое моделирование отклика земной поверхности на изменения ледниковой нагрузки с учётом её внутреннего строения, реологических свойств и реконструированной истории оледенения. Параметры модели подбираются по критерию наилучшего согласования расчётных результатов с наблюдаемыми скоростями вертикальных движений и геологическими данными об изменениях уровня моря. Этот подход лежит в основе построения моделей гляциоизостатических движений, используемых для расчёта ледниковых изостатических поправок.

Совместное использование разнородных наблюдений требует учёта различий в определяемых ими величинах. По данным ГНСС оцениваются скорости изменения геодезических высот пунктов в принятой системе отсчёта, тогда как мареографические наблюдения характеризуют изменения уровня моря относительно суши. Поэтому получаемые по этим данным оценки поднятия различаются вследствие изменений самой морской поверхности, в том числе обусловленных климатическими процессами. Для учёта систематической составляющей данного расхождения в модель вводится дополнительный неизвестный параметр, характеризующий среднюю скорость изменения уровня моря за рассматриваемый период.

Гляциоизостатическое перераспределение масс сопровождается изменением положения поверхности геоида. Согласно оценке Экмана и

Мякинена (1996), вблизи центра максимального поднятия Фенноскандии скорость повышения геоида составляет приблизительно 6% от скорости поднятия земной коры [57]. Изменение высоты геоида непосредственно не входит в определяемые по ГНСС изменения геодезических высот, однако влияет на результаты нивелирования и соотношение между абсолютным поднятием суши и его оценками по мареографическим наблюдениям. В рассматриваемой схеме совместного уравнивания этот эффект учитывается посредством дополнительного неизвестного масштабного коэффициента, определяемого по совокупности наблюдений [104].

4.1 ГНСС-измерения на территории Фенноскандии

Материалы исследований, представленные в данном разделе, опубликованы в статьях [18, 27].

В настоящей работе для исследования стабильности территории Фенноскандии мы объединили материалы из трёх различных источников. Первый набор данных – это сформированные временные ряды декартовых геоцентрических координат геодезических пунктов из архива Невадской геодезической лаборатории. Продолжительность этих временных рядов различна: наиболее длительные из них начинаются с середины 1990-х годов и большинство из них продолжаются по настоящее время.

Мы воспользовались результатами обработки первичных данных, выполняемой Невадской геодезической лабораторией университета Невады в Рино. Для оценки скоростей пунктов мы выполнили линейную регрессию ежесуточных временных рядов Невадской геодезической лабораторией [47]. В данной лаборатории для определения суточных координат пунктов используется метод высокоточного абсолютного координатного определения. Для реализации метода абсолютного координатного определения в Невадской геодезической лаборатории используется программное обеспечение GipsyX Version 1.0, а также ряд программных продуктов, разработанных в университете Невады в Рино.

При формировании временных рядов в данной лаборатории были приняты следующие поправки: прилив твёрдой оболочки Земли учтён по конвенции Международной службы вращения Земли (2010), поправка за движения полюса по конвенции Международной службы вращения Земли (2010). Приливная океаническая нагрузка учитывается следующим образом: дневной полусуточный прилив учтён по модели FES2004, полугодовой прилив учтён по модели конвенции Международной службы вращения Земли (2010). Тектонические движения, а также неприливные нагрузочные эффекты

не учитываются. Подробное описание архива Невадской геодезической лаборатории приведено в разделе 3.1.1.

Второй источник данных – это сервис РГС-Центр, предназначенный для обеспечения доступа к спутниковым данным ГНСС, предоставляемых ППК «Роскадастр». С помощью этого сервиса нами были получены первичные данные для двух пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети (ФАГС).

Третий источник – это данные, полученные в результате многолетних наблюдений, периодически повторяемых Лабораторией спутниковых методов изучения геофизических процессов ИФЗ РАН. Повторные измерения представлены данными наблюдений на трёх геодинамических полигонах: Карельский, Кольский и Санкт-Петербургский; в количестве 10 пунктов. Периодические измерения на них выполняются, как правило, раз в 2 года в летний сезон на протяжении более чем 20 лет [7-9].

Для определения координат пунктов периодических повторных измерений ИФЗ РАН и пунктов ФАГС нами выполнялась обработка сети из 12 пунктов ГНСС, реализованная в программном пакете GAMIT/GLOBK ver. 10.72. Такой подход позволил достичь высокой точности оценки смещений полевых наблюдательных пунктов в условиях весьма ограниченных наборов измерений.

На первом этапе обработки для каждого суточного сеанса измерений из уравнивания получены координаты определяемых пунктов совместно с 11 опорными пунктами Международной службы ГНСС. Для определения координат применялись точные параметры орбит спутников, предоставляемые Международной службой ГНСС. Пункты международной сети были включены в уравнивание для привязки к МЗСО. Далее мы выполнили объединение результатов нашего уравнивания с результатами глобального уравнивания, формируемого Центром постоянных сетей и орбит им. Скриппса, с использованием общих пунктов, применяя стандартную процедуру, реализуемую модулем GLOBK пакетом GAMIT/GLOBK. На следующем этапе, с помощью того же модуля, формировались временные ряды координат всех обрабатываемых геодезических пунктов. Скорости геодезических пунктов определялись методом линейной регрессии. В результате чего для всех пунктов были получены линейные скорости изменения координат.

На рисунке 4.1 представлен пример временного ряда и вычисленного линейного тренда для одного из пунктов ИФЗ РАН.

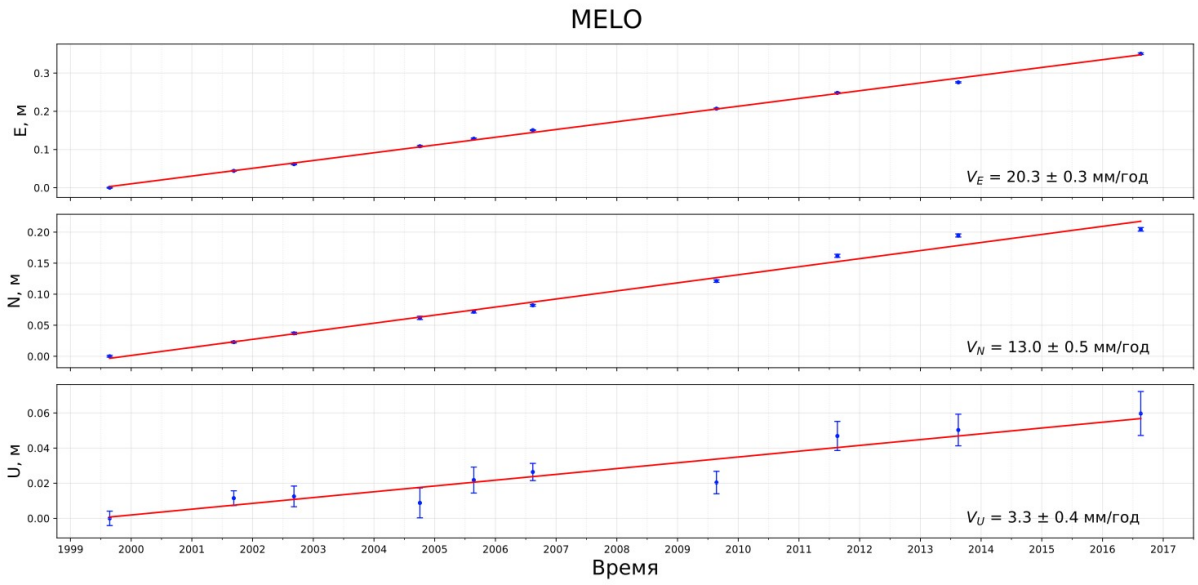


Рисунок 4.1 – Временной ряд координат пункта (синие точки с доверительным интервалом) ИФЗ РАН, расположенного в районе города Сортавала (MELO). Красной линией указан линейный тренд

На рисунках 4.2 и 4.3 представлена общая картина горизонтальных и вертикальных движений, которые в дальнейшем были использованы для анализа локальных геодинамических особенностей данного региона, выполняя который, мы перешли к инвариантам движений в виде скоростей горизонтальной дилатации, как характеристики, инвариантной по отношению к выбору системы отсчёта.

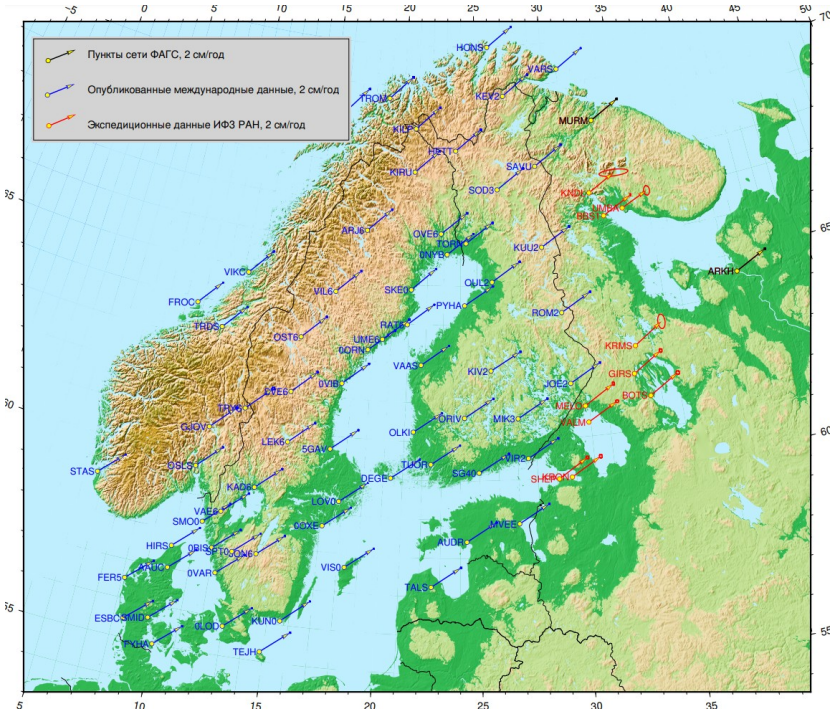


Рисунок 4.2 – Карта горизонтальных движений пунктов ГНСС на территории Фенноскандии

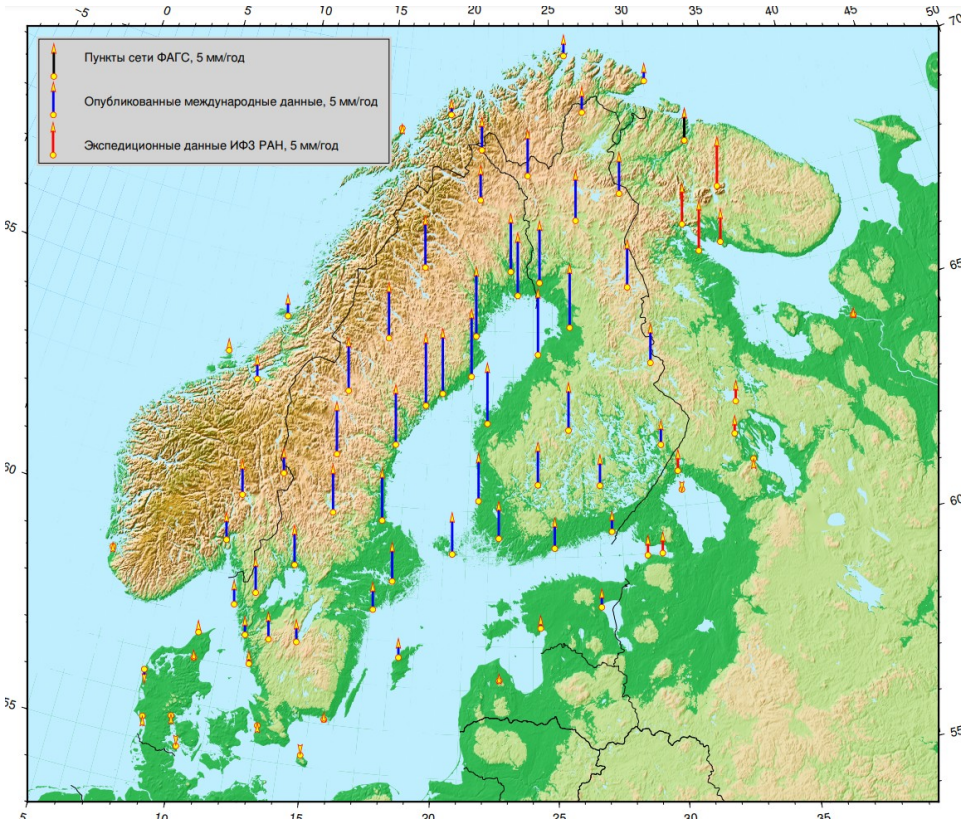


Рисунок 4.3 – Карта вертикальных движений пунктов ГНСС на территории Фенноскандии

4.2 Вертикальные и горизонтальные движения Фенноскандии

Для построения непрерывного поля скоростей вертикального поднятия земной поверхности применялся алгоритм интерполяции, описанный в работе [97]. В его основе лежит метод минимальной кривизны, обеспечивающий формирование гладкой непрерывной поверхности. Однако при определённом пространственном распределении исходных данных применение этого метода может приводить к возникновению необоснованных всплесков и избыточных точек перегиба. Для ограничения подобных эффектов авторы [97] предложили ввести в интерполяционную модель параметр сглаживания, позволяющий регулировать форму поверхности и подавлять необоснованные всплески. Такой подход расширяет возможности применения метода при построении регулярных сеток по неравномерно распределённым данным. Указанный алгоритм реализован в программном пакете Generic Mapping Tools (GMT) [107].

На рисунке 4.4 показана карта поднятий земной поверхности, построенная по интерполяции данных ГНСС. Видно, что максимальные значения превышают 10 мм/год и приходятся на северную часть

Ботнического залива. Использование данных многолетних наблюдений пунктов ИФЗ РАН позволило расширить территорию исследования на восток.

Для расчёта плоских деформаций нами использовалось покрытие исследуемой территории конечным набором треугольных элементов. Для этого из набора исходных пунктов формировались треугольники с помощью алгоритма Делоне [22], реализованного в программном пакете GMT [107], которые представлены на рисунке 4.5.

Ввиду того, что форма треугольника влияет на точность определения деформаций [111], некоторые остроугольные треугольники из обработки были исключены.

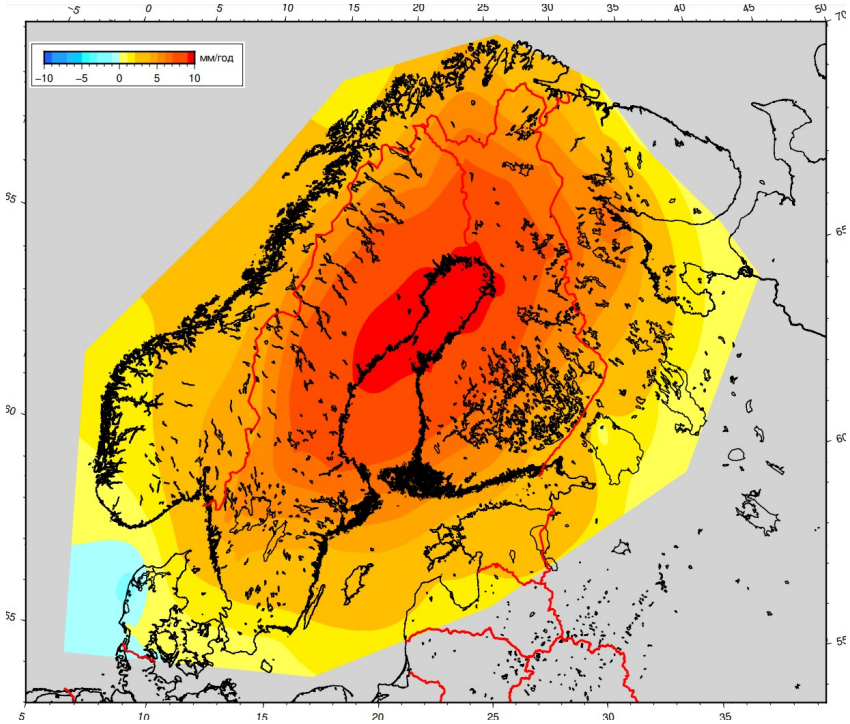


Рисунок 4.4 – Непрерывное поле вертикальных поднятий на территории Фенноскандии

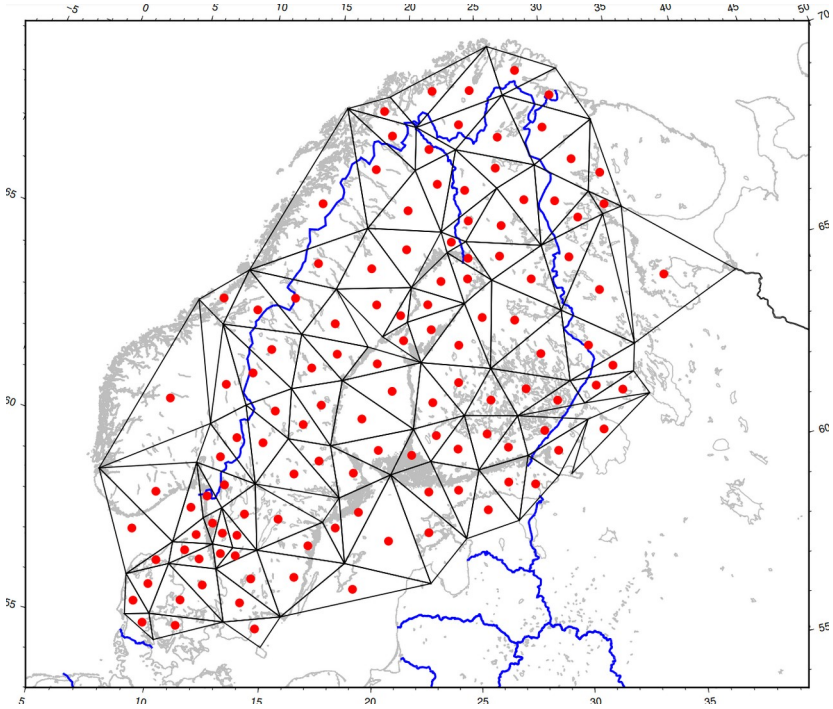


Рисунок 4.5 – Триангуляция, построенная по исходным наблюдательным пунктам. Красными точками обозначены центры треугольников, участвовавших в вычислении деформаций

Сформированная по формуле (3.20) оценка скорости изменения дилатации, отнесённая к центрам треугольников и интерполированная на непрерывную сетку, показана на рисунке 4.6 (максимальное значение средней квадратической ошибки скорости дилатации, по нашим оценкам, составило $1.1 \cdot 10^{-10}\, год^{-1}$).

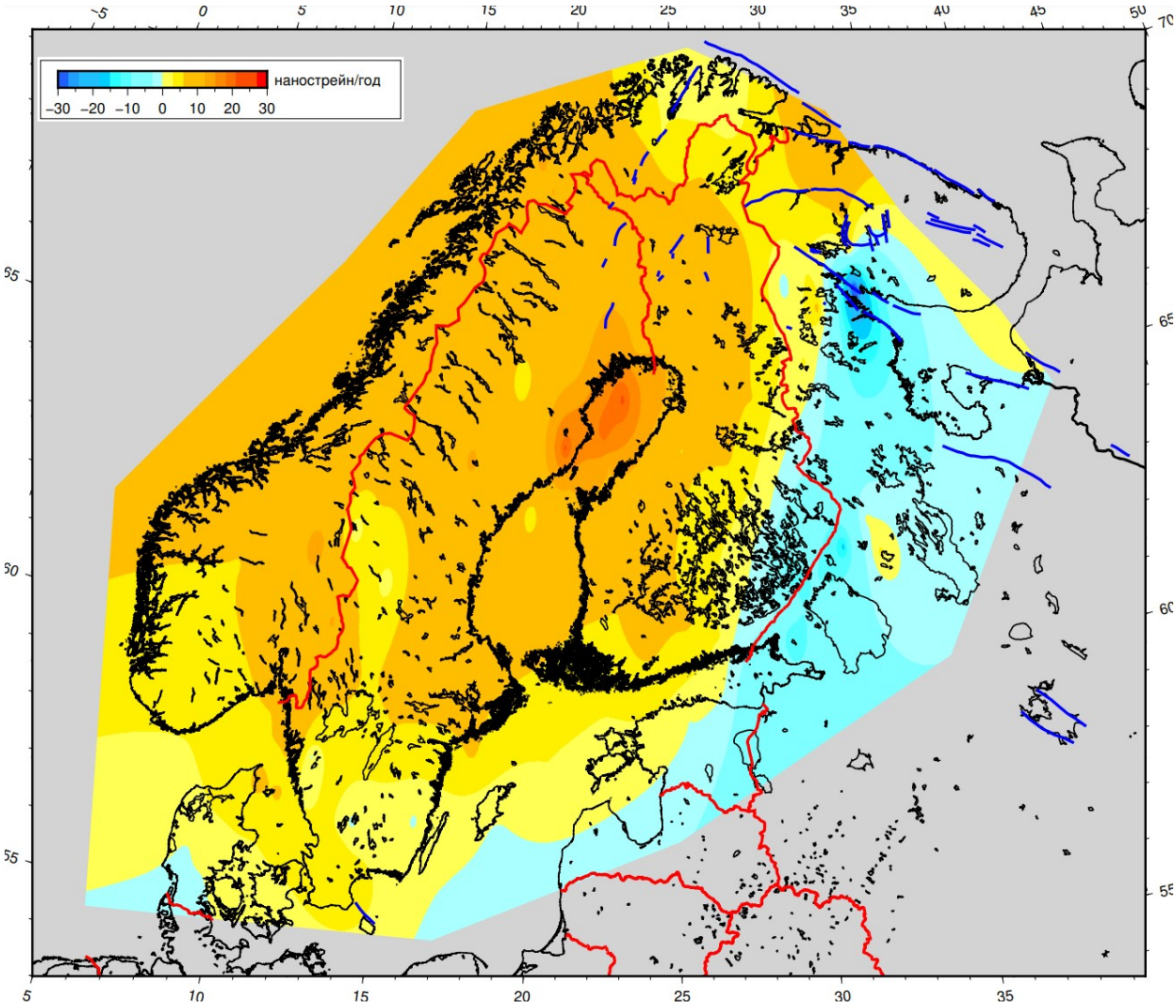


Рисунок 4.6 – Скорость изменения горизонтальной дилатации

На карте плоской деформации, построенной по данным анализа скоростей горизонтальных перемещений пунктов ГНСС (Рисунок 4.6), преобладают области положительных значений, в то время как отрицательные зафиксированы только на юго-восточной окраине Балтийского щита. Эта особенность указывает на доминирование обстановок растяжения, при которых площади расчётных треугольников увеличиваются. Сжатие треугольных элементов покрытия в зоне Ладожского озера – Кандалакшского грабена объяснимо влиянием сжимающих напряжений. Отмечается последовательное уменьшение величины дилатации от центральной части Фенноскандии к её периферии, коррелирующее с уменьшением скорости современных вертикальных движений в этом же направлении.

Результаты анализа данных, представленных в настоящей работе, подтверждают распространение области постледниковой изостатической компенсации в восточном направлении, на территорию Российской Федерации. Проявления этого процесса прослеживаются как в вертикальной,

так и в горизонтальной составляющих движений земной поверхности. Вывод о распространении постледникового поднятия согласуется с результатами ранних исследований, выполненных Центральным научно-исследовательским институтом геодезии, аэросъёмки и картографии и Финским геодезическим институтом в рамках российско-финского сотрудничества в области геодезии. В этих исследованиях распространение области поднятия на российскую территорию было установлено по данным высокоточного нивелирования [103].

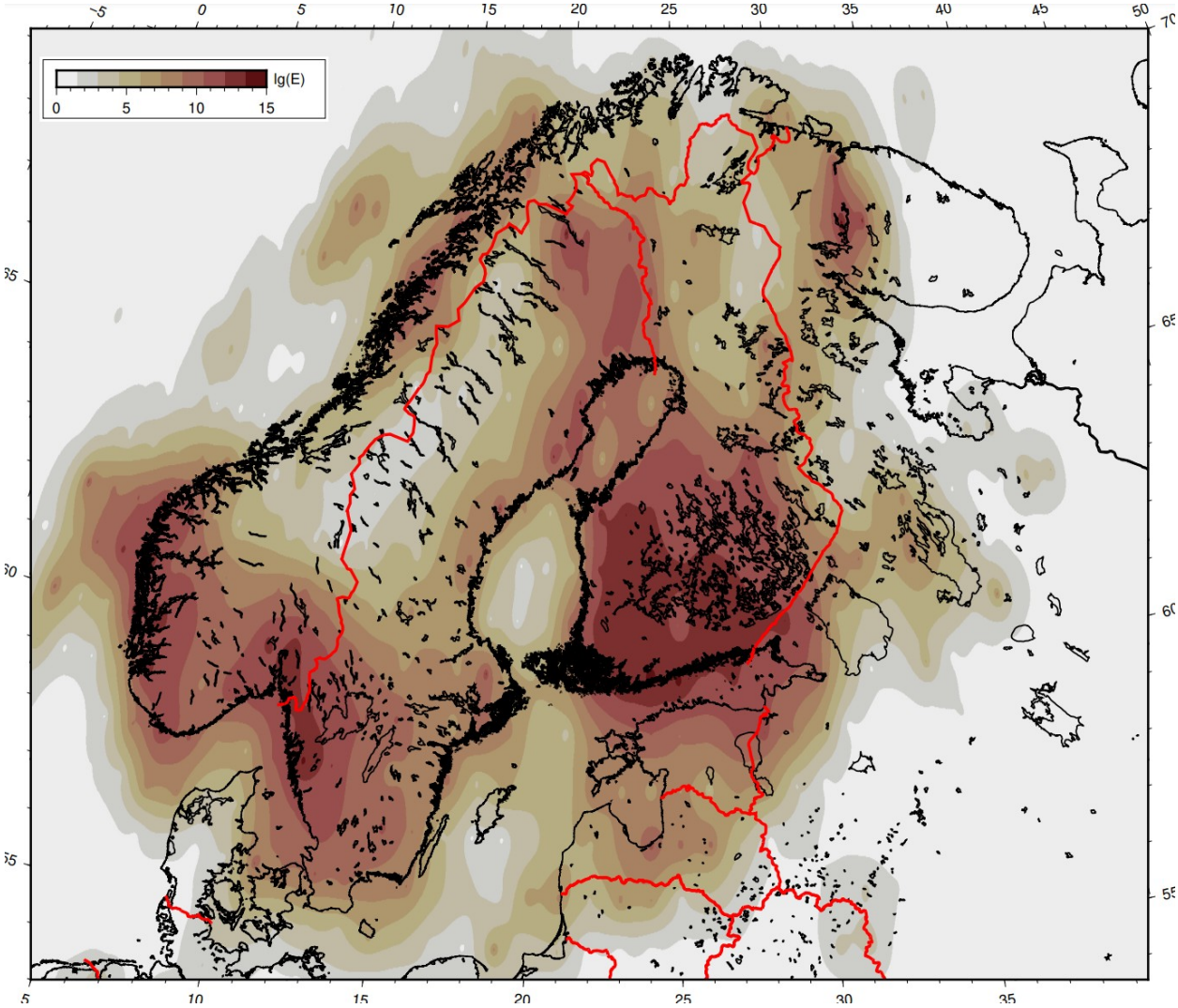


Рисунок 4.7 – Сейсмический поток за период с 2000 по 2019 гг.

Распределение скорости горизонтальных деформаций было сопоставлено с распределением интенсивности сейсмического потока для данной территории (Рисунок 4.7). Оценка сейсмического потока строилась по сейсмическим событиям из каталога Международного сейсмологического центра, за период с 2000 по 2019 г. [108]. Из сравнения рисунков 4.6 и 4.7 видно, что область перехода от максимума растяжений в северной части Ботнического залива к зоне сжатий в восточном направлении характеризуется одним из локальных максимумов сейсмического потока, что

демонстрирует степень согласованности сейсмологических и геодезических данных в отношении геодинамики Фенноскандии.

4.3 Движения земной поверхности по данным ГНСС и вариации гравитационного поля по спутниковым гравиметрическим данным

Материалы исследований, представленные в данном разделе, опубликованы в статье [27].

В данном разделе анализируются соотношения между вертикальным поднятием, определяемым по наблюдениям глобальных навигационных спутниковых систем, и изменением гравитационного поля, зарегистрированным спутниковым гравиметрическим проектом GRACE/GRACE-FO [99] за период 2003–2023 гг. Изучаемые гравитационные аномалии отражают перераспределение гравитирующих масс в земной коре и верхней мантии, неизбежно сопровождающее процесс постледниковой изостатической компенсации.

Уровень точности, достижимый с помощью современных спутниковых координатных, а также спутниковых гравиинерциальных измерений, позволяет выявлять ранее недоступные детали деформационного поля земной коры.

4.3.1 Спутниковые гравиметрические данные

Основная цель одного из действующих в настоящее время спутникового гравиметрического проекта (GRACE) – получить точные оценки средних и переменных во времени компонент гравитационного поля и соответствующих перераспределений массы Земли, таких как полярные ледяные щиты и горные ледники; общее количество воды на суше (от изменений грунтовых вод в глубоких водоносных горизонтах до изменений влажности почвы и поверхностных вод); изменения в глубинных океанских течениях; и изменения внутри самой твердой Земли, такие как постледниковое выравнивание и последствия сильных землетрясений.

Эта цель достигается путем проведения непрерывных измерений изменения расстояния между двумя космическими аппаратами, находящимися на одной орбите на высоте примерно 490 км, около круговой полярной орбиты, на расстоянии приблизительно 220 км друг от друга, с помощью микроволновой системы измерения дальности. В дополнение к этим изменениям расстояния между спутниками также измеряются

негравитационные силы, действующие на каждый спутник, с помощью высокоточного электростатического акселерометра. Ориентация и положение спутника (и время) точно определяются с помощью звездных камер и приемника ГНСС. Пространственные и временные изменения в гравитационном поле по-разному возмущают орбиты двух космических аппаратов. Эти различия приводят к мельчайшим изменениям (порядка десятков микрон в секунду) расстояния между космическими аппаратами, когда они вращаются вокруг Земли. Это изменение расстояния (или скорости изменения дальности) отражается во времени распространения микроволновых сигналов, передаваемых и принимаемых почти одновременно между двумя космическими аппаратами. Изменение этого времени распространения непрерывно измеряется путем отслеживания фазы микроволновых несущих сигналов. Так называемые изменения дальности в прямом и обратном направлении могут быть восстановлены из этих фазовых измерений. Это изменение дальности, наряду с другими данными проекта и вспомогательными данными, впоследствии анализируется для оценки коэффициентов геопотенциала модели гравитационного поля Земли, как правило, на ежемесячной основе.

Проект GRACE-FO является продолжением спутникового гравиметрического проекта GRACE и сохраняет основную научную цель – мониторинг пространственно-временных вариаций гравитационного поля Земли и связанных с ним перераспределений массы. Запущенный в 2018 году, этот проект использует усовершенствованную систему измерений и расширяет возможности исходного эксперимента.

Как и в изначальном проекте, в его продолжении два спутника движутся по одной орбите на высоте около 490 км с межспутниковым расстоянием порядка 220 км. Основным инструментом измерения изменений гравитационного поля остается микроволновая система измерения дальности, однако в продолжении проекта впервые была добавлена экспериментальная лазерная интерферометрическая система, обеспечивающая более высокую точность определения изменений расстояния между спутниками. Это позволяет повысить чувствительность к малым вариациям гравитационного поля Земли.

Дополнительные измерения также как и в проекте GRACE выполняются с помощью высокоточных акселерометров, звездных камер и приемников ГНСС, что позволяет учитывать негравитационные возмущения и обеспечивать точное определение траекторий спутников.

Благодаря преемственности между первоначальным спутниковым гравиметрическим проектом и его продолжением, а также улучшенной точности обновленного проекта, появилась возможность не только

продолжить временные ряды наблюдений, но и углубить анализ долгосрочных изменений гравитационного поля, связанных с климатическими процессами и тектоническими явлениями.

При этом пространственная разрешающая способность гравитационных моделей по спутниковым гравиметрическим данным при орбитальных параметрах спутникового гравиметрического проекта, с учетом сглаживания гравитационных аномалий с высотой, позволяет выделять не менее 60 сферических гармоник разложения гравитационного поля с длиной полуволны порядка 330 км.

4.3.2 Сравнительный анализ данных спутниковой гравиметрии и ГНСС в Фенноскандии

В данном разделе мы сопоставили скорости вертикального движения геодезических пунктов в Фенноскандии, определённые методами ГНСС, с изменениями гравитационных аномалий в этой же области по спутниковым гравиметрическим данным. Данные ГНСС использовались в том же объёме что и представленные в разделе 4.2 настоящей работы.

Анализ вариаций гравитационного поля во времени выполнен по данным, размещенным на портале Международного центра глобальных моделей гравитационного поля Земли (ICGEM, г. Потсдам) [70] в виде таблиц аномалий ускорения силы тяжести по равномерной пространственной сети координат на земной поверхности с шагом 1 градус, ежемесячно вычисляемых из разложения по сферическим гармоникам. В данном исследовании использованы материалы, размещённые на указанном выше портале, которые формируются Центром космических исследований Техасского университета в Остине по разложениям до 60 гармоник, без фильтрации, без коррекции за постледниковую компенсацию. На рисунке 4.8 приведен пример вариаций ускорения силы тяжести, вычисленных интерполяцией по равномерной сети указанных выше данных на пункт ГНСС ONYB в Нюборге на севере Ботнического залива. Накопленная за 20 лет гравитационная аномалия для этого пункта достигает 25 мкГал, что эквивалентно тренду 1.3 мкГал/год, при этом амплитуда годовых периодических колебаний составляет 2 мкГал, а средне-квадратическое отклонении от линейно-периодической регрессии составляет 4 мкГал.

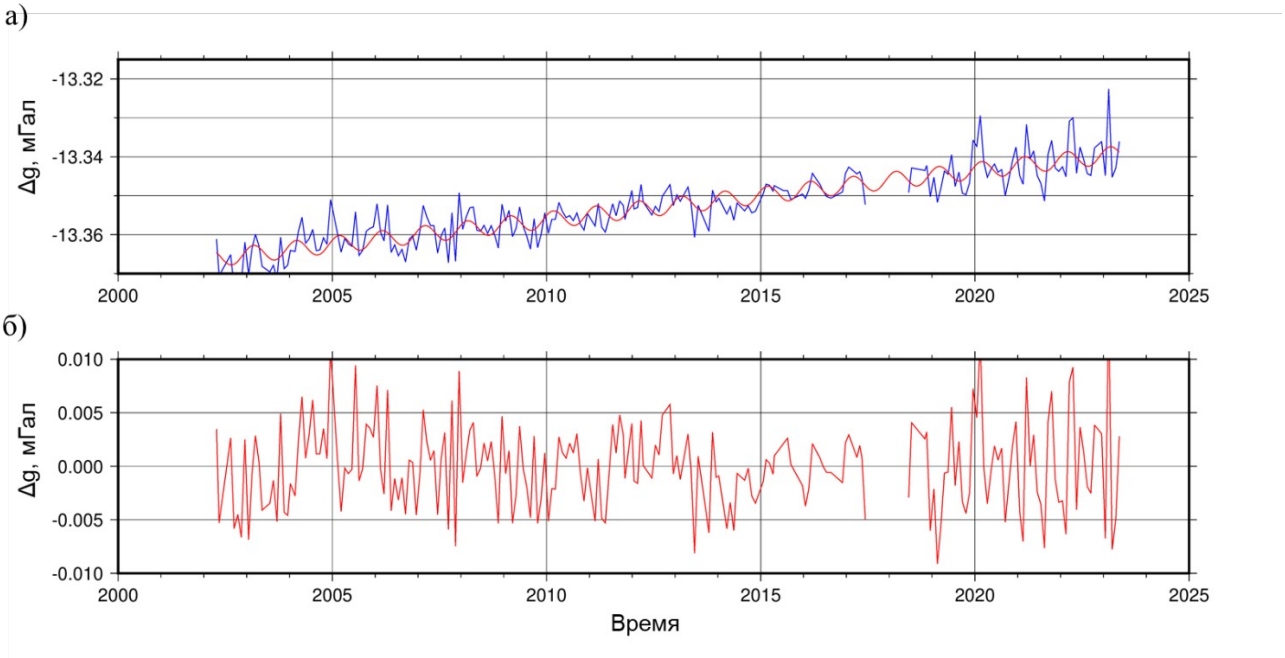


Рисунок 4.8. Временной ряд вариаций ускорения силы тяжести для пункта ONYB на севере Ботнического залива, где вариация ускорения силы тяжести (по спутниковым гравиметрическим данным) максимальная: (а) интерполированные вариаций ускорения силы тяжести, синий цвет – ежемесячные оценки, красный – линейно-периодическая регрессия, (б) остаточная невязка линейно-периодической регрессии

Учитывая описанную в разделе 4.4.1 пространственную разрешающую способность использованных гравиметрических данных, для сопоставления их с вертикальными движениями по имеющимся данным ГНСС в Фенноскандии, в настоящем исследовании были выбраны две области размером порядка длины полуволны 60-ой гармоники сферического разложения, т.е. около 330 км, по которым было выполнено пространственное осреднение имеющихся данных ГНСС и спутниковой гравиметрии. Выбранные области различаются между собой по средней скорости вертикальных движений и одновременно характеризуются относительной латеральной однородностью распределения вертикальных движений внутри каждой из них. Такими областями являются: (1) центральная область Скандинавского полуострова, прилегающая к северу Ботнического залива и к западу от него и (2) зона сочленения Балтийского щита с Русской плитой к востоку от Ботнического залива (рисунок 4.9). В первой из областей скорости поднятия максимальны и достигают 9 мм/год (красные стрелки на рисунок 4.9 таблица 4.1), во второй области скорости поднятия уменьшаются от 5 до 2 мм/год (синие стрелки на рисунке 4.9, таблица 4.1).

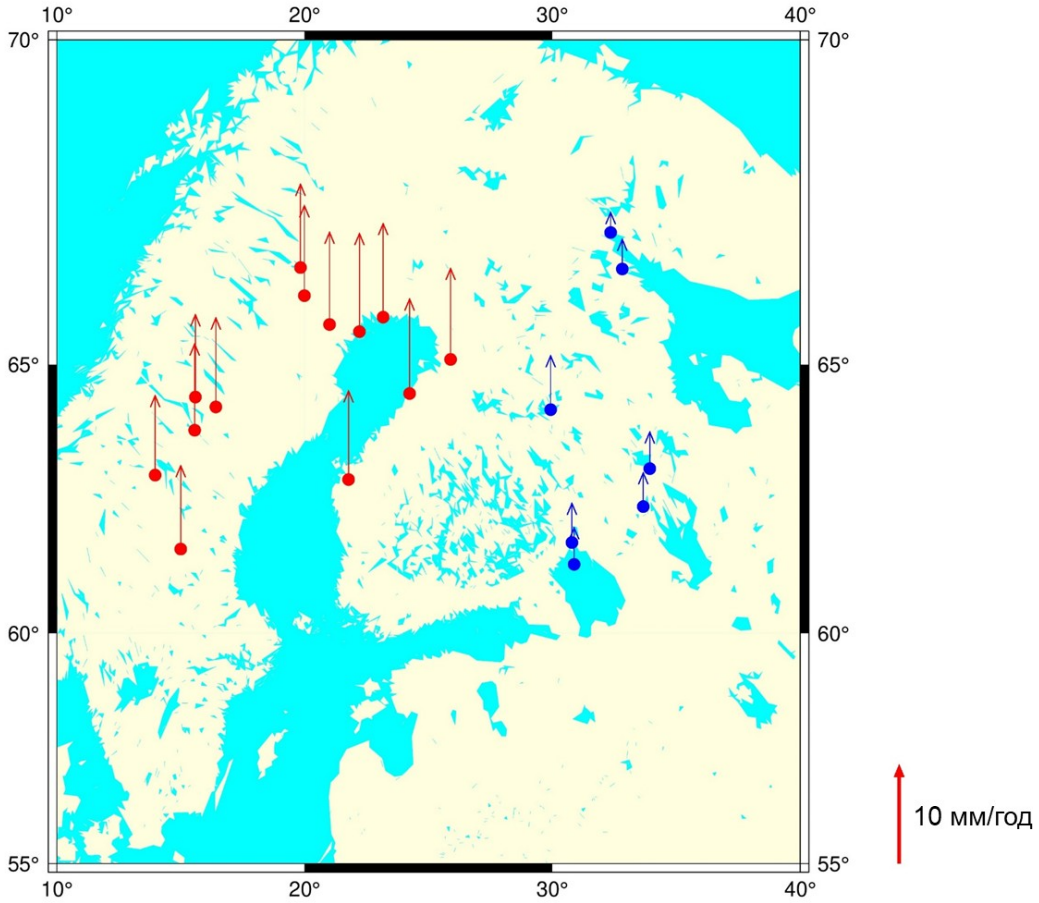


Рисунок 4.9 Скорости вертикальных движений в Скандинавии: красные стрелки – зона 1, синие стрелки – зона 2

Таблица 4.1. Вертикальные скорости по ГНСС и изменения ускорения силы тяжести (без коррекции за постледниковую компенсацию) по данным спутникового гравиметрического проекта для пунктов первой и второй зон в Скандинавии

Зона	Пункт наблюдений	Долгота, градус В.Д.	Широта, градус С.Ш.	Вертикальная скорость по ГНСС, мм/год	Тренд вариаций ускорения силы тяжести, мкГал/год
1	ONYB	23.17	65.796	9.522	1.267
	OUL2	25.893	65.086	9.255	1.147
	PYHA	24.238	64.498	9.641	1.220
	0JOK	19.832	66.605	8.482	1.518
	0KAB	19.989	66.149	9.171	1.456
	1ALB	21.007	65.674	9.384	1.357
	0LUL	22.215	65.555	9.980	1.294

	VAAS	21.771	62.961	9.022	1.344
	0STS	15.561	63.852	8.799	0.977
	0HAM	15.001	61.655	8.501	1.344
	0DOR	16.416	64.264	9.056	1.051
	0NRA	15.592	64.436	8.401	0.959
	0GRN	13.968	63.041	8.109	0.865
2	GIRS	33.67	62.46	3.50	0.472
	KRMS	33.93	63.16	3.79	0.533
	MELO	30.79	61.78	4.05	0.611
	VALM	30.88	61.36	3.79	0.503
	KNDL	32.35	67.16	2.12	0.781
	PKND	32.82	66.58	3.09	0.860
	ROM2	29.93	64.22	5.52	1.064

Результаты взвешенного осреднения скоростей поднятия по ГНСС и средние интерполированные по исходной сети с равномерным шагом вариации ускорения силы тяжести приведены в таблице 4.2.

Таблица 4.2. Вертикальные скорости по ГНСС и изменения ускорения силы тяжести (без коррекции за постледниковую компенсацию) по данным спутникового гравиметрического проекта: средние значения для первой и второй зон в Скандинавии

Зона	Вертикальная скорость по ГНСС, мм/год	Тренд вариаций ускорения силы тяжести, мкГал/год	Соотношение вариаций ускорения силы тяжести и вертикальной скорости по ГНСС, мкГал/мм
1	9.0	1.3	0.144
2	3.7	0.7	0.189

Как видно из таблицы 4.2 соотношение вертикальной скорости по ГНСС и вариаций ускорения силы тяжести заметно отличаются для двух сопоставленных зон: 0.14 для первой зоны и 0.19 – для второй. Исходя из предположения о линейной зависимости скорости вертикального поднятия от интенсивности поступления избыточных гравитирующих масс, следовало ожидать примерного равенства этих двух коэффициентов. Объяснение отмеченного различия коэффициентов можно найти в том, что первая зона характеризуется латеральным растяжением (оттенки красного по шкале на рисунке 4.6), в то время как вторая зона расположена в полосе латерального сжатия (оттенки голубого по шкале на рисунке 4.6).

Для оценки эффекта локального латерального сжатия литосферы на гравитационные аномалии рассмотрим максимально упрощенную модель в

виде вертикально ориентированного цилиндрического сегмента литосферного слоя, подстилающего произвольный круговой сегмент земной поверхности. Избыточное ускорение силы тяжести в центре круга на земной поверхности вследствие осесимметричного бокового сжатия подстилающего цилиндра несложно оценить, интегрируя вклад от избыточной массы элемента объема цилиндра в вертикальную составляющую ускорения силы тяжести:

$$\delta g = \varepsilon \int_0^h dz \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^a G \frac{\rho}{R^2} \frac{z}{R} r dr \qquad (4.1)$$

где

δg – избыточное ускорение силы тяжести;

z, r, φ – цилиндрические координаты с началом в центре круга на земной поверхности: глубина, радиальная и угловая координаты, соответственно;

$R = \sqrt{z^2 + r^2}$ – длина радиус-вектора от начала координат к элементу объема;

h, a – глубина и радиус сечения цилиндра;

ρ – плотность;

G – гравитационная постоянная;

ε – коэффициент осесимметричного бокового сжатия цилиндра, приравниваемый площадной деформации кругового сегмента земной поверхности.

Считая плотность ρ постоянной, заменяя переменные в подынтегральном выражении в (4.1), получим δg в явном виде:

$$\delta g = 2\pi G \rho \varepsilon \left(a + h - \sqrt{h^2 + a^2} \right) \qquad (4.2)$$

При средней плотности земной коры ρ=2,67 г/см^3, коэффициенте сжатия ε=10^{-8}, глубине цилиндра h=100 км, радиусе a=330 км, получим из (4.2) величину избыточной аномалии δg=0.095 мкГал. Аналогичным образом для осесимметричного растяжения такого же цилиндра с тем же коэффициентом противоположного знака получим уменьшение гравитационной аномалии на ту же величину.

Учитывая уменьшение гравитационной аномалии в зоне 1 вследствие растяжения, в среднем на 1.5·10^{-8} в год и увеличение гравитационной аномалии в зоне 2 вследствие сжатия, в среднем на 10^{-8} в год, внесем соответствующую поправку в тренды вариаций ускорения силы тяжести в таблице 4.2, прибавив δg=0.142 мкГал/год для зоны 1 и вычтя δg=0.095 мкГал/год для зоны 2. Тогда соотношение вертикальной скорости по ГНСС и вариаций ускорения силы тяжести становится практически равным 0.16 мкГал/мм для обеих зон, что, в целом, подтверждает закономерность предположения о проявлении измеримого эффекта геодинамической обстановки в гравитационных аномалиях в исследованных зонах.

Выводы к главе 4

Проведённые исследования позволили сделать следующие выводы:

На современном этапе Фенноскандия развивается как сводовое поднятие. Его центральная часть (север Ботнического залива) испытывает растяжение, на периферии преобладает взбросо-сдвиговое поле напряжений.

В целом наблюдается уменьшение величины современной деформации от Ботнического залива к периферии Балтийского щита. В результате анализа горизонтальных смещений выделена полоса сжатий, которая маркирует переход от зоны изостатического выравнивания на Балтийском щите к Русской плите (Рисунок 4.6). Зона сжатий простирается практически по всей восточной и юго-восточной границе Фенноскандии.

Приведенные модельные расчеты влияния латерального сжатия/растяжения на гравитационные аномалии и сопоставление расчетов с реальными данными, подтверждают оценочную величину данного эффекта в первом приближении, показывая возможную чувствительность спутниковых гравиинерциальных измерений к геодинамической обстановке. Более точные расчеты и сопоставления могут быть получены при более детальном картировании рассматриваемых областей и при соответствующем численном интегрировании, с привлечением разложений спутниковых гравитационных данных до более высоких порядков сферических гармоник.

Проведенное исследование показывает значимость совместного анализа спутниковых гравиметрических и спутниковых координатных определений, включая как горизонтальные, так и вертикальные движения. Комплексный подход, использующий одновременно различные инструментальные методы, открывает перспективы для более объективной и точной оценки современных движений земной коры, повышая надёжность выводов о состоянии и эволюции Балтийского щита.

Заключение

В диссертации выполнен анализ современных движений земной коры и дана оценка стабильности платформенных областей Северной Евразии по данным многолетних ГНСС-наблюдений. Исследование охватывает территорию Российской Федерации и сопредельных регионов, а также включает детальное изучение Фенноскандии как области выраженных внутриплитных деформаций, обусловленных постледниковой изостатической компенсацией.

На основе полученного поля скоростей движения геодезических пунктов определено пространственное распределение зон растяжения и сжатия земной поверхности. Выявлена неоднородность деформационного поля Северной Евразии, в частности установлено преобладание растяжения в её западной части. Полученные результаты уточняют представления о современной кинематике платформенных областей и выявляют их региональные геодинамические различия.

Сопоставление современных скоростей, определённых по данным ГНСС, с геологическими оценками, основанными на палеомагнитных реконструкциях, показало, что современная скорость спрединга в северной части Атлантического океана примерно втрое ниже соответствующей оценки для скорости спрединга за последние 3 миллиона лет. Выявленное различие указывает на изменение интенсивности этого процесса во времени и должно учитываться при интерпретации современного поля движений и деформаций западной части Северной Евразии.

При изучении Фенноскандии выявлена зона сжатия, приуроченная к переходу от области сводообразного постледникового поднятия к прилегающим территориям Русской плиты. Её положение характеризует пространственную неоднородность деформаций, сопровождающих изостатическую компенсацию. Этот результат подтверждает значимость постледниковых процессов для современной кинематики внутриплитных областей. Учёт их вклада необходим для разграничения движений различного происхождения и обоснованной оценки стабильности платформенных территорий Северной Евразии.

Важным методическим и практическим результатом работы стала обработка обширного объёма многолетних наблюдений на пунктах ФАГС. Автором выполнены систематизация исходных данных, автоматизация вычислительных процедур, фильтрация и анализ временных рядов, а также определение координат и скоростей движения пунктов. Сформирован единый согласованный каталог (приложении 1) декартовых геоцентрических

координат пунктов ФАГС, приведённых к моменту времени 2020.0, и скоростей их изменения.

Представленный в приложении 1 каталог координат пунктов ФАГС создаёт основу для совершенствования координатного обеспечения территории Российской Федерации с учётом современных движений земной коры. Совместное использование координат и скоростей позволяет приводить положение опорных пунктов к требуемому моменту времени и обеспечивать согласованность разновременных геодезических определений. Результаты могут применяться при развитии существующих и привязке вновь создаваемых геодезических сетей, исследовании тектонических движений, мониторинге последствий землетрясений и геодезическом обеспечении наблюдений за инженерными сооружениями.

Рекомендации и перспективы дальнейшей разработки темы

Разработанные средства автоматизации рекомендуется использовать для регулярной обработки наблюдений ФАГС, для пополнения временных рядов координат и для контроля устойчивости движения опорных пунктов. Полученные координатно-скоростные характеристики пунктов ФАГС могут служить исходной информацией для структур, обеспечивающих ведение государственных систем координат, в том числе Росреестра, при актуализации действующей системы отсчёта и обосновании направлений её дальнейшего развития. При этом необходимо учитывать пространственные различия в кинематике пунктов и наличие деформационных процессов внутри платформенных областей.

Дальнейшее развитие исследований связано с расширением сети наблюдений в районах недостаточной плотности пунктов, увеличением продолжительности временных рядов и совершенствованием подходов к их обработке. Это позволит повысить детальность оценок деформационного поля, уточнить скорости движения наблюдательных пунктов ГНСС и выявить пространственные и временные особенности внутриплитных деформаций, неразличимые при существующей обеспеченности данными. Перспективным направлением является также совместный анализ геодезических, гравиметрических и геолого-геофизических данных для уточнения вклада постледниковой изостатической компенсации и других процессов в наблюдаемые движения земной коры.

Список использованных источников

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. – Госгеолтехиздат, 1954. – Т. 1062.
2. Бухгольц Н. Н. Основной курс теоретической механики: Часть первая. Кинематика, статика, динамика материальной точки / Под ред. С. М. Тарга. — 6-е изд., перераб. и доп. — М.: Наука, 1965.
3. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов //JI.:«Наука. – 1984.
4. Габсатаров Ю. В. Вариации скорости деформирования земной коры в тектонически активных регионах // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. – 2012. – С. 150-153.
5. Габсатаров Ю. В. Кинематика микроплит в Северо-Восточной Азии: дис. – Институт физики Земли им. ОЮ Шмидта РАН, 2015.
6. Габсатаров Ю. В. Анализ деформационных процессов в литосфере по геодезическим наблюдениям на примере разлома Сан-Андреас //Геодинамика и тектонофизика. – 2015. – Т. 3. – №. 3. – С. 275-287.
7. Галаганов О. Н. и др. Современные движения земной коры Ладого-Онежского региона по данным спутниковых и наземных измерений //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8. – №. 2. – С. 130-136.
8. Горшков В.Л., Мохнаткин А.В., Щербакова Н.В., База скоростей станций ГНСС Восточно-Европейской платформы для решения научных и прикладных задач // Геодезия и картография. – 2021. – № 1. – С. 34-44. DOI: 10.22389/0016-7126-2021-967-1-34-44
9. Гусева Т. В., Крупенникова И. С., Мокрова А. Н. и др. Спутниковый мониторинг и сейсмическая активность северо-запада России // Геофизические исследования. — 2020. — Т. 21, № 1. — С. 24–32.
10. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. – Иностранной литературы, 1960.
11. Думнов А. Д. и др. Национальный атлас России. – 2007.
12. Ефимов Г. Н., Зубинский В. И., Попадьёв В. В. Объяснение к геодезической системе координат 2011 года //М.: Федеральный научно-технический центр геодезии, картографии и инфраструктуры пространственных данных. – 2017.
13. Каминский В. Д. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля. – 2006.
14. Кононов М. В., Лобковский Л. И. Влияние верхнемантийной конвективной ячейки и связанной с ней субдукции Тихоокеанской плиты на тектонику Арктики в позднем Мелу-Кайнозое //Геотектоника. – 2019. – №. 6. – С. 27-45.

15. Котляков В. М., Алексеев В. Р., Волков Н. В. Гляциологический словарь. // Гидрометеоиздат, 1984.
16. Кулаков И. Ю. и др. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий //Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 8. – С. 1108-1125.
17. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Термоконвективная трёхмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // Геотектоника. – 2025.
18. Мельник Г.Э., Стеблов Г.М., Галаганов О.Н., Крупенникова И.С., Мокрова А.Н., Розенберг Н.К., Передерин Ф.В., Передерин В.П., Исследование постледниковых движений Фенноскандии по данным глобальных навигационных спутниковых систем // Геодезия и картография. – 2022. – № 2. – С. 26-36. DOI: 10.22389/0016-7126-2022-980-2-26-36
19. Мельник Г. Э., Стеблов Г. М. Стабильность Северной Евразии по данным спутниковой геодезии // Физика Земли. — 2024. — № 2. — С. 85–97.
20. Михайлов В. О. и др. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15. 11. 2006 г. С использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии //Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. – 2018. – №. 5. – С. 84-89.
21. Михайлов В. О. и др. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02. 2010 г //Физика Земли. – 2020. – №. 6. – С. 38-47.
22. Скворцов А. В. Триангуляция Делоне и её применение. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2002. – 128 с.
23. Стеблов Г. М. Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии: дис. //М.: Рос. акад. наук, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, 2004.
24. Стеблов Г. М., Сдельникова И. А. Закономерности пространственно-временных вариаций деформационных процессов в районе Японской зоны субдукции //Физика Земли. – 2019. – №. 4. – С. 89-98.
25. Стеблов Г. М., Шебалин П. Н., Мельник Г. Э. Высокоточные спутниковые геодезические измерения и геодинамические исследования на территории Северной Евразии: состояние и перспективы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2024. — Т. 518, № 9. — С. 195–204.

26. Стеблов Г. М., Агибалов А. О., Мельник Г. Э. Анализ современных движений и деформаций земной коры Фенноскандии по данным ГНСС // Физика Земли. — 2022. — № 4. — С. 19–29.
27. Стеблов Г. М., Мельник Г. Э., Погорелов В. В. Постледниковые движения и вариации гравитационного поля в пределах Балтийского щита // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2025. — Т. 525, № 1. — С. 127–134.
28. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики //М.: изд-во МГУ. – 1995. – Т. 480. – С. 36.
29. Чуваев А. В., Баранов А. А., Бобров А. М. Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий //Вычислительные технологии. – 2020. – Т. 25. – №. 2. – С. 103-118.
30. Яновский Б. М. Земной магнетизм: учеб. пособие. –4-е изд. перераб. и доп. Под ред. ВВ Металловой //Л.: Ленингр. ун-т. – 1978. – С. 592.
31. Яценков В. С. Основы спутниковой навигации. Системы GPS NAVSTAR и ГЛОНАСС. – 2005.
32. Altamimi Z., Sillard P., Boucher C. ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – Т. 107. – №. B10. – С. ETG 2-1-ETG 2-19.
33. Altamimi Z. et al. ITRF2020: main results and key performance indicators //Egu general assembly conference abstracts. – 2022. – С. EGU22-3958.
34. Altamimi Z. et al. ITRF2020: an augmented reference frame refining the modeling of nonlinear station motions //Journal of Geodesy. – 2023. – Т. 97. – №. 5. – С. 47.
35. Allmendinger R. W., Reilinger R., Loveless J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano //Tectonics. – 2007. – Т. 26. – №. 3.
36. Amiri-Simkooei A. R., Tiberius C. C. J. M., Teunissen P. J. G. Assessment of noise in GPS coordinate time series: methodology and results //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2007. – Т. 112. – №. B7.
37. Argus D. F., Heflin M. B. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System //Geophysical Research Letters. – 1995. – Т. 22. – №. 15. – С. 1973-1976.
38. Argus D. F., Gordon R. G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2011. – Т. 12. – №. 11.
39. Baranskaya A. V. et al. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast //Quaternary Science Reviews. – 2018. – Т. 199. – С. 188-205.

40. Bar-Sever Y. E. A new model for GPS yaw attitude //Journal of Geodesy. – 1996. – T. 70. – C. 714-723.
41. Bar-Sever Y., Kuang D. New empirically derived solar radiation pressure model for global positioning system satellites //IPN Progress Report. – 2004. – T. 42. – №. 159. – C. 152.
42. Bassiri S., Hajj G. A. Higher-order ionospheric effects on the global positioning system observables and means of modeling them //Manuscripta geodaetica. – 1993. – T. 18. – C. 280-280.
43. Bevis M. et al. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water //Journal of Applied Meteorology (1988-2005). – 1994. – C. 379-386.
44. Bird P. An updated digital model of plate boundaries //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2003. – T. 4. – №. 3.
45. Blewitt G. An automatic editing algorithm for GPS data //Geophysical research letters. – 1990. – T. 17. – №. 3. – C. 199-202.
46. Blewitt G. GPS and space-based geodetic methods //Geodesy. – 2007. – T. 3. – C. 351-390.
47. Blewitt G. et al. Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science //Eos. – 2018. – T. 99.
48. Chambers D. P. Gravimetric Methods-Spacecraft Altimeter Measurements //Planets and Moons. – 2007. – T. 10. – C. 123-161.
49. Chase C. G. Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world //Earth and planetary science letters. – 1978. – T. 37. – №. 3. – C. 355-368.
50. Dach R., Walser P. Bernese GNSS Software Version 5.2. – 2015.
51. Delaunay B. Sur la sphère vide. A la mémoire de Georges Voronoï //Известия Российской академии наук. Серия математическая. – 1934. – №. 6. – C. 793-800.
52. DeMets C. et al. Current plate motions //Geophysical journal international. – 1990. – T. 101. – №. 2. – C. 425-478.
53. DeMets C. et al. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions //Geophysical research letters. – 1994. – T. 21. – №. 20. – C. 2191-2194.
54. DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. Geologically current plate motions //Geophysical journal international. – 2010. – T. 181. – №. 1. – C. 1-80.
55. Dong D., Herring T. A., King R. W. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data //Journal of Geodesy. – 1998. – T. 72. – C. 200-214.
56. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model //Physics of the earth and planetary interiors. – 1981. – T. 25. – №. 4. – C. 297-356.

57. Ekman M., Mäkinen J. Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia //Geophysical Journal International. – 1996. – Т. 126. – №. 1. – С. 229-234.
58. Estey L. H., Meertens C. M. TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data //GPS solutions. – 1999. – Т. 3. – №. 1. – С. 42-49.
59. Farrell W. E., Clark J. A. On postglacial sea level //Geophysical Journal International. – 1976. – Т. 46. – №. 3. – С. 647-667.
60. Freed A. M. Afterslip (and only afterslip) following the 2004 Parkfield, California, earthquake //Geophysical Research Letters. – 2007. – Т. 34. – №. 6.
61. Gurtner W., Estey L. Rinex-the receiver independent exchange format-version 3.00 //Astronomical Institute, University of Bern and UNAVCO, Bolulder, Colorado. – 2007.
62. Hackl M., Malservisi R., Wdowinski S. Strain rate patterns from dense GPS networks //Natural Hazards and Earth System Sciences. – 2009. – Т. 9. – №. 4. – С. 1177-1187.
63. Hashimoto M. et al. Crustal deformations associated with the great Sumatra-Andaman earthquake deduced from continuous GPS observation //Earth, planets and space. – 2006. – Т. 58. – №. 2. – С. 127-139.
64. Herring T. A., Davis J. L., Shapiro I. I. Geodesy by radio interferometry: The application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1990. – Т. 95. – №. B8. – С. 12561-12581.
65. Herring T., Schubert G. (ed.). Treatise on geophysics. 3. Geodesy. – Elsevier, 2007.
66. Herring T. A. et al. Introduction to gamit/globk //Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts. – 2010.
67. Hill E. M. et al. Combination of geodetic observations and models for glacial isostatic adjustment fields in Fennoscandia //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2010. – Т. 115. – №. B7.
68. Holmes A. Radioactivity and earth movements //Nature. – 1931. – Т. 128. – №. 3229. – С. 496-496.
69. Hugentobler U. et al. Impact of Albedo modeling on GNSS satellite orbits and geodetic time series //AGU Fall Meeting Abstracts. – 2009. – Т. 2009. – С. G11C-0654.
70. Ince E. S. et al. ICGEM–15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans //Earth system science data. – 2019. – Т. 11. – №. 2. – С. 647-674.
71. Isacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics //Journal of geophysical research. – 1968. – Т. 73. – №. 18. – С. 5855-5899.

72. Kalman R. E. A new approach to linear filtering and prediction problems. – 1960.
73. Kedar S. et al. The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions //Geophysical research letters. – 2003. – Т. 30. – №. 16.
74. Kierulf H. P. et al. A GNSS velocity field for geophysical applications in Fennoscandia //Journal of Geodynamics. – 2021. – Т. 146. – С. 101845.
75. Kreemer C. et al. On the determination of a global strain rate model //Earth, Planets and Space. – 2000. – Т. 52. – №. 10. – С. 765-770.
76. Kreemer C., Blewitt G., Klein E. C. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2014. – Т. 15. – №. 10. – С. 3849-3889.
77. Kogan M. G., Steblov G. M. Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2008. – Т. 113. – №. B4.
78. Kogan M. G. et al. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes //Geophysical Research Letters. – 2011. – Т. 38. – №. 6.
79. Landerer F. W. et al. Extending the global mass change data record: GRACE Follow-On instrument and science data performance //Geophysical Research Letters. – 2020. – Т. 47. – №. 12. – С. e2020GL088306.
80. Langbein J., Johnson H. Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1997. – Т. 102. – №. B1. – С. 591-603.
81. Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift //Journal of geophysical research. – 1968. – Т. 73. – №. 12. – С. 3661-3697.
82. Li T. et al. Influence of 3D Earth structure on glacial isostatic adjustment in the Russian Arctic //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2022. – Т. 127. – №. 3. – С. e2021JB023631.
83. Mao A., Harrison C. G. A., Dixon T. H. Noise in GPS coordinate time series //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1999. – Т. 104. – №. B2. – С. 2797-2816.
84. McKenzie D. P., Parker R. L. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere //Nature. – 1967. – Т. 216. – №. 5122. – С. 1276-1280.
85. Minster J. B. et al. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics //Geophysical Journal International. – 1974. – Т. 36. – №. 3. – С. 541-576.
86. Minster J. B., Jordan T. H. Present-day plate motions //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1978. – Т. 83. – №. B11. – С. 5331-5354.
87. Morgan W. J. Rises, trenches, great faults, and crustal blocks //Journal of Geophysical Research. – 1968. – Т. 73. – №. 6. – С. 1959-1982.
88. Nikolaidis R. Observation of geodetic and seismic deformation with the Global Positioning System. – University of California, San Diego, 2002.

89. Peltier W. R., Argus D. F., Drummond R. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2015. – Т. 120. – №. 1. – С. 450-487.
90. Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling //Geophysical Journal International. – 2005. – Т. 160. – №. 1. – С. 357-369.
91. Petrovski I. G., Tsujii T. Digital satellite navigation and geophysics: A practical guide with GNSS signal simulator and receiver laboratory. – Cambridge University Press, 2012.
92. Pollitz F. F., Bürgmann R., Banerjee P. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth //Geophysical Journal International. – 2006. – Т. 167. – №. 1. – С. 397-420.
93. Rodriguez-Solano C. J., Hugentobler U., Steigenberger P. Impact of albedo radiation on GPS satellites //Geodesy for Planet Earth: Proceedings of the 2009 IAG Symposium, Buenos Aires, Argentina, 31 August 31-4 September 2009. – Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, 2011. – С. 113-119.
94. Rodriguez-Solano C., Hugentobler U., Steigenberger P. Earth radiation pressure model for GNSS satellites //Abstract EGU2011-9824 presented at EGU general assembly, Vienna. – 2011.
95. Sella G. F., Dixon T. H., Mao A. REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – Т. 107. – №. B4. – С. ETG 11-1-ETG 11-30.
96. Simons M., Rosen P. A. Interferometric synthetic aperture radar geodesy //Geodesy. – 2007. – Т. 3. – С. 391-446.
97. Smith W. H. F., Wessel P. Gridding with continuous curvature splines in tension //Geophysics. – 1990. – Т. 55. – №. 3. – С. 293-305.
98. Stein S. Space geodesy and plate motions //Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics. – 1993. – Т. 23. – С. 5-20.
99. Tapley B. D. et al. The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results //Geophysical research letters. – 2004. – Т. 31. – №. 9.
100. Teunnissen P. J. G. The least-square ambiguity decorrelation adjustment: a method for fast GPS integer ambiguity estimation //J. Geodesy. – 1995. – Т. 70. – №. 1. – С. 65-82.
101. Teunnissen P. J. G., Montenbruck O. (ed.). Springer handbook of global navigation satellite systems. – Cham, Switzerland: Springer International Publishing, 2017. – Т. 10. – С. 978-3.
102. Turcotte D. L., Schubert G. Geodynamics. – Cambridge university press, 2002.

103. Vladimir Kaftan and Mäkinen Jaakko. Fennoscandian uplift study as an example of Russian-Finnish cooperation in Arctic geodesy (Advisory). //Russian Journal of Earth Sciences. – 2019. – Т. 19. – №. 5. – С. 4.
104. Vestøl O. Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from leveling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation //Journal of Geodesy. – 2006. – Т. 80. – С. 248-258.
105. Vestøl O. et al. NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region //Journal of Geodesy. – 2019. – Т. 93. – С. 1759-1779.
106. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. – Nature Publishing, 1963.
107. Wessel P. et al. The generic mapping tools version 6 //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2019. – Т. 20. – №. 11. – С. 5556-5564.
108. Willemann R. J., Storchak D. A. Data collection at the international seismological centre //Seismological Research Letters. – 2001. – Т. 72. – №. 4. – С. 440-453.
109. Williams S. D. P. et al. Error analysis of continuous GPS position time series //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2004. – Т. 109. – №. B3.
110. Williams S. D. P. Create and Analyse Time Series: CATS software V3. 1.1 //Proudman Oceanographic Laboratory, UK. – 2005.
111. Wu J., Tang C., Chen Y. Effect of triangle shape factor on precision of crustal deformation calculated //Journal of Geodesy and Geodynamics. – 2003. – Т. 23. – №. 3. – С. 26-30.
112. Zhang J. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities //Journal of geophysical research: solid earth. – 1997. – Т. 102. – №. B8. – С. 18035-18055.
113. Argus D. F., Gordon R. G. Tests of the rigid-plate hypothesis and bounds on intraplate deformation using geodetic data from very long baseline interferometry //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1996. – Т. 101. – №. B6. – С. 13555-13572.
114. Ma C., Ryan J. W., Caprette D. S. NASA Space Geodesy Program: GSFC data analysis, 1993. VLBI geodetic results 1979-1992. – 1994. – №. NAS 1.15: 104605.
115. Kogan M. G. et al. Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America //Geophysical research letters. – 2000. – Т. 27. – №. 14. – С. 2041-2044.
116. Kogan M. G., Steblov G. M. Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2008. – Т. 113. – №. B4.

Приложения

Приложение 1. Координаты и скорости пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети и опорных пунктов IGS core, полученные в результате обработки всего открытого массива данных с пунктов ФАГС в системе отсчёта IGS20

ID	***X***	***Y***	***Z***	V_X	V_Y	V_Z	t_0
KHAZ	-3004576.460	2990039.949	4749937.909	-0.0232	-0.0074	-0.0081	2020.0
THTG	-5246415.323	-3077260.571	-1913841.763	-0.0419	0.052	0.0329	2020.0
UNGN	1273659.840	2723541.635	5606263.372	-0.0237	0.0077	0.0044	2020.0
ROST	3343060.373	2764890.026	4659931.799	-0.0214	0.0145	0.0083	2020.0
KIRI	-6327822.321	785605.180	149769.551	0.0086	0.0671	0.0314	2020.0
NIRO	1715719.206	2613085.862	5541095.561	-0.0234	0.0089	0.0040	2020.0
REUN	3364098.921	4907944.662	-2293466.691	-0.0123	0.0124	0.0109	2020.0
POL2	1239970.957	4530790.155	4302578.866	-0.0275	0.0046	0.0036	2020.0
STK2	-3642161.462	2861487.866	4370351.225	-0.0114	0.0012	-0.0064	2020.0
BHR4	3633910.144	4425277.881	2799863.297	-0.0328	0.0000	0.0269	2020.0
IRKU	-964889.432	3788485.246	5023208.799	-0.0368	0.0215	0.0187	2020.0
TURA	-491372.424	2732172.292	5723236.456	-0.0244	0.0005	-0.0067	2020.0
TNML	-2982779.597	4966662.51	2658805.622	-0.036	-0.0022	-0.0040	2020.0
GAMB	-4147127.243	-4152221.834	-2490032.888	-0.0564	0.0392	0.0297	2020.0
MOBS	-4130636.762	2894953.141	-3890530.242	-0.0378	0.0038	0.0466	2020.0
GLPS	-33800.901	-6377516.516	-82154.230	0.0496	0.0007	0.0108	2020.0
AMDR	1049947.516	1948228.408	5961852.933	-0.0247	0.0149	0.0028	2020.0
SEV1	3794362.568	2510336.41	4455261.993	-0.0196	0.0155	0.0096	2020.0
POLO	-2826981.592	2684994.923	5030919.429	-0.0119	-0.0111	-0.0043	2020.0
NANO	-2335726.979	-3451608.356	4812009.883	-0.0097	-0.0015	-0.0040	2020.0
URAL	1716013.284	3047281.157	5316300.666	-0.0242	0.0086	0.0036	2020.0
NYAL	1202430.318	252626.819	6237767.786	-0.0138	0.0071	0.0142	2020.0
NOVG	2852983.643	1731971.131	5417045.317	-0.0200	0.0128	0.0050	2020.0
KOKB	-5543838.333	-2054585.809	2387810.441	-0.0099	0.0629	0.0323	2020.0
ANDR	-2727120.447	118593.112	5745237.715	-0.0221	-0.0035	-0.0116	2020.0
SEMH	-2578537.418	1348924.019	5656804.924	-0.0285	-0.0022	0.0080	2020.0
TILK	-3062218.779	758413.152	5524836.912	-0.0172	-0.0027	-0.0122	2020.0
PEVK	-2187298.884	375560.052	5959534.192	-0.0202	-0.0061	-0.0104	2020.0
AST3	2947614.724	3280153.553	4592467.883	-0.0236	0.0114	0.0061	2020.0
MURM	1923562.598	1253583.958	5930704.072	-0.0188	0.0105	0.0080	2020.0
NERY	-2001453.737	2887681.855	5306331.342	-0.0225	-0.0045	-0.0061	2020.0
USNR	-2200429.668	1643627.182	5737741.215	-0.0199	-0.0043	-0.0047	2020.0
XMIS	-1696344.755	6039590.003	-1149275.085	-0.0415	-0.0021	0.0545	2020.0
CKIS	-5583182.66	-2054142.727	-2292166.211	-0.0341	0.0549	0.0333	2020.0
MKEA	-5464105.404	-2495165.44	2148291.666	-0.015	0.0600	0.0307	2020.0
NNOR	-2414152.382	4907778.636	-3270644.204	-0.0477	0.0088	0.0505	2020.0
SVTL	2730155.074	1562364.938	5529989.386	-0.0183	0.0142	0.0083	2020.0
KZN2	2352345.804	2717466.574	5251459.209	-0.0229	0.0112	0.0057	2020.0
HRAO	5085352.445	2668396.132	-2768731.296	-0.0013	0.0192	0.0167	2020.0
CRO1	2607771.330	-5488076.558	1932767.965	0.0074	0.0092	0.0120	2020.0

RBCS	607960.478	3925423.273	4973693.274	-0.0272	0.0035	-0.0006	2020.0
RSTS	3339359.029	2771192.637	4658757.737	-0.0229	0.0106	0.0051	2020.0
NOYA	724812.718	2792377.847	5669450.324	-0.0253	0.0009	0.0009	2020.0
CHIT	-1569450.067	3606684.783	5004896.567	-0.0272	-0.0035	-0.0054	2020.0
CHPI	4164613.903	-4162456.982	-2445028.635	0.0010	-0.0064	0.0118	2020.0
GUAT	-56063.529	-6174978.639	1596665.289	0.0029	0.0015	0.0010	2020.0
RIO2	1429907.889	-3495354.938	-5122698.528	0.0058	-0.0103	0.0072	2020.0
OHA1	-3028242.031	2285810.535	5109806.336	-0.0194	-0.0051	-0.0081	2020.0
NOVM	452260.707	3635877.592	5203453.319	-0.0254	0.0030	-0.0014	2020.0
GUAM	-5071312.663	3568363.632	1488904.402	0.0041	0.0036	0.0040	2020.0
THU2	538093.213	-1389088.124	6180979.35	-0.0223	-0.0050	0.0071	2020.0
MAGJ	-2826637.847	1579081.992	5476863.446	-0.0186	-0.0039	-0.0077	2020.0
YSSK	-3465321.188	2638269.288	4644085.302	-0.0133	-0.0040	-0.0060	2020.0
OMSR	1046504.205	3511566.89	5203198.484	-0.0267	0.0054	0.0015	2020.0
NARY	1464637.168	1945079.177	5875339.454	-0.0219	0.0072	0.0027	2020.0
BAKE	-289834.289	-2756501.166	5725162.379	-0.0199	-0.0063	0.0080	2020.0
BADG	-838282.067	3865777.322	4987624.571	-0.0272	-0.0006	-0.0041	2020.0
VLDV	-3119695.704	3441015.384	4356693.003	0.0000	-0.0116	-0.0126	2020.0
BARE	1282847.804	325537.393	6218685.312	-0.0164	0.0104	0.0121	2020.0
NRMD	-5743538.118	1380503.87	-2397896.017	-0.0199	-0.0170	0.0425	2020.0
SLH1	1011482.299	2338107.103	5827737.239	-0.0230	0.0062	0.0018	2020.0
VNDP	-2678090.59	-4525436.87	3597432.001	-0.0287	0.0337	0.0198	2020.0
ISPA	-1881702.708	-5359979.997	-2890599.32	0.0627	-0.0174	-0.0057	2020.0
RSTD	3343064.739	2764893.737	4659926.242	-0.0219	0.0133	0.0070	2020.0
IRKJ	-968328.969	3794426.503	5018167.195	-0.0258	-0.0012	-0.0046	2020.0
KIZ1	-307567.134	3947896.942	4984000.207	-0.0267	-0.0003	-0.0026	2020.0
NSK1	447670.050	3638117.420	5202281.561	-0.0268	0.0026	-0.0038	2020.0
SAMR	2447584.017	2941190.912	5085911.725	-0.0233	0.0109	0.0056	2020.0
ZECK	3451174.372	3060335.65	4391955.782	-0.021	0.0146	0.0094	2020.0
FAIR	-2281621.971	-1453595.964	5756961.687	-0.0219	-0.0041	-0.0086	2020.0
STJ3	2612588.525	-3426820.655	4686773.823	-0.0180	-0.0001	0.0085	2020.0
ZHEL	-858644.696	3414089.355	5301256.38	-0.0235	-0.0013	-0.0037	2020.0
SEMJ	-2578536.893	1348924.087	5656805.896	-0.0095	0.0001	0.0022	2020.0
MCIL	-5227187.517	2551881.263	2607618.275	0.0401	0.0597	0.0223	2020.0
FSVO	-2463764.397	3138579.216	4959507.600	-0.0236	-0.0074	-0.0085	2020.0
YAKT	-1914999.276	2308241.452	5610225.489	-0.022	-0.0032	-0.0047	2020.0
KRGG	1406336.179	3918154.600	-4816172.889	-0.0053	-0.0008	-0.0031	2020.0
IRKO	-967362.750	3786560.324	5024207.771	-0.0258	-0.0012	-0.0045	2020.0
KOTL	2111995.659	2235912.399	5568913.998	-0.022	0.0093	0.0043	2020.0
PULJ	2778952.748	1625324.806	5487678.470	-0.0198	0.0123	0.0091	2020.0
MDVJ	2845455.757	2160954.426	5265993.315	-0.0208	0.0123	0.0069	2020.0
MATE	4641949.277	1393045.71	4133287.68	-0.0188	0.0197	0.0142	2020.0
PETS	-3580828.382	1399698.245	5072185.028	0.0058	0.0127	-0.0064	2020.0
IISC	1337935.806	6070317.118	1427877.293	-0.0439	-0.0013	0.0334	2020.0
NNOV	2550716.014	2466143.245	5282690.821	-0.0220	0.0112	0.0060	2020.0
PTGK	3355879.837	3135848.74	4411457.173	-0.0213	0.0141	0.0083	2020.0
NVSK	433605.184	3655558.576	5191286.673	-0.0261	0.0026	-0.0019	2020.0
ARTU	1843956.356	3016203.247	5291261.787	-0.0240	0.0090	0.0037	2020.0

DAV1	486854.586	2285099.174	-5914955.724	0.0018	-0.0059	-0.0012	2020.0
YIBL	3294552.219	4905092.559	2393580.124	-0.0303	0.0149	0.0321	2020.0
DKSN	302702.419	1790214.351	6093796.297	-0.0201	0.0054	0.0011	2020.0
MOBJ	2936424.326	2178374.228	5208858.527	-0.0215	0.0122	0.0058	2020.0
KLN1	3460481.427	1289437.781	5182929.804	-0.0173	0.0152	0.0087	2020.0
AREQ	1942826.281	-5804070.354	-1796894.115	0.0087	-0.0011	0.0118	2020.0
BILB	-2323081.034	559721.793	5894110.878	-0.0171	-0.0027	-0.013	2020.0
NRIL	64536.856	2253782.910	5946363.511	-0.022	0.003	0.0008	2020.0
MOBN	2936431.737	2178364.740	5208858.345	-0.0212	0.0127	0.0066	2020.0
KAGP	-178338.197	3567385.934	5266736.138	-0.0288	0.0019	-0.0034	2020.0
IRKM	-968332.786	3794425.396	5018167.678	-0.0255	-0.0014	-0.0047	2020.0
CPVG	5626883.441	-2380932.346	1824483.987	0.0018	0.0203	0.0150	2020.0
OLNK	-896109.483	2165755.564	5912194.070	-0.0208	-0.0056	-0.0237	2020.0
MAMA	-1385953.213	3110631.223	5375119.707	-0.0238	-0.0024	-0.0050	2020.0
OXTK	-2610469.156	1950405.701	5464521.728	-0.0196	-0.004	-0.0078	2020.0
SANT	1769693.443	-5044574.29	-3468320.886	0.0153	-0.0087	0.0101	2020.0
OREN	2263461.805	3244555.674	4986384.068	-0.0237	0.0099	0.0046	2020.0
OHI3	1525809.313	-2432478.741	-5676166.244	0.018	-0.0290	0.0027	2020.0
ARTI	1855262.492	3013882.913	5288721.307	-0.0353	-0.0056	0.144	2020.0
SCTB	-1311028.636	308512.481	-6213390.879	0.0083	-0.0119	-0.0023	2020.0
BORO	-1807.946	3043431.276	5586432.238	-0.0253	0.0021	-0.002	2020.0
BELG	3255206.010	2415024.493	4908424.454	-0.0216	0.013	0.0067	2020.0
MOBK	2936424.325	2178374.228	5208858.526	-0.0215	0.0122	0.0058	2020.0
TIXG	-1264873.496	1569455.756	6031003.387	-0.0203	-0.002	-0.0037	2020.0
VNOV	2852982.754	1731970.998	5417045.847	-0.0196	0.013	0.0062	2020.0
KLPS	412021.710	3331878.923	5404924.617	-0.0259	0.0026	-0.0019	2020.0
TIXI	-1264873.496	1569455.756	6031003.389	-0.0205	-0.0018	-0.0028	2020.0
LOVJ	1981439.807	1367713.149	5886956.531	-0.0172	0.0104	0.0099	2020.0
KIRU	2251420.545	862817.389	5885476.865	-0.0167	0.0125	0.0119	2020.0
ARKH	2089120.137	1785919.400	5736350.102	-0.0207	0.0107	0.0053	2020.0
CZTG	2719994.802	3463392.650	-4598612.949	-0.0042	0.0024	0.0009	2020.0
DGAR	1916268.770	6029977.726	-801719.420	-0.0430	0.0181	0.0327	2020.0
STHL	6104817.266	-605827.805	-1740738.684	0.0069	0.0225	0.0180	2020.0
CHTI	-4607856.232	-272375.347	-4386954.181	-0.0259	0.0404	0.0240	2020.0
GODN	1130760.751	-4831298.677	3994155.195	-0.0151	0.0001	0.0024	2020.0
CHRD	-1798055.531	1128008.568	5994470.397	-0.0237	-0.0010	-0.0046	2020.0
MAG1	-2826664.992	1579093.597	5476846.722	-0.0189	-0.0030	-0.0073	2020.0
MAG0	-2825810.584	1581232.917	5477005.333	-0.0181	-0.0020	-0.0073	2020.0
SALU	4566947.854	-4443098.557	-286674.555	-0.0032	-0.0033	0.0123	2020.0
DAEJ	-3120042.417	4084614.68	3764026.784	-0.0282	-0.0123	-0.0079	2020.0
MAL2	4865385.443	4110717.491	-331137.383	-0.0161	0.0208	0.0160	2020.0
CNG1	2846193.975	2185227.861	5255558.074	-0.0206	0.0114	0.0069	2020.0
SPB2	2767753.352	1621331.388	5494417.485	-0.0172	0.0126	0.0082	2020.0
EKTR	1710671.137	3046094.472	5318707.997	-0.0228	0.0099	0.0025	2020.0
MAS1	5439192.149	-1522055.211	2953455.071	-0.0039	0.0186	0.0151	2020.0
EKTG	1710698.063	3046082.270	5318707.280	-0.0240	0.0076	0.0034	2020.0
KHAB	-2998857.110	2991802.485	4752463.724	-0.0228	-0.0073	-0.0087	2020.0
NKLG	6287385.706	1071574.861	39133.190	-0.0039	0.022	0.0192	2020.0

DARW	-4091359.615	4684606.423	-1408579.128	-0.0358	-0.0146	0.0594	2020.0
MAC1	-3464038.894	1334173.222	-5169223.888	-0.0185	0.0194	0.0195	2020.0

Приложение 2

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ТЕОРИИ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ГЕОФИЗИКИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
Профсоюзная ул., д.84/32, Москва, 117997
Тел. / факс (495) 333-45-13 / (495) 333-41-24, E-mail: mitpan@mitp.ru
ОКПО 00158698, ОГРН 1037739757868, ИНН/КПП 7726077214/772801001

08.10.2026 г.

СПРАВКА

Результаты диссертационного исследования Мельника Геннадия Эдуардовича «Анализ современных тектонических движений и оценка стабильности платформенных областей Северной Евразии» использовались в рамках выполнения работ по государственному заданию ИТПЗ РАН по теме НИР «Создание системы разномасштабного геодинамического мониторинга на Камчатке» (номер государственной регистрации 124093000045-0).

Результаты обработки данных ГНСС пунктов фундаментальной астрономо-геодезической сети, полученные Мельником Г.Э., позволили провести высокоточную обработку данных ГНСС Камчатки для исследования деформационных процессов в зоне Курило-Камчатской субдукции и геодинамической интерпретации современных движений земной поверхности в регионе. Результаты диссертационного исследования Мельника Г.Э. внедрены и активно используются в научно-исследовательской деятельности ИТПЗ РАН для обработки, анализа и интерпретации спутниковых геодезических данных в различных регионах.

Заместитель директора ИТПЗ РАН
к.ф.-м.н. И.С. Владимирова