

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю. ШМИДТА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИФЗ РАН)

УДК 550.34, 551.24“312”

№ гос. задания 0144-2019-0016

№ гос. регистрации АААА-А19-119082190042-5

УТВЕРЖДАЮ

Директор ИФЗ РАН

чл.-корр. РАН

_____ С.А. Тихоцкий

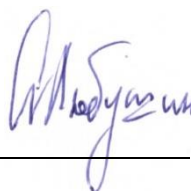
«_____» _____ 2020 г.

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

«Аппаратурно-методическое обеспечение сбора, обработки и интерпретации
наземных и спутниковых данных для изучения областей геодинамической
активности»

(промежуточный, этап 2020 г.)

Руководитель НИР,
главный научный сотрудник,
зав. лабораторией 602
д.ф.-м.н.

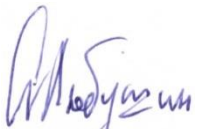


А.А. Любушин

Москва, 2020 г.

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР,
Зав. лабораторией № 602
д.ф.-м.н.


Подпись, дата

А.А. Любушин
(Введение, раздел 1,
заключение)

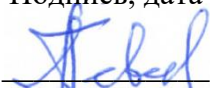
Исполнители:

Г.н.с.
д.ф.-м.н., проф.


Подпись, дата


А.Б. Манукин
(разделы 1.6-1.9)

Г.н.с.
д.т.н.


Подпись, дата


А.К. Певнев
(раздел 1.5)

В.н.с.
к.т.н.


Подпись, дата


О.С. Казанцева
(разделы 1.6-1.8)

В.н.с.
к.ф.-м.н.


Подпись, дата

И.И. Калинин
(разделы 1.6-1.9)

С.н.с.
к.т.н.


Подпись, дата

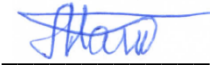
С.В. Бехтерев
(разделы 1.6, 1.7)

С.н.с.
к.ф.-м.н.


Подпись, дата


Д.М. Филатов
(раздел 1.5)

С.н.с.


Подпись, дата


В.П. Матюнин
(разделы 1.6-1.9)

Зав. лабораторией 502
член-корреспондент РАН,
д.ф.-м.н., проф.


Подпись, дата


В.О. Михайлов
(Введение, раздел 2,
заключение)

Н.с.,
к.ф.-м.н.


Подпись, дата

П.Н. Дмитриев
(Введение, раздел 2.2,
Заключение)

Г.н.с.
д.ф.-м.н., проф.


Подпись, дата

И.А. Керимов
(раздел 2.4)

С.н.с.,
к.г.-м.н.


Подпись, дата

Е.И. Смольянинова
(Введение, раздел 2.3,
Заключение)

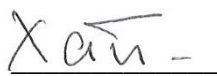
Н.с.,
к.ф.-м.н.



Подпись, дата

М.С. Волкова
(Введение, раздел 2.2,
Заключение)

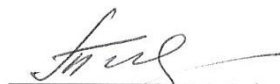
Н.с.



Подпись, дата

С.А. Хайретдинов
(Введение, раздел 2.1,
Заключение)

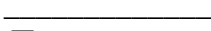
С.н.с.,
к.ф.-м.н.



Подпись, дата

Е.П. Тимошкина
(Введение, разделы 2.1, 2.3
Заключение)

Нормоконтролер


Подпись, дата

Д.В. Лиходеев

РЕФЕРАТ

Отчет: 149 с., 1 кн., 61 рис., 11 табл., 134 источн.

НИЗКОЧАСТОТНЫЙ СЕЙСМИЧЕСКИЙ ШУМ, ЭНТРОПИЯ, КОГЕРЕНТНОСТЬ, НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ, ГРАВИТАЦИОННЫЙ ГРАДИЕНТОМЕТР, ТРЕХКООРДИНАТНЫЙ МАЛОГАБАРИТНЫЙ СЕЙСМОГРАВИМЕТР, СПЕКТРАНАЛИЗАТОР МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА, ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, РАДАРНАЯ СПУТНИКОВАЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ, ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ, ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ, СПУТНИКИ ГРЕЙС, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ОПОЛЗНИ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ, ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

По разделу 1 «Средства и методика наземных и спутниковых геофизических измерений. Развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений» в отчетный период разработан новый метод анализа связей энтропийных и мультифрактальных свойств низкочастотного сейсмического шума с неравномерностью вращения Земли. Метод применен к анализу сейсмических шумов в Японии, Калифорнии и на Камчатке. Разработан метод оценки сейсмической опасности на основе использования энтропии сейсмического шума, который позволил выделить заблаговременные предвестники сильного землетрясения в Южной Калифорнии. Продолжено тестирование нового метода фрактального анализа временных рядов для выделения критических состояний на примере анализа смещений земной поверхности в Новой Зеландии. Разработаны новые варианты вертикального гравитационного градиентометра. Созданы и протестированы макеты новых малогабаритных трехкоординатных сейсмометров для использования в изучении сейсмического фона на Марсе и Луне. Разработан метод для оценки доли прогностической информации в аномалиях показаний крутильных весов кавендишского типа.

По разделу 2 особое внимание уделено развитию методов обработки и совместной интерпретации данных о временных вариациях гравитационного поля, РСА интерферометрии и ГНСС. Завершено исследование землетрясения магнитудой 8.6 в бассейне Вартон. Полученное решение показывает, что основные смещения произошли на ортогональной системе разломов простирания WNW и NNE. Вязкоупругая релаксация астеносферы с максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с полностью объясняет постсейсмические смещения на пунктах GPS и постсейсмические гравитационные аномалии. Такая оценка вязкости получена при моделировании многих геодинамических процессов. Получены новые оценки смещений земной поверхности и сооружений на территории Олимпийского парка в Имеретинской низменности методами радарной спутниковой интерферометрии. На территории Имеретинской низменности по спутниковым данным обнаружено шесть основных областей просадок. Максимальные величины оседания достигают 15 см за последние два года. Полученные карты смещений хорошо согласуются с наземными данными. Идентифицированные просадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии. Выполнены работы по моделированию процесса формирования тектонических структур в реологически расслоенной поверхностной оболочке Земли. Показано, что изменение объема сносимого с суши материала и области его разноса приводят к сложным соотношениям осадочных слоев. Возникающие структурные несогласия аналогичны тем, которые предполагаются в результате изменения уровня мирового океана.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ.....	14
1 Средства и методика наземных и спутниковых геофизических измерений. Развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений	14
1.1 Связь свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии с неравномерностью вращения Земли	14
1.2 Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли	29
1.3 Энтропия глобального сейсмического шума.....	34
1.4 Прогностические свойства энтропии сейсмического шума в Южной Калифорнии..	41
1.5 Фрактальные меры хаотичности временных рядов смещений земной поверхности.	50
1.6 Новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра	55
1.7 Трехкомпонентный сейсмометр для измерений на Марсе.....	61
1.8 Сейсмометр для измерений на Луне.....	68
1.9 Продолжение измерений с помощью крутильных весов с целью накопления статистически значимого материала о прогнозе землетрясений.....	74
2. Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования. Введение к разделу 2	81
2.1 Совместная интерпретация данных спутниковой геодезии GPS и гравитационных моделей высокого разрешения спутников ГРЕЙС для землетрясений 2012 в бассейне Вартон, Индийский океан	84
2.1.1 Обоснование постановки задачи.....	84
2.1.2. Оценка косейсмического и постсейсмического сигнала по данным моделей ГРЕЙС	87
2.1.3 Сравнение расчетных и реальных данных	92
2.1.4 Сравнение различных моделей поверхности разрыва, основанных на данных GPS и по волновым формам	93
2.1.5 Постсейсмическая вязкоупругая релаксация.....	98
2.1.6 Обсуждение результатов	100
2.1.7 Итоги и заключение	102

2.2	Оценки полей смещения земной поверхности с применением радарной спутниковой интерферометрии.....	103
2.2.1	Введение	103
2.2.2	Район исследований, исходные данные и технологии обработки.....	104
2.2.3	Результаты изучения смещений земной поверхности	106
2.2.4	Интерпретация результатов.....	108
2.2.5	Выводы	112
2.3	Развитие геодинамической модели формирования пассивных континентальных окраин	113
2.3.1	Описание модели	113
2.3.2	Новая модификация модели	115
2.3.3	Примеры численных расчетов и их обсуждение.....	118
2.3.4	Выводы	122
2.4	Геофизические поля, сейсмичность и разломная тектоника Терско-Каспийского прогиба	122
2.4.1	Введение	122
2.4.2	Анализ аномального гравитационного и магнитного поля.....	123
2.4.3	Сейсмичность и сейсмический режим	125
2.4.4	Разломно-блоковая тектоника ТКП.....	128
2.4.5	Выводы	130
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	131
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	137

ВВЕДЕНИЕ

Работы по разделу 1 посвящены разработке аппаратных средств и созданию методик наземных и спутниковых геофизических измерений. Работы включают в себя развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений, в том числе и создание принципиально новых математических методов совместного анализа большого числа многомерных временных рядов, получаемых от современных систем геофизического мониторинга.

Исследован вопрос о связи свойств сейсмического шума с неравномерностью вращения Земли. Рассмотрены медианные суточные значения ширины носителя мультифрактального спектра сингулярности, обобщенного показателя Херста и энтропии сейсмического шума на сетях широкополосных сейсмических станций в Японии и Калифорнии для интервала времени 1997-2019 гг. Вычислены первые главные компоненты свойств шума в полугодовом скользящем временном окне. Оценены спектры когерентности как между главными компонентами шума в двух регионах, так и каждой главной компоненты с временным рядом длины дня (LOD). Установлено, что увеличение мощности высокочастотных пульсаций LOD (для периодов меньше 6 суток) сопровождается уменьшением когерентности между свойствами сейсмического шума в Японии и Калифорнии. Произведена оценка степени синхронности отклика изменений свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии на неравномерность вращения Земли в «длинном» скользящем временном окне длиной 5 лет. Для этого вычислены коэффициент корреляции и «вторичный» спектр когерентности между синхронными вариациями «первичных» спектров когерентности между LOD и каждой из главных компонент шумов, полученных в «коротком» окне длиной полгода, а также их взаимная корреляционная функция.

Исследована связь свойств сейсмического шума, непрерывно регистрируемого на сети из 21 широкополосной сейсмической станции на Камчатке в течение 9 лет наблюдений, 2011-2019 гг., с неравномерностью вращения Земли. Вычислялся квадратичный спектр когерентности между первой главной компонентой трех свойств сейсмического шума и временным рядом длины дня в скользящем временном окне длиной 182 суток. Рассматривалась частотно-временная диаграмма спектра когерентности, которая характеризуется последовательностью всплесков когерентности, сконцентрированных в узкой частотной полосе с периодами от 11 до 14 суток. Оцениваются временные задержки между всплесками когерентности и выделением сейсмической энергии на Камчатке в скользящем временном окне длиной 5 лет.

Исследованы данные непрерывных записей низкочастотных (периоды от 2 до 1000 минут) сейсмических шумов на глобальной сети из 229 широкополосных станций, расположенных по всему миру за 23 года, 1997-2019 гг. Суточные значения энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов рассматриваются как информативная характеристика шума. Введена вспомогательная сеть из 50 опорных точек, положение которых определяется кластеризацией положений станций. Для каждой контрольной точки рассчитывается временной ряд, состоящий из 8400 отсчетов с временным шагом 1 день, значения которых определяются как медианы значений энтропии на 5 ближайших станциях, работающих в течение данного дня. Внедрение системы реперных точек позволяет оценивать временные и пространственные изменения корреляции значений энтропии шума во всем мире. Оценка в годовом скользящем временном окне выявила временной интервал с середины 2002 г. до середины 2003 г., когда произошло резкое изменение свойств глобального шума и началось интенсивное увеличение как средних корреляций энтропии, так и масштабов пространственной корреляции. Эта тенденция продолжается до конца 2019 г. и интерпретируется как особенность сейсмического шума, связанная с увеличением интенсивности сильнейших землетрясений, начавшихся Суматранским мега-землетрясением 26 декабря 2004 г. с $M = 9,3$. Значения корреляционной функции между логарифмом выделенной сейсмической энергии и всплесками когерентности между LOD и энтропией сейсмического шума в годовом временном окне указывают на задержку выделения сейсмической энергии относительно максимумов когерентности. Это отставание интерпретируется как проявление триггерного эффекта неравномерного вращения Земли на рост глобальной сейсмической опасности.

Рассмотрены свойства сейсмического шума в Южной Калифорнии. Исходные данные представляют собой непрерывные записи вертикальных колебаний с частотой опроса 1 Гц (LHZ записи) на 81 широкополосной станции в течение 12 лет, 2008-2019 гг. Эти данные преобразовывались к шагу по времени 1 минута путем вычисления средних значений в последовательных интервалах времени длиной 60 отсчетов. Временные ряды низкочастотного сейсмического шума с шагом по времени 1 минута от каждой станции далее преобразовывались к последовательности ежесуточных значений минимальной нормализованной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов. Поскольку от каждой станции можно получить оценки энтропии с шагом по времени 1 сутки, то это дает возможность строить ежедневную карту ее изменений по пространству. Общая карта распределения значений энтропии получается

путем усреднения ежедневных карт. Основное внимание уделено областям, в которых чаще всего реализуются максимальные значения энтропии. Эти области выделяются с помощью оценки пространственной плотности вероятности распределения точек, в которых реализуются заданное число максимальных значений в каждой ежесуточной карте. Показано, что с 2012 года область наиболее частых реализаций максимумов энтропии находится в непосредственном контакте с эпицентром сильного землетрясения 06 июля 2019 г. магнитудой 7.1. Рассматривается «вторичная» энтропия, вычисляемая для плотностей вероятности распределения максимальных значений «первичной» энтропии волновых форм сейсмического шума в полугодовом скользящем временном окне. Показано, что временным интервалам увеличения сейсмической активности соответствует уменьшение вторичной энтропии, что интерпретируется как концентрация в пространстве распределения максимумов первичной энтропии шума. Оценки изменения коэффициентов корреляции между ежесуточными значениями энтропии шума в полугодовом временном окне в узлах сети из 12 реперных точек, покрывающих исследуемый регион, позволили изучить пространственно-временную динамику сильных корреляций. Область будущего сильного землетрясения характеризуется высокими корреляциями значений энтропии в ближайших опорных точках с другими точками.

Разработан новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра. Основная идея - использование разнесенных по высоте пробной массы и поплавка, жестко связанных между собой и помещенных в жидкость, причем вес системы уравновешен архимедовой силой. Изменение гравитационного градиента приводит к малому перемещению системы, которая связана с корпусом мягкой пружиной. Это перемещение, измеряемое с помощью датчика, содержит информацию о величине градиента. При внешней простоте идеи её реализация достаточно сложна из-за влияния вариаций температуры. Обсуждаются четыре варианта создания прибора, показавшие принципиальную возможность реализации измерительного устройства с разрешением в сотые - десятые доли этвеша.

Приведены результаты разработки и создания трехкомпонентного сейсмометра для измерений на Марсе. В низкочастотной и квазистатической области спектра прибор также выполняет функции наклономера и гравиметра. Приведено описание чувствительного элемента - одноосного датчика. В прибор входят три таких датчика, оси чувствительности которых взаимно перпендикулярны. Пробная масса в каждом датчике удерживается с помощью механической и магнитной жесткости, а собственная частота осциллятора - около 5 Гц. Рассмотрены вопросы предельной чувствительности, определяемой

собственными равновесными тепловыми флуктуациями. Приведены способы решения технических проблем - доставки блока чувствительных элементов под защитным кожухом на поверхность Марса, установки прибора по гравитационной вертикали и результаты эталонирования методом наклонов, показавшие, что характеристики прибора близки к запланированным. Чувствительность по амплитуде колебаний основания прибора в окрестности 1 Гц, обусловленная и шумами емкостного преобразователя малых перемещений пробной массы в электрический сигнал, составила $\sim 3 \cdot 10^{-10}$ м.

Разработан и создан сейсмометр СЕЙСМО-ЛР в рамках программы Луна-Ресурс-1 совместно ИКИ РАН и ИФЗ РАН, который прошел функциональные физические испытания, показавшие возможность измерять малые амплитуды колебаний основания прибора на уровне десятых долей Ангстрема. Отказ системы вертикализации прибора с использованием легкоплавкого металла во время виброиспытаний конструкторско-доводочного образца не позволил использовать его без серьезных доработок. Обсуждается возможность использования с небольшими доработками прибора СЭМ, разработанного и изготовленного для сейсмических измерений на Марсе в рамках программы ЭкзоМарс. Этот прибор успешно прошел все испытания и его штатный образец уже поставлен заказчику.

Разработан метод оценки доли прогностической информации в показаниях крутильного маятника, установленного в подвальном помещении здания ИФЗ РАН в пос. Мосрентген. Метод основан на вычислении авторегрессионной меры нестационарности записей микросейсмического фона и сопоставления точек существенных максимумов этой меры с последовательностью сильных сейсмических событий с использованием аппарата матриц влияния.

Работы по разделу 2 посвящены изучению геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования.

На 2020 год по разделу 2 «Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования» были запланированы следующие работы:

- Развитие методов анализа временных рядов гравитационных моделей спутников ГРЕЙС и в области землетрясения в бассейне Вартон (Индийский океан). Завершение моделирования процессов вязкоупругой релаксации и постсейсмического крипа. Сравнение с другими районами крупных землетрясений. Заключение об относительной роли этих двух процессов в районе сейсмических событий в бассейне Вартон.

- Результаты оценки полей смещения земной поверхности с применением радарных снимков спутников Амос-2 и Сентинель-1. Проведение расчетов на реальных данных. Анализ эффективности предложенного метода.

- Развитие геодинамической модели формирования пассивных континентальных окраин.

- Разработка методов и проведение интерпретации статических гравитационных аномалий для предгорных прогибов Северного Кавказа. Завершение анализа, комплексная тектоническая интерпретация результатов с использованием данных других геолого-геофизических методов.

Особое внимание в рамках проекта уделяется развитию методов обработки и совместной интерпретации данных спутниковой гравиметрии, РСА интерферометрии и ГНСС. Эти данные дают ценную информацию о смещениях земной поверхности и изменении плотности, в следствие изменения напряженного состояния во время и после землетрясений, что позволяет, например, строить детальные модели поверхности сейсмического разрыва, определять поле смещений на ней, а также изучать постсейсмические процессы, включая вязкоупругую релаксацию и асейсмический крип. Важно отметить, что в области применения РСА интерферометрии имеется заметное отставание России от ведущих мировых лидеров, которое мы стараемся сокращать.

В отчете наиболее полно изложены результаты по бассейну Вартон, опубликованные в 2020 г. в работе Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E., Joint inversion of GPS and high-resolution ГРЕЙС gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes. *Journal of Geodynamics*. 2020. v. 136 doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722, и результаты по РСА интерферометрии, опубликованные в работе Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н., Изучение и мониторинг зон оседания в Имеретинской низменности (район Большого Сочи) методом РСА-интерферометрии с использованием разночастотных спутниковых радарных снимков за период 2007-2019. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» 2020. Т. 17. № 5. С. 103–113.

В отчетном году по разделу 2 получены следующие результаты.

Завершено исследование землетрясения магнитудой 8,6 баллов в бассейне Вартон, расположенном в северо-восточной части Индийского океана. Землетрясение произошло 11 апреля 2012 г. и было крупнейшим внутриплитным сдвиговым землетрясением, когда-либо зарегистрированным инструментальными сетями. Ему предшествовал форшок магнитудой 7,2 10 января, а через два часа последовал сильный афтершок магнитудой 8,2 баллов. Эти три крупных события произошли на диффузной границе между Индийской и

Австралийской плитой и представляли собой почти чистые сдвиги на субвертикальных разломах. Используя данные ГРЕЙС с максимально доступным пространственным разрешением, мы выделили косейсмические и постсейсмические гравитационные аномалии, вызванные этими землетрясениями. Затем мы построили модель поверхности разрыва, используя данные GPS и модели ГРЕЙС и новую регуляризацию, которая сводит обратную задачу при ограничениях на угол подвижки к минимизации линейного функционала. Полученное решение показывает, что основные смещения произошли на ортогональной системе разломов простирания WNW и NNE. Вязкоупругая релаксация астеносферы с максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с полностью объясняет постсейсмические смещения на пунктах GPS и постсейсмические гравитационные аномалии. Ограниченная афтершоковая активность указывает на малую роль постсейсмического крипа в области землетрясения, однако, поскольку часть наблюдаемых смещений и аномалий все же может быть связана с постсейсмическим крипом, полученная нами оценка вязкости является нижним пределом вязкости астеносферы в районе бассейна Варгон.

Получены новые результаты оценки смещений земной поверхности и сооружений на территории Олимпийского парка в Имеретинской низменности методами радарной спутниковой интерферометрии. Используются разночастотные радарные снимки, покрывающие двенадцатилетний период времени с 2007 по 2019 год, в том числе снимки спутников ALOS-1 (18 снимков за период 2007-2010), ENVISAT (12 снимков, 2011-2012), Sentinel-1 (более 300 снимков, 2015-2019). На территории Имеретинской низменности по спутниковым данным обнаружено шесть основных областей просадок. Максимальные величины оседания достигают 15 см за последние два года. Обработка снимков производилась с использованием технологий SBAS в пакете ENVI SARscape и PS StaMPS/MTI. Построены карты вертикальных смещений поверхности для периодов соответствующих сериям снимков с каждого спутника. Вертикальные смещения (оседания) рассчитаны в предположении, что горизонтальные смещения невелики. В этом случае зафиксированные смещения в направлении визирования спутника (line-of-sight, или LOS) равны проекции вектора смещений по вертикали на направление на спутник (LOS). Это предположение верифицируется путем сопоставления результатов, полученных с восходящего и нисходящего треков. Построенные для выделенных зон оседания графики временных серий вертикальных смещений поверхности, позволяют выделять периоды постоянных и изменяющихся во времени скоростей смещений, сопоставлять их с проводимыми строительными работами. Полученные карты смещений

хорошо согласуются с наземными данными. Идентифицированные осадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии.

Построенная авторами отчета модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли позволяет проводить моделирование широкого спектра тектонических структур, формирующихся под действием внутриплитных и мантийных воздействий. Нарушение механического и термического равновесия в поверхностной оболочке инициирует маломасштабную конвекцию в астеносфере, которая воздействует на литосферу и вносит вклад в формирование строения и в процесс эволюции тектонических структур.

Модель позволяет исследовать влияние распределения плотности в погранслое и размеров области растяжений – сжатия на характер маломасштабной конвекции в астеносфере, а также взаимодействие конвекции и поверхностных процессов на протяжении всего периода эволюции тектонических структур. На пассивных континентальных окраинах ширина прибрежной области, в которую выносятся осадочный материал, и объем этого материала определяют профиль зоны перехода континент - океан. Изменение объема материала и интенсивности его разноса приводят к сложным соотношениям осадочных слоев. Возникающие структурные несогласия аналогичны тем, которые предполагаются в результате изменения уровня мирового океана. Это необходимо учитывать при построении графиков колебания уровня мирового океана.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

1 Средства и методика наземных и спутниковых геофизических измерений. Развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений

1.1 Связь свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии с неравномерностью вращения Земли

Свойство неравномерного вращения Земли традиционно привлекается внимание геофизиков. В основном объяснение этого эффекта основано на оценках влияния процессов в атмосфере [1]. В то же время многие исследователи неоднократно указывали на связь неравномерности вращения Земли и сейсмичности [2, 3]. При этом основное внимание уделялось возможному триггерному механизму воздействия вариаций скорости вращения планеты на сейсмический процесс [4]. Заметим, что при такой интерпретации возникает закономерный вопрос о воздействии атмосферных процессов (в том числе и вариаций климата) через неравномерность вращения Земли на сейсмический процесс.

В данной статье рассматривается связь между сейсмическим шумом в Японии и Калифорнии с параметром LOD (length of day), представляющим последовательность значений длины суток и характеристику неравномерности вращения Земли. Связь свойств глобального сейсмического шума с временным рядом LOD ранее была исследована в работе [5], где было показано, что середина 2003 г. является точкой перелома в трендах и корреляциях свойств глобального сейсмического шума. После 2003 г. тренды приобретают характер, присущий областям с увеличивающейся сейсмической опасностью. Заметим, что после Суматранского мега-землетрясения 26 декабря 2004 г., $M=9$ произошло резкое возрастание числа сильнейших землетрясений по всему миру.

Сейсмический шум рассматривается как проявление внутренней жизни планеты и как важный «канал связи», позволяющий исследовать процессы в литосфере, в том числе предваряющие сильные землетрясения [6-9]. Предполагая, что основным источником энергии для глобального сейсмического фона Земли являются землетрясения, оценки показывают, что для поддержания наблюдаемого количества энергии, по крайней мере, одно землетрясение магнитудой 6 должно происходить ежедневно. Однако общий вклад всех слабых землетрясений, согласно закону Гутенберга-Рихтера, на один-два порядка меньше реальной энергии постоянного сейсмического шума. В результате таких оценок был сделан вывод о том, что движения циклонов в атмосфере, влияние волн на шельф и побережье, а также изменения климата вносят основной вклад в энергию низкочастотного сейсмического шума [10-18]. Рассматривая земную кору как среду распространения сейсмических волн от внешних для нее источников (океана и атмосферы), мы

предполагаем, что процессы внутри земной коры отражаются в изменениях статистических свойств сейсмического шума и изучение этих свойств позволяет определять особенности строения земной коры [19-24]. В частности, изменения шумовых свойств могут быть источником информации об изменениях земной коры, сопровождающих сейсмический процесс [25-28].

На рис.1.1 изображены положения станций двух широкополосных сейсмических сетей в Японии и Калифорнии, данные которых используются в данном исследовании.

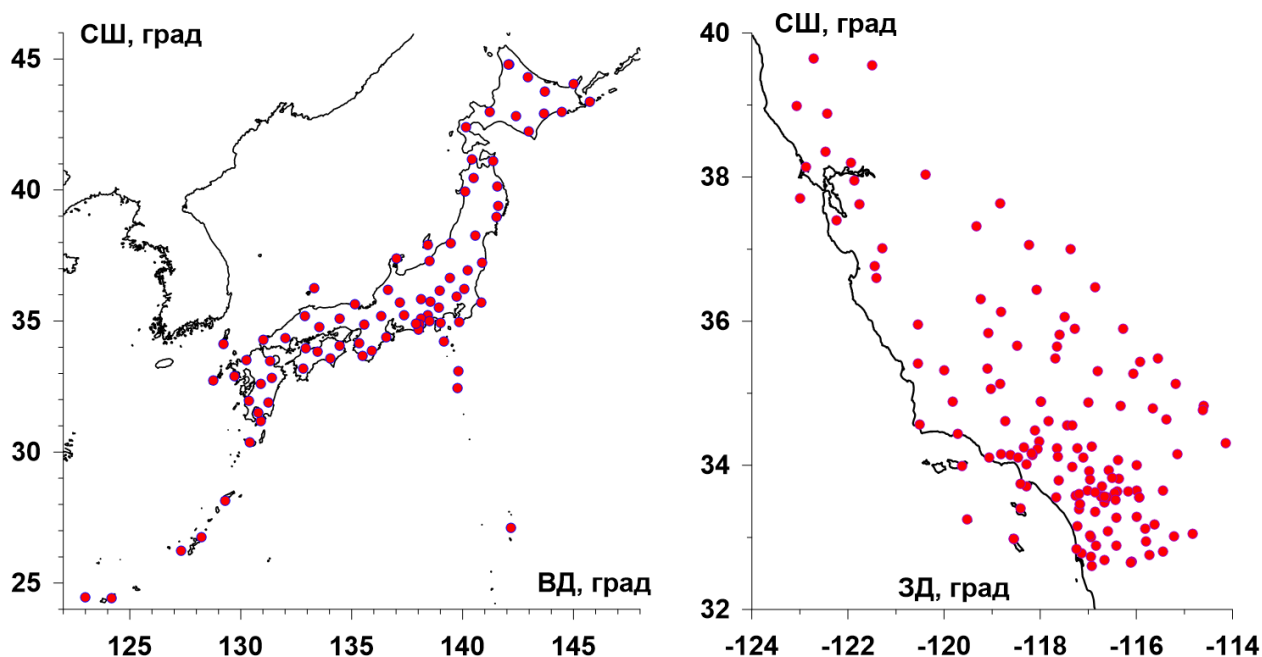


Рисунок 1.1 – Слева – положения 84 сейсмических станций в Японии, справа – положения 141 станции в Калифорнии.

Первый набор данных брался от сети F-net на Японских островах (84 станции), которые могут быть загружены с адреса:

<http://www.fnet.bosai.go.jp/faq/?LANG=en>

Второй набор данных брался от объединения трех региональных сетей в Калифорнии, данные которых представлены по адресам:

<http://ds.iris.edu/mda/AZ> , <http://ds.iris.edu/mda/BK> , <http://ds.iris.edu/mda/CI>

и обеспечивается работой 141 станции. Для анализа был выбран временной интервал длительностью 23 года: 1997-2019 гг. На рис.1.1 изображены положения сетей сейсмических станций в Японии и Калифорнии. Для анализа в Калифорнии были выбраны те станции, на которых имеются широкополосные датчики и данные типа LHZ, то есть вертикальные колебания с частотой дискретизации 1 Гц. Скачивались данные

вертикальных компонент с частотой дискретизации 1 Гц, которые потом приводились к шагу по времени 1 минута путем вычисления средних значений в последовательных временных интервалах длиной 60 значений.

Описание основных статистик, используемых для анализа сейсмического шума

Минимальная нормализованная энтропия вейвлет-коэффициентов En . Пусть $x(t)$ - конечная выборка некоторого случайного сигнала, $t=1, \dots, N$ - индекс, нумерующий последовательные отсчеты (дискретное время). Определим нормализованную энтропию конечной выборки формулой:

$$En = -\sum_{k=1}^N p_k \cdot \log(p_k) / \log(N), \quad p_k = c_k^2 / \sum_{j=1}^N c_j^2, \quad 0 \leq En \leq 1 \quad (1)$$

Здесь $c_k, k=1, N$ - коэффициенты ортогонального вейвлет-разложения с некоторым базисом. Ниже использовались 17 ортогональных вейвлетов Добеши: 10 обычных базисов с минимальным носителем с числом обнуляемых от 1 до 10 и 7 так называемых симлетов Добеши [29], с числом обнуляемых моментов от 4 до 10. Для каждого из базисов вычислялась нормализованная энтропия распределения квадратов коэффициентов (1) и находился базис, обеспечивающий минимум величине (1). Заметим, что в силу ортогональности вейвлет-преобразования сумма квадратов коэффициентов равна дисперсии (энергии) сигнала $x(t)$. Таким образом, величина (1) вычисляет энтропию распределения энергии колебаний на различных частотных и временных масштабах.

Мульти-фрактальные параметры $\Delta\alpha$, α^ .* Рассмотрим некоторое случайное колебание $x(t)$ на интервале времени $[t-\delta/2, t+\delta/2]$ длиной δ с центром во временной точке t . Рассмотрим размах $\mu(t, \delta)$ случайного колебания на этом интервале, то есть разницу между максимальным и минимальным значениям:

$$\mu(t, \delta) = \max_{t-\delta/2 \leq s \leq t+\delta/2} x(s) - \min_{t-\delta/2 \leq s \leq t+\delta/2} x(s) \quad (2)$$

Если устремить $\delta \rightarrow 0$, то $\mu(t, \delta)$ будет также стремиться к нулю, но здесь важна скорость этого убывания. Если скорость определяется законом $\delta^{h(t)}$: $\mu(t, \delta) \sim \delta^{h(t)}$ или если существует предел $h(t) = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\log(\mu(t, \delta))}{\log(\delta)}$, то величина $h(t)$ называется экспонентой

Гельдера-Липшица. Если величина $h(t)$ не зависит от момента времени t : $h(t) = const = H$, то случайное колебание $x(t)$ называется моно-фрактальным, а величина H - экспонентой Херста. Если же экспоненты Гельдера-Липшица $h(t)$ различаются для

разных моментов времени t , то случайное колебание называется мульти-фракталом и для него можно определить понятие спектра сингулярности $F(\alpha)$ [30]. Для этого выделим множество $C(\alpha)$ таких моментов времени t , которые имеют одно и то же значение α экспоненты Гельдера-Липшица: $h(t) = \alpha$. Множества $C(\alpha)$ не являются пустыми не для всех значений α , то есть существуют некоторые минимальное α_{\min} и максимальное α_{\max} , такие что лишь для $\alpha_{\min} < \alpha < \alpha_{\max}$ множества $C(\alpha)$ содержат некоторые элементы. Мульти-фрактальный спектр сингулярности $F(\alpha)$ - это фрактальная размерность множества точек $C(\alpha)$. Параметр $\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$, называемый шириной носителя спектра сингулярности, представляется важной мульти-фрактальной характеристикой. Кроме того, значительный интерес представляет аргумент α^* , доставляющего максимум спектру сингулярности: $F(\alpha^*) = \max_{\alpha_{\max} \leq \alpha \leq \alpha_{\min}} F(\alpha)$, называемый обобщенным показателем Херста. Максимум спектра сингулярности не может превосходить 1 - размерности вмещающего множества или оси времени, $0 < F(\alpha^*) \leq 1$, обычно $F(\alpha^*) = 1$. Заметим, что для моно-фрактального сигнала $\Delta\alpha = 0$, $\alpha^* = H$.

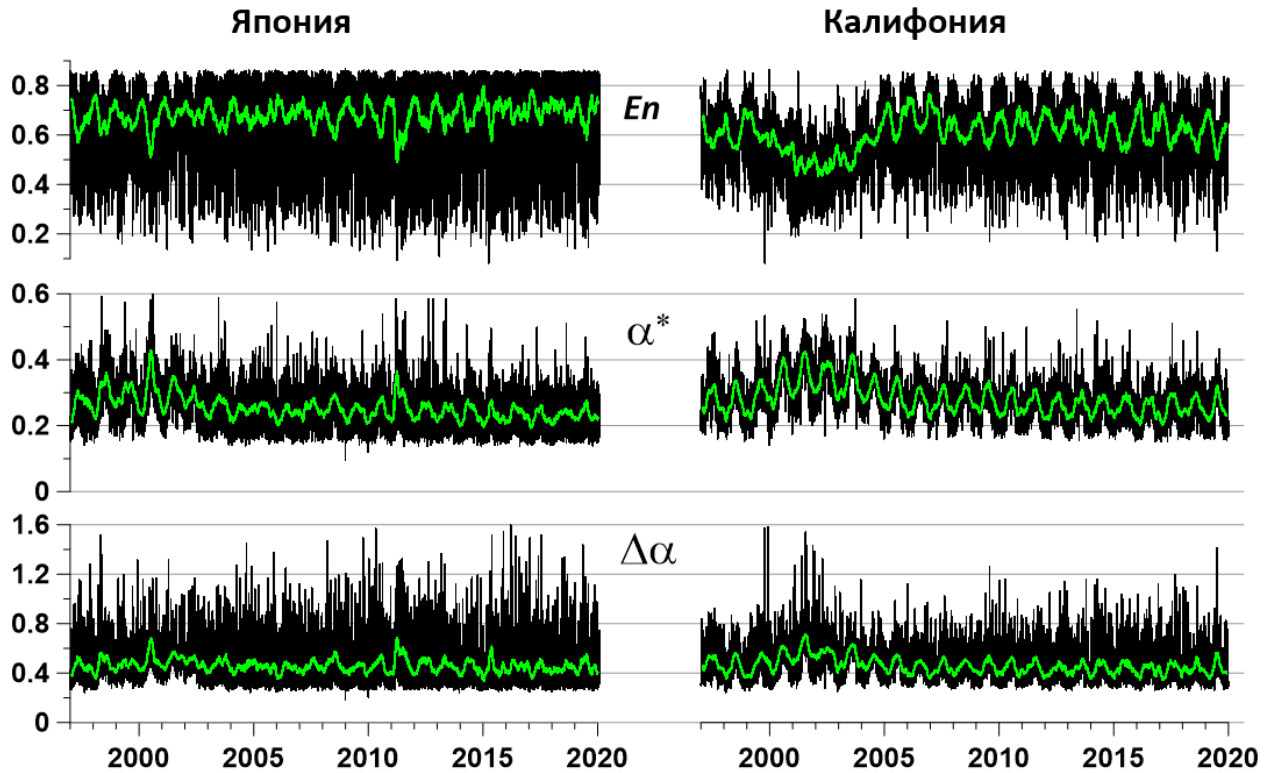


Рисунок 1.2 – Слева – графики ежесуточных медианных значений параметров ($En, \Delta\alpha, \alpha^*$) в Японии, справа – графики тех же параметров для Калифорнии. Зелеными линиями представлены скользящие средние в окне длиной 57 суток.

Ниже для оценки мульти-фрактальных характеристик сигналов использовался метод, основанный на анализе флуктуаций после устранения масштабно-зависимых трендов. Статистики $\Delta\alpha$, α^* и En использовались в работах [6, 7, 8, 9, 25, 26, 27, 28] при исследовании свойств синхронизации глобального поля сейсмических шумов и прогностических свойств сейсмического шума на Японских островах.

На рис.1.2 представлены графики медианных значений $\Delta\alpha$, α^* и En вычисленных каждые сутки по всем работоспособным станциям сейсмических сетей в Японии и Калифорнии.

Вычисление первых главных компонент в скользящем временном окне

Существует необходимость в агрегировании временных рядов ($En, \Delta\alpha, \alpha^*$) в один временной ряд, который несет наиболее общие свойства из начального набора параметров свойств шума. Мы использовали здесь модификацию популярного метода главных компонент [31], предложенную в [8]. Пусть $P(t) = (P_1(t), \dots, P_m(t))^T$, $t = 0, 1, \dots$ - несколько временных рядов суммарной размерности m . В нашем случае $m = 3$. Пусть L - число

отсчетов в пределах временного окна, которое движется слева направо с минимальным взаимным сдвигом 1, который мы назовем «окном адаптации». Пусть s - номер отсчета, соответствующего правому концу движущегося временного окна. Это означает, что временное окно содержит выборки с временными индексами, которые подчиняются условию $s-L+1 \leq t \leq s$. Вычислим корреляционную матрицу $\Phi(s)$ размера $m \times m$ в каждом временном окне после нормализации компонентов временных рядов:

$$\Phi(s) = (\varphi_{ab}^{(s)}), \quad \varphi_{ab}^{(s)} = \sum_{t=s-L+1}^s q_a^{(s)}(t)q_b^{(s)}(t)/L, \quad a, b = 1, \dots, m \quad (3)$$

где:

$$q_a^{(s)}(t) = (P_a(t) - \bar{P}_a^{(s)})/\sigma_a^{(s)}, \quad \bar{P}_a^{(s)} = \sum_{t=s-L+1}^s P_a(t)/L, \quad (4)$$

$$(\sigma_a^{(s)})^2 = \sum_{t=s-L+1}^s (P_a(t) - \bar{P}_a^{(s)})^2 / (L-1), \quad a = 1, \dots, m$$

Первая главная компонента $\psi^{(s)}(t)$ вычисляется по формуле:

$$\psi^{(s)}(t) = \sum_{\alpha=1}^m \theta_{\alpha}^{(s)} \cdot q_{\alpha}^{(s)}(t) \quad (5)$$

Здесь m -мерный вектор $\theta^{(s)} = (\theta_1^{(s)}, \dots, \theta_m^{(s)})^T$ является собственным вектором корреляционной матрицы $\Phi(s)$ соответствующим максимальному собственному числу. Определим скалярный временной ряд адаптивной первой главной компоненты $\psi(t)$ в скользящем окне длиной L отсчетов по формуле:

$$\psi(t) = \begin{cases} \psi^{(L-1)}(t), & 0 \leq t \leq (L-1) \\ \psi^{(t)}(t), & t \geq L \end{cases} \quad (6)$$

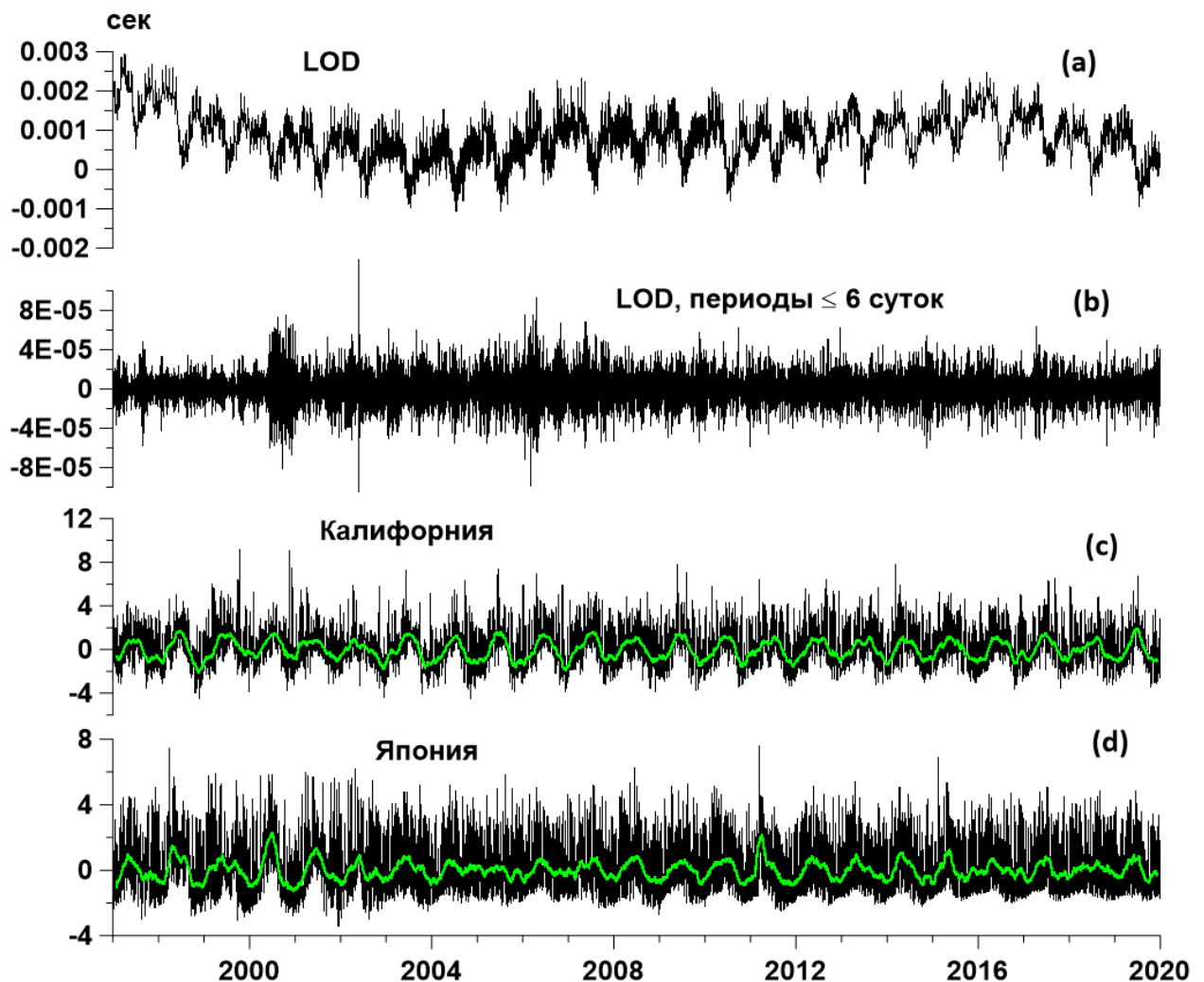


Рисунок 1.3 – (а) – график временного ряда длины дня (LOD); (б) – график высокочастотных пульсаций LOD с периодами не более 6 суток; (с) и (д) – графики первых главных компонент трех медианных ежесуточных свойств сейсмического шума в Калифорнии и Японии, вычисленных в скользящем временном окне длиной 182 суток. Зелеными линиями представлены скользящие средние в окне длиной 57 суток.

Операции, представленные формулами (4-6), осуществляются независимо в каждом временном окне длиной L отсчетов. Таким образом, в пределах 1-го временного окна адаптации временной ряд $\psi(t)$ состоит из значений, рассчитанных согласно (6), тогда как для всех последующих временных индексов равен значению (6), соответствующему наиболее правому концу временного окна, то есть за пределами 1-го окна адаптации $\psi(t)$ зависит только от прошлых значений $P(t)$.

На рис.1.3 представлены графики временного ряда длины дня (LOD), характеризующего неравномерность вращения Земли и главной компоненты ежесуточных

временных рядов 3-х свойств $(En, \Delta\alpha, \alpha^*)$ в скользящем окне адаптации длиной $L = 182$ суток (полгода). Данные о длине суток взяты из базы данных International Earth rotation and Reference systems Service (IERS) по адресу <https://hpiers.obspm.fr/iers/eop/eopc04/eopc04.62-now>. На рис.1.3(b) изображен график высокочастотной компоненты LOD с периодами не более 6 суток, которые будут играть важную роль в последующем анализе данных.

Вычисление спектральной меры когерентности

Дальнейший анализ данных основан на вычислении спектров когерентности между двумя временными рядами в скользящем временном окне. Для этой цели мы используем параметрическую модель векторной авторегрессии. Для многомерного временного ряда $Z(t)$ размерностью q , где t - дискретный временной индекс, эта модель задается формулой:

$$Z(t) + \sum_{k=1}^p A_k \cdot Z(t-k) = e(t) \quad (7)$$

где p - порядок авторегрессии, A_k - матрицы коэффициентов авторегрессии размера $q \times q$, $e(t)$ - остаточный сигнал с нулевым средним и ковариационной матрицей $\Phi = M\{e(t)e^T(t)\}$ размера $q \times q$. Матрицы A_k и Φ определяются с использованием процедуры Дарбина-Левинсона [32], а спектральная матрица рассчитывается по формуле:

$$S_{ZZ}(\omega) = \Psi^{-1}(\omega) \cdot \Phi \cdot \Psi^{-H}(\omega), \quad \Psi(\omega) = I + \sum_{k=1}^p A_k e^{-i\omega k} \quad (8)$$

где I - единичная матрица размера $q \times q$. Если $q = 2$ то квадратичный спектр когерентности вычисляется по формуле:

$$\lambda(\omega) = |S_{12}(\omega)|^2 / (S_{11}(\omega) \cdot S_{22}(\omega)) \quad (9)$$

где $S_{11}(\omega)$ и $S_{22}(\omega)$ - диагональные элементы матрицы (8), то есть параметрические оценки спектров мощности двух сигналов, и $S_{12}(\omega)$ - их взаимный кросс-спектр. Выбор параметрической модели для вычисления двумерной спектральной матрицы обусловлен тем, что она обладает лучшим разрешением по частоте по сравнению с обычными непараметрическими методами оценок спектром мощности и кросс-спектров, основанных на сглаживании периодограмм [32].

Ниже мы будем применять оценки спектров когерентности (9) в скользящих временных окнах. В работе [33] двумерные векторные модели авторегрессии были

применены для построения усредненных мер когерентности многомерных временных рядов большой размерности в скользящем временном окне. В результате были обнаружены эффекты глобальной синхронизации тремора земной поверхности, измеренного сетью GPS, путем обработки ежедневных временных рядов от 1191 GPS-станций по всему миру за временной интервал 2006-2018 гг.

Анализ когерентности между первыми главными компонентами

Как было показано в работе [5], минимум корреляции между свойствами глобального сейсмического шума приходится на интервал времени 2001-2003 гг., во время которого наблюдается резкая нестационарность в высокочастотных вариациях длины суток. Проверим насколько это наблюдение справедливо на региональном уровне, в частности для связи между свойствами сейсмического шума в Японии и Калифорнии. Для этого вычислим спектр когерентности (9) между первыми главными компонентами свойств сейсмического шума, представленными на рис.3. Для вычислений возьмем временное окно длиной 1826 суток, что обычно равно 5 годам. Такая длина окна учитывает, что во временном интервале длиной 5 лет, по крайней мере один год является високосным и содержит 366 дней, за исключением редких случаев, когда 5-летний промежуток времени содержит 2 високосных года (в этом случае 5 лет равны 1827 дням). Смещение окон возьмем 5 суток и в каждом окне оценим двумерную авторегрессионную модель (7) 10-го порядка. В результате получим частотно-временную диаграмму, представленную на рис.1.4(a).

На рис.1.4(b) представлены графики максимальных значений спектра когерентности, вычисленных по всем значениям частот в каждом временном окне. Из этих графиков видно, что минимумы соответствуют меткам 2006-2007 гг. правого конца временного окна. С учетом того, что длина окна равна 5 годам, это означает, что интервал времени, для которого максимальные значения когерентности минимальны – это 2001-2007 гг. Для проверки гипотезы, предложенной в [5], что пониженная когерентность/корреляция свойств сейсмического шума может быть вызвана повышением мощности высокочастотных пульсаций длины суток, вычислим дисперсию составляющей LOD с периодами не больше 6 суток. График логарифма этой дисперсии, вычисленной также в скользящем временном окне длиной 5 лет, представлен на рис.1.4(c). Еще раз отметим, что как частотно-временная диаграмма на рис.1.4(a), так и графики на рис.1.4(d) и 1.4(c) построены в зависимости от положения правого конца скользящего временного окна длиной 1826 суток.

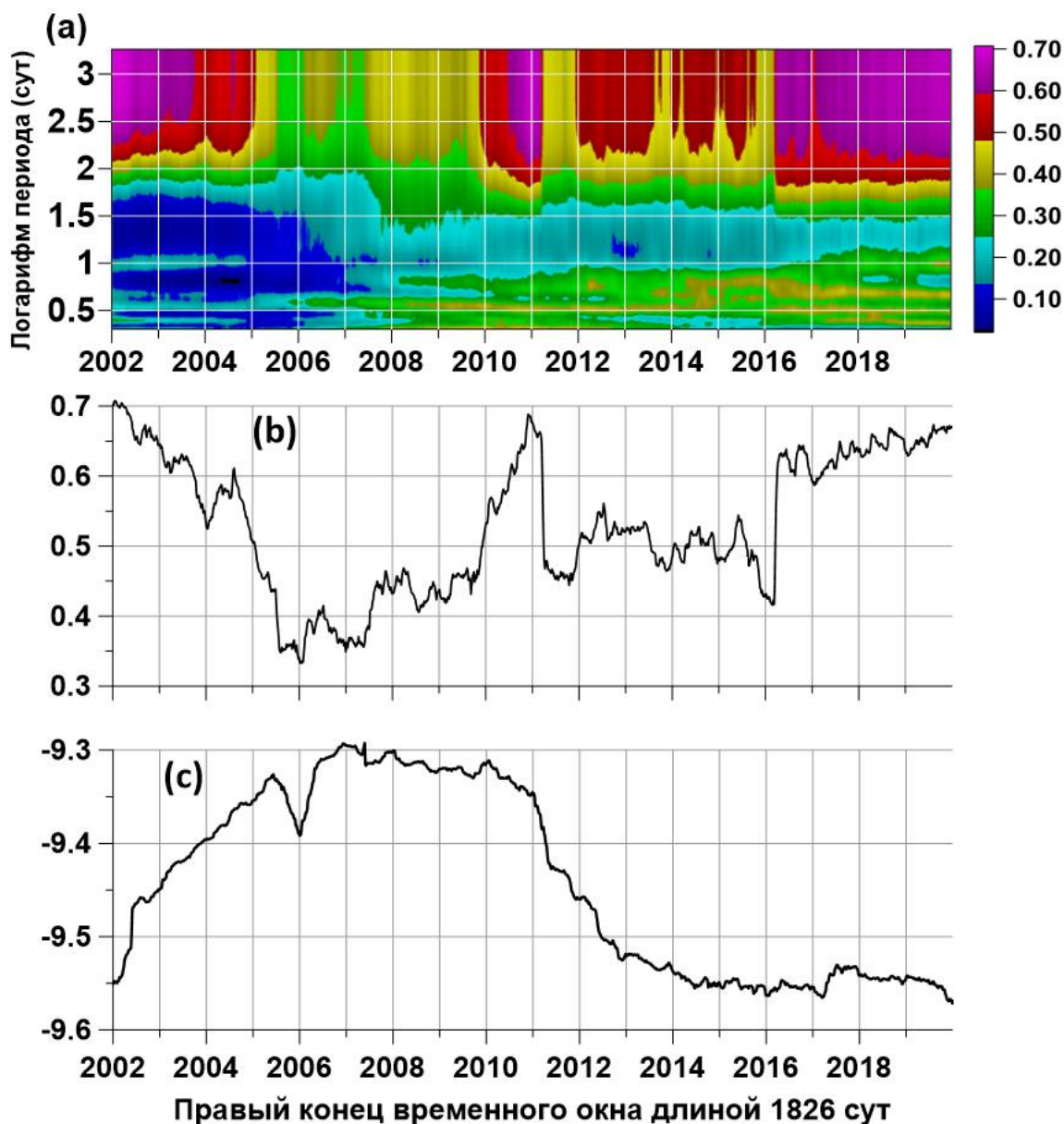


Рисунок 1.4 – (а) – частотно-временная диаграмма спектра когерентности между первыми главными компонентами свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии в окне длиной 1826 суток; (б) - график максимальных значений квадратичного спектра когерентности в скользящем окне длиной 1826 суток между первыми главными компонентами свойств сейсмического шума; (с) – логарифм дисперсии вариаций LOD с периодами менее 6 суток, вычисленной в скользящем временном окне длиной 1826 суток.

Видно, что рост дисперсии высокочастотных вариаций LOD на рис.1.4(с) происходит одновременно с падением максимальных когерентностей на рис.1.4(б). Далее, после стабилизации значений дисперсии LOD, когерентность начинает возрастать вплоть до начала 2011 г., то есть до момента мега-землетрясения Тохоку в Японии 11 марта 2011

г. Факт роста когерентности свойств сейсмических шумов в Японии и Калифорнии перед мега-землетрясением в Японии был отмечен в работе [34].

Заметим также, что на рис.1.4(с) видно, что после мега-землетрясения в Японии начался быстрый спад дисперсии высокочастотных пульсаций LOD. Из сравнения графиков на рис.1.4(б) и 1.4(с) можно сделать вывод, что максимум когерентности между первыми главными компонентами сейсмического шума в Японии и Калифорнии и дисперсия LOD на интервале времени до 11 марта 2011 года находятся в противофазе – коэффициент корреляции между ними равен -0.73 .

Первичные когерентности главных компонент шума и LOD

Рассмотрим теперь связь между первыми главными компонентам сейсмического шума и LOD. Для этого вычислим последовательность спектров когерентности между приращениями первых главных компонент шума в Японии и Калифорнии и приращениями LOD в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток. Для вычисления когерентности будем опять использовать двумерную модель авторегрессии (7). Порядок авторегрессии положим равным 5.

На рис.1.5(а) представлена частотно-временная диаграмма оценок спектра когерентности между LOD и первой главной компонентой шума в Калифорнии. Из нее видно, что когерентность сосредоточена в основном в узкой частотной полосе с периодами от 8 до 19 суток. Поведение спектра когерентности для Японии имеет аналогичный характер и поэтому соответствующая диаграмма не приводится.

Для дальнейшего анализа рассмотрим 2 временных ряда максимальных значений квадратов когерентностей между приращениями главных компонент свойств сейсмического шума в Калифорнии и Японии и LOD (см. рис.1.3). Максимумы берутся в каждом временном окне по значениями частот на диаграммах типа представленной на рис.1.5(а). Поскольку оценки когерентностей были сделаны в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток, то шаг по времени для этих временных рядов равен 5 суткам. Графики этих временных рядов и их гистограммы представлены на рис.1.5. Из графиков гистограмм на рис.1.5(б') и 1.5(с') видно, что в основном значения максимальных когерентностей невелики и сосредоточены в диапазоне 0.05-0.3. Однако распределение максимумов когерентности характеризуется достаточно «тяжелыми хвостами», которые соответствуют значительным всплескам значений.

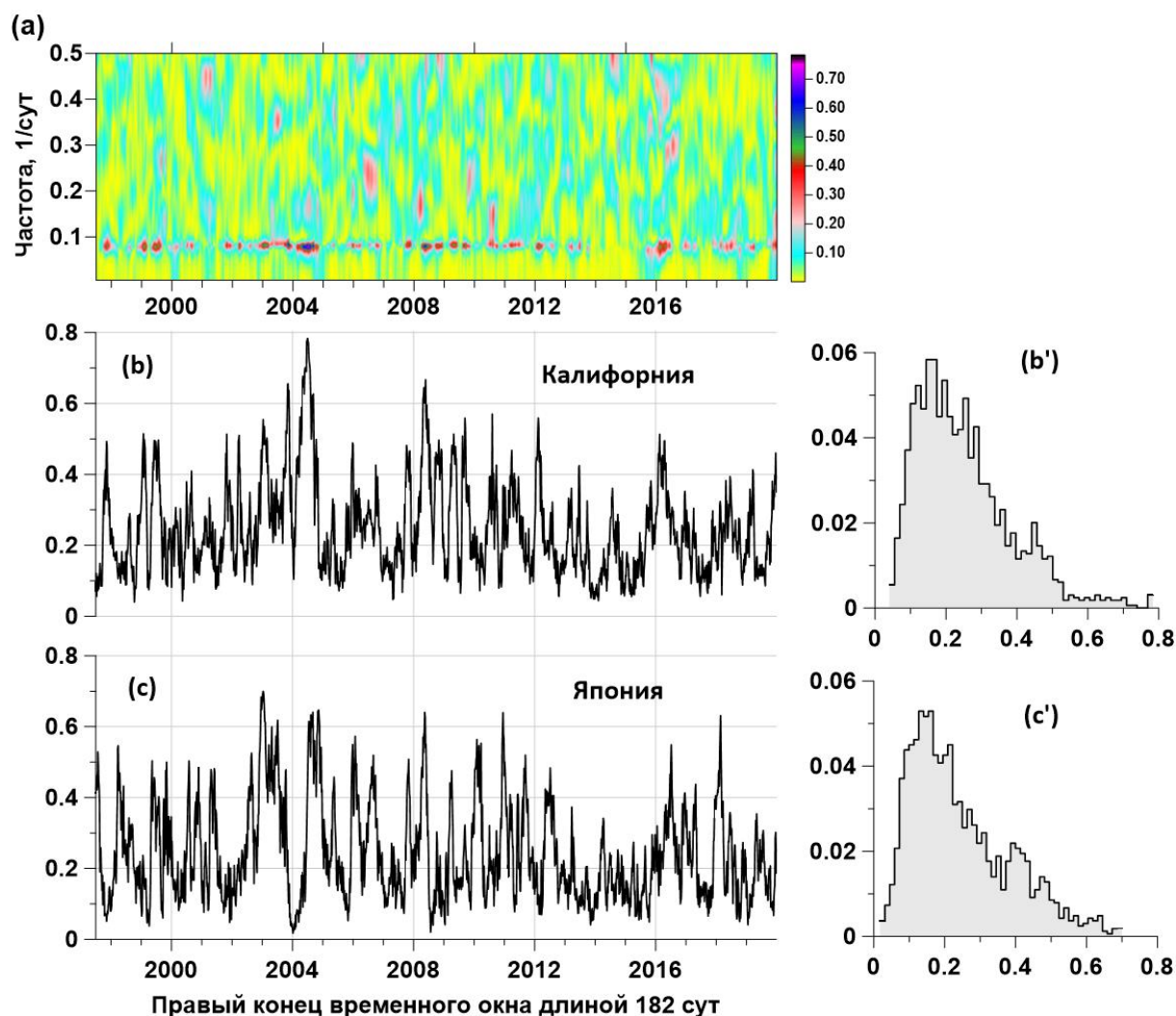


Рисунок 1.5 – (a) – частотно-временная диаграмма квадрата спектра когерентности между LOD и первой главной компонентой суточных медианных значений 3 свойств сейсмического шума в Калифорнии в скользящем временном окне длиной 182 дня с взаимным сдвигом 5 дней; (b) и (c) – графики максимальных значений квадратов спектров когерентности между приращениями первых главных компонент свойств сейсмического шума и LOD для Калифорнии и Японии, полученных при оценке в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток («первичные когерентности»); (b') и (c') – соответствующие гистограммы максимальных значений квадратов когерентности.

В дальнейшем последовательности максимальных значений когерентности с LOD мы также будем называть «первичными когерентностями». Смысл термина «первичная когерентность» заключается в том, что далее будут рассматриваться оценки спектров когерентности между временными рядами, представленными на рис.1.5(b) и 1.5(c), которые мы назовем «вторичной когерентностью». Анализ «вторичной когерентности»,

то есть когерентности, оцениваемой в «длинном» окне, от значений «первичных» когерентностей, предварительно вычисленных в «коротком» временном окне, был предложен в работе [35].

Мы рассматривает последовательности значений первичной когерентности как меру отклика воздействия неравномерности вращения Земли на свойства сейсмического шума в различных регионах. В связи с такой интерпретацией возникает вопрос о том, насколько это воздействие является синхронным. Поскольку неравномерность вращения Земли является глобальным планетарным процессом, то априорно следует ожидать достаточно высокой корреляции и когерентности между откликом изменения свойств сейсмического шума на вариации LOD в двух различных регионах, даже несмотря на их большую удаленность друг от друга, подобно Японии и Калифорнии.

Проверку этого априорного предположения можно выполнить путем вычисления значений коэффициента корреляции между первичными когерентностями, а также оценки спектральной «вторичной» когерентности между ними в некотором «длинном» временном окне. При выборе «длинного» окна следует учитывать, что первичные когерентности получены путем оценки в «коротких» временных окнах длиной 182 суток, взятых со смещением 5 суток. Таким образом, если взять смежные L значений первичных когерентностей, то размерная длина «длинного» временного окна будет равна $N = 182 + (L - 1) \cdot 5$ суток. При выборе $L = 330$ значение $N = 1827$ суток. Число дней в 5 смежных годах равно 1826 или 1827 с учетом того, что в каждом интервале длиной 5 лет либо один, либо два года являются високосными. Поэтому выбор $L = 330$ обеспечивает длину временного окна 5 лет с большой точностью, то есть той длине временного окна, которую мы использовали при построении графиков на рис.1.4.

На рис.1.6(a) представлен график изменения коэффициента корреляции между первичными когерентностями в скользящем временном окне длиной 330 смежных значений (примерно 5 лет) с минимальным смещением в одно значение (5 суток).

Рис.1.6 (b) и 1.6 (c) имеют отношение к вычислению модуля спектра когерентности между первичными когерентностями также в скользящем временном окне длиной 330 значений со смещением 1 значение. В отличие от оценок когерентности на рис.1.4 и 1.5 здесь приведены значения не квадратов спектров когерентности, а их модулей, то есть $\sqrt{\lambda(\omega)}$ из формулы (9). Это различие вызвано желанием сравнивать значения коэффициента корреляции на рис.1.6(a) с модулями когерентности ($\lambda(\omega)$) соответствует

частотно-зависимому квадрату коэффициента корреляции). Для оценки использовалась 2-мерная модель векторной авторегрессии 5-го порядка.

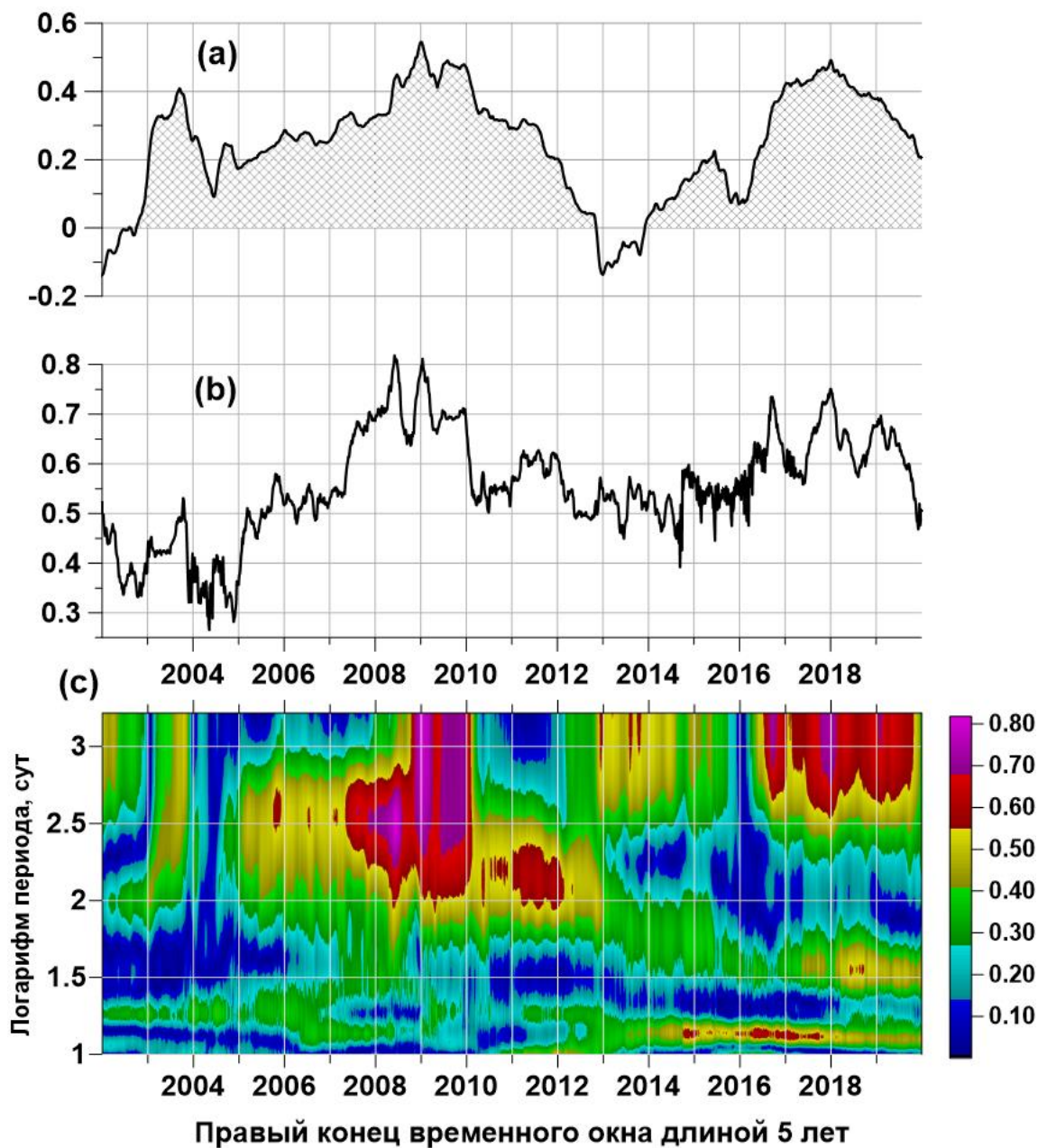


Рисунок 1.6 – (а) – график коэффициента корреляции между первичными когерентностями, вычисленного в окне длиной 330 значений (5 лет); (b) – график максимума модуля когерентности между первичными когерентностями, вычисленными в том же временном окне; (c) – частотно-временная диаграмма оценки модуля спектра когерентности. Все временные метки соответствуют правому концу скользящего временного окна.

Прежде всего, на рис.1.6(a) видно, что для большей части временных окон коэффициент корреляции между первичными когерентностями в Японии и Калифорнии положителен. Этот факт свидетельствует в пользу гипотезы о том, что отклик изменений свойств сейсмического шума в этих двух удаленных регионах обладает некоторой синхронностью. Абсолютные значения коэффициента корреляции дают меру «силы» линейной связи между двумя сигналами, но при этом не учитывают возможных временных сдвигов между ними внутри временного окна. Спектральная мера когерентности учитывает такие сдвиги с помощью разности фаз и, следовательно, модуль спектра когерентности должен превосходить модуль коэффициента корреляции. На рис.1.6(b) представлен график максимума по частоте модуля спектра когерентности и мы видим, что для каждого временного окна он существенно превосходит модуль коэффициента корреляции.

Частотно-временная диаграмма на рис.1.6(c) представляет довольно сложную картину эволюции периодов, которым соответствуют максимумы модуля «вторичной» когерентности. Если сравнить две частотно-временные диаграммы на рис.1.4(a) и 1.6(c), то можно заметить у них общую особенность: для временных меток меньше 2007 г. характерны малые когерентности для периодов менее 100 суток. Таким образом, можно предположить, что существует некоторый общий механизм, связанный с неравномерностью вращения Земли, управляющий как синхронизацией свойств сейсмического шума (рис.1.4), так и синхронизацией реакции изменений свойств сейсмического шума на вариации LOD в разных регионах Земли.

Учесть временные сдвиги между первичными когерентностями внутри длинного скользящего временного окна можно также путем вычисления их корреляционной функции. Обозначим через $C(t)$ и $J(t)$ последовательности первичных когерентностей для Калифорнии и Японии, где t - дискретный временной индекс. Вычислим в пределах каждого временного окна коэффициенты корреляции между $C(t)$ и $J(t+k)$, где временной сдвиг k изменяется в пределах $-k_{\max} \leq k \leq k_{\max}$ и выберем такой оптимальный временной сдвиг k^* , для которого абсолютное значение коэффициента корреляции максимально. На рис.1.7 представлены результаты такой оценки. Для временного окна длиной $L = 330$ значений мы брали максимальные временные сдвиги $k_{\max} = 80$. При вычислении временного сдвига в сутках полученные значения k^* надо умножить на 5,

поскольку первичные когерентности вычисляются в коротких временных окнах длиной 182 суток со смещением 5 суток.

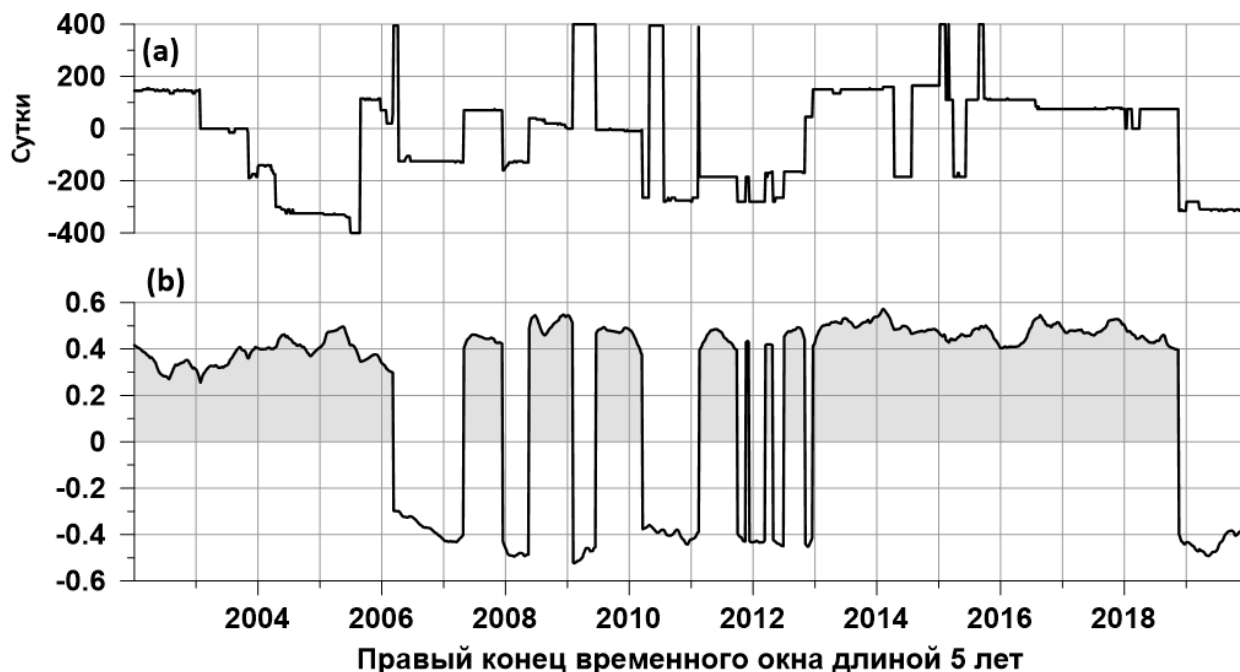


Рисунок 1.7 – (а) – оптимальные временные сдвиги между первичными когерентностями для Калифорнии и Японии, обеспечивающие максимальные значения модуля коэффициента корреляции между собой во временных окнах длиной 330 значений (5 лет); (б) – коэффициенты корреляции, имеющие максимальные значения абсолютной величины после соответствующего взаимного временного сдвига.

Из графика на рис.1.7(б) видно, что даже при введении взаимных сдвигов между первичными когерентностями знак максимальных по модулю коэффициентов корреляции в основном остается положительным – среднее значение корреляций, вычисленное по всем временным окнам, равно 0.22, а их медиана 0.42. Этот факт поддерживает гипотезу о значительной синхронности отклика свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии на изменения LOD.

1.2 Связь мультифрактальных и энтропийных свойств сейсмического шума на Камчатке с неравномерностью вращения Земли

Исследуется связь свойств сейсмического шума, непрерывно регистрируемого на сети из 21 широкополосной сейсмической станции на Камчатке в течение 9 лет наблюдений, 2011-2019 гг., с неравномерностью вращения Земли. Рассматриваются

ежесуточные временные ряды медианных значений, вычисленных по всем станциям сети, трех параметров шума: ширины носителя мультифрактального спектра сингулярности, обобщенного показателя Херста и минимальной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов. Для выделения общих составляющих вариаций этих параметров вычислялась их адаптивная первая главная компонента в полугодовом скользящем временном окне. Вычислялся квадратичный спектр когерентности между первой главной компонентой свойств сейсмического шума и временным рядом длины дня в скользящем временном окне длиной 182 суток. Рассматривалась частотно-временная диаграмма спектра когерентности, которая характеризуется последовательностью всплесков когерентности, сконцентрированных в узкой частотной полосе с периодами от 11 до 14 суток. Оцениваются временные задержки между всплесками когерентности и выделением сейсмической энергии на Камчатке в скользящем временном окне длиной 5 лет.

На территории Камчатского края имеется сеть цифровых широкополосных сейсмических станций, данные с которых в режиме реального времени поступают в Информационно-обрабатывающий центр КФ ФИЦ ЕГС РАН по спутниковым и другим каналам связи. В качестве источников сейсмических данных в работе использовались записи вертикальных компонент движений грунта на канале ВНЗ с частотой оцифровки 100 Гц с 01 января 2011 по 31 декабря 2019 гг., полученные на 21 широкополосной сейсмической станции Геофизической службы РАН, расположенных на территории Камчатского края и о-ва Парамушир, Курильские о-ва (рис.1.8).

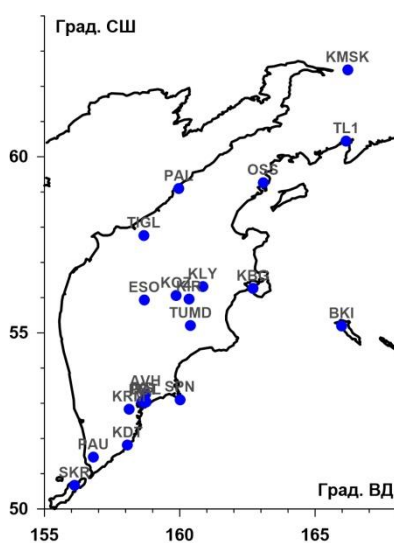


Рисунок 1.8 – Кружками показаны положения 21 сейсмической станции на Камчатке.

Рядом с каждой станцией указаны их сокращенные идентификаторы.

Для создания 1-минутных временных рядов низкочастотного шума, зарегистрированного на каждой станции, вычислялись средние значения исходных записей в последовательных интервалах времени длиной 6000 отсчетов. Получаемые 1-минутные временные ряды для всех 21 станций хранятся в пополняемой базе данных на сервере КФ ФИЦ ЕГС РАН с доступом по локальной сети. Типы широкополосных сейсмических датчиков - CMG-6TD, CMG-3TB, KS2000, информация о них была приведена в статьях [36, 37].

Для каждого свойства и для каждых суток вычислялись медианные значения ранее введенных свойств ($En, \Delta\alpha, \alpha^*$) по всем работоспособным станциям. В результате были получены 3 временных ряда с шагом по времени 1 сутки в течение 2011-2019 гг., графики которых представлены на рис.1.9.

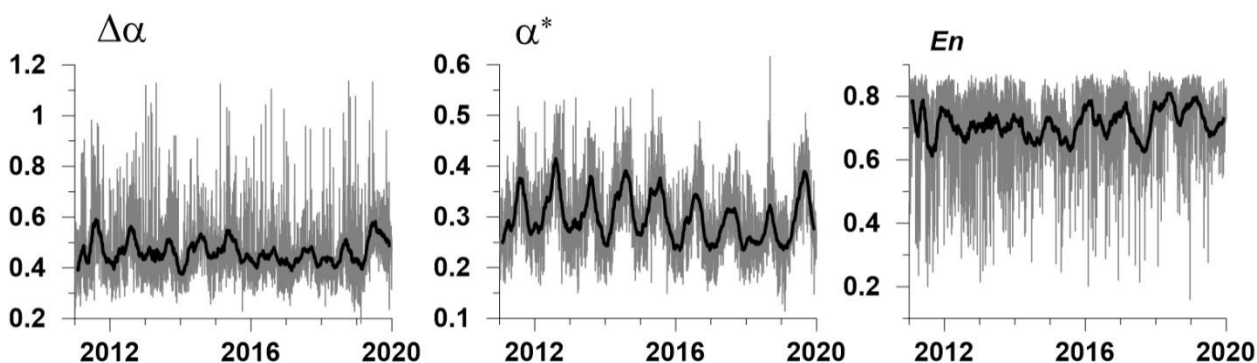


Рисунок 1.9 – Графики ежесуточных медианных значений 3-х безразмерных параметров сейсмического шума на Камчатке, Толстыми линиями представлены значения скользящих средних в окне длиной 57 суток.

На рис.1.10 представлены графики временного ряда длины дня (LOD – length of day), характеризующего неравномерность вращения Земли и главной компоненты (формула (6)) ежесуточных временных рядов 3-х свойств ($En, \Delta\alpha, \alpha^*$) в скользящем окне адаптации длиной $L = 182$ суток (полгода).

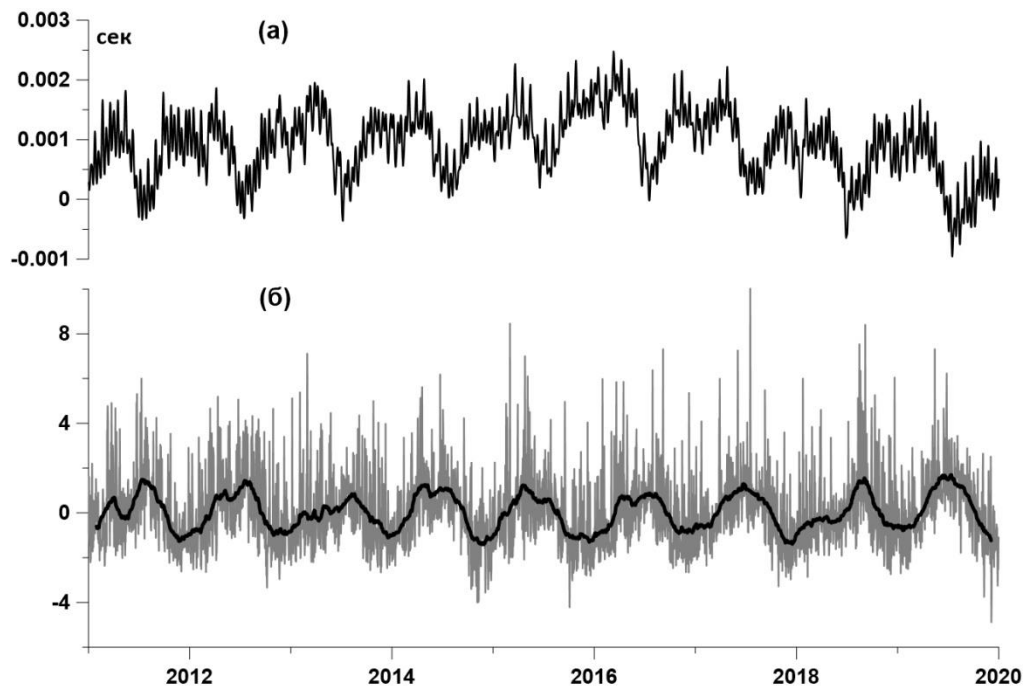


Рисунок 1.10 – (а) – временной ряд длины суток (LOD); (б) – первая главная компонента 3-х ежесуточных медианных значений сейсмического шума на Камчатке, вычисленная в окне длиной 182 суток, толстой линией представлены значения скользящего среднего в окне длиной 57 суток.

Для временных рядов, представленных на рис.1.10, оценена частотно-временная диаграмма эволюции квадратичного спектра когерентности. Оценка была произведена в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток с использованием 2-мерной векторной авторегрессионной модели 5-го порядка [32] с предварительным удалением линейных трендов и переходом к приращениям.

На рис.1.11 представлены графики максимумов всплесков когерентности в каждом временном окне для периодов от 11 до 14 суток и график логарифма энергии (джоули), выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе также в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток. На рис.1.11 визуально заметно, что кривая логарифма выделившейся энергии часто запаздывает относительно кривой максимумов спектра когерентности при их оценивании в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток. Оценим количественно это смещение путем вычисления кросскорреляционной функции, график которой представлен на рис.1.12.

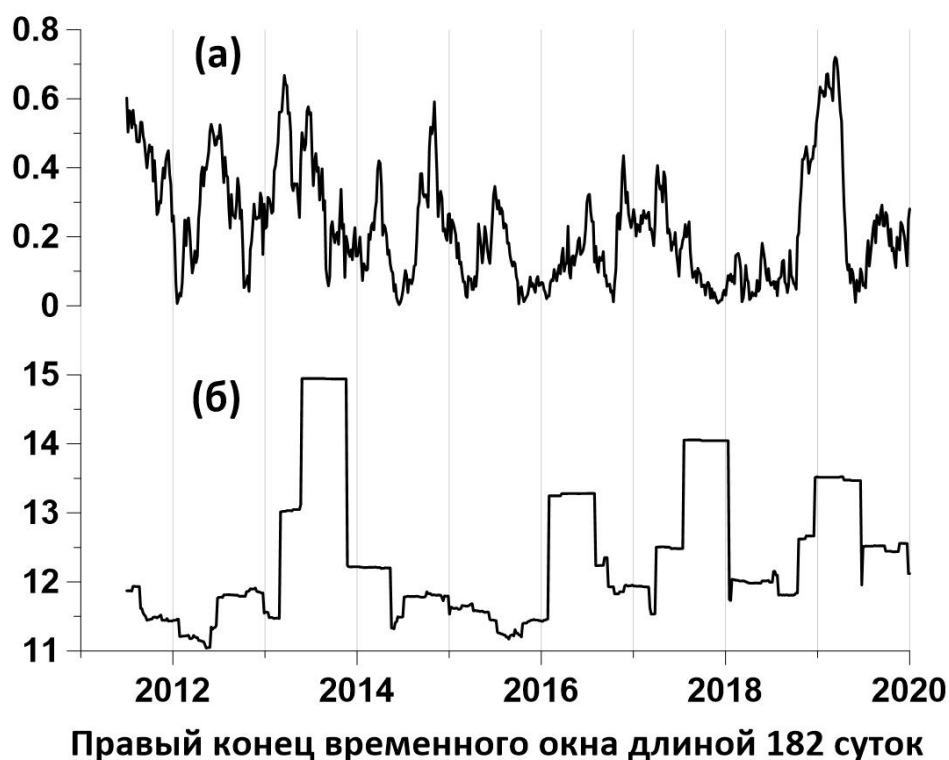


Рисунок 1.11 – (а) – максимум квадрата когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х ежесуточных свойств сейсмического шума; (б) – десятичный логарифм энергии (джоули), выделившейся в результате сейсмических событий в прямоугольной области 50° – 60° СШ и 153° – 170° ВД (<https://www.usgs.gov/>; <http://glob.emsd.ru/>).

На рис.1.12 значения кросскорреляционной функции берутся с временным сдвигом от -250 до 250 суток (± 50 отсчетов с шагом по времени 5 суток). Максимум коэффициента корреляции между величинами максимальной когерентности вариаций LOD и сейсмического шума приходится на -95 суток (19 сдвигов по времени), показывая, что «в среднем» эффект увеличения их когерентности опережает выделение сейсмической энергии в Камчатском регионе.



Рисунок 1.12 – Коэффициенты корреляции между логарифмом энергии, выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе в скользящем окне длиной 182 суток со смещением 5 суток и максимальным значением квадратичного спектра когерентности между LOD и первой главной компонентой 3-х ежесуточных медианных свойств сейсмического шума.

Таким образом, корреляционный анализ вариаций максимумов когерентности и логарифма энергии, выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе, во временном окне той же длины обнаружил преимущественное запаздывание интенсивности сейсмического процесса относительно изменений когерентности. Этот факт интерпретируется как проявление триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на сейсмический процесс.

1.3 Энтропия глобального сейсмического шума

Использованные данные представляют собой вертикальные компоненты непрерывных записей сейсмического шума с интервалом времени дискретизации 1 сек, которые были загружены на сайте Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) по адресу <http://www.iris.edu/forms/webrequest/> с 229 широкополосных сейсмических станций 3 сетей:

<http://www.iris.edu/mda/GSN> , <http://www.iris.edu/mda/G> , <http://www.iris.edu/mda/GE>

Записи сейсмического шума с частотой дискретизации 1 Гц (записи LHZ) рассматривались за 23 года регистрации (с 1 января 1997 г. по 31 декабря 2019 г.). Эти данные были преобразованы во временные ряды с шагом по времени в 1 минуту путем вычисления средних значений для последовательных временных интервалов

продолжительностью 60 секунд. Ортогональные вейвлеты использовались для расчета ежедневных значений энтропии низкочастотного сейсмического шума.

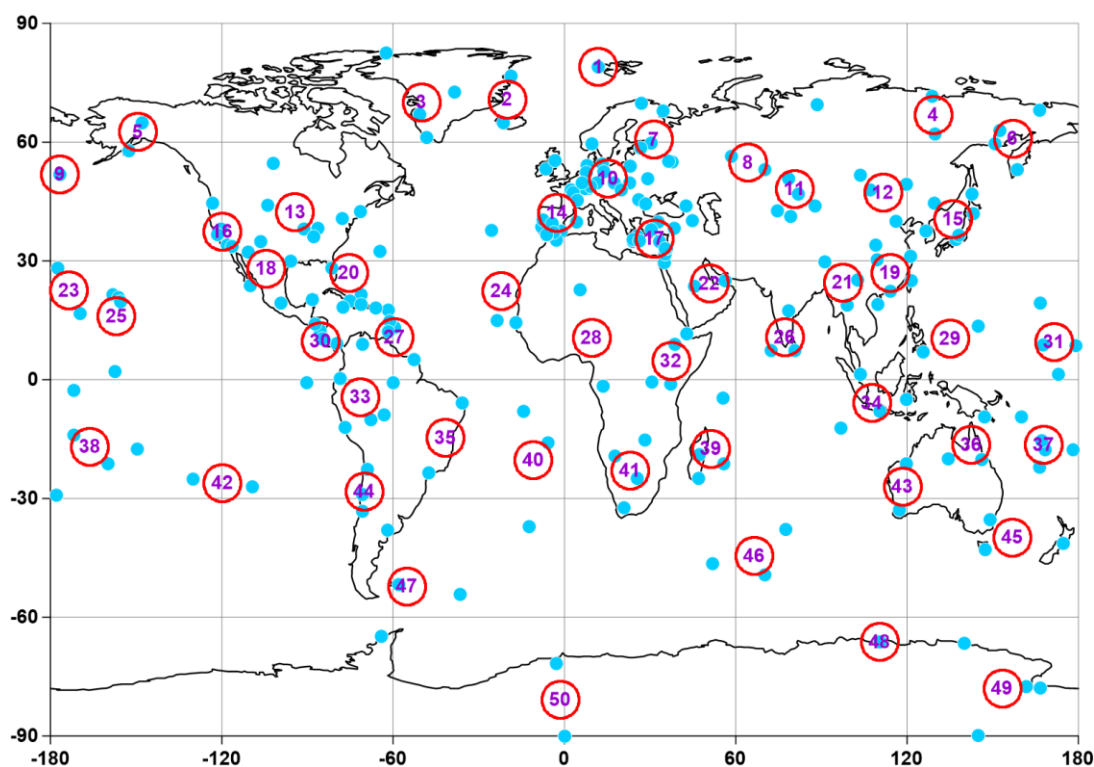


Рисунок 1.13 – Синие кружки - позиции 229 широкополосных сейсмических станций; красные пронумерованные кружки - 50 опорных точек.

Рассмотрим вспомогательную сеть из 50 реперных точек, которые определены с помощью иерархического кластерного анализа положений 229 сейсмических станций методом "дальний сосед". Этот метод кластерного анализа позволяет формировать компактные кластеры [38]. Расположение 229 сейсмических станций и 50 опорных точек показано на Рис.1.13.

На рис.1.14 показаны графики значений энтропии в 50 опорных точках, рассчитываемых ежедневно как медианы значений на 5 ближайших рабочих станциях. Чтобы избавиться от влияния приливных и тепловых деформаций земной коры и перейти к изучению шумовой характеристики, перед вычислением нормированной энтропии была проведена операция по устранению тренда полиномом 8-го порядка в пределах каждого суточного окна. Значения, представленные на рис.1.14, можно рассматривать как образцы типичного поведения энтропии в окрестности реперных точек, охватывающие весь мир. Эти 50 временных рядов с временным шагом 1 день, длиной 8400 значений будут предметом исследования в дальнейшем.

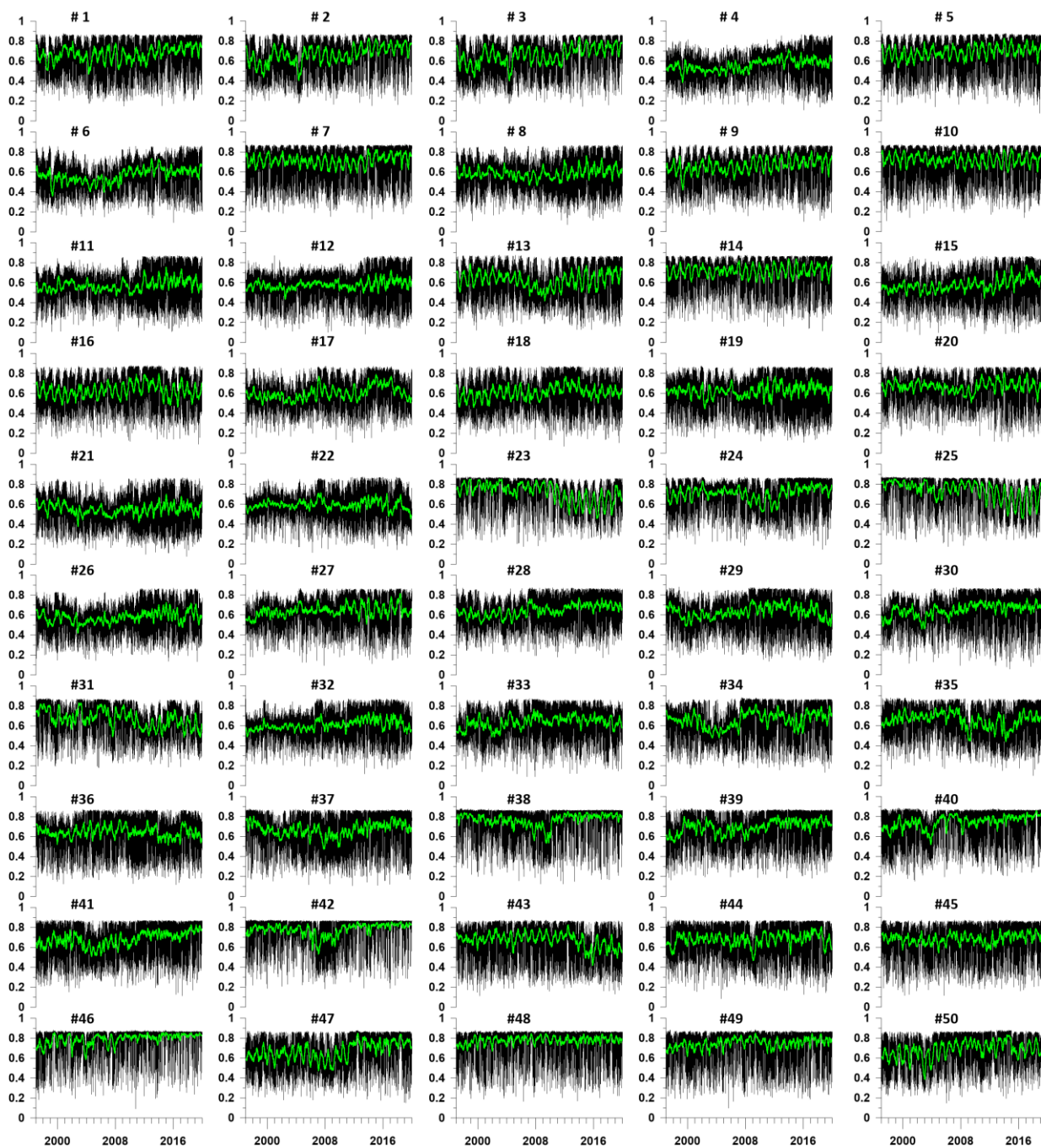
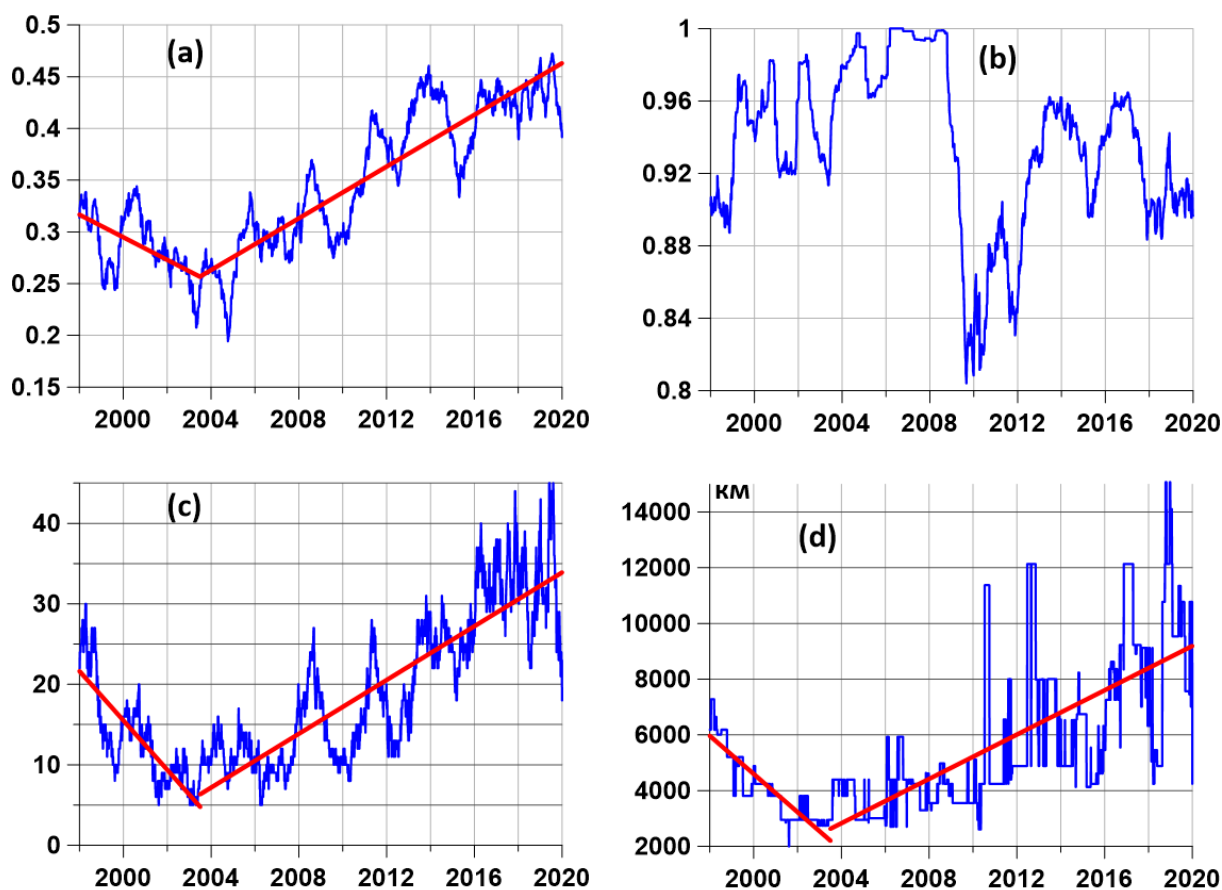


Рисунок 1.14 – Графики суточных значений минимальной нормированной энтропии сейсмического шума для каждой из 50 реперных точек. Значения получены как медианные значения от 5 ближайших действующих станций. Зеленые линии представляют собой скользящие средние в 57-дневном окне.

Рассмотрим последовательность временных окон продолжительностью 365 дней, взятых со смещением в 3 дня. В каждом таком окне рассчитаем коэффициенты корреляции между значениями энтропии во всех парах реперных точек (для 50 точек

количество таких пар 1225) и возьмем среднее значение их модулей. Кроме того, отдельно рассмотрим сильные корреляции, значения которых превышают порог 0.7.

На рис.1.15 показаны результаты оценок временных и пространственных корреляций значений энтропии в опорных точках, полученные в скользящем временном окне длиной 365 дней, снятых с взаимным сдвигом на 3 дня. Графики построены в зависимости от положения правого края временного окна. На рис.1.15(a) представлены средние значения всех парных коэффициентов корреляции, а на рис.1.15(b) - максимальные значения коэффициента корреляции в каждом окне. Рис.1.15(c) представляет собой график числа сильных парных корреляций между значениями энтропии в 50 контрольных точках, превышающих порог 0.7. На рис.1.15(d) показаны максимальные расстояния между парами опорных точек, которые имеют сильную корреляцию.



Правый конец временного окна длиной 365 дней

Рисунок 1.15 – (а) и (b) - среднее и максимальные значения коэффициентов парной корреляции значений энтропии в 50 реперных точках; (с) - число пар из 50 реперных точек, между которыми в текущем временном окне имеется корреляция, превышающая порог 0.7 по абсолютной величине; (d) - максимальное расстояние между парами реперных точек, между которыми возникла корреляция в текущем временном окне, превышающее по величине порог 0.7. Красные линии представляют собой кусочно-линейные тренды с угловой точкой в 2003.5 г.

Прежде всего, следует отметить общую черту графиков на рис.1.15(a,b,c) - наличие временной точки 2003.5 положения правого конца временного окна, для которой наблюдается нисходящий линейный тренд, резко сменяется восходящим и его рост продолжается до конца 2019 года. Эта особенность выделена на рис.1.15 графиками кусочно-линейных трендов, изображенных красными линиями. Принимая во внимание, что длина окна составляет 365 дней, это означает, что временная и пространственная динамика глобальной энтропии сейсмического шума претерпела быстрые изменения в течение временного интервала года с середины 2002 до середины 2003 года. Для среднего

значения корреляций (рис.1.15 (a)) эта особенность была ранее выявлена в [5], где она была связана с особенностями неравномерного вращения Земли. Быстрый рост числа сильных корреляций и их пространственного масштаба с 2004 г., как видно на рис.1.15(c,d), является новым результатом. Следует обратить внимание на необычное поведение максимального коэффициента корреляции на рис.1.15(b) - резкое падение для метки времени правого конца окна в конце 2009 г. После этого началось падение значений максимальных расстояний между реперными точками с сильными корреляциями энтропии (рис.1.15(d)).

На Рис.1.16(a,b) представлены графики длины дня (LOD) и средней энтропии шума, которые получены путем усреднения всех значений из опорных точек (рис.1.14).

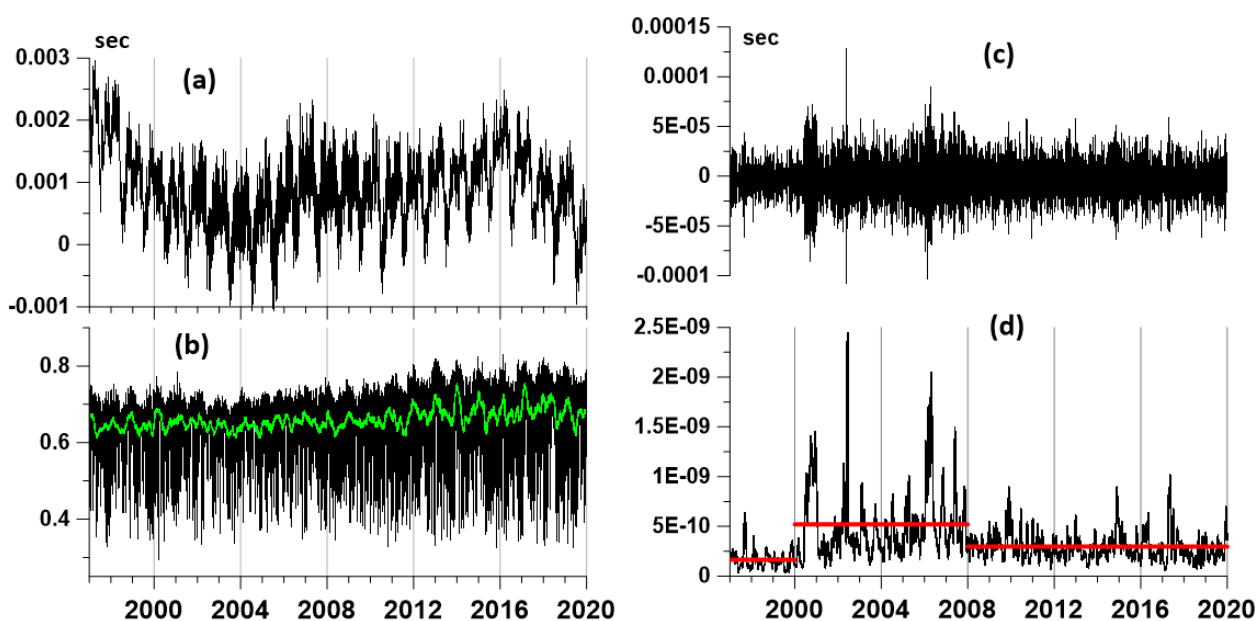


Рисунок 1.16 – (a) - значения длины дня (временной ряд LOD); (b) - средние значения минимальной нормированной энтропии сейсмического шума для всех 50 контрольных точек на рис.1.14, зеленая линия представляет собой скользящее среднее в 57-дневном окне; (c) - высокочастотная составляющая LOD с периодами менее 6 суток; (d) - дисперсия высокочастотной компоненты LOD в течение 28-дневного скользящего временного окна, красные линии представляют средние значения дисперсии в трех последовательных временных фрагментах: 1997-2000, 2000-2008 и 2008-2020.

Рис.1.16(c) представляет собой график высокочастотной компоненты LOD с периодами менее 6 дней, а рис.1.16(d) представляет оценку дисперсии высокочастотных вариаций LOD в течение скользящего временного окна длиной 28 дней. Можно заметить,

что эволюция дисперсии высокочастотной компоненты LOD может быть разделена на 3 временных интервала 1997-2000, 2000-2008 и 2008-2020 с разными средними значениями, которые показаны горизонтальными красными линиями. Границы трех временных интервалов в дробных годах были найдены автоматически по минимуму дисперсии отклонений от локальных средних значений. Временной интервал 2000-2008 гг. соответствует высокой мощности высокочастотных вариаций LOD. Этот временной интервал интерпретируется как причина резких изменений временных и пространственных корреляций свойств глобального сейсмического шума, которые представлены на рис.1.15 [5, 39].

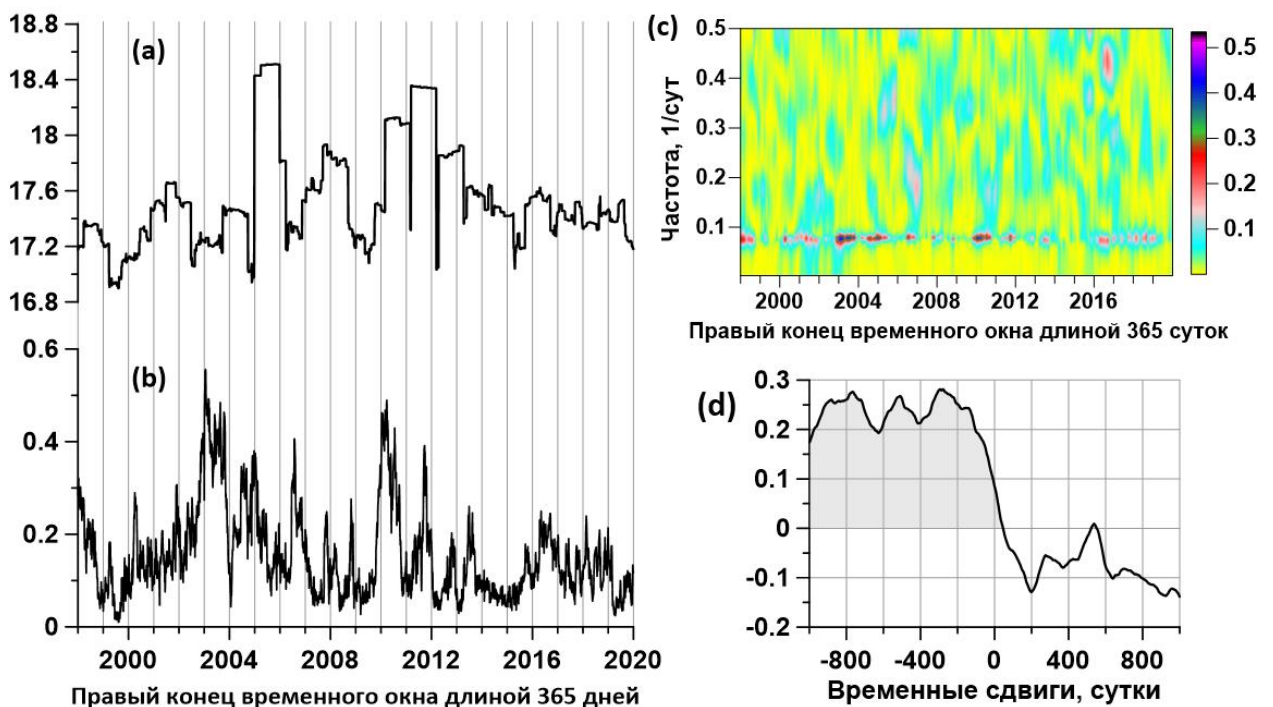


Рисунок 1.17 – (а) представляет собой график десятичного логарифма выделенной сейсмической энергии (джоулей) в скользящем временном окне 365 дней; (b) - максимальные значения по частотам квадратичной когерентности между LOD и средним значением энтропии в скользящем временном окне 365 дней; (c) представляет собой частотно-временную диаграмму изменения квадратичной когерентности между временным рядом LOD и средним значением энтропии (см. рис. 16(b)) в скользящем окне длиной 365 дней со смещением на 3 дня; (d) - корреляционная функция между значениями логарифма выделенной сейсмической энергии и максимумами когерентности между длиной дня и средним значением энтропии. Отрицательные значения временных сдвигов соответствуют запаздыванию высвобождения сейсмической энергии относительно всплесков когерентности между LOD и энтропией шума.

На рис.1.17(a) показан график логарифма энергии (джоули), высвобождаемой в результате сейсмических событий во всем мире в скользящем временном окне длиной 365 дней со сдвигом на 3 дня, тогда как на рис.1.17(b) показан параллельный график максимумов всплесков квадрата когерентности между LOD и среднесуточной энтропией в тех же временных окнах. Оценка когерентности проводилась с использованием модели векторной авторегрессии 5-го порядка [32] с предварительным удалением линейных трендов и переходом к приращениям. На рис.1.17(c) представлена частотно-временная диаграмма эволюции квадратичной когерентности, и мы можем заметить, что всплески когерентности в основном сосредоточены в узкой полосе частот с периодами от 11 до 14 дней. Оценки максимумов квадрата когерентности уже использовались в [5, 39] при анализе трендов свойств глобального сейсмического шума и их взаимосвязи с неравномерным вращением Земли.

Из рис.1.17(a) и 1.17(b) визуально заметно, что кривая логарифма выделенной энергии часто отстает от кривой максимумов спектра когерентности, когда они вычисляются в скользящем временном окне. Оценим этот сдвиг количественно, рассчитав их функцию взаимной корреляции для временных сдвигов ± 1000 дней, график которой показан на рис.1.17(d). Из оценки корреляционной функции на рис.1.17(d) видно, что ее значения для отрицательных временных сдвигов значительно превышают значения для положительных сдвигов, что подтверждает тот факт, что выделение сейсмической энергии задерживается относительно всплесков мера когерентности. Что касается времени запаздывания, то оно не определяется однозначно, так как значения корреляционной функции для отрицательных смещений фактически выходят на некое плато, которое содержит три локальных максимума для смещений -280, -510 и -720 дней.

1.4 Прогностические свойства энтропии сейсмического шума в Южной Калифорнии

Рассматривались данные объединения трех широкополосных сейсмических региональных сетей в Калифорнии, данные которых представлены по адресам:

<http://ds.iris.edu/mda/AZ> , <http://ds.iris.edu/mda/BK> , <http://ds.iris.edu/mda/CI>

и обеспечивается работой 81 станции в исследуемом прямоугольном регионе, представленном на рис.1.18. Для анализа был выбран временной интервал длительностью 12 лет, 2008-2019 гг. На рис.1.18 также показаны положения 12 опорных точек, которые будут использованы далее для анализа пространственных корреляций значений энтропии сейсмического шума. Кроме того, звездочками указаны эпицентры двух сильнейших

сейсмических событий в Южной Калифорнии, происшедших в течение временного интервала 2008-2019.

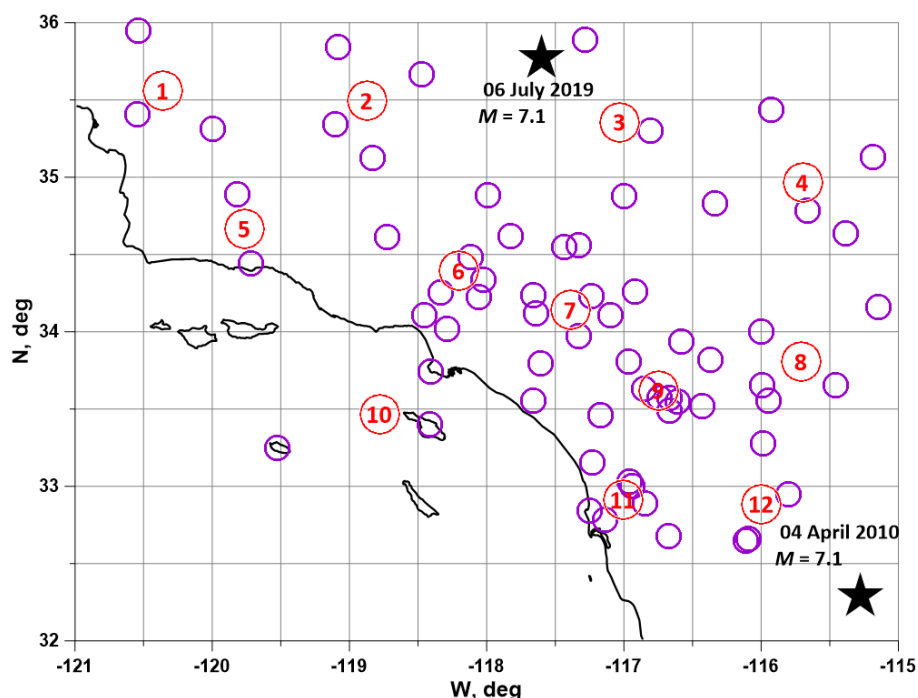


Рисунок 1.18 – Пурпурные кружки – положения 81 сейсмической станции в Южной Калифорнии, красные пронумерованные кружки – положения 12 опорных точек, звездочки – эпицентры землетрясений, $M \geq 7$.

Имея дневные значения En от всех действующих сейсмических станций, можно создавать карты пространственного распределения этой статистики сейсмического шума. Для этого рассмотрим регулярную сетку размером 60×60 узлов, покрывающую прямоугольную область с широтами от $32^\circ N$ до $36^\circ N$ и долготами между $115^\circ W$ и $121^\circ W$. Для каждого узла этой сетки находятся соответствующие суточные значения En , которые вычисляются как медиана для значений пяти ближайших к узлу работающих сейсмических станций. Эта простая процедура обеспечивает последовательность ежедневных карт. Усредненные карты создаются путем усреднения дневных карт для всех дней между двумя заданными датами. Метод ближайших соседей обеспечивает достаточно естественную экстраполяцию используемых значений в области, не имеющие точек наблюдения. Обозначим через $En_{ij}^{(t)}$ энтропию, соответствующую узлу сетки (i, j) и суточному интервалу времени с номером t . Каждый вектор $En_{ij}^{(t)}$ сетки можно

рассматривать как «элементарную» суточную карту. Мы можем рассматривать усредненную карту:

$$\bar{E}n_{ij}(t_0, t_1) = \sum_{t=t_0}^{t_1} En_{ij}^{(t)} / (t_1 - t_0 + 1) \quad (10)$$

что соответствует некоторым интервалам временного индекса t от минимального t_0 до максимального t_1 . На рис.1.19 представлена усредненная карта (10) для всех доступных индексов времени t , охватывающая всю историю наблюдений 2008-2019 гг.

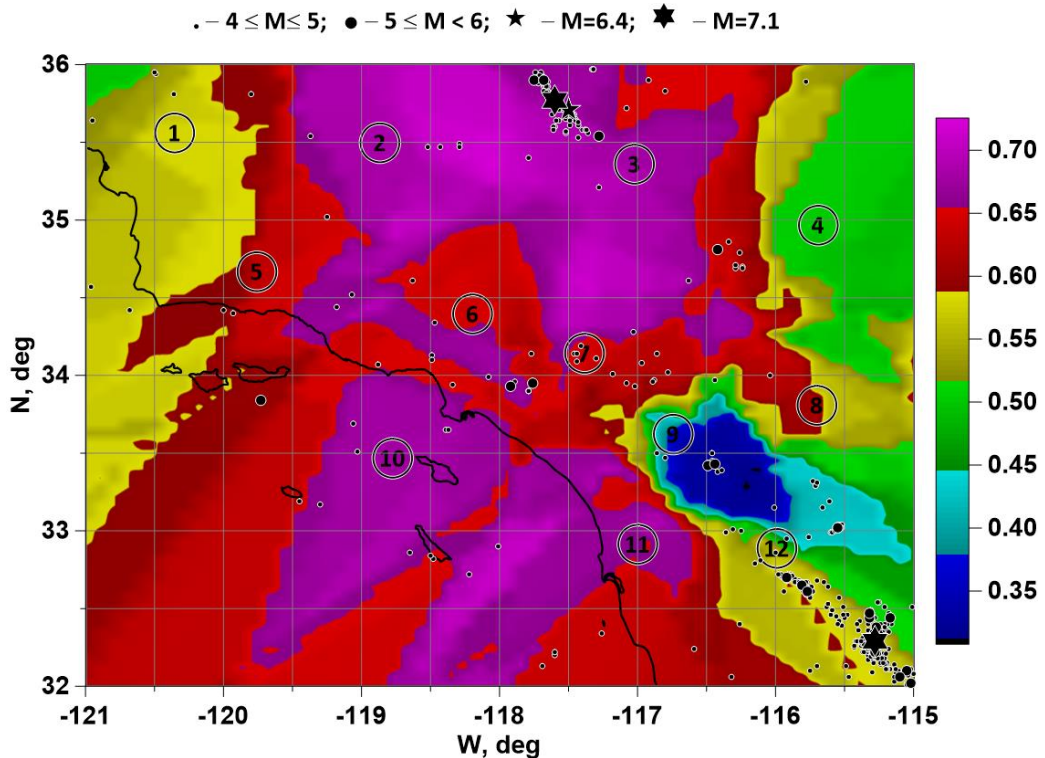


Рисунок 1.19 – Усредненная карта распределения значений минимальной нормализованной энтропии сейсмического шума за весь период наблюдений, 2008-2019, пронумерованные кружки – положения 12 опорных точек. Показаны эпицентры землетрясений в различных диапазонах магнитуд для $M \geq 4$. Для $M \geq 6$ произошло одно событие $M=6.4$ и 2 события $M=7.1$.

На рис.1.19 четко выделяется область пониженных значений энтропии, которая соответствует геотермальному полю Salton Sea и комплексу грязевых вулканов Salton Buttes, является местом умеренных землетрясений, связанных с геотермальной системой и движениями вдоль региональных разломов [40]. Вулканическая дрожь и взаимное движение малых блоков земной коры приводят к возникновению нестационарных

высокоамплитудных всплесков в волновых формах сейсмических колебаний, вследствие которых энтропия сильно уменьшается.

Двумерные плотности вероятности максимальных значений энтропии шума

Рассмотрим значения энтропии как функцию двумерных векторов $z_{ij} = (x_i, y_j)$ долготы и широты узлов (i, j) в явном виде: $En_{ij}^{(t)} \equiv En^{(t)}(z_{ij})$. Для каждой ежедневной «элементарной карты» с дискретным временным индексом t мы найдем координаты $z_{mn}^{(t)} = (x_m^{(t)}, y_n^{(t)})$ узлов, в которых энтропия достигает заданного числа n_m максимальных значений по отношению ко всем остальным узлам регулярной сетки. В дальнейшем мы будем использовать $n_m = 10$ максимальных значений энтропии. Облако двумерных векторов $z_{mn}^{(t)}$, рассматриваемых на некотором временном интервале $t \in [t_0, t_1]$, образует некоторое случайное множество. Оценим их двумерную функцию распределения вероятностей для каждого узла z_{ij} регулярной сетки. Для этого воспользуемся оценкой Парзена – Розенблатта с гауссовой функцией ядра [38]:

$$p(z_{ij} | t_0, t_1) = \frac{1}{2\pi n_m h^2 (t_1 - t_0 + 1)} \sum_{t=t_0}^{t_1} \sum_{mn} \exp\left(-\frac{|z_{ij} - z_{mn}^{(t)}|^2}{2h^2}\right) \quad (11)$$

Здесь h - радиус усреднения ядра, t_0, t_1 - целые индексы, которые нумеруют ежедневные «элементарные» карты. Таким образом, $(t_1 - t_0 + 1)$ - это количество 5-дневных карт в рассматриваемом временном интервале. Мы использовали $h = 0.2^\circ$ в качестве радиуса сглаживания. На рис.1.20 представлены карты оценки плотности вероятности (11) для временных показателей t , соответствующих 6 смежным временным фрагментам длительностью 2 года. Ядерные оценки (11) плотностей вероятностей экстремальных значений статистики случайных флуктуаций геофизических полей в скользящем временном окне использовались в [35].

Низкие значения энтропии обусловлены большим количеством всплесков, возникающих из-за взаимного движения небольших блоков земной коры. Высокие значения энтропии возникают из-за небольшого количества высокоамплитудных вариаций сейсмического шума, что может быть связано с усилением консолидации небольших блоков земной коры. Образование крупного консолидированного блока

способствует накоплению энергии и, следовательно, увеличивает сейсмическую опасность. Таким образом, повышенные значения плотности вероятности распределения выделяют те участки изучаемого региона, в которых наиболее часто реализуются максимумы энтропии и которые являются подозрительными с точки зрения повышенной сейсмической опасности.

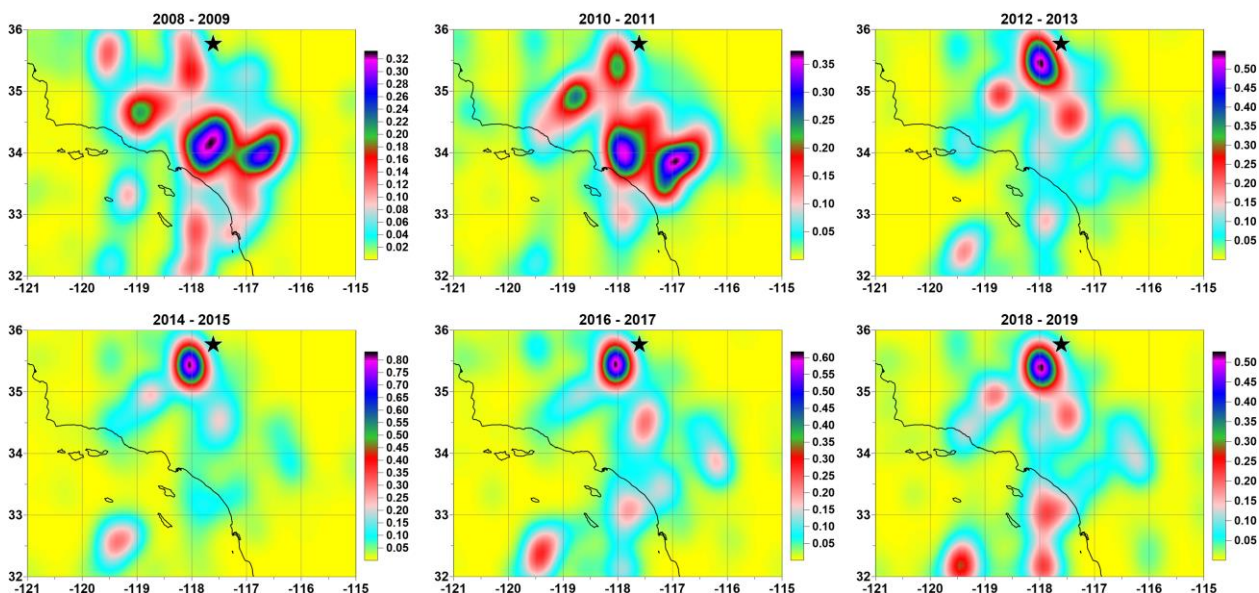


Рисунок 1.20 – Усредненные карты 2-мерных плотностей вероятностей распределения 10 максимальных значений минимальной нормализованной энтропии сейсмического шума для 4-х последовательных интервалов времени длиной 2 года. Звездочкой показан эпицентр землетрясения 06.07.2019, M=7.1.

Для детального рассмотрения изменений во времени пространственных корреляций между значениями первичной энтропии рассмотрим сеть из 12 опорных точек, положения которых определим как центры кластеров положений сейсмических станций, определенных методом k-средних. Положения этих 12 опорных точек показаны на рис.1.18 и рис.1.19.

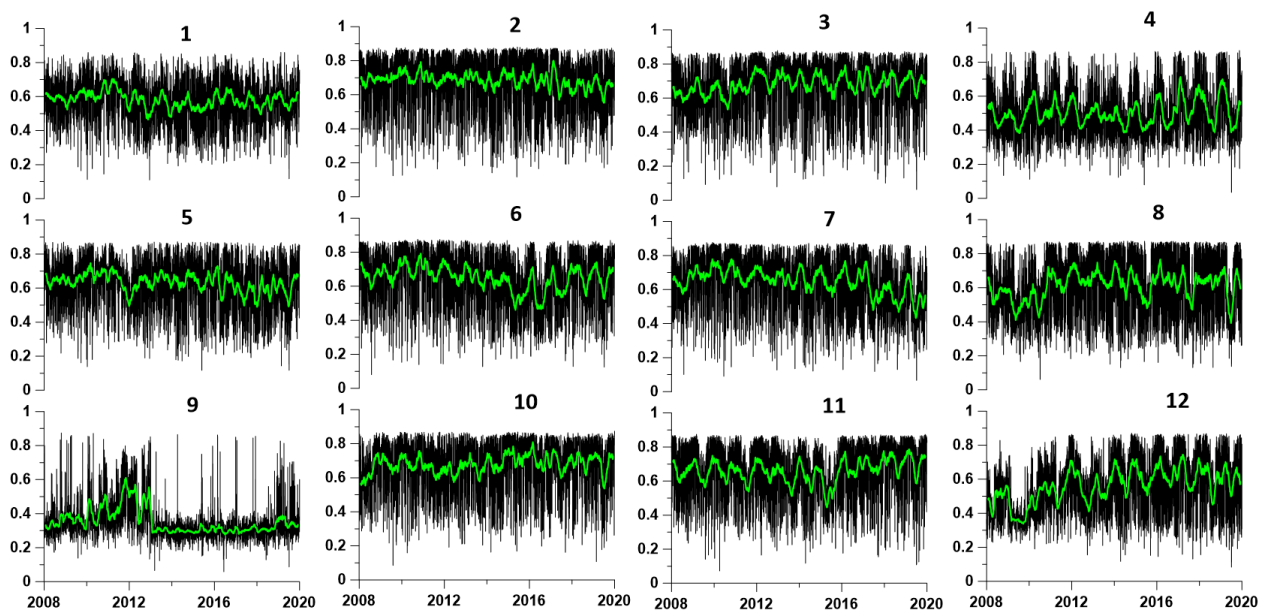


Рисунок 1.21 – Графики ежесуточных медианных значений минимальной нормализованной энтропии сейсмического шума, вычисленных для 12 опорных точек (см. рис.1.18) от 5 ближайших работоспособных станций. Зелеными линиями показаны значения скользящих средних в окне длиной 57 суток.

На рис.1.21 показаны графики дневных значений первичной энтропии в 12 опорных точках, рассчитанных как медианы значений на 5 ближайших действующих станциях. Их можно рассматривать как образцы типичного поведения энтропии в окрестности реперных точек, достаточно плотно покрывающих всю исследуемую область. Следует обратить внимание на значения энтропии в точке номер 9, которая находится в области приведенной энтропии на карте рис.1.19 - видно, насколько аномально малы эти значения по сравнению с временным рядом для другой опорной точки. Кроме того, поведение энтропии для реперной точки 9 показывает интервал особо низких значений в интервале 2013-2018 гг., существование которого нельзя отнести к каким-либо проявлениям сейсмичности в окрестностях этой точки. Скорее всего, столь аномально низкое значение энтропии связано с активизацией процессов в вулканах Salton Buttes [40].

Набор из 12 временных рядов вместе с координатами реперных точек позволяет оценить временное изменение пространственных параметров корреляции значений энтропии в регионе. С этой целью мы рассматриваем скользящее временное окно длиной 182 дня со смещением в 5 дней, и в каждом окне мы вычисляем абсолютные значения всех парных корреляций между приращениями временных рядов, показанных на рис.1.21. Всего при 12 таких опорных точках количество парных корреляций будет 66. Из этих парных корреляций мы выбираем только те значения, которые превышают порог 0.7, то

есть мы рассматриваем только достаточно сильные корреляции между значениями в реперных точках.

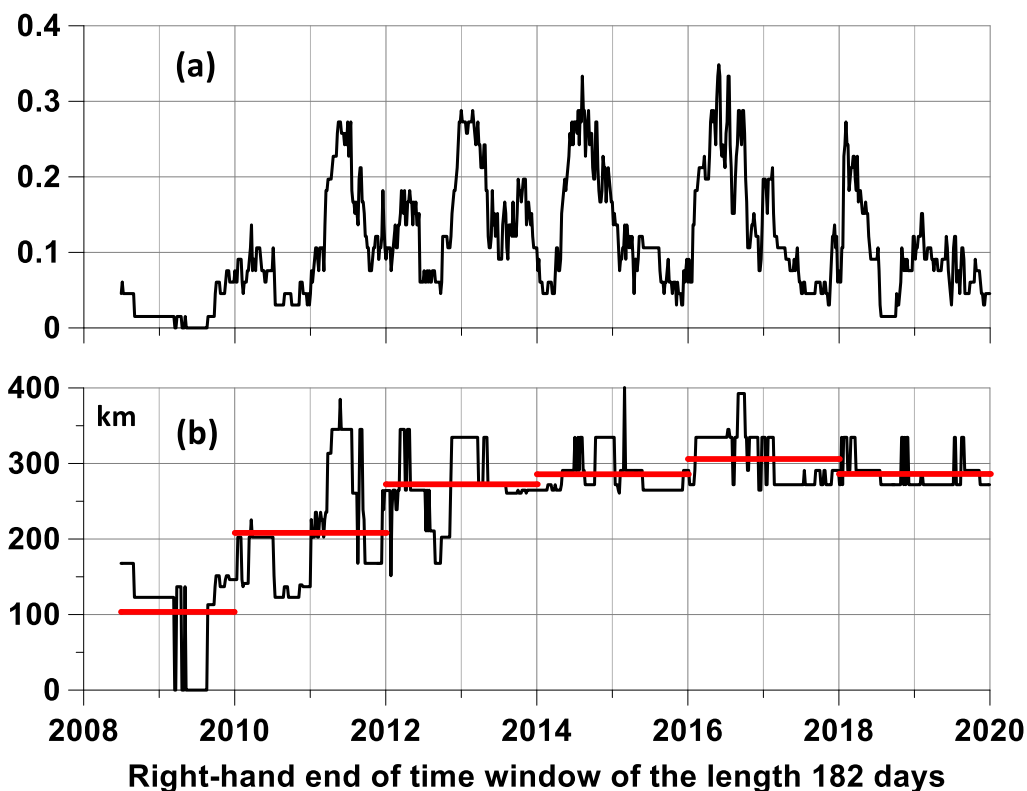


Рисунок 1.22 – (а) - доля пар опорных точек, между которыми возникла абсолютная корреляция, превосходящая порог 0.70 в скользящем временном окне длиной 182 суток со смещением 5 суток; (б) - максимальное значение расстояний между реперными точками, для которых модуль коэффициентов корреляции в скользящем временном окне длиной 182 суток превзошел порог 0.7. Горизонтальными красными линиями показаны средние значения максимальных расстояний для временных меток правых концов скользящих окон в 6 последовательных интервалах.

На рис.1.22(а) показан график изменения отношения количества сильных корреляций, превышающих порог 0.7, к общему количеству всех парных корреляций, то есть до 66. Это отношение можно рассматривать как меру связности значений в разных узлах сети контрольных точек.

Данные в опорных точках позволяют оценить пространственные характеристики сильных корреляций, например, максимальное расстояние между реперными точками, для которых коэффициент корреляции внутри полугодического скользящего временного окна между модулями значений энтропии превысил порог 0.7. График этой зависимости

показан на рис.1.22(b). Он показывает, что максимальный линейный размер сильных корреляций возрастает от нуля в 2009 г. до 250–300 км в 2012 г. Отметим, что 2012 г. - это начало того времени, когда пятно высоких значений двумерной плотности вероятности распределения максимумов первичной энтропии сейсмического шума по пространству в непосредственной близости от эпицентра землетрясения 6 июля 2019 г., $M = 7.1$ (см. рис.1.20). Красные линии на рис.1.22(b) показывают изменение средних значений максимальных расстояний.

Другой возможностью визуализировать пространственные корреляции является построение графика корреляционной связности реперных точек. Рассмотрим 6 смежных временных интервалов значений меток времени правых концов скользящих временных окон длиной 182 дня, взятых со смещением 5 дней. Соединим прямой линией те пары реперных точек, для которых коэффициент корреляции между значениями энтропии первичного шума хотя бы в одном из этих окон по абсолютной величине превышал порог 0.7. Результат этих операций показан на рис.1.23.

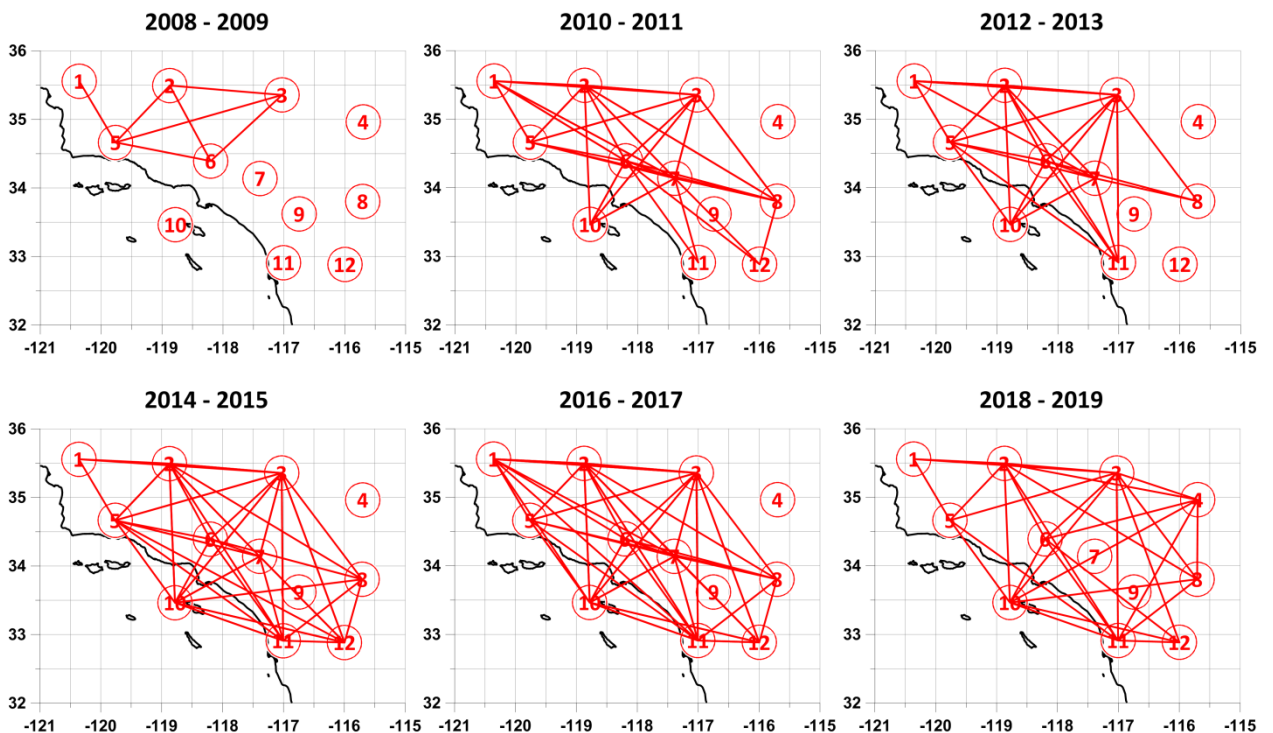


Рисунок 1.23 – Красными линиями показаны те пары из 12 опорных точек, между которыми возникла абсолютная корреляция, превосходящая порог 0.7 в «коротких» скользящих временных окнах длиной 182 суток со смещением 5 суток для 6 последовательных интервалов значений временных меток правых концов окон.

Последовательность графиков на рис.1.23 помогает понять, как меняется «участие» различных реперных точек в пространственных корреляциях. Например, периферийная точка с номером 4 установила сильные корреляции только в последнем интервале временных отметок 2018-2019 гг. Что касается контрольной точки 9, она обычно никогда не устанавливает сильных корреляций с какой-либо другой точкой, несмотря на то, что она находится в их окружении.

Чтобы количественно оценить «силу» пространственных корреляций, мы вычисляем общее количество случаев сильных корреляций между парами опорных точек в скользящем временном окне длиной 182 дня и сортируем их в порядке убывания. Отсортированные значения в зависимости от номера в порядке убывания показаны на рис.1.24.



Рисунок 1.24 – Суммарные числа сильных корреляций N_{corr} в окнах длиной 182 дня для каждой из 12 опорных точек, отсортированные в порядке убывания.

Две опорные точки с номерами 2 и 3 выделяются своими высокими значениями суммарных чисел сильных корреляций. Прочие точки разделим на 2 группы: с низкими суммарными числами корреляций – это номера 1, 4, 8, 9 и 12 и со средними значениями – точки с номерами 5, 6, 7, 10 и 11. Заметим, что точки 6, 7 и 9, несмотря на их срединное положение в облаке опорных точек, не устанавливают максимальных чисел сильных корреляций со своими соседями, как можно было бы предположить из простейшей гипотезы, что чем ближе опорные точки, тем с большей вероятностью вариации значений энтропии для них сильнее коррелированы. Как уже отмечалось, точка 9 вообще не вступает в сильные корреляции с какой либо другой точкой. Для точек 2 и 3, несмотря на

их периферийное положение, характерно установление сильных корреляций с большим числом других опорных точек. Это говорит о том, что установление сильных пространственных корреляций происходит нелинейно и с эффектом дальнего действия. Заметим, что точки 2 и 3 находятся вблизи эпицентра сильнейшего сейсмического события 06.07.2019, $M=7.1$. Это позволяет сделать вывод о том, что подготовка сильного землетрясения сопровождается установлением сильных корреляций в вариациях энтропии сейсмического шума в окрестности будущего события.

В связи с этой гипотезой естественным образом возникает вопрос, почему нет таких же сильных корреляций перед первым сильным событием 04.04.2010, $M=7.1$ для ближайшей опорной точки с номером 12? Более того, как следует из Таблицы 1, эта опорная точка характеризуется низким суммарным числом сильных корреляций. По всей видимости, это связано с особенностью геологического строения Южной Калифорнии – наличием источников мощных помех в виде хаотических последовательностей выбросов в записях низкочастотного сейсмического фона от недалеко расположенных грязевых вулканов Salton Buttes [40], что можно увидеть при сравнении волновых форм на рис.1.21. По этой же причине на рис.1.20 окрестность эпицентра первого сильного землетрясения, показанного на рис.1.18, не содержит повышенных значений плотности вероятностей пространственного распределения максимальных значений энтропии шума.

Выполнен анализ записей сейсмического шума в Южной Калифорнии в течение 12 лет, 2008-2019 годы, на сети из 81 широкополосной сейсмической станции. Найден интервал времени 2009-2012 интенсивного роста линейного размера сильных пространственных корреляций для значений энтропии от нуля до 250-300 км, после которого начал формироваться очаг землетрясения 06.07.2019, $M=7.1$. Подготовка этого сейсмического события проявляется в появлении устойчивого пятна повышенных значений плотности вероятностей распределения по пространству максимальных значений энтропии сейсмического шума в непосредственной близости от очага.

1.5 Фрактальные меры хаотичности временных рядов смещений земной поверхности

Использовались данные зарегистрированные с помощью GPS-приемников смещения земной поверхности, измеренные с частотой дискретизации 1/300 Гц ($\Delta t = 5$ мин). Все данные были проанализированы в направлениях север-юг, восток-запад и по вертикали. Данные были предоставлены со станций HANM, KAIK, LKTA, MRBL и YALD

в Новой Зеландии за период с 1 мая 2015 г. по 30 апреля 2018 г. (три года) из базы данных Nevada Geodetic Laboratory, University of Nevada, Reno, <http://geodesy.unr.edu> .

Использовался фрактальный анализ временных рядов [41] и вычислялась степень самоподобия данных (т.н. *фрактальная мера хаотичности*, \tilde{H}_{DFA}) на различных диапазонах временных масштабов. Данные анализировались в скользящем временном окне размером 8192 отсчета (28.4 дня). Кроме того, использовался анализ канонических когерентностей [8, 27, 41] и вычислялась степень пространственной синхронизации пяти временных рядов GPS в доступном диапазоне частот.

На рис.1.25 изображен график эволюции фрактальной меры хаотичности на старших временных масштабах. Две горизонтальные пунктирные линии отмечают уровни $\tilde{H}_{DFA} = 0.65$ и $\tilde{H}_{DFA} = 0.85$, ограничивающие диапазон спокойной хаотичности, или низкой сейсмичности. Три вертикальные пунктирные линии отмечают моменты землетрясений Те-Арароа $M 7.1$ (синяя прямая, 1 сентября 2016 г., 16:37:57 UTC) и Кайкура $M 7.8$ (красная прямая, 13 ноября 2016 г., 11:02:56 UTC), а также центр скользящего временного окна непосредственно перед событием Кайкура (черная прямая, около 30 октября 2016 г.).

Как видно из рисунка, в пределах трех лет наблюдений существует несколько периодов роста и падения фрактальных мер, связанных с горизонтальными смещениями земной поверхности, когда значения \tilde{H}_{DFA} выходят за пределы области спокойной хаотичности. Что важно, перед землетрясением Кайкура наблюдается рост показателей хаотичности, обнаруживаемых при центрировании скользящего окна приблизительно 23 октября 2016 г., с последним отсчетом данных 6 ноября 2016 г., то есть примерно за семь дней до события. Мы интерпретируем этот рост как признак усиления коллективного поведения блоков земной коры вблизи эпицентра, что в конечном итоге приводит к высвобождению тектонической энергии, накопленной ввиду синхронных низкочастотных колебаний. Такое поведение земной коры согласуется с нашими предыдущими выводами для других сейсмически активных регионов, например Японии и Калифорнии [42]. Следует подчеркнуть, что эпицентр землетрясения Кайкура находился от 15 до 90 км от вышеупомянутых станций GPS. С другой стороны, эпицентр землетрясения Те-Арароа находился на расстоянии более 700 км от станций, поэтому соответствующие смещения земной поверхности не были отражены в данных GPS, и, таким образом, не было обнаружено никакого роста коллективного поведения земной коры в районе 01 сентября 2016 г.

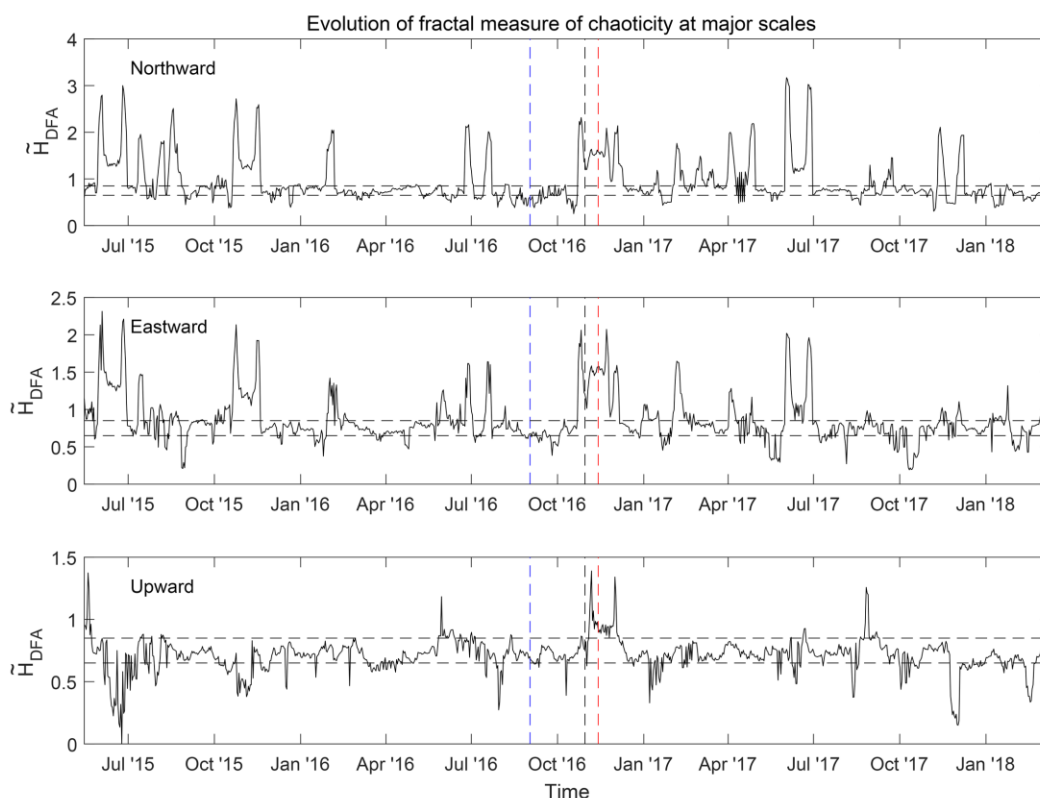


Рисунок 1.25 – Фрактальные меры хаотичности \tilde{H}_{DFA} на старших временных масштабах для смещений земной поверхности в направлениях север-юг, восток-запад и вверх. Для двух горизонтальных смещений наблюдается рост \tilde{H}_{DFA} начиная примерно за семь дней до события Кайкура. Подробности – в тексте.

На рис.1.26 показана эволюция когерентной меры пространственной синхронизации для смещений земной поверхности в направлении север-юг. Мы построили графики средних значений меры когерентности для всех трех компонент GPS, полученных путем усреднения по частотному диапазону. Как и на рис.1.25, три вертикальные линии отмечают два сейсмических события и момент времени, соответствующий центру скользящего окна 30 октября 2016 г., т.е. за 14.2 дня до землетрясения Кайкура. Нетрудно заметить, что временное поведение когерентной меры во многом повторяет поведение фрактальной меры \tilde{H}_{DFA} в направлении север-юг из рис.1.25: периоды более высоких значений спектральной меры когерентности точно совпадают с периодами более высоких значений \tilde{H}_{DFA} . Это указывает на то, что оба метода независимо выделяют эффекты пространственной синхронизации блоков земной коры в пределах рассматриваемой области. Что касается отсутствия существенных сейсмических событий в эти периоды (кроме периода около 13 ноября 2016 г.), мы

склонны рассматривать их как фор- и афтершоки, предшествующие и последующие основному удару.

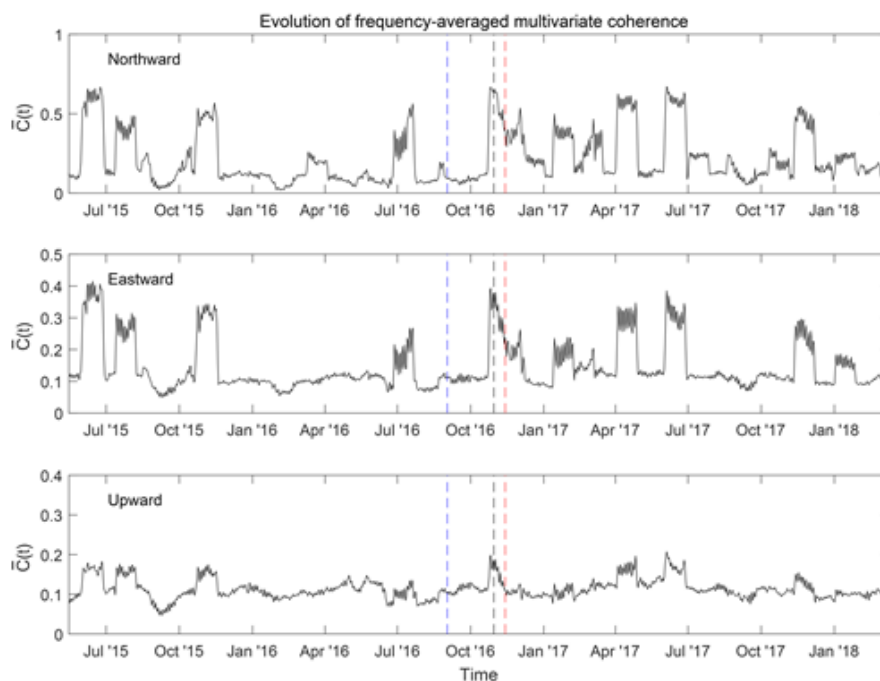


Рисунок 1.26 – Средние когерентные меры хаотичности $\bar{C}(t)$ для всех трех компонент GPS. Горизонтальные смещения земной поверхности демонстрируют такое же поведение, как показано на рис.1.25, хотя количественно оцениваются другим методом.

Анализ коллективного поведения земной коры по данным GPS показывает, что критические изменения в смещениях земной поверхности происходят на временных масштабах $2j_B \Delta t \approx 2 * (12.99 \dots 315.18) * 5 \approx 130 \dots 3150$ мин (рис.1.27), что согласуется с нашими предыдущими выводами для Японии [42].

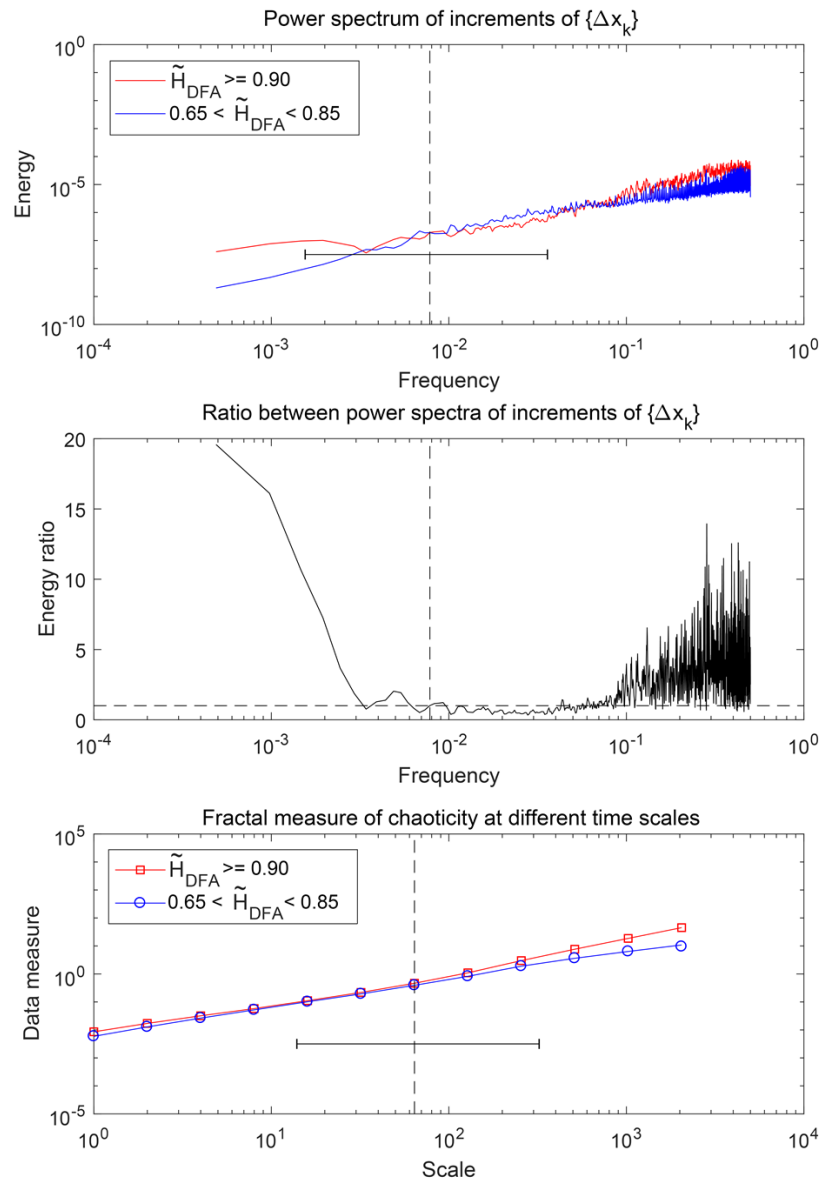


Рисунок 1.27 – Средние спектры мощности смещений земной поверхности в направлении на север в критическом (красная кривая) и некритическом (синяя кривая) состояниях земной коры (вверху); соотношение средних спектров (посередине); и соответствующие статистики фрактального анализа (внизу). Средние значения вычисляются путем усреднения по пяти станциям GSP и в скользящем окне. Рост спектра мощности на низких частотах является признаком перехода составляющих земной коры к критичности. Горизонтальные линии обозначают границы стандартных отклонений.

1.6 Новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра

Вертикальный гравитационный градиент – это производная силы тяжести по высоте. Как всякая производная, она несёт более детальную информацию по сравнению с первообразной. Измерение вертикального гравитационного градиента необходимо для развития разных областей геофизики. В первую очередь это относится к мелкоструктурной разведочной геофизике [43, 44]. Обнаружение таких неоднородностей, залегающих относительно близко к поверхности Земли, гораздо эффективнее проводить с помощью градиентометров, а не гравиметров. В литературе описано несколько гравитационных градиентометров, в первую очередь построенных на основе крутильной системы с двумя массами, значительно разнесёнными по высоте. Это громоздкие, малопроизводительные системы, позволяющие измерять градиенты с невысокой точностью [45]. Большой список литературы, посвященной проблеме создания гравитационного градиентометра, приведен в работе [46]. Современные микрогальные гравиметры, разнесённые по высоте на 1 м, позволяют измерить вертикальный градиент с погрешностью 10 Э, что не всегда удовлетворяет практическим запросам. Главная проблема, которую не удаётся преодолеть в измерениях с разнесёнными гравиметрами, – это нестационарная ползучесть материала, из которого изготавливается упругий элемент, работающий в исключительно высоком напряжённом состоянии.

Рассматривается другой вариант построения измерительной системы. Основная идея – использование разнесённых по вертикали массы и поплавка, жестко связанных между собой и помещённых в жидкость. Вес системы уравновешен архимедовой силой. При этом следует только учесть, что сила Архимеда равна $V\rho g$, а вес – $m(g + \Delta g)$, где величина Δg – следствие того, что точки приложения этих сил разнесены на величину h ; в присутствии гравитационного градиента W_{zz} получим $\Delta g = W_{zz} \cdot h$. Система масса–поплавок связана с корпусом с помощью очень мягкой пружины жесткости k (пружина должна компенсировать силу $m\Delta g$, обусловленную наличием градиента). Положение системы масса–поплавок относительно корпуса, соответствующее величине гравитационного градиента, регистрируется с помощью преобразователя малых механических перемещений. Начальное растяжение пружины соответствует нормальному гравитационному градиенту на Земле $\sim 3000 \text{ Э} = 3 \cdot 10^{-6} \text{ 1/c}^2$. Аномалии в 1 Э будут соответствовать изменению положения системы масса–поплавок на величину $\Delta X \approx X/3000$.

Например, при $X = 10$ см изменению величиной 1 Э будет соответствовать смещение $\Delta X = 3 \cdot 10^{-3}$ см, или 30 мкм.

Как известно, всякий гравиметрический прибор – прежде всего отличный термометр. Температура будет основным влияющим возмущением, поэтому задача состоит в том, чтобы уменьшить влияние вариаций температуры. Для решения этой задачи предлагаются несколько вариантов прибора, отличающихся схемой компенсации вариаций температуры. Оценим каждый из предложенных вариантов.

Первый вариант прибора. Предлагается использование материала поплавок с коэффициентом объемного расширения ξ , близким к коэффициенту объемного расширения β жидкости. Это классический компенсационный метод, который, как показывает практика, не позволяет добиться коэффициента компенсации лучше чем 10^{-3} . Смещение системы «масса–поплавок» при изменении температуры на ΔT будет равно $\Delta X = mg(\beta - \xi)\Delta T/k$. При стабилизации температуры на уровне 0.01 °С и параметрах системы $m = 30$ г, $(\beta - \xi) \approx 7 \cdot 10^{-7}$ 1/°С и $k \approx 10^{-4}$ дин/см получим $\Delta X = 2.1$ см, что на три порядка превышает отклик на 1 Э. Слабость «градиентных сил» требует малых жесткостей пружины, что не проблема, но это вызывает большие перемещения от более мощных сил тяготения, вызванных некомпенсированными массами – это проблема.

Второй вариант прибора. В качестве жидкости предлагается использовать воду при температуре в диапазоне $0-4$ °С, где ее температурный коэффициент объемного расширения растет с давлением и меняет знак при уменьшении температуры. Это обстоятельство позволяет подобрать такую рабочую температурную точку, в которой режим компенсации не будет зависеть от вариаций внешнего давления и температурных изменений объёма грузика и поплавок. Вода растворяет, в различной степени, все элементы таблицы Менделеева. Водные растворы по своим характеристикам сильно отличаются от воды, поэтому в оценках не имеет смысла использовать описание свойств с точностью до десятого знака после запятой. В линейном приближении будем считать, что плотность воды, которая всегда представляет собой раствор, является функцией температуры T и давления p , отсчитываемых соответственно от 0 °С и нормального атмосферного давления 760 мм рт. ст. = 1 атм = 101325 Па $\approx 10^5$ Па. Обозначим через β_T и β_J соответственно коэффициенты температурного расширения воды и ее сжимаемости под внешним давлением. Коэффициент сжимаемости, в свою очередь, является функцией температуры. Зависимости этих коэффициентов от температуры в интервале $0-15$ °С при нормальном давлении представлены на рис.1.28.

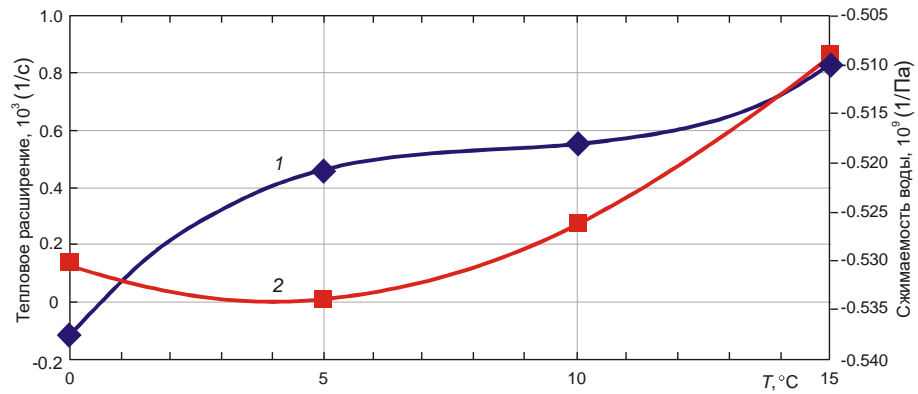


Рисунок 1.28 – Графики зависимости от температуры коэффициентов температурного расширения и сжимаемости воды: 1 – сжимаемость; 2 – температурное расширение

Вблизи смены знака производной $\beta_{ж}$ (0 - 10⁰С) аналитические выражения представленных на рис.1.28 зависимостей имеют следующий вид:

$$\beta_T = (-6.79 + 1.8T - 0.027T^2) \cdot 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}; \quad (12)$$

$$\beta_{ж} = (0.0061 - 0.0014T + 0.00009T^2) \cdot 10^{-9} \text{ 1/Па}. \quad (13)$$

Для объемов монолитного несжимаемого груза и сжимаемого поплавка справедливы формулы:

$$V_{г} = V_{г0} \cdot (1 + 3\alpha T); \quad V_{п} = V_{п0} \cdot (1 + 3\alpha T + \beta_{п} p), \quad (14)$$

где α – температурный коэффициент линейного расширения материала груза и поплавка (принимаям, что они изготовлены из одного и того же материала); $\beta_{п}$ – коэффициент сжимаемости поплавка; $V_{г0}$, $V_{п0}$ – начальные (при $T = 0$ °С) объемы груза и поплавка. С учётом вышеизложенного, условие баланса сводится к системе уравнений и неравенств:

$$V_{г}\rho_{г} + V_{п}\rho_{п} = (V_{г} + V_{п})\rho_{ж} = m_{г} + m_{п} = m = \text{const}; \quad (15)$$

$$V_{г} = V_{г0}(1 + 3\alpha T); \quad (16)$$

$$V_{п} = V_{п0}(1 + 3\alpha T + \beta_{п} p), \text{ при этом } \beta_{п} < 0; \quad (17)$$

$$\rho_{г} = \rho_{г0}(1 - 3\alpha T); \quad (18)$$

$$\rho_{п} = \rho_{п0}(1 - 3\alpha T - \beta_{п} p); \quad (19)$$

$$\rho_{ж} = \rho_{ж0}(1 + \beta_T T + \beta_{ж} p), \text{ при этом } \beta_{ж} > 0, \quad (20)$$

здесь $\rho_{г}$, $\rho_{п}$, $\rho_{ж}$ – плотности груза, поплавка и жидкости соответственно; $\rho_{г0}$, $\rho_{п0}$, $\rho_{ж0}$ – те же плотности при $T = 0$ °С.

Баланс будет соблюден, если

$$\frac{\partial((V_{\Gamma} + V_{\Pi})\rho_{\text{ж}})}{\partial T} = \frac{\partial((V_{\Gamma} + V_{\Pi})\rho_{\text{ж}})}{\partial p} = 0, \quad (21)$$

но нужно иметь в виду, что такой баланс возможен только при конкретной температуре, поэтому при дифференцировании β_{Γ} и $\beta_{\text{ж}}$ нужно считать не зависящими от температуры.

Рабочая температурная точка определяется уравнениями, полученными после дифференцирования:

$$(V_{\Gamma 0} + V_{\Pi 0})\rho_{\text{ж}} \cdot 3\alpha + \rho_{\text{ж}0}(V_{\Gamma} + V_{\Pi})\beta_{\Gamma} = 0; \quad (22)$$

$$V_{\Pi 0}\rho_{\text{ж}}\beta_{\Pi} + \rho_{\text{ж}0}(V_{\Gamma} + V_{\Pi})\beta_{\text{ж}} = 0. \quad (23)$$

Уравнение сводится к связи температурных коэффициентов, позволяющей выбрать рабочую температуру из условия

$$(V_{\Gamma 0} + V_{\Pi 0}) \cdot 3\alpha = V_{\Pi 0}(\beta_{\Pi} / \beta_{\text{ж}})\beta_{\Gamma}. \quad (24)$$

Например, выбираем материал поплавка и грузика – тантал ($\alpha = 6.2 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^{\circ}\text{C}$); конструктивно обеспечиваем $V_{\Gamma 0} + V_{\Pi 0} = -V_{\Pi 0}(\beta_{\Pi} / \beta_{\text{ж}})$. Тогда $\beta_{\Gamma} = -3\alpha = -1.86 \cdot 10^{-5} \text{ 1/}^{\circ}\text{C}$. После подстановки этого значения в выражение для β_{Γ} получаем квадратное уравнение относительно рабочей температуры: $T^2 - 6.666T + 4.93 = 0$. Решение даёт рабочую температуру 2.8617°C , при которой $\beta_{\Gamma} = -3\alpha = -1.86 \cdot 10^{-5} \text{ 1/}^{\circ}\text{C} < 0$.

Зная рабочую температуру, по графикам или аппроксимационным выражениям определяем температурный коэффициент сжимаемости жидкости, плотность жидкости, сжимаемость поплавка и требования к постоянству температуры и давления. В частности, работоспособность прибора определяется воспроизводимостью температурной точки, которая не может превосходить достигнутый уровень воспроизводимости опорных точек температурных шкал $\sim 10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}$. Поэтому сразу получаем предельную оценку достижимой чувствительности прибора с массогабаритными параметрами из первого варианта.

Поскольку отклонение δT от рабочей точки на $10^{-4} \text{ }^{\circ}\text{C}$ имитирует вариацию тяготеющей массы

$$\delta m = \frac{d(\rho_0(V_{\Pi 0} + V_{\Gamma 0})(1 + 3\alpha + \beta_{\Gamma})T + 3\alpha\beta_{\Gamma}T^2)}{dT} \cdot \delta T = 18mT\alpha^2 \cdot \delta T \approx 2 \cdot 10^{-13} m, \quad (25)$$

для смещения ΔX при параметрах системы $m = 30 \text{ г}$, $k = 10^{-4} \text{ дин/см}$ получим:

$$\Delta X = 2 \cdot 10^{-13} mg/k = 2 \cdot 10^{-13} \cdot 30 \cdot 10^3 \cdot 10^4 \approx 6 \cdot 10^{-5} \text{ см}. \quad (26)$$

Такое смещение вполне измеримо и будет соответствовать 0.018 Э , если начальное удлинение упругого элемента 10 см будет вызвано нормальным градиентом 3000 Э , как в первом варианте. Если стабилизацию рабочей точки обеспечить на уровне $10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}$, то погрешность составит $\sim 2 \text{ Э}$.

Третий вариант прибора. Внешний сосуд герметичен и жидкость в нем находится под небольшим избыточным давлением. Формально, если V – объем внешнего сосуда, $V_{\text{п}}$ – объем поплавка, а M – масса жидкости, то плотность жидкости $\rho = M / (V - V_{\text{п}})$ постоянна и архимедова сила не зависит от температуры. Однако при изменении температуры объем жидкости изменяется из-за теплового расширения материала внешнего сосуда и материала поплавка. Вторая причина изменения объема жидкости – деформации сосуда и поплавка под действием изменяющегося давления. Предлагается следующее решение этой проблемы. С помощью специальной системы изменяется объем внешнего сосуда так, чтобы давление жидкости оставалось постоянным. Для этого вводится датчик давления, сигнал с которого управляет системой изменения объема внешнего сосуда.

На рис.1.29 изображена блок-схема устройства, которое включает поплавок, соединенный с грузом (Гр); они помещены в жидкость внешнего сосуда 1 и удерживаются пружинами 2. Сигнал о перемещениях поплавка с помощью датчика малых смещений (ДМС) передается к регистратору на базе компьютера. Сигнал с датчика давления жидкости подается на систему изменения объема (СИО), которая путем изменения объема поддерживает постоянным давление жидкости, а следовательно, и ее плотность.

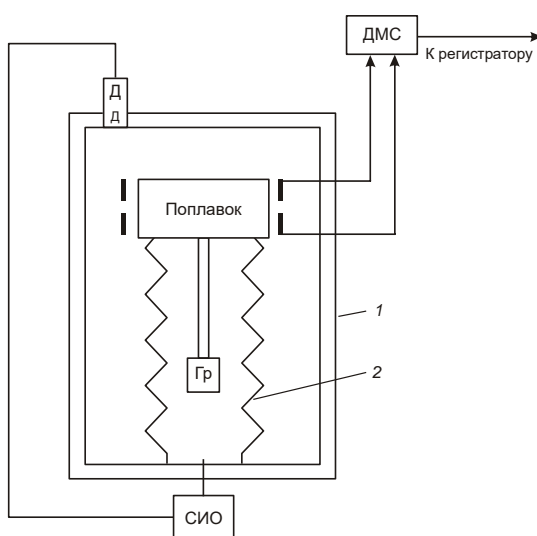


Рисунок 1.29 – Блок-схема варианта построения вертикального гравитационного градиентометра

1 – внешний сосуд; 2 – удерживающие пружины; Гр – груз; Дд – датчик давления; СИО – система изменения объема; ДМС – датчик малых смещений

Четвертый вариант прибора. Это еще один вариант поддержания постоянным объема полости с системой градиентометра (разнесенные по вертикали поплавки и груз). Пусть пока для простоты внешний сосуд имеет форму сферы толщиной стенки ξ и радиусом R , а материал сферы имеет коэффициент объемного расширения β_c и модуль Юнга E . При изменении температуры относительное изменение объема сферы $\Delta V/V = \beta_c \Delta T$. При том же изменении температуры давление жидкости изменится на величину $\Delta p = \Delta V/V \cdot 1/\beta = \Delta V/V \cdot K$, где $K = 1/\beta$ – модуль упругости жидкости, обратный коэффициенту объемного сжатия β , а $\Delta V/V$ – относительное изменение объема жидкости, вызванное ее расширением при росте температуры: $\Delta V/V = \beta_j \Delta T$, где β_j – коэффициент теплового расширения жидкости. Изменение давления жидкости Δp приведет к деформации сферы – относительному увеличению её радиуса $\Delta R/R = \Delta p \cdot R/2E\xi$ и соответствующему изменению относительного объема сферы $\Delta V/V = 3\Delta p \cdot R/2E\xi$.

Вся система помещена в термостат, который обеспечивает постоянство температуры на уровне ΔT (пусть $\Delta T = 0.1$ °C). При $R = 10$ см, $\xi = 1$ см, $\beta_c = 3 \cdot 10^{-5}$ 1/°C, $\beta_j = 6 \cdot 10^{-4}$ 1/°C, $K = 1.3$ ГПа = $1.3 \cdot 10^{10}$ дин/см² величина $\Delta V/V = \beta_c \Delta T$ из-за теплового расширения сферы составит $3 \cdot 10^{-6}$. Относительное изменение объема сферы из-за её деформации под действием давления жидкости $\Delta V/V = 3\Delta p \cdot R/2E\xi \approx 1.2 \cdot 10^{-5}$ при модуле Юнга материала сферы $E = 10^{12}$ дин/см². Предлагается компенсировать изменение внутреннего объема сферы с помощью штыря длины L и диаметра D , температура которого равна температуре жидкости. Изменение объема штыря с коэффициентом линейного расширения α при изменении температуры на ΔT должно быть равно изменению объема сферы ΔV (сжимаемостью штыря на данном этапе пренебрегаем). Из этого равенства найдем размеры штыря:

$$\pi D^2 L \cdot 3\alpha/4 = \Delta V = 5 \cdot 10^{-2}, \quad (27)$$

тогда при $D = 3$ см получим $L \approx 5.7$ см. Материал штыря – фторопласт-4 ($\alpha = 10^{-4}$ 1/°C).

Настройку прибора можно выполнить, изменяя длину штыря в жидкости при одновременном изменении её температуры. Для этого необходимо разработать специальную систему, с помощью которой снаружи можно прецизионно изменять величину погружения штыря в жидкость. На рис.1.30 представлена условная схема такого прибора. Внешний сосуд здесь имеет форму цилиндра, а не сферы, что не принципиально, а вся система градиентометра вместе со штырем – корректором вариаций температуры – крепится к герметичной крышке. Начальным избыточным давлением в сосуде можно добиться того, чтобы вариации атмосферного давления практически не сказывались на

результатах измерения. Изменения внешнего атмосферного давления p_a также деформируют сферу, но изменение p_a на 30 мм рт. ст. ($4 \cdot 10^3$ Па) на 4 порядка меньше давления в жидкости при начальной разности температур 10°C . Изменение давления внутри жидкости при $\Delta T = 0.1^\circ\text{C}$ составит $8 \cdot 10^5$ Па, что также превышает более чем на 2 порядка изменение атмосферного давления на 30 мм рт. ст.

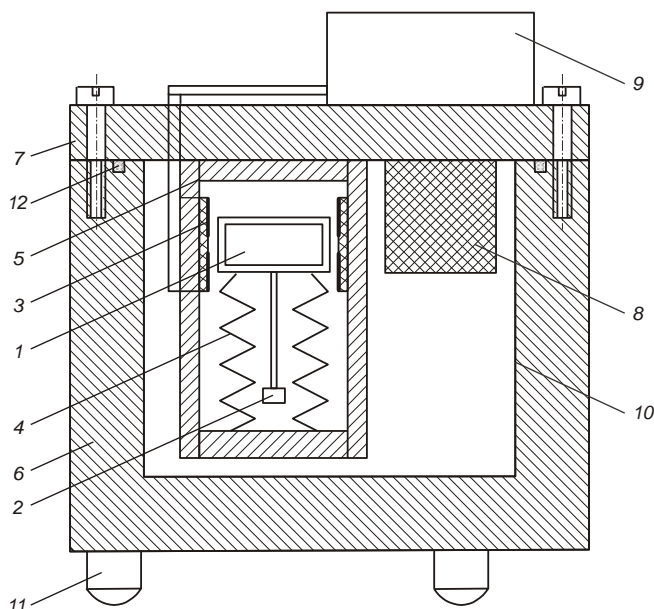


Рисунок 1.30 – Условная схема прибора – вариант поддержания постоянным объемом полости с системой градиентометра; 1 – поплавок; 2 – груз; 3 – измерительные емкости; 4 – пружины; 5 – узел крепления системы; 6 – корпус; 7 – крышка; 8 – корректор вариаций температуры; 9 – блок электроники; 10 – обмотка термостата; 11 – опоры; 12 – герметизирующая прокладка

1.7 Трехкомпонентный сейсмометр для измерений на Марсе

Первые сейсмические наблюдения на Марсе были проведены уже более 42 лет назад, в конце 70-х годов прошлого столетия. Опыт земной и внеземной (лунной) сейсмологии позволяет рассчитывать, что и на Марсе сейсмология окажется ведущим методом при изучении внутреннего строения планеты, внесет свой вклад в решение как фундаментальных общепланетарных, так и локальных проблем происхождения планет, закономерности их эволюции, характера тектонической активности, природы магнетизма, проблемы воды и пр. На поверхности Марса планировалась работа двух сейсмических станции - они и летели на космических аппаратах "Викинг" однако первый сейсмометр,

совершивший мягкую посадку на равнине Хриса, не "распаковался" и не включил питание. Зато второй - на равнине Утопия - работал в течение 19 земных месяцев - с 4 сентября 1976 г по 3 апреля 1978 г, когда истощились источники питания. Сейсмологи надеялись оценить фон микросейсм, зарегистрировать местные, а если повезет, то и далекие марсотрясения (задача оказалась затруднительной, поскольку регистрация велась лишь в одной точке), изучить особенности волновой картины. Это позволило бы установить, на что больше похож Марс - на Землю (где бывают четкие вступления волн от границ разделов) или на Луну (где сейсмограмма имеет большую длительность, а в интерференции трудно выделить фазы, соответствующие отдельным границам). Однако, в одной точке, за полтора года, при сильном ветре выполнить эти задачи оказалось непросто, результаты получены минимальные, но даже они позволяют сделать далеко идущие выводы. Амплитуды сейсмических колебаний при этом составляли единицы микрон в диапазоне частот $1 \div 8$ Гц. Именно сейсмические исследования позволяют получать информацию о глобальных характеристиках планеты в отличие от многих других приборов, данные с которых имеют локальный характер. В этом смысле сейсмические исследования являются чрезвычайно важными для изучения Марса.

Прибор, разрабатываемый для сейсмических измерений на Марсе в рамках проекта ЭкзоМарс получил название СЭМ (Сейсмометр ЭкзоМарс). Прибор СЭМ предназначен для измерений микроколебаний поверхности Марса, её квазистатических движений и вариаций гравитационного поля Марса. Прибор проводит измерения медленных наклонов основания и вариаций ускорения свободного падения в диапазоне величин от минус $3 \cdot 10^{-3}$ рад до $3 \cdot 10^{-3}$ рад с чувствительностью $3 \cdot 10^{-9}$ рад в диапазоне периодов от 100 с до месяцев для наклонов основания и в диапазоне $1,7 \cdot 10^{-2}$ м/с² с чувствительностью $\sim 10^{-9}$ м/с² для вариаций ускорения свободного падения. Колебания поверхности по трем взаимно-перпендикулярным осям измеряется в диапазоне частот от 0,1 Гц до 10 Гц с чувствительностью по амплитуде колебаний основания прибора в окрестности 1 Гц около $4 \cdot 10^{-11}$ м. Прибор СЭМ устанавливается на поверхности Марса с помощью узла управления доставкой защитного кожуха с прибором на поверхность Марса и должен быть пригоден к эксплуатации в температурном диапазоне от минус 130 до плюс 60 °С. Потребляемая прибором мощность не более 3,5 Вт.

Прибор СЭМ представляет собой моноблок, содержащий три идентичных одноосных акселерометра [47], установленных под углом 90 градусов симметрично относительно гравитационной вертикали. В каждом канале используется емкостный преобразователь малых механических перемещений пробной массы в электрический сигнал. Изменение

емкости связано с изменением координаты пробного тела относительно корпуса прибора. С использованием современной радиоэлектроники для схем преобразователей малых механических колебаний пробных масс в электрический сигнал, острота необходимости создания очень низкочастотных механических систем отпала. Применение радиофизических преобразователей с малым уровнем собственных шумов позволяет получать информацию о низкочастотных сейсмических колебаниях и для механических систем относительно высокочастотных.

Чувствительная механическая система для прибора СЭМ отличается тем, что в ней одноосность обеспечивается самими элементами механической жесткости. Схема такой системы представлена на рис.1.31. Пробное тело 1 в форме цилиндра удерживается по оси Z (ось чувствительности), а также по осям X и Y с помощью двух блоков растяжек 5, установленных вблизи двух торцов цилиндра. Каждый блок растяжек представляет собой три тонких стержня (нити) или три ленты из тонкой фольги, размещенных под углом 120° и соединенных одним концом с пробной массой, а другим – с корпусным элементом 7 прибора, имеющим форму полого цилиндра, соосного с пробной массой. Движения пробного тела 1 по оси Z измеряются с помощью емкостного преобразователя. На рис.1.31 показана только роторная пластина 2 измерительной дифференциальной емкости, соединенная с пробной массой, и неподвижные пластины 3 и 4 измерительной емкости.

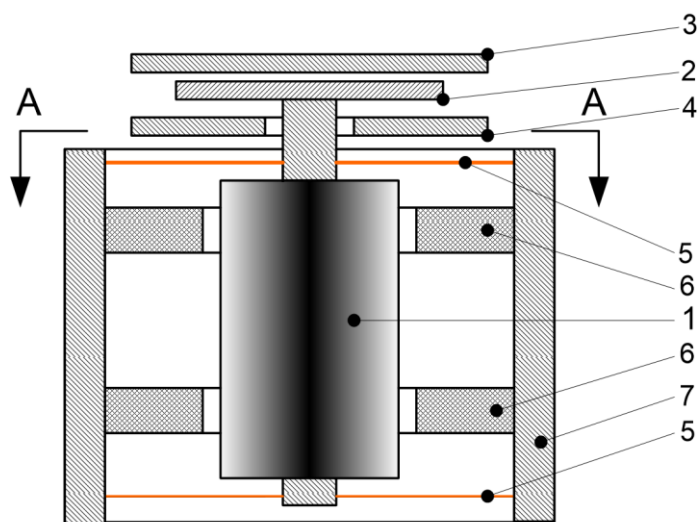


Рисунок 1.31 – Схема чувствительной механической системы прибора СЭМ

Упругий элемент - растяжка представляет собой стержень кругового сечения либо тонкую ленту и является важнейшей частью датчика. Для его изготовления требуется материал, для которого величина модуля упругости слабо зависит от влияния таких факторов

как температура, время, вибрации, рабочие нагрузки и т.п. Поскольку идеальных материалов нет, то необходимо выбрать материал, у которого температурная характеристика модуля упругости в требуемом диапазоне температур линейна и достаточно стабильна. Тогда температурную погрешность датчика, появляющуюся за счет изменения модуля упругости, можно учесть.

Другим важным требованием к материалу упругого элемента является высокая стабильность модуля упругости во времени. Нестабильность модуля упругости связана с процессами последействия и релаксации, происходящими в материале после его механической или термической обработки. Поэтому наименьшей временной нестабильностью модуля упругости обладают металлы, которые в результате обработки не получают значительных остаточных напряжений. К таким металлам относятся дисперсионно-твердеющие сплавы. Характерной особенностью этих сплавов является то, что в закаленном состоянии они обладают высокой пластичностью, а повышение упругих свойств достигается в процессе отпуска. Бериллиевая бронза является именно таким дисперсионно-твердеющим сплавом. Кроме того изменение модуля Юнга в широком диапазоне температур от минус 200 до плюс 600 °С практически линейно для бериллиевой бронзы, термоупругий коэффициент $\sim -2,4 \cdot 10^{-4}$ 1/К. Поэтому в приборе в качестве упругих элементов – растяжек желательнее использовать тонкие стержни или ленты из бериллиевой бронзы. Описываемая конструкция акселерометра обладает широким динамическим диапазоном (не менее 140 дБ) и частотным диапазоном – вплоть до квазистатических измерений. Основным шумовым воздействием, кроме вариаций температуры, являются дрейфовые явления в упругом элементе. Накоплен большой опыт изучения дрейфовых явлений в гравиметрах. Показано, что чувствительность на больших периодах ограничивает не столько величина дрейфа прибора, сколько непрогнозируемая величина дрейфа пружины. Если прибор характеризуется даже относительно большим, но линейным по времени дрейфом, то его легко спрогнозировать и вычесть из показаний измерений. Для металлических пружин соответствующая величина дрейфа составляет обычно $\sim 10^{-7}$ a_{\max} /сутки.

При посадке на планету солнечной системы в присутствии силы тяжести механической жесткости подвеса из растяжек может не хватить, необходимо ещё одно, независимое силовое воздействие на пробную массу датчика. Эта проблема решается использованием двух постоянных магнитов, один из которых устанавливается в корпусе прибора, другой - на пробной массе, так что на пробную массу будет действовать

дополнительная сила, направленная вверх, поскольку магниты повернуты друг к другу одноименными полюсами.

Прибор СЭМ представляет собой моноблок, устанавливаемый на боковую поверхность восьмигранного корпуса посадочной платформы (ПП) КА. После посадки для проведения непрерывных измерений прибор СЭМ устанавливается непосредственно на поверхность Марса. Прибор защищен от прямого воздействия ветровых нагрузок защитным кожухом, доставляемым на поверхность специальным устройством.

Блок-схема прибора СЭМ представлена на рис.1.32. На этой схеме ДПИ – блок датчиков первичной информации, включающий три однокоординатных чувствительных элемента (на схеме условно обозначенными датчик x, y,z) с емкостными преобразователями перемещений пробной массы в электрический сигнал. С трех емкостных преобразователей сигналы поступают в блок электроники БЭ СЭМ для передачи и приема информации по высокоскоростному интерфейсу в блок интерфейсов и памяти БИП, который обслуживает все приборы, входящие в комплекс научной аппаратуры посадочной платформы.

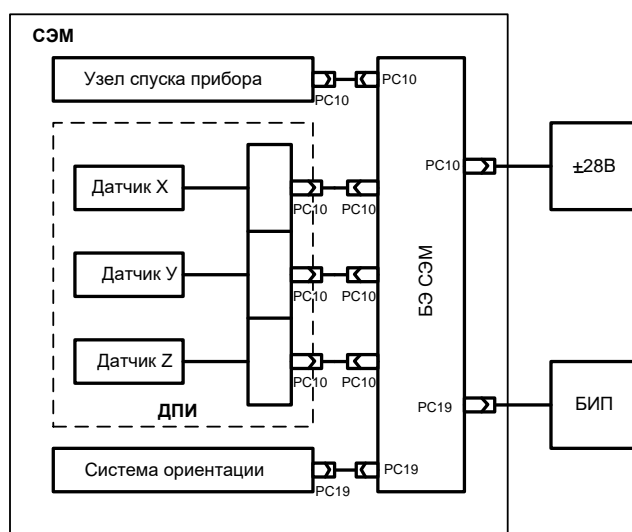


Рисунок 1.32 – Блок- схема прибора СЭМ

Узел спуска прибора необходим для доставки сейсмометра в защитном корпусе - кожухе на поверхность Марса. Он представляет собой пантограф с укрепленным на нём защитном кожухе с блоком датчиков внутри. Пантограф раскрывается после подачи команды, открывающей специальный замок, удерживающий пантограф в сложенном состоянии во время перелета КА и его посадки. После установки кожуха с помощью узла спуска прибора на поверхность Марса, блок датчиков, укрепленный внутри кожуха, по

команде программы спуска сбрасывается на поверхность с высоты в ~ 5 мм. Работа датчиков в режиме мониторинга начинается после установки блока датчиков по местной гравитационной вертикали с помощью «системы ориентации». Для этого блок датчиков сначала с помощью электромагнита вывешивается на кардановом подвесе по местной гравитационной вертикали, а затем, после снятия напряжения с электромагнита, опускается на опору и фиксируется на ней. Эту операцию при необходимости можно повторить, если деформационные процессы на поверхности Марса нарушат первоначальную установку прибора по вертикали.

Для проверки характеристик созданных макетов и штатного образца прибора СЭМ были проведены его функциональные, физические испытания. Целью проведения испытаний является: определение крутизны преобразования датчиков первичной информации по реакции на наклоны основания блока датчиков первичной информации и определение предельной чувствительности датчиков по уровню собственных флуктуаций емкостного преобразователя. Для проведения испытаний прибор был установлен на наклонномерную плиту из дюралюминия толщиной 30 мм. Схематичное изображение плиты с тремя резьбовыми отверстиями А, В и С с винтами М8 представлено на рис.1.33.

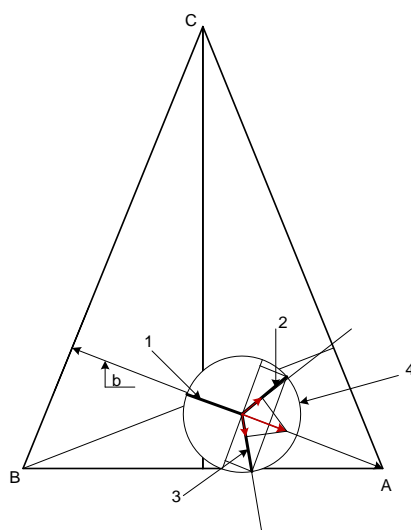


Рисунок 1.33 – Наклонномерная плита (схематичное изображение)

На плите точка С – неподвижна (винт в этой точке законтрен), точки А и В – подвижны. С помощью винтов с шагом резьбы $h = 1,25$ мм можно наклонять плиту вокруг осей ВС и АС соответственно. Поскольку расстояние от точек А и В до соответствующих осей равно $b = 343$ мм, то величина угла наклона $\Delta\beta$ плиты при повороте винта на один оборот составит $\Delta\beta = h/b = 1,25/343 = 3,6 \cdot 10^{-3}$ рад.

Величина предельной чувствительности прибора определяется собственными тепловыми равновесными флуктуациями механического осциллятора каждого чувствительного элемента – датчика. При этом минимально обнаружимое ускорение определяется соотношением: $a_{\min} = \omega_0 \sqrt{kT/m}$, где ω_0 – собственная частота механического осциллятора, k – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, m – величина пробной массы осциллятора. Для реальных $\omega_0 \approx 2\pi \cdot 4$ рад/с, $k = 1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/гр, $T = 300$ К, $m \approx 20$ г, $a_{\min} \approx 1 \cdot 10^{-6}$ см/с² = $1 \cdot 10^{-8}$ м/с². В условиях наземной лаборатории величина шумов определяется всевозможными техногенными воздействиями и составляет $10^{-5} - 10^{-6}$ м/с², в зависимости от времени суток, когда проводятся измерения. Поэтому получить прямую экспериментальную оценку влияния тепловых равновесных флуктуаций на фоне шумов в основном техногенного происхождения не удастся.

Существует еще один источник шумов, также ограничивающий предельную чувствительность прибора по измеряемым ускорениям. Это – емкостный преобразователь малых механических смещений пробной массы, построенный, в данном случае, на основе микросхемы AD7747, с помощью которого измеряется величина дифференциальной емкости. Минимальная величина емкости, измеряемой с помощью этой микросхемы, составляет $\Delta C_{\min} \approx 1$ аФ (или 10^{-6} пФ). С помощью этой величины и возможно оценить минимально обнаружимое ускорение, используя значение крутизны преобразования K каждого датчика, полученное при эталонировании методом наклонов. Оно определяется соотношением: $a_{\min} = \Delta C_{\min}/K$. Используя это соотношение для датчиков 1, 2 и 3, рассчитаем минимально обнаружимое ускорение: $a_{\min 1} \approx 2,34 \cdot 10^{-7}$ м/с²; $a_{\min 2} \approx 2,25 \cdot 10^{-7}$ м/с²; $a_{\min 3} \approx 2,31 \cdot 10^{-7}$ м/с².

При эталонировании методом наклонов задавалось несколько значений углов наклона плиты с установленным на ней прибором и несколько соответствующих значений ускорений вдоль оси чувствительности датчиков. Величина динамического диапазона определяется тем значением изменения проекции ускорения свободного падения на ось чувствительности датчика, при котором отступление от линейной зависимости показаний емкостного преобразователя от воздействующего ускорения будет более 10 %. Ни в одном случае, по результатам эталонирования, отступление от линейности графика показаний емкостного преобразователя не достигает 10 %. Поэтому в качестве мажорирующей оценки величины динамического диапазона прибора можно принять $a_{\text{дд}} = 1,4 \cdot 10^{-1}$ м/с². Величины минимальных измеряемых наклонов основания прибора несложно получить из результатов эталонирования, поскольку оно осуществляется методом наклонов. Учитывая,

что один оборот регулировочного винта плиты соответствует наклону корпуса прибора на угол $3,6 \cdot 10^{-3}$ рад, очевидно, что минимальный угол наклона основания, который можно измерить с помощью этого прибора, составляет $2,9 \cdot 10^{-8}$ рад в диапазоне $\pm 1,7 \cdot 10^{-2}$ рад.

Величина минимально обнаружимых углов наклона прибора $2,9 \cdot 10^{-8}$ рад определяет величину минимально обнаружимых изменений ускорения свободного падения, которая составляет $2,4 \cdot 10^{-7}$ м/с² в динамическом диапазоне $1,4 \cdot 10^{-1}$ м/с². Чувствительность по амплитуде вертикальных A_v и горизонтальных A_r колебаний основания прибора в окрестности $f = 1$ Гц определяется из простых соотношений $A_v = a_{\min}/(2\pi f)^2 \cos\beta$; $A_r = a_{\min}/(2\pi f)^2 \sin\beta$. Для $a_{\min} = 1 \cdot 10^{-8}$ м/с², определяемого тепловыми флуктуациями механического осциллятора, получаем: $A_v \approx 4,4 \cdot 10^{-10}$ м; $A_r \approx 3 \cdot 10^{-10}$ м.

Исследования, проведенные в ходе разработки и создания прибора СЭМ, и результаты испытаний, в первую очередь физических испытаний, показали, что основные принципы, заложенные при создании этого устройства, оправдались. В результате проведенных работ получен прибор, основные характеристики которого близки к запланированным. Выявлены возможности усовершенствования сейсмометра, являющегося одновременно гравиметром и наклономером, связанные с внесением изменений в конструкцию емкостного преобразователя и уменьшением зазоров в измерительных дифференциальных емкостях, внесением изменений в технологию сборки «растяжек» и применением лент из бериллиевой бронзы меньшей толщины, увеличением расстояния между постоянными магнитами для снижения собственной частоты колебаний пробной массы. Разработанный прибор может найти применение при измерениях на Земле для получения не только сейсмической информации, но и информации о геодинамических и деформационных процессах в области сверхнизких частот, вплоть до квазистатических вариаций наклонов и ускорения свободного падения.

1.8 Сейсмометр для измерений на Луне

Наиболее важные сведения о строении и состоянии недр Луны были получены благодаря лунному сейсмическому эксперименту. Он проводился в рамках программы «Аполлон» и состоял из непрерывной регистрации естественных лунотрясений и падений метеоритов с помощью сейсмометров, установленных американскими астронавтами на поверхности Луны, а также из активного исследования — с помощью искусственных источников сейсмических волн: взрывов и ударов при падении космических аппаратов (лунной кабины, ступени ракеты-носителя) на поверхность Луны.

В период с ноября 1969 г. по декабрь 1972 г. на видимой стороне Луны была создана сеть из четырех однотипных автоматических сейсмических станций. Каждая из этих станций оборудована сейсмометрами, способными регистрировать малые перемещения поверхности, порядка нескольких единиц на 10^{-8} см. На Земле вести наблюдения при такой чувствительности аппаратуры почти невозможно: мешают микросейсмы, волнение океана, ветер, а также промышленные механизмы. Луна в связи с отсутствием атмосферы, гидросферы, биосферы и активных внутренних процессов представляет собой идеальный полигон для сверхточных сейсмических исследований.

Ниже описан сейсмометр СЕЙСМО-ЛР, разработанный и созданный в рамках программы Луна-Ресурс-1 совместно ИКИ РАН и ИФЗ РАН, который прошел функциональные физические испытания, показавшие возможность измерять малые амплитуды колебаний основания прибора на уровне десятых долей Ангстрема. К сожалению отказ системы вертикализации прибора с использованием легкоплавкого металла во время виброиспытаний конструкторско-доводочного образца не позволил использовать его без серьезных доработок. Обсуждается возможность использования с небольшими доработками прибора СЭМ, разработанного и изготовленного для сейсмических измерений на Марсе в рамках программы ЭкзоМарс. Этот прибор успешно прошел все испытания и его штатный образец уже поставлен заказчику.

В рамках сейсмического эксперимента на КА «Луна-Ресурс» предполагается также вести непрерывные наблюдения за сейсмической активностью Луны. Отсутствие сети станций на данном этапе программы Луна-Ресурс ограничивает число решаемых задач. Однако, есть ряд преимуществ, которые позволяют решить новые задачи.

1. Чувствительность сейсмометров увеличится, что позволит наблюдать тонкие сейсмические эффекты.
2. Возможность измерений в квазистатической области спектра превращают сейсмометр одновременно в гравиметр и наклономер. Это позволит получить уникальные возможности измерений с помощью сейсмоакселерометра в новой частотной области.
3. Проведение сейсмических измерений в новом районе позволит выявить особенности данные о приливных лунных параметрах, о локальных деформационных эффектах, строения лунной коры в полярной области Луны.

Основные характеристики прибора, предназначенного для регистрации микроколебаний приповерхностных структур Луны:

Чувствительность измерения амплитуды смещений поверхности в районе частоты 1 Гц - 10^{-11} м. Предельная чувствительность прибора определяется

собственными тепловыми флуктуациями чувствительного элемента - механического осциллятора. Это вытекает из теоремы о равномерном распределении энергии по степеням свободы. В соответствии с теоремой Найквиста наличие в механическом осцилляторе диссипативного элемента, характеризующегося коэффициентом трения h , означает, что на пробную массу осциллятора действует флуктуационная сила со спектральной плотностью мощности $F_p^2 = 4\kappa T h$ (κ – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура). Условие обнаружения малой силы $F(t)$ имеет вид [48]:

$$F(t) \geq \sqrt{4\kappa T h \Delta f}, \quad (28)$$

где Δf - полоса частот, внутри которой лежит основная часть спектра $F(t)$. При колебании основания прибора вследствие сейсмического воздействия амплитуды A и круговой частоты p , амплитуда силы инерции, действующей на пробную массу, $F(t) = mAp^2$. Следовательно, минимально обнаружимая на фоне собственных тепловых шумов амплитуда сейсмических колебаний

$$A_{\min} = \frac{2}{p^2} \sqrt{\frac{\kappa T \omega_0 \Delta f}{mQ}}, \quad (29)$$

где ω_0 - собственная частота осциллятора, m – величина пробной массы, Q – добротность осциллятора. Из (29) для $m = 10$ г, $\omega_0 = 8\pi$ рад/с, $Q = 1$ и $\Delta f = 1$ Гц $A_{\min} = 810^{-9}$ см при $p = 2\pi$ рад/с. При $p = 20\pi$ рад/с $A_{\min} \approx 810^{-11}$ см = 810^{-13} м. Динамический диапазон измеряемых смещений - 10^{-5} м. Частотный диапазон измеряемых сейсмических колебаний лунной поверхности - 10^{-1} -10 Гц. Выбранный частотный и динамический диапазоны обеспечивают возможность наблюдения разнообразных сейсмических событий.

Проведена экспериментальная проверка идеи фиксации вертикального положения корпуса чувствительного элемента при наклоне посадочного аппарата до 30 град. Опыты показали, что достаточно разогрева легкоплавкого металла (сплав Вуда) в течение 5 минут, чтобы корпус чувствительного элемента принял вертикальное положение с точностью не хуже 10 угл. минут.

Была разработана и реализована схема электронного преобразователя малых механических перемещений пробной массы на базе микросхемы AD7746, предназначенной для измерения дифференциальных емкостей с точностью до нескольких аттофард (10^{-6} пФ). При этом рабочая дифференциальная емкость составляет около 8 пФ. Применение достаточно малых зазоров в измерительных емкостях решало две задачи. Во-первых, применение малого зазора увеличивает крутизну преобразования емкостного

датчика, поскольку относительное изменение емкости пропорционально относительному изменению зазора: $\Delta C/C \approx \Delta x/d$. Во-вторых, малый зазор обеспечивает механическую прочность чувствительного элемента, поскольку при ударах и вибрациях пробная масса просто не успевает на столь малой длине пути приобрести достаточную энергию для серьезных механических разрушений.

Для измерения шумов преобразователя по одной из осей чувствительности прибора вместо измерительных дифференциальных емкостей были запаяны постоянные емкости, что позволяло существенно (на несколько порядков) снизить влияние сейсмических, главным образом техногенных, шумов и оценить шумы преобразователя. Полностью избавиться от влияния квазисейсмических шумов не удалось из-за их воздействия на паразитные емкости подводящих проводников.

В ходе создания прибора СЭМ он прошел все испытания образцов КДО и ШО в соответствии с Программой и методикой конструкторско-доводочных испытаний, куда вошли: - испытание на вибропрочность в диапазоне частот, - испытания на ударную прочность, - испытания на воздействие линейных перегрузок, - испытания на воздействие транспортных перегрузок, - термовакуумные испытания.

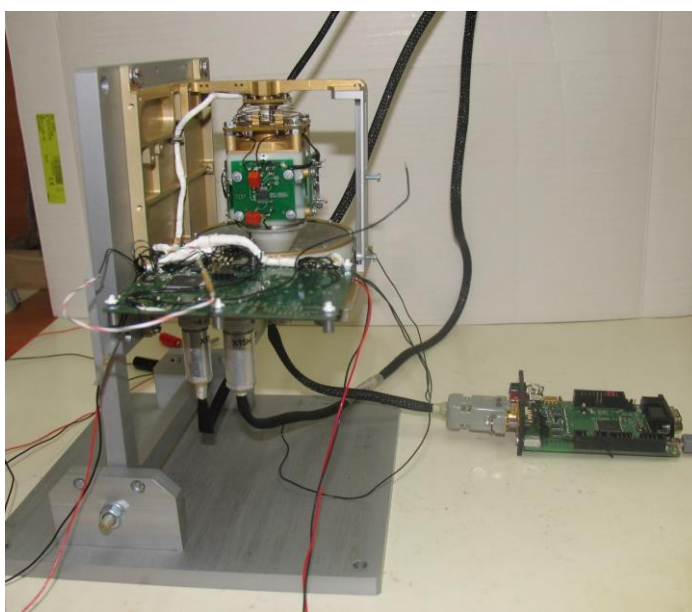


Рисунок 1.34 – Фото прибора С-ЛР на стенде

Основная цель проведенных функциональных испытаний ШО прибора СЭМ – получение данных о его крутизне преобразования. Данные испытания проводились методом наклона: плата с установленным на ней ШО прибора наклонялась на известный

малый угол, измеряемый с помощью оптического квадранта, что приводило к изменению величины проекции вектора ускорения свободного падения Δa на каждую ось чувствительности датчиков. Изменение величины измерительной емкости каждого датчика ΔC фиксировалось с помощью емкостного преобразователя. Таким образом, крутизна преобразования $k = \Delta C / \Delta a$ [пФ/(м/с²)]. Средняя по трем датчикам крутизна преобразования прибора СЭМ составила 4,35 пФ/(м/с²). Чувствительность емкостного преобразователя (несколько аФ) определяла величину минимальных изменений ускорений Δa , измеряемых с помощью прибора СЭМ. Она составляет $\Delta a \approx 2,2 \cdot 10^{-7}$ м/с². Минимально обнаружимая амплитуда колебаний прибора при этом на частоте 0,1 Гц $\sim 5,5 \cdot 10^{-7}$ м, $5,5 \cdot 10^{-9}$ м на частоте около 1 Гц и $5,5 \cdot 10^{-11}$ м на частоте около 10 Гц.

Испытания были проведены с целью определения изменения отклика С-ЛР на задаваемые наклоны стенда до и после проведения технологической тряски образца прибора СЕЙСМО-ЛР. Перед проведением технологической тряски были проведены физические испытания образца С-ЛР методом наклонов на наклономерном стенде в ИКИ РАН в июле 2013 г. Основной вид испытаний – статические наклоны прибора, установленного на стенде, с шагом $3,75 \cdot 10^{-4}$ рад. При известной геометрии стенда с установленным прибором, можно получить одну из основных характеристик – крутизну преобразования датчика С-ЛР по его отклику на изменение проекции ускорения свободного падения на оси чувствительности. Были проведены также динамические испытания, которые носили отчасти качественный характер, поскольку частота наклонов и их амплитуда задавались вручную.

В 2015 году аналогичные успешные функциональные испытания были проведены с конструкторско-доводочным образцом (КДО) прибора С-ЛР и прибор был допущен к дальнейшим конструкторско-доводочным испытаниям КДИ. Из-за финансовых трудностей работы по лунной программе Луна-Ресурс были приостановлены и вновь начаты после длительного перерыва только в 2018 году. При подготовке КДО прибора С-ЛР к испытаниям по программе КДИ были выявлены посторонние шумы при переворачивании прибора: узел автоматического выставления блока чувствительного элемента (БЧЭ) вдоль местной гравитационной вертикали перестал нормально функционировать.

После вскрытия КДО прибора С-ЛР выяснилось, что элементы тонкого покрытия сплавом Вуда сферической поверхности, по которой с малым зазором (0,2 мм) должен двигаться нагревательный элемент, связанный с блоком чувствительного элемента (БЧЭ), после подачи на нагревательный элемент электрического напряжения, частично

разрушились. Углубленный анализ свойств сплава Вуда показал, что он характеризуется склонностью к образованию трещин и хрупкостью, в особенности после продолжительного хранения, что связано с большим процентным содержанием кадмия в составе сплава (до 12%).

КДО прибора СЕЙСМО-ЛР был изготовлен путем доработки физического образца прибора, специально созданного для отработки функционирования прибора и БЧЭ и который прошел калибровки и испытания в 2013, а потом в 2015 году, после чего КДО прибора находился на хранении в СКБ КП в нормальных климатических условиях. Таким образом, после последнего испытания КДО прибора СЕЙСМО-ЛР прошло 3 года. При этом в ТЗ на прибор в разделе «Требования по надежности» записано: Срок службы прибора С-ЛР должен составлять не менее 3 лет, из которых: - эксплуатация и хранение в наземных условиях в НПОЛ– 2 года; - эксплуатация в натуральных условиях – 1 год.

В ходе дальнейших работ сплав Вуда был заменен на сплав Розе с температурой плавления 95°С, в котором нет кадмия и который отличается большей пластичностью. Для уменьшения влияния сил поверхностного натяжения на возврат БЧЭ в вертикальное положение с необходимой точностью диаметр нагревательного элемента был уменьшен с 14 до 1 мм. После проведения вибрационных испытаний КДО прибора СЕЙСМО-ЛР было отмечено, что после вибрационных нагрузок по оси X АЧХ существенно изменилась, появились пики в низкочастотной области спектра.

При поворачивании прибора по разным осям были слышны посторонние шумы. Вскрытие показало, что шумы при поворотах прибора связаны с движением блока чувствительных элементов (БЧЭ), закрепленном на кардановом подвесе. Подвес находился в нормальном состоянии. Вторая точка крепления БЧЭ – в чашке со сплавом Розе, в котором должен фиксироваться БЧЭ, была не закреплена. Разборка узла автоматического выставления (вертикализации) блока БЧЭ показала, что маятник – блок чувствительного элемента (БЧЭ) – своим нагревательным элементом диаметром 1 мм разрушил целостность сплава при виброиспытаниях при воздействии по оси Z, распределив тонкий слой сплава Розе на сферической поверхности по большой площади, а затем, при воздействии по оси X, «уплотнив» сплав, уменьшив тем самым его эффективную толщину. В результате маятник свободно двигался над сферической чашкой. Его нагревательный элемент просто не доставал до поверхности слоя легкоплавкого металла.

Ясно видны борозды на сплаве Розе, которые были проделаны нагревательным элементом БЧЭ при вибрационной нагрузке. Необходимо отметить, что эти борозды были

проделаны, когда нагревательный элемент находился при комнатной температуре, а сплав Розе – в твердом состоянии. Проведенный анализ показал, что при вибрационных нагрузках сила инерции, действующая на сплав со стороны нагревательного элемента БЧЭ диаметром 1 мм, превышает прочностные свойства сплава. Увеличение диаметра нагревательного элемента до 8 – 10 мм конечно уменьшит инерционную силу, воздействующую на сплав, но требуются дополнительные переделки в конструкции системы вертикализации БЧЭ и дополнительные испытания.

Представляется, что использование построенного на основе прибора СЭМ сейсмометра для лунного сейсмического эксперимента поможет решить задачу создания нового лунного сейсмометра СЕЙСМО-ЛР-2.

1.9 Продолжение измерений с помощью крутильных весов с целью накопления статистически значимого материала о прогнозе землетрясений

В пос. Мосрентген в подвальном помещении прогностического центра ИФЗ РАН установлен макет прибора для изучения особенностей сейсмического фона, построенного на основе использования крутильного маятника кавендишевого типа. Основой прибора является коромысло с подвесом на тонкой нити, которое оснащается электронным преобразователем его движений в электрический сигнал и помещается затем в корпус из нержавеющей стали. Целью наблюдений особенностей микросейсмического фона является попытка подойти к поиску краткосрочных предвестников сильных землетрясений. С целью получения статистически значимого материала была организована непрерывная запись результатов измерений в память компьютера в режиме непрямого доступа.

В силу ряда технических причин (в том числе обусловленных трудностями ремонта вышедшего из строя регистрирующей системы из-за карантинных ограничений по причине пандемии) в 2020 году удалось получить самую длинную непрерывную запись маятника с 07 мая по 12 июня 2020 года. Ниже в этом параграфе будет проведен анализ этой записи с целью определения связей аномалий колебания маятника с сейсмическим фоном.

На рис.1.35(а) представлен график показаний крутильного маятника после огрубления данных и перехода к шагу по времени 1 минута.

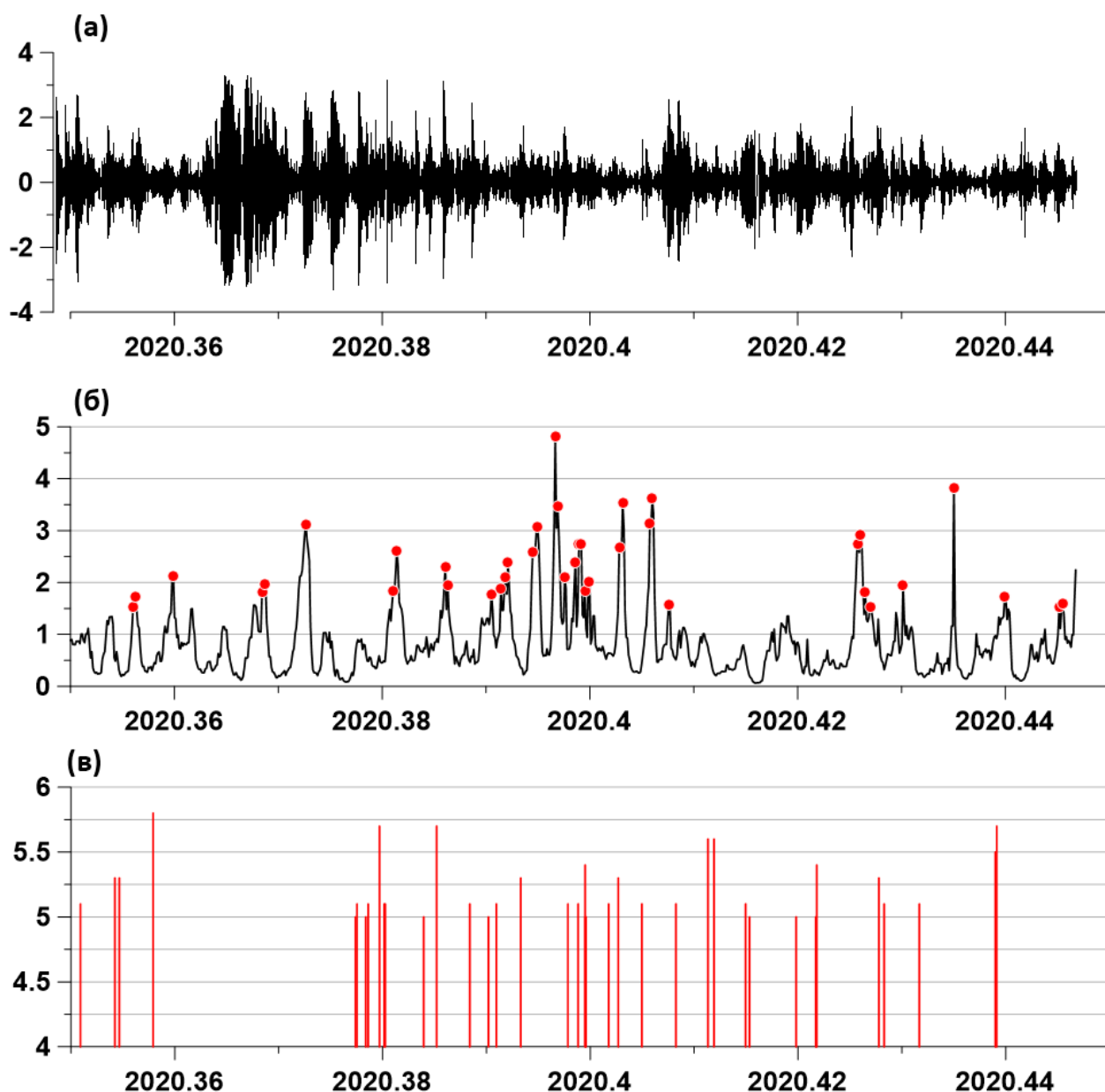


Рисунок 1.35 – (а) – показания маятника после перехода к шагу по времени 1 минута; (б) – оценка авторегрессионной меры нестационарности показания маятника в скользящем временном окне длиной 720 минут со смещением 60 минут в зависимости от положения правого конца временного окна, красными точками выделены моменты времени локальных максимумов меры нестационарности, превосходящих порог 1.5; (в) – моменты времени сейсмических событий с магнитудой не ниже 5 в Восточной части Северного полушария с глубиной эпицентра не больше 100 км.

Ниже дано описание используемой меры нестационарного поведения случайного сигнала.

Авторегрессионная мера нестационарности сигнала R^2 . Пусть $x(t)$ – изучаемый сигнал, n – половина длины скользящего временного окна, которое далее будем называть «коротким». Пусть τ – центр двойного скользящего временного окна, в которое, тем самым, входят временные отсчеты t , удовлетворяющие условию $\tau - n \leq t \leq \tau + n$. Для левой и правой половин короткого окна построим скалярную авторегрессионную модель порядка $p = 2$ сигнала $x(t)$.

$$x(t) + \sum_{k=1}^p a_k^{(p)} x(t-k) = e^{(p)}(t) + d^{(p)} \quad (30)$$

Оценивая модель независимо по выборкам, попавшим в левую и правую половины двойного скользящего временного окна, получим два вектора параметров: $\theta_1^{(p)}$ и $\theta_2^{(p)}$ соответственно. Обозначим $\Delta\theta = \theta_2^{(p)} - \theta_1^{(p)}$ - разницу между векторами оценок на правой и левой половинах скользящего временного окна.

Если поведение изучаемого сигнала на левой и правой половинах сильно различаются, то будет увеличиваться разница $\Delta\theta$. Для «взвешивания» вектора $\Delta\theta$ в качестве метрической матрицы логично использовать матрицу Фишера, поскольку она определяет скорость изменения логарифмической функции правдоподобия в окрестности точки максимума по параметрам:

$$B = -\frac{\partial^2 \ln(\Phi)}{\partial \theta \partial \theta}, \quad \ln(\Phi) = -(n-p) \ln(\sigma_p) - \frac{1}{2\sigma_p^2} \sum_t (x(t) - c^T Y(t))^2 \quad (31)$$

- матрицы вторых производных по параметрам от условной логарифмической функции правдоподобия авторегрессионной модели. Обозначим через $B^{(1)}$ и $B^{(2)}$ матрицы, вычисленные по левой и правой половинам скользящего окна соответственно. Тогда мерой нестационарности поведения процесса $x(t)$ в симметричной окрестности точки τ будет величина:

$$r^2(\tau) = (\Delta\theta^T B^{(1)} \Delta\theta + \Delta\theta^T B^{(2)} \Delta\theta) / (2(n-p)) \quad (32)$$

В формуле (32) полусумма длин вектора разности параметров $\Delta\theta$, измеряемых с помощью метрических матриц $B^{(1)}$ и $B^{(2)}$, делится на $(n-p)$ – число отсчетов в левой и правой частях скользящего окна за вычетом числа авторегрессионных параметров. Такая метрика обеспечивает естественную безразмерную меру нестационарности поведения исследуемого сигнала. Проведя несложные выкладки, нетрудно получить следующее выражение:

$$\Delta\theta^T B\Delta\theta = \frac{2(\Delta\sigma_p)^2}{\sigma_p^2} + \frac{\Delta c^T (\sum_t Y(t)Y^T(t))\Delta c}{\sigma_p^2(n-p)} + \frac{4\Delta c^T \Delta\sigma_p \sum_t e^{(p)}(t)Y(t)}{\sigma_p^3(n-p)} \quad (33)$$

полезное при вычислении значения меры нестационарности (32). Мера нестационарного поведения (32-33) была введена в работе [49], см. также [50].

Используя формулы (32-33) можно определить другую, более устойчивую меру нестационарного поведения исследуемого сигнала внутри «длинного» временного интервала, состоящего из N последовательных отсчетов. Для этого возьмем «короткое» окно радиуса n отсчетов, $2n+1 < N$, и вычислим меру нестационарного поведения $r^2(\tau)$ для всех возможных положений центральной точки τ внутри «длинного» окна, при которых «короткое» окно целиком лежит внутри «длинного». Нетрудно посчитать, что число таких допустимых положений центральной точки τ равно $N-2n$. Определим интегральную меру нестационарности R^2 для «длинного» окна как медиану значений $r^2(\tau)$ для всех допустимых положений центральной точки τ «короткого» окна внутри «длинного».

Для анализа случайного сигнала, график которого представлен на рис.1.35(а), использовалась длина «длинного» окна $N = 720$ минут (12 часов), а длина «короткого» окна $n = 60$ минутных отсчетов (1 час). После вычисления интегральной меры нестационарности R^2 находились точки ее максимумов, превосходящих порог 1.5. График меры R^2 и положения точек ее максимумов представлены на рис.1.35(б)

Далее возникает задача сравнения 2-х потоков событий – точек максимумов меры R^2 и моментов времени достаточно сильных сейсмических событий. Мы выбирали события с магнитудой не менее 5, происшедших в Восточной части Северного полушария с глубиной эпицентра не более 100 км. Времена этих событий представлены на графике рис.1.35(в). Ниже дано описание метода для анализа связи между 2-мя потоками событий.

Пусть $t_j^{(\alpha)}$, $j=1, \dots, N_\alpha$; $\alpha=1, 2$ представляют собой моменты времен 2-х потоков событий. Представим интенсивность какого-нибудь процесса в виде:

$$\lambda^{(\alpha)}(t) = b_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^2 b_\beta^{(\alpha)} \cdot g^{(\beta)}(t) \quad (34)$$

где $b_0^{(\alpha)} \geq 0$, $b_\beta^{(\alpha)} \geq 0$ - параметры, $g^{(\beta)}(t)$ - функция влияния событий потока с номером β . Представим функцию влияния события в виде:

$$g^{(\beta)}(t) = \sum_{t_j^{(\beta)} < t} \exp(-(t - t_j^{(\beta)})/\tau) \quad (35)$$

где $\tau > 0$ является характерным временным масштабом рассмотрения взаимодействия между потоками событий. Таким образом, в соответствии с формулой (35), вес события с номером j становится ненулевым для времен $t > t_j^{(\beta)}$ и экспоненциально затухает с характерным временем τ по мере возрастания текущего времени t . Сумма всех таких затухающих экспонент образует функцию влияния $g^{(\beta)}(t)$ потока с номером β . Параметр $b_\beta^{(\alpha)}$ является масштабирующим множителем и именно он определяет степень влияния потока β на поток α : $\beta \rightarrow \alpha$. Параметр $b_\alpha^{(\alpha)}$ определяет степень влияния потока α на самого себя (самовозбуждение), а параметр $b_0^{(\alpha)}$ отражает число случайную компоненту интенсивности, для которой функция влияния постоянна и тождественно равна 1.

Зафиксируем параметр τ и рассмотрим задачу определения параметров $b_0^{(\alpha)}, b_\beta^{(\alpha)}$. Логарифмическая функция правдоподобия для нестационарного пуассоновского процесса равна [51]:

$$\ln(L_\alpha) = \sum_{j=1}^{N_\alpha} \ln(\lambda^{(\alpha)}(t_j^{(\alpha)})) - \int_0^T \lambda^{(\alpha)}(s) ds, \quad \alpha = 1, 2 \quad (36)$$

где $[0, T]$ есть интервал наблюдения. Таким образом, необходимо найти максимум функции (36) по отношению к параметрам $b_0^{(\alpha)}, b_\beta^{(\alpha)}$. Принимая во внимание формулу (34) и используя правило дифференцирования сложной функции, нетрудно получить следующее выражение:

$$b_0^{(\alpha)} \frac{\partial \ln(L_\alpha)}{\partial b_0^{(\alpha)}} + \sum_{\beta=1}^2 b_\beta^{(\alpha)} \frac{\partial \ln(L_\alpha)}{\partial b_\beta^{(\alpha)}} = N_\alpha - \int_0^T \lambda^{(\alpha)}(s) ds \quad (37)$$

Поскольку параметры $b_0^{(\alpha)}, b_\beta^{(\alpha)}$ должны быть неотрицательными, то каждый член в левой части формулы (37) равен нулю в точке максимума функции (36) – либо в силу необходимых условий экстремума (если параметры положительны), либо, если максимума достигается на границе, то сами параметры равны нулю. Следовательно, в точке максимума логарифмической функции правдоподобия (36) выполняется равенство:

$$\int_0^T \lambda^{(\alpha)}(s) ds = N_\alpha \quad (38)$$

Подставим выражение (35) в (37) и разделим на длину интервала наблюдения. Тогда получим другой вид формулы (37):

$$b_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^m b_{\beta}^{(\alpha)} \cdot \bar{g}^{(\beta)} = \lambda_0^{(\alpha)} \equiv \frac{N_{\alpha}}{T} \quad (39)$$

где $\bar{g}^{(\beta)} = \frac{1}{T} \int_0^T g^{(\beta)}(s) ds$ - среднее значение функции влияния. Подставляя $b_0^{(\alpha)}$ из (39) в

(36), получим следующую задачу на максимум, эквивалентную задаче максимизации функции (36):

$$\Phi^{(\alpha)}(b_1^{(\alpha)}, b_2^{(\alpha)}) = \sum_{j=1}^{N_{\alpha}} \ln(\lambda_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^2 b_{\beta}^{(\alpha)} \cdot \Delta g^{(\beta)}(t_j^{(\alpha)})) \rightarrow \max \quad (40)$$

где $\Delta g^{(\beta)}(t) = g^{(\beta)}(t) - \bar{g}^{(\beta)}$, при ограничениях:

$$b_1^{(\alpha)} \geq 0, b_2^{(\alpha)} \geq 0, \sum_{\beta=1}^2 b_{\beta}^{(\alpha)} \bar{g}^{(\beta)} \leq \lambda_0^{(\alpha)} \quad (41)$$

Функция (40) является выпуклой с отрицательно определенным гессианом [51] и, следовательно, задача (40-41) имеет единственное решение. Эта задача решается численно методом проекции градиента [52].

Решив задачу (40-41) для заданного τ , можно ввести доли интенсивности $\mu_{\beta}^{(\alpha)}$, $\alpha = 1, 2$; $\beta = 0, 1, 2$ согласно формулам:

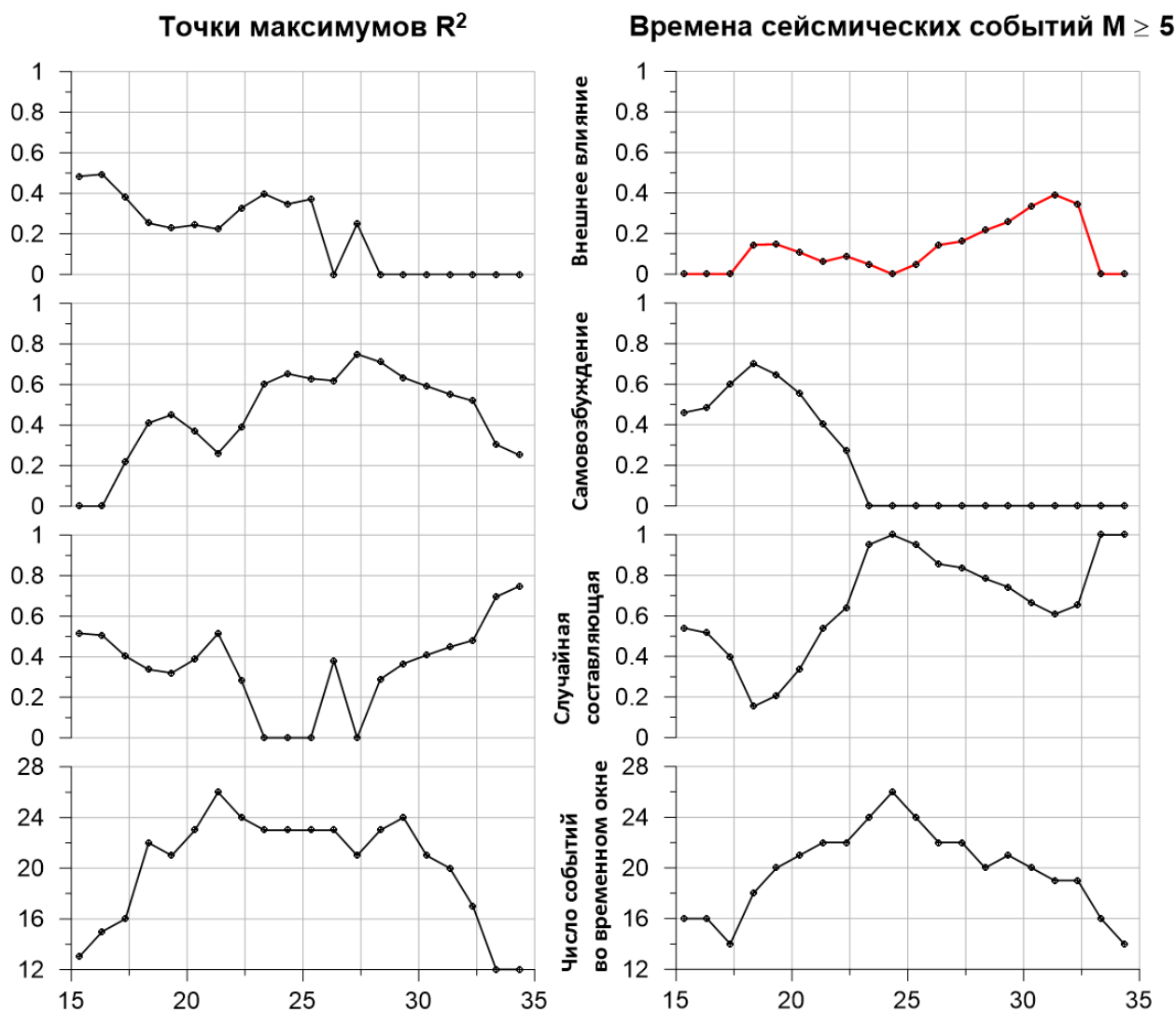
$$\kappa_0^{(\alpha)} = \frac{b_0^{(\alpha)}}{\lambda_0^{(\alpha)}} \geq 0, \quad \kappa_{\beta}^{(\alpha)} = \frac{b_{\beta}^{(\alpha)} \cdot \bar{g}^{(\beta)}}{\lambda_0^{(\alpha)}} \geq 0 \quad (42)$$

которые можно назвать элементами матрицы влияния [50].

Интерпретация этих величин вполне естественна: $\kappa_0^{(\alpha)}$ является частью средней интенсивности процесса с номером α , являющейся чисто стохастической, часть $\kappa_{\alpha}^{(\alpha)}$ вызвана влиянием самовозбуждения $\alpha \rightarrow \alpha$ и $\kappa_{\beta}^{(\alpha)}$, $\beta \neq \alpha$ обусловлена внешним влиянием $\beta \rightarrow \alpha$. Из формулы (39) вытекает условие нормировки:

$$\kappa_0^{(\alpha)} + \sum_{\beta=1}^2 \kappa_{\beta}^{(\alpha)} = 1, \quad \alpha = 1, 2 \quad (43)$$

В наших расчетах элементы матрицы влияния (43) вычислялись для характерного временного масштаба $\tau = 1$ сутки в скользящем временном окне длиной 15 суток со смещением 1 сутки. Графики изменения элементов матрицы влияния для 2-х потоков событий на рис.1.35(б,в) представлены ниже на рис.1.36.



Правый конец временного окна длиной 15 дней со смещением 1 сутки, дни от начала 07 мая 2020

Рисунок 1.36 – Графики элементов матриц влияния 2-х потоков событий и чисел событий во временных окнах: максимумов меры R^2 нестационарного поведения крутильного маятника и времен сейсмических событий с магнитудой не менее 5 в Восточной части Северного полушария для характерного временного масштаба $\tau = 1$ сутки при длине временного окна 15 суток со смещением 1 сутки.

С точки зрения выделения прогностических эффектов в поведении маятника наибольший интерес представляет кривая доли «внешнего влияния» потока сейсмических событий со стороны максимумов меры R^2 , которая выделена красным цветом. Эта кривая представляет *долю прогностической информации* в показаниях крутильного маятника. Представленная методика, конечно, нуждается в дальнейшей модификации на пути выбора сейсмических событий, характерного времени затухания τ в модели интенсивности и длины временного окна.

Раздел 2. Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования

Введение к разделу 2

На 2020 год по разделу 2 «Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования» были запланированы следующие работы:

- Развитие методов анализа временных рядов гравитационных моделей спутников ГРЕЙС и их применение к области землетрясения в бассейне Вартон (Индийский океан). Завершение моделирования процессов вязкоупругой релаксации и постсейсмического крипа. Сравнение с другими районами крупных землетрясений. Заключение об относительной роли этих двух процессов в районе сейсмических событий в бассейне Вартон.

- Результаты оценки полей смещения земной поверхности с применением радарных снимков спутников Амос-2 и Сентинель-1. Проведение расчетов на реальных данных. Анализ эффективности предложенного метода.

- Развитие геодинамической модели формирования пассивных континентальных окраин.

- Разработка методов и проведение интерпретации статических гравитационных аномалий для предгорных прогибов Северного Кавказа. Завершение анализа, комплексная тектоническая интерпретация результатов с использованием данных других геолого-геофизических методов.

Особое внимание в рамках проекта уделяется развитию методов обработки и совместной интерпретации данных спутниковой гравиметрии, РСА интерферометрии и ГНСС. Эти данные дают ценную информацию о смещениях земной поверхности и изменении плотности, вследствие изменения напряженного состояния во время и после землетрясений, что позволяет, например, строить детальные модели поверхности сейсмического разрыва, определять поле смещений на ней, а также изучать постсейсмические процессы, включая вязкоупругую релаксацию и асейсмический крип. Важно отметить, что в области применения РСА интерферометрии имеется заметное отставание России от ведущих мировых лидеров, которое мы стараемся сокращать.

В отчете наиболее полно изложены результаты по бассейну Вартон, опубликованные в 2020 г. в работе Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E., Joint inversion of GPS and high-resolution ГРЕЙС gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes. Journal of

Geodynamics. 2020. v. 136 doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722, и результаты по РСА интерферометрии, опубликованные в работе Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н., Изучение и мониторинг зон оседания в Имеретинской низменности (район Большого Сочи) методом РСА-интерферометрии с использованием разночастотных спутниковых радарных снимков за период 2007-2019. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» 2020. Т. 17. № 5. С. 103–113.

В отчетном году по разделу 2 получены следующие результаты.

Завершено исследование землетрясения магнитудой 8,6 в бассейне Вартон, расположенном в северо-восточной части Индийского океана. Землетрясение произошло 11 апреля 2012 г. и было крупнейшим внутриплитным сдвиговым землетрясением, когда-либо зарегистрированным инструментальными сетями. Ему предшествовал форшок магнитудой 7,2 10 января, а через два часа последовал сильный афтершок магнитудой 8,2. Эти три крупных события произошли на диффузной границе между Индийской и Австралийской плитами и представляли собой почти чистые сдвиги на субвертикальных разломах. Используя данные ГРЕЙС с максимально доступным пространственным разрешением, мы выделили косейсмические и постсейсмические гравитационные аномалии, вызванные этими землетрясениями. Затем мы построили модель поверхности разрыва, используя данные GPS и модели ГРЕЙС и новую регуляризацию, которая сводит обратную задачу при ограничениях на угол подвижки к минимизации линейного функционала. Полученное решение показывает, что основные смещения произошли на ортогональной системе разломов простирания WNW и NNE. Вязкоупругая релаксация астеносферы с максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с полностью объясняет постсейсмические смещения на пунктах GPS и постсейсмические гравитационные аномалии. Ограниченная афтершоковая активность указывает на малую роль постсейсмического крипа в области землетрясения, однако, поскольку часть наблюдаемых смещений и аномалий все же может быть связана с постсейсмическим крипом, полученная нами оценка вязкости является нижним пределом вязкости астеносферы в районе бассейна Вартон.

Получены новые результаты оценки смещений земной поверхности и сооружений на территории Олимпийского парка в Имеретинской низменности методами радарной спутниковой интерферометрии. Используются разночастотные радарные снимки, покрывающие двенадцатилетний период времени с 2007 по 2019 год, в том числе снимки спутников ALOS-1 (18 снимков за период 2007-2010), ENVISAT (12 снимков, 2011-2012), Sentinel-1 (более 300 снимков, 2015-2019). На территории Имеретинской низменности по

спутниковым данным обнаружено шесть основных областей просадок. Максимальные величины оседания достигают 15 см за последние два года. Обработка снимков производилась с использованием технологий SBAS в пакете ENVI SARscape и PS StaMPS/MTI. Построены карты вертикальных смещений поверхности для периодов, соответствующих сериям снимков с каждого спутника. Вертикальные смещения (оседания) рассчитаны в предположении, что горизонтальные смещения невелики. В этом случае зафиксированные смещения в направлении визирования спутника (line-of-sight, или LOS) равны проекции вектора смещений по вертикали на направление на спутник (LOS). Это предположение верифицируется путем сопоставления результатов, полученных с восходящего и нисходящего треков. Построенные для выделенных зон оседания графики временных серий вертикальных смещений поверхности позволяют выделять периоды постоянных и изменяющихся во времени скоростей смещений, сопоставлять их с проводимыми строительными работами. Полученные карты смещений хорошо согласуются с наземными данными. Идентифицированные осадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии.

Построенная авторами отчета модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли позволяет проводить моделирование широкого спектра тектонических структур, формирующихся под действием внутриплитных и мантийных воздействий. Нарушение механического и термического равновесия в поверхностной оболочке инициирует маломасштабную конвекцию в астеносфере, которая воздействует на литосферу и вносит вклад в формирование строения и в процесс эволюции тектонических структур.

Модель позволяет исследовать влияние распределения плотности в погранслое и размеров области растяжений – сжатия на характер маломасштабной конвекции в астеносфере, а также взаимодействие конвекции и поверхностных процессов на протяжении всего периода эволюции тектонических структур. На пассивных континентальных окраинах ширина прибрежной области, в которую выносятся осадочный материал, и объем этого материала определяют профиль зоны перехода континент - океан. Изменение объема материала и интенсивности его разноса приводят к сложным соотношениям осадочных слоев. Возникающие структурные несогласия аналогичны тем, которые предполагаются в результате изменения уровня мирового

океана. Это необходимо учитывать при построении графиков колебания уровня мирового океана.

По направлению работ «Разработка методов и проведение интерпретации статических гравитационных аномалий для предгорных прогибов Северного Кавказа. Завершение анализа, комплексная тектоническая интерпретация результатов с использованием данных других геолого-геофизических методов» продолжались работы по совершенствованию методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций. Полученные результаты опубликованы в работе Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилев А.В. О совершенствовании методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций // Физика Земли, 2020. № 3. С. 82-97.

В отчетный период пополнена база геофизических данных, включающая гравитационные и магнитные аномалии. На основе каталогов ФИЦ ЕГС РАН и локальных сейсмических сетей составлен сводный каталог землетрясений с энергетическими классами от 9 до 16 в границах района с координатами $42,40 \div 44,00$ С.Ш. и $44,00 \div 47,00$ В.Д. Выполнено сопоставление положения эпицентров землетрясений с глубинными разломами и аномальными полями. Проанализировано проявление основных разломов в распределении сейсмичности и в аномальных геофизических полях. Изучение разломно-блоковой тектоники Терско-Каспийского прогиба по комплексу геолого-геофизических данных позволяет исследовать пространственно-временные закономерности развития сейсмической активности, уточнять оценки сейсмической опасности, проводить детальное сейсмическое районирование.

2.1 Совместная интерпретация данных спутниковой геодезии и гравитационных моделей высокого разрешения спутников ГРЕЙС для землетрясений 2012 в бассейне Вартон, Индийский океан

2.1.1 Обоснование постановки задачи

В бассейне Вартон, расположенном в северо-восточной части Индийского океана, к востоку от Восточно-Индийского хребта, называемого также Хребет девяностого градуса, 11 апреля 2012 г. произошло крупнейшее внутриплитное сдвиговое землетрясение магнитудой 8,6. Эта зона рассматривается как диффузная граница между Индийской и Австралийской плитами, в которой компенсируется разница в движении этих плит равная 11 мм/год [напр., 53]. Главному сейсмическому событию предшествовало землетрясение

магнитудой 7,2 10 января 2012 г., а через два часа после основного толчка последовал афтершок магнитудой 8,2 (Рисунок 2.1). Все три крупные события представляли собой почти чистые сдвиги на субвертикальной поверхности разлома [напр., 54-59].

Ранее считалось, что землетрясения в бассейне Вартон преимущественно происходят вдоль существовавших и реактивированных сдвиговых разломов простирания NNE [60-63]. Однако поверхность сейсмического разрыва землетрясений 2012 года оказалась более сложной. Решение СМТ для основного события дает две плоскости, падающие под углом 20° и 289° (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). Плоскость с углом 20° совпадает с системой NNE левосторонних реактивированных разломов четко различимых на морском дне и сейсмических профилях [напр. 54]. Однако, сейсмологические данные [58,60-62,64], местоположение афтершоков, а также модели поверхности разрыва, основанные на данных GPS [63 и др.] показали, что землетрясение реактивировало систему левосторонних NNE и правосторонних WNW разломов. Сдвиговые разломы простирания NNE представляют собой глубокие структурные границы, сформированные в зоне растяжения бассейна Вартон в эоцене [например, 65]. Считается, что разломы WNW значительно моложе [напр. 66] и некоторые модели предсказывают, что основное сокращение главным образом происходит вдоль разломов простирания WNW.

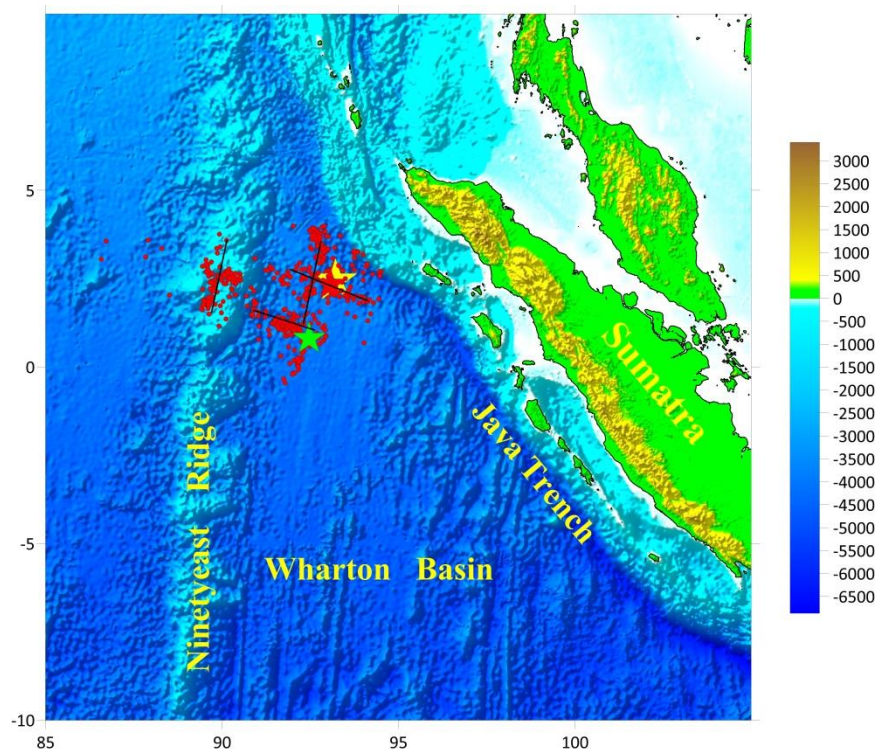


Рисунок 2.1 – Сейсмические события в районе землетрясения $M_w 8.6$ (красная звезда) в бассейне Вартон, показанные на карте топографии NOAA (<https://maps.ngdc.noaa.gov/>). Зелёные и жёлтые звездочки обозначают эпицентры главного афтершока $M_w 8.2$, которое произошло 2 часа спустя, а также основного форшока $M_w 7.6$ 10 января 2012. Красными точками обозначены сейсмические события из каталога USGS NEIC за период 10 января-28 декабря 2012. Сплошные черные линии обозначают модель разлома [63].

До недавнего времени ни в топографии морского дна, ни на сейсмических профилях не было обнаружено никаких активных структур простирания WNW [67]. Но анализ новых сейсмических профилей [66, 68] выявил наклонные границы, простирающиеся в мантию на глубину 35-37 км и погружающиеся под углом 30-45 градусов. Singh et al. [69] закартировали систему сопряжённых разломов в области землетрясения с $M_w 8.2$.

Zang et al. [70] выполнили интерпретацию Р волн, зарегистрированных на трех удалённых региональных сейсмических сетях. Их результаты показывают, что данное землетрясение активизировало сопряжённую систему разломов, состоящих из двух почти параллельных систем в направлении WNW-ESE, и системы в направлении NNE-SSW. Они не предполагают смещение вдоль Восточно-Индийского хребта, как указывается в других исследованиях.

Другой интересной особенностью этих землетрясений является то, что согласно сейсмологическим данным, поверхность разрыва достигает верхней мантии до глубины 50 или даже 60 км. Это заключение подкрепляется инверсией сейсмограмм [61,64] и не противоречит результатам совместной инверсии статических смещений на пунктах GPS и записям высокоскоростных приемников GPS [63]. Такая глубина представляется противоречащей результатам лабораторных исследований [напр. 71], которые показывают, что переход от установившегося к неустановившемуся скольжению происходит при температуре около 600°C.

Станции GPS удалены от эпицентральной зоны, поэтому их разрешающая способность ограничена. Так, Meng et al. [60] пришли к заключению, что для определения фокальных механизмов можно использовать только сейсмологические данные, с чем, конечно, трудно согласиться. В любом случае, спутниковые гравитационные модели ГРЕЙС могут дать дополнительные ограничения на косейсмическую деформацию [напр. 72]. Исследования событий в бассейне Вартон с использованием данных ГРЕЙС были выполнены в [73, 74]. Анализируя модели низкого разрешения центра CSR с числом сферических гармоник $N=40$, Han et al. [73] показали, что гравитационные изменения были преимущественно вызваны косейсмическими смещениями в пределах океанической коры и верхней мантии и постсейсмической вязкоупругой релаксацией. Для исследования косейсмического сигнала Dai et al. [74] проанализировали временные вариации северной компоненты гравитационного градиента в модели CSR RL05 также только до 40 степени.

Мы исследовали эти землетрясения, используя более детальные гравитационные модели центров CSR и GRGS, содержащие $N=96$ и 80 сферических гармоник соответственно. Ниже мы сначала обсудим выделение косейсмического и постсейсмического сигналов, затем перейдем к сравнению реальных и расчетных данных и представим результаты совместного GPS – ГРЕЙС моделирования косейсмических и постсейсмических процессов. Затем мы исследуем процесс вязкоупругой постсейсмической релаксации и оценим значение максвелловской вязкости астеносферы. Результаты работ подробно изложены в публикации [75] в Journal of Geodynamics в 2020 г.

2.1.2. Оценка косейсмического и постсейсмического сигнала по данным моделей ГРЕЙС

Временной ряд гравитационных моделей ГРЕЙС рассчитывает целый ряд центров. Среди них CNES/GRGS в Тулузе, Франция; GFZ в Потсдаме, Германия; CSR в Остине, США; JPL в Пасадене, США; AIUB в Берне, Швейцария; TU в Граце, Австрия; TONGJI в

Шанхае и HUST в Ухане, Китай. Решения CNES/GRGS не требуют какой-либо дополнительной фильтрации [76]. Для всех остальных центров, доступны модели без фильтрации и после фильтрации специальным фильтром DDK [77,78]. Для регуляризации нормальных уравнений, фильтр DDK использует ковариационные матрицы ошибок, полученные при обработке исходных данных спутников ГРЕЙС. В зависимости от уровня фильтрации, доступен набор моделей ГРЕЙС CSR, от более сглаженных DDK1 до менее сглаженных DDK8. В нашем исследовании мы использовали не сглаженные модели CSR вплоть до сферических гармоник степени $N=40$, умеренно сглаженные (DDK5) решения CSR до $N=96$ и решения CNES/GRGS до $N=50$ и $N=80$.

Для выделения косейсмических и постсейсмических сигналов в бассейне Вартон мы аппроксимировали гравитационный временной ряд $TS(\lambda, \phi, t)$ двумя линейными трендами по методу наименьших квадратов:

$$tr(\lambda, \phi, t) = \begin{cases} a_1(\lambda, \phi) + b_1(\lambda, \phi)(t-t_0) & t < t_e \\ a_2(\lambda, \phi) + b_2(\lambda, \phi)(t-t_0) & t > t_e \end{cases}, \quad (44)$$

где λ широта, ϕ долгота, t_0 дата первой гравитационной модели, используемой в расчетах, t_e дата главного сейсмического события, a_1, b_1 и a_2, b_2 параметры линейного тренда до и после сейсмического события.

Косейсмический скачок гравитационного временного ряда оценивается как:

$$coseismic(\lambda, \phi) = a_2(\lambda, \phi) + b_2(\lambda, \phi)(t_e-t_0) - a_1(\lambda, \phi) - b_1(\lambda, \phi)(t_e-t_0), \quad (45)$$

косейсмический скачок плюс постсейсмический тренд как:

$$a_2(\lambda, \phi) + b_2(\lambda, \phi)(t_f-t_0) + coseismic(\lambda, \phi), \quad (46)$$

где t_f обозначает дату последней гравитационной модели, используемой в расчетах.

При наличии высокого уровня шума, оценка косейсмических и постсейсмических сигналов по уравнениям (45-46) становится неустойчивой, поэтому, для подтверждения косейсмического сигнала, полученного по уравнению(45), мы также использовали разницу средних значений до и после землетрясения как это предложено [73]:

$$\sum_{i=1}^{k-1} TS(\lambda, \phi, t_i) - \sum_{i=k+1}^N TS(\lambda, \phi, t_i). \quad (47)$$

Здесь, дата модели k совпадает с месяцем землетрясения. Поскольку мы усреднили данные за несколько месяцев после указанного события, полученный скачок включает некоторую часть постсейсмического гравитационного изменения.

Для выделения косейсмических и постсейсмических сигналов из гравитационных моделей CSR мы добавили к уравнениям (45-46) годовую и полугодовую периодические

компоненты. На рисунке 2.2 показаны косейсмические скачки, которые мы получили с использованием различных подходов по данным различных центров с различным пространственным разрешением.

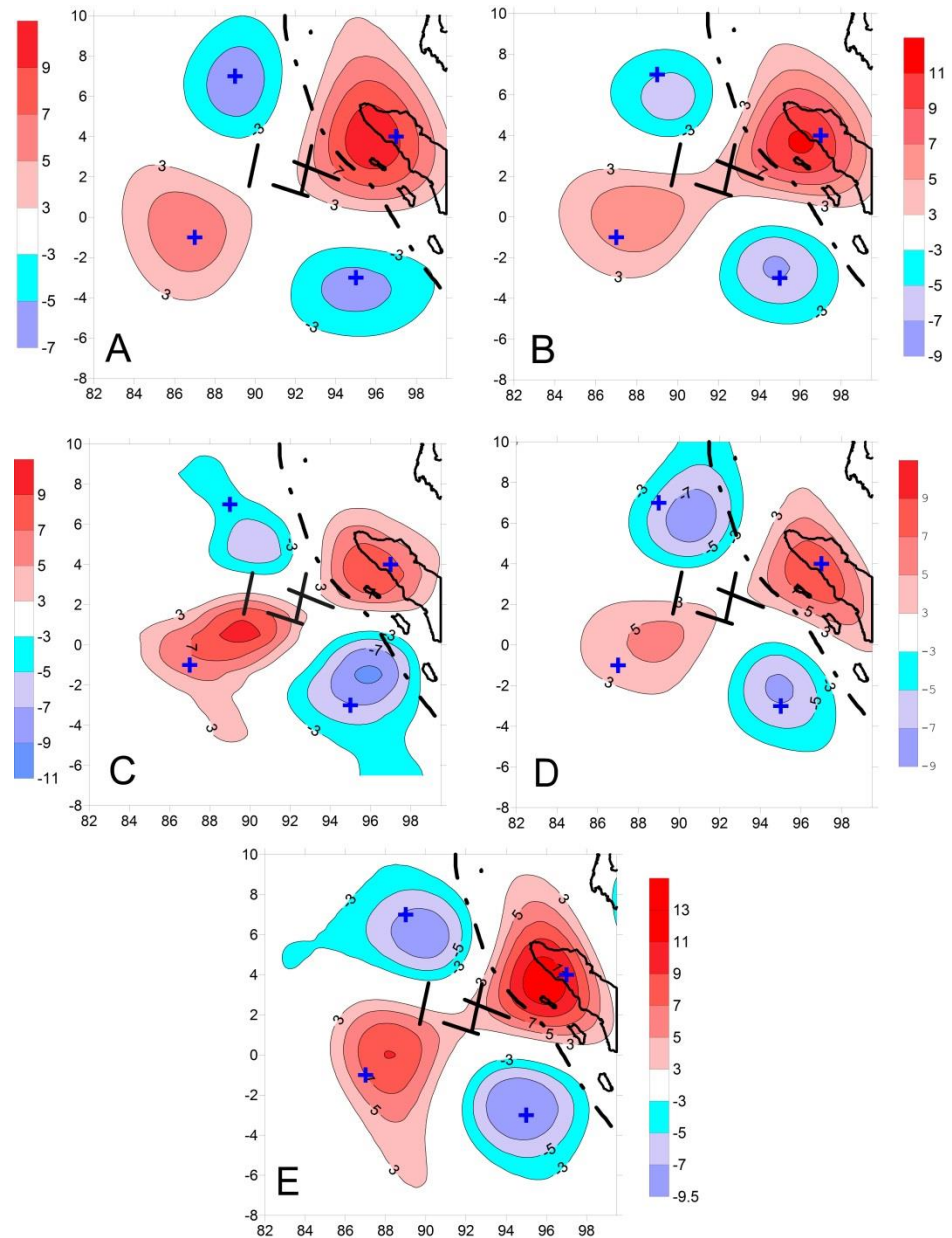


Рисунок 2.2 – Сравнение гравитационной аномалии (в мкГал) для землетрясения Вартон в апреле 2012 г с использованием модели ГРЕЙС центров CSR и GRGS за период 01/2008 - 06/2014 с различным разрешением. Пунктирной линией обозначен Суматранский желоб, сплошной кривой обозначена береговая линия. Черные прямые – проекция поверхностей разрыва в модели [63]. А – косейсмический скачок, рассчитанный как разница между средними значениями до и после землетрясения (уравнение 47) с использованием модели CSR без фильтрации с $N=40$. Крестами обозначены положения экстремумов по работе [73]. В – то же, что А но с использованием модели CSR $N=96$ с фильтрацией DDK5 и с использованием уравнения (47). С – то же, что В, но с использованием модели GRGS $N=80$. D – оценки косейсмического скачка как разницы двух трендов (45) с годовой и полугодовой компонентами с использованием модели CSR с $N=96$. Е – косейсмическая плюс постсейсмическая аномалия, рассчитанная с использованием уравнения (46) и модели CSR с $N=96$, также с годовой и полугодовой компонентами.

Сравнение графиков А-Е показывает, что положение всех экстремумов почти одинаково. Действительно, половина длины волны самой короткой гармоники, соответствующей разложению до $N=40$, составляет $l = \pi R_{\text{earth}}/N \approx 500 \text{ km} \approx 5^\circ$, тогда при разложении до $N=96$ l составляет примерно 209 км. Следовательно, для $N=40$ неопределённость в положении максимального или минимального значения составляет примерно 250 км и для $N=96$ - примерно 105 км. Стоит отметить, что смещение экстремумов для сигналов высокого разрешения (с $N=96$ на графиках В и с $N=80$ на графике С) сравнительно невелико по сравнению с моделью низкого разрешения (график А). Это можно объяснить фильтрацией более высоких гармоник в решениях CSR и GRGS, которая значительно ослабляет высокочастотную часть спектра. Это следует учитывать при сравнении наблюдаемых и вычисленных сигналов. Морфология аномалий, приведенная на графиках В-Д на рисунке 2.2 очень сходна. Амплитуда сигналов на графиках В и С выше, поскольку при использовании уравнения (47) мы добавили часть постсейсмического сигнала к косейсмическому.

На рисунке 2.3 показаны гравитационные временные ряды в точках максимума отрицательных аномалий для моделей CSR и GRGS при различном числе сферических гармоник. Уровень шумов в несглаженных моделях CSR $N=40$ высокий (Рисунок 3А), поэтому более устойчиво скачок может быть получен только по средним значениям (уравнение 47). Оценки косейсмического и постсейсмического сигнала более надёжны для моделей высокого разрешения, поэтому в нашем анализе мы решили использовать модели CSR с $N=96$. Мы оценили косейсмический гравитационный скачок (Рисунок 2 Д) как разницу двух трендов (уравнение 45), и использовали уравнение (46) для получения суммарного косейсмического и постсейсмического сигнала (Рисунок 2.2 Е) после устранения годовой и полугодовой компонент.

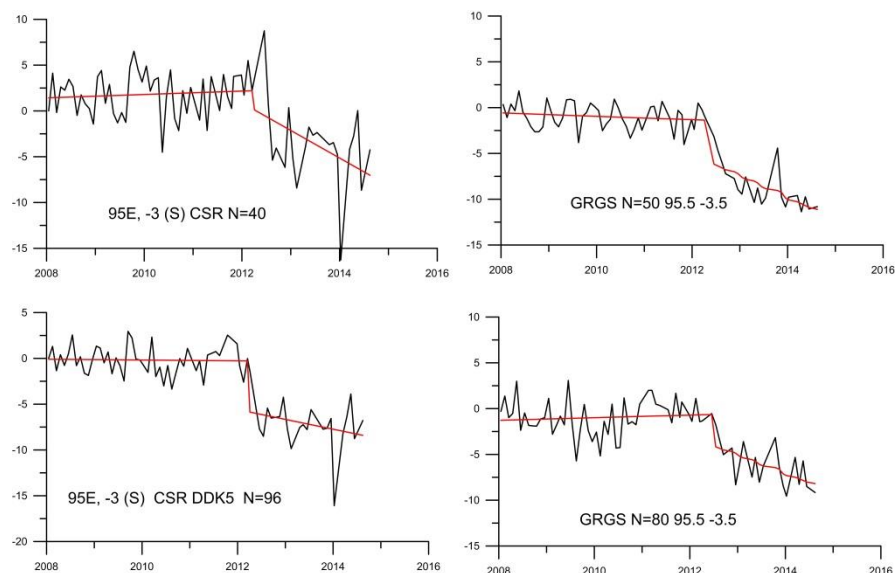


Рисунок 2.3 – Временной ряд вариаций гравитационного поля (мкГал) в окрестности точки (95E, -3S). Отмечается более высокий уровень шума в нефильТРованной модели CSR $N=40$. Наименования центров и число гармоник указаны на рисунках.

2.1.3 Сравнение расчетных и реальных данных

При сравнении расчетных и наблюдаемых аномалий желательно отфильтровать расчетный сигнал тем же фильтром, который использовался для обработки реального сигнала. Для данных ГРЕЙС это становится критически важным при $N > 50$. Фильтрация, применяемая различными агентствами, адаптивна, например DDK фильтр использует ковариационные матрицы ошибок, полученные при обработке исходных данных ГРЕЙС. Поскольку невозможно воспроизвести подробную обработку, выполненную различными группами – поставщиками моделей ГРЕЙС, мы предлагаем применить фильтрацию, откалиброванную по хорошо известному сигналу от другого крупного землетрясения. Мы использовали сглаживающий фильтр, предложенный F. Pollitz в его пакете Static1D (<https://earthquake.usgs.gov/research/software/#STATIC1D>) применительно к сферическим гармоникам выше $l > \frac{L_{max}}{2}$;

$$F(l) = 1 - \cos\left(\pi\left(1 - \frac{l}{L_{max}}\right)\right), \quad (48)$$

где L_{max} число сферических гармоник в расчетной модели.

Мы откалибровали фильтр (48), используя модель поверхности разрыва для Суматранского землетрясения 2004 года, определенную с высокой точностью по данным сейсмологии, геодезии и мареографов в работе [79]. Мы использовали предложенный в этой работе набор прямоугольных элементов и данные GPS и добавили косейсмическую

гравитационную аномалию по моделям ГРЕЙС. Мы определили косейсмические смещения путем минимизации функционала, содержащего: (1) среднеквадратическую невязку рассчитанного и измеренного северного и восточного смещения на пунктах GPS, нормированную на квадрат максимального смещения и (2) среднеквадратическую невязку реальной и расчетной гравитационной аномалии, нормированную на максимум гравитационной аномалии взятой с весовым коэффициентом меньше 1. Для расчета полей напряжений и деформаций, произошедших изменений плотности и вызванной ими гравитационной аномалии, мы использовали код Static 1D, разработанный F. Pollitz, который решает задачу для смещения на прямоугольном разрезе в сферически расслоенной планете, находящейся в собственном гравитационном поле [80].

Наилучшее согласование расчетных и реальных смещений GPS и гравитационных аномалий GRGS получено при расчете гравитационной модели до $N_{max} = 100$ [81]. Таким образом, для имитации фильтра, использованного в решении GRGS, теоретическое поле должно быть рассчитано до более высоких значений N , чем в гравитационных моделях ГРЕЙС (в нашем случае, до $N=100$ для модели GRGS, содержащей 80 SH). Для более шумных данных CSR, содержащих 96 сферических гармоник, наилучший результат был получен с использованием простого ограничения числа гармоник до $N=80$.

2.1.4 Сравнение различных моделей поверхности разрыва, основанных на данных GPS и анализе волновых форм

Для сейсмических событий 2012 г. в бассейне Вартон было построено несколько различных моделей поверхности разрыва. Они, главным образом, различаются по длине и глубине разломов (сравнение моделей см. в [70]). Для выполнения совместной инверсии данных GPS и ГРЕЙС мы использовали модель поверхности разрыва, предложенную в работе [63] и полученную путем совместной инверсии данных высокоскоростных записей станций GPS, записей различных сейсмических сетей и статических GPS смещений в ближней и дальней зонах. В нашем исследовании мы использовали данные о статических смещениях, полученных из 43 суточных решений GPS индонезийской сети SuGAr (см. дополнительные материалы к [63]), с добавлением 5 станций на Никобарских и Андаманских островах [82, Таблица 1].

Два основных вывода, сделанных в детальном исследовании [63], были следующие.

1) Основное высвобождение сейсмического момента произошло на молодых правосторонних разломах простираения WNW, хотя ряд авторов утверждал, что реактивированные разломы простираения NNE играли главную роль. 2) Эти разломы

проникают в верхнюю мантию до большой глубины, где величина снятых напряжений могла достигать 20 МПа.

Наш подход к построению модели разрыва состоит в минимизации функционала, содержащего невязки северных и восточных смещений на пунктах GPS, взвешенные невязки гравитационных косейсмических аномалий и условие регуляризации, для удержания направления подвижки близким к заданному. Минимизация невязок GPS и гравитационных аномалий в среднеквадратичном смысле является линейной задачей. Однако добавление условия, что направление подвижки должно быть близким к заданному направлению, делает функционал нелинейным, поскольку тангенс угла подвижки равен отношению сдвига по падению DS к сдвигу по простиранию SS на каждом элементе рассматриваемой поверхности разрыва. Для сохранения линейности мы использовали следующий подход. Рассмотрим модель разлома, содержащую N плоскостей, каждая плоскость подразделяется на K_i элементов и угол подвижки на плоскости i должен быть близок к r_i , $i=1,2..N$. Мы использовали следующее условие регуляризации:

$$\alpha \sum_{i=1}^N \left\{ \sum_{j=1}^{K_i} \left[\left(DS_j \cos(r_i) - SS_j \sin(r_i) \right)^2 + (DS_j - \overline{DS}_i)^2 + (SS_j - \overline{SS}_i)^2 \right] \right\} \quad (49)$$

Первый член в квадратных скобках требует, чтобы смещение на плоскости i было близко к направлению с азимутом r_i . К сожалению, этому условию удовлетворяют два вектора: один с азимутом r_i и другой с азимутом r_i+180° . Последнее направление является геодинамически неоправданным, и для его исключения мы вводим два следующих дополнительных условия в уравнение (49). Эти условия требуют, чтобы амплитуды сдвига по падению (DS_j) и сдвига по простиранию (SS_j) на каждом элементе плоскости i были близки к их среднему значению по всей плоскости i .

Наша модель поверхности разрыва включает четыре плоскости, обозначенные римскими цифрами I – IV на Рисунке 2.4А, которые мы подразделили на различное число элементов (см. ниже). Численные тесты подтвердили, что условие (49) эффективно поддерживает смещения близкими к направлению r_i и устраняет смещения в противоположном направлении. Степень соответствия между наблюдаемыми и расчетными данными GPS зависит от α , относительного веса условия (49). Для примеров, приведенных на Рисунке 2.4, мы подобрали α так, чтобы обеспечить почти чистый сдвиг на всех плоскостях, при этом максимальное расхождение на пунктах GPS не превысило 8%.

Сначала мы решили обратную задачу только по данным GPS для модели [63] и обнаружили, что хорошая аппроксимация для 48 станций GPS достигалась для почти чистого сдвига на четырех рассматриваемых плоскостях (Рисунок 2.4). На рисунке 2.4В показано решение, когда плоскости I-IV подразделены вдоль направления простирания на 3, 3, 2 и 2 элемента соответственно, таким образом, получалось 10 элементов и 20 неизвестных значений DS и SS . На рисунке 2.4А показано решение для более детальной модели, когда плоскости были разделены вдоль направления простирания и по глубине на 3×3 , 3×3 , 2×2 , и 2×2 элементов соответственно (26 элементов и 52 неизвестных).

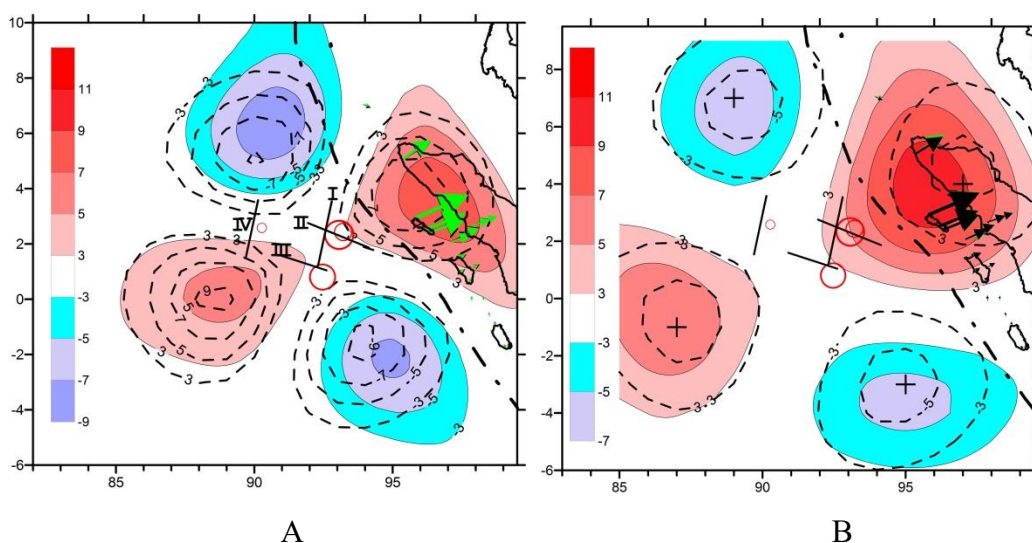


Рисунок 2.4 – Гравитационные аномалии (мкГал), рассчитанные с использованием геометрии поверхности разломов, предложенной в [63] в результате инверсии только данных GPS. Черные линии – проекции вертикальных плоскостей разломов на поверхность Земли. Зелёные и черные стрелки - расчетные и реальные GPS косейсмические смещения. Цветом на графиках А и В показаны наблюдаемые косейсмические гравитационные аномалии (Рисунок 2.2В и А). Пунктирные изолинии отмечают расчетную аномалию: (а) содержащую $N=80$ сферических гармоник для более детальной модели, (б) ограниченную на $N=40$ для менее детальной модели. Крестами на правом графике обозначены положения экстремумов по [73]. Красными кругами обозначены основные сейсмические события (размер пропорционален магнитуде).

Для обоих примеров, рассчитанные смещения на пунктах GPS очень близки к измеренным (на Рисунке 2.4А стрелки расчетных смещений помещены поверх измеренных, на Рисунке 2.4В наоборот). Поле смещений на каждой плоскости почти однородное. В простейшей модели с 10 элементами смещение составляет в среднем 7.3 м

на плоскости I, 4.8 м на плоскости II, 17.4 м на плоскости III и 3.6 м на плоскости IV. Различия между смещениями на элементах в каждой плоскости выражаются в сантиметрах. Для более детальной модели смещения варьируют в пределах 7.24 - 7.28 м, 4.77 - 4.81 м, 17.38 - 17.41 м, и 3.56 - 3.57 м для плоскостей I-IV соответственно. Таким образом, как уже отмечалось в работе [63], основные смещения произошли на плоскости III простирания WNW. Значительное смещение также произошло и на плоскости I простирания NNE. Рисунок 2.4В указывает на то, что гравитационная аномалия при низком разрешении ($N=40$), соответствующая модели разрыва, основанной только на данных GPS, также хорошо согласуется с наблюдаемой аномалией подтверждая результаты авторов работы [63]. Однако наблюдаемая и расчетная гравитационные аномалии значительно различаются для большего числа сферических гармоник (Рисунок 2.4А). Амплитуда расчетной гравитационной аномалии больше, чем наблюдаемой. В самом деле, различие между юго-восточным и северо-западным максимумами наблюдаемой и расчетной аномалий составляет 2.1 и 1 μGal , и достигает 3.7 μGal для северо-восточного минимума. Для лучшего согласования мы выполнили совместную инверсию данных GPS и гравитационных аномалий центра CSR высокого разрешения.

На рисунке 2.5 показано решение, согласующееся с данными как GPS, так и ГРЕЙС с $N=96$ при условии (49) на угол подвижки. Мы задали вес среднеквадратической невязки в данных GPS в 5 раз выше, чем для невязки расчетных и измеренных гравитационных аномалий и в 2 раза выше, чем вес условия (49) на угол подвижки. Подбор вышел хорошим для обоих наборов данных. Для данных GPS максимальное расхождение составляет 6%. Области положительных значений наблюдаемых и расчетных аномалий на северо-востоке и юго-западе области совпадают. Максимальное расхождение составило 1.4 μGal . Сдвиг в области отрицательных аномалий составляет примерно 1° по широте и долготе. Этот сдвиг вероятнее всего связан с подавлением верхних гармоник фильтром DDK5. На рисунке 2.2 видно, что в зависимости от применяемой фильтрации, числа гармоник, и метода определения аномалий, положение экстремумов варьирует в пределах $1-2^\circ$.

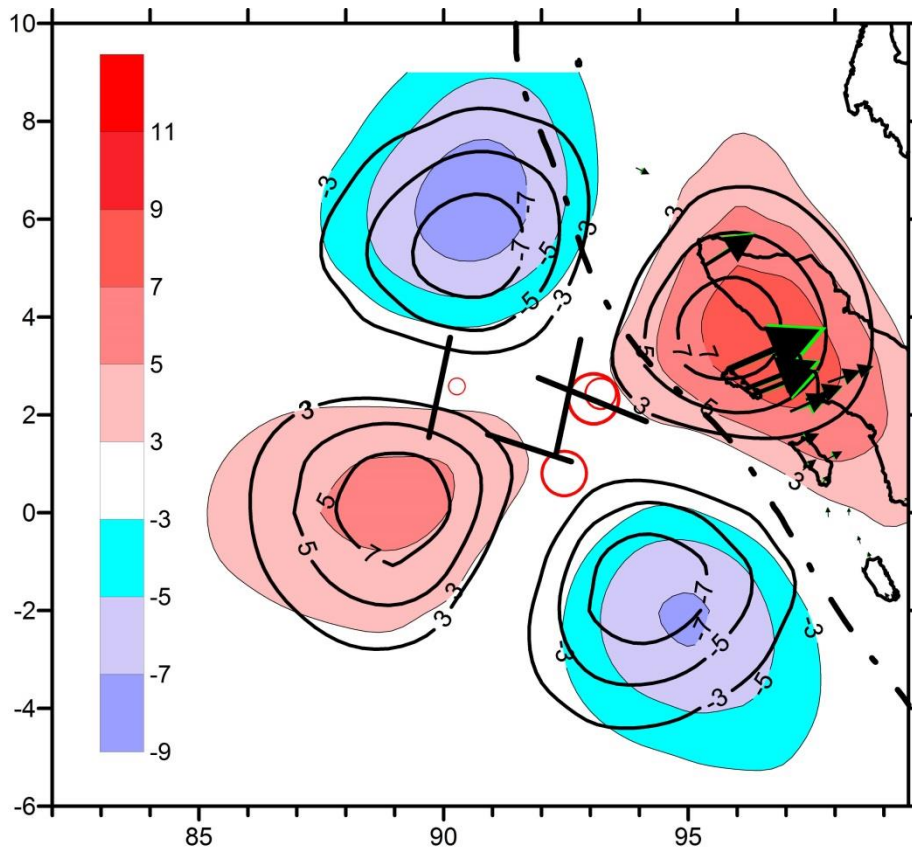


Рисунок 2.5 – Сравнение наблюдаемых (Рисунок 2.2В) и расчетных гравитационных аномалий и смещений по данным GPS для модели поверхности разрыва, построенной по результатам совместной инверсии данных GPS и CSR N=96 с регуляризацией (49)

Полученное нами решение снова показывает почти чистый сдвиг. Смещения на плоскости разломов I-IV в среднем составляют 7.0 м, 7.6 м, 12.2 м, и 0.3 м соответственно, с различием в несколько см между элементами, составляющими каждую плоскость. По сравнению с инверсией без гравитационных данных, смещения на плоскости II увеличились на 2.8 м, и уменьшились на плоскостях I, III и IV на 0.26 м, 5.2 м и 3.3 м. Смещение на плоскости IV, расположенной на Восточно-Индийском хребте, становится незначительным (30 см). Это различие не удивительно, поскольку плоскость IV более отдалена от станций GPS, и поэтому гравитационные спутниковые данные лучше контролируют смещения на этой плоскости. Напоминаем, что модель поверхности разрыва [70] вообще не содержит этой плоскости.

2.1.5 Постсейсмическая вязкоупругая релаксация

Теперь мы исследуем процесс постсейсмической релаксации за период в три года после землетрясения. Станции GPS на Суматранской сети SuGAr зарегистрировали косейсмические и постсейсмические смещения. Постсейсмические смещения составляют примерно четверть от косейсмических. Временные ряды ГРЕЙС также дают небольшой постсейсмический сигнал. Региональные постсейсмические процессы обычно связаны с постсейсмическими подвижками (постсейсмический крип или афтерслип) и/или вязкоупругой релаксацией. Как было показано в [83] наблюдаемые постсейсмические смещения после Суматранского землетрясения декабря 2004 хорошо объясняются моделью вязкоупругой релаксации, к которой добавляется постсейсмический афтерслип на продолжении поверхности разрыва в глубину. В модели работы [83] астеносфера (глубина 60–220 км) имеет реологию Бюргерса с вязкостью в переходных и установившихся процессах равной $4 \cdot 10^{17}$ Па·с и $8 \cdot 10^{18}$ Па·с, соответственно, а мантия ниже глубины 220 км имеет максвелловскую реологию с вязкостью $8 \cdot 10^{18}$ Па·с для верхней мантии и $8 \cdot 10^{20}$ Па·с для нижней мантии. Кроме того, в нашей работе [84] по результатам моделирования сейсмического цикла области Суматранского землетрясения 2004 года с использованием вязкоупругой среды с повреждаемостью показано, что постсейсмические напряжения инициируют длительные сдвиговые смещения, суммарной амплитудой до 1 м на продолжении в глубину поверхности косейсмического разрыва. Область постсейсмического афтерслипа имеет длину до 100 км и уходит на глубину до 60 км.

Некоторые авторы объясняют регистрируемые постсейсмические смещения земной поверхности и спутниковые гравитационные аномалии после крупных сейсмических событий, исключительно процессом вязкоупругой релаксации с аномально низкой вязкостью астеносферы. Например, для согласования данных GPS в области землетрясения у о. Симушир 2006-2007 гг. в Курильской зоне субдукции была использована максвелловская реология с вязкостью $2 \cdot 10^{17}$ Па·с [85]. Для согласования постсейсмической гравитационной аномалии CSR с $N=40$ в этой же области авторы [86] использовали для астеносферы максвелловскую реологию с вязкостью 10^{18} Па·с. На основе моделирования гравитационных аномалий высокого разрешения и данных GPS мы показали [81], что при высоком разрешении расчетная гравитационная аномалия в рамках реологии Максвелла с низкой вязкостью астеносферы не согласуется с аномалиями CSR при $N=96$. С другой стороны, постсейсмическую гравитационную аномалию можно объяснить постсейсмическим афтерслипом в обширной зоне вокруг области

косейсмического разрыва, включая уходящую на глубину до 100 км поверхность погружающейся плиты [81].

В бассейне Вартон постсейсмические процессы проявлялись значительно слабее. Мы оценили постсейсмические поля смещений и гравитационную аномалию для этой области, используя нашу модель поверхности разрыва, полученную путем совместной инверсии данных GPS и гравитационных данных (Рисунок 2.5) и программное обеспечение VISCO1D Ф. Поллитца (USGS). В этом программном пакете используется решение для смещений на прямоугольном разрезе в сферической радиально-расслоенной планете. В расчетах мы использовали модель PREM [87] с упругой литосферой толщиной 60 км, и астеносферой толщиной 160 км, для которой вязкость астеносферы считалась неизвестной. В ближней зоне постсейсмическая вязкоупругая релаксация вызывает смещения на пунктах GPS в том же направлении, что и косейсмические смещения. Расчетная постсейсмическая гравитационная аномалия имеет ту же морфологию, что и наблюдаемая косейсмическая аномалия. Амплитуда постсейсмической гравитационной аномалии, а также амплитуда постсейсмических смещений сильно зависят от вязкости астеносферы. Наилучшее согласование получено при использовании максвелловской реологии с вязкостью астеносферы 10^{19} Па·с (Рисунок 2.6). Для меньшей вязкости 10^{18} Па·с амплитуда расчетных величин на порядок выше наблюдаемых. Таким образом, мы заключаем, что в области диффузной границы плит в бассейне Вартон, постсейсмические смещения на пунктах GPS и гравитационные спутниковые аномалии хорошо объясняются моделью вязкоупругой релаксации напряжений при величине вязкости астеносферы 10^{19} Па·с. Это значение соответствует оценкам, получаемым другими методами для многих районов Земли. Учитывая, что часть наблюдаемых смещений и аномалий может быть обусловлена постсейсмическим афтерслипом, это значение вязкости следует рассматривать как нижний предел.

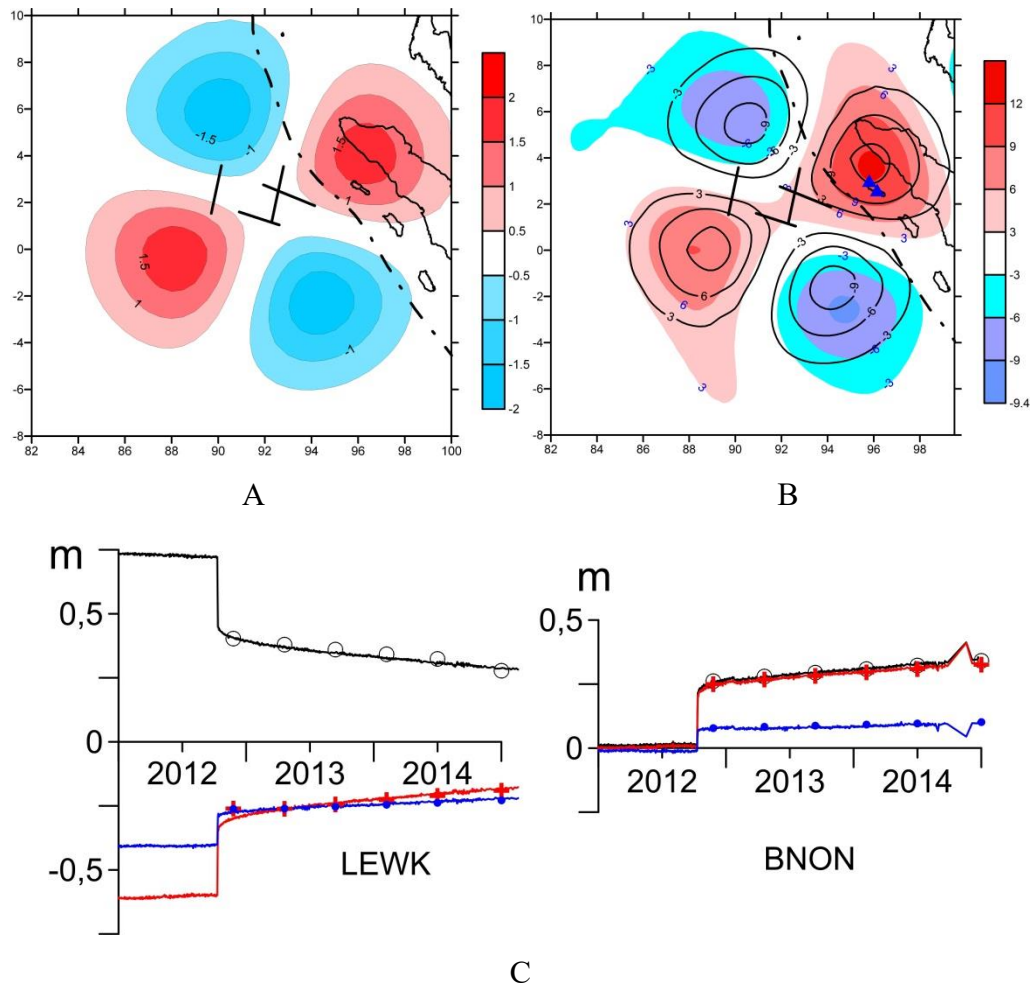


Рисунок 2.6 – А - Постсейсмическая гравитационная аномалия (в мкГал, $N=80$ SH), сформированная за два года после землетрясения апреля 2012 года в результате процесса вязкоупругой релаксации. Расчет проведен с использованием кода Ф. Поллитца VISCO1D и нашей модели поверхности разрыва. Обозначения см. на Рисунках 2.4 и 2.5.

В – Сравнение косейсмических и постсейсмических аномалий. Цветовая шкала – наблюдаемые данные (Рисунок 2.2Е), изолинии – расчетная косейсмическая (Рисунок 2.2 D) плюс постсейсмическая (Рисунок 2.6А) аномалия.

с – Сплошные кривые – величина суммарного (черный цвет), восточного (красный) и северного (синий) смещений на двух станциях GPS на Суматранском участке GPS-сети SuGAr. Символы того же цвета, что и линии, обозначают расчетные смещения при вязкости астеносферы 10^{19} Па·с. Вдоль горизонтальной оси отложено время, по вертикальной оси - величина смещения (в метрах).

2.1.6 Обсуждение результатов

Наша модель поверхности разрыва в целом согласуется с работой [63]. Как и следовало ожидать, магнитуда высвобожденного сейсмического момента на поверхности

разрыва почти идентична результатам [63], полученным только по данным GPS. В терминах магнитуд для плоскости I оценка работы [63] составляет M_w 8.2, наше решение только по данным GPS дает 8.28, для плоскости II полученные результаты соответственно M_w 8.1 и 8.15, для плоскости III 8.5 и 8.44 и для плоскости IV 8.2 и 8.0. Значения, которые мы получили при совместной инверсии данных GPS и аномалий ГРЕЙС, также близки между собой за исключением плоскости IV, где магнитуда сейсмического момента снижается до 7.34 по сравнению с 8.2 в [63]. Согласно каталогу NEIC, максимальная магнитуда сейсмических событий в области плоскостей I-III составляла 8.6, тогда как в окрестности плоскости IV она составляла только 6.2. Таким образом, наш результат лучше согласуется с сейсмологическими данными. Небольшая амплитуда смещений на плоскости IV (30 см) связана с тем, что плоскость, аппроксимирующая разрыв в нашей модели слишком велика. В самом деле, следуя [63] мы задали продольный размер плоскости IV 232 км, а поперечный размер 44 км. Однако, хорошо известно, что размер поверхности разлома для землетрясения магнитуды 6.2 обычно значительно меньше.

В нашем совместном решении GPS и ГРЕЙС, высвобождение сейсмического момента на плоскости I составило 2.44 Н·м, 2.65 Н·м на плоскости II и 3.22 Н·м на плоскости III. Поэтому, как и в работе [63] мы заключаем, что основное высвобождение сейсмического момента произошло на плоскости III, имеющей простирание WNW. В нашем решении высвобождение сейсмического момента на простирающейся в направлении NNE плоскости I в 2.4 раза меньше, чем суммарное высвобождение момента на плоскостях II и III. В решении [63] это соотношение выше: 3.7. Различные данные указывают на то, что система разломов с простиранием NNE играет важную роль в региональной геодинамике [например, 65]. Действительно, главное сжимающее напряжение в бассейне Вартон ориентировано в направлении NW-NNW (азимут 335° , согласно [69]). Это направление оптимально для активизации сдвиговых разломов в направлении близком к N-S. Многочисленные структуры, различимые в топографии морского дна и на сейсмических профилях, предположительно сформировались в результате сдвиговых смещений. Сдвиговые разломы тянутся на тысячи километров примерно в направлении с N-S через бассейн Вартон и далее на север в Бенгальский залив [54, 66]. Отсюда заключаем, что величина высвободившегося сейсмического момента в нашем решении лучше согласуется с региональной геодинамикой.

В своем исследовании авторы [63] указывают, что их инверсия не позволяет установить глубину, до которой проникает косейсмический разлом. К сожалению, включение спутниковых гравитационных данных не помогает решить этот вопрос.

Авторы работ [88] и позже в [89, 90] предположили, что глубина центроида большинства землетрясений ограничена изотермой 600°C . Глубина изотермы 600°C зависит от возраста литосферы и толщины осадков при отсутствии термического «омоложения». Авторы [63] на основании модели [91] и возрасте плиты по данным [92], оценили глубину изотермы 600°C в области эпицентра землетрясений в бассейне Вартон в 30 км. Как модель охлаждения полупространства, так и модель охлаждения плиты предсказывают глубину изотермы 600°C для литосферы возрастом 50-60 млн. лет в интервале 33-38 км (напр. [57], Рисунок 2). Толщина осадков в исследуемой области составляет 3-4 км [66]. Осадочный чехол замедляет охлаждение и уменьшает глубину изотермы 600°C , но при этом также создает дополнительное изостатическое погружение, сдвигающее эту изотерму вниз. В работах [93,94] мы построили модель охлаждения полупространства с учетом осадконакопления и скрытой теплоты кристаллизации базальта на границе литосферы и астеносферы. Согласно этой модели, с учетом дополнительных эффектов и при скорости осадконакопления 3-4 км за 50-60 млн. лет, глубина изотермы 600°C смещается вниз примерно на 4 км до глубины около 40 км. На основании результатов инверсии волновых форм и оценки глубины центроида в пределах от 30 до 45 км [58], можно заключить, что разломы проникли несколько ниже изотермы 600°C и это, возможно, связано с какими-то альтернативными механизмами (например, [95]).

2.1.7 Итоги и заключение

Мы выполнили совместную интерпретацию гравитационных аномалий высокого разрешения и данных GPS, используя геометрию системы разломов, предложенную в [63] для землетрясений в бассейне Вартон в 2012 г. Для учета ограничений на угол подвижки мы предложили новую форму регуляризирующего функционала, которая сохраняет линейность обратной задачи. Этот метод дает более однородное поле смещений на поверхности разрыва. В моделях поверхности разрыва, построенных для различных землетрясений, часто обнаруживаются локальные области больших смещений, называемые асперити. Эти области иногда появляются в результате неустойчивости решения обратной задачи, поскольку смещения на пунктах GPS, расположенных далеко от эпицентральной зоны, как и гравитационные модели ГРЕЙС с $N=96$, недостаточно чувствительны для выделения локальных вариаций поля смещений на поверхности разломов. В наших решениях из области возможных решений выбираются наиболее однородные поля смещений и выделяются только те асперити, без которых не удастся достичь приемлемой точности подбора имеющихся данных. При этом мы не отрицаем

наличие областей сильного сцепления, на которых во время землетрясения происходят наибольшие смещения, но стараемся выделить только те аспериты, которые выделяются на уровне разрешения исходных данных.

В целом, мы считаем, что необходимо сохранять баланс между точностью и разрешающей способностью данных, и точностью описания природного процесса в численной модели, используемой при инверсии, с одной стороны, и числом деталей и параметров, используемых в ходе решения обратной задачи с другой стороны. Наша финальная модель содержит 26 элементов, но даже модель с 10 элементами аппроксимирует гравитационные аномалии и данные GPS с хорошей точностью.

Наше решение указывает на то, что даже если основные смещения произошли на разломах простирания WNW, сопоставимые смещения произошли также на разломе простирания NNE. Таким образом, деформация в этой области диффузной границы плит представляется распределенной вдоль двух систем ортогональных разломов.

Постсейсмические смещения на пунктах GPS и постсейсмические гравитационные аномалии полностью объясняются процессом вязкоупругой релаксации с астеносферной максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с. Такая оценка вязкости получена при моделировании многих геодинамических процессов. Принимая во внимание ограниченную постсейсмическую активность, мы считаем, что вклад постсейсмического крипа в области исследуемых внутриплитных землетрясений был незначительным, в отличие от того, что часто наблюдается после крупных субдукционных событий. Тем не менее, поскольку часть смещений и аномалий все же может быть обусловлена последующим крипом, полученное значение вязкости следует рассматривать как нижний предел астеносферной вязкости в области бассейна Варгон.

2.2 Оценки полей смещения земной поверхности с применением радарной спутниковой интерферометрии

2.2.1 Введение

В отчетный период велись работы по оценке полей смещений с применением методов радарной спутниковой интерферометрии. В рамках темы госзадания оценены поля смещений в районе Большого Сочи и в Тункинской впадине на южном окончании оз. Байкал. Поскольку работы по второй области еще не закончены, в отчете подробно изложены результаты по первой области.

Спутниковая радарная интерферометрия получает все более широкое применение для решения различных задач, требующих данных о смещениях земной поверхности или

техногенных объектов. Наличие архивных радарных снимков за последние три десятка лет позволяет применять методы РСА-интерферометрии для изучения динамики развития во времени процессов, создающих деформации земной поверхности.

До 2007 года, когда началось строительство ключевых объектов прибрежного кластера Олимпиады Сочи-2014, Имеретинская низменность была практически незастроенной. Значительные площади были заболочены и периодически подтоплялись. Здесь широко распространены специфические органоминеральные, так называемые, “слабые грунты”, которые при обводнении теряют несущую способность, что может приводить к просадкам, выдавливанию грунтов из-под насыпей. В процессе строительства олимпийских объектов создана новая дренажная система, которая заменила существовавшие ранее дренажные каналы. Одновременно проводились мероприятия по стабилизации и консолидации грунтов оснований. Для оценки эффективности этих мероприятий необходим мониторинг смещений зданий и земной поверхности.

В мировой практике для мониторинга полей смещений различного генезиса широко используются спутниковые снимки, выполненные радарными с синтезированной апертурой (РСА интерферометрия). Обзоры можно найти, например, в работах [96-98]. Методология и примеры использования методов РСА-интерферометрии при изучении и мониторинге активных деформаций поверхности в районе Большого Сочи приведены в работах [99-103]. В данном разделе демонстрируется возможность использования многолетних рядов архивных снимков со спутников ALOS-1 (2007-2010), ENVISAT (2010-2012) и Sentinel-1 (начиная с 2015года) для изучения динамики процессов оседания земной поверхности и инфраструктуры Олимпийских объектов в Имеретинской низменности.

2.2.2 Район исследований, исходные данные и технологии обработки

Имеретинская низменность расположена на южном склоне Большого Кавказского хребта в междуречье рек Мзымта и Псоу. Территория вытянута вдоль побережья приблизительно на 8 км, простирается вглубь от берега на 0.8-2.0 км. (Рисунок 2.7а) и незначительно приподнята над уровнем моря, в среднем от 1.5 до 3 м. До 2007 года – начала строительства здесь объектов Олимпиады Сочи-2014, основными элементами ландшафта были болота и поля (Рисунок 2.7б). Подтопляемая территория, которая находилась в основном в центральной части низменности, занимала около 40% общей площади. Распространенные здесь слабые грунты: заторфованные глины,

переувлажненные супеси, пески, содержащие пылеватую фракцию, теряют при обводнении несущую способность, выдавливаются из под насыпных грунтов и сооружений, что может приводить к просадкам земной поверхности и сооружений.

Сельскохозяйственные угодья и болота неблагоприятны для применения РСА-интерферометрии, вследствие низкой отражательной способности и, как следствие, плохой когерентности снимков при повторных съемках, поэтому в данной работе не анализировались радарные снимки за период до начала здесь строительных работ в 2007 году. Полный перечень радарных снимков, использованных при расчетах в данной работе, представлен в таблице 2.1.



Рисунок 2.7 – а. Район исследований (показан стрелкой). б. фото 2007 года в. фото 2019 года

Таблица 2.1 – РСА-снимки, использованные при расчетах

ALOS 588A	Envisat 35D	S-1A 43A	S-1B 43A	S-1A 123D
С 22.01.2007 по 17.09.2010 18 снимков	С 29.11.2010 по 23.03.2012 13 снимков	С 06.04.2015 по 21.04.2019 120 снимков	С 07.01.2017 по 7.04.2019 70 снимков	С 06.05.2015 по 23.12.2019 113 снимков

Обработка снимков производилась с использованием двух технологий, основанных на анализе серий радарных изображений (MT-InSAR): метода малых базовых линий (SBAS, [104]) в пакете ENVI SARscape v.5.3.1 и технологии устойчивых отражателей PSInSAR в свободном пакете StaMPS/MTI v.4.1b [105, 106]. Имеющаяся в нашем распоряжении к середине 2020 года версия ENVI SARscape v.5.3.1 не позволяет обрабатывать снимки со спутника S-1B. Поэтому для периода 2015-2019 в пакете ENVI SARscape обрабатывались снимки только S-1A, а в пакете StaMPS/MTI – снимки S-1A и S-1B совместно. Для StaMPS/MTI подготовка интерферограмм снимков ALOS-1 и ENVISAT производилась в свободном пакете DORIS v.4.02, а снимков Sentinel-1 - в

свободном пакете SNAP v.7. При вычитании топографической фазы использовалась цифровая модель рельефа SRTM v.4. Снимки S-1 были разделены для расчетов на две серии 06.04.2015-22.09.2017 и 04.10.2017-17.12.2019. Это позволило ускорить процесс подбора параметров обработки и уменьшить время вычислений.

Построены карты смещений поверхности для периодов, соответствующих сериям снимков. Вертикальные смещения (оседания) рассчитаны в предположении, что в данном случае горизонтальные смещения малы, а смещения в направлении визирования спутника (LOS) обусловлены в основном вертикальными движениями, т.е. являются проекцией вертикальных смещений на направление LOS. Для учета горизонтальных смещений необходимо применение специальных технологий [101]. Обработка снимков с привлечением двух технологий с разными алгоритмами обработки делает возможным кросс-валидацию результатов. Для всех выявленных зон оседания построены графики временных серий вертикальных смещений поверхности, которые позволяют выделять периоды стабильности и переменных скоростей оседания, сопоставлять их с проводимыми строительными работами.

2.2.3 Результаты изучения смещений земной поверхности

На современной карте вертикальных смещений поверхности, построенной по снимкам со спутника Sentinel-1A за период 2017-2019гг, на территории Имеретинской низменности было выделено шесть основных областей просадок (Рисунок 2.8). Максимальные величины просадок за эти два года достигают 15 см.

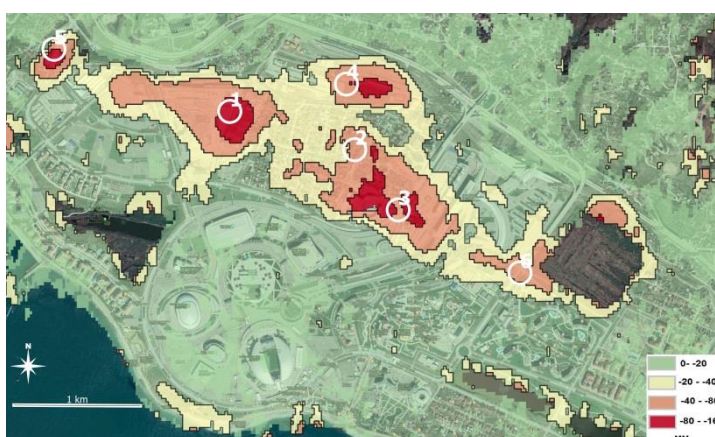


Рисунок 2.8 – Карта современных вертикальных смещений поверхности (за два года), построенная с использованием снимков спутника Sentinel-1A (SBAS ENVI SARscape) трек 43A 2017-2019. Цифрами обозначены выделенные зоны просадок, а кругами - области, для которых построены графики временных серий (см. ниже).

Динамика оседания во времени этих зон была исследована по временным сериям, построенным с привлечением снимков, сделанных последовательно со спутников ALOS (18 снимков-2007-2010), Envisat (12 снимков-2011-2012) и Sentinel-1 А и В (более 300 снимков с восходящего и нисходящего треков 2015-2019). Результаты, полученные при обработке снимков по методу SBAS в пакете ENVI SARscape v.5.3.1 и PS StaMPS/MTI v.4.1b отличаются незначительно, поэтому в данной работе мы приводим карты скоростей деформаций поверхности, построенные только в пакете ENVI SARscape (Рисунок 2.9). Синтез результатов, полученных с использованием обоих алгоритмов, приведен в следующем разделе (Рисунок 2.13).

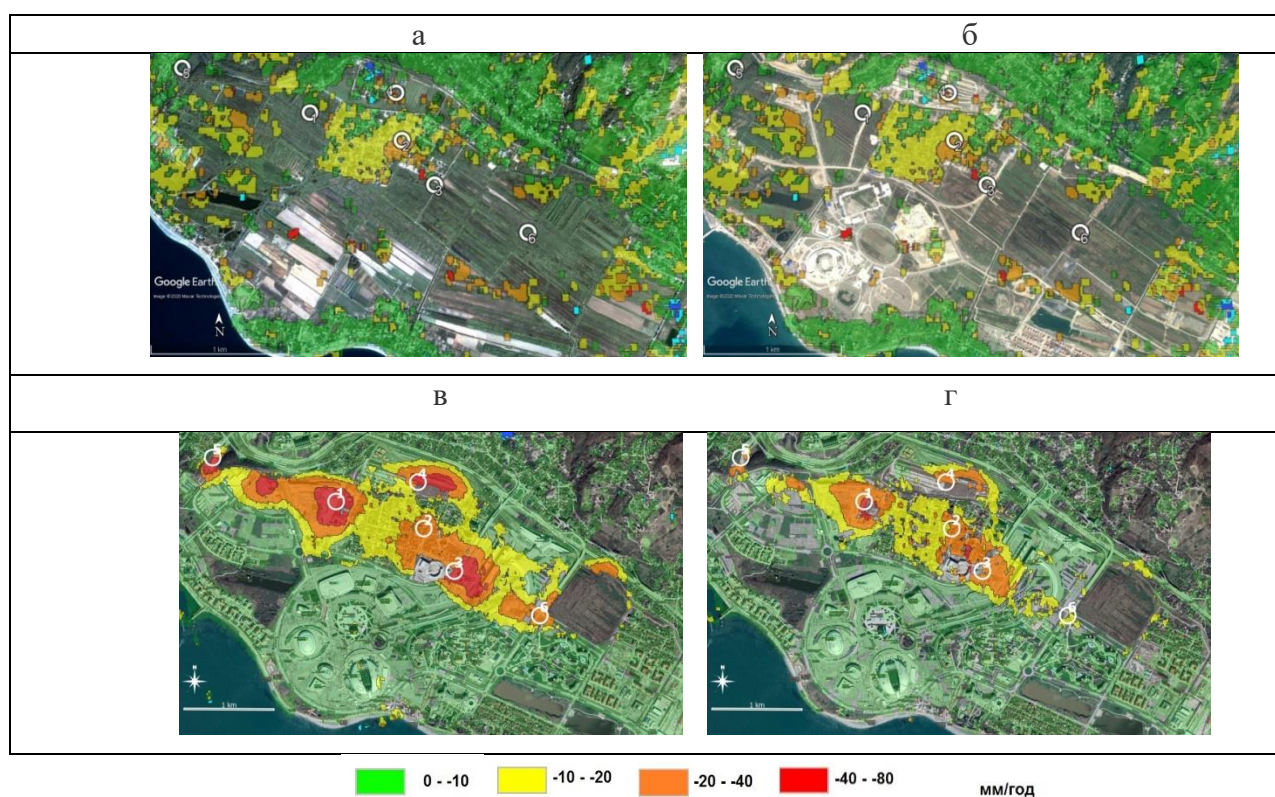


Рисунок 2.9 – Карты средних скоростей вертикальных смещений на снимках Google Earth 2007г. (а), 2010 г. (б), 2017 (в), 2019 (г), полученные в результате расчетов методом SBAS в пакете ENVI SARscape по PCA-снимкам со спутников: а. ALOS 2007-2010 трек 588А ; б. , ENVISAT 2010-2012 трек 35D.; в. S-1A 2015-2017 трек 43А; г. S-1A трек 43А 2017-2019

Карты вертикальных скоростей смещений по снимкам со спутника S-1A (2015-2019) с восходящего (43А) и нисходящего (123D) треков практически не отличаются,

поэтому на Рисунке 2.9 представлены карты вертикальных смещений только по снимкам спутника S-1A с трека 43A. Сходство полей вертикальных смещений, рассчитанных по снимкам с восходящего и нисходящего треков, подтверждает правильность предположения о малой величине горизонтальной компоненты смещений.

На Рисунке 2.10 представлены графики временных серий вертикальных смещений для характерных участков, отмеченных на Рисунках 2.8 и 2.9 белыми кружками.

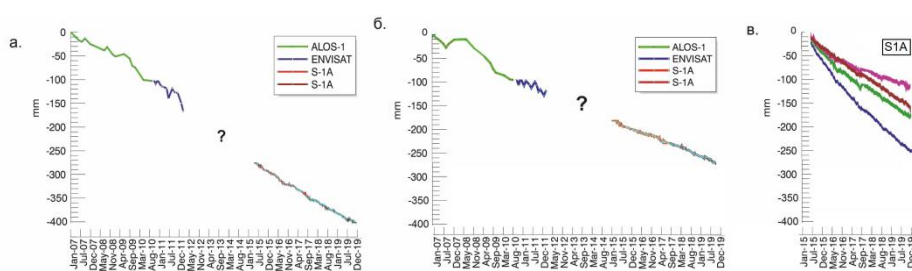


Рисунок 2.10 – Графики временных серий вертикальных смещений для участков оседания, обозначенных на Рисунке 2.8 и 2.9 белыми кружками и цифрами: а) 2, б) 4, в) 1 (синий), 3(зеленый), 5(коричневый), 6(сиреневый).

Представленные на Рисунке 2.10 графики скомпилированы по результатам расчетов для всех наборов снимков. На период с 2012 по 2015 снимки этой территории отсутствуют (знаки вопроса на графиках Рисунков 2.10 а и б). На участках 1, 3, 5, 6 до 2012 года отражатели радарного сигнала не были идентифицированы (Рисунок 2.9а и б). Это была неосвоенная территория, где строительство началось позже, поэтому графики временных серий на рисунке 2.10в начинаются только с 2015 года.

2.2.4 Интерпретация результатов

По картам скоростей вертикальных смещений (Рисунок 2.9) видно, что за весь период 2007-2019 получить данные о скоростях вертикальных движений на территории выделенных современных зон оседания 1 - 6 удалось только на участках 2 (п. Мирный) и 4 (ж/д узел на ул. Насыпная). На остальных участках вертикальные движения зафиксированы только после начала строительных работ. В п. Мирный и до 2007 года существовала плотная индивидуальная застройка, что обеспечивало устойчивое отражение радарного сигнала при съемке со спутника ALOS-1 в 2007-2010 гг. График временной серии в районе ул. Кувшинок представлен на Рисунке 2.10а. В период 2007-2009гг. скорость оседания была в среднем около 30 мм/год, причем до лета 2008 года скорость была ниже среднего значения, а с лета 2008 года – выше. В это время началась

реновация поселка. На смену старым постройкам были возведены двух-трех этажные дома и отели. Средняя скорость оседания с лета 2008 года повысилась здесь до 40-50 мм/год. За период 2015-2019 суммарное вертикальное смещение на этом участке составило около 120 мм, т.е. величины скорости оседания вернулись к значениям, которые были до начала строительства (около 30 мм/год). Полагая эту величину такой же и в период 2012-2015гг., на который снимки отсутствуют, можно предположить, что максимальное общее оседание на участке 2 за весь временной интервал 2007-2019 составляет порядка 400 мм. Уровень грунтовых вод в п. Мирный находится очень близко к поверхности, вдоль улиц проложены дренажные канавы (Рисунок 2.11а), повсеместно видны следы многократных ремонтов дорожного полотна (Рисунок 2.11б).



Рисунок 2.11 – Фото дренажной канавы (а) и участков ремонта дорожного полотна (б) с выступающими над поверхностью земли канализационными люками на ул. Кувшинок (п. Мирный). (в) фото дренажного канала вблизи ул. Журналистов.

На участке 4 (ул. Насыпная, график временной серии на Рисунке 2.10б) оседание началось летом 2008 года, и до осени 2009 года скорость его была приблизительно такой же, как и на участке 2 в этот же период времени, т.е. примерно 40-50 мм/год. Потом скорость снизилась до 25-30 мм/год и оставалась на этом уровне в течение 2015-2019 гг. Полагая, как и на участке 2, в период отсутствия снимков 2012-2015 гг. скорость оседания неизменной и равной величинам скорости до и после этого временного интервала, т.е. порядка 25 мм/год, оценка общего оседания на участке 4 за весь период наблюдений 2007-2019 составляет около 300 мм.

Как уже отмечалось выше, для участков 1, 3, 5, 6 удалось построить графики временных серий только по данным S-1, начиная с 2015 года (Рисунок 2.10в). До 2012 года эта территория характеризовалась слабым отражением радарного сигнала, а на временной интервал 2012-2015гг. – радарные снимки этой территории отсутствуют.

Максимальное устойчивое оседание за период 2015-2019 гг. отмечено на участке 1 (ул. Журналистов) - около 250 мм. Этот максимум зафиксирован в непосредственной

близости от стройплощадки между ул. Журналистов и ул. Кленовая, где производится в больших объемах экскавация грунта. Фото дренажного канала (Рисунок 2.11в), в который упирается ул. Журналистов, иллюстрирует высокую обводненность на этом участке. Кроме того, здесь отмечается несовпадение значений вертикальных смещений по данным с восходящего и нисходящего треков. Вероятной причиной этого могут быть подвижки водонасыщенных грунтов в сторону котлована, т.е. появление значимой горизонтальной компоненты смещений.

Участки 3 и 5 (ул. Триумфальная) характеризуются достаточно равномерным оседанием с величинами соответственно около 180 и 160 мм за четыре года (вертикальные скорости смещений порядка 45 и 40 мм/год соответственно). На участке 6 наблюдается выполаживание кривой вертикальных смещений, начиная с 2017 года, т.е. уменьшение скорости оседания приблизительно с 40 до 20 мм/год.

Анализируя карты средних скоростей вертикальных смещений (Рисунок 2.9в,г) можно заключить, что области оседания в период 2017-2019 занимают меньшие площади, чем в 2015-2017. Поскольку оседание непосредственно связано с обводненностью грунтов, мы проанализировали выпадение осадков в период 2015-2019 по данным метеостанции Сочи (Рисунок 2.12).

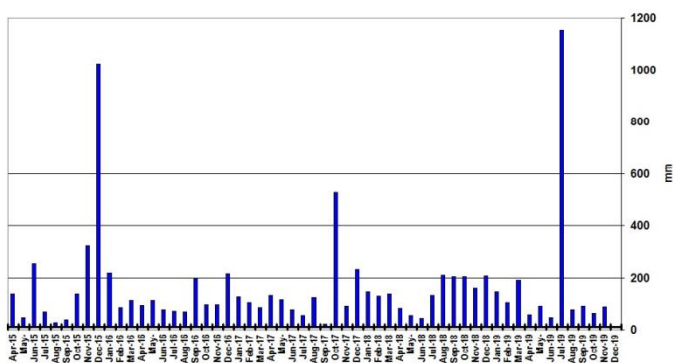


Рисунок 2.12 – Среднемесячное количество осадков за период 2015-2019 по данным метеостанции Сочи (http://meteocenter.net/37171_fact.htm)

Из графика на Рисунке 2.12 следует, что общие количества осадков за периоды с апреля 2015 по ноябрь 2017 г. и с ноября 2017 по декабрь 2019г. различаются незначительно. Следовательно, уменьшение площадей, где наблюдаются опускания, за период 2017-2019 гг. по сравнению с периодом 2015-2017гг., скорее всего, не связано с величиной выпавших осадков. При этом отмеченное уменьшение площадей оседающих территорий в 2017-2019гг. по сравнению с 2015-2017гг. не сопровождается уменьшением

величин оседания на всех участках, для которых построены графики временных серий, кроме участка 6 (Рисунок 2.10). Возможным объяснением этого факта может быть снижение со временем общей обводненности исследуемой области. В то же время вертикальные деформации на отдельных участках, где зафиксированы более высокие по сравнению с окружающими территориями значения опусканий, очевидно, обусловлены локальными причинами (экскавация грунта, работа дренажных систем и пр.).

Обработка серий снимков с помощью двух различных алгоритмов: SBAS ENVI SARscape и PS StaMPS/MTI, изменение количества снимков в сериях и временных интервалов, к которым относятся эти серии, а также анализ снимков с восходящего и нисходящего треков, позволило произвести кросс-валидацию полученных результатов. В качестве примера на Рисунке 2.13 показан фрагмент наложения двух карт средних скоростей смещений в направлении LOS, полученных в результате обработки серий снимков со спутника S-1A за период 2017-2019 (67 снимков SBAS ENVI SARscape) и спутников S-1A и B за период 2018-2019 (33 снимка PS StaMPS/MTI).



Рисунок 2.13 – Фрагмент наложения карт средних скоростей вертикальных смещений в направлении LOS по 67 снимкам S-1A за период 04.10.2017-17.12.2019 (SBAS ENVI SARscape) (сплошным цветом) и 33 снимкам со спутников S-1A и B за период 05.10.2018-27.04.2019 (PS StaMPS/MTI) (точки).

Важно, что основные участки оседания в центральной части исследуемой области (1, 2, 3, 4) хорошо видны на обеих картах (Рисунок 2.13), полученных с помощью двух вышеуказанных технологий, хотя конфигурации этих областей, совпадают не точно. Отчасти эти несовпадения обусловлены разными временными интервалами, к которым относятся карты. Но, кроме того, устойчивые отражатели PS, идентифицированные методом StaMPS/MTI в этом случае привязаны к строительным объектам, а метод SBAS ENVI SARscape позволяет также получать информацию и по распределенным

отражателям на природных ландшафтах, где PS не идентифицируются. В данной ситуации использование технологии PS StaMPS/MTI позволяет получать более детальную информацию об оседании сооружений, а SBAS ENVI SARscape - более полную пространственную информацию об оседании территорий. Принципиальное совпадение двух вышеописанных результатов является свидетельством их достоверности.

Полученные нами результаты хорошо согласуются с наземными данными. Так, например, в районе строящегося Медицентра (ул. Журналистов), где по РСА-интерферометрии отмечена зона максимального оседания, по материалам, приведенным в работах [107,108], отмечалось формирование осадок насыпных грунтов по автодорогам и планировочным насыпям. Все выделенные нами по спутниковым данным зоны осадок находятся в центральной части Имеретинской низменности, где согласно карте инженерно-геологического районирования [109] расположены лагунные отложения со значительной долей слабых грунтов.

2.2.5 Выводы

Полученные результаты показывают, что методы РСА-интерферометрии позволяют с высокой степенью детальности анализировать динамику оседания территории Имеретинской низменности за последние 12 лет, т.е. с момента предшествующего началу освоения этой территории и до настоящего времени. Также становится возможным проводить контроль мероприятий по дренажу территории, консолидации грунтов и укреплению фундаментов зданий и сооружений. Полученные карты смещений хорошо согласуются с наземными данными. Идентифицированные осадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии. Этот метод не требует больших финансовых затрат, его результаты могут быть проинтерпретированы совместно с данными наземной и спутниковой геодезии.

Применены две технологии обработки РСА снимков: PS StaMPS/MTI и SBAS ENVI SARscape. Показано, что для района исследований технология PS StaMPS/MTI дает более детальную информацию об оседании сооружений, а SBAS ENVI SARscape - более полную пространственную информацию об оседании незастроенных ландшафтов. Принципиальная согласованность результатов по двум различным технологиям подтверждает их достоверность.

2.3 Развитие геодинамической модели формирования пассивных континентальных окраин

2.3.1 Описание модели

Повторим кратко основные принципы, на которых основана наша модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли. В модели предполагается, что движения в литосфере и астеносфере связаны с восстановлением механического и термического равновесия, нарушенного на активной тектонической стадии под действием внешних сил (внутриплитных и/или мантийных, приложенных к нижней границе модели). Для исследования этих движений мы усовершенствовали термомеханическую модель эволюции поверхностной оболочки, предложенную в работах [110,111]. В этих работах рассмотрена поверхностная оболочка Земли, включающая осадочный слой, литосферу и астеносферу, ниже которой располагается слой верхней мантии. Для описания медленных региональных деформаций этих слоев использована модель сжимаемой линейно вязкой жидкости; кровля и подошва астеносферы считается фазовой границей, совпадающей с заданной изотермой или Р-Т диаграммой; граничные условия на верхней границе модели включают математическое описание процессов осадконакопления и денудации. При задании граничных условий на подошве модели использована процедура асимптотической сшивки [112] модели поверхностной оболочки с глобальной конвективной моделью эволюции Земли, разработанной В.П. Мясниковым [см., например, 113].

В задаче вводится малый параметр $\varepsilon_0 = Ra^{-1/2} \approx 10^{-4}$, где Ra – число Релея [110], который используется для разложения компонент вектора скорости и компонент тензора напряжений в ряд по степеням ε_0 . Вязкость осадочного слоя и астеносферы полагается в $\varepsilon = \sqrt{\varepsilon_0}$ раз меньше, чем вязкость мантии: $\mu_{sed} = \mu_{asth} = \mu_m \cdot \varepsilon$. Вязкость литосферы напротив, полагается в ε раз больше вязкости мантии: $\mu_{lith} = \mu_m / \varepsilon$. В приведенных ниже примерах использовано значение $\varepsilon = 10^{-2}$, что приводит к обычным оценкам вязкости $\mu_m = 10^{23}$ Па·с, $\mu_{asth} = \mu_{sed} = 10^{21}$ Па·с и $\mu_{lith} = 10^{25}$ Па·с. При численных расчетах также полагалось, что процесс формирования тектонических структур включает несколько активных периодов, когда действуют внешние по отношению к рассматриваемой системе воздействия (сжатие или растяжение, инициированные движениями плит, воздействия со стороны подстилающей мантии и т.д.). Эти периоды характеризуются интенсивными тектоническими движениями, что приводит к нарушению механического и термического равновесия в поверхностной оболочке. Восстановление равновесия происходит во время

длительных «пассивных» стадий, когда внешние воздействия отсутствуют. Скорости тектонических движений на этих стадиях значительно меньше.

Качественный анализ полученных уравнений и результаты численных расчетов выявили следующие принципиальные особенности движений в поверхностной оболочке Земли.

1. Горизонтальная и вертикальная компоненты вектора скорости в литосфере и астеносфере складываются из двух компонент: движения, инициированные внешними силами, которые действуют на активных тектонических стадиях плюс движения, вызванные горизонтальными градиентами давления и возмущениями температуры (ее нестационарным распределением). Возмущения поля давления и температуры возникают на активных стадиях в результате действия внешних по отношению к рассматриваемой системе тектонических сил.

2. Изостатическая компенсация (равенство давления) в поверхностной оболочке Земли достигается на подошве астеносферы. Во всех численных примерах в начальный момент времени поверхностная оболочка находилась в состоянии полного равновесия (рельеф всех слоев горизонтальный, распределение температуры – стационарное). Растяжение или сжатие под действием внешних сил нарушает термическое и механическое равновесие в поверхностной оболочке, в результате чего возникают круговые конвективные течения в ее наиболее подвижной части - астеносфере. Характер конвективных течений зависит от мощности и вязкости литосферы и астеносферы, изменения плотности слоев с глубиной, горизонтальных размеров областей растяжения и сжатия, т.е. горизонтальных градиентов давления.

Конвективные течения особенно чувствительны к вертикальному градиенту плотности в астеносфере [114]. Если плотность в астеносфере с глубиной не убывает, конвективные течения в ней организуются таким образом, что они вызывают на поверхности литосферы дополнительное погружение в областях растяжения (осадочных бассейнах) и дополнительное поднятие в областях сжатия (в орогенах) в течение длительного времени после прекращения внешних воздействий. Поскольку с течением времени распределение температуры и, следовательно, плотности в литосфере и астеносфере меняются, конвективные движения могут перестраиваться, создавая, например, растяжение в компрессионных орогенах (тафрогенная стадия по В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе [115]) или сжатие в областях растяжения (инверсия в осадочных бассейнах). В любом случае, конвективные течения в астеносфере приводят к тому, что строение

поверхностных структур усложняется. Один из примеров - погружение на периферии компрессионного орогена (предгорные прогибы) [116,117].

2.3.2 Новая модификация модели

По сравнению с более ранними версиями модели, нами были введены следующие усовершенствования.

1. При описании эволюции астеносферного слоя использованы результаты выполненного в лаборатории 502 в предыдущие годы анализа работ, по формированию астеносферы, как слоя пониженной вязкости. Такое описание необходимо для того, чтобы в процессе численного счета учесть смещение кровли и подошвы астеносферы в зависимости от изменения поля температуры и давления. В процессе эволюции тектонических структур может происходить существенное изменение мощности астеносферного слоя, вплоть до его полного исчезновения под кратонами. Изменение мощности астеносферного слоя, в свою очередь, существенно меняет характер маломасштабной конвекции в астеносфере. Согласно полученным нами ранее результатам [116-118], маломасштабная конвекция является важным тектоническим процессом, который вносит существенный вклад в формирование таких структур как осадочные бассейны на пассивных континентальных окраинах и в предгорных прогибах, а также поднятий на флангах континентальных рифтов.

Для описания положения кровли астеносферы во многих численных моделях используется изотерма в интервале температур от 1000°C до 1300°C , влияние давления не учитывается. Вопрос о положении подошвы астеносферы остается почти не разработанным. В новой геодинамической модели заложено такое описание астеносферы, при котором ее кровля и подошва, а, следовательно, и ее мощность, изменяются в зависимости от РТ условий.

Согласно современным данным, температура солидуса мантийных пород зависит от давления и состава пород, но слабо зависит от вариаций состава перидотитов, которые, как полагают, являются основным породообразующим минералом мантии. При нормальном давлении перидотит начинает плавиться при температуре около 1130°C в отсутствие воды и других летучих компонентов (см., например, [119]), при этом температура солидуса возрастает с глубиной примерно до 1430°C на глубине в 100 км, где давление составляет примерно 3 ГПа. Наличие воды даже в небольшом объеме существенно меняет ситуацию. Содержание воды на уровне 0.1% при нормальном давлении понижает температуру солидуса до 1070°C , при этом, что крайне важно,

температура солидуса убывает с глубиной, достигая минимума в 970-1000⁰С при давлении в 3 ГПа. Далее с ростом давления температура солидуса начинает возрастать с той же скоростью, что и при отсутствии воды. При более высоком содержании воды, температура солидуса становится еще меньше [120]. В зависимости от содержания воды, температура солидуса на глубине зоны малых скоростей может меняться на 300–400⁰С. Аналогичные эффекты создает и присутствие CO₂.

В работе [121] приведены данные для наклона фазовой диаграммы для различных мантийных пород и различных глубин (Таблица 2.2).

Таблица 2.2 – Наклон фазовой диаграммы по работе ([121, табл. 4.14).

Фазовый переход	Глубина (км)	dp/dT (МПа/К)
Olivine → β spinel	410	1.6
β spinel → γ spinel	500	4.3
γ spinel → perovskite	660	-2.5
Peridotite solidus (dry)	0–200	10
<u>Peridotite solidus (dry)</u>	200–400	3
<u>Peridotite solidus (wet)</u>	0–200	-40
γ -spinel solidus	500–660	
Perovskite solidus	700–1200	100
Perovskite solidus	1200–2900	40

Согласно этим данным температура солидуса перидотита, содержащего летучие компоненты, должна уменьшиться на глубине 200 км, относительно значения на поверхности на 165⁰.

2. При описании процессов массопереноса на дневной поверхности было использовано уравнение эволюции верхней границы модели (дневной поверхности), предложенное в работе [122] и модифицированное для описания пассивных континентальных окраин в работе [123]. Уравнение имеет вид:

$$\frac{\partial \zeta_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial \zeta_s}{\partial x} = W_s + \varphi(x, t) + \lambda \frac{\partial^2 \zeta_s}{\partial x^2}, \quad (50)$$

где $\zeta_s(x, t)$ рельеф верхней границы модели (дневная поверхность или дно океана), u_s , W_s - горизонтальная и вертикальная компоненты скорости на поверхности осадочного слоя, λ - скорость денудации, $\varphi(x, t)$ - функция, описывающая процесс добавления или

выноса материала. Последний член в уравнении (50) описывает перераспределение материала по поверхности модели. Скорость выравнивания рельефа определяется величиной коэффициента λ , при этом баланс массы сохраняется. Функция $\varphi(x,t)$ тоже может описывать процесс перераспределения материала или выравнивания верхней границы модели.

Для пассивных континентальных окраин важно учесть, что осадочные слои формируются как за счет отложения органогенного осадочного материала, который осаждается в пределах всего морского бассейна, т.е. при $\zeta_s(x,t) < 0$ (вертикальная ось направлена вверх), так и за счет сноса терригенного материала с суши. Терригенный материал отлагается в прибрежной зоне и его количество убывает с удалением от береговой линии. Для функции $\varphi(x,t)$ мы задали следующее уравнение:

$$\varphi(x,t) = \begin{cases} \varphi_0 & \zeta_s \geq 0 \\ \varphi_1 + \varphi_2 * \exp(-c \cdot (x - x_{sl})) & \zeta_s < 0 \end{cases} \quad (51)$$

Здесь φ_0, φ_1 - скорость осадконакопления на континенте и в открытом океане, соответственно, φ_2 - скорость осадконакопления в прибрежной зоне, которая экспоненциально убывает с удалением от береговой линии (координата береговой линии x_{sl}). К уравнению (51) добавляется логический блок, для того, чтобы экспоненциальное убывание применялось только к морскому бассейну, а не ко всем локальным понижениям рельефа. В зависимости от величины скорости осадконакопления в прибрежной зоне φ_2 и значения параметра c в показателе экспоненты, характеризующем гидродинамическую активность бассейна (дальность разноса поступающих с суши терригенных осадков), должны возникать более обширные и пологие пассивные окраины или окраины с резким переходом к абиссали и малым объемом осадков (*starved* – «голодные» окраины, в английской терминологии). Кроме того, изменения этих параметров во времени, а также изменения уровня океана, которые легко заложить в уравнение (51) должны создавать сложные соотношения слоев в разрезе, что является предметом сейсмостратиграфических исследований. Различные формы этой функции были рассмотрены в опубликованной в 2019 г. работе авторов отчета [124].

Полученная в результате система уравнений включает уравнения движения, уравнения для границ модели, уравнение энергии (теплопроводности) с учетом тепломассопереноса, уравнение состояния. Эта система нелинейных дифференциальных уравнений решается численно. Программное обеспечение включает процедуры: расчета

полей скоростей, температуры и плотности; рельефа вещественных и фазовых границ; вспомогательные процедуры, которые позволяют, в частности, следить за условиями формирования (фациальным составом) формирующихся осадочных пород и строить кривые тектонического погружения. Также имеется процедура расчета гравитационных аномалий. Все это позволяет выполнять детальное сопоставление со всем имеющимся комплексом геологических и геофизических данных, а также решать обратные задачи по интерпретации данных в рамках геодинамических моделей.

2.3.3 Примеры численных расчетов и их обсуждение

На рисунке 2.14 представлен один из первых тестовых примеров моделирования с определением положения кровли и подошвы астеносферы по фазовой диаграмме плавления перидотита для активных тектонических областей, где можно предположить наличие флюидов в породах подлитосферной мантии. Начальная температура имеет адиабатический градиент ниже кровли астеносферы. Для этого при расчете стационара теплопроводность в астеносфере была увеличена на порядок. Далее во всех слоях модели была задана кондуктивная теплопроводность, тепловой поток на подошве модели 30 мВт/м^2 . К модели не было приложено никаких внешних тектонических сил. Исследовалось изменение поля температуры в погранслое и смещение кровли и подошвы астеносферы во времени. При заданных параметрах в астеносфере развивается маломасштабная конвекция, но тем не менее при тепловом потоке 30 мВт/м^2 погранслоем постепенно остывает.

Расчеты выполнены для фазовой кривой, имеющей минимум на 100 км (красные ломаные линии на рисунок 2.14). По мере остывания погранслоя кровля астеносферы смещается вниз, конвективный теплоперенос в астеносферном слое ослабевает, поэтому скорость остывания погранслоя увеличивается. К 50 млн. лет глубина кровли астеносферы превосходит 200 км .

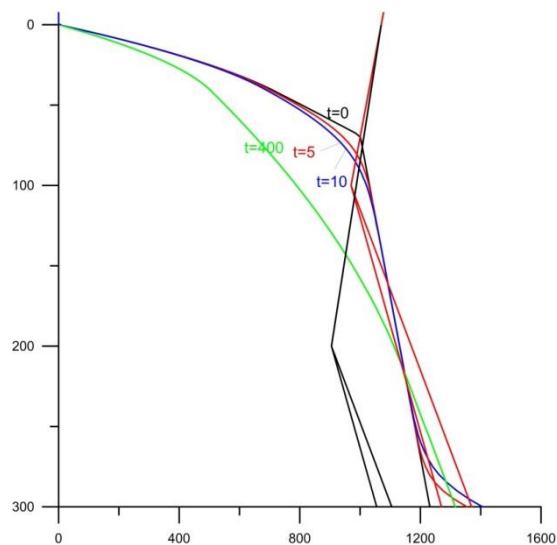


Рисунок 2.14 – Изменение глубины астеносферного слоя в процессе остывания литосферы. Две красные ломаные линии – температура солидуса перидотита, содержащего флюид, с минимумом температуры плавления на 100 км. Ниже 100 км использован температурный градиент 1.5 и 2.0 °С/км. Две черные ломаные кривые – тоже, с минимумом температуры плавления на 200 км и наклоном фазовой диаграммы -40 МПа/К [121]. Черная кривая – геотерма при $t=0$, красная кривая -через 5 млн. лет, синяя – через 10 млн. лет, зеленая -400 млн. лет .

Отметим еще раз, что эти результаты получены при минимуме температуры плавления на 100 км. Если использовать фазовую диаграмму для флюидосодержащего перидотита, приведенную в табл. 2.2, то подошва астеносферы будет находиться на существенно меньшей глубине и остывание погранслоя будет происходить медленнее. Тут большую роль играет величина теплового потока из мантии.

Также важным является распределение плотности в погранслое с глубиной. С глубиной давление растет, что приводит к увеличению плотности, но и температура растет, что уменьшает плотность. Коэффициенты изотермической сжимаемости и объемного расширения зависят от минералогического состава пород, поэтому даже при однородном составе астеносферы и мантии однозначно определить изменение плотности с глубиной не удастся. Мы выполнили серию численных расчетов при различных распределениях плотности с глубиной. Результаты показывают, что характер маломасштабной конвекции меняется, что влияет на строение поверхностных структур. При нулевом градиенте плотности астеносферы с глубиной осадочный бассейн немного

расширяется за счет отступления береговой линии на сушу (рисунок 2.15А). При отрицательном градиенте плотности астеносферы с глубиной маломасштабная конвекция развивается более интенсивно (рисунок 2.15Б), что приводит к поднятию суши и смещению береговой линии в сторону морского бассейна.

Наблюдаемое на рисунке 2.15 Б несогласное залегание осадочных слоев обычно интерпретируется в сейсмостратиграфии как понижение уровня мирового океана. Также сложные соотношения слоев возникают при изменении объема поступающего осадочного материала. Суть в том, что каждому набору параметров (φ_0, φ_1, c) в уравнении (51) соответствует свой установившийся профиль континентального шельфа и склона. При изменении этих параметров во времени залегание слоев становится несогласным. Так, при увеличении объема поступающего материала, новый слой перекрывает ранее сформированные слои на шельфе, при уменьшении объема материала новый слой формируется на континентальном склоне, ближе к подножию склона. К таким же соотношениям может приводить изменение уровня мирового океана.

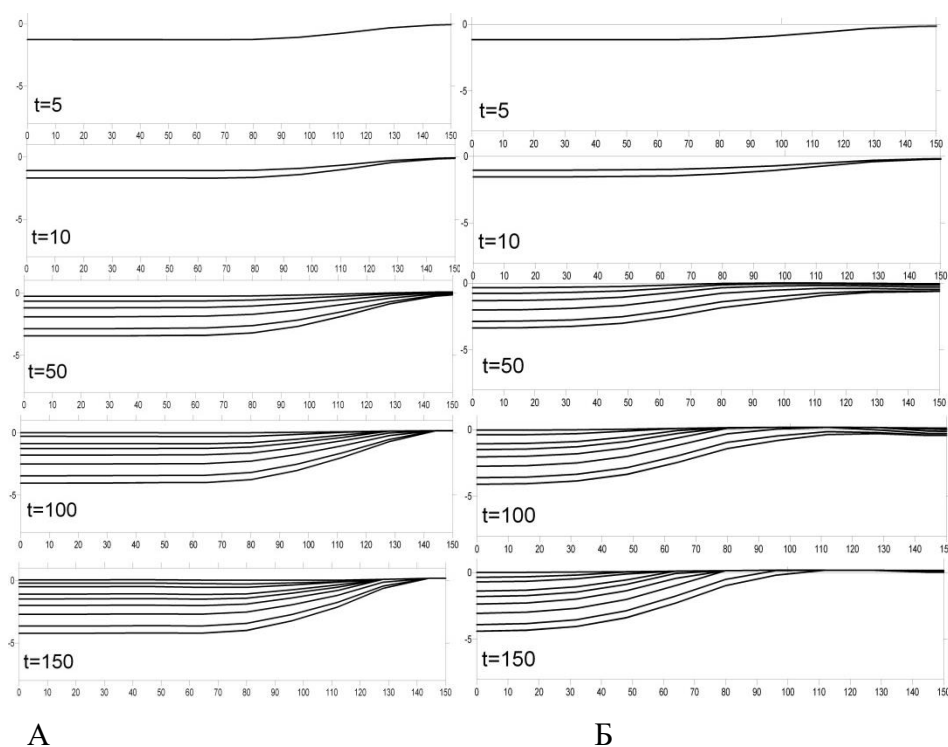


Рисунок 2.15 Моделирование эволюции осадочного бассейна в зоне растяжения литосферы при нулевом (А) и отрицательном, равном -0.01 г/см^3 на 100 км (Б) градиенте плотности в астеносфере с глубиной. По осям расстояние и глубина в км. На графиках указано время с начала расчета в млн. лет. В течение первых 5 млн. лет происходило растяжение при отсутствии осадконакопления. Центр области растяжения расположен в точке $x=0$, показана правая половина симметричной области.

Пример расчета эволюции областей растяжения и сжатия в поверхностной оболочке Земли приведен на рисунке 2.16. В данном примере на начальной стадии (первые 4 млн. лет) в области восходящего мантийного потока (центр этой области расположен справа) происходит растяжение, а в области нисходящего потока (центр области расположен слева в точке $x=0$, в обоих случаях показан центр симметричной области) происходит сжатие. Постепенно в астеносфере формируются две конвективные ячейки, одна на периферии области сжатия формирует предгорный прогиб. Вторая на периферии области растяжений формирует поднятие на краю осадочного бассейна. После 20 млн. лет конвекция существенно замедляется.

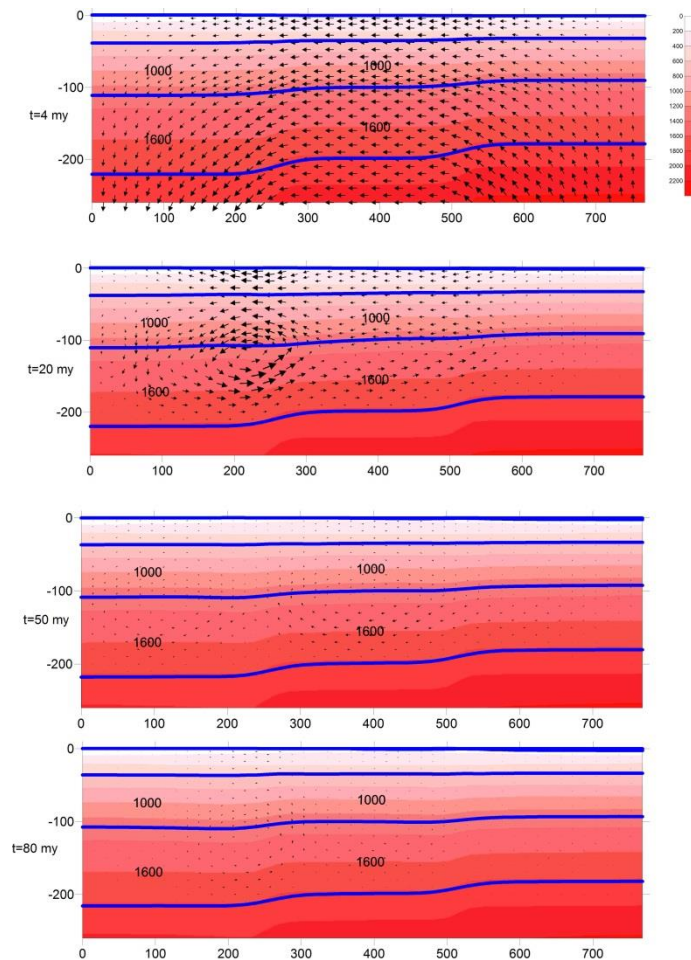


Рисунок 2.16 – Развитие маломасштабной конвекции при нулевом градиенте плотности с глубиной в астеносфере. В течение первых 4 млн. лет в области восходящего мантийного потока (центр этой области расположен справа) происходит растяжение, а в области нисходящего потока (центр области расположен слева в точке $x=0$, в обоих случаях показан центр симметричной области) происходит сжатие. Далее в астеносфере формируются две конвективные ячейки, одна на периферии области сжатия формирует предгорный прогиб. Вторая на периферии области растяжений формирует поднятие на краю осадочного бассейна. После 20 млн. лет конвекция существенно замедляется.

предгорный прогиб. Вторая на периферии области растяжений формирует поднятие на краю осадочного бассейна. Цветом показана температура в градусах С.

2.3.4 Выводы

Построенная модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли позволяет проводить моделирование широкого спектра тектонических структур, формирующихся под действием мантийных и внутриплитных воздействий. Нарушение механического и термического равновесия в поверхностной оболочке инициирует маломасштабную конвекцию в астеносфере, которая воздействует на литосферу и вносит существенный вклад в процесс формирования и эволюции тектонических структур.

Модель позволяет исследовать влияние распределения плотности в поверхностном погранслое, а также размеров областей растяжения – сжатия на характер маломасштабной конвекции в астеносфере. Модель процесса осадконакопления (51) позволяет исследовать взаимодействие конвекции и поверхностных процессов в процессе эволюции тектонических структур. На пассивных континентальных окраинах ширина прибрежной области, в которую выносятся осадочный материал, и объем этого материала определяют профиль зоны перехода континент - океан. Изменение объема материала и области его разноса во времени приводят к сложным соотношениям осадочных слоев. Возникающие структурные несогласия аналогичны тем, которые предполагаются в результате изменения уровня мирового океана. Это обстоятельство важно учитывать при реконструкции колебаний уровня океана.

Другие примеры расчетов были приведены в отчетах за предыдущие годы.

2.4 Геофизические поля, сейсмичность и разломная тектоника терско-каспийского прогиба

2.4.1 Введение

Восточное Предкавказье является высокосейсмичным регионом [125-129]. Изучение разломно-блоковой тектоники Терско-Каспийского прогиба (далее ТКП) по комплексу геолого-геофизических вносит вклад в изучение пространственно-временных закономерностей изменения сейсмичности, а также для решения вопросов ДСР. Разломная тектоника оказывает существенное влияние на пространственное размещение месторождений УВ, подземных вод и других полезных ископаемых.

2.4.2 Анализ аномального гравитационного и магнитного поля

Наблюденное гравитационное поле рассматриваемой территории характеризуется отрицательными значениями силы тяжести (рис.2.17). В восточной части территории ТКП на меридиане городов Грозный, Хасавюрт поле слабоградиентное, спокойное, с контурами замкнутых изолиний. На западе исследуемой территории наблюдаются местные изгибы изолиний и цепочка линейных аномалий гравитационного поля. На юге наблюдается значительная смена характера поля, обусловленная значительным повышением градиента гравитационного поля. Гравитационное поле в пределах южного борта ТКП осложнено интенсивными локальными аномалиями силы тяжести различной формы и ориентировки.

Аномальное магнитное поле, представленное на рис. 2.18, в отличие от гравитационного поля, имеет более спокойный характер, характеризуется наличием в центральной части исследуемого региона положительными значениями аномалий, именуемым Грозненским магнитным максимумом. Данный максимум имеет преимущественно широтную ориентировку и занимают большую часть площади ТКП. Положительные аномалии ΔT_a Грозненского магнитного максимума к северу и к югу плавно сменяются слабоинтенсивными отрицательными значениями аномального магнитного поля. Максимумы магнитного поля наблюдаются в западной части исследуемой территории к северу от г. Владикавказа, а также между гг. Грозный и Хасавюрт.

На юге наблюдаются ряд слабых отрицательных и положительных аномалий ΔT_a , вызванных, по всей видимости, влиянием интрузий, внедрившихся в зоны разломов.

Изучение разломно-блоковой тектоники ТКП базируется на результатах интерпретации исходных геофизических данных. Разрывные нарушения исследуемого региона являются основным фактором, обуславливающим сложный характер геофизических полей.

Разломные зоны ТКП характерно проявляются в потенциальных полях в виде осевых линий линейных гравитационных и магнитных ступеней, локальных аномалий обоих знаков, нарушений регулярного поведения изоаномал аномального гравитационного и магнитного полей. Информационность аномальных геофизических полей является весьма значительной.

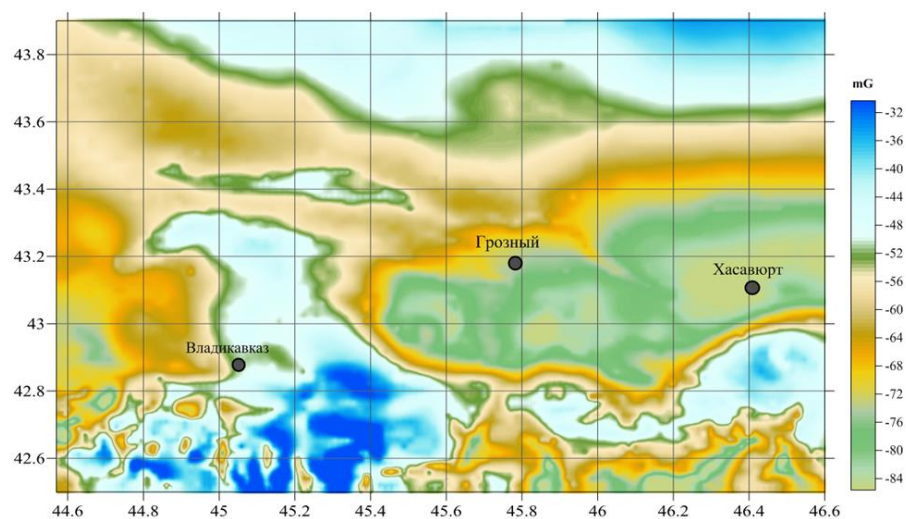


Рисунок 2.17 – Карта аномального гравитационное поля (Δg_a) ТКП

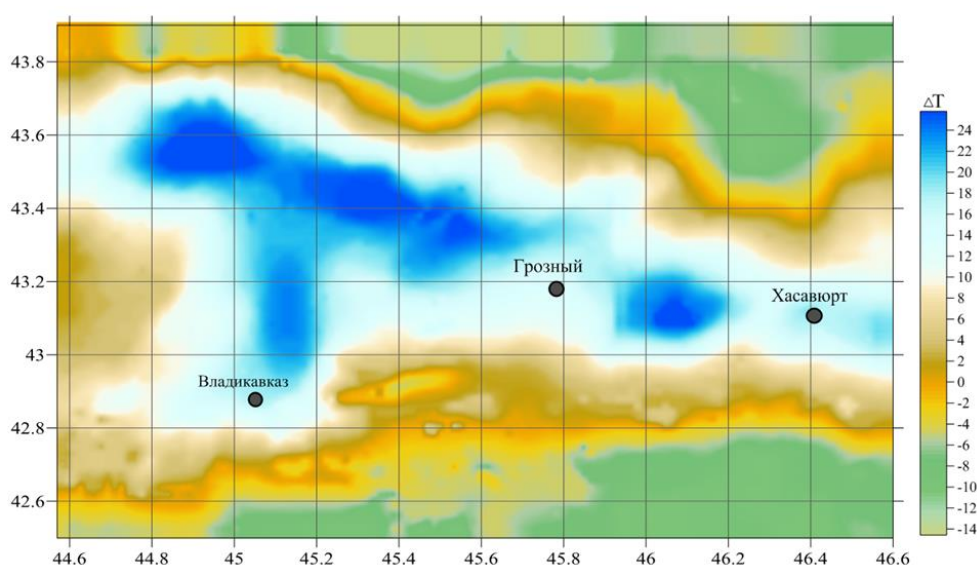


Рисунок 2.18 – Карта аномального магнитного поля (ΔT_a) ТКП

Выделяемые по геолого-геофизическим данным разломы служат границами платформ, краевых прогибов и межгорных впадин. На приподнятых крыльях таких флексур в ряде случаев располагаются валы и цепочки локальных структур.

На рис. 2.19 представлена карта локальных гравитационных аномалий с эпицентрами землетрясений ($K=10.0\div 16.0$), зарегистрированных в данном регионе в период с 1950 по 2020 гг. Отмечается приуроченность эпицентров к линейным локальным аномалиям обоих знаков и к зонам смены знаков аномалий, что подтверждает связь разломной тектоники и сейсмичности. На рис. 2.20 приведена карта сопоставления локальных магнитных аномалий и эпицентров землетрясений за указанный выше период.

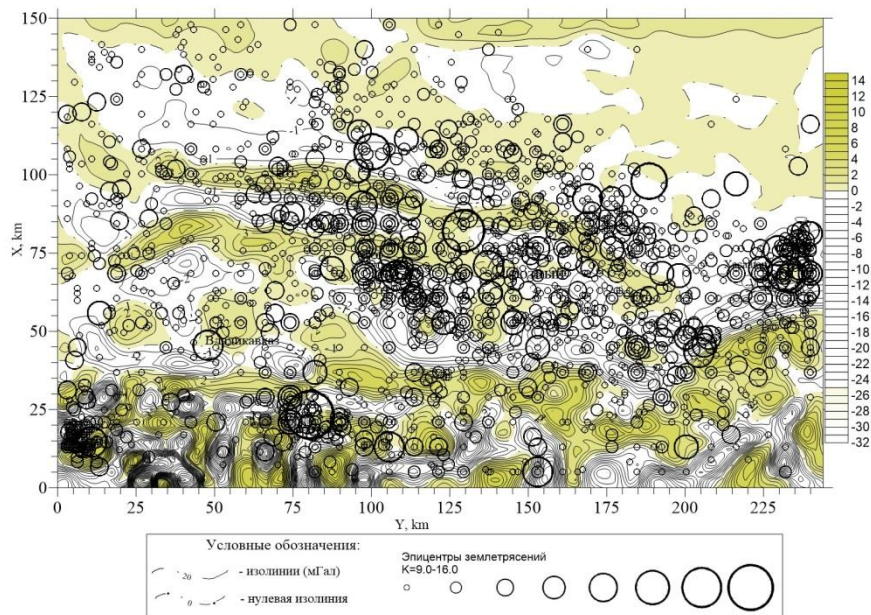


Рисунок 2.19 – Карта локальных гравитационных аномалий и эпицентров землетрясений.

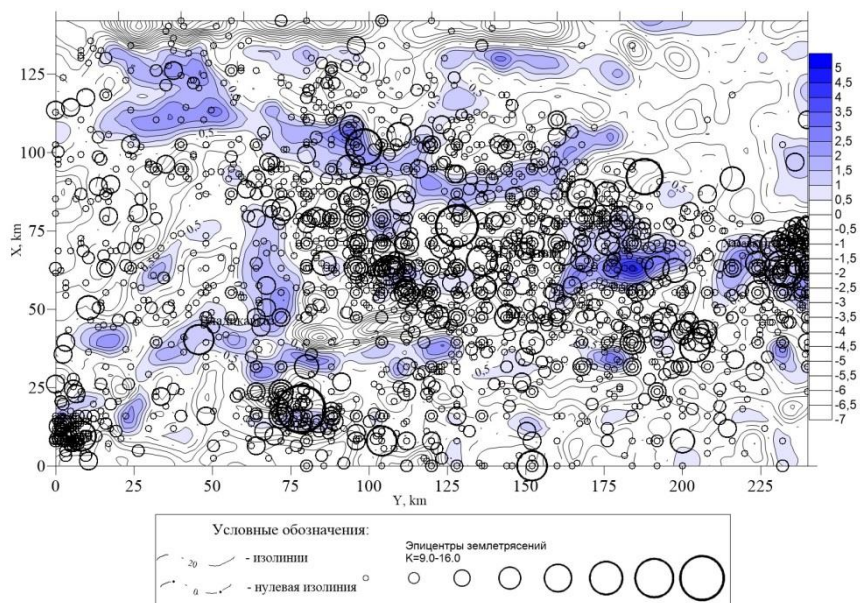


Рисунок 2.20 – Карта локальных магнитных аномалий и эпицентров землетрясений.

2.4.3 Сейсмичность и сейсмический режим региона

Северный Кавказ – наиболее сейсмоактивный регион европейской части России. В качестве основы анализа сейсмичности региона был использован специализированный каталог землетрясений ФИЦ ЕГС РАН (г. Обнинск), содержащий дату, время, географические координаты эпицентра, глубину гипоцентра, энергетический класс землетрясений и магнитуду. В регионе мониторинг сейсмичности ведется несколькими

организациями: Дагестанским филиалом ГС РАН; Лабораторией сейсмического мониторинга Кавминвод ГС РАН и Северо-Осетинским филиалом ГС РАН. На основе анализа перечисленных выше каталогов был составлен сводный каталог землетрясений с энергетическими классами от 9 до 16 в границах палетки с координатами 42,40÷44,00 С.Ш. и 44,00÷47,00 В.Д.

В восточной части Северного Кавказа, исследование проявлений сильнейших землетрясений с точки зрения геодинамики указывали на существование динамического взаимодействия между структурами верхних и нижних частей земной коры и, возможно, верхов мантии [127]. Такое взаимодействие прослеживается в Терско-Сунженской зоне и для менее значительных по магнитуде землетрясений. Известно, что при подготовке сильных землетрясений в процесс вовлекаются значительные объемы литосферы, блоки земной коры, которые, взаимодействуя, изменяют ход геодинамических процессов. Это находит отражение в пространственно-временном распределении слабой сейсмичности в области готовящегося землетрясения.

Перед Курчалойским землетрясением 11 октября 2008 г. в Терско-Сунженской сейсмогенной зоне были заметны некоторые особенности, имевшие место и перед другими землетрясениями в этой зоне [127, 130, 133, 134]. За 200 суток до основного толчка в будущей эпицентральной зоне произошло ощутимое землетрясение 31.03.2008 г. с $K=11,6$ со слабым афтершоковым процессом, реализованным в период с 31.03.2008 г. по 05.05.2008 г. За 86 суток до основного события на западном фланге очаговой области зафиксирован рой землетрясений с $K=7,6-8,3$.

Движение в очаге произошло под действием сил горизонтального сжатия, направленных в меридиональном направлении. Подобного типа механизм имела значительная часть афтершоков в течение первых трех суток. Однако почти чистый взброс сменялся на взброс со сдвиговой компонентой, в решении механизма очага со временем (первые три дня) все больше проявляется сдвиговая составляющая.

Полученные результаты находятся в соответствии с представлениями о возможной кинематике в очаге. Так, основное движение в главном событии связывается с движением по широтному Пшекиш-Тырныауз-Сунженскому глубинному разлому. Известен разлом антикавказской ориентации – Аксайский (Курчалойский), секущий Гудермесскую антиклиналь в зоне афтершокового облака. Гудермесской зоне ВОЗ свойственна взбросо-сдвиговая кинематика. Таким образом, основное движение в главном толчке связано с нодальной плоскостью широтной ориентации ($STR=285^\circ$ по GCMT) [127].

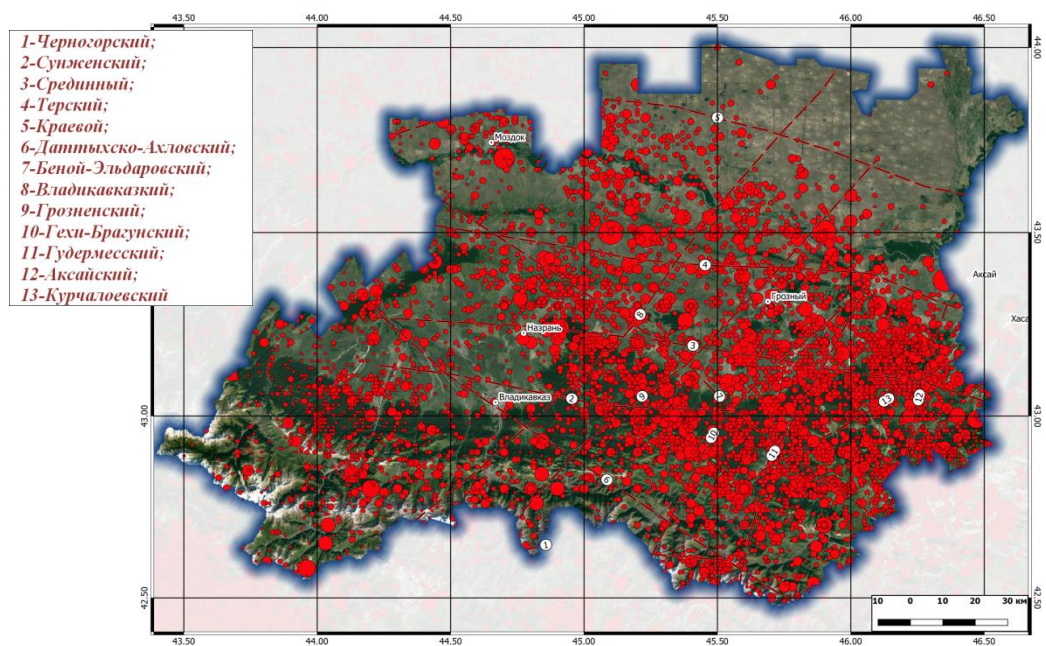


Рисунок 2.21 – Карта эпицентров землетрясений и глубинных разломов ТКП

$$K=7.0\div 16.0(\pm 0.5)$$

На рис. 2.22 приведена карта A_{10} для всей площади за расчетный период. На ней наблюдаются две отдельных друг от друга зоны с повышенной активностью, расположенные на северо-востоке и в центральной части, характеризующиеся высокой сейсмической активностью $A_{10}=2,1$ и $A_{10}=1,3$. Юго-восточная и северо-западная части менее активны по сравнению с перечисленными выше и соответственно равны – $A_{10}=0,3\div 0,7$ и $A_{10}=0\div 0,3$. Изолинии A_{10} проведены с 0 через 0,3. Постоянен в пространстве минимум значений $0\leq A_{10}\leq 0,5$, расположенный по периметру на карте A_{10} , он проявляется с устойчивой периодичностью по всей глубине исследования. Максимумы значений $0.6\leq A_{10}\leq 1,3$ и $0.6\leq A_{10}\leq 2,1$ расположены в центральной и восточной частях.

График повторяемости землетрясений (период 1950-2020 гг.) в первом приближении имеет прямолинейную форму. Здесь же приведена осредняющая прямая, полученная методом наименьших квадратов и характеризующая закон повторяемости землетрясений. Угловой коэффициент этого графика для землетрясений представительного класса с $K_p\geq 9$ равен $\gamma=0.5$. Графики изменения углов наклона повторяемости землетрясений показали, что в периоды изменений сейсмичности региона, значения углов наклона графика повторяемости подчиняются закону Гутенберга-Рихтера.

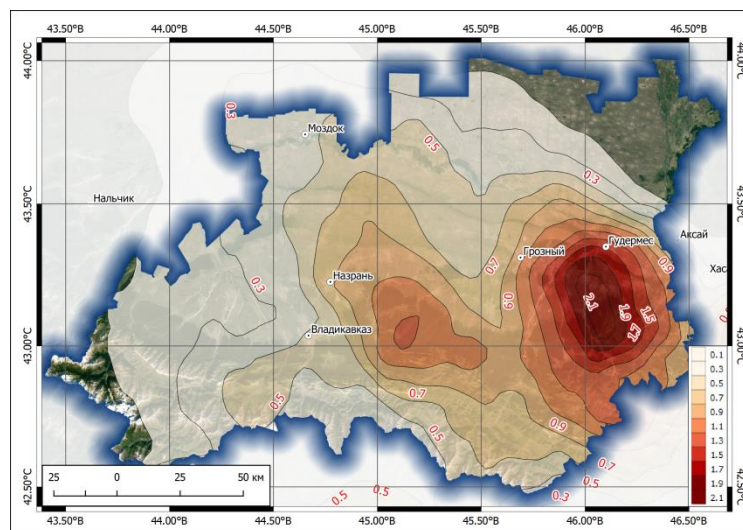


Рисунок 2.22 – Схема сейсмической активности A_{10} ТКП (период 1950-2020 гг.)

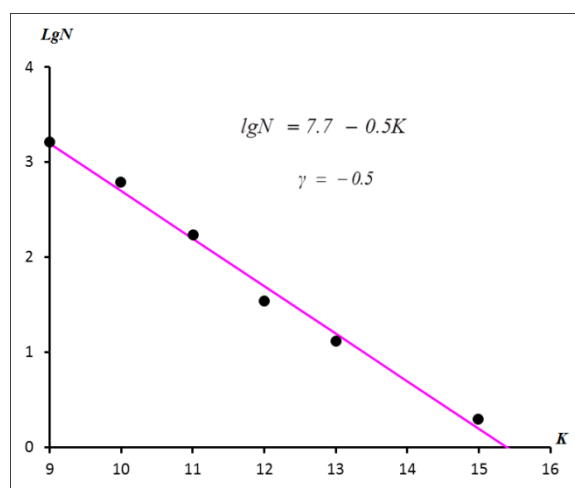


Рисунок 2.23 – График повторяемости землетрясений

2.4.4 Разломно-блоковая тектоника ТКП

Разрывные нарушения играют существенную роль в процессах формирования блоковых структур ТКП и в проявлении сейсмической активности региона. Анализ разломной сети ТКП показывает, что разрывные нарушения имеют различные направления и образуют систему определенных пространственно ориентированных структур (рис. 2.24).

Глубинные разломы, имеющие субширотное простирание (Краевой, Моздокский, Терский, Сунженский, Черногорский и др.), достаточно четко отображаются практически во всех наблюдаемых геофизических полях и обуславливают пространственное распределение эпицентров землетрясений.

Глубинные разломы субмеридиональной ориентировки (Ассинский, Аксайский и др.) отображаются в аномальном поле силы тяжести в виде смещения осей локальных аномалий и других признаков.

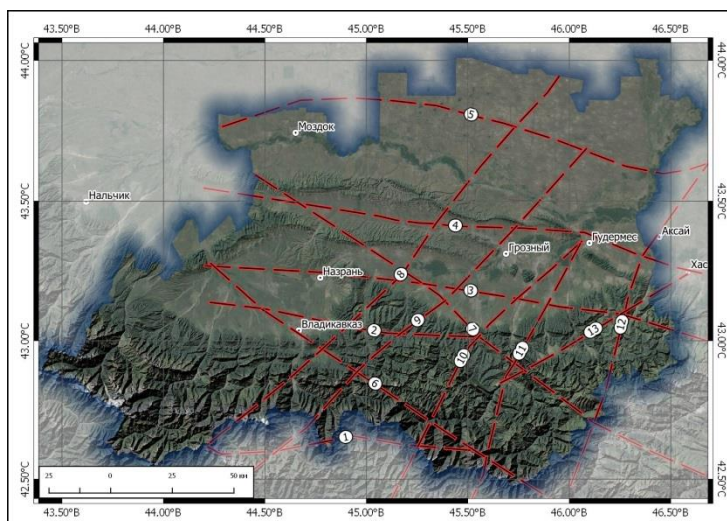


Рисунок 2.24 – Карта глубинных разломов ТКП

Условные обозначения: 1-Черногорский; 2-Сунженский; 3-Срединный; 4-Терский; 5-Краевой; 6-Даттыхско-Ахловский; 7-Беной-Эльдаровский; 8-Владикавказский; 9-Грозненский; 10-Гехи-Брагунский; 11-Гудермесский; 12-Аксайский; 13-Курчалоевский

Глубинные разломы северо-западного простирания (Гудермесский, Бенойско-Эльдаровский, Датыхско-Ахловский и др.) имеют явную морфологическую выдержанность, но, тем не менее, в наблюдаемых геофизических полях проявляются недостаточно четко и для их выделения необходимо использовать специальные методы интерпретации. Гехинско-Брагунский и др. глубинные разломы имеют диагональное, северо-восточное простирание.

На рис.2.25 приведена карта эпицентров землетрясений ($K=10.0\div 16.0$) и глубинных разломов ТКП.

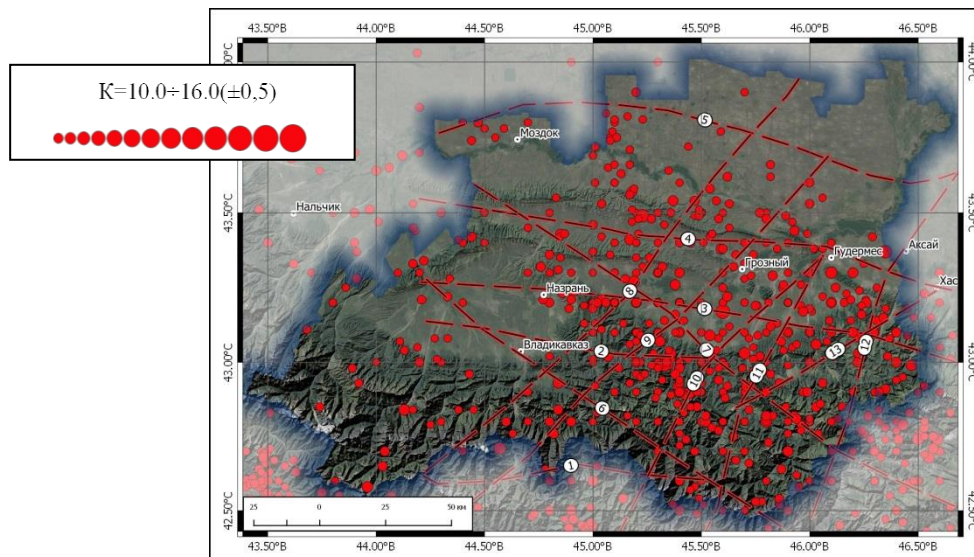


Рисунок 2.25 – Карта эпицентров землетрясений и глубинных разломов ТКП

2.4.5 Выводы

В отчетный период пополнена база геофизических данных, включающая гравитационные и магнитные аномалии. На основе каталогов ФИЦ ЕГС РАН и локальных сейсмических сетей составлен сводный каталог землетрясений с энергетическими классами от 9 до 16 в границах района с координатами $42,40 \div 44,00$ С.Ш. и $44,00 \div 47,00$ В.Д. Выполнено сопоставление положения эпицентров землетрясений с глубинными разломами и аномальными полями. Проанализировано проявление основных разломов в распределении сейсмичности и в аномальных геофизических полях. Изучение разломно-блоковой тектоники Терско-Каспийского прогиба по комплексу геолого-геофизических данных позволяет исследовать пространственно-временные закономерности развития сейсмической активности, уточнять оценки сейсмической опасности, проводить детальное сейсмическое районирование.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2020 г по разделу 1 «Средства и методика наземных и спутниковых геофизических измерений. Развитие методов математической обработки результатов комплексных измерений» получены следующие результаты:

Предложен новый метод анализа связи между изменениями свойств сейсмического шума и неравномерностью вращения Земли. Метод основан на вычислении в скользящем временном окне когерентности между главными компонентами свойств сейсмического шума и временным рядом длины дня LOD. Метод применен к результатам непрерывного синхронного мониторинга сейсмического шума по сетям широкополосных станций в Японии и Калифорнии в течение 23 лет, 1997-2019 гг. В качестве свойств сейсмического шума выбраны ежесуточные медианные значения двух мульти-фрактальных параметров – обобщенного показателя Херста и ширины носителя спектра сингулярности, а также минимальной нормализованной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов. Выявлена существенная связь между мощностью высокочастотных (с периодами менее 6 суток) пульсаций LOD и когерентностью между свойствами сейсмического шума в двух таких удаленных друг от друга регионах, как Япония и Калифорния: падение когерентности для интервала времени 1997-2007 гг. находится в четкой противофазе с ростом дисперсии LOD. В дальнейшем, вплоть до момента времени мега-землетрясения Тохоку 11 марта 2011 года происходит сильный рост когерентности, что подтверждает ранее сделанный вывод. Следует отметить, что после события Тохоку началось быстрое убывание дисперсии LOD с последующим выходом на стационарный уровень. Оценена степень синхронности отклика свойств сейсмического шума в Японии и Калифорнии на изменения LOD с помощью вычисления «вторичных» когерентностей в длинном временном окне длиной 5 лет между значениями «первичных» когерентностей между свойствами шума и LOD в коротких временных окнах длиной полгода.

В результате применения метода оценки частотно-временных связей между свойствами сейсмического шума и временным рядом длины дня к данным непрерывной регистрации в течение 2011-2019 гг. сейсмического шума на сети станций на Камчатке, получен временной ряд всплесков когерентности при оценке в скользящем временном окне длиной полгода. Кросскорреляционный анализ вариаций максимумов когерентности и логарифма энергии, выделившейся в результате сейсмических событий в Камчатском регионе, во временном окне той же длины обнаружил преимущественное запаздывание интенсивности сейсмического процесса относительно изменений когерентности.

Разработаны программные инструменты для изучения глобального низкочастотного сейсмического шума, непрерывно регистрируемого с начала 1997 года до конца 2019 года в сети из 229 широкополосных сейсмических станций, расположенных по всему миру. Анализируемое значение определяется ежедневно в узлах вспомогательной сети из 50 опорных точек как медиана информационной энтропии Шеннона распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов сигналов сейсмического шума на 5 ближайших работающих станциях. Определен временной интервал с середины 2002 г. до середины 2003 г., когда тенденция к снижению средней корреляции энтропии шума резко сменилась на тенденцию к повышению, которая сохраняется до конца 2019 г. Наряду с ростом средней корреляции, наблюдается увеличение радиуса пространственных корреляций энтропии шума, тенденция к увеличению пространственных корреляций сохраняется и до конца 2019 года. При этом с увеличением средней корреляции наблюдается увеличение радиуса пространственных корреляций энтропии шума, а после 2010 г. – стали проявляться всплески максимальных расстояний между реперными точками с сильными парными энтропийными корреляциями, достигающие 10-15 тыс. км. Эти особенности поведения глобального сейсмического шума интерпретируются как результат триггерного воздействия неравномерности вращения Земли на увеличение корреляции шума и, в то же время, на увеличение интенсивности самых сильных сейсмических событий в мире после Суматранского мега-землетрясения 26 декабря 2004 г., $M=9.3$. Эта интерпретация подтверждается оценкой корреляции запаздывания высвобождения сейсмической энергии по отношению к всплескам когерентности между средним значением энтропии и продолжительностью дня при оценке в скользящем временном окне в 365 дней. Возникновение резких всплесков увеличения максимального расстояния между реперными точками с сильной энтропийной корреляцией после 2010 г. может быть связано с дестабилизацией глобального поля сейсмических шумов после двух близких по времени мега-землетрясений: 27 февраля 2010 г., $M=8.8$ в Чили и 11 марта 2011 г., $M=9.1$ в Японии. Сохранение тенденции к увеличению средней корреляции энтропии шума и расстояний, на которых возникают максимальные корреляции, интерпретируется как сохранение высокой глобальной сейсмической опасности, которая возникла после 2004 года.

В совокупности эти факты подтверждают гипотезу о том, что нестационарность высокочастотных вариаций режима вращения Земли влияет на свойства сейсмического шума и их глобальные корреляции. Таким образом, особенности неравномерности вращения Земли управляют как синхронизацией свойств сейсмического шума, так и

синхронизацией реакции изменений свойств сейсмического шума на вариации LOD в разных регионах Земли.

Разработан новый метод анализа пространственных и временных свойств длительных непрерывных записей сейсмического фона в сейсмоактивных районах, основанный на вычислении минимальной нормализованной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов волновых форм шума. Метод включает в себя оценки в скользящем временном окне плотностей распределения вероятностей максимальных значений энтропии и сильных пространственных корреляций между вариациями энтропии в окрестности заданного набора опорных точек, покрывающих исследуемый регион. Метод применен к анализу записей сейсмического шума в Южной Калифорнии в течение 12 лет, 2008-2019 годы, на сети из 81 широкополосной сейсмической станции. Найден интервал времени 2009-2012 интенсивного роста линейного размера сильных пространственных корреляций для значений энтропии от нуля до 250-300 км, после которого начал формироваться очаг землетрясения 06.07.2019, $M=7.1$. Подготовка этого сейсмического события проявляется в появлении устойчивого пятна повышенных значений плотности вероятностей распределения по пространству максимальных значений энтропии сейсмического шума в непосредственной близости от очага. Кроме того, подготовка сильного землетрясения сопровождается установлением сильных пространственных корреляций в вариациях энтропии сейсмического шума в окрестности будущего события.

После рассмотрения нескольких вариантов построения вертикального гравитационного градиентометра был сделан вывод, что имеется реальная принципиальная возможность создания переносного, относительно малогабаритного вертикального гравитационного градиентометра, позволяющего вести измерения с разрешением 1 Э и выше. Выбор между различными вариантами прибора может быть сделан после проведения дополнительных теоретических и, главное, экспериментальных исследований, в результате которых будут показаны преимущества одного из рассмотренных способов построения данного измерительного устройства.

Исследования, проведенные в ходе разработки и создания малогабаритного трехкоординатного сейсмометра СЭМ, и результаты физических испытаний показали, что основные принципы, заложенные при создании этого устройства, оправдались. В результате проведенных работ получен прибор, основные характеристики которого близки к запланированным. Выявлены возможности усовершенствования сейсмометра, являющегося одновременно гравиметром и наклономером, связанные с внесением

изменений в конструкцию емкостного преобразователя и уменьшением зазоров в измерительных дифференциальных емкостях, внесением изменений в технологию сборки «растяжек» и применением лент из бериллиевой бронзы меньшей толщины, увеличением расстояния между постоянными магнитами для снижения собственной частоты колебаний пробной массы. Разработанный прибор может найти применение при измерениях на Земле для получения не только сейсмической информации, но и информации о геодинамических и деформационных процессах в области сверхнизких частот, вплоть до квазистатических вариаций наклонов и ускорения свободного падения.

В ходе создания прибора СЭМ он прошел все этапы в соответствии с Программой и методикой конструкторско-доводочных испытаний. Основная цель проведенных функциональных испытаний прибора СЭМ – получение данных о его крутизне преобразования. Данные испытания проводились методом наклона: плита с установленным на ней прибором наклонялась на известный малый угол, измеряемый с помощью оптического квадранта, что приводило к изменению величины проекции вектора ускорения свободного падения Δa на каждую ось чувствительности датчиков. Изменение величины измерительной емкости каждого датчика ΔC фиксировалось с помощью емкостного преобразователя. Таким образом, крутизна преобразования $k = \Delta C / \Delta a$ [пФ/(м/с²)]. Средняя по трем датчикам крутизна преобразования прибора СЭМ составила 4,35 пФ/(м/с²). Чувствительность емкостного преобразователя (несколько аФ) определяла величину минимальных изменений ускорений Δa , измеряемых с помощью прибора СЭМ. Она составляет $\Delta a \approx 2,2 \cdot 10^{-7}$ м/с². Минимально обнаружимая амплитуда колебаний прибора при этом на частоте 0,1 Гц $\sim 5,5 \cdot 10^{-7}$ м, $5,5 \cdot 10^{-9}$ м на частоте около 1 Гц и $5,5 \cdot 10^{-11}$ м на частоте около 10 Гц. Представляется, что использование построенного на основе прибора СЭМ сейсмометра для лунного сейсмического эксперимента поможет решить задачу создания нового лунного сейсмометра СЕЙСМО-ЛР-2.

В результате обработки показаний крутильного маятника за период наблюдений с 07 мая по 12 июня 2020 года выделен временной интервал увеличивающегося тренда в оценке доли прогностической информации, которая достигала максимума 40%. Дальнейшее уточнение оценки доли прогностической информации требует проведения длительных непрерывных наблюдений.

План работ на 2020 год по разделу 2 «Изучение геодинамических процессов в поверхностной оболочке Земли путем интерпретации наземных и спутниковых данных и численного моделирования» выполнен полностью. Особое внимание в рамках проекта уделяется развитию методов обработки и совместной интерпретации данных спутниковой

гравиметрии, РСА интерферометрии и ГНСС. Эти данные дают ценную информацию о смещениях земной поверхности и изменении плотности, вследствие изменения напряженного состояния во время и после землетрясений, что позволяет, например, строить детальные модели поверхности сейсмического разрыва, определять поле смещений на ней, а также изучать постсейсмические процессы, включая вязкоупругую релаксацию и асейсмический крип. В отчете наиболее полно изложены результаты по бассейну Вартон и результаты по РСА интерферометрии.

В отчетном году завершено исследование землетрясения магнитудой 8,6 в бассейне Вартон, расположенном в северо-восточной части Индийского океана. Используя данные ГРЕЙС с максимально доступным пространственным разрешением, мы выделили косейсмические и постсейсмические гравитационные аномалии, вызванные этими землетрясениями. Затем построили модель поверхности разрыва, используя данные GPS и модели ГРЕЙС и новую регуляризацию, которая сводит обратную задачу при ограничениях на угол подвижки к минимизации линейного функционала. Полученное решение показывает, что основные смещения произошли на ортогональной системе разломов простирания WNW и NNE. Вязкоупругая релаксация астеносферы с максвелловской вязкостью 10^{19} Па·с полностью объясняет постсейсмические смещения на пунктах GPS и постсейсмические гравитационные аномалии. Ограниченная афтершоковая активность указывает на малую роль постсейсмического крипа в области землетрясения, однако, поскольку часть наблюдаемых смещений и аномалий все же может быть связана с постсейсмическим крипом, полученная нами оценка вязкости является нижним пределом вязкости астеносферы в районе бассейна Вартон.

Получены новые оценки смещений земной поверхности и сооружений на территории Олимпийского парка в Имеретинской низменности методами радарной спутниковой интерферометрии. Используются разночастотные радарные снимки, покрывающие двенадцатилетний период времени с 2007 по 2019 год, в том числе снимки спутников ALOS-1 (18 снимков за период 2007-2010), ENVISAT (12 снимков, 2011-2012), Sentinel-1 (более 300 снимков, 2015-2019). На территории Имеретинской низменности по спутниковым данным обнаружено шесть основных областей просадок. Максимальные величины оседания достигают 15 см за последние два года. Обработка снимков производилась с использованием технологий SBAS в пакете ENVI SARscape и PS StaMPS/MTI. Построены карты вертикальных смещений поверхности для периодов, соответствующих сериям снимков с каждого спутника. Вертикальные смещения (оседания) рассчитаны в предположении, что горизонтальные смещения невелики. В этом

случае зафиксированные смещения в направлении визирования спутника (line-of-sight, или LOS) равны проекции вектора смещений по вертикали на направление на спутник (LOS). Это предположение верифицируется путем сопоставления результатов, полученных с восходящего и нисходящего треков. Построенные для выделенных зон оседания графики временных серий вертикальных смещений поверхности позволяют выделять периоды постоянных и изменяющихся во времени скоростей смещений, сопоставлять их с проводимыми строительными работами. Полученные карты смещений хорошо согласуются с наземными данными. Идентифицированные осадки являются существенными, поэтому в области Олимпийских объектов целесообразно выполнять регулярный мониторинг смещений, в том числе и методами спутниковой РСА-интерферометрии.

Построенная авторами отчета модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли позволяет проводить моделирование широкого спектра тектонических структур, формирующихся под действием внутриплитных и мантийных воздействий. Нарушение механического и термического равновесия в поверхностной оболочке инициирует маломасштабную конвекцию в астеносфере, которая воздействует на литосферу и вносит вклад в формирование строения и в процесс эволюции тектонических структур. Модель позволяет исследовать влияние распределения плотности в погранслое и размеров области растяжений – сжатия на характер маломасштабной конвекции в астеносфере, а также взаимодействие конвекции и поверхностных процессов на протяжении всего периода эволюции тектонических структур. На пассивных континентальных окраинах ширина прибрежной области, в которую выносятся осадочный материал, и объем этого материала определяют профиль зоны перехода континент - океан. Изменение объема материала и интенсивности его разноса приводят к сложным соотношениям осадочных слоев. Возникающие структурные несогласия аналогичны тем, которые предполагаются в результате изменения уровня мирового океана. Это необходимо учитывать при построении графиков колебания уровня мирового океана.

По направлению работ «Разработка методов и проведение интерпретации статических гравитационных аномалий для предгорных прогибов Северного Кавказа. Завершение анализа, комплексная тектоническая интерпретация результатов с использованием данных других геолого-геофизических методов» продолжались работы по совершенствованию методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций. В отчетный период

также пополнена база геофизических данных, включающая гравитационные и магнитные аномалии. На основе каталогов ФИЦ ЕГС РАН и локальных сейсмических сетей составлен сводный каталог землетрясений с энергетическими классами от 9 до 16 в границах района с координатами 42,40÷44,00 С.Ш. и 44,00÷47,00 В.Д. Выполнено сопоставление положения эпицентров землетрясений с глубинными разломами и аномальными полями. Проанализировано проявление основных разломов в распределении сейсмичности и в аномальных геофизических полях. Изучение разломно-блоковой тектоники Терско-Каспийского прогиба по комплексу геолого-геофизических данных позволяет исследовать пространственно-временные закономерности развития сейсмической активности, уточнять оценки сейсмической опасности, проводить детальное сейсмическое районирование.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Zotov L., Bizouard C., Shum C.K. A possible interrelation between Earth rotation and climatic variability at decadal time-scale // *Geodesy and Geodynamics*. – 2016. - Volume 7. - Issue 3. - pp. 216-222. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.05.005>
2. Shanker D., Kapur N., and Singh V. On the spatio temporal distribution of global seismicity and rotation of the Earth — A review. // *Acta Geod. Geoph. Hung.* - 2001. - Vol.36. - pp.175–187. <https://doi.org/10.1556/AGeod.36.2001.2.5>
3. Levin B.W., Sasorova E.V., Steblov G.M., Domanski A.V., Prytkov A.S., Tsyba E.N. Variations of the Earth's rotation rate and cyclic processes in geodynamics // *Geodesy and Geodynamics*. - 2017. - No.8. - pp. 206-212. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geog.2017.03.007>
4. Bendick, R., and R. Bilham. Do weak global stresses synchronize earthquakes? // *Geophys. Res. Lett.* - 2017. - Vol.44. - pp. 8320–8327. doi:10.1002/2017GL074934.
5. Lyubushin A.A. Trends of Global Seismic Noise Properties in Connection to Irregularity of Earth's Rotation // *Pure and Applied Geophysics*. - 2020. - Vol. 177. - No.2. - pp. 621–636. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02331-z>
6. Lyubushin, A. Prognostic properties of low-frequency seismic noise // *Nat. Sci.* – 2012. - vol. 4. - No. 8A. - pp. 659–666. <https://doi.org/10.4236/ns.2012.428087>
7. Lyubushin, A. How soon would the next mega-earthquake occur in Japan // *Nat. Sci.* - 2013. - vol. 5. - No. 8, A1. - pp. 1–7. <https://doi.org/10.4236/ns.2013.58A1001>
8. Lyubushin A. Synchronization of geophysical fields fluctuations, in *Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Applications*. Chelidze, T., Telesca, L., and Vallianatos, F., Eds., Amsterdam: Elsevier, 2018, Chapter 6, pp. 161–197. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813138-1.00006-7>
9. Lyubushin A.A. Cyclic Properties of Seismic Noise and the Problem of Predictability of the Strongest Earthquakes in Japanese Islands // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. – 2018. – Vol. 54. - Issue 10. - pp 1460-1469. <https://doi.org/10.1134/S0001433818100067>
10. Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M. and Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // *J. Geophys. Res.* – 2011 – vol. 116, C09004.
11. Aster R., McNamara D. and Bromirski P. Multidecadal climate induced variability in microseisms // *Seismol. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 79. – pp. 194–202.
12. Friedrich A., Krüger F. and Klinge K. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array // *J. Seismol.* – 1998. – Vol. 2(1). - pp. 47–64.

13. Grevenmeyer I., Herber R. and Essen H.-H. Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean // *Nature*. – 2000. – vol. 408. - pp. 349–352.
14. Kobayashi N. and Nishida K. Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // *Nature*. – 1998. – Vol. 395. – pp.357–360.
15. Rhie J. and Romanowicz B. Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // *Nature*. – 2004. – Vol. 431. - pp.552–554.
16. Rhie J. and Romanowicz B. A study of the relation between ocean storms and the Earth's hum // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2006. - 7(10).
<https://doi.org/10.1029/2006GC001274>
17. Tanimoto T. Continuous free oscillations: atmosphere-solid earth coupling // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2001. – Vol. 29. – pp. 563–584.
18. Tanimoto T. The oceanic excitation hypothesis for the continuous oscillations of the Earth // *Geophys. J. Int.* – 2005. – vol. 160. – pp.276–288.
19. Berger J., Davis P. and Ekstrom G. Ambient earth noise: a survey of the global seismographic network // *J. Geophys. Res.* – 2004. – vol. 109, B11307.
20. Fukao Y.K., Nishida K. and Kobayashi N. Seafloor topography, ocean infragravity waves, and background Love and Rayleigh waves // *J. Geophys. Res.* – 2010. – vol.115, B04302.
21. Koper K.D., Seats K. and Benz H. On the composition of Earth's short-period seismic noise field // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2010. – vol. 100 (2) - pp.606–617.
22. Nishida K., Kawakatsu H., Fukao Y. and Obara K. Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 35, L16307.
23. Nishida K., Montagner J. and Kawakatsu H. Global surface wave tomography using seismic hum // *Science* – 2009. – Vol. 326 (5949), 112.
24. Stehly L., Campillo M. and Shapiro N.M. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties // *J. Geophys. Res.* – 2006. – Vol. 111, B10306.
25. Lyubushin, A. Multifractal parameters of low-frequency microseisms, in *Synchronization and Triggering: from Fracture to Earthquake Processes*, de Rubeis, V. et al., Eds., *GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences 1*, Berlin: Springer, 2010, Chapter 15, pp.253-272. https://doi.org/10.1007/978-3-642-12300-9_15
26. Lyubushin, A.A. Dynamic estimate of seismic danger based on multifractal properties of low-frequency seismic noise // *Nat. Hazards* – 2014. - vol. 70. - No. 1. - pp. 471–483. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0823-7>

27. Lyubushin A.A. Analysis of coherence in global seismic noise for 1997–2012 // *Izv. Phys. Solid Earth* – 2014. – Vol.50. – No.3. – pp.325–333. <https://doi.org/10.1134/S1069351314030069>
28. Lyubushin A.A. Wavelet-based coherence measures of global seismic noise properties, *J. Seismol.* – 2015. – vol.19 – No.2. – pp.329–340. <https://doi.org/10.1007/s10950-014-9468-6>.
29. Mallat S. *A Wavelet Tour of Signal Processing*. 1999. Second edition. San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto: Academic Press
30. Feder J., *Fractals*, 1988, Plenum Press, New York, London, 284.
31. Jolliffe I.T., *Principal Component Analysis*. 1986, Springer-Verlag, 487. <https://doi.org/10.1007/b98835>
32. Marple S.L. (Jr) *Digital spectral analysis with applications*.1987. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
33. Lyubushin A. Global coherence of GPS-measured high-frequency surface tremor motions // *GPS Solutions*. - 2018. – vol. 22:116. <https://doi.org/10.1007/s10291-018-0781-3>
34. Lyubushin A.A. Long-range coherence between seismic noise properties in Japan and California before and after Tohoku mega-earthquake // *Acta Geodaetica et Geophysica*. – 2017. – vol. 52:467–478, <http://dx.doi.org/10.1007/s40328-016-0181-5>
35. Lyubushin, A. Field of coherence of GPS-measured earth tremors // *GPS Solutions* – 2019. - vol. 23:120. <https://doi.org/10.1007/s10291-019-0909-0>
36. Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н. (2015) О свойствах поля низкочастотных шумов, зарегистрированных на Камчатской сети широкополосных сейсмических станций // *Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебно-научный центр" (КРАУНЦ)*. Серия: Науки о Земле. – 2015. - №2. - выпуск 26. - стр. 20-36. http://www.kscnet.ru/kraesc/2015/2015_26/art3.pdf
37. Касимова В.А., Копылова Г.Н., Любушин А.А. Вариации параметров фонового сейсмического шума на стадиях подготовки сильных землетрясений в Камчатском регионе // *Физика Земли*. - 2018. - №2. - С. 269-283.
38. Duda R.O., Hart P.E. and Stork D.G., *Pattern Classification*, 2000, Wiley-Interscience Publication, New York, Chichester, Brisbane, Singapore, Toronto.
39. Lyubushin, A. Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation. // *Pure and Applied Geophysics*. - 2020. - vol.177. - pp. 4677–4689. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9>

40. Mangan, M., Ball, J., Wood, N., Jones, J.L., Peters, J., Abdollahian, N., Dinitz, L., Blankenheim, S., Fenton, J., and Pridmore, C., 2019, California's exposure to volcanic hazards (ver. 1.1, December 2019): U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2018–5159, 49 p., <https://doi.org/10.3133/sir20185159>.
41. Filatov D.M., Lyubushin A.A. Precursory Analysis of GPS Time Series for Seismic Hazard Assessment // Pure and Applied Geophysics. - 2019. – Vol.177(1) - pp.509-530. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2079-3>
42. Filatov D.M., A.A. Lyubushin. Fractal analysis of GPS time series for early detection of disastrous seismic events // Physica A. - 2017. - Vol. 469. - pp. 718-730. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physa.2016.11.046>
43. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. М. - Недра. - 1988. - 364 с.
44. Маловичко А.К., Костицин К.Е. Гравиразведка. М. – Недра. - 1992. - 356 с.
45. Юзефович А.П., Огородова Л.В. Гравиметрия. М. – Недра. - 1980. - 320 с.
46. Таймазов Д.Г. Вертикальный гравитационный градиентометр. - Патент RU 2 292 065 С2, публикация: 2007.01.20.
47. Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинин И.И. Новый вариант высокочувствительного одноосного датчика сейсмоакселерометра // Сейсмические приборы. - 2018. - Т. 54. - № 4. - С.66–76. DOI: 10.21455/si2018.4-5
48. Брагинский В.Б., Манукин А.Б. Измерение малых сил в физических экспериментах. Москва – Наука. - 1974 г.
49. Любушин А.А., Малугин В.А., Казанцева О.С. Выделение “медленных событий” в асейсмическом регионе // Физика Земли - 1999. - № 3. - С. 35-44.
50. Любушин, А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга - М.: Наука, 2007. - 228с.
51. Cox D.R., Lewis P.A.W. The statistical analysis of series of events. London, Methuen, 1966.
52. Моисеев Н.Н., Иванилов Ю.П., Столярова Е.М. Методы оптимизации. - М., Наука, 1978 - 352 с.
53. DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. Geologically current plate motions // Geophysical Journal International -2010- v. 181(1), P. 1-80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

54. Duputel, Z., Kanamori, H., Tsai, V. C., Rivera, L., Meng, L., Ampuero, J.-P., & Stock J. M. The 2012 Sumatra great earthquake sequence // *Earth and Planetary Science Letters* – 2012- v. 351-352, P. 247–257.
55. Satriano, C., Kiraly, E., Bernard, P., & Vilotte, J.-P. The 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake: Evidence of westward sequential seismic ruptures associated to the reactivation of a N-S ocean fabric // *Geophysical Research Letters* -2012- v. 39, L15302, doi:10.1029/2012GL052387.
56. Meng, L., Ampuero, J. P., Stock, J., Duputel, Z., Luo, Y., & Tsai, V. C. Earthquake in a maze: Compressional rupture branching during the 2012 Mw 8.6 Sumatra earthquake // *Science* -2012- v. 337(6095). P. 724-726. DOI: 10.1126/science.1224030
57. Yue, H., Lay, T., & Koper, K. D. En échelon and orthogonal fault ruptures of the 11 April 2012 great intraplate earthquakes // *Nature* -2012- v. 490, P. 245–249, doi:10.1038/nature11492.
58. Ishii, M., Kiser, E., & Geist, E. L. Mw 8.6 Sumatran earthquake of 11 April 2012: Rare seaward expression of oblique subduction // *Geology* -2013- v. 41(3). P. 319–322. doi:10.1130/G33783.1.
59. Hill E. M., Yue, H., Barbot, S., Lay, T., Tapponnier, P., Hermawan, I., Hubbard, J., Banerjee, P., Feng, L., Natawidjaja, D., Sieh K. The 2012 Mw8.6 Wharton Basin sequence: A cascade of great earthquakes generated by near-orthogonal, young, oceanic mantle faults // *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* -2015- v. 120, P. 3723–3747. doi:10.1002/2014JB011703
60. Deplus, C., Diament, M., Hébert, H., Bertrand, G., Dominguez, S., Dubois, J., Malod, J., Patriat, P., Pontoise, B., & Sibilla, J.-J. Direct evidence of active deformation in the eastern Indian oceanic plate // *Geology* -1998- v. 26, P. 131–134.
61. Abercrombie, R. E., Antolik, M. & Ekström G. The June 2000 Mw 7.9 earthquakes south of Sumatra: Deformation in the India–Australia Plate // *Journal of Geophysical Research* - 2003- v.108 (B1). doi:10.1029/2001JB000674
62. Rajendran K., Andrade, V., Rajendran, C. P. The June 2010 Nicobar earthquake: Fault reactivation on the subducting oceanic plate // *Bulletin of the Seismological Society of America* – 2011- v. 101 (5), P. 2568-2577. doi:10.1785/0120110002
63. Aderhold, K., & Abercrombie, R. E. Seismotectonics of a diffuse plate boundary: Observations off the Sumatra-Andaman trench // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* - 2016- v. 121, P. 3462–3478. doi:10.1002/2015JB012721

64. Wei, S., Helmberger, D. , & Avouac, J.-P. Modeling the 2012 Wharton basin earthquakes off-Sumatra: Complete lithospheric failure // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -2013- v. 118, P. 3592–3609, doi:10.1002/jgrb.50267.
65. Jacob J., Dymant J., Yatheesh V. Revisiting the structure, age, and evolution of the Wharton Basin to better understand subduction under Indonesia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -2014- v. 119 (1), P. 169-190. doi:10.1002/2013JB010285
66. Carton, H., Singh, S. C., Hananto, N. D., Martin, J., Djajadihardja, Y. S., Udrek, Franke, D., & Gaedicke C. Deep seismic reflection images of the Wharton Basin oceanic crust and uppermost mantle offshore Northern Sumatra: Relation with active and past deformation // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -2014- v. 119, P. 32-51. doi:10.1002/2013JB010291
67. Geersen J., Bull J. M., McNeill, L. C., Henstock, T. J., Gaedicke, C., Chamot-Rooke, N., Delescluse M. Pervasive deformation of an oceanic plate and relationship to large > Mw 8 intraplate earthquakes: The northern Wharton Basin, Indian Ocean // *Geology* -2015- v. 43(4), P. 359-362. doi.org/10.1130/G36446.1
68. Qin Y., & Singh S. C. Seismic evidence of a two-layer lithospheric deformation in the Indian Ocean // *Nature communications* -2015- v. 6, P. 8298. DOI: 10.1038/ncomms9298
69. Singh S. C., Hananto, N., Qin, Y., Leclerc, F., Avianto, P., Tapponnier, P.E., Carton, H., Wei, S., Nugroho, A.B., Gemilang, W.A., Sieh, K., Barbot, S. The discovery of a conjugate system of faults in the Wharton Basin intraplate deformation zone // *Science Advances* -2017- v. 3(1), P. e1601689. DOI: 10.1126/sciadv.1601689
70. Zhang, H., Chen, J., & Ge, Z. Multi-fault rupture and successive triggering during the 2012 Mw 8.6 Sumatra offshore earthquake // *Geophysical Research Letters* -2012- v. 39, L22305, doi:10.1029/ 2012GL053805.
71. Boettcher, M. S., Hirth, G., & Evan B. Olivine friction at the base of oceanic seismogenic zones // *Journal of Geophysical Research* -2007- v. 112, B01205. doi:10.1029/2006JB004301
72. Mikhailov, V., Tikhotsky, S., Diament, M., Panet, I., & Ballu, V. Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? // *Earth and Planetary Science Letters*, -2004- v. 228(3-4), P. 281-297. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.035
73. Han, S.-C., Sauber, J., & Pollitz F. Coseismic compression/dilatation and viscoelastic uplift/subsidence following the 2012 Indian Ocean earthquakes quantified from satellite gravity observations // *Geophysical. Research. Letters* -2015- v. 42, P. 3764–3722. doi:10.1002/2015GL063819.

74. Dai, Ch., Shum, C.K., Guo, J., Shang, K., Tapley, B., Wang, R. Improved source parameter constraints for five undersea earthquakes from north component of GRACE gravity and gravity gradient change measurements // *Earth and Planetary Science Letters* -2016- v. 443, P. 118–128. doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.025
75. Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // *Journal of Geodynamics* -2020- v. 136 doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722
76. Lemoine, J. M., Bruinsma, S., Gégout, P., Biancale, R., Bourgoigne, S. Release 3 of the GRACE gravity solutions from CNES/GRGS // In: EGU General Assembly Conference Abstracts, -2013- p. 15.
77. Kusche J. Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models // *Journal of Geodesy* -2007- v. 81(11), P. 733-749.
78. Kusche, J., Schmidt, R. , Petrovic, S., Rietbroek, R. Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model // *Journal of geodesy* -2009- v. 83(10). P. 903–913.
79. Lorito, S., Piatanesi, A., Cannelli, V., Romano, F., Melini, D. Kinematics and source zone properties of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and tsunami: Nonlinear joint inversion of tide gauge, satellite altimetry, and GPS data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -2010- v. 115, B02304. doi:10.1029/2008JB005974
80. Pollitz, F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophysical Journal International* -1996- v. 125, P. 1-14. doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06530.x
81. Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // *Вестник МГУ сер. Физика и астрономия* -2018- №5. С. 84–89.
82. Yadav R.K., Kundu B., Gahalaut K., Catherine J., Gahalaut V.K., Ambikapthy A., Naidu M. S. Coseismic offsets due to the 11 April 2012 Indian Ocean earthquakes (Mw 8.6 and 8.2) derived from GPS measurements // *Geophysical Research Letters* – 2013- v. 40, P. 3389–3393, doi:10.1002/grl.50601.
83. Panet, I., Pollitz, F., Mikhailov, V., Diament, M., Banerjee, P., & Grijalva, K. Upper mantle rheology from GRACE and GPS post-seismic deformations after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)* -2010- v. 11 (6). Q06008. doi:10.1029/2009GC002905.

84. Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet, I., van Dinther, Y., Diament, M., Gerya, T., deViron, O., Timoshkina, E. Numerical modelling of post-seismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // *Geophysical Journal International* – 2013- v. 94 (2), P. 640-650. doi: 10.1093/gji/ggt
85. Kogan M.G., Vasilenko, N.F., Frolov, D.I., Frymueller J.T. Rapid postseismic relaxation after the great 2006–2007 Kuril earthquakes from GPS observations in 2007–2011 // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -2013- v. 118, P. 3691-3706. DOI:10.1002/jgrb.50245.
86. Han S., Sauber J., & Pollitz F. Postseismic gravity change after the 2006-2007 great earthquake doublet and constraints on the asthenosphere structure in the central Kuril Island // *Geophysical Research Letters* -2016- v. 43, P. 3169-3177. doi: 10.1002/2016GL068167
87. Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. Preliminary Reference Earth Model (PREM) // *Physics of the Earth and Planetary Interiors* -1981- v. 25. P. 297-356.
88. McKenzie, D., Jackson, J., & Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters* -2005- v. 233, P. 337–349.
89. Jackson, J., McKenzie D., Priestley K., Emmerson B. New views on the structure and rheology of the lithosphere // *Journal of Geological Society* -2008- v. 165, P. 453–465.
90. Géli L., & Sclater J. On the depth of oceanic earthquakes: Brief comments on “The thermal structure of oceanic and continental lithosphere”, by McKenzie, D., Jackson, J. and Priestley, K., *Earth and Planetary Science Letters*, [2005], 233, p. 337–349 // *Earth and Planetary Science Letters* -2008- v. 3 (265). P. 766-772. doi:10.1016/j.epsl.2007.08.029
91. Stein, C. A., & Stein, S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // *Nature* -1992- v.359. P. 123–129.
92. Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J.-Y., Gahagan, L. M., & Sclater, J. G. Digital isochrons of the world’s ocean floor // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* -1997- v. 102(B2). P. 3211–3214.
93. 77. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. Анализ данных по хребту Гаккеля на основе термической модели океанической рифтовой зоны // *ДАН* -1993- т. 331, С. 497-499.
94. Mikhailov V., Parsons, T., Simpson, R. W., Timoshkina, E., Williams, C. An explanation for deep earthquakes under the Sacramento Delta, California, in terms of deep structure and thermal history // *Изв. РАН сер. «Физика Земли»* -2007- №1. С. 80-95.
95. McGuire, J. J., & Beroza G. C. A rogue earthquake off Sumatra // *Science* -2012- v. 336. P. 1118–1119.

96. Crosetto M., Monserrat O., Cuevas-González M., Devanthery N., Crippa B. Persistent Scatterer Interferometry: A review. // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* – 2016- V. 115. P. 78-89.
97. Solari L., Del Soldato M, Bianchini S., Ciampalini A., Ezquerro P., Montalti R., Raspini F, S.Moretti. From ERS 1/2 to Sentinel-1: Subsidence Monitoring in Italy in the Last Two Decades // *Front. Earth Sci.* -04 October 2018- <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00149>
98. Tomás R., Romero R., Mulas J., Marturià JJ., Mallorquí JJ., Lopez-Sanchez JM., Herrera G., Gutiérrez F., González PJ., Fernández J., Duque S., Concha-Dimas A., Cocksley G., Castañeda C., Carrasco D., Blanco P. Radar interferometry techniques for the study of ground subsidence phenomena: A review of practical issues through cases in Spain // *Environmental Earth Sciences* -2014- V.71, P.163-181. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-013-2422-z>.
99. Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса* – 2012- Т. 9. № 2, С. 130-142.
100. Михайлов В. О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи. // *Изв. РАН, сер. «Физика Земли»* -2014- № 4. С. 120–130.
101. Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // *Геофизические исследования* -2012- № 3, С. 5-17.
102. Смольянинова Е.И., Киселева Е.А., Михайлов В.О. Применение РСА-интерферометрии снимков со спутников Sentinel-1 при изучении областей активных деформаций поверхности в прибрежном районе Большого Сочи // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса* -2019- том 16, № 5, С. 147-155.
103. Смольянинова Е.И., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Михайлов В.О. О возможности применения РСА-интерферометрии с использованием снимков со спутников Sentinel-1 при изучении оползневой активности в районе горного кластера Большого Сочи

//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса – 2018- том 15, № 4, С. 103-111.

104. Berardino P, Fornaro G, Lanari R., Sansosti E. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing -2002- V.40, N11, P.2375-2383.

105. Hooper A., Zebker H., Segall P., Kampes B. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. // Geophysical Research Letters -2004- V. 31. P. 1-5.

106. Hooper A, Segall P, Zebker H Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos // J Geophys Res. -2007- V. 112. P. B07407. DOI: 10.1029/2006JB004763.

107. Гудкова Н.К. Мониторинг геологической среды олимпийских объектов в Сочи // Системы контроля окружающей среды -2016- V. 3, N23, С. 130–133.

108. Потапов А. Д., Лейбман М. Е., Лаврушевич А. А., Чернышев С. Н., Маркова И. М., Бакалов А. Ю., Крашенинников В. С. Мониторинг объектов инженерной защиты на Имеретинской низменности. // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология -2012- № 5, С. 406–413.

109. Телков Ф.С., Наумов М.С., Исаков В.А. Факторы инженерно-геологического риска на территории Имеретинской низменности // В сборнике Проблемы снижения природных опасностей и рисков: Материалы Международной научно-практической конференции «Геориск – 2012» -2012- РУДН Москва, Т. 2, с. 324-330.

110. Мясников В.П., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. К вопросу о взаимодействии мантии с реологически расслоенной поверхностной оболочкой Земли // Докл. РАН -1993- т. 330, с. 771-773.

111. Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П. Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН Физика Земли -1996- №6, с. 30-37.

112. Мясников В.П., Савушкин В.Д. Метод малого параметра в гидродинамической модели эволюции Земли // Докл. АН СССР -1978- т. 238, с. 1083-1086.

113. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модель эволюции Земли и планет земной группы // Сер. Итоги науки, М., ВИНТИ -1980- т.5, 232 с.

114. Тимошкина Е.П. Математическая модель эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли // Автореферат диссертационной работы на соискание ученой степени кандидата физ-мат. наук. Москва -1998- ИФЗ РАН, 25 с.

115. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геодинамика с основами геотектоники - МГУ, 1995, 476 с.
116. Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polino R. Foredeep basins: the main features and model of formation // *Tectonophysics* -1999b- v. 308, p. 345-360.
117. Тимошкина Е.П., Ю.Г. Леонов, В.О. Михайлов. Формирование системы ороген – предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по Се-верному Предкавказью // *Геотектоника* -2010- №5, С.3-20
118. Михайлов В.О., В.М. Гордин, Е.П. Тимошкина, Е.А. Киселева, Е.И. Смольянинова Геодинамические модели и их применение при совместной интерпретации геологических и геофизических данных // *Изв. РАН сер. «Физика Земли»* -2007- №1. С. 4-15.
119. Takahashi E., Kushiro I. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Am. Mineral.* -1983- Vol.68. p.59–79.
120. Wyllie, P. J. *The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences.* JohnWiley & Sons, Inc., NewYork. 1971. 416 p.
121. Turcotte, D. Schubert G., Olson P. *Mantle Convection in the Earth and Planets.* Cornell Cambridge University Press. 2004. 940 p.
122. Михайлов, В.О. Математическая модель эволюции структур, формирующихся в результате вертикальных движений // *Изв. АН СССР, сер. “Физика Земли”* -1983- №6. С.3-18.
123. Артемьев, М.Е., Бабаева Т.М, Войдецкий И.Е., Гордин В.М., В.О. Михайлов Изостазия и гравитационное поле Северной Атлантики. Труды МГК. сер. “Результаты работ по Международным проектам”, 1987. 156 с.
124. Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. Геодинамическое моделирование процесса формирования и эволюции структур литосферы: Опыт ИФЗ РАН // *Физика Земли* -2019- №1, С. 122-133. DOI: 10.31857/S0002-333720191122-133.
125. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с.
126. Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А. Сейсмическая активность территории центрального Дагестана. М.: Лика, 2003. 134 с.
127. Габсатарова И.П. Современная сейсмичность Северного Кавказа // *Геодинамика, вулканизм, сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного и техногенного характера на Кавказе.* Владикавказ, 2015. С. 11-22.
128. Керимов И.А., Бадаев С.В. Сейсмичность и сейсмический режим территории Восточного Предкавказья // *Известия КБНЦ РАН*, 2014. №1(57). С. 38-45.

129. Керимов И.А., Бадаев С.В. Анализ сейсмической активности Терско-Каспийского прогиба // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография. Том X. Часть 2. М.: ИИЕТ РАН, 2020. С. 116-128.
130. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Курчалоевское землетрясение 11 октября 2008 г. // Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2009. № 2(11). С. 48-53.
131. Керимов И.А., Моллаев З.Х. Гравитационное поле и сейсмичность Чечено-Ингушетии // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья / Тр. Института геологии Даг. Филиала АН СССР. Вып.40. Махачкала, 1989. С.90-97.
132. Керимов И.А., Петров А.В., Абубакарова Э.А. Применение программного комплекса «КОСКАД 3D» для анализа потенциальных полей Терско-Каспийского прогиба // Известия ДГПУ. Серия «Естественные и точные науки», 2018. Т. 12. № 3. С. 88-96.
133. Макросейсмические проявления Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. с $K_p=15.4$, $M_w=5.8$, $I_0=7-8$ (Чеченская Республика) // О.А. Асманов, Р.А. Левкович, М.Я. Гайсумов, И.А. Керимов и др. // Землетрясения Северной Евразии. 2008 год. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 421-432.
134. Рогожин Е.А. Тектоническая позиция, сеймотектонические, макросейсмические и сейсмологические проявления Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. в Чеченской Республике // Геология и геофизика Юга России, 2017. №3. С. 111-116.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме НИР «Аппаратурно-методическое обеспечение сбора, обработки и интерпретации наземных и спутниковых данных для изучения областей геодинамической активности», изданные в 2020 г.

1) Публикации в российских и международных журналах, индексируемых в Web of Science, Scopus:

1. Lyubushin, A. Connection of Seismic Noise Properties in Japan and California with Irregularity of Earth's Rotation. // Pure and Applied Geophysics. – 2020. – vol.177. – pp. 4677–4689. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02526-9> Web of Science
2. Lyubushin A.A. Seismic Noise Wavelet-Based Entropy in Southern California // Journal of Seismology. – 2020. <https://doi.org/10.1007/s10950-020-09950-3> Web of Science
3. Lyubushin A. Global Seismic Noise Entropy // Frontiers in Earth Science. – 2020. – vol. 8:611663. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.611663> Web of Science
4. Манукин А.Б., Калинин И.И., Казанцева О.С., Матюнин В.П. Новый вариант построения вертикального гравитационного градиентометра // Сейсмические приборы. - 2020. - Т. 56. - № 3. - С.26–34. <https://doi.org/10.21455/si2020.3-2> Web of Science
5. Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // Journal of Geodynamics. 136, 2020 doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722 Web of Science
6. Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетиллов А.В. О совершенствовании методов обработки больших объемов данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций // Физика Земли, 2020. № 3. С. 82-97. DOI: 10.31857/S0002333720030114 Web of Science
7. Senyukov, S.L., Mikhailov, V.O., Nuzhdina, I.N. Kiseleva E.A., Droznina S.Ya., Timofeeva V.A., Volkova M.S., Shapiro N.M., Kojevnikova T.Yu., Nazarova Z.A., Sobolevskaya O.V. Joint Study of Seismicity and SAR Interferometry Observations for Assessing the Possibility of an Eruption of the Dormant Bolshaya Udina Volcano //J. Volcanolog. Seismol. 2020. v.14, 305–317 <https://doi.org/10.1134/S074204632005005X> Web of Science
8. Mikhailov V. O., Timoshkina E. P., Smirnov V. B., Khairtdinov S. A., Dmitriev P. N. On the Origin of Postseismic Deformation Processes in the Region of the Maule, Chile

Earthquake of February 27, 2010. //Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2020, Vol. 56, No. 6, pp. 762–771. Web of Science

9. Smirnov, V.B., Kartseva, T.I., Ponomarev, A.V. Patonin AV, Bernard P., Mikhailov VO, Potanina MG. On the Relationship between the Omori and Gutenberg–Richter Parameters in Aftershock Sequences. // Izv., Phys. Solid Earth 56, 605–622 (2020). <https://doi.org/10.1134/S1069351320050110> Web of Science

10. Смольянинова Е.И., Михайлов В.О., Дмитриев П.Н. Изучение и мониторинг зон проседания в Имеретинской низменности (район Большого Сочи) методом РСА-интерферометрии с использованием разночастотных спутниковых радарных снимков за период 2007-2019 //«Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» Т. 17. № 5. 2020 С. 103–113 Scopus

11. Kerimov I.A., Gaysumov M.Ya., Badaev S.V., Batukaev A.A Small Hydropower Development Potential in Chechen Republic // International Journal of Energy Economics and Policy, 2020, 10(6). Pp. 460-468. DOI: 10.32479/ijeep.10491 Scopus

12. Михайлов В.О., Волкова М.С., Тимошкина Е.П., Шапиро Н.М., Бабаянц И.П., Дмитриев П.Н., Хайретдинов С.А. Анализ смещений поверхности лавовых потоков Толбачинского трещинного извержения 2012–2013 г. методами спутниковой радарной интерферометрии // Геофизические исследования. 2020. №4. Scopus

2) Прочие публикации по теме НИР:

1. Гайсумов М.Я., Керимов И.А., Бадаев С.В. Глубинное строение Терско-Сунженской структурно-тектонической зоны по геофизическим данным // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография. Том X. Часть 2. М.: ИИЕТ РАН, 2020. С. 62-73.

2. Керимов И.А., Бадаев С.В. Анализ сейсмической активности Терско-Каспийского прогиба // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Коллективная монография. Том X. Часть 2. М.: ИИЕТ РАН, 2020. С. 116-128.

3. Степанова И.Э., Керимов И.А., Щепетиллов А.В. Усовершенствованный метод блочного контрастирования при решении проблемы больших данных в геофизике и геоморфологии на основе модифицированных S- и F-аппроксимаций // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии

Международного научного семинара Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова. Воронеж, 2020. С.265-268.

4. Керимов И.А. Методы гравитационной томографии на основе F-аппроксимации // Геология и геофизика Юга России, 2020. Том 10. №1. С.55-67. DOI: 10.23671/VNC.2020.1.59065

5. Ibragim Kerimov, Zulfira Gagaeva, Umar Gairabekov, Lyubov Makhmudova. Tersko-Sunzhensky oil and gas region: contemporary problems of oil pollution // Abstracts of The Second Eurasian RISK-2020 Conference and Symposium RISK-2020 (12th–19th April 2020). Published by AIJR Publisher, Dhaurahra, Balrampur, India 271604 DOI: <https://doi.org/10.21467/abstracts.93>.

6. Malik Gaysumov, Ibragim Kerimov, Salavdi Badaev. Geodynamic Risks of Developing Oil and Gas Deposits in Grozny // Abstracts of The Second Eurasian RISK-2020 Conference and Symposium RISK-2020 (12th–19th April 2020). Published by AIJR Publisher, Dhaurahra, Balrampur, India 271604. ISBN: 978-81-942709-4-2 (eBook)

7. Ibragim Kerimov, Salavdi Badaev Technogenic Seismicity on the Oil Fields of the Chechen Republic // Abstracts of The Second Eurasian RISK-2020 Conference and Symposium RISK-2020 (12th–19th April 2020). Published by AIJR Publisher, Dhaurahra, Balrampur, India 271604. ISBN: 978-81-942709-4-2 (eBook).

8. Бабаянц П.С., Калмыков Б.А., Михайлов В.О., Ромашко В.В., Трусов А.А. Интерпретация результатов региональных гравимагнитных съемок с целью прогноза размещения медно-порфирового и золотого эпиптермального оруденения. //В сб. Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова. 27 января - 30 января, Воронеж. Издательско-полиграфический центр «Научная книга». с. 29-32. 2020

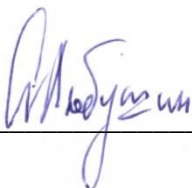
9. Schattner U., Segev A., Mikhailov V., Rybakov M., Lyakhovsky V. Магнитное поле бассейна Кинерет-Кинарот в зоне трансформных разломов Мертвого моря, северный Израиль. //В сб. Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-й сессии Международного научного семинара Д. Г. Успенского - В. Н. Страхова. 27 января - 30 января, Воронеж. Издательско-полиграфический центр «Научная книга». с. 297-299. 2020

10. Тимофеева В.А., Сеньюков С.Л., Михайлов В.О., Нуждина И.Н., Дрознина С.Я., Волкова М.С., Шапиро Н.М., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Оценка возможной активизации вулкана Большая Удина на основе совместного исследования сейсмичности и данных РСА-интерферометрии //В сборнике Научная конференция

молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, 28-29 октября 2020 г. Тезисы докладов и программа конференции, издательство ИФЗ РАН (М.), тезисы, с. 63-64

11. Карцева Т.И., Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Патонин А.В., Bernard P., Михайлов В.О., Потанина М.Г. О взаимосвязи параметров Омори и Гутенберга-Рихтера в аф-тершоковых последовательностях. В книге: Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН. Тезисы докладов и программа конференции. 2020. С. 31.

Руководитель темы:



Любушин А.А.