Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ТЕОРИИ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ГЕОФИЗИКИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИТПЗ РАН)

УДК 550.34 Рег. N НИОКТР 121122300164-5 Рег. N ИКРБС

> УТВЕРЖДАЮ Директор ИТПЗ РАН чл.-корр. РАН

____П.Н. Шебалин «____» ____2023 г.

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ЦЕЛЯХ ИЗУЧЕНИЯ ОЧАГА, СРЕДЫ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (заключительный, 2019-2023)

Руководитель НИР ст. науч. сотр., зав. лаб., канд. физ.-мат. наук

А.И. Филиппова

Подпись, дата

Москва 2023

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы, ст. науч. сотр., зав. лаб., канд. физ.-мат. наук

Исполнители темы

гл. науч. сотр., докт. физ.-мат. наук

гл. науч. сотр., докт. физ.-мат. наук

вед. науч. сотр. канд. физ.-мат. наук

ст. науч. сотр.

ст. науч. сотр. канд. г.-м. наук

ст. науч. сотр. канд. тех. наук

мл. науч. сотр.

лаборант-иссл.

Нормоконтролер

Подпись, дата

А.И. Филиппова (Введение, Заключение, разделы 2.1, 4.1, 4.2, 5.1, 5.2)

Р.Г. Новиков (разделы 1.1, 1.2, 1.3)

М.В. Родкин (разделы 2.2, 2.3, 5.4, 5.5)

> М.Г. Шнирман (разделы 1.4, 1.5)

> > Е.М. Блантер (раздел 1.4)

В.В. Гравиров (раздел 3)

К.В. Кислов (раздел 3)

А.В. Ландер (разделы 4.4, 5.2, 5.3, 6)

Я.Б. Радзиминович (раздел 4.2)

А.С. Фомочкина (разделы 4.1, 4.2, 4.3)

> Ф.Э. Винберг (раздел 3.1)

И.С. Бурлаков (раздел 4.2)

О.В. Селюцкая

РЕФЕРАТ

Отчет 95 страниц, 44 рисунка, 4 таблицы, 118 источников, 3 приложения

УСЕЧЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ФУРЬЕ; МНОГОТОЧЕЧНЫЕ ФОРМУЛЫ; МАЛОАПЕРТУРНЫЕ ГРУППЫ; ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ; РАСПРЕДЕЛЕННОЕ АКУСТИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ; ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ; ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ЦУНАМИ.

В 2019-2023 годах исследования по теме велись по четырем основным направлениям: развитие математического аппарата и методов решения прямых и обратных задач сейсмологии и геофизики; развитие методов сейсмометрии, сбора геофизических данных и разработка геофизической аппаратуры; исследования очаговых параметров землетрясений и строения среды; оценка цунамиопасности побережий Камчатки. В рамках первого направления решалась задача по восстановлению функции с компактным носителем по ее усеченному преобразованию Фурье; проведено численное исследование многоточечных формул для нахождения старших коэффициентов в влияние асимптотических разложениях мультипольного типа; рассмотрено экстремальных событий де-синхронизации на асимметрию параметра порядка в осцилляционных моделях; развиты методы оценки параметров слабых землетрясений по данным малоапертурных сейсмических групп; предложен метод квантильной оценки сейсмической опасности. В рамках второго направления рассматривались методы предварительной подготовки сейсмических данных; проводилась разработка И усовершенствование геофизической аппаратуры; особое внимание было уделено новому направлению сейсмометрии – распределенному акустическому зондированию. В рамках исследований по третьему направлению были предложены обоснования физических моделей среднеглубоких и глубоких землетрясений; были определены очаговые параметры отдельных сильных и умеренных землетрясений России и мира, проанализирована сейсмотектоническая позиция очагов; рассмотрено скоростное строение коры Байкальского рифта. В рамках четвертого направления были проведены оценки параметров возможных цунами на побережьях Камчатки: в Бечевинской бухте (Авачинский залив) и в районе поселка Корф.

СОДЕРЖАНИЕ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ6
ВВЕДЕНИЕ
ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ11
1 Разработка математического аппарата для решения прямых и обратных задач
геофизики11
1.1 Сверхразрешающее восстановление по усеченному преобразованию Фурье11
1.2 Многоточечные формулы для нахождения старших коэффициентов в
асимптотических разложениях мультипольного типа14
1.3. Обратная задача рассеяния для уравнений Шрёдингера16
1.4 Влияние экстремальных событий де-синхронизации на асимметрию параметра
порядка в осцилляционных моделях18
1.5 Рекуррентные большие группы солнечных пятен и 27-дневная компонента
солнечной активности как прокси её осевой несимметрии
2 Методы исследования слабых землетрясений, характеристик среды и оценки
сейсмической опасности
2.1 Малоапертурные сейсмические группы: исследования слабых событий22
2.1.1 Экспериментальные исследования наведенной сейсмичности
2.1.2 Построение и анализ качества М-оценки параметров точечного сейсмического
источника по наблюдениям сейсмической группы
2.1.3 Алгоритмы робастного оценивания параметров региональных сейсмических
событий
2.2 Резонансные характеристики грунтов по спектральным H/V-отношениям28
2.3 Теория экстремальных значений в целях расчета сейсмической опасности29
2.3.1 Расчет квантилей величин lg(PGA)29
2.3.2 Двухзвенная модель графика повторяемости землетрясений
3 Методы сейсмометрии и сбора геофизических данных
3.1 Предварительная подготовка данных
3.2 Разработка геофизической аппаратуры и ее тестирование
3.3 Новые направления сейсмометрии: вращательная сейсмология и распределенное
акустическое зондирование
4 Исследования очагов отдельных землетрясений России и мира40
4.1 Методика определения очаговых параметров землетрясений по данным
поверхностных волн

4.2 Результаты определения очаговых параметров землетрясений по данным
поверхностных волн
4.3 Зависимость параметров ТСМ от набора записей поверхностных волн47
4.4 Результаты исследований сильных землетрясений Камчатки и Дальнего Востока49
5 Исследования строения среды, ее напряженно-деформируемого состояния и
сейсмотектоники
5.1 Скоростное строение коры Байкальского рифта54
5.2 Исследования сейсмического потенциала северо-западного окончания Восточного
Саяна
5.3 Исследование аномальной группы глубоких землетрясений в районе Камчатки58
5.4 Связь напряженно-деформированного состояния коры и сейсмотектоники на
примере Южного Тибета59
5.5 Физические модели землетрясений на разных глубинах
6 Оценки параметров возможных цунами62
6.1 Вероятностная оценка опасности цунами для Бечевинской бухты (Авачинский
залив)62
6.2 Оценки параметров возможных цунами в районе поселка Корф, порожденных
землетрясениями в Алеутской зоне субдукции65
ЗАКЛЮЧЕНИЕ
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ74
ПРИЛОЖЕНИЯ:
Приложение А – Публикации по теме НИР, изданные в 2019–2023 гг85
Приложение Б – Доклады на конференциях по теме НИР в 2019–2023 гг. (выборочно)92
Приложение В – Программы по теме НИР, зарегистрированные в 2019–2023 гг95

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения

АЦП	_	аналого-цифровой преобразователь
БНО	_	Баксанская нейтринная обсерватория
ГНС	_	глубокая нейронная сеть
ГНСС	_	глобальная навигационная спутниковая система
ГСР, MSF	_	Главный Саянский разлом
ИВИС ДВО РАН	_	Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного
		отделения Российской академии наук
ИГМ СО РАН	_	Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
		Сибирского отделения Российской академии наук
ИДГ РАН	_	Институт динамики геосфер им. Академика М.А. Садовского
		Российской академии наук
ИНГГ СО РАН	_	Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.
		А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии
		наук
ИТПЗ РАН	_	Институт теории прогноза землетрясения и математической
		геофизики Российской академии наук
КФ ФИЦ ЕГС РАН	_	Камчатский филиал Федерального исследовательского центра
		Единая геофизическая служба РАН
ООО «ИГИИС»	_	Общество с ограниченной ответственностью «Институт
		геотехники и инженерных изысканий в строительстве»
OCIII, SNR	_	отношение сигнал/шум
СКЗ	_	среднеквадратичное значение
TCM	_	тензор сейсмического момента
ФИЦ ИВТ СО РАН	_	Федеральный исследовательский центр информационных и
		вычислительных технологий Сибирского отделения
		Российской академии наук
ЦССИ	_	цифровые системы сбора информации
ANSS	_	Advanced National Seismic System
AR	_	annual rate
ASE	_	асимптотически эффективный статистический алгоритм
DAS	_	Distributed Acoustic Sensing
GCMT	_	Global Centroid Moment Tensor

GDP	_	обобщенное распределение Парето
IRIS	_	Incorporated Research Institutions for Seismology
ISC	—	International Seismological Centre
ISC-GEM	—	International Seismological Centre-Global Earthquake Model
KD	—	расстояние Колмогорова
LOTOS	_	Local Tomography Software
NEIC	_	National Earthquake Information Centre
NP	_	nodal plane
PFK	_	phase based FK analysis
PGA	_	пиковое максимальное ускорение грунта
PML	_	phase based maximum likelihood
PSO	_	фазовый статистически оптимальный алгоритм
SRP-PHAT	_	steered response power phase alignment transform
USGS	_	United States Geological Survey
WFK	_	wideband FK analysis

введение

Разработка новых методов решения прямых и обратных задач в настоящее время остается актуальной для получения корректных результатов во всех областях сейсмологии. В рамках работ по теме в 2019–2023 годах рассматривался широкий круг прямых и обратных задач и развивался математический аппарат их решения. Одно из наиболее важных исследований в этом направлении связано с восстановлением функции с компактным носителем на R^d по её преобразованию Фурье, ограниченному на шар B_r фиксированного радиуса $r = 2 \pi/\lambda$ (то есть по усеченному преобразованию Фурье). Значимость этой работы связана с тем, что в ней предложены формулы, позволяющие восстанавливать детали функции за дифракционным пределом (со сверхразрешением). Пожалуй, не менее актуальным было проведенное в рамках темы НИР первое численное исследование многоточечных формул для нахождения старших коэффициентов в асимптотических разложениях мультипольного типа, возникающих в теории потенциала и теории рассеяния. Был предложен алгоритм, допускающий эффективную регуляризацию в случае случайного шума. Результаты, полученные в рамках развития математического аппарата решения прямых и обратных задач, могут быть применены не только к анализу сейсмологических данных, например, в сейсмической томографии, но и к широкому кругу геофизических задач (гравиметрии и геоэлектрики), а в отдельных случаях и ко всем областям физики в целом, что обуславливает их огромную научную значимость.

В рамках модификации уже существующих методов был достигнут прогресс в исследованиях слабых землетрясений с помощью малоапертурных сейсмических групп. Существенное развитие, например, получил метод FK-анализа оценки вектора кажущейся медленности плоской Р-волны, генерируемой региональным сейсмическим событием и регистрируемой малоапертурной сейсмической группой. Рассмотрен случай, когда на датчики группы действуют сильные нестационарные и негауссовские случайные помехи. Были предложены три новых подхода к оценке вектора кажущейся медленности, которые являются робастными, т.е. устойчивыми к изменениям статистических свойств случайных помех. Численным моделированием с использованием записей реальных помех и сигналов было показано существенное преимущество предложенных оценок. Также были предложены новые методические разработки для оценок сейсмической опасности на теоретически корректной основе теории экстремальных значений теории вероятностей.

Большое внимание также уделялось теоретическим и экспериментальным исследованиям новых направлений сейсмометрии, а именно вращательной сейсмологии и распределенному акустическому зондированию (DAS). Эти работы имеют высокую практическую значимость, во-первых, потому, что для сейсмологических приложений

могут быть использованы существующие телекоммуникационные оптоволоконные кабели, во-вторых, как показывает мировая практика, в ближайшее время с помощью DAS можно будет получать качественные данные практически под любую сейсмологическую задачу. Кроме того, были проанализированы различные подходы к предварительной обработке сейсмических данных; в качестве наиболее универсальных алгоритмов выделены вейвлет-преобразование и адаптивная фильтрация. Под задачи последней также была разработана серия высокочувствительных термосенсоров, позволяющая одновременно контролировать температуру в нескольких наиболее важных точках любого сейсмического прибора.

Существенная часть отчета посвящена результатам детальных исследований отдельных сильных и умеренных землетрясений России и мира. С помощью оригинальной методики, разработанной в ИТПЗ РАН, были получены очаговые параметры ряда знаковых сейсмических событий, произошедших в мире в последнее десятилетие (например, сильных Турецких землетрясений 6 февраля 2023 г.), а также некоторых землетрясений России, представляющих особый интерес в связи с задачами цунамирайонирования или в силу малоизученности территорий, на которых они произошли. Отметим, что полученные нами результаты, касающиеся определений интегральных характеристик очага, описывающих геометрию разрыва и его развитие во времени, представляют интерес для построения корреляционных соотношений между магнитудой, размерами очага и скоростью разрывообразования для относительно слабых землетрясений, так как обычно в мировой практике для этого используются события с M>6.0. В методическом плане в рамках этого направления были проведены исследования влияния набора записей поверхностных волн на оценки тензора сейсмического момента и глубины землетрясения.

Принципиальным для понимания физики очага землетрясения является исследование, направленное на выявление очаговых параметров землетрясений, с помощью которых можно было бы подтвердить или опровергнуть ту или иную модель, объясняющую возникновение глубоких землетрясений. Отметим, что ранее такие параметры выявлены не были. Практическая значимость этой работы заключается в том, что учет различия физических механизмов разноглубинных землетрясений предполагает возможность различия характера их предвестников, что представляется существенным в плане уточнения алгоритмов прогноза землетрясений.

Кроме того, были рассмотрены различные задачи, качающиеся строения среды и ее напряженно-деформируемого состояния. С помощью томографической реконструкции по Р- и S-волнам предложена новая детальная скоростная модель строения коры под

центральной частью и юго-западным флангом Байкальского рифта, проведена геологотектоническая интерпретация выявленных неоднородностей. Исследованы деформации земной коры в Южном Тибете, проанализирована сейсмотектоника района. Проведены предварительные исследования сейсмического потенциала северо-западного окончания горной системы Восточного Саяна, находящегося в непосредственной близости от г. Красноярска и окружающего его густонаселенного, промышленно развитого района.

Для оценки цунамиопасности побережий Камчатки был разработан вероятностный метод, адаптированный для решения задач определения зон возникновения цунами для источников ближнего поля. Подход был успешно применен к оценке опасности Бечевинской бухты, расположенной на восточном побережье полуострова Камчатка в северной части Авачинского залива. Также было проведено моделирование цунамигенных очагов землетрясений Алеутской дуги и оценка высот вызванных ими цунами в районе поселка Корф, расположенного на северо-восточном побережье Камчатки.

По теме «Развитие методов анализа сейсмических данных в целях изучения очага, среды, сейсмической опасности» в 2019–2022 годах были подготовлены следующие промежуточные отчеты: регистрационный № ИКРБС АААА-Б20-220070790066-7 (этап 2019 года), регистрационный № ИКРБС 22104700070-1 (этап 2020 года), регистрационный № ИКРБС 222020900136-3 (этап 2021 года), регистрационный № ИКРБС 223020700260-6 (этап 2022 года).

Исследования по теме 2019–2023 годах выполнялись в рамках приоритетных направлений, определенных Планом фундаментальных поисковых научных исследований на 2021–2030 гг. (Приложение 1 к Программе фундаментальных научных исследований в Российской Федерации на долгосрочный период (2021–2030 гг.), утвержденной Распоряжением Правительства Российской Федерации от 31 декабря 2020 г. No 3684-p): 1.5.1.6. «Изучение и прогнозирование катастрофических явлений (землетрясения, извержения вулканов, цунами); оценки сейсмической, вулканической и цунами опасности» и 1.5.1.5. «Сейсмология и методы сейсмической томографии».

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

1 Разработка математического аппарата для решения прямых и обратных задач геофизики

1.1 Сверхразрешающее восстановление по усеченному преобразованию Фурье

Хорошо известно, что при восстановлении структуры объекта по результатам его зондирования волнами длины λ имеется дифракционный предел. Этот предел состоит в том, что детали объекта меньше чем $\lambda/2$ не восстанавливаются или почти не восстанавливаются при использовании стандартных численных методов. В работах [1–3] нами был разработан математический подход к преодолению этого предела (то есть к сверхразрешению) без существенных априорных предположений на неизвестную структуру. Исходная задача моделируется как задача восстановления функции с компактным носителем на R^d по ее преобразованию Фурье, ограниченному на шар B_r фиксированного радиуса $r = 2 \pi/\lambda$ (то есть по усеченному преобразованию Фурье). Такая модель возникает, например, как задача восстановления в монохроматической акустической томографии в борновском приближении.

Рассмотрим преобразование Фурье F, определяемое формулой:

$$\mathcal{F}[v](p) = \hat{v}(p) := (2\pi)^{-d} \int_{\mathbb{R}^d} e^{ipq} v(q) dq, \qquad p \in \mathbb{R}^d, \quad (1)$$

где *v* — комплексная пробная функция на R^d , $d \ge 1$.

Пусть $B_{\rho} := \{ q \in \mathbb{R}^d : |q| < \rho \}, \ \rho > 0.$

Задача 1. Найти $v \in L^2(\mathbb{R}^d)$, где $supp v \subset B_\sigma$, по $\hat{v} = \mathcal{F}v$, заданному на шаре B_r (возможно с шумом) при фиксированных $r, \sigma > 0$.

Задача 1 возникает в различных областях, таких как анализ Фурье, линеаризованное обратное рассеяние и обработка изображений, и широко изучалась в литературе. Решение этой задачи значительно осложняется тем, что она экспоненциально неустойчива при фиксированных r, $\sigma > 0$. Тем не менее, существует несколько методов теоретического и численного подхода к этой проблеме (см. [1, 2] и ссылки в них).

Традиционный подход к решению Задачи 1 основан на следующем приближении:

$$v \approx v_{\text{naive}} := \mathcal{F}^{-1}[w](q) = \int_{B_r} e^{-ipq} w(p) dp \qquad q \in B_\sigma,$$
(2)

где F^{-1} – стандартное обратное преобразование Фурье, а *w* таково, что $w|_{Br}$ совпадает с данными задачи 1 и $w|_{\text{Rd/Br}} \equiv 0$.

Формула (2) приводит к устойчивой и точной реконструкции при достаточно больших *r*. Однако существует известный дифракционный предел: мелкие детали (особенно меньше π/r) размываются. Нами был разработан новый подход к сверхразрешению по сравнению с разрешением (2).

Для удобства рассмотрим масштабирование *v* по размеру его носителя:

$$v_{\sigma}(q) := v(\sigma q), \qquad q \in \mathbb{R}^d.$$
 (3)

Отметим, что $supp v_{\sigma} \subset B_1$.

Пусть

 $c := r\sigma. \tag{4}$

Данные Задачи 1 (для случая без шума) можно представить следующим образом:

$$\hat{v}(rx) = (2\pi)^{-1} \sigma \mathcal{F}_c[v_\sigma](x), \qquad d = 1,$$
 (5)

$$\hat{v}(rx\theta) = (2\pi)^{-d} \sigma^d \mathcal{F}_c \mathcal{R}_\theta[v_\sigma]](x), \qquad d \ge 2, \tag{6}$$

где
$$x \in [-1,1], \ \theta \in \mathbb{S}^{d-1}, \ c = r\sigma, \ v_{\sigma}(q) = v(\sigma q),$$

операторы F_c и R_θ определяются как

$$\mathcal{F}_{c}[f](x) := \int_{-1}^{1} e^{icxy} f(y) dy, \qquad x \in [-1, 1], \tag{7}$$
$$\mathcal{R}_{\theta}[u](y) := \int_{q \in \mathbb{R}^{d}, q \theta = y} u(q) dq, \qquad y \in \mathbb{R}, \tag{8}$$

где f – пробная функция на [-1, 1], а u – пробная функция на R^d .

Напомним, что $R_{\theta}[u] \equiv R[u](\cdot, \theta)$, где R_{θ} определяется формулой (8), а R – классическое преобразование Радона. Представление (6) следует из проекционной теоремы теории преобразований Радона.

Оператор F_c , определяемый формулой (7), является вариантом зонноограниченного преобразования Фурье. Этот оператор является одним из ключевых объектов теории вытянутых сфероидальных волновых функций. В частности, оператор F_c имеет следующее сингулярное разложение в $L^2([-1, 1])$:

$$\mathcal{F}_c[f](x) = \sum_{j \in \mathbb{N}} \mu_{j,c} \psi_{j,c}(x) \int_{-1}^1 \psi_{j,c}(y) f(y) dy, \tag{9}$$

где $(\psi_{j,c})_{j\in\mathbb{N}}$ – вытянутые сфероидальные волновые функции, а собственные значения $\{\mu_{j,c}\}_{j\in\mathbb{N}}$ удовлетворяют:

$$0 < |\mu_{j+1,c}| < |\mu_{j,c}|, \qquad j \in \mathbb{N} = \{0, 1, 2...\},$$
(10)

$$\left\lfloor \frac{2c}{\pi} \right\rfloor - 1 \le \left| \{ j \in \mathbb{N}, \ |\mu_{j,c}| \ge \sqrt{\pi/c} \} \right| \le \left\lceil \frac{2c}{\pi} \right\rceil + 1, \tag{11}$$

где [·] и [·] обозначают функции пола и потолка соответственно, а $|\cdot|$ – количество элементов в множестве, $\mu_{j,c}$ суперэкспоненциально убывают при $j \to \infty$.

Функции (ψ_{j,c})_{j∈N} являются некоторыми из волновых функций, введенных Нивеном в 1880 г. для решения уравнения Гельмгольца в вытянутых сфероидальных координатах. Первоначально (ψ_{j,c})_{j∈N} определялись как собственные функции спектральной задачи:

$$[(1-x^2)\psi']' + c^2 x^2 \psi = \chi \psi, \qquad \psi \in C^2([-1,1]).$$
(12)

При *d* = 1:

$$v_{\sigma} = 2\pi(\sigma)^{-1} \mathcal{F}_c^{-1}[\hat{v}_r],$$
 (13)

где $\hat{v}_r(x) = \hat{v}(rx), x \in [-1, 1],$

$$\mathcal{F}_{c}^{-1}[g](y) = \sum_{j \in \mathbb{N}} (\mu_{j,c})^{-1} \psi_{j,c}(y) \int_{-1}^{1} \psi_{j,c}(x) g(x) dx,$$
(14)

g – пробная функция из образа F_c , действующего на $L^2([-1, 1])$.

При *d* ≥ 2:

$$v_{\sigma} = (2\pi)^{d} (\sigma)^{-d} \mathcal{R}^{-1}[f_{r,\sigma}],$$

$$f_{r,\sigma}(y,\theta) = \mathcal{F}_{c}^{-1}[\hat{v}_{r,\theta}](y),$$

(15)

при $y \in [-1, 1]$, и $f_{r,\sigma} = 0$ в противном случае,

$$\hat{v}_{r,\theta}(x) = \hat{v}(rx\theta), \qquad x \in [-1,1], \ \theta \in \mathbb{S}^{d-1}.$$

Для случая зашумленных данных в задаче 1 оператор F_c^{-1} аппроксимируется оператором конечного ранга $F_{n,c}^{-1}$, определяемым формулой:

$$\mathcal{F}_{n,c}^{-1}[g](y) := \sum_{j=0}^{n} (\mu_{j,c})^{-1} \psi_{j,c}(y) \int_{-1}^{1} \psi_{j,c}(x) g(x) dx.$$
(16)

Оператор $F_{n,c}^{-1}$ корректно определен на $L^2([-1, 1])$ для любого $n \in \mathbb{N}$. Кроме того, $F_{n,c}^{-1}[g]$ является квазирешением в смысле Иванова для уравнения $F_c[f] = g \in L^2([-1, 1])$ на линейной оболочке первых n + 1 функций $(\psi_{j,c})_j \leq n$. Ранг n является параметром регуляризации.

Примеры восстановления с сверхразрешением для одномерного (d = 1) и двумерного (d = 2) случаев приведены на Рисунке 1.

Таким образом, были предложены новые формулы для восстановления функции с компактным носителем на R^d по ее преобразованию Фурье, ограниченному на шар B_r фиксированного радиуса $r = 2 \pi/\lambda$, (то есть по усеченному преобразованию Фурье). Полученные позволяют восстанавливать детали за дифракционным пределом, то есть детали размера меньше чем π/r , где r это радиус шара, упомянутого выше. Полученные

результаты допускают потенциальные приложения не только к сейсмической томографии и анализу сейсмических данных, но и ко всем областям физики, где возникает преобразование Фурье.



Рисунок 1 – Примеры восстановления с сверхразрешением для d = 1 (a) и d = 2 (b): Premiage – исходная функция, Naive Inverse Fourier – восстановление по формуле (2), Super-resolution – восстановление со сверхразрешением по (13, 14) для (a) и по (15, 16) для (b).

В настоящее время исследования в этом направлении продолжаются – ведется разработка численных методов восстановления функции v с компактным носителем на R^d лишь по модулю (абсолютному значению) $|Fv|^2$ ее преобразования Фурье, ограниченному на шар B_r фиксированного радиуса r.

Результаты проведенных исследований опубликованы в трех статьях [1–3] (Приложение А), в том числе двух [1, 2] в журналах Q1 по Scopus, и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

1.2 Многоточечные формулы для нахождения старших коэффициентов в асимптотических разложениях мультипольного типа

Отталкиваясь от теоретических работ [4, 5] было проведено первое численное исследование многоточечных формул для нахождения старших коэффициентов в асимптотических разложениях мультипольного типа, возникающих в теории потенциала и теории рассеяния. Так, многие функции, возникающие в теории рассеяния, допускают асимптотические z(s), $s \in (r, +\infty)$ разложения в виде:

$$z(s) = a_1 + \frac{a_2}{s} + \dots = \sum_{j=1}^{N} \frac{a_j}{s^{j-1}} + \mathcal{O}(s^{-N}), \quad (17)$$

в котором нас интересует коэффициент a_1 и еще несколько старших коэффициентов a_i .

Пусть z(s) известно в п точках $s + \tau_1 < s + \tau_2 < ... < s + \tau_n$.

Тогда простейшее восстановление коэффициента *a*₁ имеет вид:

$$a_1 = z(s + \tau_n) + \mathcal{O}(s^{-1}), \quad s \to +\infty.$$
(18)

Однако ошибка такого приближения уменьшается как $O(s^{-1})$.

В работе [4] было показано, что при тех же условиях старший коэффициент *a*₁ может быть определен с высокой точностью с помощью формул:

$$a_{1} = \sum_{j=1}^{n} y_{j}(s, \vec{\tau}) z(s + \tau_{j}) + \mathcal{O}(s^{-n}), \ s \to +\infty,$$

$$y_{j}(s, \vec{\tau}) = (-1)^{n} \frac{(s + \tau_{j})^{n-1}}{\alpha_{j}(\vec{\tau})\beta_{n,j}(\vec{\tau})} \sim s^{n-1},$$

$$\alpha_{j}(\vec{\tau}) = \prod_{i=1}^{j-1} (\tau_{j} - \tau_{i}), \quad \beta_{n,j}(\vec{\tau}) = \prod_{i=j+1}^{n} (\tau_{i} - \tau_{j}).$$
(19)

Однако формулы (19) существенно зависят от шума в исходных данных. Для уменьшения этого влияния нами была предложена процедура регуляризации, с использованием следующего соотношения:

$$\tilde{a}_{1,n}^{r} = \sum_{j=1}^{n} y_{j}^{r}(s, \vec{\tau}) z(s_{j}(s)), \qquad (20)$$

где $y^r = (y_1^r, ..., y_n^r)$ зависит только от n и r и $r \in [n^{-1/2}, ||(y_{1,n}, ..., y_{n,n})||]$.В частности, $||y^r|| = r$.

С помощью предложенного подхода реализованы различные формулы для нахождения преобразования Фурье потенциала по амплитуде рассеяния при нескольких высоких энергиях (Рисунок 2) [6]. Показано, что вышеупомянутый подход может быть использован для существенных численных улучшений классических результатов, в том числе медленно сходящейся одноточечной формулы Борна–Фаддеева для обратного рассеяния при высоких энергиях.



Рисунок 2 – Пример восстановления с использованием многоточечных формул: (a) – искомая функция, (b) – трехточечное восстановление с регуляризацией при наличии шума в данных, (c) – одноточечное восстановление без шума в данных, (d) – трехточечное восстановление без шума в данных.

Подход многоточечных формул можно также использовать для восстановления лучевого преобразования потенциала по граничным значениям волновых функций рассеяния при нескольких высоких энергиях. Также рассмотрено определение полного заряда (электрического или гравитационного) по нескольким внешним измерениям. Кроме того, вышеупомянутые многоточечные формулы допускают эффективную регуляризацию в случае случайного шума.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [6] (Q1 по Scopus, Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

1.3. Обратная задача рассеяния для уравнений Шрёдингера

Цикл работ [7-10] посвящен обратной задаче рассеяния для уравнений Рассматриваемые Шрёдингера. результаты включают восстановление по непереопределённым монохроматическим рассеяния, данным формулы для восстановления фазы по данным рассеяния без фазовой информации. Потенциальные приложения проведенных исследований включают акустическую томографию и томографию с использованием элементарных частиц.

Рассмотрим стационарное уравнение Шрёдингера (в безразмерных переменных):

$$-\Delta \psi + V(x)\psi = E\psi, \quad V(x) = v_0(x) + v(x), \quad x \in \mathbb{R}^d, \quad d = 1, 2, 3,$$
(21)

где $v_0(x)$ – вещественная достаточно регулярная функция на R^d , достаточно быстро убывающая на бесконечности, а v(x) – сумма *n* точечных рассеивателей, которую формально можно записать в виде:

$$v(x) = \sum_{j=1}^{n} \varepsilon_j \delta(x - y_j).$$
(22)

Хорошо известно, что точечные рассеиватели определены лишь в размерностях d = 1, 2, 3. Если d = 1, то точечный рассеиватель – это просто стандартная δ -функция Дирака с произвольным коэффициентом. Если d = 2 или d = 3, то $\varepsilon \delta(x)$ обозначает "ренормализованную" δ -функцию, зависящую от одного вещественного параметра $\varepsilon = \varepsilon(\alpha)$.

Рассматривая уравнение (21) в ограниченной области *D* с регулярной границей *дD* и граничным условием Робина:

$$a(x)\psi(x) + b(x)\frac{\partial\psi(x)}{\partial\nu}\Big|_{\partial D} = 0,$$
(23)

где $\partial/\partial v$ обозначает производную вдоль внешней нормали v к границе области, была доказана теорема 1 и лемма 1. Отметим, что условие (23) включает в себя граничные условия Дирихле и Неймана как частные случаи. Мы также предполагаем, что *supp* v(x) лежит строго внутри *D*.

Теорема 1. Пусть *E* является собственным значением кратности m > n для задачи (17), (19) с $V(x) \equiv v_0(x)$. Тогда *E* является также собственным значением кратности не менее m-n для задачи (17), (19) с $V(x) = v_0(x)+v(x)$, где v(x) – потенциал из (22).

Лемма 1. Пусть $\psi(x)$ удовлетворяет уравнению (21) с $V(x) \equiv v_0(x)$ и, кроме того, $\psi(y_j) = 0, j = 1, ..., n$, где точки y_j те же, что и в (22). Тогда $\psi(x)$ удовлетворяет также уравнению (17) с $V(x) = v_0(x) + v(x)$.

Рассматривая для уравнения (21) задачу о спектрах частичной прозрачности (transmission eigenvalues) была доказана теорема 2.

Энергия *E* называется энергией частичной прозрачности (interior transmission eigenvalue) для уравнения (21) в области *D*, если существует ненулевая пара функций $\varphi(x)$, $\psi(x)$ такая, что:

$$\psi(x)$$
 удовлетворяет (21) в области D, (24)

$$-\Delta\phi(x) = E\phi(x), \qquad x \in D,$$
(25)

$$\psi(x) \equiv \phi(x), \quad \frac{\partial}{\partial \nu} \psi(x) \equiv \frac{\partial}{\partial \nu} \phi(x) \,$$
для всех $x \in \partial D.$ (26)

При этом размерность пространства таких пар называется кратностью энергии частичной прозрачности. Отметим, что в случае $V(x) \equiv 0$ эта кратность бесконечна для d > 1. Как и раньше мы также предполагаем, что *supp* v(x) лежит строго внутри *D*.

Теорема 2. Пусть *E* является энергией частичной прозрачности кратности m > n для уравнения (21) с $V(x) \equiv v_0(x)$ в области *D* в смысле (24)–(26). Тогда *E* является также энергией частичной прозрачности кратности не менее m-n для задачи (21) в смысле (24)–(26) с $V(x) = v_0(x)+v(x)$, где v(x) – потенциал из (22).

Таким образом, для уравнения Шредингера с потенциалом, который является суммой регулярного и конечного набора точечных рассеивателей типа Бете-Пайерлса, рассмотрена спектральная задача с линейными однородными граничными условиями, включая случаи Дирихле, Неймана и Робина. Показано, что если энергия Е является собственным значением кратности *m*, то после добавления К потенциалу дополнительных *n* < *m* точечных рассеивателей она остается собственным значением кратности не менее m-n. Как следствие, поскольку для нулевого потенциала все энергии являются энергиями частичной прозрачности бесконечной кратности, то для *n*-точечных потенциалов это свойство также имеет место.

Результаты проведенных исследований опубликованы в четырех статьях [7–10], в том числе трех [7, 9, 10] в журналах Q1 по Scopus (Приложение А), и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

1.4 Влияние экстремальных событий де-синхронизации на асимметрию параметра порядка в осцилляционных моделях

Основная сложность при прогнозировании сильнейших землетрясений состоит в недостаточной статистике, поскольку сильные события случаются редко по отношению к доступным наблюдениям. Подобная ситуация характерна также для крупнейших аномалий солнечного цикла. Целью данной работы было создание простой модели, позволяющей симулировать подобные события на достаточно длинном интервале времени, недостижимом в имеющихся наблюдениях, и определить критические параметры модели, определяющие длину интервала между сильнейшими событиями, соответствующие скоростям меридионального потока Солнца. Далее экстремальными событиями в синхронизированных системах нелинейно-связанных осцилляторов мы называем нарушение синхронизации, если оно удовлетворяет двум условиям:

- де-синхронизация возникает в одной или в нескольких парах при сохранении синхронизации остальных осцилляторов,

- де-синхронизация возникает достаточно редко во времени. Большую часть времени все осцилляторы остаются синхронизированными.

В качестве модели рассматривается цепочка из трех осцилляторов, связанных уравнениями Курамото с двумя различными коэффициентами связи $\kappa_{12} = \kappa_{21} = k + \Delta k$ и $\kappa_{23} = \kappa_{32} = k - \Delta k$. Два крайних осциллятора (первый и третий) связаны через средний (второй) и их фазы соответствуют наблюдаемым фазам тороидальной и полоидальной компонент солнечного магнитного поля. Модель является обобщением модели [11] поскольку не предполагает, что параметры связи одинаковы ($k \neq 0, \Delta k \neq 0$), а естественная частота среднего осциллятора не совпадает с частотой синхронизации $\omega_2 \neq \Omega$. На Рисунке 3 показаны зоны синхронизации (красная), анти-синхронизации (синяя), десинхронизации (желтая) и частичной синхронизации (белая) в зависимости от параметров связи. Сила связи *s* в модели определяется максимумом между |k| и $|\Delta k|$, а асимметрию связи $-1 < \sigma < 1$ мы характеризуем отношением $\sigma = k/s, s = |\Delta k|$ или $\sigma = \Delta k/s, s = |k|$. Мы обобщили понятие параметра порядка *r* для данной модели и получили, что в зоне синхронизации (анти-синхронизации) параметр порядка постоянен и

положителен, в зоне частичной синхронизации осциллирует, но принимает положительные значения, а в зоне де-синхронизации ведет себя хаотически и может стать отрицательным. Подобно классической модели Курамото, параметр порядка растет с ростом силы связи. В случае общего положения $r(\sigma, s) \neq r(-\sigma, s)$ и мы определяем асимметрию параметра порядка как $A(\sigma, s) = |r(\sigma, s) - r(-\sigma, s)|$.



Рисунок 3 – Фазовая диаграмма синхронизации для цепочки из трех осцилляторов, связанных уравнениями Курамото. Зоны (в зависимости от параметров связи): синхронизации – красныйая, анти-синхронизации – синяя, десинхронизации – желтая и частичной синхронизации – белая. Синхронизация соответствует стабильной разности фаз $|\alpha| < \frac{\pi}{2}$ (красные зоны) и $|\alpha| > \frac{\pi}{2}$ (синие зоны). Собственные частоты ω_1 =1.07, ω_2 =0.29, ω_3 =0.39.

Проведенные исследования позволили получить следующие результаты [12]:

1. Было показано, что экстремальные события возникают в модели Курамото с тремя осцилляторами (H, L, P) и постоянными, но неидентичными естественными частотами и коэффициентами связи за счет «убегания» одного слабо связанного осциллятора. Характерный вид фазовых разностей для режима экстремальных событий при убегании осциллятора P показан на Pисунке 4 (верхний ряд) для пар (слева направо) HL, HP, LP.

2. Была определена асимметрию параметра порядка А – функционал, который отражает наличие синхронизации в системе осцилляторов.

3. Была определена асимметрию в скользящем временном окне и установлено, что событие де-синхронизации сопровождается резким скачком асимметрии (Рисунок 4, нижний ряд).



Рисунок 4 – Экстремальные события в модели Курамото с тремя осцилляторами H, L, P. Верхний ряд: фазовые разницы HL, HP, LP(слева направо) Нижний ряд: асимметрия параметра порядка.

4. Разработанный подход был применен к фазовой эволюции солнечных данных и было получено, что скачок асимметрии возникает как при де-синхронизации типа убегания в южной полусфере Солнца, произошедшее в 1960-х годах на данных Mount Wilson Observatory (Рисунок 5, красная кривая), так и на де-синхронизации типа экскурсии (Рисунок 5, правая колонка, синяя кривая).



Рисунок 5 – Экстремальные события в южной полусфере Солнца. Верхний ряд: фазовые разницы HL, HP, LP (слева направо) Нижний ряд: асимметрия параметра порядка.

Таким образом, наши исследования показывают, в какие моменты времени происходят нарушения синхронизации между осцилляторами, определяющими компоненты солнечного магнитного поля. За все время наблюдений за солнечной активностью нам известно только одно явление де-синхронизации в 1960-х годах. В обнаружили, настоящей работе ΜЫ впервые ЧТО некоторые экскурсии также интерпретируются асимметрией параметра порядка, как де-синхронизация. Это увеличивает количество событий, на которых можно проверить эффективность прогноза солнечного цикла по полярному полю и показывает значимость экскурсий, которые до сих пор никем не исследовались.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [12], (Q1 по Scopus, Приложение А).

1.5 Рекуррентные большие группы солнечных пятен и 27-дневная компонента солнечной активности как прокси её осевой несимметрии

27-дневная Фурье-компонента солнечной активности отражает ее осевую несимметрию и служит свидетельством осевой несимметрии солнечного магнитного динамо. В качестве прокси солнечной активности используются индекс числа солнечных пятен и рекуррентные большие группы солнечных пятен. Сравнение долговременных эволюций двух этих прокси осевой несимметрии является целью проведенного исследования [13].

Осуществляется анализ временного хода (в скользящем 22-летнем окне) спектрального пакета периодов продолжительностью вокруг 27 дней от наблюдений двух типов:

- размеров больших рекуррентных групп солнечных пятен, отобранных с помощью машинного обучения,

- числа солнечных пятен.

Временные вариации двух этих прокси осевой несимметрии солнечной активности очень велики (на больших интервалах времени – более 100 лет – меняются в разы).

В результате было показано, что интервал наблюдений распадается на длинные (десятки лет) периоды скоррелированности и анти-скорреллированности временного хода двух кривых (при естественном ожидании неизменной скорреллированности таких кривых) (Рисунок 6). Таким образом, осевая несимметрия солнечного динамо выраженная в малых и больших пятнах имеет существенно различные периоды эволюции продолжительностью десятки лет. Это дает существенную информацию об эволюции функционировании солнечного динамо. Ранее подобные свойства несимметрии солнечной активности не фиксировались.

Практическая значимость полученных результатов связана прогнозом амплитуды следующего цикла солнечной активности. Такой прогноз и его надежность могут существенно зависеть от того в какую эпоху производится прогноз – корреляции или анти-корреляции двух прокси осевой несимметрии солнечной активности.



Рисунок 6 – Отношение rD (красная кривая) волнового пакета к среднему квадрату площади всех групп солнечных пятен и отношение rL (синяя кривая) среднего квадрата площади больших рекуррентных групп к среднему квадрату площади всех групп солнечных пятен.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [13] (Q1 по Scopus, Приложение А).

2 Методы исследования слабых землетрясений, характеристик среды и оценки сейсмической опасности

2.1 Малоапертурные сейсмические группы: исследования слабых событий

Были разработаны и апробированы на реальных сейсмических данных робастные (устойчивые к изменению характеристик помех) алгоритмы и программы для обработки записей микроземлетрясений, зарегистрированных сейсмическими группами. Указанные алгоритмы и программы ориентированы на анализ наведенной микросейсмичности, которая возникает при использовании таких методов добычи полезных ископаемых, как гидроразрыв пластов среды, содержащих сланцевый газ или как взрывное дробление среды в шахтах и карьерах. Алгоритмы и программы обеспечивают детектирование слабых сейсмических сигналов от наведенных микроземлетрясений, наблюдаемых на фоне сильных техногенных сейсмических помех, и оценивание важнейших характеристик этих микроземлетрясений: направления прихода их сигналов на группу, характер тензора сейсмического момента их очагов и временные формы микроподвижек среды в очагах.

2.1.1 Экспериментальные исследования наведенной сейсмичности

Совместно с сотрудниками ИДГ РАН, в ходе проведения экспедиционных измерений при помощи микрогруппы сейсмометров, была исследована наведенная сейсмичность, возбуждаемая мощными промышленными взрывами, проводимыми в шахтах комбината «КМАруда» [14]. С помощью современных методов детектирования и оценки параметров многомерных сейсмических сигналов по наблюдениям группы

датчиков удалось показать, что математическая модель сигналов, генерируемых микроземлетрясениями и регистрируемых сейсмометрами группы, представленная в виде многомерной линейной системы с одним входом (событие) и несколькими выходами (регистраторы) достаточно точно описывает наблюдаемые процессы. Помимо этого основного результата были получены также и промежуточные:

- распределение очагов во времени не противоречат закону Омори об убывании частоты афтершоков (Рисунок 20а),

- события концентрируются вблизи линий геологических разломов (Рисунок 20б),

- механизмы очагов, сигналы которых обнаружены на фоне сейсмических помех, имеют сложную диаграмму излучения, т. е. их фокальный механизм отличен от равномерного расширения.



Рисунок 7 — Кумулятивный график распределения во времени всех микросейсмических событий, обнаруженных эксперименте 2019 г. (слева); датчики группы, положение разломной зоны и проекции очагов микро-событий на земную поверхность (справа). Датчики показаны треугольниками, очаги микро-событий — кругами (для эксперимента 2017 г.) и окружностями (для экспериментов 2019 г.).

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [14] (Q2 по Scopus, Приложение А).

2.1.2 Построение и анализ качества М-оценки параметров точечного сейсмического источника по наблюдениям сейсмической группы

В работе [15] рассматривается задача статистического оценивания параметров многомерных временных рядов по наблюдениям этих рядов с помощью предложенных в [16] оценок, которые являются устойчивыми к недостатку априорной информации о распределении наблюдений (М-оценок). Также М-оценки рассматриваются для решения практически важной геофизической задачи – оценки координат и параметров излучения точечных очагов слабых сейсмических событий по наблюдениям волнового поля

продольных сейсмических волн с помощью поверхностной сейсмической группы, состоящей из *m* однокомпонентных вертикальных сейсмодатчиков.

М-оценки строятся с помощью следующей формулы [16]:

$$\hat{\boldsymbol{u}}^{\mathrm{m}}(\bar{\boldsymbol{z}}_n) = \underset{\boldsymbol{u}\in U}{\arg\max} Q_n(\bar{\boldsymbol{z}}_n; \boldsymbol{u}), \qquad (27)$$

где $Q_n(\bar{z}_n; u)$ - некоторая целевая функция, отличная от функции правдоподобия $p(\bar{z}_n; u)$.

В случае статистически зависимых многомерных наблюдений (выборок из стационарных многомерных временных рядов) М-оценки (27), основанные на традиционных целевых функциях $Q_n(\bar{z}_n; u)$, оказываются слишком сложными для практического использования. Поэтому в работе [17] были предложены оценки параметров многомерных временных рядов (УМ-оценки), асимптотические распределения которых эквивалентны распределениям М-оценкам. Нами был предложен алгоритм простой в вычислительном отношении УМ-оценки параметра u многомерного временного ряда, который аналогичен алгоритму Ле Кама [18, 19]. Эта оценка строится по следующей формуле:

$$\hat{\boldsymbol{u}}_{n}^{\delta}\left(\boldsymbol{\bar{z}}_{n}\right) = \boldsymbol{u}_{n}^{*}\left(\boldsymbol{\bar{z}}_{n}\right) - n^{-1/2}\boldsymbol{\varPhi}_{n}\left(\boldsymbol{u}_{n}^{*}\left(\boldsymbol{\bar{z}}_{n}\right)\right)\boldsymbol{\delta}_{n}\left(\boldsymbol{\bar{z}}_{n};\boldsymbol{u}_{n}^{*}\left(\boldsymbol{\bar{z}}_{n}\right)\right),\tag{28}$$

где $\boldsymbol{\Phi}_n(\boldsymbol{u}) = n^{-1} \mathbb{E} \left\{ \boldsymbol{\Phi}_n(\overline{\boldsymbol{z}}_n; \boldsymbol{u}) \right\}; \boldsymbol{u}_n^*(\overline{\boldsymbol{z}}_n)$ - произвольная \sqrt{n} -состоятельная оценка параметра \boldsymbol{u} . Также было показано, что УМ-оценка $\hat{\boldsymbol{u}}_n^{\delta}(\overline{\boldsymbol{z}}_n)$ может быть получена в результате решения уравнения $\boldsymbol{\delta}_n(\overline{\boldsymbol{z}}_n; \boldsymbol{u}) = 0.$

Рассмотренная выше оценка параметров очагов микросейсмических событий может иметь практическое применение, в частности, для контроля процессов гидроразрыва пластов на месторождениях углеводородов и для анализа эффективности этих процессов. Контроль процедуры гидроразрыва осуществляется с помощью поверхностной сейсмической группы, расположенной над устьем скважины. Анализ сейсмических сигналов от микросейсмических событий, зарегистрированных датчиками очагов событий. позволяет определять координаты Ha Рисунке 8 группы, проиллюстрирована предложенная методика определения координат микросейсмических событий, вызванных гидроразрывом пласта, содержащего углеводороды.



Рисунок 8 – Синие линии на 3D-карте земной поверхности показывают расположение датчиков поверхностной сейсмической группы, предназначенной для контроля гидроразрыва в углеводородном пласте. Диаграмма над картой иллюстрирует расположение многочисленных очагов микросейсмических событий, вызванных гидроразрывом в окрестности одной из горизонтальных скважин. Цвет очагов характеризует интенсивность этих событий.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [15] и представлены на международной конференции (Приложение Б).

2.1.3 Алгоритмы робастного оценивания параметров региональных сейсмических событий

В работах [20–23] методом статистического синтеза были получены новые алгоритмы оценивания координат сейсмических очагов по наблюдениям малоапертурных групп. Рассматривалась локация источников ближнего поля, когда регистрируемый волновой фронт отличен от плоского и является комплексным ввиду сложной скоростной структуры среды распространения сейсмических волн.

В работах [20–22] ставилась задача определения координат источников волнового поля использованием фаз комплексного преобразования Фурье С сигналов, регистрируемых датчиками антенной решетки. Алгоритмы фазовой локализации источника обладают важным свойством робастности – они обеспечивают качество определения координат источника, которое слабо зависит от статистических характеристик случайных помех, воздействующих на датчики решетки. Нами был оптимальный синтезирован фазовый статистически алгоритм (PSO), который представляет собой модификацию асимптотически эффективного (ASE) статистического алгоритма для оценки координат микросейсмических источников, предложенного в [24]. В отличие от алгоритма ASE, алгоритм PSO не требует дополнительных наблюдений «чистого» шума и устойчив к статистическим свойства случайных помех. Также установлено, что алгоритм PSO является расширенной версией хорошо известного

фазового алгоритма SRP-PHAT [25], который широко используется в акустических приложениях. Проведенное методом Монте-Карло моделирование показало, что предложенный алгоритм PSO обеспечивает гораздо лучшую точность локации источника, чем традиционный алгоритм SRP-PHAT (Рисунок 9). Также было показано, что алгоритм PSO имеет точность локации источника сравнимую с алгоритмом PML [26]. Однако алгоритм PSO обладает более высокой вычислительной эффективностью, чем алгоритм PML, что позволяет использовать его на практике для обработки данных антенных решёток в режиме реального времени.



Рисунок 9 – Средняя абсолютная ошибка оценивания координат источника алгоритмами PML, PSO, SRP-PHAT в зависимости от усредненного отношения сигнал/шум.

В работе [23] предлагается использовать три робастных фазовых алгоритма оценивания вектора кажущейся медленности, использующие, в основном, фазы преобразований Фурье записей датчиков сейсмической группы.

РFK-оценка вектора кажущейся медленности (*p*), аналогичная SRP-PHATалгоритму, можно представить в виде:

$$\tilde{\boldsymbol{p}}_{\text{PFK}}\left(\dot{\boldsymbol{x}}_{n}\right) = \arg\max_{\boldsymbol{p}\in\mathcal{Q}}\sum_{j=1}^{n}\left|\sum_{k=1}^{m}\exp\left\{i\left(\varphi_{k,j}-2\pi f_{j}\tau_{k}\left(\boldsymbol{p}\right)\right)\right\}\right|^{2},\qquad(29)$$

где $\delta_{k,l}(p) = \tau_k(p) - \tau_l(p)$ - теоретическая разность времён прихода плоской волны на датчики группы с номерами k и l; $\tau_k(p)$, $k \in \overline{1,m}$ - время, в течение которого фронт Рволны проходит от первого до k-го датчика группы; $\left|\tilde{\gamma}_{k,l}(f_j)\right|^2$ - оценка квадрата функции когерентности записей k-го и l-го датчиков группы; $f_j = \frac{jf_{\rm smp}}{2n}$, где $f_{\rm smp}$ - частота дискретизации аналоговых сигналов датчиков группы.

PSO-оценка вектора кажущейся медленности:

$$\hat{\boldsymbol{p}}_{\text{PSO}}\left(\dot{\boldsymbol{x}}_{n}\right) = \arg\max_{\boldsymbol{p}\in\mathcal{Q}}\sum_{k=1}^{m}\sum_{l=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}\left|\ddot{\tilde{\boldsymbol{\gamma}}}_{k,l}\left(f_{j}\right)\right|^{2}\cos\left(\varDelta\varphi_{k,l,j}-2\pi f_{j}\delta_{k,l}\left(\boldsymbol{p}\right)\right).$$
(30)

PML-оценка вектора кажущейся медленности:

$$\hat{\boldsymbol{p}}_{\text{PML}}(\bar{\boldsymbol{y}}_{n}) = \underset{\boldsymbol{p} \in Q}{\operatorname{argmax}} \sum_{j=1}^{n} \sum_{k=1}^{m} \underset{l=k+1}{\overset{m}{\sum}} \ln p(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}), |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}|), \quad (31)$$

$$\text{где} \quad \ln p(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}) | |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}|) = \frac{1 - |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}|^{2}}{2\pi} \times \left(\frac{1}{1 - |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}|^{2} \cos^{2}(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}))} + |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}| \cos(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p})) \frac{\pi - \arccos[|\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}| \cos(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}))]}{[1 - |\dot{\boldsymbol{y}}_{k,l,j}|^{2} \cos^{2}(\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}))]} \right)$$

$$\eta_{k,l,j}(\boldsymbol{p}) = \underset{2\pi}{\operatorname{mod}} \left((\varphi_{k,j} - \varphi_{l,j}) - 2\pi f_{j} \delta_{k,l}(\boldsymbol{p}) \right).$$

Качество предложенных фазовых алгоритмов (29)-(31) было проанализировано в сравнении с качеством стандартного алгоритма широкополосного F-K-анализа (WFKалгоритма) [27, 28] методом Монте-Карло. На Рисунке 10 показаны целевые функции алгоритмов оценки WFK, PFK и PML, рассчитанные для смеси сигнала с реальными случайными помехами при SNR = 0.3. Видно, что целевая функция WFK-оценки имеет несколько локальных максимумов, значения которых различаются незначительно. В этом случае практически невозможно правильно оценить вектор медленности путем нахождения глобального максимума целевой функции, поскольку аргумента незначительные вариации реализаций случайных помех могут вызвать значительные ошибки в определении глобального максимума функции. То есть WFK-алгоритм становится нестабильным. В то же время для PFK и PML-оценок целевые функции имеют отчетливые пики около истинного значения вектора медленности Р-волны.



Рисунок 10 – FK-карты для смеси сигнала с реальными помехами при SNR = 0.3: WFK алгоритм (слева), PFK алгоритм (центр), PML алгоритм (справа).

Результаты проведенных исследований опубликованы в четырех статьях [20–23], в том числе одной [23] в журнале Q1 по Scopus (Приложение А).

2.2 Резонансные характеристики грунтов по спектральным H/V-отношениям

Развитие резонансных явлений в слоистой осадочной толще является одним из эффектов, существенных вызывающих изменения интенсивности сейсмических колебаний. Один из подходов к выявлению резонансных эффектов грунтов по записям фоновых микроколебаний (микросейсм), заключается В анализе величин межкомпонентного спектрального отношения, представляющего собой отношение амплитудного спектра горизонтальной составляющей записи колебаний к спектру ее (H/V). Для вертикальной составляющей выявления характеристических частот сейсмических колебаний, предположительно связанных с резонансными эффектами, в данной работе [29] предлагается использовать три взаимодополняющих варианта оценки значений таких частот. В рамках первого подхода рассчитывается среднее (по совокупности имеющихся записей) значение спектрального отношения в зависимости от частоты [30]. В рамках второго подхода [31] рассчитываются медианы спектрального отношения, что позволяет исключить влияние отдельных случайных выбросов. Третий подход, также впервые описанный в [31], нацелен на выделение систематически повторяющихся максимумов межкомпонентного отношения H/V, пусть даже и весьма малой амплитуды.

На Рисунке 11 приведены ожидаемые значения частот резонансов грунтовой толщи, рассчитанные в соответствии с сейсмогеологическими моделями строения площадки на ее разных участках, в сопоставлении с распределением частот максимумов Н/V-отношения, выявленных описанными выше методами. Видно хорошее согласие частот максимумов характерных значений Н/V-отношения со значениями резонансных частот. Соответствие лучше выражено в низкочастотной области и несколько хуже – для участка спектра с частотами более 7–8 Гц. Худшее согласие в высокочастотной области является, в значительной степени, естественным следствием площадных вариаций локальных значений мощности верхних, маломощных, слоев грунта относительно усредненной сейсмической модели грунтовой толщи.

Таким образом, был предложен усовершенствованный статистический подход для определения резонансных частот грунтов по спектральным H/V-отношениям, позволяющий с высокой достоверностью выделять резонансные частоты колебаний грунтовой толщи.



Рисунок 11 – Плотность распределения максимумов величин H/V-отношения по совокупности данных для площадки. Стрелками 1 показаны положения основных, характерных для всей площадки, стрелками 2 – дополнительных, соответствующих локальным вариациям, возможных (теоретических) резонансных частот по данным сейсмогеологических моделей грунтовой толщи.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [29] (WoS, Приложение А).

2.3 Теория экстремальных значений в целях расчета сейсмической опасности 2.3.1 Расчет квантилей величин lg(PGA)

Для квантильной оценки величин будем использовать общие результаты теории значений [32, 33]. Они позволяют экстремальных построить универсальные статистические модели экстремальных характеристик для различных природных процессов и изучить их статистические свойства. В работах [34-37] мы рассматриваем ускорения грунта в данной точке, вызванные землетрясениями. Эти ускорения являются, очевидно, случайными величинами. В качестве соответствующей статистической характеристики мы берем квантили $Qq(\tau)$ максимального ускорения в данной точке, которые произойдут в будущем интервале времени τ. Квантиль Qq(τ) дает значение ускорения, которое не будет превышено в будущем интервале времени τ с вероятностью q. В теории экстремальных значений рассматриваются независимые события, поэтому предварительно мы проводим декластеризацию используемого каталога. Для этого нами в работе [38] предлагается новый метод декластеризации, основанный на обобщенном расстояния, использующий некоторые положения метода ближайшего соседа [39, 40], но столь же простой в реализации, как и ранее предложенные для этой цели оконные методы [41, 42]. После декластеризации можно оценить Qq(т) для желаемого уровня q и для любого будущего интервала времени т. Следует отметить, что для неограниченных распределений статистический разброс квантильной оценки увеличивается с т.

Мы предполагаем, что каталог землетрясений (глобальных или региональных) охватывает временной интервал [0; Т], а точка с широтой и долготой (λ, φ) является фиксированной. После декластеризации мы рассчитываем ускорения, используя уравнения следующие соотношения для всех основных событий каталога:

 $lg(A) = 2.76 - 0.55 \cdot lg(\rho); 1 \le \rho \le 10;$ (32)

3.50 - $1.29 \cdot \lg(\rho); \rho \ge 10$,

где PGA представлено в см/сек², *р* – нормированное расстояние до очага:

 $\rho = \mathbf{R} \cdot 10^{-0.325 \cdot (M-5)}, \quad (33)$

где R – расстояние, км, М – магнитуда.

Отдаленные события дают обычно очень малые значение PGA и практически не влияют на итоговые оценки. Расчет параметров Обобщенного распределения Парето (GPD) предполагают задание некоторого порога h. Этот порог следует выбирать таким образом, чтобы распределение ускорений, превышающее h, было как можно ближе к предельному распределению теории экстремальных значений – обобщенному распределению Парето (GPD). Плотность GPD имеет вид:

f(x / h, s, \xi) =
$$\frac{1}{s} \left(1 + \frac{\xi}{s} (x - h) \right)^{-\frac{1}{\xi} - 1}$$
. (34)

Метод максимального правдоподобия для событий (x₁, ...x_n) имеет вид:

$$L(h, s, \xi) = -n \cdot \log(s) - (1 + 1/\xi) \sum_{k=1}^{n} \sum_{k=1}^{n} (1 + \frac{\xi}{s} (x_k - h)).$$
(35)

Оценки максимального правдоподобия для параметров h, s, ξ определяются численно как значение, обеспечивающие максимальную величину правдоподобия (35). Наиболее подходящий порог h и соответствующая пара значений (ξ , s) выбираются по условию минимизации расстояния Колмогорова (KD) между аппроксимирующей функцией распределения GPD h (ξ , s) и эмпирической функцией распределения Fn(x):

 $KD = max |F_n(\mathbf{x}) - GPD_h(\mathbf{x}|\boldsymbol{\xi}, \boldsymbol{s})|.$ (36)

После определения параметров распределения h, s, ξ рассчитываются желаемые квантили Qq(τ), в данном случае для lg(PGA), по формулам [43]:

$$Q_{q}(\tau) = h + \frac{s}{\xi} \left[\left(\frac{\lambda \tau}{\log(\frac{1}{q})} \right)^{\xi} - 1 \right]. \quad (37)$$

Здесь λ обозначает интенсивность потока событий - среднее число ускорений, превышающих h за единицу времени. В нашем случае этот поток считается маркированным пуассоновским точечным процессом. Отрицательный параметр формы ξ

<0 GPD закона распределения соответствует ограниченному распределению. Диапазон случайного значения X составляет $h \le X \le h$ - s / ξ , верхний предел Атах равен:

Amax =
$$h - \frac{s}{\xi}$$
, $\xi < 0$; $s, h > 0$. (38)

Мы применили метод, описанный выше, для Японии, Камчатки и Курильских островов. В качестве основного каталога мы использовали каталог ISC-GEM (http://www.isc.ac.uk/iscgem/). Нижний порог M_w =5.6 был выбран для обеспечения надежной регистрации землетрясений. Квантили $Q_{0.90}(50 \text{ лет})$ оценивались по сетке $0.3^{\circ} \times 0.3^{\circ}$. Для Японии оценки квантиля показаны на Рисунке 12. Здесь выделяется три крупных пятна повышенных значений ускорения (они отмечены цифрами 1–3), а также есть два более слабых пятна (отмечены 4–5). Результаты аналогичных оценок для Камчатки и Курильских островов, выполненные для сетки $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, представлены на Рисунке 13.



Рисунок 12 – Квантили уровня Q_{0.90}(50 лет) для Японии по каталогу ISC-GEM 1904–2011 гг. Точкой показан эпицентр землетрясения Тохоку. Числами помечены области максимумов значений PGA.



Рисунок 13 – Схема квантилей Q_{0.90}(50 лет) для территории Курильских островов и Камчатки по каталогу ISC-GEM 1904–2014 гг.

Результаты проведенных исследований опубликованы в пяти статьях [34–38], в том числе двух [35, 38] в журналах Q2 по Scopus (Приложение А).

2.3.2 Двухзвенная модель графика повторяемости землетрясений

В работе [43] предложена новая составная модель распределения магнитуд землетрясений, статистически удовлетворительно описывающая их распределение как в диапазоне слабых и умеренных землетрясений (закон Гутенберга–Рихтера), так и в области сильнейших событий (обобщенный закон Парето, являющийся одним из предельных законов теории экстремальных значений). Функция распределения магнитуд F(x) для предложенной модели состоит из двух частей:

$$\begin{split} F(x) &= C_1 \{ 1 - exp[-b \cdot (x - m_0)] \}, \quad m_0 \le x \le h ; \quad (39) \\ F(x) &= C_3 + C_2 \{ 1 - [1 + (\xi/s) \cdot (x - h)]^{-1/\xi} \}, \quad h \le x \le M_{max} = h - s/\xi, \quad \xi < 0. \quad (40) \end{split}$$

Порог h разделяет две ветви модели. Нижняя граница распределения m_0 зависит от системы регистрации землетрясений и обычно определяется границей соблюдения прямолинейности закона Гутенбнрга-Рихтера на левом хвосте распределения. Мы полагаем m_0 известным. Параметр b – это наклон прямолинейной ветви в логарифмическом масштабе; C_1 , C_2 , C_3 – константы (они зависят от указанных параметров), которые должны обеспечить нормировку функции распределения F(x) и ее непрерывность в точке h:

$$C1 = 1/\{1 + (1+\xi) \cdot exp[-b(h-m0)] - exp[-b(h-m0)] \},$$

$$C_2 = 1 - C_1\{1 - exp[-b(h-m_0)]\},$$

$$C_3 = C_1 [1 - exp[-b \cdot (h - m_0)].$$
(41)

Параметры s и ξ определяются по имеющимся данным из непрерывности производной плотности f (m) в точке m = h:

$$s = (1+\xi)/b.$$
 (42)

На примере Японии и Курил (по данным GCMT-каталога) показано, что модель хорошо описывает сейсмичность в кругах, содержащих не менее 80 основных событий в диапазоне уверенной регистрации m ≥ 5.3. Требование по числу событий задает статистическое ограничение на разрешающую способность предложенного метода. Для указанных регионов это ограничение привело к использованию единого радиуса круга 300 км по сетке 2 × 2°.

Использование предложенной модели в разработанной нами ранее статистической методике оценки сейсмического риска (использование квантилей распределения максимальной магнитуды в заданный будущий период времени Q q(т)) дает возможность развить методику сейсмического районирования как в плане большей робастности

(меньшей чувствительности результатов расчетов к случайной реализации редких сильнейших событий), так и в плане большей пространственной детальности, приближающейся к пространственному разрешению карт общего сейсмического районирования (Рисунок 14).



Рисунок 14 – Схема пространственного расположения полученных значений квантиля Q_{0.9}(50).

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [43] (Q2 по Scopus, Приложение А).

3 Методы сейсмометрии и сбора геофизических данных

3.1 Предварительная подготовка данных

Объем сейсмических данных увеличивается экспоненциально, создавая потребность в эффективных алгоритмах автоматической обработки. В качестве универсального инструмента анализа сейсмических данных может быть использована многозадачная глубокая нейронная сеть (ГНС) [44–46]. Чтобы упростить архитектуру сети и облегчить обучение, естественно проводить предварительную подготовку данных [47]. В работе [48] показано, что при современном уровне развития ГНС, предпочтительным методом предобработки сейсмических записей является вейвлет-преобразование (Рисунок 15). Помимо отличной способности этого метода фильтровать шумы разнообразной природы, это очень наглядный метод, позволяющий четко локализовать изменения сигнала во времени.

Также были проведены работы по автоматической коррекции записей сейсмических сигналов для улучшения отношения сигнал/шум с помощью адаптивной фильтрации. Для коррекции использовались записи атмосферного давления, наружной температуры и температуры внутри сейсмических приборов. Адаптивная фильтрация основана на использовании, помимо исходного зашумленного сейсмического сигнала,

одного или нескольких сигналов помехи, коррелированных или слабо коррелированных с полезным сигналом. Примером реализации такого подхода может служить выделение полезного геогидроакустического сигнала [49] (Рисунок 16).



Рисунок 15 – (а) – запись землетрясения на сейсмической станции АСАР. Магнитуда землетрясения М = 5.0 (Оахака, Мексика, 12.02.2005 г., М = 5.0, глубина 20.0 км); (б) – тот же сигнал, восстановленный после вейвлет-преобразования по порядку № 64.



Рисунок 16 – Упрощенная структурная схема адаптивного фильтра для фильтрации барических помех.

Адаптивная фильтрация отличается от классического цифрового фильтра наличием обратной связи и, следовательно, передаточной функции фильтра переменной во времени, которая зависит напрямую от подаваемых сигналов. В результате проведенного нами эксперимента было практически доказано, что, применяя технику адаптивной фильтрации возможно восстановление «чистого» сигнала [50]. Примененный адаптивный фильтр учитывал ключевые особенности подаваемых на его входы спектральных свойств сигналов. Таким образом, он способен формировать необходимые передаточные функции, обеспечивающие выделение «полезных» частот сигналов из любых диапазонов спектра, с максимальным подавлением шумов, представленных во втором опорном входном сигнале соответствующему сигналу помехи, на всех частотах спектрального диапазона.

Продемонстрировано, что при этом границы усиления-подавления фильтра формируются автоматически по заданному уровню шумов.

Другим приемом, позволяющим проводить высокоточную обработку данных, является мониторинг мощности мерзлого слоя грунта, что необходимо для многих научных и прикладных задач. Глубина промерзания грунта оказывает влияние на точность результатов при сейсмоакустическом каротаже, при инженерно-геологических изысканиях для изучения геологического строения массива, нарушений угольных пластов, оценки напряжённого состояния геологической среды, при малоглубинной томографии. В работе [51] разработаны техники проведения сейсмометрических экспериментов, при которых необходимо учитывать толщину замерзшего слоя грунта.

Результаты исследований опубликованы в четырех статьях [48–51], в том числе в одной [48] в журнале Q2 по Scopus (Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

3.2 Разработка геофизической аппаратуры и ее тестирование

Одним из основных помехогенерирующих факторов в длиннопериодной сейсмометрии, являются колебания температуры механических элементов приборов и конвективные потоки в их внутреннем объеме. Одним из возможных решений по уменьшению влияния шумов подобного типа является адаптивная фильтрация регистрируемых сейсмических сигналов с использованием данных по одновременной регистрации температурного режима ключевых элементов приборов и окружающего их пространства (см. выше). Однако до последнего времени таким способом было невозможно достичь практических результатов, поскольку не было систем, способных регистрировать изменения температуры с требуемой точностью. В результате в рамках темы НИР была спроектированная серия высокочувствительных термосенсоров, позволяющая одновременно контролировать температуру в нескольких наиболее важных точках любого сейсмического прибора с точностями порядка 0.01–0.001 °C [52].

Особое внимание при проектировании было уделено мерам по дополнительному снижению уровня возможных электромагнитных шумов и локализации их источников. Для решения широкого класса задач по наблюдению термодинамического режима разнообразных объектов было разработано семейство дифференциальных термосенсоров, обладающих разной чувствительностью B/°C и уровнями собственных шумов. Такой набор термосенсоров может оказать неоценимую помощь при проектировании и отладке новых геофизических приборов. На том же принципе были разработаны прецизионные

узкополосные температурные датчики для изучения тонкой структуры температурных полей в пластах горных пород [52, 53].

Также были проведены работы по улучшению базовых параметров прецизионного электронного термографа, установленного в геофизической лаборатории, расположенной в штольне Баксанской нейтринной обсерватории Института ядерных исследований РАН (БНО) [54]. Основное внимание было уделено уменьшению уровня регистрируемых шумов. Было установлено, что наилучший результат может быть достигнут при питании датчиков термографа от аккумуляторов. Для решения данной задачи был разработан новый управляемый блок питания (Рисунок 17).



Рисунок 17 – Аккумуляторный блок питания термодатчиков. Внешний вид (слева) и внутреннее устройство (справа).

В новом блоке питания было реализовано питание стабилизированным напряжением 5 В выносных блоков системы сбора информации, функционирующих на базе модулей Zetlab-220 (Россия) и управляемое питание термодатчиков (Рисунок 18). Питание термодатчиков осуществлялось от встроенного гелиевого аккумулятора, оперативная зарядка которого происходила в паузах между измерениями. Для максимальной стабильности выходных питающих напряжений была применена схема двойной стабилизации. Проведенные работы позволили улучшить базовые параметры установленной системы температурного мониторинга горных пород, доведя ее относительную точность измерений вплоть до 0.00022°C [54].

Также были проведены работы по комплексной оценке и тестированию современных цифровых систем сбора информации (ЦССИ) в полевых условиях на базе геофизической лаборатории Института физики Земли РАН, расположенной в штольне БНО. Система обеспечивает непрерывную регистрацию целого комплекса геофизических и служебных параметров. Периодическое тестирование таких ЦССИ является важным этапом в процессе их функционирования. В состав любой ЦССИ обязательно входит один или несколько аналого-цифровых преобразователей (АЦП), которые необходимо проверять на соответствие заявленным параметрам. Для проверки могут использоваться различные методы и приборы, зачастую, недоступные в полевых условиях.


Рисунок 18 – Блок-схема прецизионного блока питания системы температурного мониторинга.

В результате нами была предложена методика для проверки 3-х компонентной ЦССИ, в которой, по очереди меняя входные сигналы на каждом входе, можно определить, как значения критических параметров, так и возможные основные неисправности АЦП (Таблица 1) [55]. Для тестов необходимо минимальное оборудование: батарейка 1.5 В, электронный тестер для измерений напряжения батарейки, внешний модуль тестового генератора низкочастотного гармонического напряжения (например, генератор Вина) и ноутбук для проведения обработки записанных данных.

№ теста	ЦССИ						
	Канал 1	Канал 2	Канал 3				
1	генератор	батарейка	заземление				
2	заземление	генератор	батарейка				
3	батарейка	заземление	генератор				

Таблица 1 – Коммутация входных каналов ЦССИ в ходе проведения тестирования.

Исследование спектров заземленных входов позволит сделать обоснованные выводы и о качестве фильтрации помех, создаваемых питающими электрическими сетями. Для оперативной оценки стабильности качества преобразования входных сигналов необходимо будет построить гистограмму распределения полученных цифровых кодов АЦП с заземленного канала и канала с подключенной батарейкой. Используя данные собранные заземленным каналом или каналом, подключенным к батарейке, можно составляющих разрешающую оценить свободную от паразитных способность тестируемой ЦССИ. Таким образом, использование разработанной методики позволит выполнять работы по оперативному выявлению основных неисправностей ЦССИ: правильность аналого-цифрового преобразования входных напряжений и отображения входных напряжений, уровня межканальных проникновений и собственных шумов системы сбора, наличие, величину смещения и дрейф нуля, погрешность коэффициента усиления встроенных усилителей входного сигнала.

Результаты исследований опубликованы в двух статьях [52, 53] (WoS, RSCI, Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

3.3 Новые направления сейсмометрии: вращательная сейсмология и распределенное акустическое зондирование

В рамках темы НИР были проведены теоретические и экспериментальные исследования новых направлений сейсмометрии – вращательной сейсмологии [56] и распределенного акустического зондирования (Distributed Acoustic Sensing – DAS) [57–59]. Под термином DAS понимается технология использования оптического волокна в качестве линейного набора сейсмических приборов. При этом измеряются растяжение/сжатие в оптоволоконном кабеле. Основаны эти измерения на процессах естественного рассеяния света в оптических волокнах. Наиболее часто применяются системы, основанные на рэлеевском рассеянии из-за высокого уровня сигнала [60].

В обзорных работах [56, 61], посвященных вращательной сейсмологии:

- сформулированы требования к приборам, регистрирующим вращательные движения (телесейсмические расстояния – пороговая чувствительность 10–10 рад/с в диапазоне от 0.1 мГц до 10 Гц, ближняя зона – разрешение 10–7 рад/с в диапазоне 0.01–0.1 Гц, инженерные приложения – частотный диапазон вплоть до 100 Гц, большой динамический диапазон, регистрация максимальных величины порядка нескольких радиан в секунду. При этом датчики должны быть нечувствительны к линейным движениям и фиксировать все три компоненты вращения),

- проанализированы используемые приборы (лазерные гироскопы, малоапертурные сейсмические антенны, лазерные оптоволоконные и волоконно-оптические датчики, молекулярно-электронные сейсмометры) и их применимость для различных задач,

- рассмотрены варианты приборов для снижения помехового влияния наклонов, в том числе, разработанных в ИТПЗ РАН [62, 63].

В цикле теоретической работе по DAS [59] было показано, что:

- наиболее перспективно использование DAS с фазочувствительной оптической рефлектометрией во временной области,

- DAS имеет ряд преимуществ перед сетью традиционных сейсмических датчиков (высокое пространственное разрешение, возможность использования существующих коммуникационных кабелей, нет проблемы синхронизации между каналами; не нужны индивидуальные источники питания датчиков и их обслуживание, а также относительно низкая стоимость),

- DAS возможно применять для решения практически любой сейсмологической задачи (скважинные и поверхностные измерения, используемые для разведки и при добыче полезных ископаемых; мониторинг резервуаров CO₂, пассивная и активная сейсмическая томография, сейсмология землетрясений, морская геофизика, раннее предупреждение о землетрясениях и цунами; др.),

- основным препятствием распространения DAS является недостаточное метрологическое обеспечение.

В работах [64, 65] совместно с ООО "Т8 Сенсор", проводящим научные исследования в области фотоники и разработки многофункциональных систем технологического мониторинга и охраны, проведен предварительный анализ сигналов первых вступлений землетрясений магнитудой M>5.0, зарегистрированных распределенным акустическим сенсором «Дунай» в течение февраля 2023 г. в рамках международного эксперимента Global DAS Month (https://www.norsar.no/in-focus/globaldas-monitoring-month-february-2023). Для проведения эксперимента система «Дунай» была развернута на полигоне Кавказской горной обсерватории Государственного астрономического института им. П.К. Штернберга. Были рассмотрены факторы, от которых может зависеть качество сигнала (Рисунок 19).

В результате было получено, что значительную положительную корреляцию имеет логарифм произведения среднеквадратичного значения амплитуды сигнала и эпицентрального расстояния от магнитуды события, что согласуется с оценкой спектральной амплитуды объемной волны. Для расстояния и угла пока не удалось получить информативных результатов. Одним из факторов, не учтенных в анализе является то, что системы DAS имеют сложную зависимость диаграммы направленности для различных типов волн, а также от угла между направлением линейного положения сегмента волокна и направлением прихода сейсмической волны.

Таким образом, в рамках проведенного эксперимента были определены некоторые метрологические характеристики конкретной DAS, принципиальные возможности системы, в том числе перспективы телесейсмического мониторинга. Работы по этому направлению продолжаются в настоящее время.



Рисунок 19 — Регрессионные модели характеристик исследуемых событий, зарегистрированных системой "Дунай" (Т8 «Сенсор»). Отношение сигнал/шум в зависимости от: а — магнитуды М; б — эпицентрального расстояния Δ ; в — обратного азимута α ; г — зависимость логарифма произведения среднеквадратичного значения амплитуды сигнала и эпицентрального расстояния от магнитуды события. ОСШ — отношение сигнал/шум, СКЗ — среднеквадратичное значение.

Результаты исследований опубликованы в пяти статьях [56, 59, 61, 64, 65], в том числе четырех [56, 59, 61, 65] в журналах WoS (Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

4 Исследования очагов отдельных землетрясений России и мира

В разделе представлены результаты исследований отдельных сильных и умеренных землетрясений России и мира, выполненных как с использованием оригинальной методики определения очаговых параметров землетрясений, разработанной в ИТПЗ РАН, так и с помощью методик, разработанных и применяемых в КФ ФИЦ ЕГС РАН.

4.1 Методика определения очаговых параметров землетрясений по данным поверхностных волн

Для исследований отдельных сильных и умеренных землетрясений России и мира применялась разработанная в ИТПЗ РАН оригинальная методика определения очаговых параметров землетрясений по поверхностным сейсмическим волнам [66–68]. Методика обладает значительными преимуществами перед большинством мировых аналогов: помимо обычно определяемых параметров тензора сейсмического момента (TCM), вычисляются интегральные оценки пространственно-временных харатекристик очагов землетрясений, при этом нет необходимости проводить исследования в труднодоступных районах, в связи с использованием записей удаленных сейсмических станций.

Расчет очаговых параметров осуществлялся в несколько этапов. На первом этапе проводилась обработка записей поверхностных волн от рассматриваемых землетрясений с помощью процедуры спектрально-временного анализа [69], в итоге выделялись амплитудный и фазовый спектры основной моды волн Рэлея и Лява. Для работы использовались записи широкополосных станций сейсмических сетей IRIS, GEOFON, GEOSCOPE с высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией поверхностных волн. Пример, иллюстрирующий выбор сейсмических станций и обработку их записей для двух сильных Турецких землетрясений 6 февраля 2023 г. [70], приведен на Рисунке 20.



Рисунок 20 – Используемые сейсмические станции с примерами фильтрации записей для первого (а) и второго (б) сильных Турецких землетрясений 6 февраля 2023 г. Коды станций соответствуют международному стандарту. LHZ – вертикальная компонента записи, LHT – трансверсальная компонента записи.

На втором этапе оценивались TCM (в приближении двойного диполя) и глубина исследуемых событий. Основными исходными данными для этого служили амплитудные спектры поверхностных волн, полученные ранее, дополнительно привлекалась информация о знаках первых вступлений Р-волн, в соответствии с методикой, описанной в работе [71], и фазовые спектры поверхностных волн [66]. На третьем этапе вычислялись интегральные характеристики очагов, описывающие геометрию разрыва и его развитие во времени [67]. Сам очаг рассматривался в приближении плоской дислокации эллиптической формы. Интегральные характеристики оценивались для обеих нодальных плоскостей фокальных механизмов, полученных на предыдущем этапе, что в отдельных случаях позволило выделить истинную плоскость разрыва в очаге [72].

Исследования по вышеописанной методике были проведены для 11 землетрясений с $M_w \ge 4.7$: сильнейшего афтершока землетрясения Тохоку 11.03.2011 ($M_w = 8.4$) [73, 74], землетрясений в Непале 25.04.2015 ($M_w = 7.9$) [74], в заливе Акаба, Египет (27.06.2015) ($M_w = 5.6$) и в регионе Мертвого моря 04.07.2018 ($M_w = 4.8$) [75], трех сильных землетрясений Аляски 24.01.2016 ($M_w = 7.1$), 23.01.2018 ($M_w = 7.9$), 11.11.2018 ($M_w = 7.1$) [76, 68], Быстринского землетрясения 21.09.2020 с афтершоком ($M_w = 5.6$ и $M_w = 4.7$, Прибайкалье) [77] и двух сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 ($M_w = 7.8$ и $M_w = 7.7$) [70].

4.2 Результаты определения очаговых параметров землетрясений по данным поверхностных волн

В результате для 11 исследуемых сейсмических событий были получены глубины очагов (h, км) и TCM в приближении двойного диполя, которые полностью описываются скалярным сейсмическим моментом (M_0 , $H \cdot M$) и положением одной из нодальных плоскостей (NP) или осями главных напряжений фокального механизма (Таблица 2). Нодальные плоскости в Таблице 2 заданы азимутом простирания (strike, °), углом падения (dip, °) и углом подвижки (slip, °), а стереограммы фокальных механизмов (beach ball) приведены в проекции нижней полусферы.

Полученные очаговые параметры сравнивались с данными, опубликованными различными сейсмологическими агентствами. В целом, наши результаты рассмотрения очагов в приближении мгновенного точечного источника хорошо согласуются с данными мировых сейсмологических агентств (GCMT, NEIC, GEOFON и др.). Наибольшие расхождения между нашими оценками и решениями из GCMT каталога выявлены для сильнейшего афтершока землетрясения Тохоку (№ 1 в Таблице 2). Показано, что в этом

случае основной причиной выявленных расхождений служит выбор различных диапазонов периодов. При этом продемонстрировано, что диапазон периодов, используемый при расчетах GCMT решения, не отвечает используемому приближению точечного источника, в то время как результаты работ [73, 74] получены для более длинных периодов (100–200 с), соответствующих такому приближению.

N⁰	Дата	$M_{\rm w}$	М₀, Н∙м	h,	Нодальные плоскости			Beach	Ссылка
				КМ	strike, °	dip, °	slip, °	ball	
1	11.03.2011	8.4	0.46×10^{22}	10	33	89	-90	(\cdot)	[73, 74]
					207	1	-96	\bigcirc	
2	25.04.2015	7.9	0.80×10^{21}	12	102	84	90	\bigcirc	[74]
					283	6	91		
3	27.06.2015	5.6	0.21×10^{18}	20	210	80	15		[75]
					117	75	170	\bigtriangledown	
4	24.01.2016	7.1	0.55×10^{20}	100	60	65	40		[68]
					310	54	148		
5	23.01.2018	7.9	0.82×10^{21}	20	165	71	164		[68, 76]
					260	75	20	0	
6	04.07.2018	4.8	0.23×10^{17}	25	160	80	90		[75]
					341	10	91	\cdot	
7	11.11.2018	7.1	0.54×10^{20}	65	189	57	-90		[68, 76]
					9	33	-90	\bigcirc	
8	21.09.2020	5.6	0.30×10^{18}	24	107	66	16	\bigcirc	[77]
					10	75	155	\mathcal{T}	
9	21.09.2020	4.7	0.11×10^{17}	6	116	65	44	(\circ)	[77]
					4	51	147	$\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{\mathbf{$	
10	06.02.2023	7.8	6.19×10^{20}	12	63	60	6		[70]
					330	85	150	Y	
11	06.02.2023	7.7	4.29×10^{20}	8-10	270	45	-7		[70]
					5	85	-135	\bullet	

Таблица 2 – Результаты расчетов очаговых параметров в приближении мгновенного точечного источника.

Для сильных Турецких землетрясений (\mathbb{N} 10, 11 в Таблице 2) [70] некоторые отличия наших решений от GCMT, могут быть объяснены особенностями определения тензора момента для мелкофокусных источников. Они связаны, во-первых, с неоднозначностью определения компонент $M_{r\theta}$ и $M_{r\phi}$ девиаторных тензоров сейсмического момента. Указанная неоднозначность возникает в случае, если глубина исследуемого землетрясения существенно меньше длин волн, используемых для расчетов очаговых параметров [78, 79]. Во-вторых, оба исследуемых события не могут быть полностью описаны в приближении двойного диполя, принятом нами при расчетах, поскольку они характеризовались сложной геометрией очага [80–83].

Для части рассматриваемых землетрясений были проведены только расчеты их глубины и ТСМ. В некоторых случаях это было обусловлено постановкой решаемой задачи. Так, параметры сильнейшего афтершока землетрясения Тохоку и Непальского землетрясения (№ 1, 2 в Таблице 2) определялись нами в рамках исследования влияния исходного набора записей на оценки очаговых параметров в приближении мгновенного точечного источника (см. далее) [74]. Для сильнейшего афтершока Быстринского землетрясения (№ 9 в Таблице 2) вычисления в приближении плоской дислокации эллиптической формы были невозможны из-за малого количества исходных данных [77]. Для оставшихся 8 землетрясений из Таблицы 2 были определены следующие интегральные параметры очага, характеризующие геометрию разрыва и его развитие во времени: продолжительность процесса в очаге (Δt , с), длины большой и малой осей эллипса источника (l_{max} и l_{min}, км), абсолютное значение средней скорости мгновенного центроида (v, км/c), угол между большой осью источника и осью простирания (ϕ_1 , °), угол между направлением движения мгновенного центроида и осью простирания (ϕ_v , °). Значения искомых параметров, полученные для одной из нодальных плоскостей (Таблица 2) и характеризующиеся меньшим значением невязки, представлены в Таблице 3. Примеры полученных очаговых моделей для трех сильных землетрясений Аляски (№ 2, 3, 5 в Таблице 3) показаны на Рисунке 21.

N⁰	Дата	$M_{\rm w}$	$\Delta t, c$	l _{max} ,	l _{min} ,	v, км/с	φ _l , °	φ _v , °	Ссылка
				КМ	КМ				
1	27.06.2015	5.6	35.7	90	~0	2.0	150	150	[75]
2	24.01.2016	7.1	25	120	37	3.5	120	300	[68]
3	23.01.2018	7.9	37.5	180	23	3.0	15	195	[68]
4	04.07.2018	4.8	4	15	~0	_	_	_	[75]
5	11.11.2018	7.1	15	105	18	4.5	160	160	[68]
6	21.09.2020	5.6	6	15	0–10	2.5	10	190	[77]
7	06.02.2023	7.8	21	60	25	1.5	115	350	[70]
8	06.02.2023	7.7	10-12	55-60	0–15	4.0-4.5	150-155	150	[70]

Таблица 3 – Результаты расчетов интегральных параметров очагов.



Рисунок 21 – Модели очагов сильных землетрясений Аляски в 2016–2018 гг. по данным Таблиц 2 и 3: (а) – 24.01.2016, (б) – 23.01.2018, (в) – 11.11.2018.

Анализируя Таблицу 3, во-первых, следует отметить, что для умеренного землетрясения в заливе Акаба (№ 1) оценки длительности и длин большой и малой осей эллипса источника, очевидно, завышены [75]. Это может быть связано с наличием большого азимутального окна (почти 180°) в исходных данных. К сожалению, найти станции в этом окне с хорошим отношением сигнал/шум не удалось. В приближении двойного диполя (Таблица 2) данное окно не сыграло роли, т.к. в этом случае излучение поверхностных волн симметрично. По той же причине неудовлетворительно низким оказалось и разрешение для трех интегральных параметров для землетрясения в регионе Мертвого моря (№ 1 в Таблице 3). При этом удачным примером, демонстрирующим возможность применения используемой методики для умеренных сейсмических событий, является Быстринское землетрясение в Прибайкалье (№ 6 в Таблице 3). Корректность проведенных оценок для этого землетрясения обсуждается в работе [77]. Накопление в будущем данных об интегральных параметрах землетрясений близких магнитуд представляет существенный интерес для построения корреляционных соотношений между магнитудой, размерами очага и скоростью разрывообразования для относительно слабых землетрясений, так как обычно в мировой практике для этого используются события с М>6.0 [84, 85].

Во-вторых, если предположить Гауссовское распределение плотности момента и принять в качестве реальных оценок длительности очага и его пространственных размеров значения, соответствующие 99% доверительному уровню, то реальное время действия источника (t) превышает интегральную оценку длительности очага (Δt) в 2.5 раза, а реальные размеры очаговой области превышают интегральные оценки в 3 раза [68]. Исходя из этого, время действия источника (t, c) и длина разрыва (L, км), например, для сильных Турецких землетрясений составили 52.5 с и 180 км для первого события (№ 7 в Таблице 3) и около 30 с и 180 км для второго (№ 8 в Таблице 3) [70]. Таким образом, рассчитанные в данной работе длительность источника и длина разрыва для первого Турецкого землетрясения существенно ниже, чем практически все имеющиеся оценки этих параметров (Таблица 4). Такое несоответствие может быть связано со сложным характером очага. Так, согласно моделям [80-83, 86, 87], основанным на различных исходных данных, это землетрясение началось на разломе Нарли, оперяющем Восточно-Анатолийский разлом и имеющем практически субмеридиональную ориентацию. Начальная фаза разрыва продолжалась 10-20 с, а его длина составила около 10-40 км. Далее разрыв распространялся билатерально вдоль Восточно-Анатолийского разлома, захватив различные его сегменты. Судя по полученным нами значениям длительности источника и длины разрыва, а также установленному простиранию плоскости разрыва

(Таблица 2, strike=63°), можно сделать вывод о том, что они описывают не весь разрыв, а только его северо-восточную часть, которая соответствует второму сегменту в модели NEIC, сегментам ABCD в [83], северо-восточным сегментам в [80, 81, 86, 88]. Оценки длительности разрыва для этих сегментов составляют около 50 с, а его длины – от 140 до 190 км, что согласуется с нашими результатами. При этом следует отметить, что в подавляющем большинстве упомянутых исследований эти сегменты характеризуются максимальными смещениями и значениями выделившегося сейсмического момента, то есть они представляют собой основную фазу разрыва. Полученные нами для второго Турецкого землетрясения значения t=30 с и L=180 км близки к оценкам, приведенным в Таблице 4, за исключением [89]. Примечательно, что только в этой работе была получена наиболее простая модель очага (без сегментов, но со сложной геометрией разлома) для рассматриваемого события, в то время как остальные результаты свидетельствуют о билатеральном характере разрыва вдоль нескольких сегментов.

Таблица 4 – Длительность источника и длина разрыва для сильных Турецких землетрясений 06.02.2023 по литературным данным.

Ссылка	06.02.202	3, M _w =7.8	06.02.2023, M _w =7.7		
	t, c	L, км	t, c	L, км	
NEIC	90	300	38	160	
[80]	_	310	-	150	
[88]	80	270	30	110	
[86]	90	300	—	_	
[90]	—	270	—	—	
[87]	80–100	300	40	140	
[81]	80	320-350	35	150-170	
[82]	60	350	30	160	
[89]	75	350	15	80	
[83]	70	300	25	100	

Полученные данные об очаговых параметрах исследуемых землетрясений позволили сделать ряд выводов тектонического характера. Так, для Аляскинского землетрясения 23.01.2018 проведенный нами анализ показал, что в противоположность модели NEIC, истинная плоскость разрыва в его очаге имела субмеридиональную ориентацию, что подтверждает выводы [91]. Для Быстринского землетрясения была показана его связь с активизацией юго-восточного сегмента ГСР. Небольшая взбросовая компонента в очагах главного толчка и его сильнейшего афтершока свидетельствует о поднятии отдельных блоков дна Быстринской впадины и массива Быстринская сопка, установленном ранее по геоморфологическим данным [92]. Полученные значения углов падения рабочих плоскостей основного толчка и его наиболее сильного афтершока позволяют предположить, что разлом на этом участке выполаживается с глубиной, т.е. является листрическим (Рисунок 22).



Рисунок 22 – Сейсмотектоническая позиция очага Быстринского землетрясения (MSF – ГСР).

Таким образом, были получены значения очаговых параметров для ряда сильных землетрясений мира, произошедших в последние годы, впервые показана возможность применения методики определения пространственно-временных размеров очагов по поверхностным волнам для умеренных землетрясений (M_w <6.0), сделаны важные сейсмотектонические выводы, относящиеся к юго-восточному сегменту ГСР. В настоящее время исследования по этому направлению продолжаются – проводится детальное изучение очагов сильных землетрясений Аляски (2020–2023 гг., M_w ≥7.1) и Тофаларского землетрясения (2021 г., M_w =5.4), приуроченного к малоизученному северо-западному участку ГСР.

Результаты проведенных исследований опубликованы в семи статьях [68, 70, 73– 77], в том числе двух [68, 77] в журналах Q1 по Scopus (Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

4.3 Зависимость параметров ТСМ от набора записей поверхностных волн

Помимо определений очаговых параметров отдельных землетрясений по данным поверхностных волн также был проведен анализ погрешностей определения параметров TCM в зависимости от набора исходных данных [74]. Для этого применялся один из методов генерации повторной выборки (ресэмплинга), а именно метод «складного ножа». Метод используется для оценки погрешности в статистическом выводе (обобщение

информации, полученной из выборки, для получения представления о свойствах генеральной совокупности). Оценки погрешности σ_{jack} выполнялись по следующей формуле [93]:

$$\sigma_{jack} = \left[\frac{k-p-1}{n-k}\sum_{i} w_i \left(\hat{\theta}_i^* - \bar{\theta}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}},\tag{43}$$

где n – размерность выборки; j – количество исключаемых данных при ресэмплинге; k = n-j – количество данных, участвующих в ресэмплинге; θ – скалярная статистика оцениваемого параметра; w_i – веса; p – количество параметров.

На начальном этапе применения метода мы считаем, что все варианты ресэмплинга имеют одинаковые веса, то есть $w_i=1/n$. В качестве данных для оценки параметра используем записи поверхностных волн. В ресэмплинге исключаем по одной записи, т.е. j=1, k = n-1. Каждый из оцениваемых параметров мы рассматриваем отдельно, поэтому p=1. Тогда формула (43) приобретает вид:

$$\sigma_{jack} = \left[\frac{n-1}{n}\sum_{i} \left(\hat{\theta}_{i}^{*} - \bar{\theta}\right)^{2}\right]^{\frac{1}{2}}.$$
(44)

С помощью данного метода было проведено исследование оценки зависимости решения от используемого набора записей для четырех сильных событий: сильнейшего афтершока в Тохоку 11.03.2011, землетрясения в Непале 25.04.2015 и двух землетрясений на Аляске 23.01.2018 и 30.11.2018 (№ 1, 2, 5 и 7 в Таблице 2).

Было показано, что в зависимости от параметров очага землетрясения, количества записей и шага параметрической сетки это влияние исходного набора записей может быть существенно различным. Для Аляскинских землетрясений продемонстрировано что, в случае, когда достаточно много записей (40 и 37 для обоих типов волн) и ни одна из нодальных плоскостей источника не является субгоризонтальной (Таблица 2), удаление любой записи слабо влияет на оцениваемые параметры (оценка погрешности равна 0). При этом уменьшение шага параметрической сетки приводит к уменьшению количества изменяемых параметров. Это было получено при анализе Аляскинского землетрясения 11.11.2018, для которого при шаге параметрической сетки в 2°, удаление записи отражается только на угле падения. Для землетрясения в Непале влияние оказалось более существенным. Это связано с меньшим количеством записей и параметрами самого события – землетрясение неглубокое и одна из нодальных плоскостей субгоризонтальна (Таблица 2). Исследование афтершока землетрясения Тохоку показало, что даже шаг параметрической сетки меньше 1° не влечет за собой нулевых оценок погрешностей. Это объясняется тем, что используется меньшее количество записей (20), одна из нодальных плоскостей источника является субгоризонтальной, а его глубина значительно меньше анализируемой длины волны. В этом случае небольшие изменения угла падения существенно меняют диаграмму поверхностно-волнового излучения (Рисунок 23) и оценку моментной магнитуды события, что было показано нами ранее в работе [73].



Рисунок 23 – Диаграммы излучения фундаментальной моды волны Лява мелкофокусным источником, представляющим собой сдвиг по простиранию, для различных значений угла падения (б).

В настоящее время исследования по этому направлению продолжаются – с помощью того же статистического метода «складного ножа» проводится изучение зависимости интегральных параметров очага землетрясения, характеризующих геометрию разрыва и его развитие во времени, от используемого набора записей поверхностных волн.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [74] (Q2 по Scopus, Приложение А) и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

4.4 Результаты исследований сильных землетрясений Камчатки и Дальнего Востока

В рамках темы НИР совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН были проведены исследования ряда сильных землетрясений Камчатки и Дальнего Востока, произошедших в 2017–2023 гг.: Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 (М_w=7.8) [94], землетрясения Углового поднятия 20.12.2018 (М_w=7.3) [95], Парамуширского землетрясения 25.03.2020 (М_w=7.4) [96] и землетрясения 16.03.2021 (МL=6.6) в акватории Тихого океана вблизи Кроноцкого полуострова на Камчатке.

17.07.2017 г. на трансформном разломе Беринга (на границе малой литосферной плиты Берингии и Командорского блока Алеутской островной дуги) произошло сильнейшее в регионе за годы инструментальных сейсмологических наблюдений задуговое землетрясение с М_w=7.8, названное <u>Ближне-Алеутским</u>. Оно вызвало сотрясения с интенсивностью I=5–6 баллов на о. Беринга и незначительную волну цунами на о-вах Ближних. На основе длиннопериодных записей сейсмических станций мировой и Камчатской сетей, прилегающих станций ГНСС, а также изучения афтершоковой

последовательности, построена пространственно-временная модель развития очага землетрясения [94]. В этой модели предполагается, что главное событие содержало два близких по времени, но пространственно разнесенных по разлому Беринга субочага с размерами 200 × 20 км на юго-востоке и 50 × 20 км на северо-западе (Рисунок 24).



Рисунок 24 – Пространственно-временная модель развития очага Ближне-Алеутского землетрясения. С - комбинированный очаг, состоящий из двух дислокационных источников СІ и СІІ. Показаны проекции верхних кромок площадок источников СІ, СІІ: 1 – эпицентр КФ ФИЦ ЕГС РАН; 2 – эпицентр NEIC; 3 – центроид GCMT; 4 – геометрические центры проекций; 5 – разлом Беринга; 6 – афтершоки первых 3-х часов (по каталогу NEIC). Приведены механизмы для СІ и СІІ.

Также на основании проведенного анализа получен важный в практическом отношении вывод, что очаг этого сильного землетрясения не закрыл Командорскую сейсмическую брешь. Структурная и кинематическая аналогия Бирманской и Командорской микроплит, а также сходство реализуемого сценария сейсмичности с событиями, предшествовавшими Суматранскому мегаземлетрясению 26.12.2004, говорят о сохранении возможности сильнейшего землетрясения в северо-западной части Алеутской дуги. При взбросо-надвиговой подвижке, которая может реализоваться в случае срабатывания Командорской бреши, потенциальное землетрясение с М_w≥7.5 с большой вероятностью окажется цунамигенным. В этой ситуации Командорский район требует повышенного внимания.

<u>Землетрясение Углового поднятия</u> произошло 20.12.2018 на краю Тихоокеанской литосферной плиты вблизи сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и имело магнитуду M_w=7.3. Гипоцентр землетрясения и его облако афтершоков располагались в диапазоне глубин 35–55 км под акваторией Тихого океана. По записям широкополосных сейсмических станций Дальнего Востока определены TCM землетрясения Углового поднятия (Рисунок 25), глубина эквивалентного источника 25 км, длительность очагового процесса 20 с и моментная магнитуда (M_w=7.3) [95]. TCM

рассматриваемого события обладает большой недипольной составляющей и может интерпретироваться как трещина растяжения. Полученные по волновым формам оценки параметров очага дополнены моделированием косейсмических подвижек, зафиксированных на ближайших к эпицентру ГНСС станциях BRNG (Δ ~90 км) и UKAM (Δ ~200 км) (Рисунок 25). По этим данным получены оценки размеров основного очагового разрыва: длина 60 км, ширина 25 км, величина очаговой подвижки 2.1 м. Землетрясения Углового Поднятия и серия его афтершоков являются одним из закономерных эпизодов в сейсмическом процессе в окрестности сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, где возможны сильные землетрясения с магнитудами до ~9, которые могут вызвать катастрофические цунами.



Рисунок 25 – Модельное поле горизонтальных косейсмических смещений. а – направления смещений (внемасштабные белые стрелки) и векторы косейсмических смещений станций BRNG и UKAM: зарегистрированные (красные) и модельные (синие), б – изолинии амплитуд горизонтальных смещений. Зеленым прямоугольником изображена проекция модельного очага на дневную поверхность, красной линией выделена его верхняя кромка. Оценки параметров тензора сейсмического момента: (Strike, Dip, Rake) = (231°, 61°, -36°), коэффициент Лоде-Надаи = -0.39, M_0 =0.99·10²⁰ H·м.

<u>Парамуширское землетрясение</u> (М_w=7.4) произошло 25.03.2020 за осью Курило-Камчатского глубоководного желоба в районе Северных Курильских островов (Рисунок 26). Землетрясение ощущалось на всех Курильских островах, Южной и Восточной Камчатке, максимальные сотрясения были зафиксированы в Северо-Курильске и достигали интенсивности 6–7 баллов. Также была зафиксирована отчетливая волна цунами. Пространственный очаг землетрясения располагался на глубине 20–70 км, а в механизме субгоризонтальная ось сжатия направлена прблизительно на северо-запад поперек простирания Курило-Камчатского желоба и параллельного ему океанического вала (Рисунок 26) [96]. Инструментальный эпицентр находится в глубоководном желобе у подножья внешнего океанического поднятия или на его склоне, то есть юго-восточнее фронта зоны субдукции. Таким образом, исследуемое событие является внутриплитным. Его очаг располагается в Тихоокеанской плите в области, где она изогнута перед погружением в зону субдукции.



Рисунок 26 – Сильнейшие землетрясения Курило-Камчатской дуги с максимальной объявленной магнитудой ≥ 7.0. События, относящиеся к внешнему океаническому валу выделены красным цветом. Пунктиром оконтурены очаговые области сильнейших землетрясений, ближайших к Северо-Курильскому землетрясению (СКЗ на рисунке). Черная стрелка указывает направление и скорость движения Тихоокеанской плиты относительно Охотской. Приведены эпицентр (звезда) и диаграмма тензора сейсмического момента. Оценка скалярного сейсмического момента M₀=1.75·10²⁰ H·м.

Размер очаговой области Парамуширского землетрясения, оцененный по облаку афтершоков составил 110 × 40 км. Трехмерный анализ областей концентрации афтершоков позволил выделить два пространственных кластера. Первый охватывает большую часть очага и приблизительно соответствует плоскости, падающей на юговосток. Второй кластер ограничивает очаг с северо-востока и состоит из афтершоков меньшей глубины. В соответствии с выделенными кластерами афтершоков построена модель очага главного толчка Парамуширского землетрясения, состоящего из неоднородных подвижек по двум различным плоскостям разрыва.

<u>Землетрясение 16.03.2021</u> с ML=6.6 (ниже обозначенное K21, Рисунок 27) произошло в ~50 км восточнее эпицентра Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 (M_w =7.8), на сегодня сильнейшего события Восточной Камчатки за период инструментальных наблюдений Камчатской региональной сейсмической сети (с 1962 г.). Другое близкое к K21 сильное событие, Землетрясение Углового Поднятия M_w =7.3, произошло 20.12.2018. Его эпицентр располагался в ~90 км северо-восточнее K21, в Тихом океане, южнее области сочленения Камчатского и Алеутского глубоководных желобов.



Элементы сейсмичности окрестности землетрясения К21. Рисунок 27 – Обозначения землетрясений на основной карте и врезках одинаковые. Звездами отмечены три сильных события: коричневой – Кроноцкое 1997 г., оранжевой – Углового Поднятия 2018 г., красной – К21. Те же цвета использованы и в соответствующих тензорных диаграммах, приведенных по данным GCMT и определениям Камчатской сети. На диаграммах косыми звездами указаны главные оси тензора. Форшоки и афтершоки 1997 г. и К21 выделены относительно большими кружками в соответствии с приведенными магнитудной шкалой и цветовой легендой. Мелкими серыми кружками на карте указаны эпицентры остальных землетрясений региона с ML≥4 за период с 1962 г. по март 2021 г. Белая стрелка указывает направление перемещения Тихоокеанской плиты. На правой верхней врезке приведен вертикальный разрез сейсмичности по линии АВ, на который снесены все форшоки и афтершоки 1997 и 2021 гг., попадающие в прямоугольную область, отмеченную на карте белым пунктиром. На правой нижней врезке на треугольной диаграмме типов очаговых подвижек указано положение обсуждаемых сильных событий, форшоков и афтершоков.

В северной части очаговой области Кроноцкого землетрясения 1997 г. выделяется полоса сначала форшоков, а затем афтершоков. На Рисунке 27 вдоль ее простирания построен разрез АВ. Интересно, что эта полоса проявляется в сейсмичности не только при развитии очага 1997 г., но и в течение всего времени наблюдений с 1962 г. Возможно, ей соответствует некоторая структура в зоне субдукции. Эпицентр К21 находится в южной части этой полосы. Однако, многочисленные сильнейшие (ML≥4.0) афтершоки К21 образуют облако, вытянутое поперек нее. Из разреза на Рисунке 27 видно, что К21 и его сильнейшие афтершоки располагаются в более глубоком горизонте, чем произошедшие в том же районе события очага 1997 г. Кроме того треугольная диаграмма в нижней врезке Рисунка 27 демонстрирует, что механизм К21 значительно отличается от всех механизмов, известных для очага 1997 г. На той же диаграмме видно, что механизм К21

по типу ближе к механизму Землетрясения Углового поднятия, чем к Кроноцкому 1997 г. Из тензорных диаграмм на Рисунке 27 следует, что у землетрясения 1997 г. в этом направлении субгоризонтально направлена ось сжатия, а у К21 – растяжения.

Таким образом, были проведены исследования четырех сильных землетрясений Камчатки и Дальнего Востока России, сделан ряд важных тектонических выводов относительно их очагов, выделены районы, требующие повышенного внимания в плане цунамиопасности.

Результаты проведенных исследований опубликованы в трех статьях [94–96], в том числе одной [94] в журнале Q2 по Scopus (Приложение А), и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

5 Исследования строения среды, ее напряженно-деформируемого состояния и сейсмотектоники

5.1 Скоростное строение коры Байкальского рифта

Совместно с ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН для части Байкальского рифта (югозападный фланг и центральная часть) и прилегающих территорий выполнена локальная томография с использованием региональных данных о временах пробега Р- и S-волн от региональных землетрясений (1994–2016 гг.). Исходный каталог данных включал в себя 2196 землетрясений и 102 станции. Количество лучей составило почти 40 тысяч, из которых ~20 тысяч лучей Р-волн и ~19 тысяч лучей S-волн. 3D модели распределений скоростей Р- и S-волн были построены до глубины 60 км (Рисунок 28) с помощью алгоритма локальной сейсмической томографии LOTOS [97]. Все модели подвергались тщательной верификации с помощью синтетических тестов (тест «шахматной доски», тест аномалиями, полученными в работе [98]). Результаты исследования были с проинтерпретированы на основе современных данных о геологическом строении региона и его геодинамики.

Получены следующие результаты и выводы (Рисунок 28) [99]:

- под Восточным Саяном выявлена крупная низкоскоростная аномалия, которая, возможно, обусловлена присутствием кайнозойского плюма;



Рисунок 28 – Распределения скоростей Р- и S-волн на различных глубинах.

- в районе о. Ольхон, выявлена высокоскоростная аномалия до глубины 30 км. Предполагается, что она обусловлена наличием высокоплотных тяжелых пород габбро и метагаббро;

- в районе Иркутского водохранилища выявлена высокоскоростная аномалия до глубины ~30 км, возможно, связанная с локальным проявлением магматических пород.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [99] (Q1 по Scopus) (Приложение А).

5.2 Исследования сейсмического потенциала северо-западного окончания Восточного Саяна

Проведены предварительные исследования сейсмического потенциала северозападного окончания горной системы Восточного Саяна, находящегося в непосредственной близости от г. Красноярска и окружающего его густонаселенного и промышленно развитого района (Рисунок 29). Проведено сопоставление ГСР (красная линия на Рисунке 29) с Восточно-Анатолийским разломом в Турции.



Рисунок 29 – Региональная сейсмичность и механизмы крупнейших событий за весь период инструментальных наблюдений 1902–2023 гг. Каталоги: ISC-isf, ANSS (USGS), GCMT. Красный пунктир – один из линеаментов, дешифрируемых по рельефу в зоне ГСР. Зеленые ромбы – районы, соответствующие снимкам в письме ООО «ИГИИС» от 6 февраля 2023 г. № 02-23/82(001А), на которых выделены молодые разломы.

Сейсмичность района по мировым каталогам представлена на Рисунке 29. Из Рисунка 29 следует, что область основной сейсмичности данного района захватывает только ЮВ часть Восточного Саяна. Сильнейшие и большинство более слабых землетрясений происходят вдоль широкой субширотной полосы, протянувшейся от Кызыла (и западнее) к Иркутску (точнее к западной оконечности оз. Байкал), а также вдоль отходящих на юг от этой полосы молодых рифтовых впадин, по-видимому, аналогичных по происхождению Байкалу. Здесь фиксируются события с магнитудами более 6.5. В юго-восточной части Восточного Саяна (в области высокой сейсмичности) найден и исследован ряд палеосейсмодислокаций [100, 101], по оценкам авторов соответствующих магнитудам 7.5–7.8.

Уровень сейсмичности северо-западной части Восточного Саяна за инструментальный период ниже, чем для расположенных непосредственно южнее областей. Возможно, его можно рассматривать как "слепой отросток" на северо-запад от основной сейсмической границы. Однако, несмотря на формально более слабую фоновую сейсмичность, учитывая опыт, например, Нефтегорского (1995) или Олюторского (2006) землетрясений, нельзя отрицать возможность возникновения здесь более сильных событий. На Рисунке 29 зелеными ромбами указано положение предполагаемых молодых сейсмодислокаций. Все они располагаются на линии ГСР. В 2021 г. в непосредственной близости от этих мест произошло сильнейшее за инструментальный период для северозападной части Восточного Саяна Тофаларское землетрясение (М_w=5.6). Магнитуда данного события, возможно, недостаточна для появления всей совокупности приводимых в письме ООО «ИГИИС» от 6 февраля 2023 г. № 02-23/82(001А) сейсмодислокаций. Вполне вероятно, что они относятся к более раннему и более сильному землетрясению. Все это подчеркивает необходимость проведения в данном районе детальных полевых исследований, в первую очередь для определения возраста и структуры палеодислокаций.

На Рисунке 30 кумулятивный график повторяемости для северо-западной части Восточного Саяна построен по тому же каталогу, что и карта на Рисунке 29. Из Рисунка 30 видно, что активность данной части Саяна за этот период на один – полтора порядка ниже, чем для Восточно-Анатолийского разлома. Возможно, Восточный Саян можно рассматривать как аналог структуры, на которой произошло второе сильное Турецкое землетрясение 6 февраля (см. раздел 4.2), то есть как «оперение» основного разлома. Все это не снимает необходимости серьезного изучения районов юго-восточнее Красноярска на предмет поиска и подтверждения палеосейсмодислокаций.



Рисунок 30 – Кумулятивные графики повторяемости для Восточно-Анатолийского разлома (до землетрясений 6 февраля 2023 г.) по ISC и ANSS каталогам и северо-западной части Восточного Саяна.

Результаты проведенных исследований включены в официальный ответ ИТПЗ РАН на письмо Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации № 9996-СМ/00 от 27.02.2023.

5.3 Исследование аномальной группы глубоких землетрясений в районе Камчатки

Совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН было проведено исследование группы глубоких землетрясений, систематически в течение десятилетий фиксируемых юго-западнее Камчатки (Рисунок 31). Пространственное положение этой локальной группы противоречило современным представлениям о структуре Камчатской зоны субдукции, поэтому реальное существование такой аномалии требовало уточнения.



Рисунок 31 – Сравнение исходных гипоцентров аномальной группы землетрясений (красные кружки) с исправленными оценками (синие кружки), на карте (а) и разрезе (б). Значения для каждого землетрясения соединены линиями. Зеленые кружки – другие землетрясения сейсмофокальной зоны.

Исследования разрешающей способности Камчатской сейсмологической сети для области, занимаемой этой группой, показали, что появление аномальных событий при рутинной обработке является следствием неустойчивости и неединственности решений для координат гипоцентров [102]. Результаты удается улучшить при исключении станционных данных, обладающих максимальными невязками времен вступлений волн. Проведено переопределение гипоцентров для 102 глубоких землетрясений из расширенной области, охватывающей аномальные события (Рисунок 31). Была использована программа расчета гипоцентров «НММ» (Программа определения координат гипоцентра землетрясения и его магнитуды по временам вступления и амплитудам сейсмических волн на основе минимаксного критерия, свидетельство о гос. № 2018660921 ОТ 29.08.2018), разработанная ИТПЗ РАН регистрации В И ориентированная, в частности, на устранение грубых ошибок во входных данных, возникающих при неправильной идентификации сейсмических фаз. В результате большинство новых решений лежит в пределах Камчатской сейсмофокальной зоны. Соответствующие изменения внесены в Камчатский региональный каталог.

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [102] (Q4 по Scopus) (Приложение А).

5.4 Связь напряженно-деформированного состояния коры и сейсмотектоники на примере Южного Тибета

В данной работе по данным ГНСС проведены оценки характера деформирования Тибете с целью исследования земной коры В Южном связи напряженнодеформированного состояния коры и сейсмотектоники. Актуальность работы обусловлена разломов Южного Тибета. слабой изученностью Для имитации характера деформирования земной коры в Южном Тибете в качестве исходных данных использовались ГНСС-данные о скоростях деформации движений земной поверхности за 1991-2015 гг. [103]. Для расчетов был применен метод конечных элементов. двухмерная вязкоупругая модель. Всего Рассматривалась В пределах области исследования моделирование проводилось для 12 разломов, данные о которых имеются в тектонической карте Китая [104]. Эти разломы рассматривались как ослабленные зоны шириной 6 км. Используемая модель состояла из 6619 элементов.

В результате было установлено, что на изучаемую территорию одновременно воздействовали сжатие северо-восточного простирания и неравномерное растяжение восточно-западного простирания (Рисунок 32) [105]. Причем влияние растяжения усиливается с юга на север. Показано, что разломы восточно-западного и северозападного простирания и разломы субмеридионального простирания различаются по своим механическим характеристикам и режимам сейсмичности и деформирования.



Рисунок 32 – Результаты расчетов движений по разломам (a, b) и скорости накопления напряжений (c, d): (a) – скорости растяжения и сжатия (растяжение – положительные, сжатие – отрицательные); (b) – скорости сдвига (правосторонний сдвиг – положительный, левосторонний – отрицательный); (c) – сжатие; (d) – сдвиг (правосторонний сдвиг – положительный, левосторонний – отрицательный).

Результаты проведенных исследований опубликованы в статье [105] (Q2 по Scopus, Приложение А).

5.5 Физические модели землетрясений на разных глубинах

Согласно парадоксу сейсмичности, землетрясения по механизму обычного хрупкого разрушения не могут возникать на глубинах более нескольких десятков километров. Тем не менее, они наблюдаются на глубинах до 700 км. В цикле работ [106– 110] рассматриваются особенности сейсмичности и очаговых параметров землетрясений зон субдукции и анализируются возможные физические механизмы возникновения разноглубинных землетрясений.

На Рисунке 33 показано расположение разноглубинных землетрясений Курило-Камчатской и Японской зон субдукции по данным GCMT каталога. Интервалы глубин выбраны с учетом предполагаемых глубин фазовых превращений. Видно, что для отдельной зоны субдукции распределение землетрясений по глубине отнюдь не непрерывное; землетрясения приурочены к нескольким довольно узким интервалам глубины. Так, в работе [109] для зоны субдукции Аляски приуроченность таких зон к границами метаморфических превращений продемонстрирована с использованием имеющихся двумерных моделей распределения температуры [111].



Рисунок 33 – Расположение землетрясений разной глубины по данным GCMT каталога (1976–2019 гг.): 80–160 км – черные точки; 160–320 км – зеленые; 320–460 км – синие, 460–570 км – розовые и 570–720 км – голубые.

На Рисунке 34а, по данным GCMT каталога (1976–2020 гг.), представлены средние значения разницы глубины землетрясений, как они оценены по данным о положении гипоцентра и по положению центроида [110]. Видно, что на 20–90 км гипоцентры землетрясений (начало разрыва) систематически глубже, чем центроид (основная фаза разрыва). То есть, сейсмический процесс здесь преимущественно развивается вверх, что

можно ожидать, если в очаговой зоне велика доля флюида низкой плотности. Для землетрясений глубже 90–100 км, и для верхнекоровых событий с глубиной менее 20 км, преимущественное развитие очага направлено вниз. На Рисунке 34б для тех же исходных данных приведена зависимость кажущихся напряжений (σ_a) от глубины. На нем хорошо выделяются несколько максимумов величин σ_a на глубинах примерно 10–12, 40–50 и в районе 100 км. Еще один слабый максимум намечается вблизи 600 км. Первый максимум отвечает характерному положению нижней границы области свободной циркуляции подземных вод [112]. Максимум на глубине 40–50 км примерно отвечает нижней границе возможности реализации землетрясений по механизму обычного хрупкого разрушения. Третий максимум близок к ожидаемому положению границы между областью реализации землетрясений по модели фазовых превращений.



Рисунок 34 — Средние значения разницы глубин землетрясений по данным о положении гипоцентра и центроида (а) и медианы значения кажущихся напряжений σ_a (б). Даны средние значения для групп из 120 событий с шагом 60 событий.

Дополнительные подтверждения различий физических механизмов разноглубинных землетрясений могут быть получены путем оценки глубины заложения восходящих флюидов. Глубина заложения восходящих флюидных потоков оценивалась в работе [113] по максимуму величин корреляции микроэлементного состава исследуемых флюидов с базовыми моделями верхней, средней и нижней континентальной коры [114] и разных типов биоты [115]. Для проведения расчетов была скомпилирована база данных результатов анализов микроэлементного состава флюидов Северной Евразии. Всего было собрано и проанализировано около 300 анализов, среди которых значительную долю составляют данные по региону Большого Кавказа. В результате было показано, что наблюдается тенденция, что в областях древней активизации максимальна связь микроэлементного состава флюидов с составом нижней континентальной коры, в областях Альпийской активизации – с составом средней, и в областях наиболее напряженного современного теплового режима (Камчатка) – с составом средней или верхней коры. Можно предположить, что эта тенденция обусловлена разной глубиной заложения восходящих флюидных потоков в земной коре.

Таким образом, полученные результаты позволяют предположить отличие характера среднеглубоких землетрясений. Они существенным образом обусловлены присутствием в очаговой области заметной доли флюида малой плотности. В очагах менее и более глубоких землетрясений также не исключается присутствие флюида, но его роль полагается второстепенной.

Результаты проведенных исследований опубликованы в шести статьях [106–110, 113], в том числе одной [108] в журнале Q1 по Scopus (Приложение А), и представлены на всероссийских и международных конференциях (Приложение Б).

6 Оценки параметров возможных цунами

6.1 Вероятностная оценка опасности цунами для Бечевинской бухты (Авачинский залив)

Наиболее популярным подходом к оценке опасности цунами на побережье является так называемая вероятностная оценка опасности цунами. В проведенном совместно с ФИЦ ИВТ СО РАН и ИВИС ДВО РАН исследовании был разработан один из вариантов метода, адаптированный для решения задач определения зон возникновения цунами для источников ближнего поля. Подход применен к оценке опасности цунами Бечевинской бухты (Авачинский залив) [116].

Бухта Бечевинская расположена в северной части Авачинского залива на востоке полуострова Камчатка. Узкая бухта (шириной до 2 км) вытянута примерно на 10 км в северо-восточном направлении в пределах горного Шипунского полуострова. Особенностью бухтовой батиметрии является мелководье с глубинами до нескольких метров у входа (около половины бухты) и глубоководье (глубины до 50 м) в верхней части бухты.

Для сценарного моделирования волн цунами в качестве исходных данных необходим синтетический каталог цунамигенных землетрясений. Параметрами модельного цунамигенного землетрясения являлись координаты центроида (широта, долгота, глубина), механизм очага (strike, dip, rake), его размер (длина и ширина), величина подвижки и магнитуда события. Большой объем вычислений, необходимых для моделирования многочисленных сценариев волн цунами, ограничивает допустимый размер синтетического каталога. С учетом расположения изучаемой акватории относительно прилегающей сейсмозоны и ее размеров окончательный вариант каталога

содержал 198 модельных землетрясений (Рисунок 35). Все параметры землетрясений в каталоге генерировались как псевдослучайные значения, соответствующие заданным распределениям. Сейсмический процесс считается стационарным, то есть используемые распределения не зависят от времени.

При построении синтетического каталога сначала генерировались случайные эпицентры, т. е. горизонтальные координаты очагов, как двумерные случайные величины, распределенные по равномерному закону. Затем моделируются три случайные величины для каждого очага: глубина, параметры фокального механизма strike и гаке, распределение каждой из которых, аппроксимировалось гауссовским законом. Последний параметр фокального механизма был постоянен для всех очагов и равен dip=22°. Магнитуды для синтетического каталога моделировались в интервале от M_w=7.5–9.0. Верхняя граница интервала выбиралась исходя из максимальной магнитуды сильнейшего землетрясения Курило-Камчатского региона от 4 ноября 1952 г., приведенной в каталогах за период инструментальных наблюдений.



Рисунок 35 – Пример синтетического каталога цунамигенных землетрясений для восточного побережья Камчатки. Самый большой прямоугольник – географическая область, для которой строится каталог. Маленькие прямоугольники – проекции на свободную поверхность модельных источников, генерируемых с магнитудой M_w=7.5–9.0.

Полученный синтетический каталог землетрясений был использован для расчета характеристик проявления волны в бухте и ее наката на берег. Расчеты проводились для трех различных конфигураций акватории бухты: с учетом углубления канала для прохода судов в мелководной части бухты; с учетом русла и волнозащитного сооружения в узкой части бухты; с учетом русла и волнозащитного сооружения на входе в бухту, как показано на Рисунке 36. В акватории бухты были размещены 119 виртуальных датчиков, сконцентрированных вблизи рассматриваемых защитных сооружений для фиксации характеристик волновых режимов на каждом временном шаге алгоритма.



Рисунок 36 – Локальная карта с руслом – а, с защитными сооружениями: b – в узкой части бухты, с – у входа в бухту.

В каждом узле сетки локальной карты рассчитывались следующие характеристики: максимальные амплитуды, высоты волн и скорости течений. По результатам моделирования всей совокупности сценариев были рассчитаны максимальные значения высот волн и скоростей течения, которые могут быть достигнуты в заданной точке локальной карты, при заданном значении AR (за конкретный период времени, например 1 раз за 100 лет). Пространственные распределения максимальных высот волн и максимальных скоростей для рассматриваемых значений AR и для различных сценариев (конфигураций) приведены на Рисунках 37–39. Расчеты показывают, что защитные сооружения существенно не снижают интенсивность цунами во внутренней части бухты.



Рисунок 37 – Максимальные пороговые значения высоты волны (м). AR - 1 раз в 1000 лет (вероятность возможного превышения 5 % в течение 50 лет): а – конфигурация с руслом без защитных сооружений; b – конфигурация с руслом и защитными сооружениями в узкой части бухты; с – конфигурация с руслом и защитным сооружением на входе в бухту.



Рисунок 38 – Максимальные пороговые значения для модулей скорости (м/сек). AR – 1 раз в 1000 лет (вероятность возможного превышения 5 % в течение 50 лет): а – конфигурация с руслом без защитных сооружений; b – конфигурация с руслом и защитными сооружениями в узкой части бухты; с – конфигурация с руслом и защитным сооружением на входе в бухту.



Рисунок 39 — Предельные пороговые значения высоты волн (м) в бухте без защитных сооружений: $a - AR \ 1 \ pas \ b \ 100 \ net$ (вероятность возможного превышения 39 % в течение 50 лет); $b - AR \ 1 \ pas \ b \ 500 \ net$ (10% вероятность возможного превышения в течение 50 лет); $c - AR \ 1 \ pas \ b \ 1000 \ net$ (5% вероятность возможного превышения в течение 50 лет).

Таким образом, были разработаны методика и алгоритмы вероятностной оценки опасности цунами и с их помощью получены результаты для Бечевинской бухты Авачинского залива с целью определения наиболее безопасных акваторий, в которых значения показателей интенсивности цунами не превышают заданных пороговых значений при заданных периодах повторяемости цунами. Сделаны выводы о влиянии защитных сооружений на оценки опасности цунами в пределах бухты.

Проведенные исследования выполнены с помощью программ, разработанных в ИТПЗ РАН (Приложение В). Результаты опубликованы в статье [116] (Q1 по Scopus, Приложение А) и представлены в качестве одного из основных достижений РАН в 2021 г.

6.2 Оценки параметров возможных цунами в районе поселка Корф, порожденных землетрясениями в Алеутской зоне субдукции

Субдукционные землетрясения Алеутской островной дуги (наряду с близкими событиями Корякского сейсмического пояса и редкими мегаземлетрясениями Тихоокеанского кольца) представляют наибольшую цунамиопасность для беринговоморского побережья Камчатки, Корякии и Чукотки, и в частности, для района пос. Корф. В проведенном исследовании оценивается повторяемость потенциально цунамигенных землетрясений Алеутской дуги и порождаемых ими волн цунами.

В рассматриваемой задаче нет необходимости приближать график повторяемости линейной зависимостью. Мы использовали непосредственно эмпирическую кривую. Выборка землетрясений пространственно соответствует мелкофокусной сейсмичности Алеутской дуги. Использованы четыре каталога, в которых, в частности, представлены все сильнейшие события ~120-летнего периода инструментальных наблюдений (Рисунок 40). Несовпадение кривых объясняется различием в типах магнитуды, преимущественно

используемых в различных каталогах в разные периоды времени. В задаче оценки цунамиопасности важно не занизить возможные значения магнитуд модельных землетрясений. Поэтому в качестве окончательного используемого графика повторяемости мы выбрали сглаженную кривую, являющуюся приблизительно огибающей всех представленных зависимостей. На Рисунке 40 эта окончательная эмпирическая кривая имеет черный цвет.

На Рисунке 41 показаны эпицентры всех инструментально зарегистрированных сильнейших мелкофокусных субдукционных землетрясений (включая события внешнего океанического вала, иногда порождающие цунами). Также на Рисунке 41 для различных участков дуги приведены диаграммы типичных ТСМ землетрясений. Соответствующие каждому участку тензоры вычислены как средние по выборке мелкофокусных субдукционных событий из каталога GCMT.



Рисунок 40 – Оценки повторяемости землетрясений (кумулятивный закон Гутенберга-Рихтера) Алеутской дуги по данным инструментальных наблюдений за период 1900–2022.09 гг. Значения на кривых демонстрируют среднее число землетрясений Алеутской дуги за один год, магнитуда которых превосходит соответствующую величину аргумента М. Цветом кривых отмечены оценки, построенные по различным мировым каталогам землетрясений: красным – ISC-isf, зеленым – ANSS, синим – ISC-GEM, сиреневым – GCMT. Черным цветом отмечена обобщающая сглаженная кривая, выбранная для дальнейшего использования.



Рисунок 41 – Все сильнейшие (М≥7.0) события Алеутской дуги (за полный период инструментальных наблюдений) и типичные (средние) механизмы землетрясений для различных ее частей. Каждому событию приписывалась максимальная из определенных

для него магнитуд (M_{max}). Желтыми линиями отмечены отрезки дуги, по которым проводилось осреднение тензоров сейсмического момента из каталога GCMT. Приведенные тензорные диаграммы демонстрируют соответствующие средние тензоры. При осреднении использованы только тензоры сейсмического момента мелкофокусных (глубина до 70 км) субдукционных землетрясений.

На Рисунке 42 представлено расположение 5 построенных модельных очагов, которым соответствуют землетрясения с магнитудой M_w =8.8. Площадки разрыва всех модельных очагов имеют плоскую прямоугольную форму. Размеры площадок вычислены по магнитуде с использованием известных эмпирических соотношений [117]. Подвижки на площадках предполагаются однородными (для всех очагов амплитуда подвижки 11.6 м). Верхние кромки очаговых площадок (на глубине 4 км) параллельны простиранию глубоководного желоба в их окрестности. Наклон плоскости разрыва (dip) и направление подвижки (rake) соответствуют типичным для данного участка дуги механизмам землетрясений, представленным на Рисунке 41.



Рисунок 42 — Модели типичных Алеутских землетрясений, построенные для расчета волн цунами. Розовыми фигурами показаны проекции на свободную поверхность прямоугольных очаговых площадок разрыва. Белые цифры — номера модельных очагов.

Расчет модельного цунами подразделяется на два этапа. На первом по построенной модели сейсмического очага вычисляются порожденные им быстрые подвижки морского дна. В данной работе расчет проводился по оригинальной, написанной авторами, программе (Приложение В), основанной на методике, изложенной в [118]. Полученные расчетные вертикальные подвижки дна для каждого из пяти модельных очагов представлены на Рисунке 43.



Рисунок 43 Рассчитанные вертикальные смещения морского дна, соответствующие модельным очагам, приведенным на Рисунке 26. Значения вертикальных подвижек (цветовые шкалы) даны в метрах. Положительные подвижки – поднятия, отрицательные – опускания.

На втором этапе по быстрым, но занимающим определенный (зависящий от магнитуды) промежуток времени, подвижкам дна вычисляются порождаемые ими волны на поверхности перекрывающего очаговую область слоя воды. Далее возникшая волна свободно распространяется по поверхности моря. При этом учитывается реальный рельеф морского дна, влияющий на скорости и амплитуды распространяющихся волн. В данном случае для расчета использовалось линейное приближение уравнения мелкой воды. К настоящему времени проведены только предварительные расчеты распространения волн цунами в акваториях, без учета сложных явлений сопутствующих накату на берег разной формы и высоты.

На Рисунке 44 приведен пример такого расчета волн цунами в Беринговом море и северной части Тихого океана от субдукционного очага 3, расположенного в центральной части Алеутской дуги (Рисунок 42). На рисунке приведен рельеф максимальных положительных высот волн цунами, вычисленных для каждой точки акватории. Обратим внимание на повышенные значения высот цунами в узком направлении излучения от очага к району близкому к пос. Корф. По-видимому, это явление связано с тем, что расположенные в этом направлении относительно менее глубокие подводные хребты Бауэрса и Ширшова образуют своеобразный низкоскоростной волновод.



Рисунок 44 — Карта максимальных расчетных положительных высот (в метрах) волн модельного цунами, порожденного очагом 3 для прилегающих областей Берингова моря и Тихого океана.

Работы по оценке цунамиопасности пос. Корф продолжаются в настоящее время, а также проводятся аналогичные исследования для Октябрьской косы (западное побережье Камчатки). Результаты представлены на всероссийских конференциях (Приложение Б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках НИР в 2019-2023 годах были предложены новые и усовершенствованы существующие методы решения прямых и обратных задач, включая развитие математического аппарата. Один из наиболее важных результатов в этом направлении связан с предложенными новыми формулами для восстановления функции с компактным носителем на R^d по её преобразованию Фурье, ограниченному на шар B_r фиксированного радиуса $r = 2 \pi/\lambda$ (то есть по усеченному преобразованию Фурье). Формулы дают сверхразрешающее восстановление, то есть позволяют восстанавливать детали за дифракционным пределом. Проведенное впервые численное исследование многоточечных формул для нахождения старших коэффициентов в асимптотических разложениях мультипольного типа, возникающих в теории потенциала и теории рассеяния, показало, что с помощью предложенного подхода реализованы различные формулы для нахождения преобразования Фурье потенциала по амплитуде рассеяния при нескольких высоких энергиях. Вышеупомянутый подход допускают эффективную регуляризацию в случае случайного шума и может быть использован для существенных численных улучшений классических результатов, в том числе медленно сходящейся одноточечной формулы Борна-Фаддеева для обратного рассеяния при высоких энергиях. В геофизике подход многоточечных формул можно применять для определения полного электрического заряда или массы объекта по нескольким внешним измерениям. Ряд результатов, достигнутых в рамках развития математического аппарата для решения прямых и обратных задач, может быть применен к прогнозу сейсмической активности. Так, например, параметр асимметрии в самосогласованной обратной задаче для модели служить Курамото долгосрочным предвестником катастрофического может рассогласования системы, то есть его можно применять, в том числе, и для задач прогноза землетрясений.

Ряд важных результатов был получен в рамках разработки устойчивых к изменению характеристик помех алгоритмов для обработки записей микроземлетрясений, зарегистрированных малоапертурными сейсмическими группами. Были предложены новые алгоритмы локализации микроземлетрясений и оценки вектора кажущейся медленности. Практическая значимость полученных результатов связана с тем, что указанные алгоритмы ориентированы на анализ наведенной микросейсмичности, которая возникает при использовании таких методов добычи полезных ископаемых, как гидроразрыв пластов среды, содержащих сланцевый газ или как взрывное дробление среды в шахтах и карьерах.

Существенный прогресс был достигнут в развитии методов расчета параметров сейсмической опасности на основе использования методов теории экстремальных значений. В рамках этого направления была предложена методика расчета квантилей величин пиковых максимальных ускорений грунта и двухзвенная модель графика повторяемости землетрясений. Такая модель удовлетворяет всем требованиям к закону повторяемости землетрясений и при этом имеет строгое статистическое обоснование.

Важным результатом с точки зрения инженерной сейсмологии является предложенный усовершенствованный статистический подход для определения резонансных частот грунтов по спектральным H/V-отношениям, позволяющий с высокой достоверностью выделять резонансные частоты колебаний грунтовой толщи.

Наряду с развитием методов решения обратных задач большое внимание было уделено задачам сейсмометрии, первичной обработки сейсмических данных и геофизическому приборостроению. Так, было показано, что техника адаптивной фильтрации является одним из наиболее эффективных методов выделения полезного сейсмического сигнала на фоне помех, обусловленных динамическими температурными процессами, воздействующими на сейсмические приборы. Для реального применения этой техники и устранения таких помех была разработана серия высокочувствительных термосенсоров, позволяющая одновременно контролировать температуру в нескольких наиболее важных точках любого сейсмического прибора. Кроме того, было усовершенствовано программно-аппаратурное обеспечение систем прецизионного наклонометрического и температурного мониторинга, установленных в штольне Баксанской нейтринной обсерватории. В рамках этого направления особого внимания заслуживают результаты, полученные в рамках международного эксперимента Global DAS month, позволившие определить некоторые метрологические характеристики конкретной оптоволоконной системы и ее принципиальные возможности, в том числе перспективы телесейсмического мониторинга.

В рамках НИР были получены значения очаговых параметров для ряда сильных и умеренных землетрясений России и мира, произошедших в последние годы. Были рассмотрены сильнейшие землетрясения мира, например, сильные Турецкие землетрясения 6 февраля 2023 г., сделаны выводы о сейсмотектонической позиции их очагов. Также были изучены некоторые землетрясения России, представляющие особый интерес в связи с задачами цунамирайонирования или в силу малоизученности территорий, на которых они произошли. Так, в результате исследования Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 (М_w=7.8) был получен важный в практическом отношении вывод, что очаг этого землетрясения не закрыл Командорскую сейсмическую

брешь. При взбросо-надвиговой подвижке, которая может реализоваться в случае срабатывания Командорской бреши, потенциальное землетрясение с $M_w \ge 7.5$ с большой вероятностью окажется цунамигенным. В этой ситуации Командорский район требует повышенного внимания. На примере Быстринского землетрясения 21.09.2020 ($M_w = 5.6$) впервые показана возможность применения методики определения пространственновременных размеров очагов по поверхностным волнам для умеренных землетрясений ($M_w < 6.0$), предложена модель строения малоизученного юго-восточного сегмента Главного Саянского разлома. Накопление в будущем данных об интегральных параметрах землетрясений близких магнитуд представляет существенный интерес для построения корреляционных соотношений между магнитудой, размерами очага и скоростью разрывообразования для относительно слабых землетрясений, так как обычно в мировой практике для этого используются события с M>6.0.

Проведенные исследования скоростной структуры земной коры центральной части и юго-западного фланга Байкальского рифта показали, что под Восточным Саяном существует крупная низкоскоростная аномалия, которая может быть обусловлена присутствием кайнозойского плюма; в районе о. Ольхон высокоскоростная аномалия до глубины 30 км, вероятно, обусловлена наличием высокоплотных тяжелых пород габбро и метагаббро; высокоскоростная аномалия в районе Иркутского водохранилища до глубины ~30 км, возможно, связана с локальным проявлением магматических пород.

В результате предварительных исследований сейсмического потенциала северозападного окончания горной системы Восточного Саяна, находящегося в непосредственной близости от г. Красноярска и окружающего его густонаселенного и промышленного района, показано, что уровень сейсмичности этой территории за инструментальный период ниже, чем для расположенных южнее областей. Возможно, здесь существует аналог структуры, на которой произошло второе сильное Турецкое землетрясение 6 февраля 2023 г. Сделан вывод о необходимости серьезного изучения районов юго-восточнее г. Красноярска на предмет поиска и подтверждения палеосейсмодислокаций.

Интересные результаты также были получены при изучении связи напряженнодеформированного состояния коры и сейсмотектоники в Южном Тибете. Установлено, что на территорию Южного Тибета одновременно воздействует сжатие северо-восточного простирания и неравномерное растяжение восточно-западного простирания. Показано, что разломы восточно-западного и северо-западного простирания и разломы субмеридионального простирания различаются по своим механическим характеристикам и режимам сейсмичности и деформирования.
В рамках исследований очагов землетрясений было показано, что характер изменений ряда средних параметров землетрясений с глубиной хорошо согласуется с ожидаемым различием физических механизмов землетрясений по глубине и, таким образом, подкрепляет ранее предложенные модели генерации более глубоких землетрясений. Наличие восходящих флюидных потоков дополнительно подкрепляется выявлением высокой корреляционной связи микроэлементного состава глубинных флюидов со средним составом нижней коры.

Особого внимания заслуживают исследования, связанные с разработкой мероприятий по смягчению катастрофических проявлений волн цунами и уменьшению наносимого ими ущерба. Так, одним из важнейших результатов НИР является разработанная методика вероятностной оценки опасности цунами. Метод включает в себя анализ сейсмотектоники региона, построение каталога модельных цунамигенных землетрясений, определение их статистических характеристик, сценарное численное моделирование динамики волн цунами, расчеты значений параметров волны цунами, которые могут быть превышены при заданной повторяемости (в среднем 1 раз в 100, 500, 1000 лет). С помощью предложенной методики были определены наиболее безопасные акватории Бечевинской бухты (Авачинский залив) и показано, что защитные сооружения существенно не снижают интенсивность цунами во внутренней части бухты. Также по результатам моделирования цунамигенных очагов землетрясений Алеутской дуги были получены предварительные оценки высот вызванных ими цунами на северо-восточном побережье Камчатки (пос. Корф).

По результатам выполненных исследований в 2019–2023 годах было опубликовано 63 статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в Web of Science, Scopus и РИНЦ, в том числе 14 – в журналах Q1 по Scopus (Приложение А). Из них 10 статей было опубликовано в 2023 году (5 – в журналах Q1 по Scopus). Результаты НИР представлены на международных и российских научных конференциях (Приложение Б). Зарегистрировано 6 программ для ЭВМ (Приложение В).

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

 Isaev M., Novikov R.G. Reconstruction from the Fourier transform on the ball via prolate spheroidal wave functions // Journal des Mathematiques Pures et Appliquees. 2022. V. 163. P. 318–333. doi:10.1016/j.matpur.2022.05.008

2. Isaev M., Novikov R.G., Sabinin G.V. Numerical reconstruction from the Fourier transform on the ball using prolate spheroidal wave functions // Inverse Problems. 2022. V. 38. No 10. 105002. doi:10.1088/1361-6420/ac87cb

3. Isaev M., Novikov R.G., Sabinin G.V. Super-resolution reconstruction from truncated Fourier transform // Extended Abstracts MWCAPDE (Methusalem Workshop on Classical Analysis and Partial Differential Equations) 2023. Birkhäuser. doi:10.1007/978-3-031-41665-1_7

4. Novikov R.G. Multipoint formulas for scattered far field in multidimensions // Inverse Problems. 2020. V. 36. 095001. doi:10.1088/1361-6420/aba891

5. Novikov R.G. Multipoint formulas for inverse scattering at high energies // Russian Mathematical Surveys. 2021. V. 76. 723–725. doi:10.1070/RM9994

6. Novikov R.G., Sivkin V.N., Sabinin G.V. Multipoint formulas in inverse problems and their numerical implementation // Inverse Problems. 2023. V. 39. 125016. doi:10.1088/1361-6420/ad06e6

 Гриневич П.Г., Новиков Р.Г. Спектральное неравенство для уравнения Шрёдингера с многоточечным потенциалом // Успехи математических наук. 2022. Т. 22. Вып. 6(468).
 С. 69–76. doi:10.4213/rm10080

8. Novikov R.G. Multidimensional inverse scattering for the Schrödinger equation, In: Cerejeiras, P., Reissig, M. (eds) Mathematical Analysis, its Applications and Computation. ISAAC 2019. Springer Proceedings in Mathematics & Statistics, 2022. V. 385. P. 75–98. doi:10.1007/978-3-030-97127-4_3

9. Novikov R.G., Sivkin V.N. Fixed-distance multipoint formulas for the scattering amplitude from phaseless measurements // Inverse Problems. 2022. V. 38. No 2. 025012. doi:10.1088/1361-6420/ac44db

10. Novikov R.G., Sharma B.L. Phase recovery from phaseless scattering data for discrete Schrödinger operators // Inverse Problems. 2023. 39 (12). 125006. doi:10.1088/1361-6420/ad03fe

11. Blanter E., Le Mouël J.-L., Shnirman M., Courtillot V. Reconstruction of the North-South Solar Asymmetry with a Kuramoto Model // Solar Physics. 2017. V. 292. 54. doi:10.1007/s11207-017-1078-3

 Elaeva M., Blanter E., Shnirman M., Shapoval A. Asymmetry in the Kuramoto model with nonidentical coupling // Physical Review E. 2023. V. 107. 064201. doi:10.1103/PhysRevE.107.064201

13. Shapoval A., Shnirman M. Recurrent Large Sunspot Structures and 27-Day Component of Solar Activity as Proxies to Axis-Nonsymmetry // Universe. 2023. 9. 271. doi:10.3390/universe9060271

14. Адушкин В.В., Варыпаев А.В., Кушнир А.Ф., Санина И.А. Идентификация наведенной сейсмичности в разломной зоне Коробковского месторождения КМА по наблюдениям малоаппертурной сейсмической группы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 78–82. doi:10.31857/S268673972007004X

15. Kushnir A, Varypaev A. Asymptotic Distributions of M-Estimates for Parameters of Multivariate Time Series with Strong Mixing Property // Engineering Proceedings. 2021. 5(1).
19. doi:10.3390/engproc2021005019

16. Huber P.J. Robust Statistics. Wiley series in probability and statistics, John Wiley and Sons, New York. 1981.

17. Kushnir A.F, Rozhkov N.M., Varypaev A.V. Statistically-based approach for monitoring of micro-seismic events // GEM - International Journal on Geomathematics, 2013. 4(2). P. 201–225. doi:10.1007/s13137-013-0049-6.

Le Cam L. Locally asymptotically normal families of distributions // Univ. California
 Publ. Statist. 1960. 3. P. 37–99.

19. Le Cam L. Asymptotic Methods in Statistical Decision Theory. Springer-Verlag, New York, Berlin. 1986.

20. Varypaev A.V., Sanina I.A., Chulkov A.B., Kushnir A.F. Application of robust phase algorithms for seismic emission detection in the area of blasting operations in mines // Seismic Instruments. 2019. V. 55. No 2. P. 136–147. doi:10.3103/S0747923919020129

21. Санина И.А., Ризниченко О.Ю., Кушнир А.Ф., Варыпаев А.В., Сергеев С.И., Волосов С.Г. Различение типов микросейсмических источников по данным малоапертурных сейсмических групп // Физика Земли. 2020. № 2. С. 127–147. doi:10.31857/S0002333720010123

 Varypaev A., Kushnir A. Statistical synthesis of phase alignment algorithms for localization of wave field sources // Multidimensional Systems and Signal Processing. 2020. V.
 No 4. P. 1553–1578. doi:10.1007/s11045-020-00722-3

23. Varypaev A.V., Kushnir A.F. Robust phase algorithms for estimating apparent slowness vectors of seismic waves from regional events // Computational Geosciences. 2022. V. 26. P. 115–129. doi:10.1007/s10596-021-10105-7

24. Kushnir A., Rozhkov N., Varypaev A. Statistically-based approach for monitoring of micro-seismic events // International Journal on Geomathematics. 2013. V. 4. P. 201–225. doi:10.1007/s13137-013-0049-6

25. Brandstein M., Ward D. Microphone arrays signal processing techniques and applications. Springer Science & Business Media, 2001. 398 p.

26. Varypaev A., Kushnir A. Algorithm of micro-seismic source localization based on asymptotic probability distribution of phase difference between two random stationary Gaussian processes // International Journal on Geomathematics. 2018. V. 9. P. 335–358. doi:10.1007/s13137-018-0108-0

27. Kværna T., Doornbos D.J. An integrated approach to slowness analysis with arrays and three-component stations. NORSAR // Sci. Rep. 1986. 2-85/86. P. 60–69.

Kværna T., Ringdal F. Stability of various f-k estimation techniques. NORSAR // Sci.
 Rep. 1986. 1-86/87. P. 29–40.

29. Родкин М.В., Бугаевский А.Г. Развитие методики исследования резонансных характеристик грунтов по спектральным Н/V-отношениям // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 4. С. 171–186. doi:10.21455/VIS2022.4-12

30. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface // Quart. Rep. RTRI. 1989. V. 30. No 1. P. 25–33.

31. Bugaevsky A.G., Rodkin M.V. Probabilistic approach to determination of resonant properties of soils from transfer H/V spectral ratio values: method and results // XXVIII General Assembly of ESC, 1–6 September 2002, Genoa, Italy. P. 129 & CD-ROM compilation of full papers.

32. Embrechts P., Kluppelberg C., Mikosch T. Modelling extremal events. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1997. 645 p.

33. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вычислительная сейсмология. Вып. 38. М.: ГЕОС, 2007. 240 с.

34. Rodkin M.V. Application of the multiplicative cascade model for the description of the seismic regime and for the seismic hazard assessment // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 324. P. 1–7. 012001. doi:10.1088/1755-1315/324/1/012001

35. Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Statistics and spatial-temporal structure of ground acceleration caused by earthquakes in the North-Western Pacific region // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. No 6. P. 2563–2578. doi:10.1007/s00024-019-02415-w

36. Pisarenko V., Rodkin M. A Collection of Statistical Methods for Analysis of the Disaster
Damages and the Seismic Regime // Geographies of the Anthropocene. 2019. V. 2. No. 2. P. 43–
63.

37. Rodkin, M.V. Dependence of Losses from Natural Hazards on the Prosperity of Societies: A Brief Review // Journal of Anthropological and Archaeological Sciences. 2020. V. 1.No 5. P. 134–137. doi:10.32474/JAAS.2020.01.000123

38. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ // Физика Земли. 2019. № 5. С. 38–52. doi:10.31857/S0002-33372019538-52

39. Zalyapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in Southern California I: Identification and stability // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118. No 6. P. 2847–2864.

Zalyapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in Southern California II: Classification and relation to physical properties of the crust // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013.
V. 118. No 6. P. 2865–2877.

41. Дещеревский А.В., Мирзоев К.М., Лукк А.А. Критерии группирования землетрясений с учетом пространственной неоднородности сейсмичности // Физика Земли. 2016. № 1. С. 79–97.

42. Stiphout T., Zhuang J., Marsan D. Seismicity declustering. Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. 2012. Available at http://www.corssa.org. doi:10.5078/corssa-52382934

Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Стабильная модификация 43. повторяемости землетрясений И перспективы ee применения закона В // № 1. C. сейсморайонировании Физика Земли. 2020. 62-76. doi:10.31857/S000233372001010X

44. Kislov K.V., Gravirov V.V. Deep Artificial Neural Networks as a Tool for the Analysis of Seismic Data // Seismic Instruments. 2018. V. 54.No 1. P. 8–16. doi:10.3103/S0747923918010073

45. Ross Z.E., Meier M.-A., Hauksson E. P-wave arrival picking and first-motion polarity determination with deep learning // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. No 6. P. 5120–5129. doi:10.1029/2017JB015251

46. Meyer M., Weber S., Beutel J., Thiele L. Systematic identification of external influences in multi-year microseismic recordings using convolutional neural networks // Earth Surface Dynamics. 2019. V. 7. No 1. P. 171–190. doi:10.5194/esurf-7-171-2019

47. Zheng X., Wang M., Ordieres-Meré J. Comparison of data preprocessing approaches for applying deep learning to human activity recognition in the context of industry 4.0 // Sensors.
2018. V. 18. No 7. 2146. doi:10.3390/s18072146

Кислов К.В., Гравиров В.В., Винберг Ф.Э. Возможности предподготовки сейсмических данных для анализа глубокой нейронной сетью // Физика Земли. 2020. № 1.
С. 150–162. doi:10.1134/S0002333720010056

49. Гравиров В.В., Кислов К.В. Применение техники адаптивной фильтрации в геогидроакустических системах // Подводное морское оружие. Научно-технический сборник. Специальный выпуск. 2020. 4 (52). С. 102–111.

50. Gravirov V.V., Kislov K.V. Application of adaptive filtering techniques for tiltering induced seismic noise // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_23

51. Kislov K.V., Gravirov V.V. Some remarks on the seismometric experiments taking into account the thickness of the frozen layer soil // Problems of Geocosmos–2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2020. P. 263–269. doi:10.1007/978-3-030-21788-4_22

52. Gravirov V.V., Kislov K.V. Variations of ambient temperature and following them instrumental noise of seismic instruments // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_25

53. Лиходеев Д.В., Гравиров В.В., Кислов К.В., Долов С.М. Прецизионные узкодиапазонные дифференциальные температурные датчики // Научное приборостроение. 2019. Т. 29. № 1. С. 11–16. doi:10.18358/np-29-1-i1116

54. Гравиров В.В., Лиходеев Д.В., Кислов К.В. Совершенствование геофизического приборного комплекса, установленного в лаборатории геофизических исследований ИФЗ РАН в дальней штольне БНО // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: материалы III Всероссийской конференции с международным участием, посвященной памяти чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. Александра Анатольевича Соловьева. 25–26 октября 2023 г. Москва: ИТПЗ РАН, 2023. С. 67–71.

55. Гравиров В.В. Цифровые системы сбора геофизической информации: способы проверки работоспособности в полевых условиях // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: материалы III Всероссийской конференции с международным участием, посвященной памяти чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. Александра Анатольевича Соловьева. 25–26 октября 2023 г. Москва: ИТПЗ РАН, 2023. С. 57–61.

56. Кислов К.В., Гравиров В.В. Вращательная сейсмология. Обзор достижений и перспектив // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56. № 3 С. 5–25. doi:10.21455/si2020.3-1

57. Fenta M.C., Potter D.K., Szanyi J. Fibre optic methods of prospecting: a comprehensive and modern branch of geophysics // Surveys in Geophysics. 2021. V. 42. P. 551–584. doi:10.1007/s10712-021-09634-8

58. Lu P., Lalam N., Badar M., Liu B., Chorpening B.T., Buric M.P., Ohodnicki P.R. Distributed optical fiber sensing: review and perspective // Applied Physics Review. 2019. V. 6. No. 4. 041302. doi:10.1063/1.5113955

59. Кислов К.В., Гравиров В.В. Распределенное акустическое зондирование: новый инструмент или новая парадигма // Сейсмические приборы. 2022. Т. 58. № 2. С. 5–38. doi:10.21455/si2022.2-1

60. Lindsey N.J. Martin E.R. Fiber-optic seismology // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2021. V. 49. No. 1. P. 309–336. doi:10.1146/annurev-earth-072420-065213

61. Gravirov V.V., Kislov K.V. On the question of the rotational seismometry metrology // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_24

62. Гравиров В.В. Экспериментальные результаты регистрации наклонов почвы атмосферного происхождения гиронаклономером типа KST-1 // Естественные и технические науки. 2008. № 6. С. 159–160.

63. Гравиров В.В. Применение оптимальных фильтров для выделения сейсмических сигналов длиннопериодного канала гиронаклономера // Сейсмические приборы. 2009. Т.
45. № 1. С. 23–33.

64. Никитин С.П., Спиридонов Е.П., Кислов К.В., Старовойт Ю.О., Бенгальский Д.М., Харасов Д.Р., Фомиряков Э.А., Наний О.Е., Трещиков В.Н. Экспериментальные результаты регистрации землетрясений с помощью когерентных рэлеевских рефлектометров // ФОТОН-ЭКСПРЕСС. 2023. № 6 (190). Спец. выпуск «ФОТОН-ЭКСПРЕСС-НАУКА-2023» С. 282–283. doi:10.24412/2308-6920-2023-6-282-283

65. Никитин С.П., Кислов К.В., Старовойт Ю.О., Бенгальский Д.М., Спиридонов Е.П., Харасов Д.Р., Фомиряков Э.А., Наний О.Е., Трещиков В.Н. Возможности и перспективы использования распределенных оптоволоконных датчиков в геофизике // Приборы и техника эксперимента. 2023. № 5. С. 153–158. doi:10.31857/S0032816223050191

66. Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.

67. Bukchin B. Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra // Tectonophysics. 1995. V. 248. No 3–4. P. 185–191. doi:10.1016/0040-1951(94)00271-A

68. Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Kossobokov V.G., Nekrasova A.K. Characterizing the Foreshock, Main Shock, and Aftershock Sequences of the Recent Major Earthquakes in Southern Alaska, 2016–2018 // Frontiers in Earth Sciences. 2020. V. 8. 584659. doi:10.3389/feart.2020.584659

69. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле.
М.: Наука, 1986. 278 с.

70. Филиппова А.И., Фомочкина А.С. Очаговые параметры сильных Турецких землетрясений 6 февраля 2023 г. (M_w =7.8 и M_w =7.7) по данным поверхностных волн // Физика Земли. 2023. № 6. С. 89–102. doi:10.31857/S0002333723060078

71. Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu (Mw=5.2) and 1995 July 21 Yongen (M_w =5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // Geophysical Journal International. 2001. V. 144. No 1. P. 206–220. doi:10.1046/J.1365-246X.2001.00313.

72. Букчин Б.Г. Описание очага землетрясения в приближении вторых моментов и идентификация плоскости разлома // Физика Земли. 2017. № 2. С. 76–83. doi:10.7868/S0002333717020041

Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Применение параллельных вычислений при определении параметров очагов землетрясений с высоким разрешением // Физика Земли.
 №2. С. 68–75. doi:10.31857/S0002-33372019268-75

Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Зависимость погрешности определения параметров
землетрясений от набора записей поверхностных волн // Физика Земли. 2020. № 1. С. 109–
117. doi:10.31857/S0002333720010019

 Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Определение параметров очагов региональных землетрясений по записям поверхностных волн // Российский сейсмологический журнал.
 2020. Т. 2. № 4. С. 16–27. doi:10.35540/2686-7907.2020.4.02

Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Сравнительный анализ Аляскинских землетрясений
2018 г. по записям поверхностных волн // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т.
№ 1. С. 76–84. doi:10.35540/2686-7907.2020.1.07

77. Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Ya.B., Gileva N.A. Source process of the September 21, 2020 M_w 5.6 Bystraya earthquake at the southeastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // Tectonophysics. 2022. V. 822. 229162. doi:10.1016/j.tecto.2021.229162

78. Букчин Б.Г. Особенности излучения поверхностных волн мелкофокусным источником // Физика Земли. 2006. № 8. С. 88–93.

79. Bukchin B., Clévédé E., Mostinskiy A. Uncertainty of moment tensor determination from surface wave analysis for shallow earthquakes // Journal of Seismology. 2010. V. 14. P. 601–614. doi:10.1007/s10950-009-9185-8

80. Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. Slip distribution of the February 6, 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian fault zone // Seismica. 2023. V. 2. No. 3. doi:10.26443/seismica.v2i3.502

81. Mai P.M., Aspiotis T., Aquib T.A., Cano E.V., Castro-Cruz D., Espindola-Carmona A., Li B., Li X., Liu J., Matrau R. et al. The destructive earthquake doublet of 6 February 2023 in south-central Türkiye and northwestern Syria: initial observations and analyses // The Seismic Record. V. 3. No. 2. P. 105–115. doi:10.1785/0320230007

82. Melgar D., Taymaz T., Ganas A., Crowell B.W., Öcalan T., Kahraman M., Tsironi V., Yolsal-Çevikbilen S., Valkaniotis S., Irmak T.S. et al. Sub- and super-shear ruptures during the 2023 M_w 7.8 and M_w 7.6 earthquake doublet in SE Türkiye // Seismica. 2023. V. 2. No. 3. doi:10.26443/seismica.v2i3.387

83. Zahradnik J., Turhan F., Sokos E., Gallovič F. Asperity-like (segmented) structure of the
6 February 2023 Turkish earthquakes. Pre-print, EarthArXiv. 2023. Available from
https://doi.org/10.31223/X5T666. Last accessed 17 May 2023.

84. Anderson J.G., Biasi G.P., Wesnousky G. Fault-scaling relationship depend on the average fault-slip rate // Bulletin of the Seismological Society of America. 2017. 107. P. 2561–2577. doi:10.1785/0120160361

Chounet A., Vallée M., Causse M., Courboulex, F. Global catalog of earthquake rupture velocities shows anticorrelation between stress drop and rupture velocity // Tectonophysics.
 2017. V. 733. P. 148–158. doi:10.1016/j.tecto.2017.11.005

86. Delouis B., van den Ende M., Ampuero J.-P. Kinematic rupture model of the February 6th 2023 Mw7.8 Turkey earthquake from a large set of near-source strong motion records combined by GNSS offsets reveals intermittent supershear rupture. Pre-print. 2023. doi:10.22541/essoar.168286647.71550161/v1

Karabulut H., Güvercin S.E., Hollingsworth J., Konca A.Ö. Long silence on the East Anatolian Fault Zone (Southern Turkey) ends with devastating double earthquakes (6 February 2023) over a seismic gap: implications for the seismic potential in the Eastern Mediterranean region // Journal of the Geological Society. 2023. V. 180. jgs2023-021. doi:10.1144/jgs2023-021
Chen W., Rao G., Kang D., Wan Z., Wang D. Early report of the source characteristics, ground motions, and casualty estimates of the 2023 Mw 7.8 and 7.5 Turkey earthquakes // Journal of Earth Science. 2023. V. 34. P. 297–303. doi:10.1007/s12583-023-1316-6

89. Okuwaki R., Yagi Y., Taymaz T., Hicks S.P. Multi-scale rupture growth with alternating directions in a complex fault network during the 2023 south-eastern Türkiye and Syria earthquake doublet. Pre-print, EarthArXiv. 2023. Available from https://doi.org/10.31223/X5RD4W. Last accessed 17 May 2023.

90. Karabacak V., Özkaymak Ç., Sözbilir H., Tatar O., Aktuğ B., Özdağ Ö.C., Çakir R., Aksoy E., Koçbulut F., Softa M., Akgün A., Demir A., Arslan G. The 2023 Pazarcik (Kahramanmaraş, Türkiye) earthquake (M_w 7.7): implications for surface rupture dynamics along the East Anatolian Fault Zone // Journal of the Geological Society. 2023. V. 180. jgs2023-020. doi:10.1144/jgs2023-020

91. Lay T., Ye L., BaibY., Cheung K. F., Kanamori H. The 2018 MW 7.9 gulf of Alaska earthquake: multiple fault rupture in the Pacific plate // Geophysical Research Letters. 2018. V.
45. P. 9542–9551. doi:10.1029/2018GL079813

92. Shchetnikov A. Morphotectonics of the Tunka rift and its bordering mountains in the Baikal rift system, Russia // Geomorphology. 2016. V. 273. P. 258–268. doi:10.1016/j.geomorph.2016.08.019

93. Tichelaar B.W., Ruff L.J. How Good Are Our Best Models? Jackknifing, Bootstrapping, and Earthquake Depth // Eos. 1989. V. 70. No 20. P. 593–606.

94. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дрознина С.Я., Митюшкина С.Я., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Титков Н.Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с М_w=7.8. І. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 4. С. 48–71. doi:10.31857/S0002-33372019448-71

95. Чебров Д.В., Ю.А. Кугаенко, А.В. Ландер, И.Р. Абубакиров, С.Я. Дрознина, С.В. Митюшкина, В.М. Павлов, В.А. Салтыков, Ю.К. Серафимова, Н.Н. Титков. Землетрясение углового поднятия 20 декабря 2018 г. М_w = 7.3 в зоне сочленения Камчатского и Алеутского океанических желобов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 100–117. doi:10.31431/1816-5524-2020-1-45-1-18

96. Чебров Д.В., Абубакиров И.Р., Губанова А.А., Глухов В.Е., Ландер А.В., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Павлов В.М., Салтыков В.А., Сенюков С.Л., Титков Н.Н. Парамуширское землетрясение 25 марта 2020 г. М_w = 7.4 // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 2. Выпуск 58. С. 49–66. doi:10.31431/1816-5524-2023-2-58-49-66

97. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: Benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. V. 99. No 1. P. 194–214. doi:10.1785/0120080013

98. Nielsen C. Thybo H. No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. . 2009. V. 114. No B8. B08306. doi:10.1029/2008JB005828

99. Medved I., Komzeleva V., Buslov M., Koulakov I., Filippova A. 3D seismic tomography models of Baikal Rift Zone and surrounding areas based on regional seismological data // Journal of Asian Earth Science. 2023. V. 249. 105619. doi:10.1016/j.jseaes.2023.105619

100. Чипизубов А.В., Серебренников С.П. Сдвиговые палеосейсмодислокации в Восточном Саяне // ДАН. 1990. Т. 311. № 2. С. 446–450.

101. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96.

102. Ландер А.В., Шевченко Н.А., Матвеенко Е.А. Артефакт в Камчатском каталоге землетрясений: исследование и устранение // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. №
1. Вып. 41. С. 85–90. doi:10.31431/1816-5524-2019-1-41-85-90

103. Zheng G., Wang H., Wright T.J., Lou Y.D., Zhang R., Zhang W.X., Shi C., Huang J.F., Wei N. Crustal deformation in the India-Eurasia collision zone from 25 Years of GPS Measurements // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2017. V. 122. No 11. P. 9290-9312. doi:10.1002/2017JB014465

104. Deng Q.D. Map of Active Tectonics in China (1:4000000). Seismological Press, Beijing.2007.

105. Li Y., Liu X., Rodkin M., Pang Y. Numerical simulation of fault deformation and seismic activity in the southern Qinghai–Tibet Plateau // Journal of Seismology. 2022. V. 26. P. 1295–1308. doi:10.1007/s10950-022-10116-6

106. Никитина М.А., Родкин М.В. Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 1. С. 103–115. doi:10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115

107. Родкин М.В., Андреева М.Ю., Григорьева О.О. Анализ обобщенной окрестности сильного землетрясения по региональным данным, Курило-Камчатский регион // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 67–77. doi:10.31857/S0203030620060176

108. Ivankina T.I., Zel I.Yu., Petruzalek M., Rodkin M.V., Matveev M.A., Lokajicek T. Elastic anisotropy, permeability, and freeze-thaw cycling of rapakivi granite // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2020. V. 136. 104541. doi:10.1016/j.ijrmms.2020.104541

109. Nikitina M.A., Rodkin M.V., Shmakov I.G. Relationships of the seismicity at the Alaska subduction zone to metamorphism and the deep fluid regime // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. P. 892–899. doi:10.1134/S1069351320060063

110. Rodkin M.V. The variability of earthquake parameters with the depth: Evidences of difference of mechanisms of generation of the shallow, intermediate-depth, and the deep earthquakes // Pure and Applied Geophysics. 2022. V. 179. P. 4197–4206 doi:10.1007/s00024-021-02927-4

111. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. V. 108. No B1. 2030. doi:10.1029/2001JB001129

Иванов С. Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры
 // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.

113. Родкин М.В., Пунанова С.А. Корреляцонный анализ микроэлементного состава нафтидов: метод, результаты, интерпретация // Геофизические процессы и биосфера. 2022.
Т. 21. № 4. С. 131–141. doi:10.21455/GPB2022.4-9

114. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust. In The Crust. 2003. Vol. 3. Elsevier, P. 1–64.

115. Bowen H.J. Trace elements in biochemistry. Acad. press. London and New York, 1966.241 p.

116. Chubarov L.B., Kikhtenko V.A., Lander A.V., Gusev O.I., Beisel S.A., Pinegina T.K. Technique of local probabilistic tsunami zonation for near field seismic sources applied to the Bechevinskaya Cove (the Kamchatka Peninsula) // Natural Hazards. 2022. V. 110. P. 373–406. doi:10.1007/s11069-021-04951-y

117. Papazachos B.C., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C.B., Karakaisis G.F. Global Relations Between Seismic Fault Parameters and Momernt Magnitude of Earthquakes // Bulletin of the Geological Society of Greece. 2004. V. XXXVI. P. 1482–1489.

118. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75. No 4. P. 1135–1154.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме НИР, изданные в 2019-2023 гг.

 Novikov R.G., Sharma B.L. Phase recovery from phaseless scattering data for discrete Schrödinger operators // Inverse Problems. 2023. 39 (12). 125006. doi:10.1088/1361-6420/ad03fe (WoS – Q1, Scopus – Q1)

 Novikov R.G., Sivkin V.N., Sabinin G.V. Multipoint formulas in inverse problems and their numerical implementation // Inverse Problems. 39. 2023. 125016. doi:10.1088/1361-6420/ad06e6 (WoS – Q1, Scopus – Q1)

3. Isaev M., Novikov R.G., Sabinin G.V. Super-resolution reconstruction from truncated Fourier transform // Extended Abstracts MWCAPDE (Methusalem Workshop on Classical Analysis and Partial Differential Equations) 2023. Birkhäuser. doi:10.1007/978-3-031-41665-1_7 (WoS)

4. Elaeva M., Blanter E., Shnirman M., Shapoval A. Asymmetry in the Kuramoto model with nonidentical coupling // Physical Review E. 2023. 107. 064201.
doi:10.1103/PhysRevE.107.064201 (WoS – Q1, Scopus – Q1)

5. Shapoval A., Shnirman M. Recurrent Large Sunspot Structures and 27-Day Component of Solar Activity as Proxies to Axis-Nonsymmetry // Universe. 2023. 9. 271. doi:10.3390/universe9060271 (WoS – Q1, Scopus – Q1)

Medved I., Komzeleva V., Buslov M., Koulakov I., Filippova A. 3D seismic tomography models of Baikal Rift Zone and surrounding areas based on regional seismological data // Journal of Asian Earth Sciences. 2023. V. 249. 105619. doi:10.1016/j.jseaes.2023.105619 (WoS – Q2, Scopus – Q1)

7. Никитин С.П., Спиридонов Е.П., Кислов К.В., Старовойт Ю.О., Бенгальский Д.М., Харасов Д.Р., Фомиряков Э.А., Наний О.Е., Трещиков В.Н. Экспериментальные результаты регистрации землетрясений с помощью когерентных рэлеевских рефлектометров // ФОТОН-ЭКСПРЕСС. 2023. № 6 (190). Спец. выпуск «ФОТОН-ЭКСПРЕСС-НАУКА-2023» С. 282–283. doi:10.24412/2308-6920-2023-6-282-283 (РИНЦ)

8. Никитин С.П., Кислов К.В., Старовойт Ю.О., Бенгальский Д.М., Спиридонов Е.П., Харасов Д.Р., Фомиряков Э.А., Наний О.Е., Трещиков В.Н. Возможности и перспективы использования распределенных оптоволоконных датчиков в геофизике // Приборы и техника эксперимента. 2023. № 5. С. 153–158. doi:10.31857/S0032816223050191 (Instruments and Experimental Techniques, WoS – Q4, Scopus – Q4)

9. Филиппова А.И., Фомочкина А.С. Очаговые параметры сильных Турецких землетрясений 6 февраля 2023 г. (М_w=7.8 и М_w=7.7) по данным поверхностных волн //

Физика Земли. 2023. № 6. С. 89–102. doi:10.31857/S0002333723060078 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

 Чебров Д.В., Абубакиров И.Р., Губанова А.А., Глухов В.Е., Ландер А.В., Матвеенко Е.А., Митюшкина С.В., Павлов В.М., Салтыков В.А., Сенюков С.Л., Титков Н.Н. Парамуширское землетрясение 25 марта 2020 г. М_w = 7.4 // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 2. Выпуск 58. С. 49–66. doi:10.31431/1816-5524-2023-2-58-49-66 (Ядро РИНЦ, Scopus – Q4)

 Гриневич П.Г., Новиков Р.Г. Спектральное неравенство для уравнения Шрёдингера с многоточечным потенциалом // Успехи математических наук. 2022. Т. 22, Вып. 6(468).
 С. 69–76. doi:10.4213/rm10080 (Russian Mathematical Surveys, WoS – Q1, Scopus – Q1)

12. Кислов К.В., Гравиров В.В. Распределенное акустическое зондирование: новый инструмент или новая парадигма // Сейсмические приборы. 2022. Т. 58. № 2. С. 5–38. doi:10.21455/si2022.2-1 (Seismic Instruments, WoS)

13. Родкин М.В., Бугаевский А.Г. развитие методики исследования резонансных характеристик грунтов по спектральным H/V-отношениям // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 4. С. 171–186. doi:10.21455/VIS2022.4-12 (Seismic Instruments, WoS)

14. Родкин М.В., Пунанова С.А. Корреляционный анализ микроэлементного состава нафтидов: метод, результаты, интерпретация // Геофизические процессы и биосфера. 2022.
Т. 21. № 4. С. 131–141. doi:10.21455/GPB2022.4-9 (Izvestiya - Atmospheric and Oceanic Physics, WoS – Q4, Scopus – Q3)

15. Chubarov L.B., Kikhtenko V.A., Lander A.V., Gusev O.I., Beisel S.A., Pinegina T.K. Technique of local probabilistic tsunami zonation for near field seismic sources applied to the Bechevinskaya Cove (the Kamchatka Peninsula) // Natural Hazards. 2022. V. 110. P. 373–406. doi:10.1007/s11069-021-04951-y (WoS – Q2, Scopus – Q1)

Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Ya.B.,
 Gileva N.A. Source process of the September 21, 2020 Mw 5.6 Bystraya earthquake at the south eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // Tectonophysics. 2022. V.
 822. 229162. doi:10.1016/j.tecto.2021.229162 (WoS – Q2, Scopus – Q1)

17. Gravirov V.V., Kislov K.V. Variations of ambient temperature and following them instrumental noise of seismic instruments // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_25

 Gravirov V.V., Kislov K.V. On the question of the rotational seismometry metrology // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.
 Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_24 (WoS)

19. Gravirov V.V., Kislov K.V. Application of adaptive filtering techniques for filtering induced seismic noise // Problems of Geocosmos–2020. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2022. doi:10.1007/978-3-030-91467-7_23 (WoS).

20. Isaev M., Novikov R.G. Reconstruction from the Fourier transform on the ball via prolate spheroidal wave functions // Journal des Mathematiques Pures et Appliquees. 2022. V. 163. P. 318–333. doi:10.1016/j.matpur.2022.05.008 (WoS – Q1, Scopus – Q1)

Isaev M., Novikov R.G., Sabinin G.V. Numerical reconstruction from the Fourier transform on the ball using prolate spheroidal wave functions // Inverse Problems. 2022. V. 38.
 10. 105002. doi:10.1088/1361-6420/ac87cb (WoS – Q1, Scopus – Q1)

Li Y., Liu X., Rodkin M., Pang Y. Numerical simulation of fault deformation and seismic activity in the southern Qinghai–Tibet Plateau // Journal of Seismology. 2022. V. 26. P. 1295–1308. https://doi.org/10.1007/s10950-022-10116-6 (WoS – Q3, Scopus – Q2)

23. Novikov R.G. Multidimensional inverse scattering for the Schrödinger equation, In: Cerejeiras, P., Reissig, M. (eds) Mathematical Analysis, its Applications and Computation. ISAAC 2019. Springer Proceedings in Mathematics & Statistics. 2022. V. 385. P. 75–98. doi:10.1007/978-3-030-97127-4_3 (WoS)

24. Novikov R.G., Sivkin V.N. Fixed-distance multipoint formulas for the scattering amplitude from phaseless measurements // Inverse Problems. 2022. V. 38. 2. Article 025012. doi:10.1088/1361-6420/ac44db (WoS – Q1, Scopus – Q1)

25. Rodkin M.V. The variability of earthquake parameters with the depth: Evidences of difference of mechanisms of generation of the shallow, intermediate-depth, and the deep earthquakes // Pure and Applied Geophysics. 2022. V. 179. P. 4197–4206 doi:10.1007/s00024-021-02927-4 (WoS – Q3, Scopus – Q2)

26. Varypaev A.V., Kushnir A.F. Robust phase algorithms for estimating apparent slowness vectors of seismic waves from regional events // Computational Geosciences. 2022. V. 26. P. 115–129. doi:10.1007/s10596-021-10105-7 (WoS – Q3, Scopus – Q1)

27. Kushnir A, Varypaev A. Asymptotic Distributions of M-Estimates for Parameters of Multivariate Time Series with Strong Mixing Property // Engineering Proceedings. 2021. V. 5. No 1. 19. doi:10.3390/engproc2021005019

28. Rodkin M.V., Andreeva M.Yu., Liperovskaya E.V. Types of strong earthquake precursor behavior obtained from world and regional catalogs of earthquakes // IOP Conference Series:

Earth and Environmental Science. 2021. V. 946. No 1. 12008. doi:10.1088/1755-1315/946/1/012008 (Scopus).

29. Адушкин В.В., Варыпаев А.В., Кушнир А.Ф., Санина И.А. Идентификация наведенной сейсмичности в разломной зоне Коробковского месторождения КМА по наблюдениям малоаппертурной сейсмической группы // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 78–82. doi:10.31857/S268673972007004X (Doklady Earth Sciences, WoS – Q4, Scopus – Q2)

30. Гравиров В.В., Кислов К.В. Применение техники адаптивной фильтрации в геогидроакустических системах // Подводное морское оружие. Научно-технический сборник. Специальный выпуск. 2020. № 4 (52). С. 102–111.

31. Кислов К.В., Гравиров В.В. Вращательная сейсмология. Обзор достижений и перспектив // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56, № 3 С. 5–25. doi:10.21455/si2020.3-1 (Seismic Instruments, WoS)

Кислов К.В., Гравиров В.В., Винберг Ф.Э. Возможности предподготовки сейсмических данных для анализа глубокой нейронной сетью // Физика Земли. 2020. № 1.
С. 150–162. doi:10.1134/S0002333720010056 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

33. Никитина М.А., Родкин М.В. Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии // Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 1. С. 103–115. doi:10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115 (РИНЦ)

Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Стабильная модификация 34. закона повторяемости землетрясений И перспективы ee применения В сейсморайонировании // Физика Земли. 2020. № 1. C. 62-76. doi:10.31857/S000233372001010X (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

35. Родкин М.В. Типовая фор- и афтершоковая аномалия – эмпирика, интерпретация //
 Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 64–76. doi:10.31857/S0203030620060176
 (Journal of Volcanology and Seismology, WoS – Q4, Scopus – Q2)

36. Родкин М.В., Андреева М.Ю., Григорьева О.О. Анализ обобщенной окрестности сильного землетрясения по региональным данным, Курило-Камчатский регион // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 67–77. doi:10.31857/S0203030620060176 (Journal of Volcanology and Seismology, WoS – Q4, Scopus – Q2)

37. Санина И.А., Ризниченко О.Ю., Кушнир А.Ф., Варыпаев А.В., Сергеев С.И., Волосов С.Г. Различение типов микросейсмических источников по данным малоапертурных сейсмических групп // Физика Земли. 2020. № 2. С. 127–147. doi: 10.31857/S0002333720010123 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

38. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Зависимость погрешности определения параметров землетрясений от набора записей поверхностных волн // Физика Земли. 2020. № 1. С. 109–117. doi:10.31857/S0002333720010019 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

39. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Сравнительный анализ Аляскинских землетрясений
2018 г. по записям поверхностных волн //Российский сейсмологический журнал. 2020. Т.
2. № 1. С. 76–84. doi:10.35540/2686-7907.2020.1.07 (РИНЦ)

40. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Определение параметров очагов региональных землетрясений по записям поверхностных волн // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 4. С. 16–27. doi:10.35540/2686-7907.2020.4.02 (РИНЦ)

41. Чебров Д.В., Ю.А. Кугаенко, А.В. Ландер, И.Р. Абубакиров, С.Я. Дрознина, С.В. Митюшкина, В.М. Павлов, В.А. Салтыков, Ю.К. Серафимова, Н.Н. Титков. Землетрясение углового поднятия 20 декабря 2018 г. Мw = 7.3 в зоне сочленения Камчатского и Алеутского океанических желобов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 100–117. doi:10.31431/1816-5524-2020-1-45-1-18 (Ядро РИНЦ, Scopus – Q4)

42. Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Kossobokov V.G., Nekrasova A.K. Characterizing the Foreshock, Main Shock, and Aftershock Sequences of the Recent Major Earthquakes in Southern Alaska, 2016–2018 // Frontiers in Earth Science. 2020. 8. 584659. doi:10.3389/feart.2020.584659. (WoS – Q2, Scopus – Q1)

43. Ivankina T.I., Zel I.Yu., Petruzalek M., Rodkin M.V., Matveev M.A., Lokajicek T. Elastic anisotropy, permeability, and freeze-thaw cycling of rapakivi granite // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2020. 136. 104541. doi:10.1016/j.ijrmms.2020.104541 (WoS – Q1, Scopus – Q1)

44. Kislov K.V., Gravirov V.V. Some remarks on the seismometric experiments taking into account the thickness of the frozen layer soil // Problems of Geocosmos–2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2020. P. 263–269. doi:10.1007/978-3-030-21788-4_22 (WoS)

45. Nikitina M.A., Rodkin M.V., Shmakov I.G. Relationships of the seismicity at the Alaska subduction zone to metamorphism and the deep fluid regime // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2020. 56. P. 892–899. doi:10.1134/S1069351320060063 (WoS – Q4, Scopus – Q2)

46. Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Statistics and spatial-temporal structure of ground acceleration caused by earthquakes in the North-Western Pacific region // Pure and Applied

Geophysics. 2020. 177. 6. P. 2563–2578. doi:10.1007/s00024-019-02415-w (WoS – Q3, Scopus – Q2)

47. Rodkin M.V. Dependence of Losses from Natural Hazards on the Prosperity of Societies: A Brief Review // Journal of Anthropological and Archaeological Sciences. 2020. V.
1. No 5. P. 134–137.

Varypaev A., Kushnir A. Statistical synthesis of phase alignment algorithms for localization of wave field sources // Multidimensional Systems and Signal Processing. 2020.
V. 31. No 4. P. 1553–1578. doi:10.1007/s11045-020-00722-3 (WoS – Q2, Scopus – Q2)

49. Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 12–22. doi:10.31857/S0203-03062019114-24 (Journal of Volcanology and Seismology, WoS – Q4, Scopus – Q2)

50. Корженков А.М, Абдиева С.В., Гладков А.С., Деев Е.В., Лю Ц., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Родкин М.В., Сорокин А.А., Турова И.В., Фортуна А.Б. Палеосеймичность вдоль адырных разломов (на примере Коконадыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Приссыккулье, Тянь-Шань) // Вулканология и сейсмология. 2019. № 5. С. 36–53. doi:10.31857/S0203-03062019536-53 (Journal of Volcanology and Seismology, WoS – Q4, Scopus – Q2)

51. Ландер А.В., Шевченко Н.А., Матвеенко Е.А. Артефакт в Камчатском каталоге землетрясений: исследование и устранение // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. №
1. Выпуск 41. С. 85–90. doi:10.31431/1816-5524-2019-1-41-85-90 (Ядро РИНЦ, Scopus – Q4)

52. Лиходеев Д.В., Гравиров В.В., Кислов К.В., Долов С.М. Прецизионные узкодиапазонные дифференциальные температурные датчики // Научное приборостроение. 2019. Т. 29. № 1. С. 11–16. doi:10.18358/np-29-1-i1116 (Ядро РИНЦ, RSCI)

53. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ // Физика Земли. 2019. 5. С. 38–52. doi:10.31857/S0002-33372019538-52 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

54. Пунанова С.А., Родкин М.В. О микроэлементном составе нефтей Ромашкинской группы месторождений // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 8(332). С. 75–80. doi:10.30713/2413-5011-2019-8(332)-75-80 (РИНЦ)

55. Пунанова С.А., М.В. Родкин. Сравнение вклада разноглубинных геологических процессов в формирование микроэлементного облика каустобиолитов // Георесурсы.
2019. Т. 21. № 3. С. 14–24. doi:10.18599/grs.2019.3.14-24. (Georesursy, WoS, Scopus – Q2)
56. Родкин М.В. О статистических закономерностях концентрации металлов в УВ и

рудных месторождениях // Экспозиция Нефть Газ. 2019. 3(70). С. 18–22. doi:10.24411/2076-6785-2019-10028 (РИНЦ, ВАК)

57. Родкин М.В., Пунанова С.А. Идеи Д.И. Менделеева и происхождение нефти // Природа. 2019. 10. С. 23–30. doi:10.7868/S0032874X19100053 (РИНЦ)

58. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Применение параллельных вычислений при определении параметров очагов землетрясений с высоким разрешением // Физика Земли. 2019. №2. С. 68–75. doi:10.31857/S0002-33372019268-75 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

59. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дрознина С.Я., Митюшкина С.Я., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Титков Н.Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с Мw=7.8. І. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 4. С. 48–71. doi:10.31857/S0002-33372019448-71 (Izvestiya, Physics of the Solid Earth, WoS – Q4, Scopus – Q2)

60. Pisarenko V., Rodkin M. A Collection of Statistical Methods for Analysis of the Disaster Damages and the Seismic Regime // Geographies of the Anthropocene. 2019. V. 2. No. 2. P. 43–63.

61. Rodkin M.V. Application of the multiplicative cascade model for the description of the seismic regime and for the seismic hazard assessment // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. V. 324. P. 1–7. 012001. doi:10.1088/1755-1315/324/1/012001 (Scopus)

62. Rodkin M.V., and A.M.Korzhenkov, Estimation of maximum mass velocity from macroseismic data: A new method and application to archeoseismological data // Geodesy and Geodynamics. 2019. 10. P. 321–330. doi:10.1016/j.geog.2018.06.010 (WoS, Scopus – Q2)

63. Varypaev A.V., Sanina I.A., Chulkov A.B., Kushnir A.F. Application of robust phase algorithms for seismic emissiondetection in the area of blasting operations in mines // Seismic Instruments. 2019. V. 55. No 2. P. 136–147. (WoS)

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Доклады на российских и международных конференциях по теме НИР в 2019–2023 гг.

(выборочно)

1. Бейзель С.А., Гусев О.И., Гусяков В.К., Ландер А.В., Чебров Д.В., Чубаров Л.Б. Оценка проявлений экстремальных волн цунами у побережья Октябрьской косы // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. IX Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 24–30 сентября 2023. г. (устный доклад)

2. Бейзель С.А., Гусев О.И., Гусяков В.К., Ландер А.В., Чебров Д.В., Чубаров Л.Б. О результатах численного моделирования проявлений волн цунами в акватории залива Корфа, включая оценку характеристик заплеска этих волн в районе пос. Корф // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. IX Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 24–30 сентября 2023. г. (устный доклад)

3. Бурлаков И.С., Фомочкина А.С., Филиппова А.И. Исследование зависимости пространственно-временной модели очага землетрясения от используемого набора записей // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: III Всероссийская конференция с международным участием, посвященная памяти чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. Александра Анатольевича Соловьева. (25–26 октября 2023 г., г. Москва) (устный доклад)

4. Гравиров В.В., Лиходеев Д.В., Кислов К.В. Совершенствование геофизического приборного комплекса, установленного в лаборатории геофизических исследований ИФЗ РАН в дальней штольне БНО // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: Ш Всероссийская конференция с международным участием, посвященная памяти чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. Александра Анатольевича Соловьева. (25–26 октября 2023 г., г. Москва) (устный доклад)

5. Радзиминович Я.Б., Новопашина А.В., Лухнева О.Ф., Гилёва Н.А. Быстринское землетрясение 21.09.2020 г.: новый импульс макросейсмических исследований в Восточной Сибири // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений: III Всероссийская конференция с международным участием, посвященная памяти чл.-корр. РАН, д.ф.-м.н. Александра Анатольевича Соловьева. (25–26 октября 2023 г., г. Москва) (устный доклад)

6. Gravirov V., Likhodeev D., Kislov K. Observed Tidal Effects in the Fine Temperature Variations Measured in a Deep Underground Tunnel of the Northern Caucasus Geophysical Observatory of IPE RAS // CTBT Science and Technology Conference 2023 (SnT2023). 19–23 June, Vienna, Austria. (стендовый доклад)

7. Kislov K., Gravirov V. Distributed Acoustic Sensing: A Step Towards the Standardization // CTBT Science and Technology Conference 2023 (SnT2023). 19–23 June, Vienna, Austria. (стендовый доклад)

8. Kossobokov V.G., Nekrasova A.K., Filippova A.I., Fomochkina A.S. Analyzing the recent major earthquakes in Southern Alaska // AGU23. Abstracts. 2023. (San Francisco, USA, 11–15 December, 2023) (стендовый доклад)

9. Nekrasova A., Kossobokov V., Filippova A., Fomochkina A. Characterizing the foreshock, main shock, and aftershock sequences of the recent major earthquakes in Southern Alaska. IUGG 2023 Abstracts. 2023 (11–20 July, Berlin, Germany). (устный доклад)

10. Novikov R.G., Taimanov I.A. On unitarity of the scattering operator in non-Hermitian quantum mechanics // Annual International Conference "Days on Diffraction 2023". June 5–9, 2023, St. Petersburg Branch of the Steklov Mathematical Institute (устный доклад)

11. Филиппова А.И. Строение земной коры и мантии Арктики по сейсмическим данным // II всероссийская школа молодых ученых "Системный анализ динамики природных процессов в российской Арктике", 6–9 июня 2022 г. Московская область (приглашенный доклад).

12. Kislov K.V., Gravirov V.V. Acquisition of Seismological Data Using Fiber Optic Communication Lines // XIV школа-конференция с международным участием "Problems of Geocosmos–2022", Санкт-Петербург, Россия, 2022. (стендовый доклад)

13. Kislov K.V., Gravirov V.V. Regarding the Metrology of Special Lines of the Distributed Acoustic Sensing // XIV школа-конференция с международным участием "Problems of Geocosmos–2022", Санкт-Петербург, Россия, 2022. (стендовый доклад)

14. Novikov R. Multidimensional inverse scattering for the Schrödinger equation // Научная конференция "Современные проблемы обратных задач", посвященная 90-летию со дня рождения академика М.М. Лаврентьева. Новосибирск, Академгородок, 19–23 декабря 2022 г. (устный доклад)

15. Никитина М.А., Родкин М.В., Шмаков И.Г. Распределение сейсмичности и связь с фронтами метаморфических превращений внутри субдуцирующей плиты // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2021), Москва, 2021. (устный доклад)

16. Kislov K., Gravirov V. Metrology of rotational seismometry // CTBT Science and Technology Conference. Vienna, Austria. 2021. (стендовый доклад)

17. Kushnir A., Varypaev A. Asymptotic Distributions of M-Estimates for Parameters of Multivariate Time Series with Strong Mixing property // The 7-th International conference on Time Series and Forecasting, Gran Canaria, Spain 19-21 July, 2021. (устный доклад)

18. Fomochkina A., Bukchin B., Filippova A. The study of spatio-temporal source parameters for regional earthquakes // The seventh international conference "Quasilinear Equations, Inverse Problems and their Applications", Sochi (Russia), 23–29 August, 2021. (устный доклад)

19. Gravirov V.V., Kislov K.V. Application of Adaptive Filtering Techniques for Filtering Induced Seismic Noise // XII International Conference "Problem of Geocosmos" (St. Petersburg, March 24–27, 2021). (стендовый доклад)

20. Bukchin B.G. Fomochkina A.S. Investigation of the surface waves in problems of studying of tectonic environment and earthquake sources // XII International Conference "Problem of Geocosmos" (St. Petersburg, March 24–27, 2021). (устный доклад)

21. Fomochkna A. S., Bukchin B.G. Identification of the fault plane in the inverse problem of determining the source of earthquakes //The sixth international conference «Quasilinear Equations, Inverse Problems and their Applications» (Dolgoprudny, Russia, 30.11–02.12, 2020). (устный доклад)

22. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Сравнительный анализ Аляскинских землетрясений 2018 г. по записям поверхностных волн // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. XIV Международная сейсмологическая школа (г. Кишенев, респ. Молдова, 9–13 сент. 2019 г.). (устный доклад)

23. Фомочкина А.С., Букчин Б.Г. Проблемы определения параметров очагов землетрясений по записям поверхностных волн // Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений. Всероссийская научная конференция с международным участием. 27–28 ноября 2019 г. Москва. (устный доклад)

24. Fomochkna A.S., Bukchin B.G. Uncertainty of moment tensor determination from surface wave analysis for shallow earthquakes //The fifth international conference «Quasilinear Equations, Inverse Problems and their Applications» (Dolgoprudny (Russia) December 2–4, 2019). (устный доклад)

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Программы по теме НИР, зарегистрированные в 2019–2023 гг.

- 1. Гравиров В.В., Кислов К.В. Программа чтения и обработки сейсмических файлов данных, записанных в формате MiniSEED // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021617070 от 05.05.2021.
- Гравиров В.В., Кислов К.В. Программа чтения файлов данных с АЦП Е-24 // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2021617447 от 14.05.2021.
- 3. Ландер А.В. Программа спектрального и спектрально-временного анализа сейсмограмм (SVANDI)// Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615311 от 21.05.2020.
- 4. Ландер А.В. Программа оперативного расчета времен пробега волн цунами (TSDELAY) // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615380 от 22.05.2020.
- 5. Ландер А.В. Программа выделения волны цунами на записях станций DART (DARTFILTER) // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615463 от 25.05.2020.
- Ландер А.В. Генератор случайных цунамигенных очагов землетрясений Камчатки (RANDEKA) // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020615420 от 22.05.2020.