



ФИЗИКА ЗЕМЛИ

В журнале публикуются оригинальные теоретические и экспериментальные научные работы и обзоры по глобальной и прикладной геофизике, касающиеся изучения земных недр



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ*

Номер 5, 2024

Анализ пространственной кластеризации сейсмических событий на северо-западе Тихого океана <i>А.С. Агаян, А.К. Некрасова</i>	4
Исследование сейсмических циклов сильнейших землетрясений в зонах субдукции методами спутниковой геодезии <i>И.С. Владимирова</i>	17
Параметры сейсмического режима Восточного сектора Арктической зоны Российской Федерации <i>И.А. Воробьева, П.Н. Шебалин, А.Д. Гвишиани, Б.А. Дзедобоев, Б.В. Дзеранов, П.А. Малютин</i>	38
Использование методов распознавания образов для изучения особенностей пространственной локализации полиметаллического оруденения в Алтайско-Саянском регионе <i>А.И. Горшков, О.В. Новикова, А.И. Ливинский</i>	57
Границы применимости закона Гутенберга—Рихтера в задачах оценки сейсмической опасности и риска <i>К.В. Крушельницкий, П.Н. Шебалин, И.А. Воробьева, О.В. Селюцкая, А.О. Антипова</i>	69
Параметры группирования событий акустической эмиссии в лабораторных экспериментах по разрушению горных пород <i>С.Д. Маточкина, П.Н. Шебалин, В.Б. Смирнов, А.В. Пономарев, П.А. Малютин</i>	85
Электромагнитные триггерные эффекты в системе “ионосфера—атмосфера—литосфера” и их возможное использование для краткосрочного прогноза землетрясений <i>В.А. Новиков, В.М. Сорокин</i>	97
Особенности проявления аномалий сейсмического режима перед сильными землетрясениями Калифорнии <i>А.А. Петрушов, В.Б. Смирнов, В.О. Михайлов, С.А. Фомина</i>	113
Квантили M_{\max} и других характеристик сейсмического поля, используемых при составлении карт общего сейсмического районирования (ОСР) <i>В.Ф. Писаренко</i>	129

* Этот номер журнала подготовлен по материалам III Всероссийской конференции с международным участием “Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений”, посвященной памяти чл.-корр. РАН, д-ра физ.-мат. наук Александра Анатольевича Соловьева. Представленные работы посвящены проблемам оценки сейсмической опасности и современным методам прогноза землетрясений, задачам математической геофизики и методам анализа сейсмических данных.

Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. ($M_w = 5.6$) на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны: веха в макросейсмических исследованиях в Восточной Сибири <i>Я.Б. Радзиминович, А.В. Новопашина, О.Ф. Лухнева, Н.А. Гилёва, Е.А. Кузьмина</i>	136
Численное исследование явления возникновения сейсмической подвижки на разломе в результате закачки флюида <i>В.Ю. Рига, С.Б. Турунтаев</i>	157
Сферическая блоковая модель динамики и сейсмичности литосферы: современное состояние и перспективы развития <i>В.Л. Розенберг</i>	173
Об использовании данных среднесрочного прогноза для Байкальской рифтовой зоны при оценках сейсмической опасности <i>В.В. Ружич, Е.А. Левина</i>	183
Тонкая структура косейсмического электромагнитного отклика по данным геомагнитных и сейсмологических наблюдений <i>А.А. Соловьев, И.М. Алешин, С.В. Анисимов, А.Г. Гоев, А.Н. Морозов, Д.С. Сапронов, Е.Н. Соловьева</i>	195
База данных механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики <i>А.И. Филиппова, И.С. Бурлаков, А.С. Фомочкина</i>	210



Михаил

В 2024 году исполняется 120 лет со дня рождения (6 ноября 1904 г.) и 30 лет со дня ухода из жизни (12 октября 1994 г.) выдающегося ученого-геофизика, организатора науки государственного уровня, создателя научных школ, Героя Социалистического Труда, лауреата Ленинской и Государственных премий, академика Михаила Александровича Садовского.

Громадный диапазон фундаментальных направлений в физике Земли, которые были заложены и развивались под руководством М.А. Садовского, отражает масштаб его незаурядной личности:

- механическое и сейсмическое действие взрывов;
- физика очага землетрясения и сейсмичность;
- изучение вещества недр Земли;
- дискретная иерархическая модель геофизической среды.

Более 30 лет, с 1960 г., Михаил Александрович возглавлял Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, этот период можно назвать “эпохой Садовского”. В эти годы “геофизика, которая долгое время была скорее геомеханикой, действительно становится разделом физики”.

К важнейшему достижению этого периода относится построение модели геофизической среды, органично объединившей свойства блокового строения горных пород, обмен энергией между блоками разного размера и динамику геофизических полей. Модель позволила по-новому поставить исследования в области геодинамики, физики очага и прогноза землетрясений, оценки сейсмической опасности и приоткрыла возможные пути к далекому будущему – управлению сейсмическим режимом.

Сам Михаил Александрович считал, что “необходимость введения блоково-иерархической модели геофизической среды обусловлена потребностями геодинамики в самом широком смысле ее понимания”.

Признанием значимости этих исследований стало присуждение М.А. Садовскому в 1986 году высшей награды Российской академии наук – Золотой медали имени М.В. Ломоносова.

В последние годы жизни Михаил Александрович с энциклопедическим кругозором и глубочайшей интуицией сформулировал свое видение дискретной структуры и нелинейных взаимодействий физических полей и видов энергии в Земле. В одной из последних статей он с поразительной ясностью указывал, что во всей многоликости геофизических процессов представляется рациональным выделить всего две проблемы – “какая модель среды наилучшим образом может описывать разнообразие форм рельефа и процессов (сейсмичность, орогенез)” и “каков физический эквивалент понятию тектоническая сила”. И более того, автотомельность и существование самоорганизующихся процессов в развитии Земли указывает “направление, которое может привести к пониманию природы скачка” от неживого к живому.

Жизнь и творческая деятельность М.А. Садовского служат примером неустанного поиска, бескомпромиссного служения науке, укрепления авторитета страны. Его фундаментальные идеи до сих пор определяют подходы и методы, нацеленные на понимание процессов в Земле.

Редколлегия журнала “Физика Земли”

УДК 550.34.06

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ КЛАСТЕРИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2024 г. А. С. Агаян^{1,2, *}, А. К. Некрасова^{1, **}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

*E-mail: nastaagaian@mail.ru

**E-mail: nastia@mitp.ru

Поступила в редакцию 12.02.2024 г.

После доработки 05.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В статье представлены результаты анализа пространственной кластеризации эпицентров сейсмических событий на северо-западе Тихого океана, при использовании алгоритма топологической фильтрации (алгоритм DPS). Данные о мелкофокусных землетрясениях, зарегистрированных сейсмической сетью Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” в период с 1963 по 2022 гг., позволили выявить стабильные области группировки эпицентров. Эти области ассоциируются с Северным и Южным сегментами Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны и не зависят от времени регистрации землетрясений. Определено характерное значение радиуса кластеризации – 42–44 км для Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. Анализ подтвердил уникальный характер сейсмического режима на территории Командорского участка Алеутской дуги, отличающийся от Северного и Южного сегментов.

Ключевые слова: алгоритм топологической фильтрации, пространственная кластеризация, алгоритм DPS, северо-запад Тихого океана, Курило-Камчатская сейсмофокальная зона.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050014>, **EDN:** EKFHIG

ВВЕДЕНИЕ

Исследование группировки землетрясений в пространственно-временной области остается актуальной задачей как на глобальном, так и на региональном уровнях. Оно включает в себя не только выделение зависимых сейсмических событий для формирования каталога фоновых событий, используемого в вероятностных оценках сейсмической опасности и связанных с ними рисков, но и анализ динамики естественной группировки сейсмических событий как важной региональной характеристики сейсмического потока. Например, “взрыв афтершоков”, подтвержденный в исследованиях [Keilis-Borok et al., 1980; Akasheh, Kossobokov, 1989], долгие годы используется в прогнозе сильнейших землетрясений мира [Кособоков, Щепалина, 2020]. Другой тип группировки, сейсмический рой, продолжает вызывать дискуссии и требует отдельной интерпретации

в каждом конкретном случае. Недавнее значительное землетрясение $M_w = 7.5$ у западного берега о. Хонсю, Япония, вызвало повышенный интерес, в том числе, из-за необычного группирования сейсмических событий. В частности, землетрясение произошло в районе, активность которого усилилась за три года до роя сильных событий. Это, по-видимому, указывало на существенное изменение динамики сейсмического потока в месте землетрясения, произошедшего 01.01.2024 г. [Toda, Stein, 2024].

Северо-западная часть Тихого океана – одна из самых опасных территорий мира, где жители и инфраструктура подвергаются экстремальным природным угрозам из-за уникальной тектоники и геодинамики региона. Регион ограничен с юга Филиппинскими и Марианскими островами и на востоке побережьем Аляски. Он характеризуется сложной тектоникой, включая глубокую субдукцию и задуговые бассейны с горизонтальным растяжением. Движение восточной

части Евразии с северо-востока на восток в ответ на индо-азиатскую коллизию, начавшуюся около 50 млн лет назад, привело к формированию гигантской связанной системы задуговых бассейнов в северной части Тихого океана. Это движение противоречит традиционным тектоническим реконструкциям жестких плит, но согласуется с современными представлениями о нежесткости континентальной и океанической литосферы [Soloviev et al., 2022]. Пересечение Алеутской и Камчатской зон субдукции создает резкий перелом в северо-западной части Тихого океана, выделяющийся высоким уровнем сейсмической активности.

Вдоль Камчатской зоны субдукции возраст погружающейся океанической плиты постепенно уменьшается с юга на север (от 50 до 56° с.ш.) от 104.5 до 77 млн лет. Максимальная глубина землетрясений уменьшается от 500 до 100 км, а протяженность сейсмически активного участка в зоне субдукции меняется от 700 до 230 км. Угол погружения плиты на всем протяжении Камчатского участка Курило-Камчатской дуги остается постоянным и составляет около 55°. Севернее, до сочленения с Алеутской дугой, структура зоны субдукции изменяется: до широты 55° наблюдается постепенное уменьшение глубины гипоцентров землетрясений с 500 до 300 км, а севернее происходит резкое изменение с 300 до 100 км, и угол погружения плиты уменьшается до 35°. Вулканический фронт, почти линейный на широтах 50–55° с.ш., севернее смещается на северо-запад, и Тихоокеанская литосферная плита изгибается в этом же направлении, исчезая в зоне стыка с Алеутской дугой на широте около 56.5° [Гордеев и др., 2006].

Широтное изменение геометрии зоны субдукции региона отражается также в параметрах сейсмического потока. В Камчатском филиале Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ЕГС) принято деление сейсмичности территории на 10 отдельных зон. Анализ группировки эпицентров на территории трех из этих зон, а также на всей территории регистрации КФ ЕГС, рассмотрен в настоящей работе.

За шестидесятилетнюю историю регистрации КФ ЕГС каталог, очевидно, имеет неоднородную структуру, связанную с развитием параметров сейсмической сети. Например, резкое повышение числа землетрясений в каталоге КФ ЕГС с 1996 г. связано с внедрением системы цифровой регистрации. При этом каталог, вероятно, имеет стабильные во времени абсолютные ошибки в определении эпицентров камчатских

землетрясений – до 10 км, и до 15–20 км в определении глубин [Gorbatov et al., 1997; Гордеев и др., 2006].

Последовательный анализ изменений параметров пространственной кластеризации для эпицентров сейсмических событий за различные периоды регистрации региональной сейсмической сетью был выполнен алгоритмом топологической фильтрации DPS (*Discrete perfect set*) для территории Прибайкалья [Некрасова и др., 2024]. Особенности кластеризации эпицентров на территории Прибайкалья выявили общую изменчивость пространственного распределения сейсмических событий региона с 1964 по 2018 гг. Применение алгоритма DPS как инструмента для наблюдения за изменением пространственного распределения эпицентров в отдельных сейсмически активных регионах представляется интересной и информативной задачей исследования.

В пилотном исследовании [Агаян, Некрасова, 2023] анализ данных КФ ЕГС за период с 1963 по 2022 гг. с помощью алгоритма DPS выявил наиболее плотное распределение эпицентров как мелкофокусных, так и землетрясений, произошедших на промежуточных глубинах, связанное с территорией, объединяющей Курило-Камчатскую сейсмофокальную зону и западный участок Командорского сегмента Алеутской дуги. Анализ сейсмичности, ограниченной только Курило-Камчатской сейсмофокальной зоной показал, что топологическая фильтрация подтверждает деление, принятое в КФ ЕГС на Южный и Северный сегменты [Левина и др., 2013]. Настоящая работа посвящена проверке и детализации результатов пространственной группировки эпицентров, представленной в работе [Агаян, Некрасова, 2023], и их устойчивости для различных периодов регистрации.

ДАННЫЕ

В работе использованы данные каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ЕГС) <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue>, [Чеброва и др., 2020] с 1963 по 2022 гг.

Пространственная кластеризация эпицентров мелкофокусных (с глубиной $h \leq 70$ км) землетрясений рассмотрена как на всей территории регистрации КФ ЕГС, так и для отдельных зон сейсмичности Камчатского региона. Из десяти

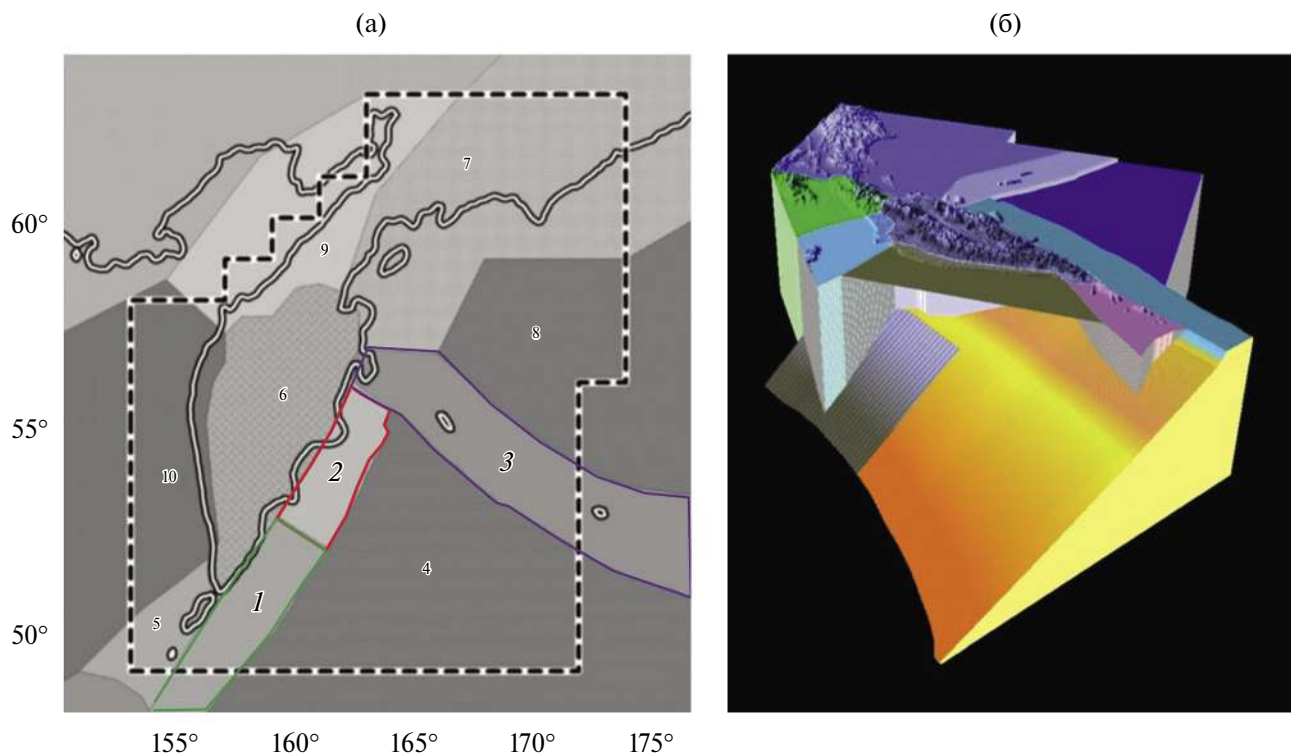


Рис. 1. Зоны сейсмичности Камчатского региона и его окрестностей: (а) [Левина и др., 2013] – поверхностное сечение (1 – сейсмофокальная зона Курил и Южной Камчатки; 2 – северная часть Камчатской сейсмофокальной зоны; 3 – Командорский сегмент Алеутской дуги). Пунктиром отмечена зона ответственности региональной сети; (б) – 3D.

тектоно-географических зон (структур), имеющих существенно различные характеристики сейсмичности [Левина и др., 2013], показанных на рис. 1а вместе с областью ответственной регистрации КФ ЕГС, анализ пространственной группировки выполнен для наиболее сейсмически активных зон: сейсмофокальной зоны Курил и Южной Камчатки (зона 1 на рис. 1а), северной части Камчатской сейсмофокальной зоны (зона 2) и Командорского сегмента Алеутской дуги (зона 3). Южный и Северный сегменты сейсмофокальной зоны анализировались алгоритмом как единая территория. На рис. 1б показано схематичное трехмерное распределение структур, принятых в КФ ЕГС.

Сейсмичность в пределах 10 зон рассмотрена для двух магнитудных диапазонов и временной границы 1996 г., выбранной из-за резкого увеличения числа землетрясений в каталоге КФ ЕГС с этого года после внедрения системы цифровой регистрации [Гордеев и др., 2006].

Пространственная кластеризация с использованием алгоритма DPS описана и проанализирована для эпицентров:

– землетрясений с магнитудой $M \geq 4.4$, зарегистрированных в зоне ответственности

региональной сети КФ ЕГС с 1963 по 2022 гг., и для трех непересекающихся временных интервалов – с 1963 по 1982, с 1983 по 2000 и с 2001 по 2022 гг. Временные границы внутри основного временного интервала выбирались так, чтобы число зарегистрированных землетрясений в эти периоды было примерно одинаковым;

– землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, зарегистрированных в зоне ответственности региональной сети КФ ЕГС с 1996 по 2022 гг. и для трех непересекающихся временных интервалов с 1996 по 2003, с 2004 по 2014 и с 2015 по 2022 гг.;

– землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, зарегистрированных на территории Камчатской сейсмофокальной зоны (Южный и Северный сегмент) с 1963 по 1983, с 1984 по 2000 и с 2001 по 2022 гг.;

– землетрясений с магнитудой $M \geq 3.5$, зарегистрированных в Командорском сегменте Алеутской дуги с 1996 по 2022 гг.

Пороговая магнитуда $M = 4.4$ соответствует энергетическому классу $K_p = 12$ и является заведомо представительной для всего периода регистрации КФ ЕГС. Пороговая магнитуда $M = 3.5$ соответствует энергетическому классу $K_p = 10$, что выше заявленного минимального

представительного класса для неглубоких землетрясений на территории регистрации Камчатской сейсмофокальной зоны $K_p = 9$ (см., например, работу [Левина и др., 2013]).

МЕТОД

Алгоритм DPS [Агаян и др., 2011; 2014; Gvishiani et al., 2013a] разработан для анализа способности объектов формировать пространственные кластеры. Этот процесс включает в себя определение областей, где плотность взаимного расположения объектов наиболее высока по сравнению с общей плотностью пространственного распределения на рассматриваемой территории.

Параметрами алгоритма DPS являются степень $-q$ и мера связанности объектов $-\beta$. При заданных параметрах q и β , пространственная кластеризация описывается через q -степенное среднее расстояний между объектами R_q и локальной плотностью кластеров α . Радиус R_q определяется в ходе работы алгоритма при заданном отрицательном значении степени q (см. уравнение (14), [Агаян и др., 2014]). Локальная плотность кластеров α однозначно определяется по заданному значению уровня связанности β из отрезка $[-1, 1]$ (см. уравнение (15), [Агаян и др., 2014]).

Алгоритм DPS применен последовательно к наборам эпицентров мелкофокусных землетрясений, описанным в разделе Данные. Для каждого подкаталога, оценка пространственной кластеризации выполнена при фиксированных значениях параметра $q = -2$ и четырех значениях параметра $\beta = \{-0.5, -0.25, 0, 0.25\}$. Значение $\beta = -0.5$ соответствует минимальной (для исследуемой выборки), а $\beta = 0.25$ – максимальной степени связанности эпицентров внутри выделенных кластеров.

Временная изменчивость кластеров эпицентров описана для параметров алгоритма DPS $q = -2$ $\beta = -0.5$. Значения R_q порядка 30–60 км, полученные при анализе кластеризации Камчатского региона при $q = -2$, соответствуют зоне очага землетрясений с радиусом $R(M) = 10^{c+dM}$ (при $c = -2.29$, $d = 0.57$, [Wells, Coppersmith, 1994]) для $M \approx 7.2-7.6$. Таким образом кластеры, выделенные алгоритмом DPS, заведомо не связаны с отдельными афтершоковыми сериями землетрясений с $M < 7$. Значение $\beta = -0.5$ позволяет рассматривать кластеры с относительно малыми значениями локальной плотности, что, в свою очередь, позволяет избежать “концентрации” алгоритма на отдельных афтершоковых сериях.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 представлены результаты топологической фильтрации ($q = -2$, $\beta = -0.5$) для эпицентров землетрясений ($h \leq 70$), зарегистрированные КФ ЕГС с магнитудой $M \geq 4.4$, с 1963 по 2022 гг. (рис. 2а) и с магнитудой $M \geq 3.5$, зарегистрированных КФ ЕГС с 1996 по 2022 гг. (рис. 2б) [Агаян, Некрасова, 2023]. Границы двух сегментов Курило-Камчатской (К–К) сейсмофокальной зоны (Северный и Южный), а также Командорского сегмента Алеутской дуги показаны на рис. 2 цветными линиями.

Параметры топологической фильтрации для двух соответствующих подкаталогов представлены в табл. 1. Для характеристики сейсмичности в терминах топологической фильтрации в таблице приведены данные о числе выделенных кластеров $-N$; о проценте эпицентров, вошедших в выделенные кластеры (от общего числа эпицентров) $-n_{eq}$, %; минимальная локальная плотность эпицентров, объединенных в кластеры $-\alpha$; радиус кластеризации $-R_q$.

Радиус кластеризации R_q составляет 57.81 км для эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 4.4$ и 59.35 км для эпицентров с магнитудой $M \geq 3.5$, соответственно. В один кластер (рис. 2а) вошло 79.0% (7884 событий) эпицентров землетрясений, зарегистрированных с 1963 по 2022 гг. Эпицентры событий с магнитудой $M \geq 3.5$, вошедшие в четыре кластера (рис. 2б), составили 80.0% (22049 событий) от эпицентров землетрясений, зарегистрированных с 1996 по 2022 гг. Из них 21 207 эпицентров относятся к единому кластеру, занимающему территорию, совпадающую с территорией кластера на рис. 2а. В этот кластер вошли эпицентры двух из пяти неглубоких сильнейших землетрясений, произошедших за анализируемый период. А именно, землетрясение 05.12.1997 г., $M_w = 7.8$ в северной части К–К сейсмофокальной зоны и землетрясение в Тихом океане 20.12.2018 г., $M_w = 7.3$. С эпицентрами еще трех сильнейших событий связаны три небольших кластера на рис. 2б. Это Олюторское землетрясение, произошедшее в апреле 2006 г. в Корякском нагорье $M_w = 7.6$, Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г., $M_w = 7.7$ и землетрясение, произошедшее в южной части К–К сейсмофокальной зоны 25.03.2020 г., $M_w = 7.5$. Эпицентры самих указанных землетрясений не вошли в кластеры, выделенные алгоритмом DPS. Значения моментной магнитуды M_w приведены по данным Геологической службы США (USGS).

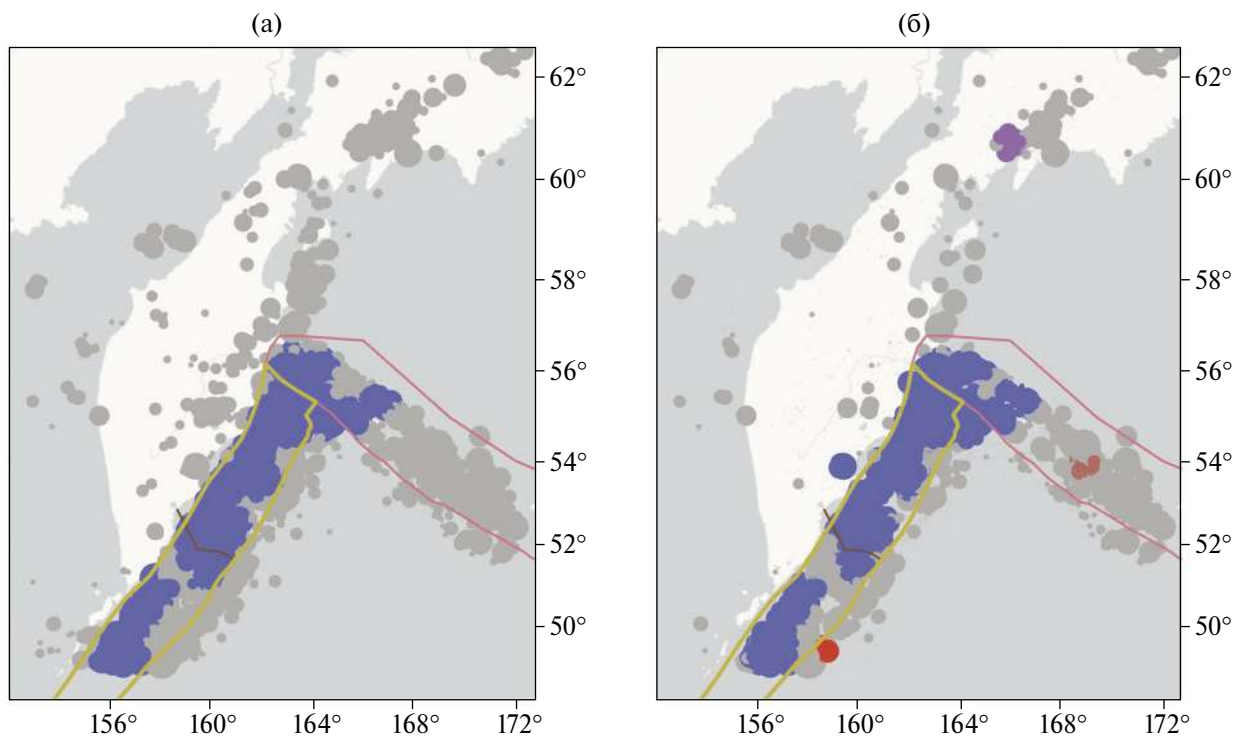


Рис. 2. Пространственное распределение эпицентров землетрясений, $h \leq 70$, объединенных в кластеры алгоритмом DPS ($q = -2$ и $\beta = -0.5$) (а) – для событий с магнитудой $M \geq 4.4$, зарегистрированных с 1963 по 2022 гг.; (б) – для событий с магнитудой $M \geq 3.5$, зарегистрированных с 1996 по 2022 гг.

Таблица 1. Параметры кластеризации эпицентров сейсмических событий для территории регистрации КФ ЕГС

Параметры алгоритма DPS		Характеристики кластеризации			
q	β	N	$n_{eq}, \%$	$R_q, \text{ км}$	α
1963–2022 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 4.4$ (9981 событий)					
-2	-0.5	1	79.0% (7884)	57.81	31.60
	-0.25	3	59.5% (5934)		58.42
	0	1	26.7% (2661)		93.12
	0.25	1	4.0% (404)		140.05
1996–2022 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (27578 событий)					
-2	-0.5	4	80.0% (22049)	59.35	92.23
	-0.25	2	60.5% (16688)		165.58
	0	3	15.1% (4163)		260.01
	0.25	–	–		–

Результаты топологической фильтрации мелкофокусных землетрясений с $M \geq 4.4$, зарегистрированных КФ ЕГС за три временных интервала с 1963 по 2022 гг., представлены в табл. 2.

Пространственное распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 4.4$ и глубиной $h \leq 70$ км, объединенных в кластеры алгоритмом DPS с параметрами $q = -2$ и $\beta = -0.5$ для трех последовательных временных интервалов, представлены на рис. 3. Значительные вариации образованных кластеров видны на рис. 3а, 3б и 3в в сочленениях зоны субдукции с Командорским участком Алеутской дуги. Так, для первого и третьего временных интервалов кластер северного участка К–К сейсмофокальной зоны охватывает значительную часть эпицентров в зоне Командорских островов, тогда как за временной интервал 1983–2000 гг. на этом участке сформировано три небольших кластера.

Разделение эпицентров на северный и южный участки прослеживается для всех трех подкаталогов, хотя граница, разделяющая кластеры, проходит южнее Авачинской бухты, по которой традиционно разделяют эти зоны. При анализе данных за полные временные интервалы с 1963 по 2022 гг. и с 1996 по 2022 гг., соответствующая граница наблюдается визуально (рис. 1). Однако алгоритм DPS объединяет события, произошедшие севернее и южнее этой границы, в один кластер.

Аналогично табл. 2, результаты топологической фильтрации эпицентров мелкофокусных землетрясений с $M \geq 3.5$, зарегистрированных КФ ЕГС за три временных интервала с 1996 по 2022 гг., представлены в табл. 3. Соответствующие пространственные распределения эпицентров для параметров алгоритма $q = -2$ и $\beta = -0.5$ показаны на рис. 4. Мы не

Таблица 2. Параметры кластеризации эпицентров сейсмических событий для территории регистрации КФ ЕГС, 1963–2022 гг., $M \geq 4.4$

Параметры алгоритма DPS		Характеристики кластеризации			
q	β	N	$n_{eq}, \%$	$R_q, \text{ км}$	α
1963–1982 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 4.4$ (3110 событий)					
-2	-0.5	3	80.9% (2515)	50.71	9.61
	-0.25	3	62.9% (1955)		17.62
	0	5	30.3% (942)		28.20
	0.25	1	4.3% (135)		43.01
1983–2000 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 4.4$ (3304 событий)					
-2	-0.5	7	80.5% (2661)	48.21	10.22
	-0.25	5	59.8% (1974)		18.81
	0	3	30.18% (994)		30.24
	0.25	1	8.4% (278)		46.99
2001–2022 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 4.4$ (3567 событий)					
-2	-0.5	5	80.3% (2865)	53.11	10.77
	-0.25	7	62.6% (2232)		18.96
	0	5	23.7% (845)		29.73
	0.25	1	8.4% (300)		45.27

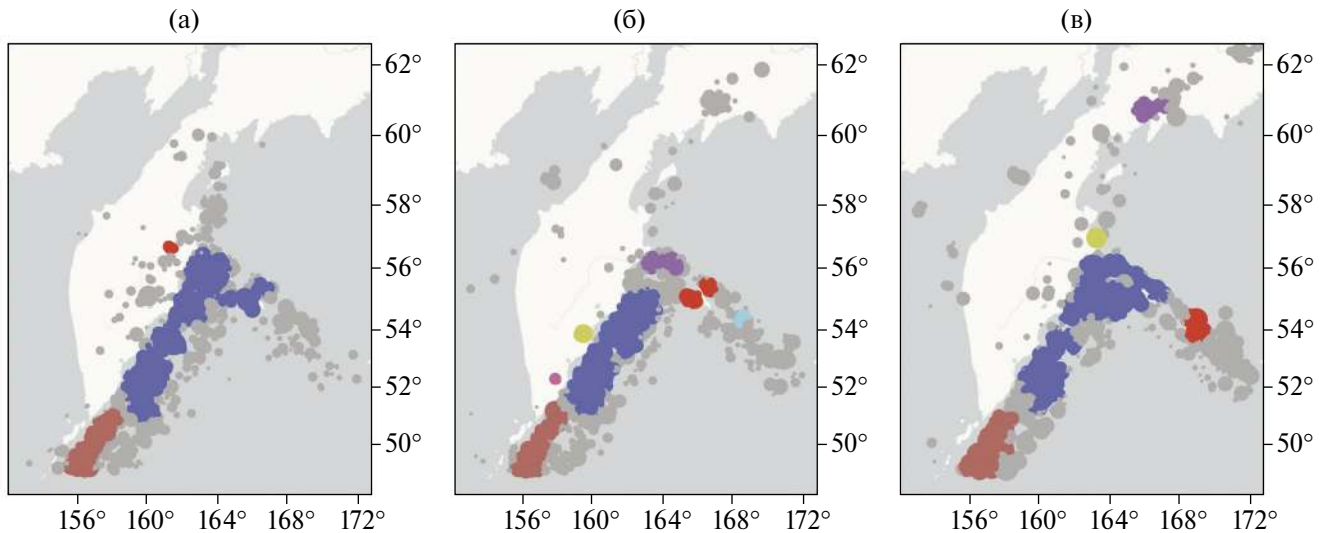


Рис. 3. Пространственное распределение эпицентров землетрясений с $M \geq 4.4$ и $h \leq 70$, объединенных в кластеры алгоритмом DPS ($q = -2$ и $\beta = -0.5$), зарегистрированных: (а) – с 1963 по 1982 гг.; (б) – с 1983 по 2000 гг.; (в) – с 2001 по 2022 гг.

Таблица 3. Параметры кластеризации эпицентров сейсмических событий для территории регистрации КФ ЕГС, 1996–2022 гг., $M \geq 3.5$

Параметры алгоритма DPS		Характеристики кластеризации			
q	β	N	$n_{eq}, \%$	$R_q, \text{ км}$	α
1996–2003 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (9379 событий)					
-2	-0.5	2	80.4% (7538)	43.95	25.88
	-0.25	3	56.3% (5284)		48.32
	0	4	31.2% (2913)		79.02
	0.25	2	11.4% (1120)		124.58
2004–2014 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (9319 событий)					
-2	-0.5	6	78.7% (7338)	54.20	27.64
	-0.25	6	58.4% (5445)		51.04
	0	4	28.2% (2624)		82.30
	0.25	1	5.2% (484)		126.97
2015–2022 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (8880 событий)					
-2	-0.5	7	79.2% (7033)	47.26	23.54
	-0.25	7	51.9% (4610)		42.80
	0	4	32.4% (2878)		69.58
	0.25	1	8.9% (790)		111.88

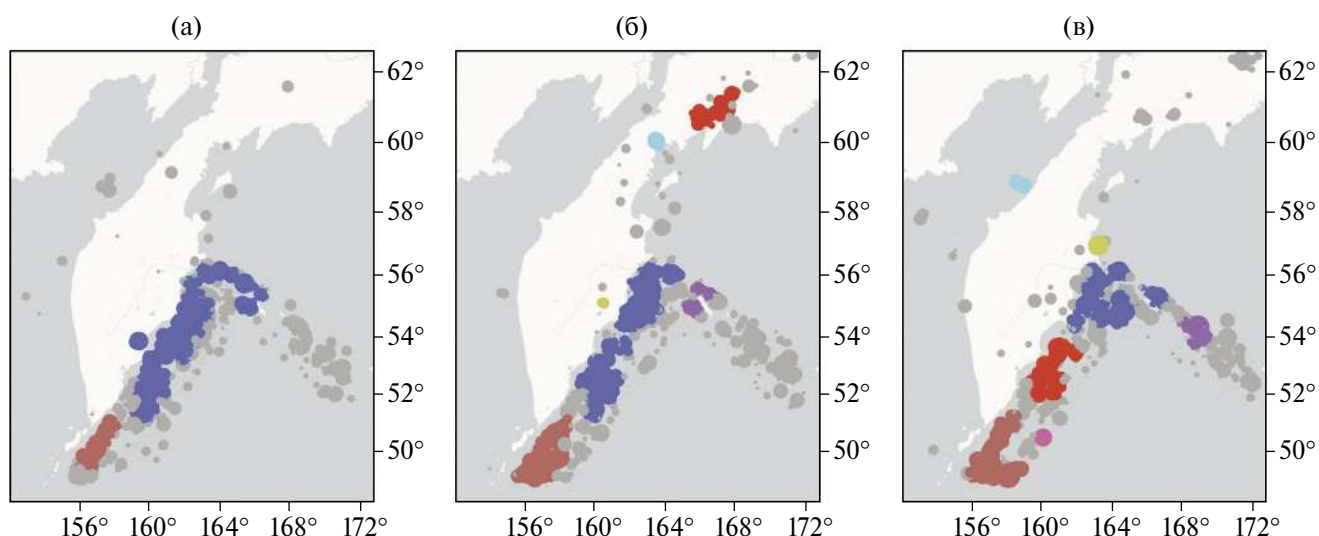


Рис. 4. Пространственное распределение эпицентров землетрясений, $M \geq 3.5$, $h \leq 70$, объединенных в кластеры алгоритмом DPS ($q = -2$ и $\beta = -0.5$), зарегистрированных: (а) – с 1996 по 2003 гг.; (б) – с 2004 по 2014 гг.; (в) – с 2015 по 2022 гг.

приводим карт выделенных кластеров для значений $\beta = \{-0.25, 0, 0.25\}$.

Из табл. 2 и табл. 3 видно, что увеличение значения параметра β и, соответственно, увеличение значения плотности α не приводит к значительному уменьшению числа кластеров (N), однако существенно уменьшаются площади, занятые эпицентрами, объединенными в кластеры. С ростом значения β количество событий, попавших в кластеры, значительно сокращается, а сами кластеры, по-видимому, отражают локальные сгущения эпицентров.

Аналогично анализу эпицентров землетрясений с $M \geq 4.4$ алгоритм DPS выделил крупные кластеры в северной и южной части К–К сейсмофокальной зоны для эпицентров с магнитудой $M \geq 3.5$ каждого из трех последовательных временных интервалов.

За периоды 1996–2003 гг. и 2004–2014 гг. алгоритм выявил основные зоны группируемости, которые соответствуют зонам, определенным для меньшего набора эпицентров с магнитудой $M \geq 4.4$. Это демонстрирует согласованность в определении территорий сейсмической активности для различных магнитудных диапазонов. Распад эпицентров Северного сегмента сейсмофокальной зоны на два кластера в период с 2015 по 2022 гг. (см. рис. 4в) может указывать на вероятное изменение сейсмического режима в этой области или на улучшение регистрационных возможностей сети КФ ФИЦ ЕГС РАН. Подкреплением утверждения о смене сейсмического режима может служить уменьшение

значений локальной плотности α для всех значений β (табл. 3) при изменении радиусов кластеризации R_q , которые составляют 43.95, 54.20 и 47.26 км для первого, второго и третьего временных интервалов соответственно.

Эпицентры Северного и Южного сегментов сейсмофокальной зоны были проанализированы алгоритмом DPS отдельно. Результаты представлены в табл. 4 и на рис. 5. По сравнению с анализом эпицентров из всего каталога за 1963–2022 гг. радиус кластеризации при тех же параметрах алгоритма DPS уменьшился, при этом значения R_q демонстрируют существенно меньший разброс для разных временных интервалов.

Пространственное распределение эпицентров, показанное на рис. 5а, 5б и 5в подтверждает устойчивые зоны кластеризации, полученные при анализе эпицентров по всей территории регистрации. В Южном сегменте К–К сейсмофокальной зоны кластер выделен для каждого из трех временных интервалов. В Северном сегменте один кластер выделен для интервалов 1962–1983 и 1984–2000 гг., а для интервала 2001–2022 гг. определяются два кластера наибольшей плотности.

Дополнительно мы рассмотрели пространственную кластеризацию эпицентров сейсмических событий для Командорского сегмента Алеутской дуги. Алгоритм DPS применен к координатам мелкофокусных землетрясений с $M \geq 3.5$, зарегистрированных с 1996 по 2022 гг. Результаты анализа, представленные в табл. 5 и на рис. 6,

Таблица 4. Параметры кластеризации эпицентров сейсмических событий для территории Камчатской сейсмофокальной зоны (Южный и Северный сегмент), 1996–2022 гг., $M \geq 3.5$

Параметры алгоритма DPS		Характеристики кластеризации			
q	β	N	$n_{eq}, \%$	$R_q, \text{км}$	α
1963–1983 гг., глубина < 70 , $M \geq 3.5$ (12 027 событий)					
–2	–0.5	2	81.7% (9820)	41.45	49.32
	–0.25	4	53.2% (6393)		84.38
	0	2	18.6% (2241)		129.11
	0.25	1	4.7% (560)		191.76
1984–2000 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (12 130 событий)					
–2	–0.5	2	77.4% (9394)	40.95	52.29
	–0.25	3	49.9% (6047)		88.15
	0	1	22.4% (2722)		134.95
	0.25	–	–		–
2001–2022 гг., глубина ≤ 70 , $M \geq 3.5$ (12 557 событий)					
–2	–0.5	3	79.3% (9963)	42.62	56.69
	–0.25	3	48.1% (6045)		96.06
	0	2	19.2% (2408)		146.92
	0.25	–	–		–

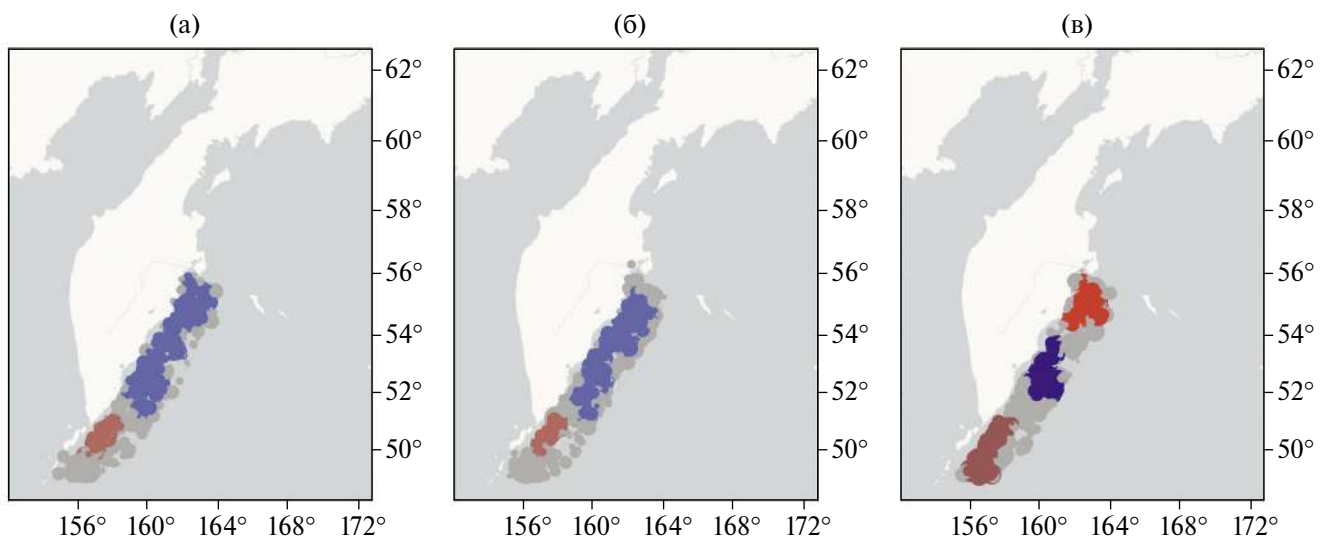


Рис. 5. Пространственное распределение эпицентров землетрясений $M \geq 3.5$, $h \leq 70$, зарегистрированных на территории К–К сейсмофокальной зоны: (а) – с 1963 по 1983 гг.; (б) – с 1984 по 2000 гг.; (в) – с 2001 по 2022 гг., объединенных в кластеры алгоритмом DPS ($q = -2$ и $\beta = -0.5$).

Таблица 5. Параметры кластеризации эпицентров сейсмических событий на территории Командорского сегмента Алеутской дуги, 1996–2022 гг., $M \geq 3.5$

Параметры алгоритма DPS		Характеристики кластеризации			
q	β	N	$n_{eq}, \%$	$R_q, \text{ км}$	α
1996–2022 гг., глубина < 70, $M \geq 3.5$ (4936 событий)					
-2	-0.5	2	79.0% (3898)	31.48	19.37
	-0.25	4	59.4% (2919)		35.77
	0	2	26.0% (1283)		58.35
	0.25	1	7.0% (345)		91.47

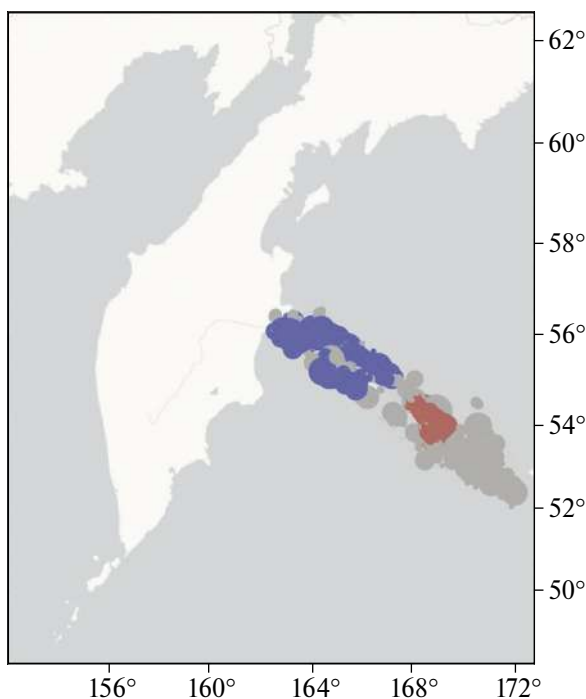


Рис. 6. Пространственное распределение эпицентров землетрясений $M \geq 3.5$, $h \leq 70$, зарегистрированных: с 1996 по 2022 гг. в зоне Командорского сегмента Алеутской дуги, объединенных в кластеры алгоритмом DPS ($q = -2$ и $\beta = -0.5$).

выполнены в пределах одного временного интервала. Вероятно, разделение эпицентров на западный и восточный кластеры (рис. 6) неслучайно. А именно, западный кластер на рис. 6 сформирован эпицентрами, которые при анализе всей территории были объединены в кластер с эпицентрами из сейсмофокальной зоны. Также следует отметить, что радиус кластеризации для Командорского участка Алеутской дуги значительно меньше (31–32 км) по сравнению

с радиусом кластеризации зоны субдукции при том же значении параметра q .

ДИСКУССИЯ

Анализ областей пространственной группировки эпицентров землетрясений, зарегистрированных КФ ЕГС, показал, что разделение на Северный и Южный сегменты сейсмофокальной зоны устойчиво выделяется алгоритмом DPS с параметрами, не накладывающими

жесткие требования к плотности группируемых объектов. По-видимому, при анализе пространственной кластеризации сейсмического потока на северо-западе Тихого океана оптимальным для использования алгоритма DPS является значение параметра $\beta = -0.5$ (при $q = -2$).

Ранее алгоритм DPS с параметрами $q = -2.5$ и $\beta = \{-0.2, -0.15\}$ был применен для оценки пространственной кластеризации мелкофокусных землетрясений КФ ЕГС [Дзедобоев и др., 2018]. Однако поставленная в работе [Дзедобоев и др., 2018] задача требовала однозначного определения областей максимальной плотности, в то время как наш анализ, посвящен способности эпицентров к формированию кластеров. В связи с этим противоречий между параметрами, выбранными в работе [Дзедобоев и др., 2018], и параметрами, использованными в нашем анализе, не наблюдается.

Изменение радиуса кластеризации для последовательных временных интервалов, представленное в табл. 2 и табл. 3, вероятно, связано с землетрясениями, зарегистрированными за пределами К–К сейсмофокальной зоны. Когда кластеры за пределами сейсмофокальной зоны отсутствуют (рис. 1а), значения R_q находятся в диапазоне 42–44 км, что соответствует значениям R_q , указанным в табл. 4. Эти значения можно рассматривать как характерные для областей кластеризации на территории Северного и Южного сегментов К–К сейсмофокальной зоны (анализ, направленный на выявление кластеров с максимальной плотностью, определит R_q порядка 32 км [Дзедобоев и др., 2018]).

Анализ алгоритмом топологической фильтрации для двух значений пороговой магнитуды, нескольких временных интервалов, анализ эпицентров на всей территории регистрации КФ ЕГС и на территории с максимальной интенсивностью сейсмического потока выявил устойчивые зоны пространственной группируемости эпицентров. А именно, Северный и Южный сегменты сейсмофокальной зоны и Командорский участок Алеутской плиты.

Отметим, что согласно Общему закону подобия для землетрясений (ОЗПЗ) [Kossobokov, Mazhkenov, 1994; Nekrasova, Kossobokov, 2020], Южный и Северный сегменты К–К сейсмофокальной зоны и Командорский сегмент Алеутской дуги также демонстрируют значительное различие в параметрах сейсмичности. Непараметрический критерий Колмогорова–Смирнова λ_{K-S} [Kolmogorov, 1933; Smirnov, 1948] подтверждает различие в распределениях

коэффициентов ОЗПЗ, характеризующих пять зон на Северо-Западе Тихого океана (три мелкофокусные и две зоны промежуточной сейсмичности Южного и Северного сегментов К–К сейсмофокальной зоны), с достоверностью выше 99.9% ($\lambda_{K-S} > 1.95$). Исключение составляет промежуточная часть Южного сегмента с глубинами гипоцентров $70 < h \leq 350$ км, для которой нулевая гипотеза об одинаковом статистическом распределении параметров сейсмического потока не отвергается (достоверность теста около 49%) [Nekrasova, Kossobokov, 2023].

ВЫВОДЫ

В работе описаны результаты анализа пространственной кластеризации эпицентров мелкофокусных сейсмических событий на северо-западе Тихого океана. Использование алгоритма DPS для анализа данных, собранных Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” с 1963 по 2022 гг., выявило области стабильной группируемости эпицентров как в пространстве, так и во времени. На основе полученных данных можно сделать несколько ключевых выводов:

- при анализе сейсмического потока на северо-западе Тихого океана оптимальным выбором параметров для алгоритма DPS оказалось значение $\beta = -0.5$ при $q = -2$. Этот вывод согласуется с результатами анализа региональной сейсмичности в Прибайкалье [Некрасова и др., 2024], что подчеркивает универсальность подхода при различных условиях анализа;

- основные зоны группируемости, выявленные алгоритмом, совпадают для эпицентров событий с магнитудой $M \geq 3.5$ и для более ограниченного набора эпицентров с магнитудой $M \geq 4.4$, указывая на одинаковые территории сейсмической активности в обоих случаях;

- алгоритм DPS эффективно разделяет сейсмичность сейсмофокальной зоны на Северные и Южные сегменты, при этом разделение наблюдается для всех рассмотренных временных интервалов;

- распад эпицентров Северного сегмента на два кластера, начиная с 2000-х годов, может свидетельствовать об изменении сейсмического режима в этом сегменте;

- результаты кластеризации мелкофокусных землетрясений в Командорском участке Алеутской дуги подтверждают уникальный режим пространственной группировки эпицентров,

отличающийся от режимов Северного и Южного сегментов сейсмофокальной зоны.

Эти выводы вносят важный вклад в понимание пространственной структуры сейсмичности региона северо-запада Тихого океана и могут быть полезны для дальнейших исследований сейсмической активности территории.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>).

Авторы признательны автору кода алгоритма DPS Ш.Р. Богоутдинову за программное обеспечение представленного исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агаян А.С., Некрасова А.К. Анализ пространственной кластеризации сейсмических событий алгоритмом топологической фильтрации DPS: Камчатка. Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений. Материалы III Всероссийской конференции с международным участием, посвященной памяти чл.-корр. РАН, докт. физ.-мат. наук. Александра Анатольевича Соловьева. М.: ИТПЗ РАН. 2023. С. 14–19.
- Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Добровольский М.Н. Дискретные совершенные множества и их применение в кластерном анализе // Кибернетика и системный анализ. 2014. Т. 50. № 2. С. 17–32.
- Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Добровольский М.Н. Об одном алгоритме поиска плотных областей и его геофизических приложениях. Доклады 15-й Всероссийской конференции “Математические методы распознавания образов. ММРО-15”. 2011. С. 543–546.
- Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Левина В.И. и др. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 6–27.
- Дзэбоев Б.А., Агаян С.М., Жарких Ю.И., Красноперов Р.И., Барыкина Ю.В. Зоны возможного возникновения эпицентров сильнейших землетрясений Камчатки // Физика Земли. 2018. № 2. С. 96–103. <https://doi.org/10.7868/S0002333718020084>
- Кособоков В.Г., Щепалина П.Д. Времена повышенной вероятности возникновения сильнейших землетрясений мира: 30 лет проверки гипотезы в реальном времени // Физика Земли. 2020. № 1. С. 43–52. <https://doi.org/10.31857/S0002333720010068>
- Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю. Сейсмичность Камчатского региона 1962–2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41–64. <https://doi.org/10.7868/S0203030613010057>
- Некрасова А.К., Кособоков В.Г. Общий закон подобия для землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 3–25. <https://doi.org/10.31857/S0203030620060152>
- Некрасова А.К., Агаян А.С., Кособоков В.Г. Анализ пространственной кластеризации сейсмических событий алгоритмом топологической фильтрации DPS: Прибайкалье // Физика Земли. 2024. № 2. С. 26–41. <https://doi.org/10.31857/S0002333724020034>
- Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>
- Akashah B., Kossobokov V.G. Premonitory clustering before strong earthquakes in Iran-Afghan region // Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1989. XXXI. № 122. P. 159–162.
- Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 17883–17898 <https://doi.org/10.1029/96JB03491>
- Gvishiani A., Dobrovolsky M., Agayan S., Dzeboev B. Fuzzy based clustering of epicenters and strong earthquake-prone areas // Environmental Engineering and Management Journal. 2013a. V. 12. № 1. P. 1–10.
- Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Rotwain I.M. Bursts of aftershocks, long-term precursors of strong earthquakes // Nature. 1980. V. 283. P. 259–263.
- Kolmogorov A. Sulla determinazione empirica di unallegge di distribuzione // Giornale dell’Istituto Italiano degli Attuari. 1933. V. 4. P. 83–91.
- Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A. On similarity in the spatial distribution of seismicity / In: Chowdhury D.K. (ed.). Computational seismology and geodynamics. AGU, The Union, Washington DC. 1994. V 1. P. 6–15.
- Nekrasova A., Kossobokov V. The observed variability of seismic dynamics in the Pacific Northwest. XXVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG). 2023. <https://doi.org/10.57757/IUGG23-0382>
- Smirnov N. Table for estimating the goodness of fit of empirical distributions. // Ann. Math. Stat. 1948. V. 19. P. 279–281. <https://doi.org/10.1214/aoms/1177730256>
- Soloviev A.A., Kossobokov V.G., Eichelberger J.C. Geophysical Studies of Geodynamics and Natural Hazards in the Northwestern Pacific Region: Introduction // Pure Appl. Geophys. 2022. V. 179. P. 3895–3902. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03192-9>
- Toda S., Stein Ross S. Intense seismic swarm punctuated by a magnitude 7.5 Japan shock. Temblor. 2024. <http://doi.org/10.32858/temblor.333>
- Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

Analysis of Spatial Clustering of Seismic Events in the Northwest Pacific Ocean

A. S. Aгаian^{a,b,*} and A. K. Nekrasova^{a,**}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^b*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

**e-mail: nastaagaian@mail.ru*

***e-mail: nastia@mitp.ru*

Received February 12, 2024

revised March 5, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The spatial clustering of epicenters of seismic events in the Northwest Pacific Ocean is analyzed using the Discrete Perfect Sets (DPS) topological filtering algorithm. The results of the analysis are presented in this paper. Based on the data shallow earthquakes recorded from 1963 to 2022 by the seismic network of the Kamchatka Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, stable areas of epicenter clustering are identified. These areas are associated with the Northern and Southern segments of the Kuril-Kamchatka seismofocal zone and do not depend on the time of recording of the earthquakes. The characteristic clustering radius for the Kuril-Kamchatka seismofocal zone is determined and is found to be 42–44 km. The analysis has confirmed the unique pattern of seismicity in the territory of the Commander segment of the Aleutian arc, which differs from that observed in the Northern and Southern segments.

Keywords: topological filtering algorithm, spatial clustering, DPS algorithm, Northwest Pacific, Kuril-Kamchatka seismofocal zone

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ

© 2024 г. И. С. Владимирова^{1,2, *}

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

²Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”, г. Обнинск, Россия

*E-mail: ir.s.vladimirova@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 27.02.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Работа посвящена моделированию и изучению геодинамических процессов, протекающих в окрестностях очаговых зон сильнейших ($M \geq 8$) субдукционных землетрясений на разных стадиях сейсмического цикла на основе данных спутниковой геодезии. Исследованы процессы подготовки и реализации ряда сильнейших событий, произошедших в Курило-Камчатской, Чилийской, Японской и Алеутской зонах субдукции в начале XXI в. Выявлены явные пространственные взаимосвязи между геодинамическими процессами, протекающими на разных стадиях сейсмического цикла. Показано, что структурные неоднородности геосреды оказывают непосредственное влияние на процессы накопления и высвобождения упругих напряжений.

Ключевые слова: сейсмический цикл, зоны субдукции, сильнейшие землетрясения, сейсмотектонические деформации, очаговая зона, численное моделирование.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050029>, EDN: EKDTOG

1. ВВЕДЕНИЕ

Субдукционные зоны характеризуются крайне высоким уровнем сейсмической и тектонической активности. Именно эти зоны ответственны за возникновение сильнейших за всю историю сейсмологических наблюдений землетрясений, унесших тысячи человеческих жизней и нанесших наибольший экономический и экологический урон. Так, например, в период с 1900 по 2014 гг. практически все сильнейшие землетрясения с $M \geq 8$ были приурочены к субдукционным регионам [Lay, 2015]. Таким образом, понимание закономерностей процессов подготовки и реализации подобных событий в зонах субдукции крайне важно для корректной оценки сейсмической опасности и совершенствования методов прогнозирования будущих сильнейших землетрясений.

Большой шаг в этом направлении был сделан с развитием спутниковых геодезических методов с 70-х гг. XX в. благодаря открывшейся возможности прямого и непрерывного наблюдения деформаций земной поверхности, сопровождающих сейсмические события. Результаты

таких наблюдений, проводившихся в сейсмоактивных регионах по всему земному шару, позволили усовершенствовать наши представления о деформировании земной поверхности в ходе сейсмического цикла (рис. 1). В частности, на основе анализа данных глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) были выделены короткая предсейсмическая и достаточно длительная постсейсмическая стадии цикла, а позднее – выявлен не полностью стационарный характер течения межсейсмической стадии накопления напряжений.

Определение длительности сейсмического цикла является важным этапом решения задачи прогнозирования землетрясений [Садовский, 2004]. Для получения корректных оценок продолжительности сейсмического цикла, в свою очередь, необходимо изучение геодинамических процессов, протекающих на всех стадиях сейсмического цикла, а также выявление возможных взаимосвязей между этими процессами. Кроме того, важно понять, оказывают ли региональные геолого-тектонические особенности влияние на течение сейсмических циклов в конкретном регионе.

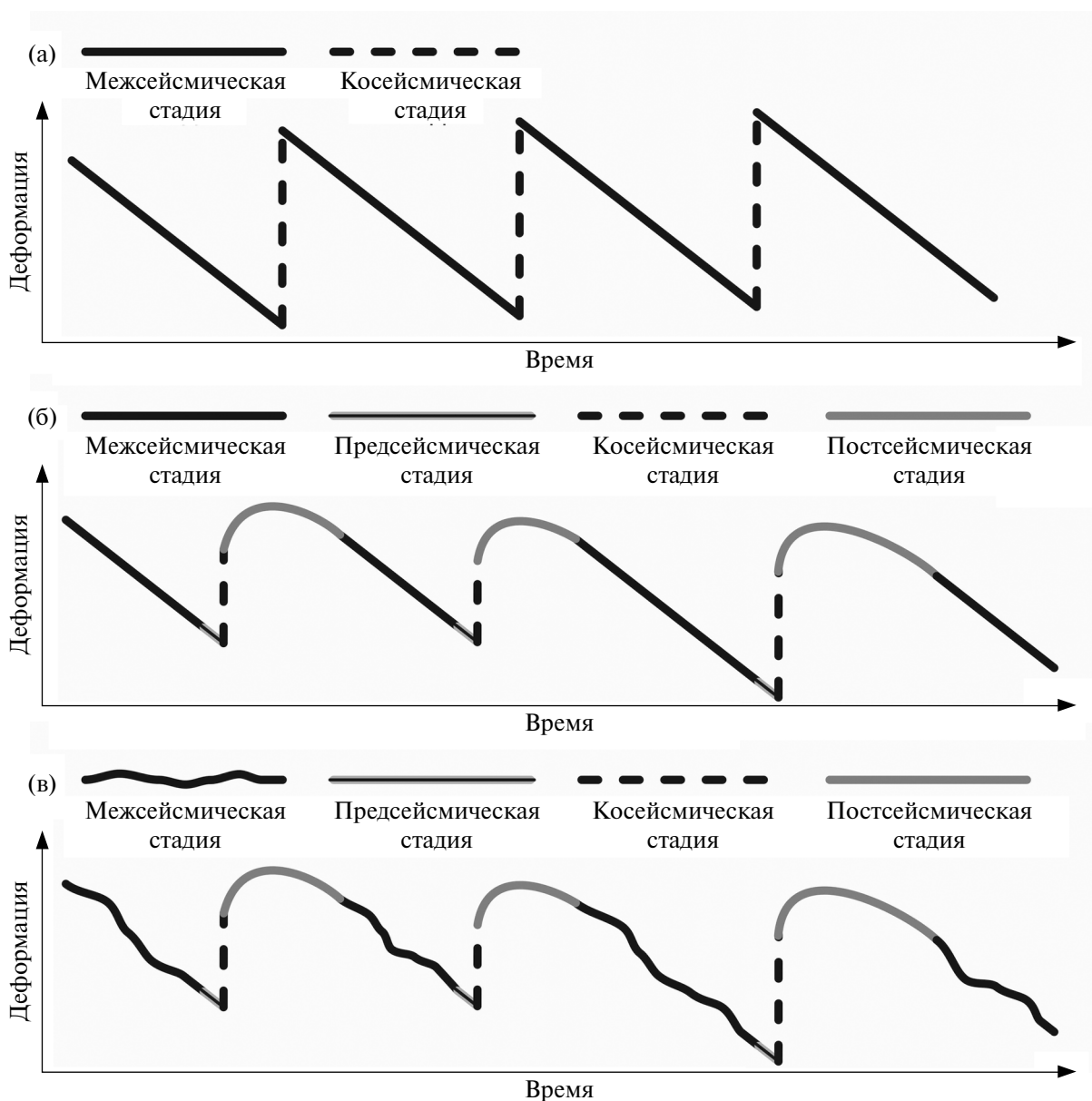


Рис. 1. Эволюция представлений о деформировании геосреды в ходе сейсмического цикла: (а) – согласно теории упругой отдачи [Reid, 1910]; (б) – представление 1990–2010 гг., основанное на данных спутниковых геодезических наблюдений; (в) – современное представление.

Наиболее явной сложностью в решении этих задач является малая длительность временного интервала накопленных измерений. Продолжительность сейсмических циклов для землетрясений с $M \geq 8$, как правило, исчисляется столетиями [Садовский, 2004], что объясняет отсутствие спутниковых геодезических (и даже сейсмологических) данных, полностью охватывающих хотя бы один сейсмический цикл между двумя сильнейшими событиями. Попытки преодоления этой сложности приводят к необходимости совместного анализа данных сразу из нескольких зон субдукции, находящихся

на разных стадиях сейсмического цикла. Такое объединение необходимо для выявления общих закономерностей и в дальнейшем – составления обобщенной схемы сейсмического цикла, учитывающей действие как краткосрочных, так и длительных геодинамических процессов. С этой целью в данной работе исследованы геодинамические процессы, предваряющие и сопровождающие ряд сильнейших землетрясений, произошедших в Курило-Камчатской, Чилийской, Японской и Алеутской зонах субдукции в начале XXI в.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Моделирование геодинамических процессов, протекающих на разных стадиях сейсмического цикла, осуществляется в данной работе на основе комплексного анализа обширного набора спутниковых геодезических, сейсмологических и геологических данных. И использованные в работе данные ГНСС предоставлены: ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН” (Курило-Камчатская зона субдукции), Японским агентством геопространственной информации (Японская зона субдукции)

и Геодезической лабораторией Невады (Чилийская и Алеутская зоны субдукции).

Рассматриваемые в работе сильнейшие субдукционные землетрясения происходят под водой, а значит, наиболее надежным способом определения линейных размеров поверхности разрыва является оценка размеров облака афтершоков, которое условно отождествляется с областью очага [Neo et al., 2020]. В качестве примера на рис. 2а приведено облако афтершоков землетрясения Тохоку 2011 г. Поверхность сейсморазрыва аппроксимируется набором

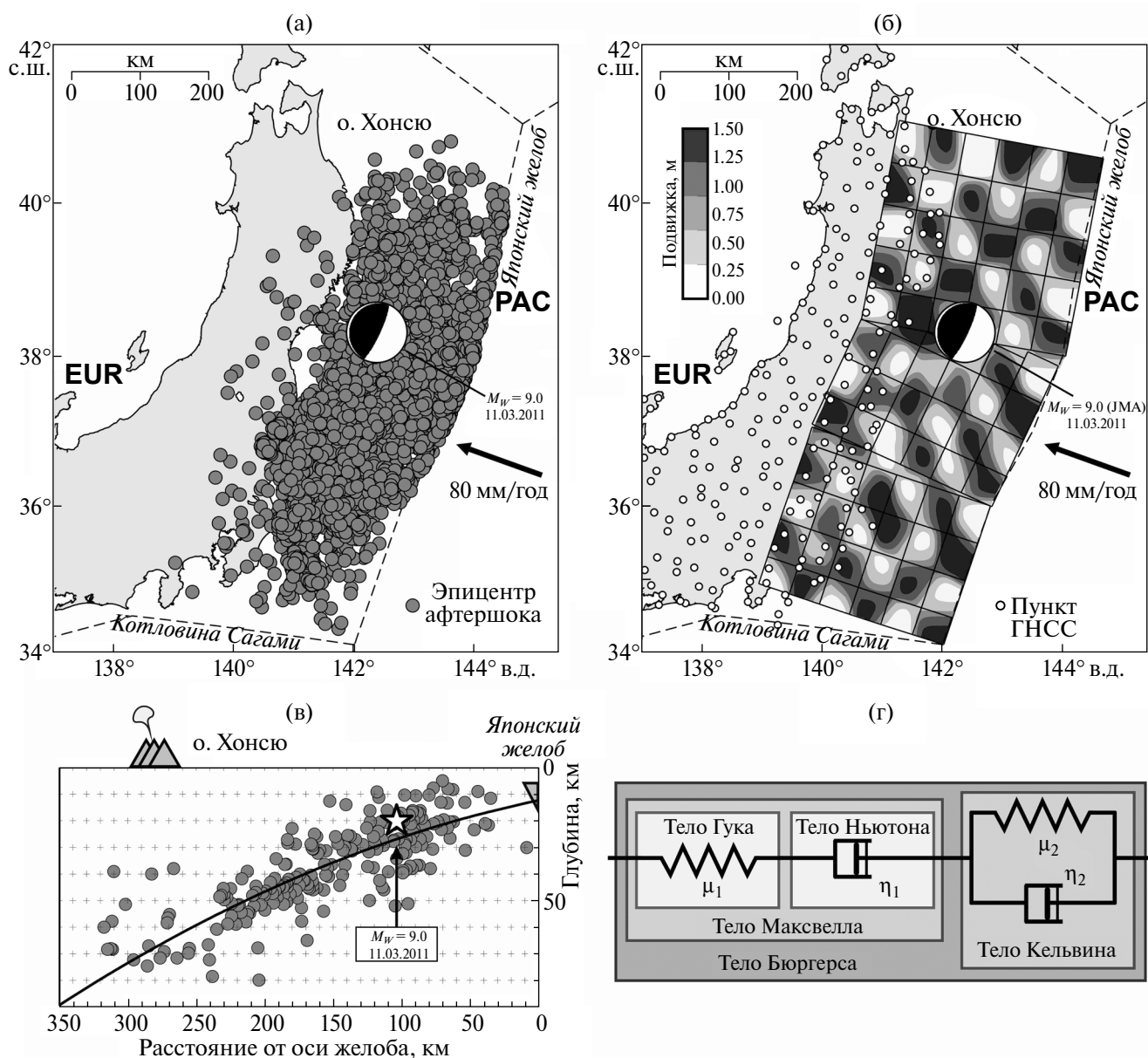


Рис. 2. Облако афтершоков землетрясения Тохоку 2011 г. (а); результат “шахматного теста” для очага землетрясения Тохоку 2011 г. (б); аппроксимация верхней части Японской зоны субдукции полиномом второго порядка (в); реологическая модель Бюргерса (г).

конечных прямоугольных элементов. Степень детализации разбиения (т.е. размер конечного элемента), допускающая устойчивое решение, определяется с помощью так называемого “шахматного теста”, который дает общее представление о разрешающей способности исходных данных. Основная идея этого метода состоит в моделировании гипотетического сигнала (в данном случае – смещений на станциях) от возмущающего источника на пунктах наблюдения, используемых в решении исходной задачи. Источник, как правило, задается в виде чередующихся в шахматном порядке либо нулевых и ненулевых, либо противоположных по знаку возмущающих сигналов (в данном случае – подвижек в очаге). Для симуляции погрешности наблюдений в смоделированные данные вносятся случайные ошибки, которые определяются случайной величиной, подчиняющейся нормальному закону распределения, т.е. ее плотность распределения вероятностей совпадает с функцией Гаусса и имеет вид:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(x-M)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (1)$$

где: M – математическое ожидание; σ – стандартное отклонение; σ^2 – дисперсия. Как правило, эта случайная величина характеризуется нулевым математическим ожиданием и стандартным отклонением, равным средней ошибке наблюдений. Затем решается обратная задача восстановления подвижки в источнике в точности так же, как это делается в реальной исходной задаче. Восстановление или же не восстановление изначального распределения подвижек в возмущающем источнике является критерием устойчивости решения [Lévêque et al., 1993; Zelt et al., 2006]. Пример восстановления исходного гипотетического распределения вектора подвижки в очаге землетрясения Тохоку приведен на рис. 2б.

Во избежание ошибок вычислений, связанных с упрощением геометрии разрыва, а именно – с неучетом изменения угла падения с глубиной, в каждом рассматриваемом случае проводится аппроксимация верхней части зоны субдукции полиномом второго порядка на основе данных о локальной сейсмичности. Для этой цели предпочтительно использовать специализированные каталоги землетрясений, при создании которых проводилась процедура уточнения глубин гипоцентров сейсмических событий. Однако в случае недостатка данных эти источники данных могут быть дополнены

и другими каталогами сейсмических событий, при составлении которых процедура релокации не проводилась. На рис. 2в приведен пример аппроксимации полиномиальной кривой верхней части Японской зоны субдукции.

Моделирование распределенной сейсмической подвижки в очаге осуществляется на основе данных о мгновенных косейсмических смещениях, зарегистрированных пунктами ГНСС во время землетрясения. Искомые распределения подвижек по разрыву являются результатом решения обратной задачи, сводящейся к минимизации невязок между измеренными спутниковыми методами и смоделированными косейсмическими смещениями:

$$\min_{\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)} \sum_i \left| \iint_S \mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s) \mathbf{U}(\mathbf{r}_s) dS - \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i) \right|^2 \quad (2)$$

Здесь: $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i)$ – измеренные значения косейсмических смещений на наблюдательном пункте в точке \mathbf{r}_i ; $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$ – функции отклика среды в точке \mathbf{r}_i на точечную дислокацию в точке \mathbf{r}_s ; $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ – вектор дислокации, распределенный по поверхности сейсморазрыва S . Построение функций отклика $\mathbf{G}(\mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s)$ для сферически симметричной слоистой модели Земли осуществляется по методике, описанной в работе [Pollitz, 1996], где приведены соотношения для источника дислокации в виде равномерной подвижки по разрыву прямоугольной формы. Соответствующие расчеты производятся при помощи программного пакета STATIC1D.

Задача восстановления степени межплитового сцепления очень схожа с задачей (2) с той лишь разницей, что мгновенные косейсмические смещения в этой постановке меняются на скорости смещений в межсейсмический период. Этот подход основан на хорошо известной модели “обратной подвижки” [Savage, 1983], согласно которой движение в зоне контакта плит определяется как стационарное скольжение со скоростью конвергенции плит, на которое накладывается обратное смещение нижнего края нависающей континентальной плиты со скоростью, зависящей от степени межплитового сцепления [Стеблов и др., 2018].

Постсейсмические деформации, возникающие после сильных землетрясений в зонах субдукции, как правило, связывают с асейсмическим фрикционным развитием сейсморазрыва (постсейсмическим крипом) [Marone et al., 1991] и вязкоупругой релаксацией в астеносфере и верхней мантии [Pollitz, 1997]. Эти процессы, совершенно различные по своей природе, генерируют, однако,

весьма схожие поля горизонтальных смещений земной поверхности. Вопрос о том, как разделить эти процессы между собой, остается открытым по сей день, поэтому для независимого исследования каждого из них на практике, как правило, применяют эмпирические критерии, учитывающие представления о длительности и дальности действия этих процессов.

В предположении о том, что главной движущей силой, определяющей динамические проявления постсейсмического крипа, является сейсмическая подвижка в очаге, численное моделирование распределенных постсейсмических смещений в очаге производится аналогично (2), только с учетом развития наблюдаемого процесса во времени. В данном случае $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ будет соответствовать “кумулятивный” вектор дислокации за некоторый временной интервал t_N , распределенный по поверхности сейсморазрыва, а $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i)$ изменится на $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_N)$ – кумулятивное смещение пункта ГНСС в точке \mathbf{r}_i за время t_N . Соответствующие расчеты также производятся при помощи программного пакета STATIC1D.

Исследование процесса вязкоупругой релаксации базируется на построении модели эффективной постсейсмической подвижки в очаге, т.е. на основе данных опостсейсмических смещений земной поверхности восстанавливается именно та конфигурация подвижки в очаге, которая могла бы быть ответственна за наблюдающиеся многолетние нестационарные во времени деформации после сильных землетрясений. Распределение эффективной постсейсмической подвижки в очаге определяется в результате решения соответствующей обратной задачи:

$$\min_{\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)} \sum_i \sum_j \left| \iint_S \mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s) \mathbf{U}(\mathbf{r}_s) dS - \mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_j) \right|^2, \quad (3)$$

где: $\mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s)$ – функции отклика среды в точке \mathbf{r}_i в момент времени t_j на точечную дислокацию в точке \mathbf{r}_s в момент времени t_s ; η_1 и η_2 – максвелловская и кельвиновская вязкости астеносферы соответственно; $\mathbf{U}(\mathbf{r}_s)$ – вектор дислокации, распределенный по поверхности сейсморазрыва S ; $\mathbf{u}_{obs}(\mathbf{r}_i, t_j)$ – постсейсмическое смещение, наблюдаемое в точке поверхности \mathbf{r}_i в момент t_j . Реологическое поведение астеносферы при этом описывается телом Бюргера (рис. 2г). Эта модель среды хороша тем, что за счет включения двух вязкостей, максвелловской η_1 и кельвиновской η_2 , астеносфера обладает переменной вязкостью – более

низкой во время короткопериодных переходных процессов и более высокой во время установившихся процессов на более длительных временах. Построение функций отклика $\mathbf{G}(\eta_1, \eta_2, \mathbf{r}_i, \mathbf{r}_s, t_j - t_s)$ для сферически симметричной слоистой модели Земли в условиях гравитации осуществляется согласно работе [Pollitz, 1997]. Соответствующие расчеты производятся при помощи программного пакета VISCO1D.

В случае достаточного количества исходных данных построение такой модели осуществляется одновременно с уточнением максвелловской вязкости η_1 астеносферы при условии неизменной кельвиновской вязкости η_2 . Несмотря на то, что вопрос о реологических свойствах астеносферы относится к числу дискуссионных, исследование постсейсмических деформаций, вызванных сильнейшими землетрясениями, все же позволяет установить некоторые ограничения на механические параметры этого слоя.

Для решения всех упомянутых обратных задач применяется метод регуляризации Тихонова, основанный на использовании стабилизирующего функционала, обеспечивающего устойчивость решения [Тихонов, Арсенин, 2022]. Разумным физическим ограничением, достаточным для регуляризации рассматриваемых задач, является сглаживание искомым векторов подвижек по величине и направлению.

Более подробное описание методики моделирования геодинамических процессов, связанных с сильнейшими субдукционными землетрясениями, приведено в работе [Steblov, Vladimirova, 2023].

3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПОДГОТОВКИ И РЕАЛИЗАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Начало XXI в. ознаменовалось глобальной сейсмической активизацией, причем наиболее весомый вклад в сейсмичность Земли внесли землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса, а также северо-восточной окраины Индийского океана [Лутиков, Рогожин, 2014]. Возникновение в последние два десятилетия целого ряда сильнейших ($M_w \geq 8$) землетрясений предоставило возможность достаточно детального изучения целого спектра геодинамических процессов, протекающих до, во время и после этих сейсмических событий. Далее в статье рассмотрены различные характеристики сейсмических

циклов, связанных с сильнейшими землетрясениями, произошедшими в пределах нескольких зон субдукции Тихоокеанского сейсмического пояса.

3.1. Курило-Камчатская зона субдукции: Симуширские землетрясения 2006–2007 гг.

Возникновение сильнейших землетрясений в пределах Курило-Камчатской субдукционной зоны обусловлено высокой (до 80 мм/год) скоростью конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской плит. На общем фоне высокой сейсмической активности с 1915 г. выделялась 500-километровая область в средней части Курильской дуги, именуемая Центрально-Курильской брешью, которая на протяжении более 90 лет хранила сейсмическое “молчание”. 15.11.2006 г. в юго-западной части Центрально-Курильской брешьи произошло сильнейшее землетрясение магнитудой $M_W = 8.3$ (Первое Симуширское землетрясение), эпицентр которого располагался приблизительно в 100 км к востоку от тихоокеанского побережья о. Симушир, на островном склоне Курильской гряды. 13.01.2007 г. в 100 км к юго-востоку от эпицентра землетрясения 2006 г. произошло событие с $M_W = 8.1$ (Второе Симуширское землетрясение), характеризующееся сбросовым механизмом. Это событие, вероятно, было инициировано нарастанием растягивающих напряжений в краевом океаническом валу в течение двух месяцев после Первого Симуширского землетрясения.

Восстановление конфигурации предсейсмического межплитового сцепления в данном случае не представляется возможным, поскольку ГНСС-станции постоянных наблюдений были установлены на Средних Курилах только спустя полгода после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. Модели сейсмических подвижек в очагах землетрясений 2006–2007 гг. (рис. 3а, 3б) весьма хорошо согласуются с аналогичными моделями, построенными ранее в работе [Steblov et al., 2008] и обнаруживают те же самые характерные особенности. К таким особенностям можно отнести: 1) величины пиковых подвижек – 12 м в очаге Первого Симуширского землетрясения и вдвое меньше (6 м) в очаге Второго Симуширского землетрясения; 2) локализацию максимальных смещений в очагах – тяготение максимальной подвижки к желобу в очаге события 2006 г. и ее концентрацию в юго-западной части очага 2007 г.; 3) явную пространственную взаимосвязь областей максимальных смещений в очагах Симуширских

землетрясений. Области максимальных подвижек в очагах Симуширских землетрясений тесно соседствуют друг с другом на $\sim 153.8^\circ$ в.д., тем самым подтверждая предположение о том, что событие 2006 г. послужило триггером возникновения события 2007 г. Построенная модель постсейсмического крипа в очаговой зоне события 2006 г. в силу крайне ограниченного набора экспериментальных данных носит в данном случае исключительно качественный характер, позволяя, тем не менее, сделать выводы о преимущественных направлениях развития очага. Как видно из рис. 3в, постсейсмический крип не только захватил соседние с сейсмическим очагом области в верхней части сейсморазрыва, но также распространился на существенно большую глубину, нежели подвижка в сейсмическом очаге. Решение о расширении области поиска решения вдоль по простиранию при моделировании постсейсмических процессов было продиктовано значительным рассогласованием модели и эксперимента для пунктов ГНСС, существенно удаленных от очагов Симуширских землетрясений к юго-западу и северо-востоку. Наблюдаемые в течение нескольких лет после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. постсейсмические деформации наилучшим образом объясняются вязкоупругой релаксацией в астеносфере при весьма низких значениях ее эффективной вязкости: $[2-5] \cdot 10^{17}$ Па·с. Отметим, что точно такое же значение вязкости астеносферы для Средних Курил было получено независимо в работе [Kogan et al., 2011]. Модель эффективной постсейсмической подвижки (рис. 3г) сохраняет общее сходство с моделью сейсмического очага землетрясения 2006 г., однако в ее конфигурации присутствуют дополнительные области подвижек, в частности, прослеживается распространение смещений к нижнему краю очаговой зоны, сходно с тем, как это выглядит в модели постсейсмического крипа. Этот факт позволяет предположить, что на течение процесса вязкоупругой релаксации в астеносфере оказывают влияние не только сейсмические смещения, но и постсейсмический крип.

Согласно работе [Baranov et al., 2015], центральная часть Курильской островной дуги, где и произошли Симуширские землетрясения 2006–2007 гг., разделена поперечными к дуге разломами на 10 блоков с характерными размерами от 30 до 100 км (рис. 3а–3г). Ранее предполагалось, что именно эти блоки являются “виновниками” отсутствия сильных событий в этой части субдукционной зоны. Считалось, что за счет небольших размеров этих блоков накапливаемые в них напряжения высвобождаются во время землетрясений умеренных

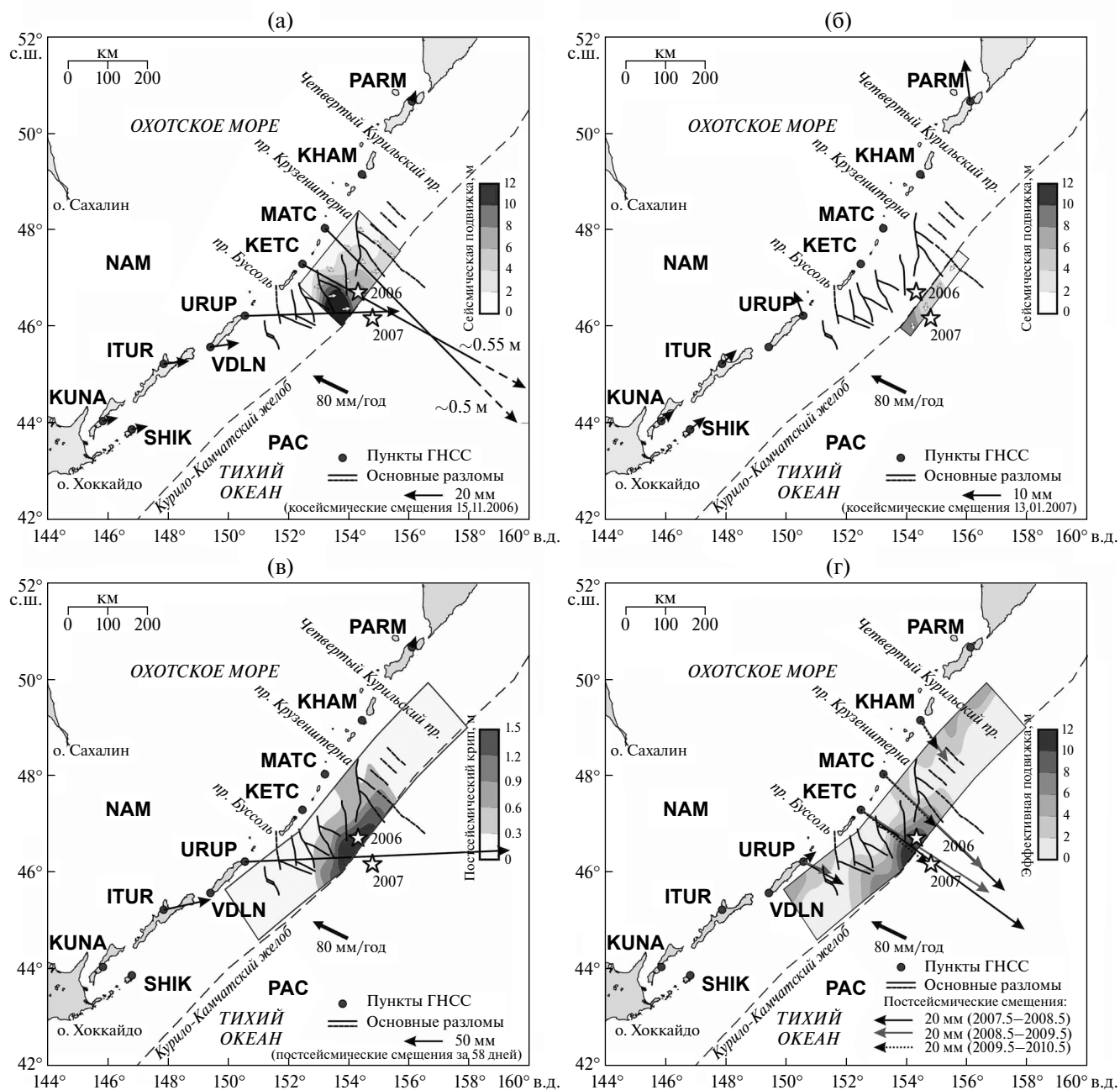


Рис. 3. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Второго Симуширского землетрясения 2007 г. (б); распределение постсейсмического крипа в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (в); распределение эффективной постсейсмической подвижки в плоскости очага Первого Симуширского землетрясения 2006 г. (г). ПАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

магнитуд [Лаверов и др., 2006]. Возникновение здесь Симуширских землетрясений в 2006–2007 гг. показало, что сегментация центральной части Курильской гряды скорее оказывает влияние на особенности геометрии сейсморазрывов и постсейсмических смещений, чем на процесс накопления напряжений.

3.2. Японская зона субдукции: землетрясение Тохоку 2011 г.

11.03.2011 г. в средней части Японской зоны субдукции, где скорость конвергенции Тихоокеанской и Евразийской плит достигает 80 мм/год, произошло сильнейшее ($M_w = 9.0$) землетрясение Тохоку, завершив сейсмический

цикл, длившийся без малого 1200 лет [Minoura et al., 2001; Ozawa et al., 2011]. Двумя днями ранее, 09.03.2011 г., практически в том же самом месте произошло землетрясение с $M_w = 7.3$, в силу недостатка исторических данных ошибочно принятое японским сейсмологами за “основное” событие, и впоследствии оказавшееся всего лишь самым сильным форшоком будущего мегаземлетрясения [Liu, Zhou, 2012]. За землетрясением Тохоку 2011 г. последовало неожиданно сильное цунами, максимальные высоты волн которого в отдельных регионах достигли 40 м [Tsuji et al., 2014].

Непосредственно перед землетрясением Тохоку степень сцепления межплитового контакта была достаточно высока – около 80% в среднем по поверхности разрыва (рис. 4а). Наиболее сильное межплитовое сцепление (80–100%) обнаруживается в самой верхней части субдукционной зоны, вблизи Японского желоба, что могло являться одним из факторов, повлиявших на возникновение столь разрушительного цунами. Близ нижней грани будущей разломной зоны землетрясения Тохоку 2011 г. обнаруживаются области ослабленного сцепления (20–60%), вероятно, воспрепятствовавшие распространению сейсморазрыва вниз по падению. Сейсморазрыв зародился прямо в центре очаговой зоны и распространялся почти симметрично в северо-восточном и юго-западном направлениях, пока его длина не достигла почти 600 км. Область максимальных (~ 28 м) сейсмических смещений в очаге ожидаемо расположена в верхней части разломной зоны (рис. 4б), именно там, где прослеживалось наиболее сильное сцепление межплитового контакта перед землетрясением. Более того, очертания сейсмического очага (в терминах ненулевых смещений) почти точно совпадают с очертаниями зоны максимального межплитового сцепления. Области наибольших смещений (~ 7 м) в итоговой модели постсейсмического крипа сосредоточены вблизи нижнего края сейсморазрыва (рис. 4в), по-видимому, маркируя участки сброса остаточных напряжений, не высвободившихся во время землетрясения. Области максимальных (~ 28 м) смещений в модели эффективной постсейсмической подвижки расположены в средней части очаговой зоны (рис. 4г). Характер распределения эффективной постсейсмической подвижки в очаговой зоне, по-видимому, указывает на то, что индуцированное в астеносфере вязкое течение является следствием суммарного воздействия сейсмических смещений и постсейсмического крипа. Полученная оценка эффективной

максвелловской вязкости астеносферы в средней части Японской зоны субдукции оказалась на порядок ниже среднего значения, установленного для субдукционных зон окраинно-материкового типа, и составляет $1 \cdot 10^{18}$ Па·с.

Территория острова Хонсю, у берегов которого произошло землетрясение Тохоку 2011 г., осложнена несколькими крупными разломами как субширотного, так и субмеридионального, простираясь (рис. 4а–4г). Наиболее яркой морфоструктурной особенностью здесь является грабен Фосса-Магна – широкая рифтовая зона, пересекающая остров Хонсю примерно посередине, и фактически разделяющая его на две части, различные по строению [Kato, 1991]. Из рис. 4а–4г видно, что именно грабен Фосса-Магна оказывает определяющее влияние на особенности пространственного развития геодинамических процессов, связанных с землетрясением Тохоку 2011 г., фактически являясь южной геологической границей, препятствующей распространению как быстрых, так и медленных деформаций.

3.3. Перуанско-Чилийская зона субдукции: землетрясения Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г.

В Перуанско-Чилийской зоне субдукции в период с начала 2010 г. до середины 2015 г. произошло сразу три сильнейших землетрясения с $M_w \geq 8$: землетрясение Мауле 27.02.2010 г. ($M_w = 8.8$), землетрясение Икике 01.04.2014 г. ($M_w = 8.1$) и землетрясение Ильяпель 16.09.2015 г. ($M_w = 8.3$) [Ruiz, Madariaga, 2018]. Упомянутые события произошли в северной и центральной частях Перуанско-Чилийской субдукционной зоны, где скорость конвергенции Южно-Американской плиты и плиты Наска составляет порядка 65–66 мм/год. Все три землетрясения произошли в пределах сейсмических брешей, где “сейсмическое молчание” длилось на протяжении 72 (Ильяпель), 137 (Икике) и 175 (Мауле) лет, и ожидалось сильные землетрясения с $M_w \geq 8$ [Ruiz, Madariaga, 2018].

Относительная близость магнитуд землетрясений Мауле 2010 г., Икике 2014 г. и Ильяпель 2015 г., а также подобие их фокальных механизмов, представляющих собой пологий надвиг с падением в сторону континента, позволили провести сравнительный анализ особенностей процессов накопления и высвобождения напряжений в окрестностях их очагов. К анализу привлекались также данные о локальных структурных

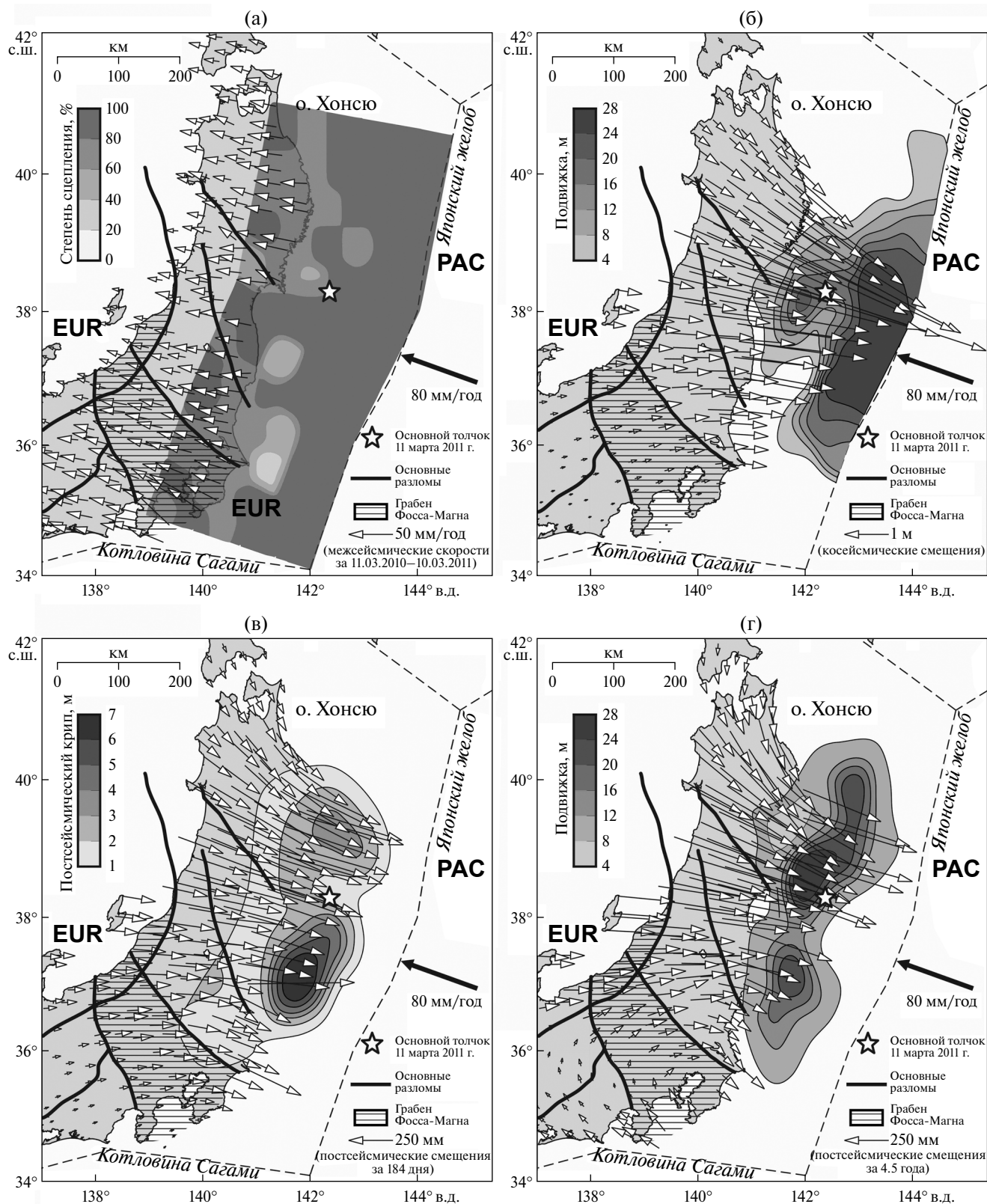


Рис. 4. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Тохоку 2011 г. (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Тохоку 2011 г. (б); распределение постсейсмического крипа в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. (в); распределение эффективной постсейсмической подвижки в плоскости очага землетрясения Тохоку 2011 г. (г). ПАС – Тихоокеанская плита, EUR – Евразийская плита.

неоднородностях геосреды, принадлежащих главным образом погружающейся океанической плите.

Распределение межплитового сцепления перед землетрясением Мауле 2010 г. ($M_w = 8.8$) характеризуется существенной пространственной неоднородностью, обнаруживая три области высокого сцепления ($\geq 80\%$), разделенные областями пониженного сцепления (рис. 5а). Сейсмический очаг землетрясения Мауле также имеет достаточно сложную конфигурацию. Три области максимальных смещений в очаге во время землетрясения (10–12 м) в первом приближении согласуются с локализацией зон высокого межплитового сцепления перед землетрясением ($\geq 80\%$) (рис. 5а). Участки меньших смещений (< 6 м) примерно совпадают с участками сравнительно

слабого межплитового сцепления ($< 40\%$). При этом визуально выделяется самая южная часть очаговой зоны ($\sim 38^\circ$ ю.ш.), где область околонулевых сейсмических смещений в очаге совпадает с участком высокого сцепления. Области максимального постсейсмического крива окружают область наибольших сейсмических смещений и концентрируются преимущественно в нижней части разломной зоны за исключением районов полуострова Арауко и хребта Хуан Фернандес, где области постсейсмического крива достигают верхней границы очаговой зоны (рис. 5б). Полуостров Арауко является своего рода аномалией Тихоокеанской окраины Южноамериканского континента: на протяжении последних нескольких сотен лет эта область оставалась практически асейсмичной, разграничивая разломные

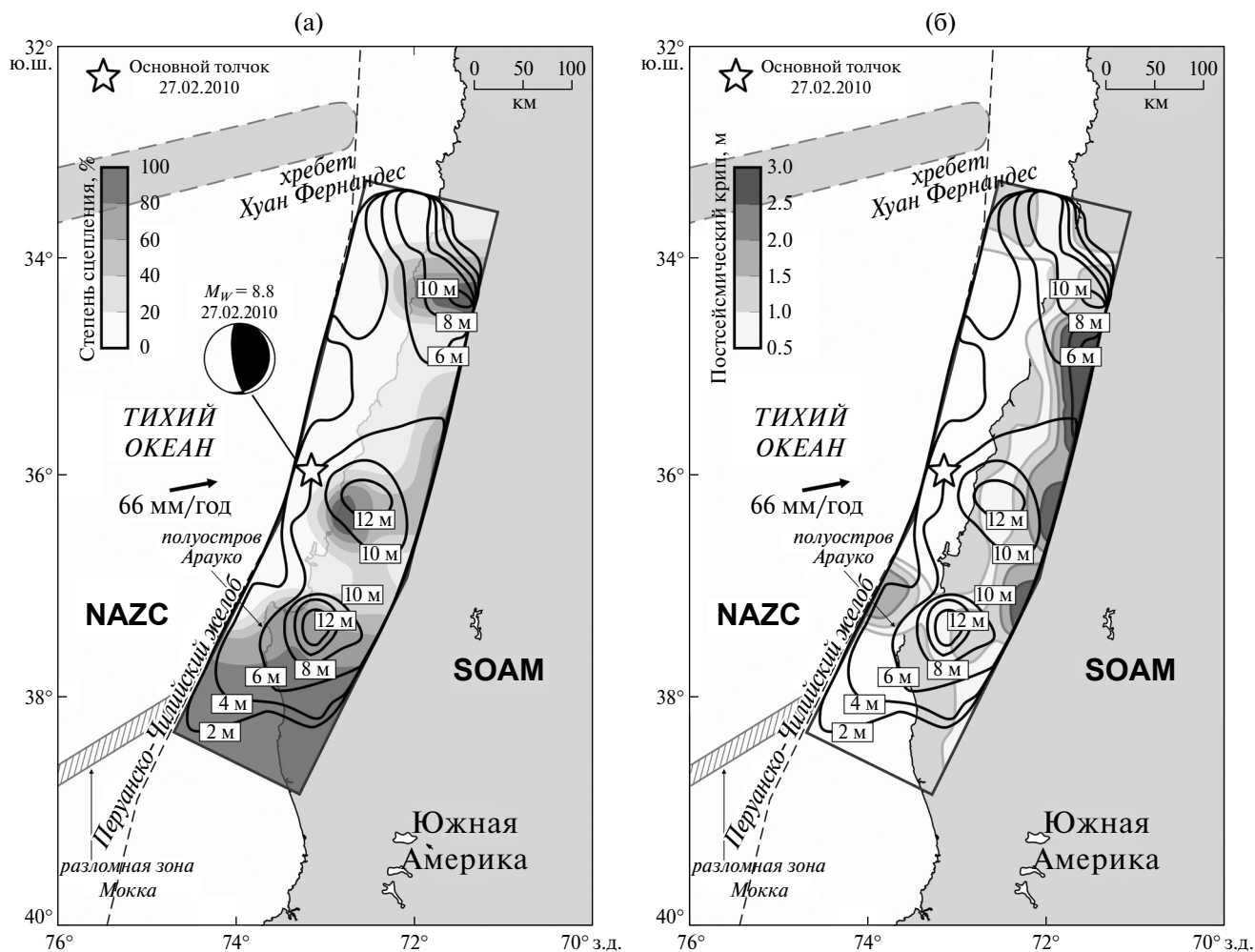


Рис. 5. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Мауле 2010 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Мауле 2010 г. и распределение постсейсмического крива в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

зоны сильнейших землетрясений [Delouis et al., 2010; Lin et al., 2013]. Природа возможного сейсмического барьера, территориально приуроченного к полуострову Арауко, остается дискуссионным вопросом. Так, долгое время предполагалось, что этот барьер является следствием резкой смены гетерогенных метаморфических пород однородными интрузивными породами [Moreno et al., 2009; Delouis et al., 2010; и др.]. Другая точка зрения состояла в том, что полуостров Арауко расположен над преимущественно асейсмичным сегментом субдукционной зоны, характерным типом скольжения которого является асейсмическое проскальзывание (см., например, работу [Kapeso et al., 2010]). Однако во время землетрясения Мауле 2010 г. участок Перуанско-Чилийской субдукционной зоны, лежащий под полуостровом Арауко, претерпел как сейсмические, так и постсейсмические смещения. Результаты моделирования межплитового сцепления, приведенные в работе [Moreno et al., 2010], находятся в согласии результатами данной работы и демонстрируют крайне высокую степень сцепления (~90%) этого сегмента субдукционной зоны. Согласно работе [Lin et al., 2013], часть упругой энергии, накопленной в результате взаимодействия литосферных плит, расходуется на неупругое деформирование региона полуострова Арауко, в результате чего большие смещения во время сильных землетрясений происходят здесь реже, чем было бы ожидаемо при условии столь высокого межплитового сцепления. Основными морфоструктурными особенностями морского дна в районе очага землетрясения Мауле 2010 г. являются разломная зона Мокка, в настоящее время погружающаяся под полуостров Арауко (~38° ю.ш.), близ южной оконечности очага землетрясения Мауле, и подводный хребт Хуан Фернандес вулканического происхождения, расположенный прямо у северной границы очаговой зоны. Высота погружающегося под Южно-Американскую плиту хребта Хуан Фернандес превышает 1000 м, что, по мнению авторов работы [Sparkes et al., 2010], приводит к резкому повышению силы трения на этом участке межплитового контакта, а следовательно, к образованию здесь сейсмического барьера, воспрепятствовавшего дальнейшему развитию очага землетрясения Мауле 2010 г. на север. В то же время и сейсмическая, и постсейсмическая подвижки, вызванные землетрясением Мауле, распространились за пределы разломной зоны Мокка, что согласуется с результатами, приведенными в работе [Moreno et al., 2012]. Это свидетельствует о том, что не любая структурная

неоднородность среды может выступать в качестве сейсмического барьера.

Конфигурация межплитового сцепления перед землетрясением Икике 2014 г. ($M_W = 8.1$) выглядит существенно проще, чем таковая перед землетрясением Мауле 2010 г. ($M_W = 8.8$). А именно: степень предсейсмического сцепления в пределах очаговой зоны будущего землетрясения была в значительной степени однородна и вместе с тем достаточно высока – на большей части рассматриваемой территории она превышала 80% (рис. 6а). Сейсморазрыв зародился на северной окраине очаговой зоны и распространялся преимущественно в южном направлении. Сейсмические смещения в очаге сконцентрированы в одной области с максимумом (6 м) в центре и плавным уменьшением по краям, полностью лежащей в пределах сильно сцепленного участка межплитового контакта. Южная оконечность сейсморазрыва (~21° ю.ш.) примерно совпадает с зоной несколько пониженного межплитового сцепления. Таким образом, вопреки ожиданиям [Lay et al., 2014; Ruiz, Madariaga, 2018; и др.], во время землетрясения не произошло вспарывания сильно сцепленной южной части предполагаемой очаговой зоны. В работе [Владимирова, 2022] было показано, что отличительной особенностью землетрясения 2014 г. стал относительный дефицит афтершоков по сравнению с событиями 2010 и 2015 гг., сопровождавшийся их преимущественной концентрацией в северной части очаговой зоны. Согласно работе [Шебалин и др., 2021], такая особенность может указывать на асейсмическое проскальзывание в южной части сейсморазрыва. Это предположение подтверждается результатами моделирования постсейсмического крипа. Из рис. 6б видно, что постсейсмическая подвижка окружает область значимых сейсмических смещений в нижней части очага, частично перекрываясь с этой областью в самой северной его части. Наиболее ярко постсейсмический крип проявился именно в южной части очаговой зоны, обеспечив релаксацию напряжений в той области, где они остались высоки после землетрясения. По данным работы [Hoffmann et al., 2018], на 21° ю.ш. существует сейсмический барьер, связанный с неоднородностью физических свойств среды, который и воспрепятствовал распространению сейсмической подвижки на юг. Наличие этого барьера связывают с влиянием подводного хребта Икике, погружающегося вместе с плитой Наска под Южно-Американскую плиту в районе 21° ю.ш. [Myers et al., 2022]. По мнению авторов работ [Geersen et al., 2015;

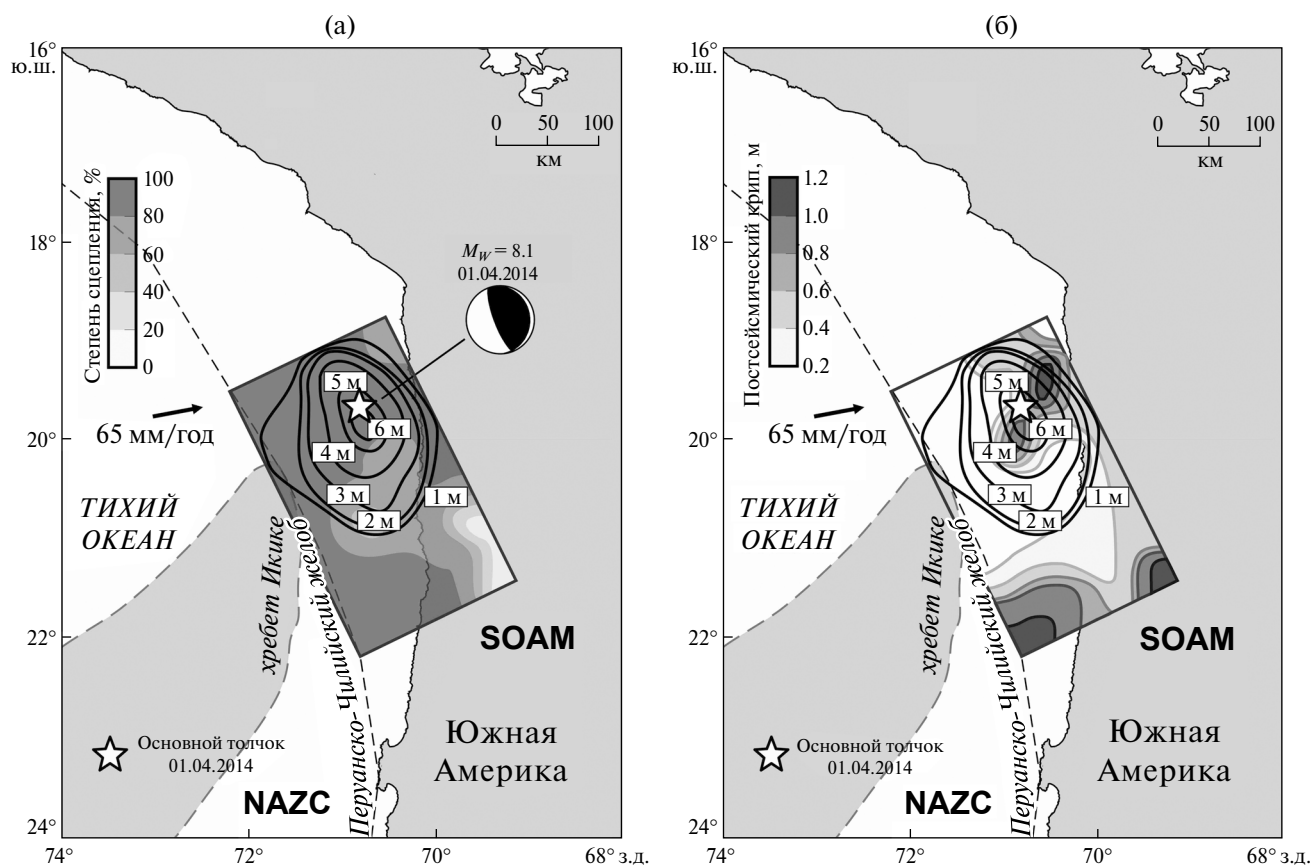


Рис. 6. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Икике 2014 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Икике 2014 г. и распределение постсейсмического крипа в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

Ma et al., 2023] подводные горы в зоне субдукции могут создавать условия, неблагоприятные для длительного накопления упругой энергии, либо служить физической границей распространения сейсморазрыва. Тот факт, что постсейсмический крип смог “преодолеть” сейсмический барьер на 21° ю.ш., позволяет предположить, что пониженное сцепление в субдукционной зоне способствует скорее асейсмическому проскальзыванию, а не большим мгновенным смещениям во время сильных землетрясений.

Степень предсейсмического сцепления межплитового контакта перед землетрясением Ильяпель 2015 г. ($M_w = 8.3$) была высока, как и перед землетрясением Икике 2014 г., однако ее распределение в плоскости будущего разрыва было не столь однородным (рис. 7а). Сейсморазрыв зародился в зоне перехода от крайне высокой степени сцепления ($\geq 80\%$) к умеренной (40–60%) и распространялся билатерально в северном и южном направлениях. Расположение области максимальных сейсмических смещений

в очаге (~ 6 м) в большой степени согласуется с положением участков максимального межплитового сцепления. Согласно результатам моделирования, постсейсмический крип развивался на достаточно большой площади, преимущественно вблизи нижней границы очаговой зоны. В распределении постсейсмического крипа выделяются две области максимальных смещений, положение одной из которых почти полностью совпадает с положением области максимальных сейсмических смещений в очаге, в то время как другая лежит за пределами значимой сейсмической подвижки (рис. 7б). Это означает, что после главного толчка продолжились смещаться асейсмически не только участки, соседствующие с областью максимальной подвижки, но и участок размером $\sim 60 \times 35$ км², испытавший максимальные смещения во время землетрясения. С севера очаговая зона землетрясения Ильяпель ограничена трансформным разломом Челленджер ($\sim 30^\circ$ ю.ш.), а с юга – субширотным ориентированным подводным хребтом Хуан Фернандес ($\sim 33^\circ$ ю.ш.), фактически разграничивающим

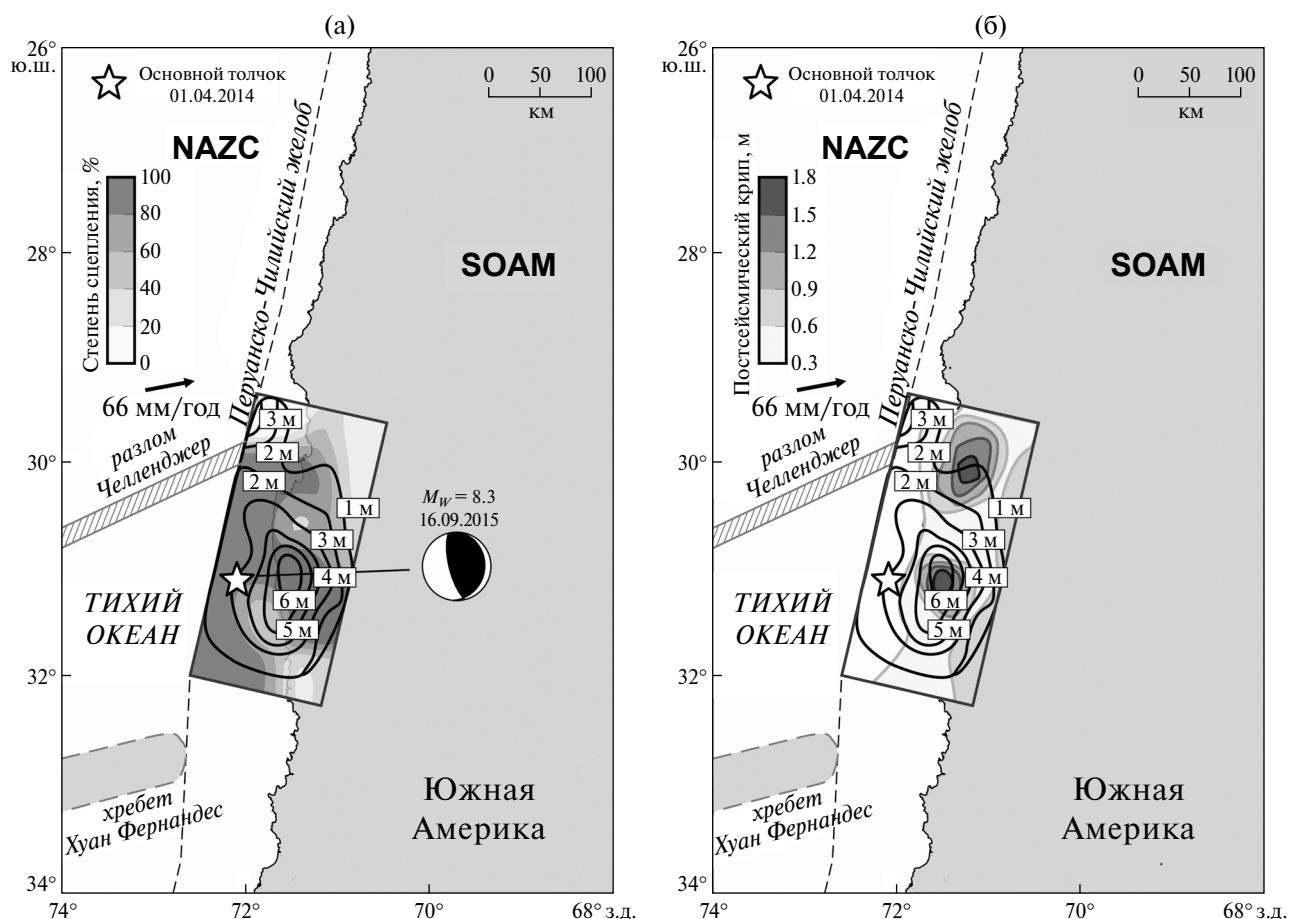


Рис. 7. Распределение степени межплитового сцепления непосредственно перед землетрясением Ильяпель 2015 г. и распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (а); распределенная сейсмическая подвижка в плоскости землетрясения Ильяпель 2015 г. и распределение постсейсмического крипа в плоскости его очага (б) NAZC – плита Наска, SOAM – Южно-Американская плита. Изолиниями показаны величины подвижек в очаговой зоне (в метрах).

разломные зоны землетрясений Мауле 2010 г. и Ильяпель 2015 г. (рис. 7а, 7б). Согласно работе [Poli et al., 2017], разломная зона Челленджер представляет собой сильно гидратированную структуру. Проникновение флюида в зону субдукции может существенным образом менять фрикционные свойства межплитового контакта, приводя к уменьшению сцепления, а значит – к созданию условий, благоприятствующих скорее медленным асейсмическим движениям, а не быстрым большим смещениям во время сильных землетрясений. Если принять во внимание предыдущую сейсмическую историю данного сегмента Перуанско-Чилийской зоны субдукции [Ruiz, Madariaga, 2018], можно заключить, что разлом Челленджер и хребт Хуан Фернандес выступают в роли естественных геологических границ, определяющих примерные размеры очагов возникающих здесь сейсмических событий.

3.4. Алеутская зона субдукции: Симоновское землетрясение 2020 г., “Странное” землетрясение 2020 г. и землетрясение Чигник 2021 г.

В этом разделе рассматриваются три сильных землетрясения с M_w 7.6–8.2, произошедших в 2020–2021 гг. в пределах и в непосредственной близости от Шумагинской сейсмической бреши, располагавшейся на восточной окраине Алеутской островной дуги, которую зачастую именуют одним из самых сейсмически и тектонически активных регионов на периферии Тихого океана. Скорость конвергенции Тихоокеанской и Северо-Американской плит в самой восточной части Алеутской субдукционной зоны составляет примерно 65 мм/год, что приводит к возникновению здесь большого числа сильных землетрясений. Шумагинская брешь – участок субдукционной зоны протяженностью около 250 км (рис. 8), где сильнейшие землетрясения

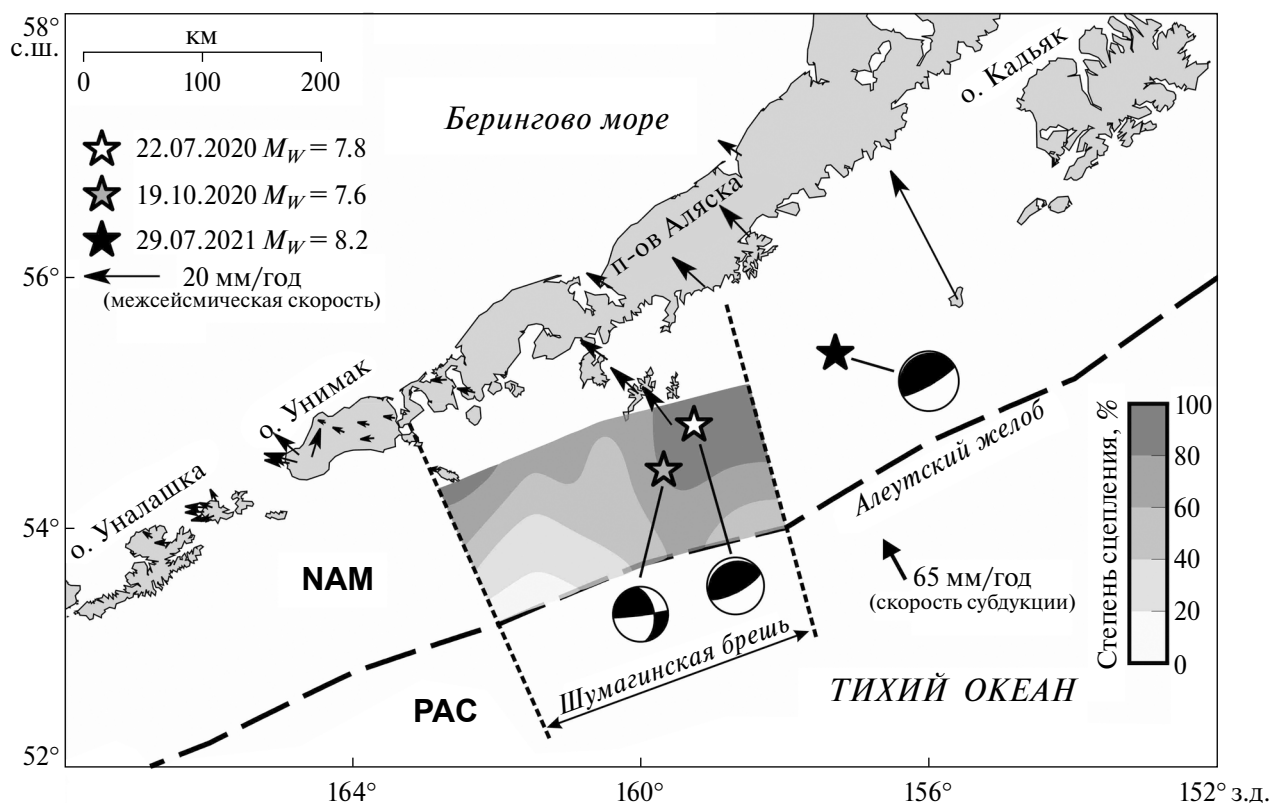


Рис. 8. Распределение степени межплитового сцепления в пределах Шумагинской брешли перед серией землетрясений 2020–2021 г. РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

с $M \sim 8$ не происходили с начала XX в., т.е. на протяжении как минимум 120 лет [Davies et al., 1981; Boyd et al., 1988]. “Сейсмическое молчание” этой зоны было прервано в 2020–2021 гг. серией из трех сильных землетрясений. Первое из них, названное впоследствии Симеоновским, произошло 22.07.2020 г. Его магнитуда составила $M_w = 7.8$, а тип механизма был определен как пологий надвиг с падением в сторону континента, что соответствует условиями сжатия, типичным для зон субдукции. Три месяца спустя, 19.10.2020 г. в том же районе произошло еще одно достаточно сильное событие с $M_w = 7.6$. Это событие, характеризующееся сдвиговым механизмом, в литературе часто называют самым сильным афтершоком Симеоновского землетрясения, что, однако, противоречит известному в сейсмологии статистическому закону Бота, согласно которому в случае сильного землетрясения магнитуда сильнейшего афтершока в среднем примерно на единицу меньше магнитуды основного толчка [Баранов, Шебакин, 2018]. Исходя из этого, сдвиговое землетрясение с $M_w = 7.6$ является “самостоятельным” событием, возникновение которого, безусловно, связано с перераспределением напряжений

вследствие Симеоновского землетрясения. Последнее событие из серии – землетрясение Чигник с $M_w = 8.2$, произошло 29.07.2021 г. немного восточнее Шумагинской брешли и имело механизм типа пологий надвиг, как и Симеоновское землетрясение 2020 г.

Период повторяемости сильных ($M \sim 8$) землетрясений в зоне Шумагинской брешли составляет примерно 50–90 лет [Davies et al., 1981; Boyd et al., 1988; Nishenko, Jacob, 1990]. Согласно работе [Davies et al., 1981], уже в 1980-х гг. здесь ожидалось событие с $M \sim 8.2$, однако длительное отсутствие в этом регионе сильных землетрясений с $M \sim 8.0$ дало основание предполагать, что в этой части Алеутской зоны субдукции происходит взаимное асейсмическое скольжение Тихоокеанской и Северо-Американской плит, не сопровождающееся накоплением упругих напряжений [Fournier, Freymueller, 2007]. Реализация трех сильных событий в течение одного года опровергла это предположение и привела к возникновению закономерного вопроса: “закрылась” Шумагинская брешля или нет? Для ответа на этот вопрос было проведено исследование пространственных отношений областей локализации сейсмических смещений

в очаговых зонах землетрясений и геометрии межплитового сцепления в пределах сейсмической брешы Шумагина.

В данном случае для восстановления конфигурации межплитового сцепления в пределах Шумагинской брешы использовались скорости смещений станций ГНСС, осредненные за девятилетний период, предшествовавший Симоновскому землетрясению 2020 г. Как видно из рис. 8, распределение межплитового сцепления в границах Шумагинской брешы перед серией сильных событий 2020–2021 гг. было существенно неоднородным: здесь наблюдаются вариации как по падению, так и по простиранию. Так, степень сцепления на контакте плит постепенно нарастает с глубиной; преимущественно сильное сцепление (60–100%) в восточном сегменте брешы сменяется на умеренное (40–60%) и слабое в ее западной части (20–40%). Полученная модель несколько отличается от таковых, приведенных в более ранних работах [Li, Freymueller, 2018; Drooff, Freymueller, 2021], где утверждается, что межплитовое сцепление было достаточно слабым на всей площади брешы.

Симоновское землетрясение 2020 г. с $M_W = 7.8$ зародилось на северо-восточной окраине

Шумагинской брешы в зоне, где степень межплитового сцепления превышала 80%. Согласно результатам моделирования, очаг Симоновского землетрясения распространился почти на всю территорию Шумагинской брешы и даже немного вышел за ее пределы с восточной стороны рис. 9. В очаге обнаруживаются три области максимальных смещений, величина которых, однако, не превышает 3 м. Положение двух восточных (157.5° и 159° з.д.) областей максимальных сейсмических подвижек (~ 3 м) примерно соответствует положению области сильного межплитового сцепления ($>80\%$). Третья область почти трехметровых смещений (162.5° з.д.), расположенная на западной окраине брешы, соответствует зоне плавного нарастания степени межплитового сцепления с ростом глубины.

Сдвиговое землетрясение 2020 г. с $M_W = 7.6$, произошедшее в пределах Шумагинской брешы через три месяца после Симоновского, получило название “Странное” землетрясение. Своим названием это событие обязано тому факту, что для возникновения внутриплитового землетрясения такой силы в зоне субдукции на погружающейся Тихоокеанской плите должен существовать поперечный островной дуге трансформный разлом

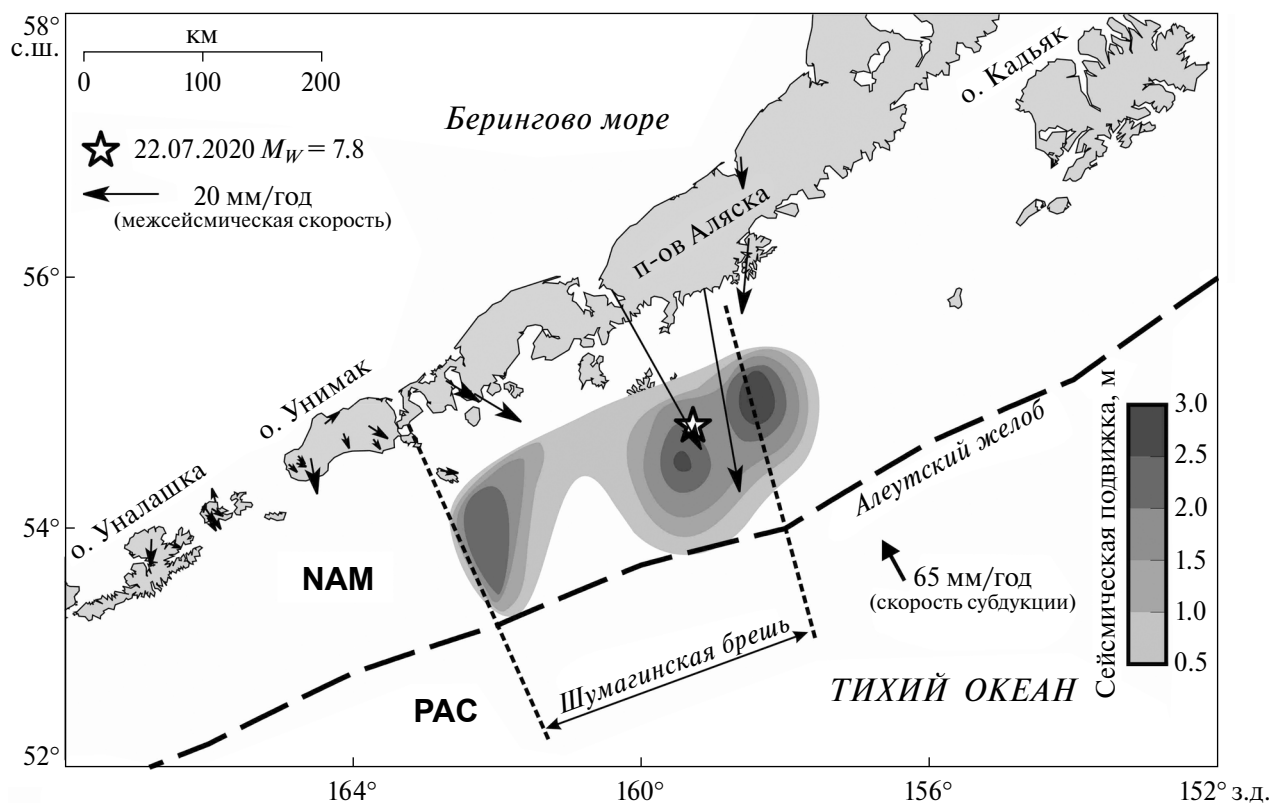


Рис. 9. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага Симоновского землетрясения 2020 г. PAC – Тихоокеанская плита, NAM – Северо-Американская плита.

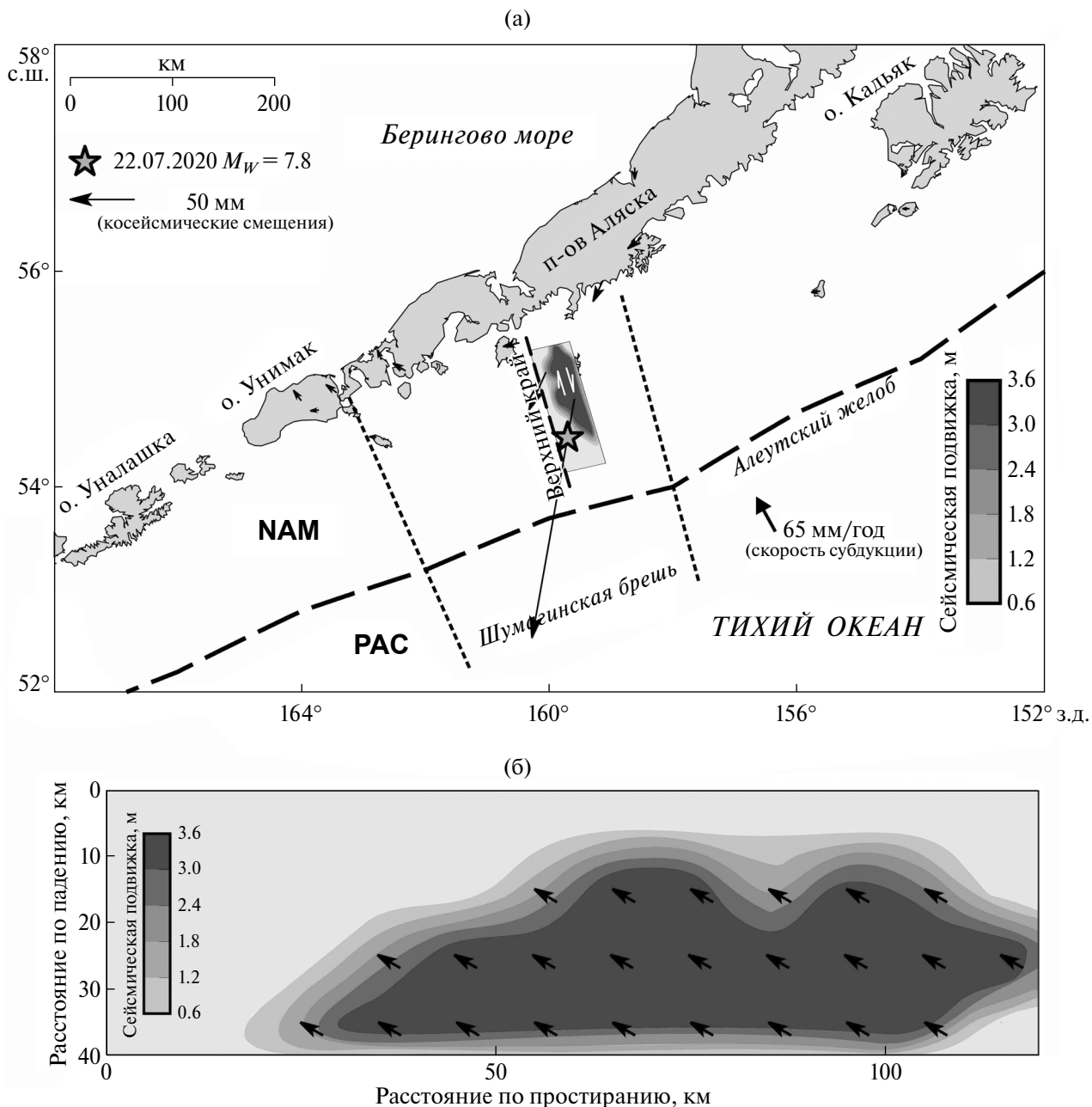


Рис. 10. Проекция плоскости очага “Странного” землетрясения 2020 г. на поверхность (а), а также распределенная сейсмическая подвижка в плоскости его очага (б), стрелками показано направление к желобу (б). РАС – Тихоокеанская плита, НАМ – Северо-Американская плита.

[Herman, Furlong, 2021]. Однако в этом сегменте субдукционной зоны подобные разломы отсутствуют, а значит, вопрос о природе “Странного” землетрясения пока остается открытым. Механизм очага “Странного” землетрясения идентифицирован как правосторонний сдвиг с падением на восток [Zhou et al., 2022]. Территориально очаг этого землетрясения приурочен к зоне высокой степени сцепления (60–100%), а его конфигурация достаточно проста – это большой участок пиковой

подвижки, достигающей 3.6 м, окруженный узкими областями меньших подвижек (рис. 10а, 10б). При этом южная часть очаговой зоны, границы которой были определены по облаку афтершоков, не испытала сейсмических смещений.

Землетрясение Чигник 2021 г. $M_W = 8.2$ зародилось примерно в 100 км к востоку от восточной границы Шумагинской брешки. Исходя из этого можно было ожидать, что сейсморазрыв

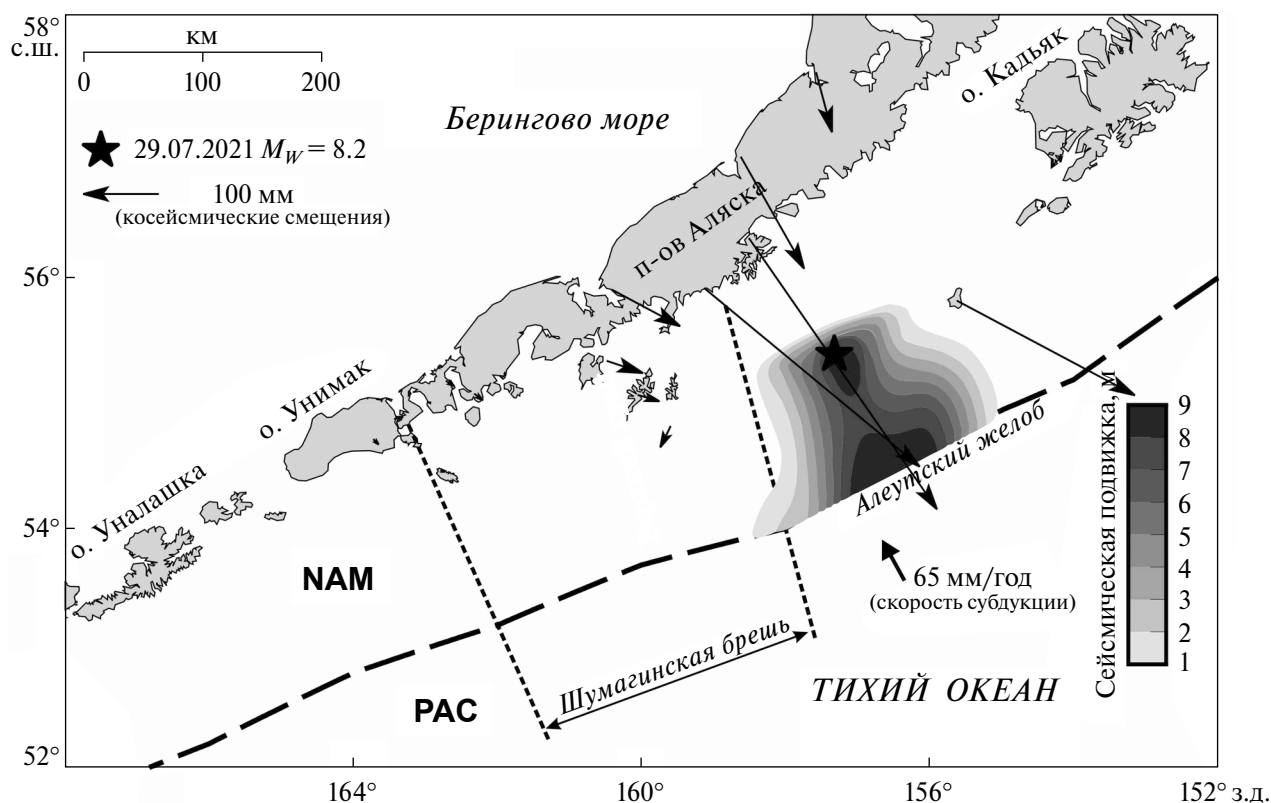


Рис. 11. Распределенная сейсмическая подвижка в плоскости очага землетрясения Чигник 2021 г. PAC – Тихоокеанская плита, NAM – Северо-Американская плита.

распространится и на территорию брешы, однако он оказался неожиданно компактным (рис. 11). Сейсмические смещения, достигающие максимума в 9 м в достаточно узкой вытянутой области в центре очага, быстро спадают к краям. Представленная модель отличается от результатов, приведенных в работе [Конвисар и др., 2023], но согласуется с результатами, полученными, например, в работе [Liu et al., 2022]. Западная граница очага землетрясения Чигник почти точно совпадает с восточной границей Шумагинской брешы, а значит, землетрясение Чигник не внесло никакого вклада в высвобождение накопленных в пределах брешы упругих напряжений.

Возвращаясь к вопросу о том, “закрылась” Шумагинская брешь или нет, отметим, что не вся ее территория испытала смещения во время землетрясений 2020 г., а землетрясение 2021 г. и вовсе не затронуло означенную область. Накопленный к 2020 г. сейсмогенный потенциал брешы соответствовал землетрясению с $M \sim 8.2-8.3$, что приводит нас к выводу о том, что во время серии событий 2020–2021 гг., высвободилась лишь часть аккумулированной

здесь упругой энергии, и Шумагинская брешь по-прежнему представляет опасность.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в работе оценки эффективной вязкости астеносферы ($[2-5] \cdot 10^{17}$ Па·с для средней части Курило-Камчатской зоны субдукции и $1 \cdot 10^{18}$ Па·с для Японской зоны субдукции) на 1–2 порядка ниже средних значений, установленных для субдукционных регионов ($1 \cdot 10^{19}$ Па·с). В работах [Михайлов и др., 2018; 2020], посвященных изучению постсейсмических процессов, сопровождающих сильные землетрясения, отмечено, что подобные значения вязкости астеносферы ($2 \cdot 10^{17}-1 \cdot 10^{18}$ Па·с) аномально низки для установившихся процессов. На основании результатов моделирования различных постсейсмических процессов авторы объясняют основные постсейсмические смещения постсейсмическим крипом, а вязкоупругой релаксации отводят подчиненное положение. Отметим, однако, что постсейсмические движения после сильнейших землетрясений могут длиться годами и даже десятилетиями. Так, нестационарные во времени постсейсмические

смещения наблюдались на протяжении минимум 8 лет после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. ([Лобковский и др., 2017; Vladimirova et al., 2020]); не менее 6 лет после землетрясения Мауле 2010 г. ([Владимирова, 2022]) и более 5 лет после землетрясения Тохоку 2011 г. ([Лобковский и др., 2018]). Известны случаи, когда длительность постсейсмического крипа после землетрясений умеренных магнитуд составляла ~6–12 лет [Lienkaemper, McFarland, 2017]. Возникновение столь длительного постсейсмического крипа характерно для разломов, испытывающих асейсмическое проскальзывание и в межсейсмический период. В качестве яркого примера здесь можно привести трансформный разлом Сан-Андреас, фрикционные свойства которого ослаблены за счет присутствия в разломной зоне смектитовых глин [Schleicher et al., 2012]. Для зон субдукции такое поведение характерно в существенно меньшей степени, и наблюдается в основном в пределах узкой, насыщенной гидратированными осадками полосы шириной в несколько километров в самой верхней части субдукционной зоны. Исходя из этих соображений, автор данной работы полагает, что постсейсмический крип является доминирующим процессом в первые месяцы после сильнейшего землетрясения, после чего ведущая роль все же переходит к вязкоупругой релаксации в астеносфере.

Проблема “слишком низких значений эффективной вязкости астеносферы”, вероятно, может быть решена путем учета неньютоновского характера поведения этого слоя. Задача определения эффективной вязкости астеносферы, как правило, решается в “статической” постановке, т.е. подразумевается, что астеносфера — неньютоновская жидкость, и ее вязкость остается неизменной во времени. Недавние результаты изучения сейсмической анизотропии и экспериментов по деформированию горных пород показали, что вблизи зон субдукции астеносфера может вести себя как неньютоновская жидкость [Jadamec, Billen, 2010]. Вследствие нелинейного поведения астеносферы, ее эффективная вязкость существенно снижается в результате резких изменений напряженно-деформированного состояния, вызванных сильным землетрясением (вплоть до 1–2 порядков) [Bürgmann, Dresen, 2008; Muto et al., 2019; и др.]. С течением времени вязкость астеносферы восстанавливается до исходных значений, однако закономерности, по которым происходит это восстановление, не ясны. Следовательно, наиболее перспективным подходом к изучению изменений реологических

свойств астеносферы во времени представляется получение дискретного набора оценок ее эффективной вязкости за разные временные интервалы после сейсмического события.

5. ВЫВОДЫ

На основе построенных моделей проведено исследование пространственных отношений степени межплитового сцепления перед землетрясениями и сейсмических, а также постсейсмических смещений в их очаговых зонах. Установлен факт общей согласованности конфигураций областей значимых сейсмических смещений в очаге с зонами максимального межплитового сцепления. Области максимального постсейсмического крипа зачастую соседствуют с областями наибольших сейсмических смещений в очаге, что указывает на постсейсмическую релаксацию напряжений в тех участках очаговой зоны, где они остались высокими после землетрясения.

Исследовано влияние структурных неоднородностей геосреды различного иерархического уровня, принадлежащих как субдуцирующей, так и надвигающейся плите, на процессы накопления и высвобождения напряжений. Показано, что геологические структуры различного генеза, будь то разломная зона или асейсмический подводный хребет, затягивающийся в зону субдукции вместе с океанической плитой, зачастую выступают в роли естественных границ, в пределах которых локализуется область сейсмических смещений в очаге. Замечено, однако, что те же самые геологические границы, как правило, не являются препятствием для распространения медленных постсейсмических деформаций. Что касается предсейсмического межплитового сцепления — присутствие структурных неоднородностей в зоне субдукции выражается в локальном, но достаточно заметном снижении или повышении коэффициента сцепления.

Полученные результаты свидетельствуют о наличии явной пространственной взаимосвязи между геодинамическими процессами, протекающими на разных стадиях сейсмического цикла. Установлено также, что к руководящим факторам, определяющим особенности протекания сейсмического цикла в той или иной зоне субдукции, относятся не только тип субдукционной зоны, скорость конвергенции плит, региональные реологические параметры, но и геоморфологические условия, характерные для данного региона.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института океанологии РАН (тема № FMWE-2024-0018 – “Геодинамическая эволюция деформируемой литосферы, опасные процессы и аномальные явления в коре и водной толще Мирового океана, окраинных и внутренних морей”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 3. Динамический закон Бота // Физика Земли. 2018. № 6. С. 12–136.
- Владимирова И.С.* Исследование особенностей сейсмогенной активизации Чилийской субдукционной зоны в начале XXI в. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 309–315.
- Конвисар А.М., Михайлов В.О., Волкова М.С., Смирнов В.Б.* Модель поверхности сейсмического разрыва землетрясения “Чигник” (Аляска, США) 29.07.2021 по данным спутниковой радарной интерферометрии и ГНСС // Вулканология и сейсмология. 2023. № 5. С. 74–83.
- Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Кулинич Р.Г., Карп Б.Я.* Центрально-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 6. С. 818–821.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Гагагаи И.А., Баранов Б.В., Стеблов Г.М.* Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 359–364.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М.* Сейсмотектонические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г., на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 5. С. 548–552.
- Лутиков А.И., Рогожин Е.А.* Вариации интенсивности глобального сейсмического процесса в течение XX – начале XXI веков // Физика Земли. 2014. № 4. С. 25–42.
- Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А.* Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // Вестник МГУ. Сер. Физика и астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.
- Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н.* К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47.
- Садовский М.А.* Избранные труды: геофизика и физика взрыва. М.: Наука. 2004. 440 с.
- Стеблов Г.М., Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Баранов Б.В., Сдельникова И.А., Габсатаров Ю.В.* Сейсмотектонические деформации Курильской островной дуги на различных стадиях сейсмического цикла, связанные с Симуширскими землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 57–69.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1974. 222 с.
- Шебалин П.Н., Воробьева И.А., Баранов С.В., Михайлов В.О.* Дефицит сильных афтершоков как индикатор постсейсмического проскальзывания в очагах землетрясений зон субдукции // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 1. С. 81–85.
- Baranov B.V., Ivanchenko A.I., Dozorova K.A.* The Great 2006 and 2007 Kuril Earthquakes, Forearc Segmentation and Seismic Activity of the Central Kuril Islands Region // Pure and Applied Geophysics. 2015. V. 172. № 12. P. 3509–3535.
- Boyd T.M., Taber J.J., Lerner-Lam A.L., Beavan J.* Seismic rupture and arc segmentation within the Shumagin Islands seismic gap, Alaska // Geophysical Research Letters. 1988. V. 15. № 3. P. 201–204.
- Bürgmann R., Dresen G.* Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 531–567.
- Davies J., Sykes L., House L., Jacob K.* Shumagin seismic gap, Alaska peninsula: history of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B5. P. 3821–3855.
- Delouis B., Nocquet J.-M., Vallée M.* Slip distribution of the February 27, 2010 $M_w = 8.8$ Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № L17305. P. 1–7.
- Drooff C., Freymueller J.T.* New constraints on slip deficit on the Aleutian megathrust and inflation at Mt. Veniaminof, Alaska from repeat GPS measurements // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48. № e2020GL091787. DOI: 10.1029/2020GL091787
- Fournier T., Freymueller J.* Transition from locked to creeping subduction in the Shumagin region, Alaska // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № L06303. DOI: 10.1029/2006GL029073
- Geersen J., Ranero C.R., Barckhausen U., Reichert C.* Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area // Nature Communications. 2015. V. 6. P. 1–6. DOI: 10.1038/ncomms9267
- Herman M.W., Furlong K.P.* Triggering an unexpected earthquake in an uncoupled subduction zone // Sci. Adv. 2021. V. 7. № 13. DOI: 10.1126/sciadv.abf7590
- Hoffmann F., Metzger S., Moreno M., Deng Z., Sippl C., Ortega-Culaciati F., Oncken O.* (2018). Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 Iquique-Pisagua Mw 8.1 earthquake, Northern Chile // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 4171–4192. DOI: 10.1002/2017JB014970

- Jadamec M.A., Billen M.I.* Reconciling surfaceplate motions with rapid three-dimensional mantle flow around a slab edge // *Nature*. 2010. V. 465. P. 338–341.
- Kaneko Y., J.-P. Avouac, Lapusta N.* Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling // *Nat. Geosci.* 2010. V. 3. № 5. P. 363–369. DOI:10.1038/NGEO843
- Kato H.* Fossa Magna – A masked border region separating southwest and northeast Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1992. V. 43. P. 1–30.
- Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblov G.M., Levin B.W., Prytkov A.S.* The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006–2007 great Kuril earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № L06304. P. 3691–3706.
- Lay T., Yue H., Brodsky E.E., An C.* The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 3818–3825.
- Lay T.* The surge of great earthquakes from 2004 to 2014 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 409. P. 133–146. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.10.047
- Lévêque J.-J., Rivera L., Wittlinger G.* On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 313–318.
- Li S., Freymueller J.T.* Spatial variation of slip behavior beneath the Alaska Peninsula along Alaska-Aleutian subduction zone // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 3453–3460.
- Lienkaemper J.J., McFarland F.S.* Long-term afterslip of the 2004 M 6.0 Parkfield, California, earthquake – implications for forecasting amount and duration of afterslip on other major creeping faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2017. V. 107. № 3. P. 1082–1093.
- Lin Y.N., Sladen A., Ortega-Culaciati F., Simons M., Avouac J.-P., Fielding E.J., Brooks B.A., Bevis M., Genrich J., Rietbrock A., Vigny C., Smalley R., Socquet A.* Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 3142–3159.
- Liu C., Lay T., Xiong X.* The 29 July 2021 MW 8.2 Chignik, Alaska Peninsula Earthquake Rupture Inferred From Seismic and Geodetic Observations: Re-Rupture of the Western 2/3 of the 1938 Rupture Zone // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. № 4. DOI: 10.1029/2021GL096004
- Liu J., Zhou Y.* Predicting Earthquakes: The Mw9.0 Tohoku Earthquake and Historical Earthquakes in Northeastern Japan // *International Journal of Disaster Risk Science*. 2012. V. 3. № 3. P. 155–162.
- Ma Bo., Geersen J., Klaeschen D., Contreras-Reyes E., Riedel M., Xia Y., Tréhu A.M., Dietrich Lange D., Kopp H.* Impact of the Iquique Ridge on structure and deformation of the north Chilean subduction zone // *Journal of South American Earth Sciences*. 2023. V. 124. 104262. DOI: 10.1016/j.jsames.2023.104262
- Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G.* On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B5. P. 8441–8452.
- Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T.* The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan // *J. Nat. Disaster Sci.* 2001. V. 23. № 2. P. 83–88.
- Moreno M. S., Bolte J., Klotz J., Melnick D.* Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 16. DOI:10.1029/2009GL039276
- Moreno M., Rosenau M., Oncken O.* 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone // *Nature*. 2010. V. 467. P. 198–202.
- Moreno M., Melnick D., Rosenau M., Baez J., Klotz J., Oncken O., Tassara A., Chen J., Bataille K., Bevis M., Socquet A., Bolte J., Vigny C., Brooks B., Ryder I., Grund V., Smalley B., Carrizo D., Bartsch M., Hase H.* Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake // *EPSL*. 2012. № 321–322. P. 152–165.
- Muto J., Moore J.D.P., Barbot S., Iinuma T., Ohta Y., Iwamori H.* Coupled Afterslip and Transient Mantle Flow after the 2011 Tohoku Earthquake // *Sci. Adv.* 2019. V. 5. № 9: eaaw1164. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw1164>
- Myers E., Roland E.C., Tréhu A., Davenport K.* Crustal Structure of the Incoming Iquique Ridge Offshore Northern Chile // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 2. DOI: 10.1029/2021JB023169
- Neo J.C., Huang Y., Yao D., Wei S.* Is the Aftershock Zone Area a Good Proxy for the Mainshock Rupture Area? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 111. № 1. P. 424–438.
- Nishenko S.P., Jacob K.H.* Seismic potential of the Queen Charlotte-Alaska-Aleutian seismic zone // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 2511–2532.
- Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature*. 2011. V. 475. P. 373–377.
- Poli P., Maksymowicz A., Ruiz S.* The Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile): Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures // *Geology*. 2017. V. 45. DOI: 10.1130/G38522.1
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14.
- Pollitz F.F.* Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 17921–17941.
- Reid H.* The California earthquake of April 18, 1906. V. 2: The mechanics of the earthquake. Washington, DC: Carnegie Institution of Washington. 1910. 206 p.
- Ruiz S.A., Madariaga R.* Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 37–56.
- Savage J. C.* A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B6. P. 4984–4996.

- Sparkes R., Tilmann F., Hovius N., Hillier J.* Subducted sea floor relief stops rupture in South American great earthquakes: Implications for rupture behaviour in the 2010 Maule, Chile earthquake // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 298. № 1–2. P. 89–94.
- Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.V., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I.* Spatially linked asperities of the 2006–2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. № L22306. P. 1–5.
- Steblov G., Vladimirova I.* Geodetic Inversions and Applications in Geodynamics / A. Ismail-Zadeh, F. Castelli, D. Jones, S. Sanchez (eds.). *Applications of Data Assimilation and Inverse Problems in the Earth Sciences (Special Publications of the International Union of Geodesy and Geophysics*. 2023. Cambridge: Cambridge University Press. P. 278–292). DOI:10.1017/9781009180412.019
- Schleicher A., Van der Pluijm B., Warr L.* Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: New evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core // *Lithosphere*. 2012. № 3. P. 209–220.
- Tsuji Y., Satake K., Ishibe T., Harada T., Nishiyama A., Kusumoto. S.* Tsunami heights along the Pacific coast of Northern Honshu recorded from the 2011 Tohoku and previous great earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 171. P. 3183–3215.
- Vladimirova I.S., Lobkovsky L.I., Gabsatarov Y.V., Steblov G.M., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I.* Patterns of the seismic cycle in the Kuril island arc from GPS observations // *Pure and Applied Geophysics*. 2020. V. 177. № 8. P. 3599–3617.
- Zelt C.A., Azaria A., Levander A.* 3D seismic refraction traveltimes tomography at a ground water contamination site // *Geophysics*. 2006. V. 71. № 5. P. H67–H78.
- Zhou Y., Wang W., He J., Wang X., Pan Z., Zhao G.* The 19 October 2020 Mw 7.6 Earthquake in Shumagin, Alaska: An Unusual Dextral Strike-Slip Event // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. P. 3527–3542.

A Study of Seismic Cycles of the Strongest Earthquakes in Subduction Zones by Satellite Geodesy Methods

I. S. Vladimirova^{a,b,*}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117218 Russia*

^b*Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,” Obninsk, 664033 Russia*

*e-mail: ir.s.vladimirova@yandex.ru

Received February 15, 2024

revised February 27, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The work is devoted to modeling and studying geodynamic processes occurring in the vicinity of focal zones of the strongest ($M \geq 8$) subduction earthquakes at different stages of the seismic cycle based on satellite geodetic data. The processes of preparation and realization of a number of powerful events that occurred in the Kuril–Kamchatka, Chilean, Japanese, and Aleutian subduction zones at the beginning of the 21st century were studied. Apparent spatial relationships have been identified between geodynamic processes occurring at different stages of the seismic cycle. It is shown that structural inhomogeneities of the medium have a direct impact on the processes of accumulation and release of elastic stresses.

Keywords: seismic cycle, subduction zones, strongest earthquakes, seismotectonic deformations, focal zone, numerical modeling

УДК 550.343.6

ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

© 2024 г. И. А. Воробьева^{1,2}, П. Н. Шебалин^{1,2, *}, А. Д. Гвишиани¹,
Б. А. Дзедобоев¹, Б. В. Дзеранов¹, П. А. Малютин²

¹Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: p.n.shebalin@gmail.com

Поступила в редакцию 11.03.2024 г.

После доработки 09.04.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В работе строится модель сейсмического режима для Восточного сектора Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ) на основе недавно сформированного наиболее полного интегрального каталога землетрясений региона с однородной магнитудной шкалой за период 1982–2020 гг. Параметры модели рассчитываются по новому высококонтрастному “методу среднего положения” (МСП), в котором значения определяются в кругах значительного радиуса, но приписываются среднему положению эпицентров. С помощью количественного метода верификации, L -теста, основанного на функции правдоподобия, продемонстрировано, что модель хорошо соответствует исходным данным. Восстановленное по модели магнитудно-частотное распределение хорошо соответствует наблюдаемому как по наклону, так и по числу землетрясений. Эпицентры сильнейших землетрясений ($M \geq 6$) как за период 1982–2020 гг., так и за период с 1900 по 1981 гг. по каталогу Кондорской–Шебалина приурочены к местам больших значений ожидаемой повторяемости таких землетрясений, рассчитанной по модели.

Ключевые слова: сейсмический режим, модель, синтетический каталог землетрясений, верификация модели, L -тест, Восточный сектор АЗРФ.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050034>, EDN: ЕКВСКХ

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение сейсмического режима – совокупности землетрясений, рассматриваемой в пространстве и во времени [Ризниченко, 1958] – одна из составных частей работ по оценке сейсмической опасности. Главная задача при этом – построение модели распределения очагов землетрясений в пространстве с учетом их возможной магнитуды и повторяемости во времени. Традиционно, в российской литературе модель сейсмического режима называется моделью зон ВОЗ (возможных очагов землетрясений). На основе модели оценивается возможное воздействие землетрясений в заданной точке на поверхности Земли.

Степень воздействия традиционно определяется в баллах шкалы интенсивности (наиболее распространенными являются шкалы МСК-64 и Mercalli) или в значениях пикового ускорения грунта (PGA, *peak ground acceleration*).

Определение зон ВОЗ и их характеристик основывается, как правило, на двух компонентах: анализе современной и исторической сейсмичности и выявлении активных тектонических разломов. Первоначально построение зон ВОЗ и анализ возможных воздействий землетрясений производились в рамках детерминистского подхода (в российской литературе используется сокращение ДАСО – детерминистский анализ сейсмической опасности). Детерминистские оценки отвечают на вопрос “каково максимально возможное воздействие землетрясения в данной точке?”. Обычно считается, что если в данном месте уже произошло землетрясение определенной силы, то землетрясение такой же силы в этом месте может повториться. Другое допущение в рамках этого подхода – сильные землетрясения происходят в виде подвижек по уже сформированным активным тектоническим разломам, и чем

больше длина разлома, тем большей магнитуды может быть землетрясение.

Внедрение в мировую практику страхования от стихийных бедствий наряду с информацией о максимальном воздействии землетрясений требует построения вероятностных моделей, позволяющих оценить риск возможных потерь.

В советский период делались первые попытки учета повторяемости землетрясений при построении карт общего сейсмического районирования [Сейсмическое..., 1980]. Эти оценки опирались как на анализ сейсмического режима [Ризниченко, 1980], так и на исследования исторических землетрясений [Кондорская, Шебалин, 1977] и палеосейсмологические исследования [Никонов, 1980]. В 1992 г. была запущена международная программа Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – Глобальная программа оценки сейсмической опасности [Giardini et al., 1999], в которой использовался вероятностный подход (в российской литературе вероятностный анализ сейсмической опасности, ВАСО). Стандартный вариант применения ВАСО – это построение карт с расчетами ожидаемого максимального воздействия на разные интервалы времени (например, 500, 5000, 10000 лет). Проект GSHAP был завершен в 1999 г., на смену ему пришел новый крупный международный проект GEM (Global Earthquake Model) [Pagani et al., 2014], построенный на схожих принципах. В России вероятностный подход был реализован под руководством В.И. Уломова в комплекте карт ОСР-97 [Комплект карт..., 1999]. Позднее издавались модификации этих карт с небольшими изменениями и добавлением территории Крыма (ОСР-2015 и ОСР-2016).

Главный инструмент в вероятностном анализе – закон Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944], устанавливающий подобие повторяемости во времени землетрясений разной магнитуды. Этот закон позволяет по статистике менее сильных оценивать повторяемость более сильных землетрясений. Для перехода от магнитуды землетрясения к степени воздействия на объекты на поверхности Земли используются различные модели затухания. Простейшие из них – модели макросейсмического поля Блейка–Шебалина [Шебалин, 2003], которые устанавливают соотношение между интенсивностью сотрясений в баллах (шкалы Mercalli, MSK-64) и магнитудой, глубиной очага и эпицентральной дистанцией.

В вероятностном анализе на первом этапе его разработки основная сложность состояла в переходе от моделей зон ВОЗ к ожидаемому эффекту от землетрясений на поверхности Земли, так как такое воздействие может реализовываться как от редких сильных землетрясений на значительном расстоянии от эпицентра, так и от более частых, но менее сильных событий. Проблема была решена в работах Корнелла [Cornell, 1968], считающегося основоположником ВАСО. Поскольку, как показывал анализ расположения гипоцентров землетрясений, далеко не все очаги землетрясений расположены на известных активных разломах, в дополнение к линейным сейсмогенным структурам (“линеаментам”) Корнелл предложил использовать площадные структуры (“домены”), считая распределение вероятности появления эпицентров землетрясений в таких структурах равномерным. Такой подход не только позволял применять формулы Корнелла для перехода от зон ВОЗ к зонам ожидаемой балльности сотрясений (модели сотрясаемости) или, позднее, к ожидаемым величинам пикового ускорения грунта (*peak ground acceleration*, PGA), но и позволял оценить параметры закона Гутенберга–Рихтера в условиях явного недостатка данных в каталогах землетрясений. Предположение о равномерности распределения эпицентров землетрясений в отдельных линейных и площадных структурах частично компенсировало недостаток данных.

В результате развития вычислительной техники появилась возможность замены аналитических выражений Корнелла расчетами с помощью метода Монте-Карло. При таком подходе формируется синтетический каталог землетрясений, реализующий повторяемость землетрясений разной магнитуды в соответствии с параметрами закона Гутенберга–Рихтера, установленными для линеаментов и доменов, а величина интенсивности воздействия, которая может быть превышена на заданном интервале времени в заданных точках на поверхности Земли, определяется путем многократной реализации синтетического каталога на таких интервалах и пересчетом по формулам затухания. Именно такой подход был реализован в комплексах карт ОСР-97, ОСР-2015 и ОСР-2016.

Основой трех поколений вероятностных карт ОСР является линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель зон ВОЗ [Ulomov, 1999]. Несмотря на различие вариантов ЛДФ-модели

для ОСР-97, ОСР-2015 и ОСР-2016, различие самих карт невелико и является существенным лишь для карт С (1% вероятность превышения расчетной балльности за 50 лет). Идеология моделей типа ЛДФ была предложена Корнеллом в 1968 г. [Cornell, 1968], поскольку комбинация линейных и площадных структур позволяла ему получать аналитические выражения для перехода от модели зон ВОЗ к модели сотрясаемости. При переходе к расчетам сотрясаемости на основе синтетических каталогов землетрясений необходимость в этом отпала. Но представление о том, что ЛДФ-модель хорошо воспроизводит реальную сейсмичность настолько прочно закрепилось в сознании исследователей, что она продолжала использоваться и вне методологии Корнелла. По сути, ЛДФ-модель является переходной от ДАСО к ВАСО, поскольку определение линеаментов и доменов основано не на расчетах, а на субъективной экспертной оценке. По-видимому, именно субъективный характер ЛДФ-моделей является главной причиной существенного завышения в среднем сейсмической опасности на картах ОСР-97 по сравнению с наблюдаемой за период, прошедший с момента их создания [Шебалин и др., 2022]. Следует отметить, что карты, построенные по методологии GSHAP, включая карты ОСР-97, ОСР-2015 и ОСР-2016, отмечаются и важными пропусками разрушительных землетрясений [Wyss et al., 2012; Шебалин и др., 2022].

В ЛДФ-модели как линеаменты, так и домены характеризуются максимальной возможной магнитудой землетрясений M_{\max} . Оценки M_{\max} для доменов являются в полной мере субъективными. Для линеаментов величина M_{\max} обычно определяется по линейным размерам структур на основе баз данных активных разломов (см., например, работы [Bird, 2003; Christophersen et al., 2015; Zelenin et al., 2022]). Такие оценки основаны на предположении, что длина разрыва ограничена границами сегментов разлома, и маловероятно, что землетрясение приведет к разрыву нескольких сегментов [Schwartz, Coppersmith, 1984]. Вместе с тем, исследования некоторых исторических землетрясений и в особенности землетрясения 2016 г. в Каикоуре, Новая Зеландия, M_w 7.8, показали необходимость учета многосегментных разрывов [Hamling et al., 2017]. Таким образом, определение максимальной возможной магнитуды на основе информации об активных разломах и доменах оказывается субъективным и весьма неоднозначным, что может являться причиной недооценки M_{\max} .

По геологическим, палеосейсмическим или геодезическим данным может оцениваться повторяемость сильнейших землетрясений на конкретных разломах [Howarth et al., 2018]. При этом различные структуры в моделях типа ЛДФ рассматриваются как независимые. В совокупности это может приводить к завышению ожидаемой повторяемости сильных землетрясений на региональном уровне. Аналогичный эффект может возникать также в результате применения гипотезы характеристического землетрясения [Wesnousky, 1999], в соответствии с которой повторяемость наиболее сильных землетрясений в линейных структурах может быть выше, чем ожидается по закону Гутенберга–Рихтера. Применимость этой модели подвергается сомнению многими исследователями, а кажущийся эффект может быть вызван тем, что закон Гутенберга–Рихтера применим лишь для областей, размер которых много больше размеров очага землетрясения максимальной наблюдаемой магнитуды [Kagan et al., 2012].

Еще один источник возможных ошибок сейсмического районирования на основе моделей типа ЛДФ – фрактальная структура системы разломов, которая не учитывается при нормировании повторяемости событий на площадь рассматриваемой области [Kossobokov, Mazhkenov, 1994; Spada et al., 2011].

Частые разногласия исследователей по поводу границ линейных и площадных структур привели во многих странах к использованию “сглаженной модели сейсмичности”, в которой границы зон не требуются [Akinci et al., 2018; Helmstetter, Werner, 2012; Stock, Smith, 2002]. Этот подход обеспечивает гораздо более точные в пространственном отношении оценки параметров по сравнению с моделями типа ЛДФ, но требует значительно большего количества зарегистрированных землетрясений в широком диапазоне магнитуд для построения детальной и точной модели сейсмического режима. Параметры модели обычно определяются по фактическому каталогу на регулярной сетке с определенным шагом. Используются методы как с постоянным радиусом сглаживания [Frankel, 1995], так и с радиусом сглаживания, который увеличивается по мере уменьшения плотности наблюдаемых землетрясений [Akinci et al., 2018; Helmstetter, Werner, 2012; Pisarenko, Pisarenko, 2022; Stock, Smith, 2002]. В обоих подходах значение оцениваемого параметра приписывается центру круга. Это приводит к существенному снижению пространственной контрастности

модели: на наиболее сейсмически активных участках оценка активности неизбежно оказывается заниженной, а по краям этих участков – завышенной. В работе [Shebalin et al., 2024] предложен высококонтрастный метод, в котором значения параметров приписываются среднему положению эпицентров землетрясений, использованных в расчетах, и в котором площадная нормировка производится с учетом фрактальности.

Значительная часть землетрясений происходит как следствие предшествующих землетрясений, что проявляется в виде возникновения групп, близких по времени и расстоянию событий. В каждой группе событий можно выделить одно, например, сильнейшее или первое по времени. Такие события обычно называются *фоновыми*. Каждое землетрясение может инициировать связанные с ним сейсмические события – *афтершоки*. Как правило, принимается, что повторяемость фоновых землетрясений в окрестности каждой точки в рассматриваемом регионе не меняется во времени [Gardner, Knoroff, 1974]. Афтершоки же сконцентрированы в пространстве и времени вблизи отдельных землетрясений за относительно короткий период. Они составляют обычно около половины всех сейсмических событий, поэтому использование полного каталога, без удаления афтершоков (так называемой процедуры декластеризации), неизбежно приводит к локальному завышению опасности вблизи эпицентров сильных землетрясений. Декластеризация основана на бинарной характеристике, согласно которой землетрясение либо является основным толчком, либо нет. Разделение каталога на основные и связанные землетрясения в значительной степени условно, поэтому разные методы декластеризации дают существенно разные результаты [Van Stiphout et al., 2012]. Дополнительным и часто упускаемым из виду последствием простых техник декластеризации (см., например, работу [Gardner, Knoroff, 1974]) является то, что они могут вносить значительные искажения в оценки параметров закона Гутенберга–Рихтера, поскольку в результате их применения удаляется неслучайная выборка магнитуд землетрясений [Gerstenberger et al., 2020]. В данной работе мы обоснуем использование сравнительно недавно разработанного метода “ближайшего соседа” [Zaliapin, Ben-Zion, 2013] и применим его для декластеризации каталога землетрясений.

Выбор модели зон ВОЗ или конкретного метода сглаживания обычно основывается

исключительно на экспертных оценках. Для объективного выбора той или иной модели необходимы количественные методы оценивания и сравнения моделей. В работе [Shebalin et al., 2024] описан ряд статистических тестов, которые могут быть использованы для проверки и сравнения эффективности моделей, в том числе их согласованности с ретроспективными данными. В данной работе мы применяем этот метод для проверки построенной модели сейсмического режима.

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В данной работе мы ставим задачу построения модели сейсмического режима в Восточном секторе Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ) на регулярной сетке с шагом 0.1° по широте и по долготе. Модель должна учитывать распределение эпицентров фоновых землетрясений (без учета афтершоков) в пространстве и локальные распределения событий по магнитуде в предположении выполнения закона Гутенберга–Рихтера. При этом не ставится задача получения локальных оценок максимальной возможной магнитуды. Таким образом, модель может быть представлена в виде таблицы оценок значений двух параметров для каждой ячейки (i, j) регулярной сетки: ожидаемого числа событий $\lambda_{i,j}$ магнитудой $M \geq M_c$ в ячейке в единицу времени и параметра $b_{i,j}$ закона Гутенберга–Рихтера (наклон магнитудно-частотного распределения землетрясений, МЧР). Модель должна обеспечивать отсутствие эффекта чрезмерного сглаживания, то есть ячейки регулярной сетки, в которых зарегистрировано небольшое число землетрясений и которые находятся на значительном расстоянии от ячеек с высокой сейсмической активностью, не должны иметь высоких значений $\lambda_{i,j}$. Модель должна также учитывать фрактальную структуру системы разломов и, соответственно, пространственного распределения эпицентров. Такой учет важен при нормировании числа событий, подсчитанных в большой области, на размер маленькой ячейки регулярной сетки.

Соответствие модели указанным критериям проверяется рядом количественных тестов: сумма параметра $\lambda_{i,j}$ по всем ячейкам должна примерно совпадать с фактическим среднегодовым числом землетрясений с $M \geq M_c$, а наклон МЧР, восстановленный по локальным значениям $\lambda_{i,j}$ и $b_{i,j}$, должен примерно совпадать с региональным значением параметра b . Степень

сглаживания сейсмичности проверяется как визуальным сравнением распределения эпицентров землетрясений с моделью, так и количественно с помощью L -теста [Shebalin et al., 2024; Zechar et al., 2010].

3. МЕТОД

Здесь мы используем методику работы [Shebalin et al., 2024], которая включает: 1) разделение каталога землетрясений на фоновые события и афтершоки; 2) построение высококонтрастной модели параметров сейсмического режима фоновых землетрясений; 3) верификацию модели.

3.1. Метод “ближайшего соседа для выделения афтершоков”

Подробный анализ существующих методов разделения каталога землетрясений на независимые и связанные события (процедуры декластеризации) приведен во второй главе монографии [Баранов, Шебалин, 2019]. К настоящему времени сложилось два класса методов декластеризации каталогов землетрясений: детерминистские и стохастические. Детерминистские методы можно условно разделить на “оконные” [Gardner, Knopoff, 1974] и “кластерные” [Reasenber, 1985; Molchan, Dmitrieva, 1992; Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. К стохастическим относятся метод Жуанга [Zhuang et al., 2002] и метод модельно-независимой стохастической декластеризации MISD [Marsan, Lengline, 2008]. Несмотря на важные преимущества, стохастические методы принципиально не дают однозначного результата, что затрудняет их использование. Оба эти метода используют предположение о том, что землетрясения одинаковой магнитуды имеют примерно одинаковое количество афтершоков. Это предположение опровергается недавно установленным законом продуктивности землетрясений [Shebalin et al., 2020; 2022; Varanov et al., 2022], в соответствии с которым число афтершоков от землетрясений одной магнитуды варьирует в широком диапазоне и имеет распределение экспоненциального типа. Наиболее точными являются методы Молчана–Дмитриевой [Molchan, Dmitrieva, 1992] и Заляпина–Бен-Зиона [Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Оба метода уравнивают ошибки отнесения фоновых событий к афтершокам и наоборот. Преимущество метода “ближайшего соседа” Заляпина–Бен-Зиона состоит в том, что в нем устанавливается иерархия последовательности

афтершоков, в которой в явном виде выделяются афтершоки афтершоков, их афтершоки и т.д. В отличие от метода Молчана–Дмитриевой не предполагается эллиптическая форма пространственного распределения эпицентров афтершоков. Эти преимущества определяют окончательный выбор в пользу метода Заляпина–Бен-Зиона.

В этом методе пары связанных событий считаются триггером (или “родителем”) и инициируемым событием (“потомком”); “потомок” всегда возникает позже “родителя”. Каждое событие может иметь несколько “потомков”, но не более одного “родителя”. Для определения связанных событий в пространстве–времени–магнитуде для пары событий с индексами i и j вводится функция близости [Baiesi, Paczuski, 2004]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij}(r_{ij})^{d_f} 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0, \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0, \end{cases} \quad (1)$$

где: t_{ij} – время между событиями (сутки); r_{ij} – расстояние между эпицентрами; d_f – фрактальная размерность пространственного распределения землетрясений; b – параметр закона Гутенберга–Рихтера (b -value); m_i – магнитуда события i . Землетрясение i считается “родителем” события j , если: 1) величина η_{ij} является минимальной по всем i (“ближайший сосед”); 2) $\eta_{ij} \leq \eta_0$.

Пороговая величина η_0 оптимально разделяет независимые и связанные события. Значение η_0 определяется по методу работы [Shebalin et al., 2020]. Идея метода заключается в том, что распределение функции близости для независимых землетрясений может быть смоделировано с использованием рандомизированного каталога, полученного путем случайного перемешивания времен событий относительно их координат гипоцентра и магнитуд. Окончательно, каталог фоновых событий формируется из событий в исходном каталоге, для которых значение функции близости до “ближайшего соседа” (“потенциального родителя”) $\eta_{ij} > \eta_0$.

3.2. Высококонтрастный метод сглаживания сейсмичности

Главная проблема, которая возникает в задаче оценки локальных значений параметров сейсмического режима, состоит в том, что подсчет

числа событий приходится проводить в пространственных объемах с линейным размером значительно большим, чем шаг регулярной сетки. Из-за неравномерности пространственного распределения сейсмичности результаты сильно зависят от выбранного способа сглаживания. Как было указано во Введении, для оценки параметра b закона Гутенберга–Рихтера необходимо рассматривать область размером много большим, чем размер очага сильнейшего зарегистрированного землетрясения, поэтому предпочтительным является метод с фиксированным радиусом сглаживания. В работах [Shebalin et al., 2024; Vorobieva et al., 2024] была предложена модификация этого метода, в которой значения оцениваемого параметра приписываются не центру круга, а среднему положению землетрясений выборки. Здесь мы будем сокращенно именовать этот метод “методом среднего положения” МСП.

Для локальных оценок параметра $\lambda_{i,j}$ регион сканируется кругами с постоянным радиусом R с центрами в узлах регулярной сетки с шагом D по широте и долготе, в которых подсчитывается число событий из каталога фоновых землетрясений $N_{i,j}$ с магнитудой не ниже представительной магнитуды M_c , нормированное на длительность T , периода, охватываемого каталогом. Площадь кругов много больше площади ячеек регулярной сетки, поэтому необходимо также приведение полученного значения к площади ячейки. С учетом фрактальной структуры множества эпицентров значение вычисляется по формуле:

$$\lambda_{i,j} = \frac{1}{T} N_{i,j} \frac{S_{cell}}{S_{circle}}, \quad (2)$$

где: $S_{circle} = R^{d_f^b} \frac{\pi^{d_f^b/2}}{\Gamma(1 + d_f^b/2)}$ и $S_{cell} = D^{d_f^b} \cos(\varphi)$ –

площади круга и ячейки в d_f^b -мерном пространстве; φ – широта центра ячейки; Γ – гамма-функция; R – радиус круга; d_f^b – фрактальная размерность пространственного распределения эпицентров фоновых землетрясений. В результате этой операции в некоторые ячейки попадет несколько значений активности, а некоторые оказываются “пустыми”. Для каждой такой ячейки выбирается единственное значение $\lambda_{i,j}$, соответствующее максимальной оценке. В “пустых” ячейках значения $\lambda_{i,j}$ определяются путем интерполяции криволинейными сплайнами

с помощью встроенной процедуры “Surface” пакета Generic Mapping Tool [Wessel et al., 2019].

Параметр $b_{i,j}$ также определяется в кругах радиуса R_b , а значения приписываются среднему положению эпицентров. Если число событий в круге 50 или более, то оценивание проводится методом максимального правдоподобия для группированных данных с ограниченным максимумом магнитуды, который дает несмещенную оценку для выборок небольшого объема [Bender, 1983]. При меньшем числе событий используется значение региональной оценки параметра b . Если в одну ячейку попадает несколько оценок, то выбирается та, что была сделана по максимальному числу событий.

3.3. Верификация моделей

Для того чтобы можно было проверить, действительно ли модель сейсмического режима выполняет прогнозную функцию, необходимо установить критерии соответствия модели реальности. В работе [Shebalin et al., 2024] было предложено использование одного из возможных подходов, основанного на функции правдоподобия, L -тест [Zechar et al., 2010] и его модификации. Модель сейсмического режима определяет ожидаемое число сейсмических событий в определенных ячейках пространства–времени–магнитуды за период наблюдений T . Функция правдоподобия определяет совместную вероятность реальных событий, произошедших в соответствующих ячейках. Правдоподобие определяется как произведение по всем элементам пространства–магнитуды вероятностей реализации в них фактически наблюдаемого числа событий. Обычно используется логарифмическая функция правдоподобия:

$$L = \sum_{i,j,m} \ln[f_{ijm}(\omega(i,j,m))], \quad (3)$$

где: $\omega(i,j,m)$ обозначает число реализаций землетрясений в интервале магнитуды m и в элементе пространства (i,j) за период времени T ; $f_{ijm}(k)$ указывает вероятность k реализаций землетрясений за период T в ячейке пространства–магнитуды.

Рассматривая фоновые землетрясения, мы предполагаем их независимость и, тем самым, количество землетрясений в каждой ячейке имеет распределение Пуассона. В этом случае уравнение (3) имеет вид:

$$L = \sum \left[-T\lambda(i, j, m) + \omega(i, j, m) \ln(T\lambda(i, j, m)) - \ln(\omega(i, j, m)!) \right], \quad (4)$$

где $\lambda(i, j, m)$ – ожидаемое число событий в ячейке пространства–магнитуды, легко пересчитываемое из значения $\lambda_{i,j}$ по закону Гутенберга–Рихтера.

Оценить соответствие модели реальным данным можно путем многократного применения формулы (4) к непересекающимся частям синтетического каталога землетрясений длительностью T каждый. Для каждой k -ой части рассчитывается логарифмическая функция правдоподобия L_k по формуле (4) аналогично расчетам с использованием реального каталога. Затем рассчитывается доля γ случаев, в которых значение правдоподобия по синтетическому каталогу меньше, чем по реальному. Очень маленькое значение γ указывает на то, что модель не согласуется с наблюдениями (на доверительном уровне $100(1-\gamma)\%$). Значение γ около 50% означает хорошее согласование модели с реальными данными, по которым она построена.

Другой важный тест – проверка восстановления регионального магнитудно–частотного распределения при суммировании локальных частот. Для всех значений магнитуды $M \geq M_c$ должно приблизительно выполняться соотношение:

$$10^{a-bM} \cong \sum_{i,j} 10^{a_{i,j}-b_{i,j}M}, \quad (5)$$

где $a_{i,j} = \lg \lambda_{i,j}$.

В обоих описанных тестах результаты могут говорить только о соответствии модели тем данным, по которым она построена, что является необходимым, но недостаточным условием верификации модели.

Наибольший ущерб возникает от сильнейших землетрясений. Как правило, для сильных землетрясений каталог является полным за значительно более длительный период, чем каталог, по которому оцениваются параметры модели сейсмического режима. Еще один тест позволяет проверить, насколько положение эпицентров сильных землетрясений прошлого, которые не использовались для оценки параметров, совпадают с местами высоких локальных значений повторяемости землетрясений такой магнитуды, в построенной модели. Результаты этого теста могут говорить о том, насколько точно модель

может предсказывать будущую сейсмичность территорий.

4. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Изучение сейсмического режима Восточного сектора АЗРФ началось сравнительно недавно. Первые шаги в этих исследованиях были сделаны Н.В. Шебалиным и Н.В. Кондорской в работах [Кондорская, Шебалин, 1977; Kondorskaya, Shebalin, 1981]. Более современные каталоги сильных землетрясений Восточного сектора АЗРФ были построены в работах В.И. Уломова и В.С. Имаева [Ulomov, 1999; Имаев и др., 2020; Shibaev et al., 2020]. За последние 20 лет в восточном секторе АЗРФ произошло несколько сильных землетрясений, магнитуда которых превысила 6.0. Среди них необходимо отметить Олюторское землетрясение с $M = 7.6$ [Chebrov, 2010; Lander et al., 2010; Rogozhin et al., 2010], Илин-Тасское (Абыйское) землетрясение с $M = 6.7$ и землетрясение на границе Камчатки и Чукотки с $M = 6.4$ [Имаев и др., 2020; Shibaev et al., 2020]. Изучению этих и других землетрясений, а также оценке сейсмической опасности восточного сектора АЗРФ посвящены работы [Имаева et al., 2019; Daragan-Sushchova et al., 2015; Kanao et al., 2015; Skorkina, 2020].

В работе [Gvishiani et al., 2022] для Восточного сектора Арктической зоны Российской Федерации создан интегральный наиболее полный и представительный каталог землетрясений с однородной магнитудной шкалой. Он представляет собой объединение данных о землетрясениях из региональных каталогов Единой Геофизической службы РАН (Якутия, северо-восток России и Камчатка) и данных Международного сейсмологического центра ISC. Объединение производилось с помощью специально разработанной математической методики [Vorobieva et al., 2022], позволяющей идентифицировать образующиеся при объединении дубли. Интегральный каталог содержит информацию о 23 254 сейсмических событиях за период 1962–2020 гг. и выложен в открытый доступ на сайте Мирового центра данных по физике твердой Земли (http://www.wdcb.ru/arctic_antarctic/arctic_seism.html).

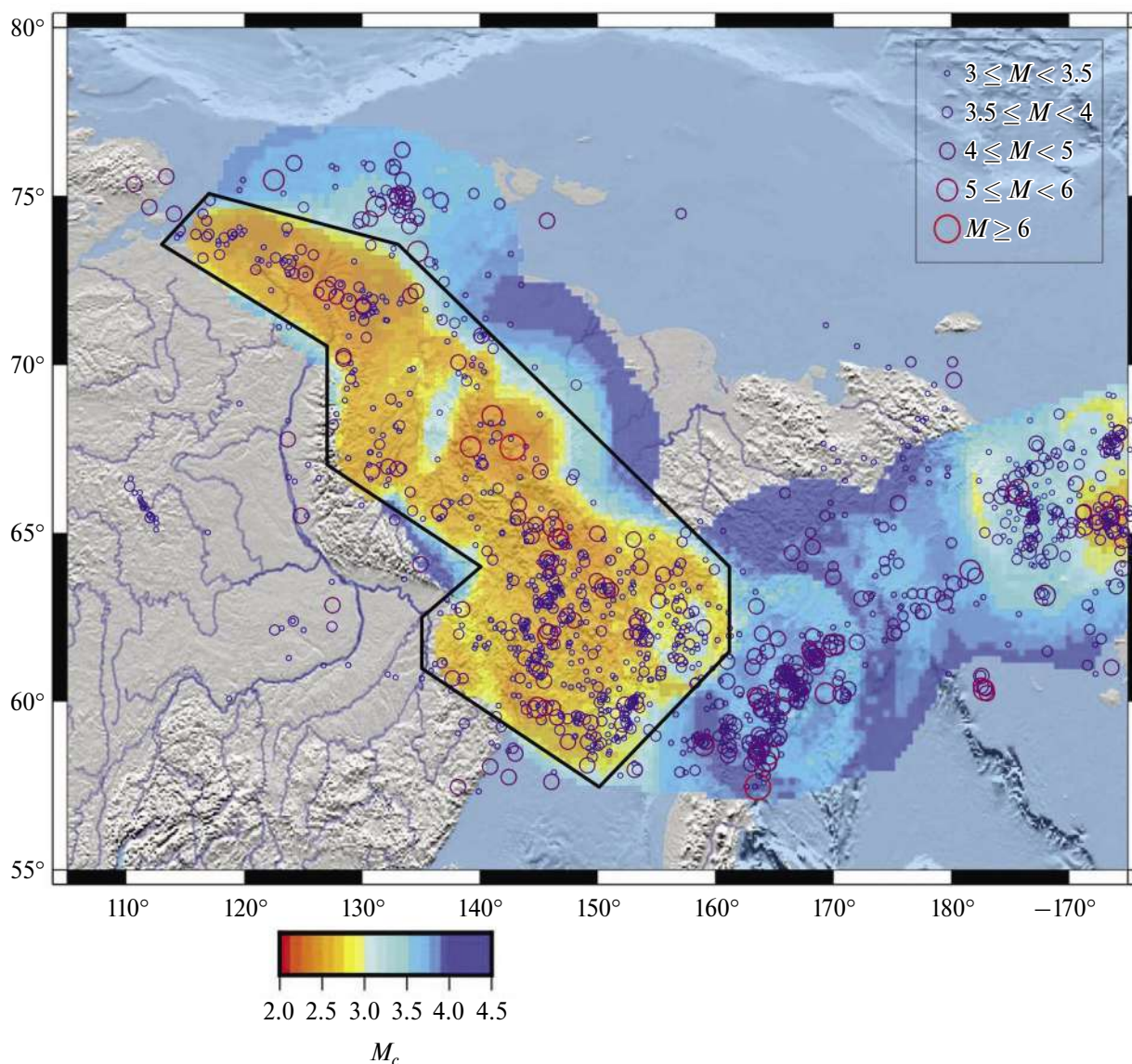


Рис. 1. Карта представительной магнитуды M_c 1982–2020 гг., построенная мультимасштабным методом [Vorobieva et al., 2013]. Многоугольником отмечена область, где для вычисления параметров сейсмичности используются землетрясения с $M \geq 3.0$. На остальной территории используются землетрясения с $M \geq 4.0$. Кружками показаны эпицентры землетрясений с $M \geq 3.0$ из каталога фоновых событий (см. раздел 5.1).

На рис. 1 показана карта представительной магнитуды интегрального каталога за 1982–2020 гг., построенная мультимасштабным методом [Vorobieva et al., 2013]. Данные до 1982 г. не используются при построении модели сейсмического режима, т.к. в этот период магнитуды большинства событий были пересчитаны из целочисленных энергетических классов, и поэтому имеют шаг дискретизации 0.5. Кроме того, большинство эпицентров приведено с точностью до 0.1° . Такая точность параметров сейсмических событий недостаточна для применения методов, использованных в настоящей работе.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

5.1. Каталог фоновых событий

Для разделения каталога на фоновые и связанные события (афтершоки), в соответствии с подразделом 3.1 необходимо определить региональные значения параметров b и d_f в формуле (1). Параметр d_f оценивался (рис. 2а) методом наименьших квадратов по числу N пар эпицентров с расстоянием меньшим или равным DR [Grassberger, Procaccia, 1983] в диапазоне 1–20 км. Нижняя граница диапазона выбрана приблизительно равной точности представления

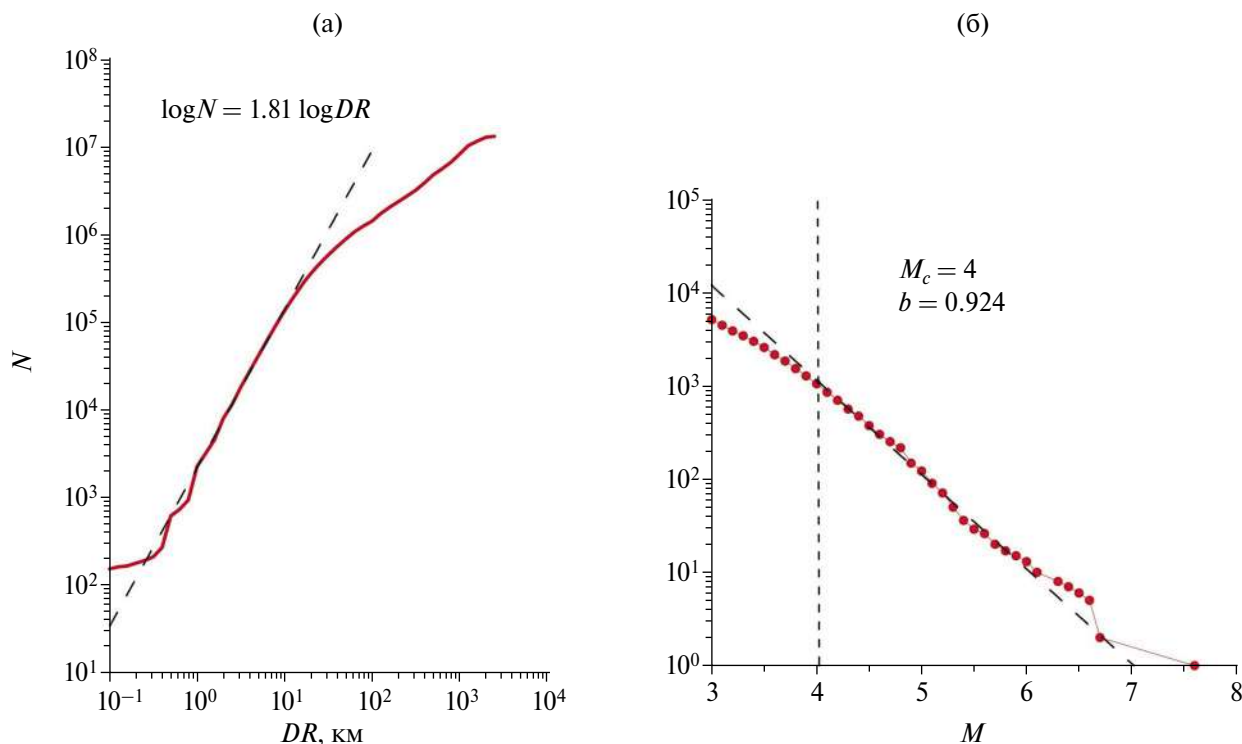


Рис. 2. Оценка параметров функции близости (1): (а) – корреляционная фрактальная размерность d_f множества эпицентров землетрясений с $M \geq 3.0$; (б) – параметр b магнитудно-частотного распределения землетрясений с $M \geq 4.0$.

эпицентров в каталоге, для большинства событий это 0.01° , верхняя граница – линейному размеру очагов сильных землетрясений в регионе. Параметр b оценивался методом [Bender, 1983] (рис. 2б). Принято значение представительной магнитуды $M_c = 4.0$. Получены оценки $d_f = 1.81$ и $b = 0.924$.

Следуя методике работы [Shebalin et al., 2020], мы определяем пороговое значение η_0 для функции близости, моделируя каталог фоновых событий путем случайного перемешивания времен событий в исходном каталоге относительно их координат эпицентра и магнитуды. Рандомизированный таким образом каталог все еще может сохранять некоторую пространственно-временную кластеризацию. Чтобы преодолеть эту проблему, сначала грубым методом (путем введения значения η_0^*) проводится предварительная декластеризация: из каталога исключаются очевидные афтершоки, то есть события, для которых находится “родитель” со значением функции близости $\eta \leq \eta_0^*$. Значение η_0^* определяется с помощью анализа правого края распределения функции (1) для “ближайших соседей” (рис. 3а): находится значение правой моды

распределения (обозначим это значение η_m) и положение половины высоты правой ветви распределения ($\eta_{1/2}$), принимается значение $\eta_0^* = \eta_m - 2(\eta_{1/2} - \eta_m)$. Затем осуществляется перемешивание предварительно декластеризованного каталога. Для каждого времени землетрясения случайным образом выбираются координаты гипоцентра и магнитуды. Затем строится распределение $F_{random}(\eta)$ для ближайших соседей в полученном рандомизированном каталоге. Предполагая, что $F_{random}(\eta)$ воспроизводит распределение для фоновых землетрясений, мы выполняем декомпозицию распределения $F_{real}(\eta)$ минимальных значений функции (1) в исходном каталоге на две части:

$$F_{real}(\eta) = (1-k)F_{clustered}(\eta) + kF_{random}(\eta). \quad (6)$$

Аналогичное уравнение справедливо для плотностей распределений $p_{real}(\eta)$, $p_{random}(\eta)$, $p_{clustered}(\eta)$. Чтобы оптимизировать вес k , находится наилучшее совпадение $k p_{random}(\eta)$ с правой ветвью $p_{real}(\eta)$ (рис. 3а). Единственная мода распределения для рандомизированного каталога обычно близка к истинной (а иногда и единственной) моде для реального каталога, выбор k

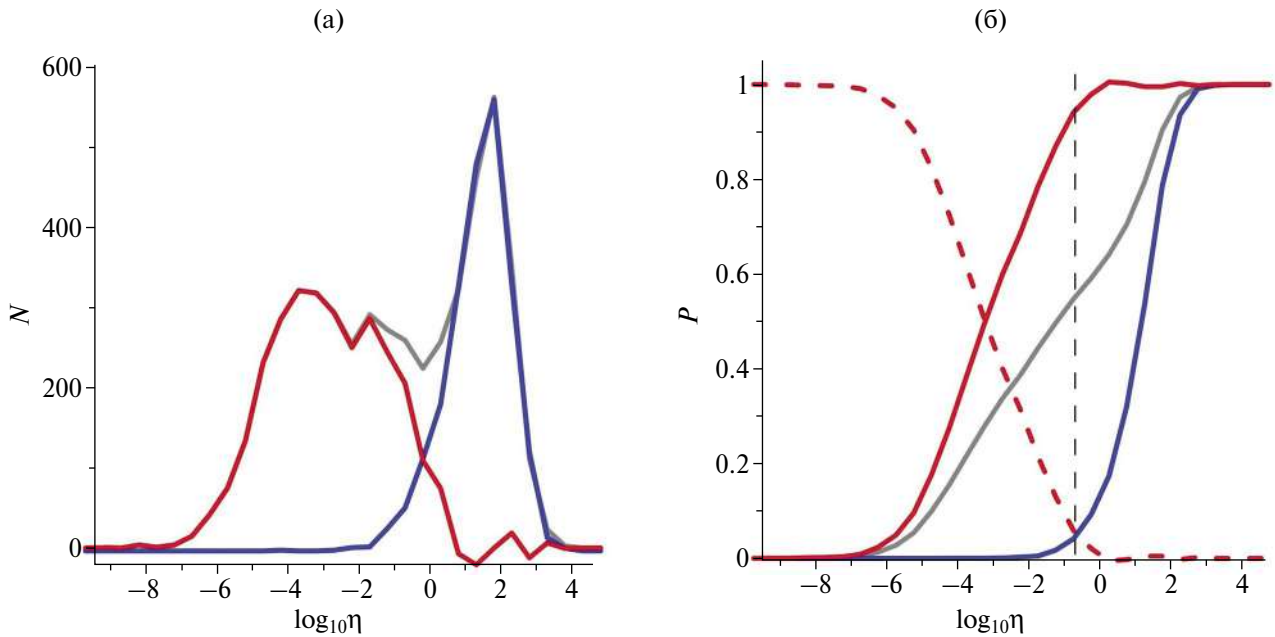


Рис. 3. Оптимизация порога декластеризации для каталога Восточного сектора АЗРФ: (а) – плотность распределения $p_{real}(\eta)$ значений функции (1) для пар “ближайших соседей” в основном каталоге (серая линия) и ее деконпозиция: величина $k p_{random}(\eta)$ (синяя линия), где $p_{random}(\eta)$ – плотность распределения в рандомизированном каталоге; k – коэффициент (см. текст), и величина $(1-k)p_{clustered}(\eta)$ (красная линия), определяемая как разность $p_{real}(\eta) - k p_{random}(\eta)$; (б) – распределение минимальных значений функции близости для исходного ($F_{real}(\eta)$, серая линия) и рандомизированного ($F_{random}(\eta)$, синяя линия) каталогов. Красная сплошная линия представляет величину $F_{clustered}(\eta)$, определяемую уравнением (6), а штриховая красная линия – величину $1 - F_{clustered}(\eta)$. Пороговое значение η_0 определяется по равенству доли фоновых событий, относимых с этим порогом к связанным, и доли связанных событий, относимых к фоновым (уравнение (6)). На графике это координата пересечения синей и красной штриховой кривых.

обеспечивает несколько меньшую высоту моды $k p_{random}(\eta)$, чтобы избежать отрицательных значений для $p_{clustered}(\eta)$ и значений $F_{random}(\eta)$, больших 1. Наконец, окончательное значение η_0 находится из условия равенства интенсивностей (числа событий в единицу времени) потоков кластеризованных землетрясений (с “ближайшими соседями” $\eta \leq \eta_0$) и фоновых событий с ближайшими соседями $\eta > \eta_0$ (рис. 3б):

$$1 - F_{clustered}(\eta_0) = F_{random}(\eta_0). \quad (7)$$

С помощью полученной оценки $\lg \eta_0 = -0.61$ произведено выделение в исходном каталоге фоновых землетрясений. Из каталога исключены все события, для которых находится “родитель”, с которым выполняется условие $\eta \leq \eta_0$. Каталог включает 2275 событий с $M \geq 3.0$ из них 371 событие с $M \geq 4.0$. В дальнейших расчетах используется только каталог фоновых землетрясений.

5.2. Параметры сейсмического режима в модели МСП

В модели МСП при нормировании плотности эпицентров на размер площадки, в которой подсчитывается число событий, учитывается фрактальная структура распределения эпицентров в пространстве. Мы предполагаем, что в рассматриваемом регионе можно принять региональную оценку фрактальной размерности для всей территории. Поэтому, прежде всего, необходимо произвести оценку этой величины. Аналогично оценке фрактальной размерности d_f для полного каталога была получена оценка для декластеризованного каталога $d_f^b = 1.88$. Оценка проводилась в диапазоне расстояний от 1 до 100 км (рис. 4). Как и ожидалось, график зависимости от пороговой величины DR числа пар эпицентров, расстояние между которыми не превышает DR , для фоновых землетрясений сохраняет в билогарифмическом масштабе линейный вид в существенно более широком диапазоне, чем

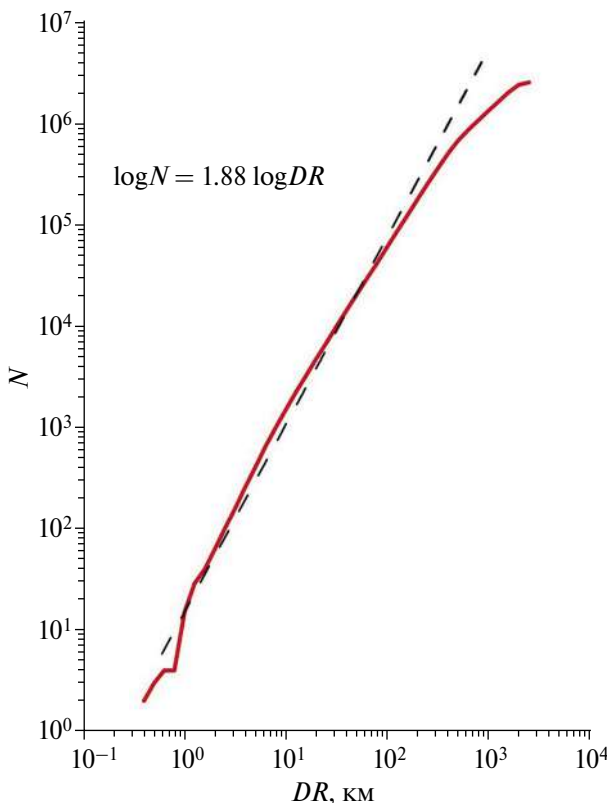


Рис. 4. Оценка корреляционной фрактальной размерности множества фоновых землетрясений с $M \geq 3.0$ для расчета параметров сейсмичности.

в случае полного каталога, а полученная оценка несколько выше.

По методике, описанной в разделе 3.2, построены карты активности $a(M \geq 4) = \log_{10} \lambda_{i,j}$ (рис. 5) и $b_{i,j}$ (рис. 6). Для оценок $\lambda_{i,j}$ использовались круги радиуса $R=200$ км, в кругах без эпицентров перед интерполяцией принималось значение $\lambda_{i,j} = 10^{-5} \text{год}^{-1}$. Для оценок $b_{i,j}$ использовались круги радиуса $R_b = 300$ км. Оценка проводилась при минимальном количестве событий 50, в противном случае использовалось региональное значение для фоновых событий $b = 0.900$.

По полученным локальным значениям $\lambda_{i,j}$ и $b_{i,j}$ легко пересчитать по закону Гутенберга–Рихтера модель активности для любой магнитуды. Ниже на рис. 9 приведен пример такого пересчета для $M \geq 6$.

5.3. Проверка соответствия модели данным о фактических землетрясениях

По методике, описанной в разделе 3.3, была рассчитана логарифмическая функция правдоподобия $L = -2971$ для фоновых землетрясений

с магнитудой $M \geq 4$. Чтобы определить, насколько велико полученное значение, был сформирован синтетический каталог землетрясений по методике работы [Shebalin et al., 2024] на условный период 20 000 лет. По региональной модели ($b=0.9$, число событий с $M \geq 4.0$ – 371 за период 39 лет) с помощью генератора случайных чисел определялись время и магнитуда M событий с точностью до 0.1. Затем по локальным оценкам $\lambda_{i,j}$ и $b_{i,j}$ пересчитывались значения $\lambda(i, j, M) = \lambda_{i,j} 10^{-b(M-4)}$ для полученного значения магнитуды. Положение ячейки (i, j) , в которую попало событие, определялось с помощью генератора равномерно распределенной случайной величины $0 \leq \xi < 1$

так, что $\sum_{k=1}^i \sum_{l=1}^j \lambda(k, l, M) \leq \xi \lambda^M < \sum_{k=1}^{i+j-1} \sum_{l=1}^i \lambda(k, l, M)$,

где $\lambda^M = \sum_{i,j} \lambda(i, j, M)$. Синтетический каталог

нарезан на отрезки длительностью 39 лет, и по каждому отрезку, как по фактическому каталогу, определено значение L . Гистограмма и распределение полученных значений приведены

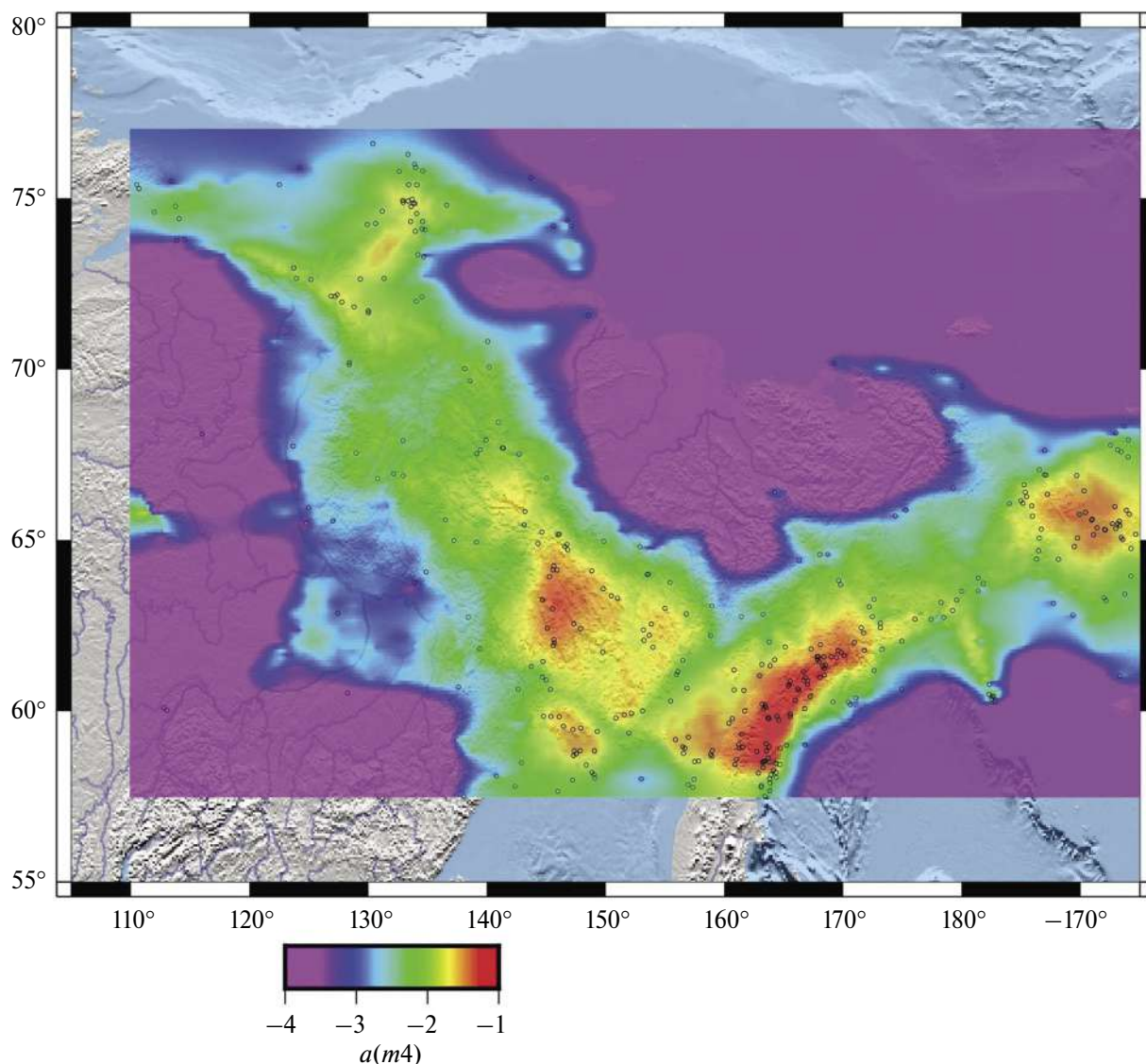


Рис. 5. Локальные оценки сейсмической активности $a(M \geq 4) = \log_{10} \lambda_{i,j}$ плотности числа землетрясений с магнитудой $M \geq 4.0$ в год, вычисленные по формуле (2). Значения $a(m4)$ привязаны к среднему положению землетрясений выборки с последующей интерполяцией криволинейными сплайнами. Эпицентры землетрясений показаны черными кружками.

на рис. 7. Как видно, значение L -теста лежит вблизи медианы распределения значений L по синтетическому каталогу, что говорит об очень хорошем соответствии модели фактическим данным.

Была проведена также проверка восстановления регионального магнитудно-частотного распределения при суммировании локальных МЧР. Как следует из рис. 8, эту проверку можно считать успешной.

В качестве заключительного теста в данной работе было проведено сравнение локальных оценок сейсмической активности $a(M \geq 6)$ и положения эпицентров землетрясений с $M \geq 6.0$ как использованных при определении параметров модели (1982–2020 гг.), так и исторических (1900–1981 гг.). Результаты представлены на рис. 9 и в таблице.

Как видно из рис. 9 и таблицы, лишь 4 из 30 землетрясений (2 из них до 1982 г.) произошли в зонах с невысокими локальными значениями $a(M \geq 6)$.

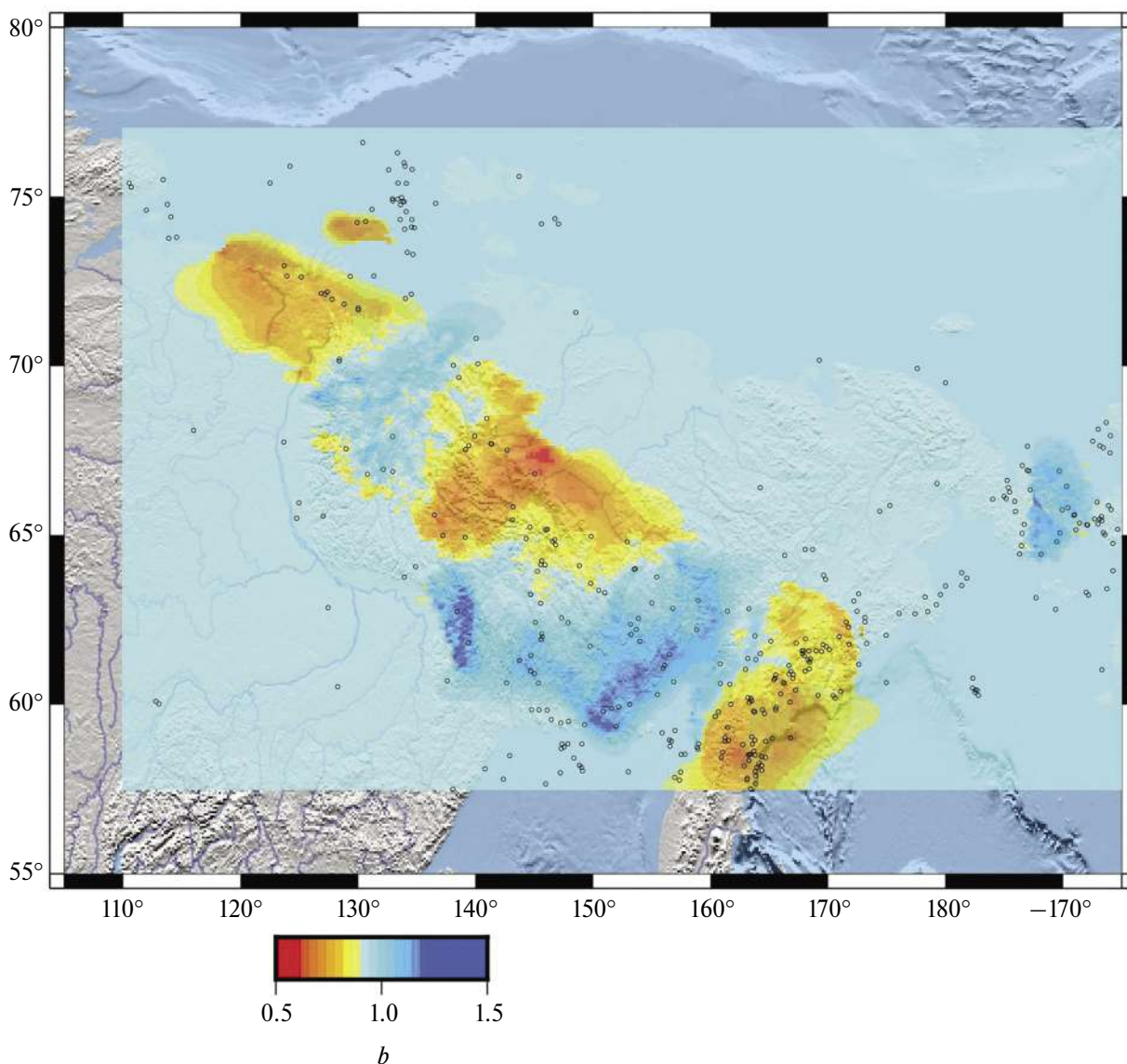


Рис. 6. Локальные оценки параметра $b_{i,j}$ закона Гутенберга–Рихтера. Значения привязаны к среднему положению землетрясений выборки с последующей интерполяцией криволинейными сплайнами.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

С использованием интегрированного каталога Восточного сектора АЗРФ [Gvishiani et al., 2022] после процедуры выделения и удаления афтершоков построена модель сейсмического режима фоновых землетрясений (основных толчков) для региона в пределах 57.5° – 77° с.ш., 110° в.д.– 165° з.д. Модель хорошо соответствует данным, по которым определены ее параметры, о чем свидетельствуют результаты L -теста и проверки восстановления регионального

магнитудно-частотного распределения при суммировании локальных МЧР.

Для построения модели и определения ее параметров использован строгий легко воспроизводимый алгоритм. В модели, в отличие от модели ЛДФ [Ustomov, 1999] не использованы данные об активных сейсмогенных разломах, не проведено разделение рассматриваемого региона на отдельные зоны, не использованы какие-либо другие данные, носящие элементы субъективности. При этом большинство эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 6.0$), в том числе события 1900–1981 гг., не использованные при построении модели,

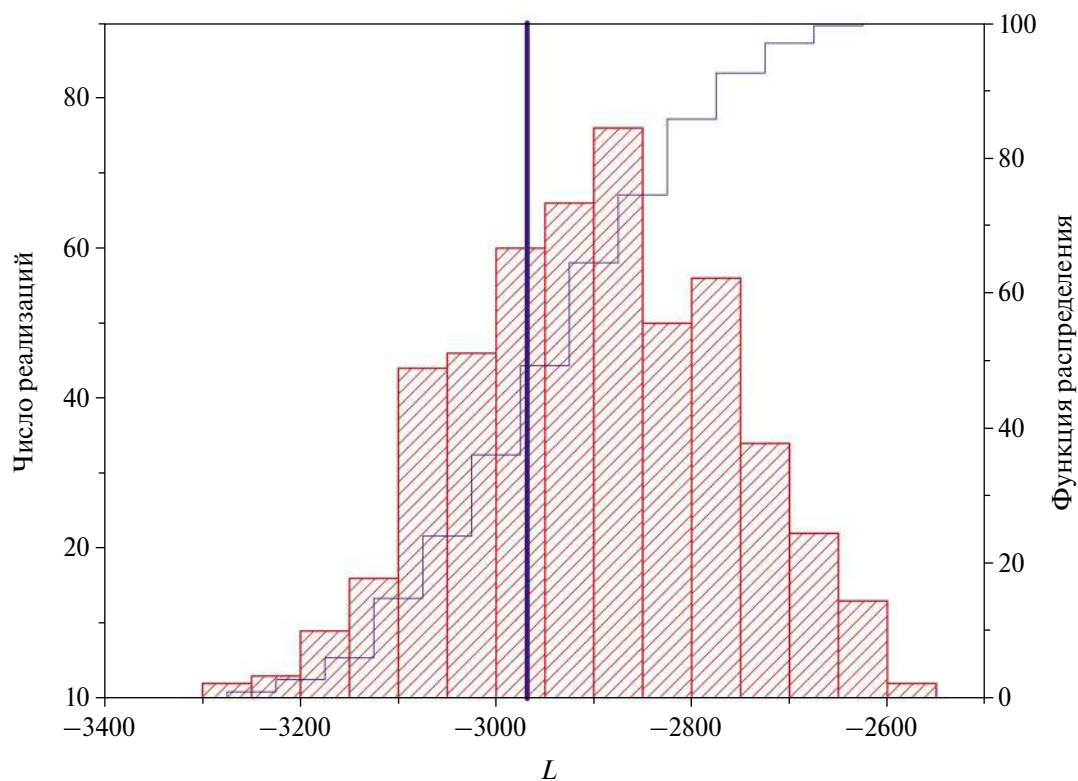


Рис. 7. Результаты L -теста. Вертикальной линией показано значение L -теста, гистограмма и ступенчатая линия отражают распределение значений L , полученных по синтетическому каталогу.

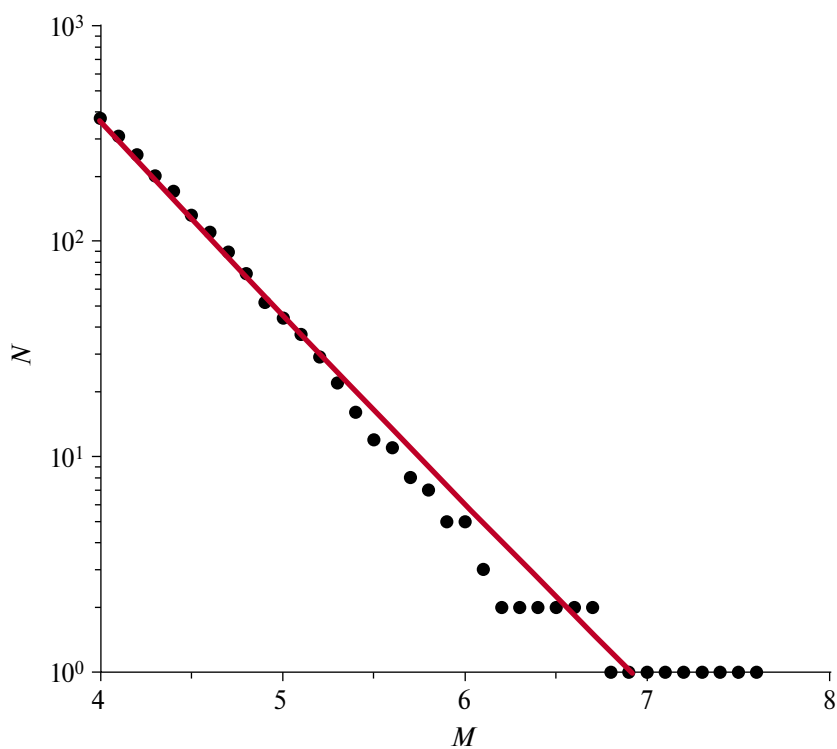


Рис. 8. Проверка восстановления регионального МЧР фоновых землетрясений при суммировании локальных распределений. Черными точкам показано региональное магнитудно-частотное распределение. Красная линия соответствует сумме локальных распределений по формуле (6).

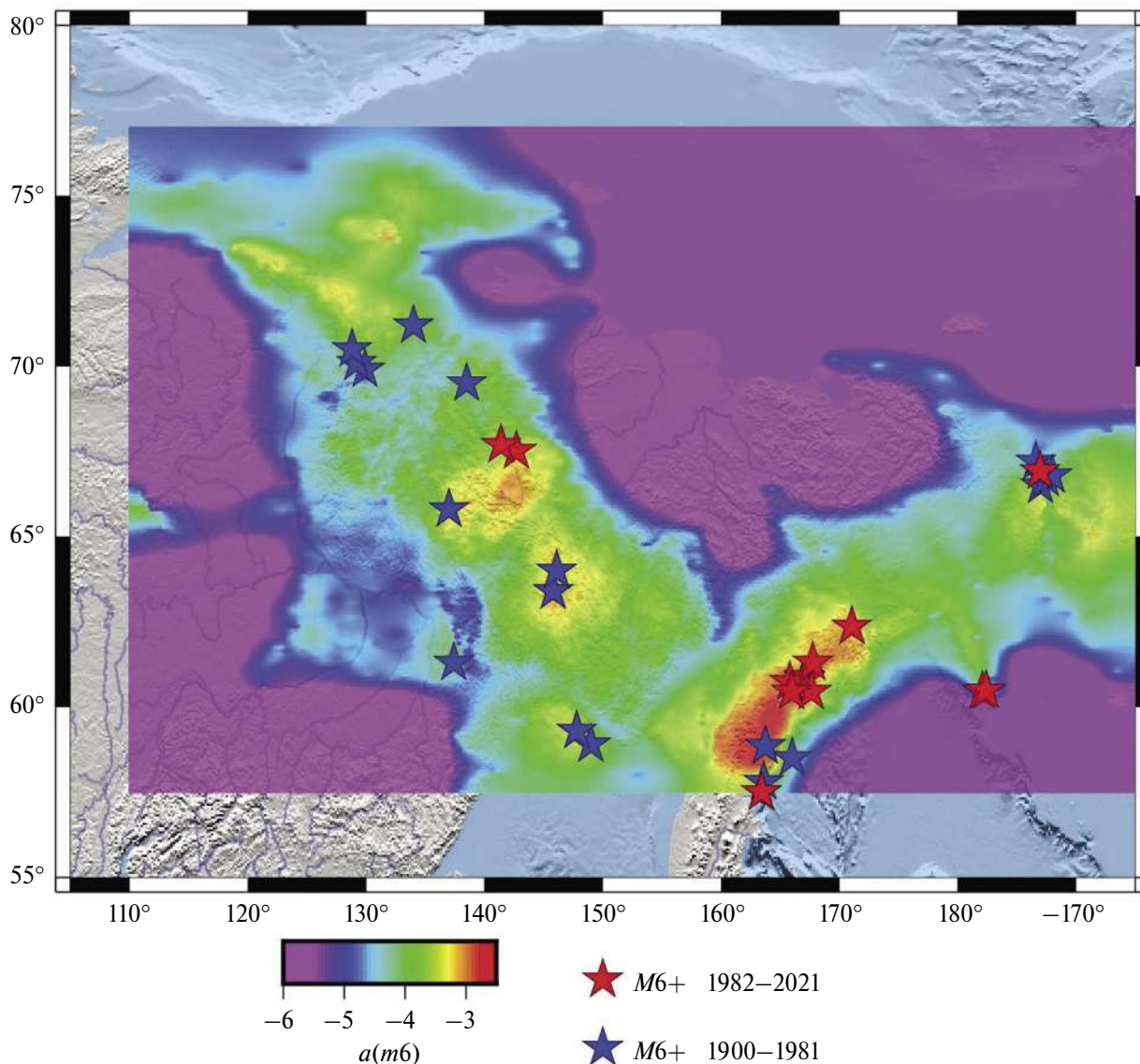


Рис 9. Сравнение локальных оценок сейсмической активности $a(M \geq 6)$ и положения эпицентров землетрясений с $M \geq 6.0$ (звездочки): красные – 1982–2020 гг. [Gvishiani et al., 2022]; синие – 1900–1981 гг., [Кондорская, Шебалин, 1977; Kondorskaya, Shebalin, 1982].

оказалось приурочено к локальным зонам высокой ожидаемой повторяемости землетрясений с $M \geq 6.0$, рассчитанной по модели. Это косвенно говорит о том, что модель способна предсказывать будущую сейсмическую активность.

К сожалению, данных недостаточно, чтобы построить модель только по данным за период до 2006 г. Это позволило бы определить насколько хорошо модель могла бы “предсказать” сильнейшие землетрясения в регионе в XXI столетии – Олюторское 21.04.2006 г., $M = 7.6$ в Корьякии и Илин-Тасское 14.02.2013 г., $M = 6.7$ в Якутии.

Оба землетрясения привели к значительному “покраснению” карт ОСР-2015 по сравнению с ОСР-97.

В современных условиях, когда период накопления качественных инструментальных данных о землетрясениях составляет уже несколько десятков лет, в рамках вероятностного подхода к оценке общей сейсмической опасности при определении зон ВОЗ, по-видимому, отпадает необходимость использования дополнительных, не всегда в достаточной степени объективных данных. В высокосейсмичных местах и в местах строительства важных

Сильные землетрясения с $M \geq 6.0$, 1900–1981 гг. [Кондорская, Шебалин, 1977; Kondorskaya, Shebalin, 1982]; 1982–2021 гг. [Gvishiani et al., 2022]

№	Дата	Широта, град	Долгота, град	M	Приуроченность к зоне повышенной активности
1	1913.3.18	63.4	145.8	6.2	Да
2	1918.11.30	71.2	134	6.2	Да
3	1927.11.14	69.9	129.9	6.8	Да
4	1928.2.3	70.5	128.8.	6.2	Да
5	1928.2.21	66.5	–173	6.9	Да
6	1928.2.24	67.2	–173.4	6.3	Да
7	1928.2.26	66.7	–172.5	6.4	Да
8	1928.5.1	66.8	–172	6.2	Да
9	1931.7.15	58.9	149	6.2	Да
10	1931.10.10	59.3	147.8	6.6	Да
11	1943.3.7	58.5	166	6.7	Да
12	1951.2.12	65.8	137	6.4	Да
13	1951.4.14	61.3	137.4	6.5	Нет
14	1962.4.19	69.5	138.5	6.2	Нет
15	1969.11.22	57.8	163.6	7.7	Да
16	1971.5.18	64	146.1	7.1	Да
17	1976.1.21	58.85	163.74	6.3	Да
18	1991.3.8	60.828	167.0754	6.6	Да
19	1996.10.24	66.9183	186.9593	6.0	Да
20	2006.4.20	60.8802	167.0464	7.6	Да
21	2006.4.21	60.4496	165.9587	6.1	Да
22	2006.4.21	61.3001	167.7524	6.0	Да
23	2006.4.29	60.4481	167.6232	6.6	Да
24	2006.5.22	60.7339	165.8081	6.6	Да
25	2008.6.22	67.6952	141.3933	6.1	Да
26	2010.4.30	60.4607	182.0898	6.5	Нет
27	2010.4.30	60.4779	182.3964	6.3	Нет
28	2012.6.24	57.5012	163.4145	6.0	Да
29	2013.2.14	67.5173	142.7017	6.7	Да
30	2020.1.9	62.358	171.0611	6.4	Да

объектов, тем не менее, несомненно сохраняется необходимость детальных исследований, включающих использование исторических данных о землетрясениях, палеосейсмических наблюдений, детальных исследований современных движений земной коры, а также построение точных моделей затухания сейсмических волн и в некоторых случаях моделирование воздействия возможных землетрясений на конкретные сооружения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-77-30010 “Системный анализ динамики геофизических процессов в российской Арктике и их воздействие на развитие и функционирование инфраструктуры железнодорожного транспорта”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сильное Улахан-Чистайское землетрясение 20 января 2013 года ($M_s = 5.7$) в зоне влияния системы разлома Улахан на Северо-Востоке России // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. Вып. 4. С. 740–759. DOI: 10.21638/spbu07.2020.408
- Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб: 1:8 000 000. 1999 г. / В.Н. Страхов, В.И. Уломов (гл. ред.). Объединенный институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 4 листа.
- Кондорская Н.В., Шебалин Н.В.* (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 536 с.
- Никонов А.А.* Определение магнитуд и повторяемости сильных землетрясений прошлого по сейсмодислокациям (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-шаня) // Докл АН СССР. 1980. Т. 250. № 3. С. 336.
- Ризниченко Ю.В.* Об изучении сейсмического режима // Изв. АН СССР. Сер. Геофизическая. 1958. № 9. С. 1057–1074.
- Ризниченко Ю.В.* Сейсмический режим и сейсмическая активность. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 47–58.
- Сейсмическое районирование территории СССР: методические основы и региональное описание карты 1978 г. М.: Наука. 1980. 307 с.
- Шебалин Н.В.* Количественная макросейсмика (фрагменты незавершенной монографии). Магнитное поле Земли: математические методы описания. Проблемы макросейсмики. Вычислительная сейсмология; Вып. 34. М.: ГЕОС. 2003. С. 57–200.
- Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзедзедзиев Б.А., Скоркина А.А.* Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97. DOI: 10.31857/S2686739722601466
- Akinci A., Moschetti M.P., Taroni M.* Ensemble smoothed seismicity models for the new Italian probabilistic seismic hazard map // Seismological Research Letters. 2018. V. 89. № 4. P. 1277–1287. DOI: 10.1785/0220180040
- Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Review E. 2004. V. 69. Is. 6. P. 066106-1–066106-8. DOI: 10.1103/PhysRevE.69.066106
- Baranov S.V., Nartea C., Shebalin P.N.* Modeling and Prediction of Aftershock Activity // Surveys in Geophysics. 2022. V. 43. P. 437–48. DOI: 10.1007/s10712-022-09698-0
- Bender B.* Maximum likelihood estimation of b -values for magnitude grouped data // Bulletin of the Seismological Society of America. 1983. V. 73. P. 831–851.
- Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. Is. 3. P. 1027. DOI: 10.1029/2001GC000252
- Chebrov V.N.* The Olyutorskii earthquake of April 20, 2006: Organizing surveys, observations, problems, and results // Volcanology and Seismology. 2010. V. 4. P. 75–78. DOI: 10.1134/S0742046310020016
- Christophersen A., Litchfield N., Berryman K., Thomas R., Basili R., Wallace L., et al.* Development of the Global Earthquake Model’s neotectonic fault database // Natural Hazards. 2015. V. 79. P. 111–135. DOI: 10.1007/s11069-015-1831-6
- Cornell C.A.* Engineering seismic risk analysis // Bulletin of the Seismological Society of America. 1968. V. 58. Is. 5. P. 1583–1606.
- Daragan-Sushchova L.A., Petrov O.V., Sobolev N.N., Daragan-Sushchov Y.I., Grin’ko L.R., Petrovskaya N.A.* Geology and tectonics of the northeast Russian Arctic region, based on seismic data // Geotectonics. 2015. V. 49. P. 469–484. DOI: 10.1134/S0016852115060023
- Frankel A.* Mapping seismic hazard in the central and eastern United States // Seismological Research Letters. 1995. V. 66. № 4. P. 8–21. DOI: 10.1785/gssrl.66.4.8
- Gardner J.K., Knopoff L.* Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian? // Bulletin of the Seismological Society of America. 1974. V. 64. P. 1363–1367.
- Gerstenberger M.C., Marzocchi W., Allen T., Pagani M., Adams J., Danciu L., et al.* Probabilistic seismic hazard analysis at regional and national scales: State of the art and future challenges // Reviews of Geophysics. 2020. V. 58. e2019RG000653. DOI: 10.1029/2019RG000653
- Giardini D., Grunthal G., Shedlock K.M., Zhang P.* The GSHAP Global Seismic Hazard Map // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. Is. 6. P. 1225–1228. DOI: 10.4401/ag-3784

- Grassberger P., Procaccia I.* Measuring the Strangeness of Strange Attractors // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 1983. V. 9. P. 189–208. DOI: 10.1016/0167-2789(83)90298-1
- Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of earthquakes in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1944. V. 34. № 4. P. 185–188.
- Gvishiani A.D., Vorobieva I.A., Shebalin P.N., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Skorkina A.A.* Integrated earthquake catalog of the Eastern sector of the Russian Arctic // *Applied Sciences (Switzerland)*. 2022. V. 12. № 10. P. 5010. DOI: 10.3390/app12105010
- Hamling I.J., Hreinsdóttir S., Clark K., Elliott J., Liang C., Fielding E., et al.* Complex multifault rupture during the 2016 M_w 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand // *Science*. 2017. V. 356. № 6334. DOI: 10.1126/science.aam7194
- Helmstetter A., Werner M.J.* Adaptive spatiotemporal smoothing of seismicity for longterm earthquake forecasts in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2012. V. 102. Is. 6. P. 2518–2529. DOI: 10.1785/0120120062
- Howarth J.D., Cochran U.A., Langridge R.M., Clark K., Fitzsimons S.J., Berryman K., et al.* Past large earthquakes on the Alpine Fault: Paleoseismological progress and future directions // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2018. V. 61. Is. 3. P. 309–328. DOI: 10.1080/00288306.2018.1464658
- Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M.* Dynamics of the Zones of Strong Earthquake Epicenters in the Arctic–Asian Seismic Belt // *Geosciences*. 2019. V. 9. Is. 4. P. 168. DOI: 10.3390/geosciences9040168
- Kagan Y.Y., Jackson D.D., Geller R.J.* Characteristic Earthquake Model, 1884–2011, R.I.P. // *Seismological Research Letters*. 2012. V. 83. Is. 6. P. 951–953. DOI: 10.1785/0220120107
- Kanao M., Suvorov V., Toda S., Tsuboi S.* Seismicity, structure and tectonics in the Arctic region // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. Is. 5. P. 665–677. DOI: 10.1016/j.gsf.2014.11.002
- Kondorskaya N.V., Shebalin N.V.* New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1977. Report SE-31. Translated and Published by World Data Center A for Solid Earth Geophysics, EDIS, Boulder, Colorado. July 1982. 608 p.
- Kossobokov V.G., Mazhkenov S.A.* On similarity in the spatial distribution of seismicity // *Computational seismology and geodynamics*. EOS: Transactions, American Geophysical Union. 1994. V. 1. P. 6–21.
- Lander A.V., Levina V.I., Ivanova E.I.* The earthquake history of the Koryak Upland and the aftershock process of the M_w 7.6 April 20(21), 2006 Olyutorskii earthquake // *Volcanology and Seismology*. 2010. V. 4. P. 87–100. DOI: 10.1134/S074204631002003X
- Marsan D., Lengline J.* Extending Earthquakes' Reach Through Cascading // *Science*. 2008. V. 319. P. 1076–1079. DOI: 10.1126/science.1148783
- Molchan G.M., Dmitrieva O.E.* Aftershock Identification: Methods and New Approaches // *Geophysical Journal International*. 1992. V. 109. Is. 3. P. 501–516. DOI: 10.1111/j.1365-246x.1992.tb00113.x
- Pagani M., Monelli D., Weatherill G. et al.* Openquake engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model // *Seismological Research Letters*. 2014. V. 85. Is. 3. P. 692–702. DOI: 10.1785/0220130087
- Pisarenko V.F., Pisarenko D.V.* A Modified k -Nearest-Neighbors Method and Its Application to Estimation of Seismic Intensity // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. № 11. P. 4025–4036. DOI: 10.1007/s00024-021-02717-y
- Reasenber P.* Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982 // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. 1985. V. 90. Is. B7. P. 5479–5495.
- Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Marakhanov A.V., Novikov S.S.* A geological study of the epicentral area of the April 20(21), 2006 Olyutorskii earthquake // *Volcanology and Seismology*. 2010. V. 4. P. 79–86. DOI: 10.1134/S0742046310020028
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J.* Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. № B7. P. 5681–5698.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 222. Is. 2. P. 1264–1269. DOI: 10.1093/gji/ggaa252
- Shebalin P., Baranov S., Vorobieva I.* Earthquake Productivity Law in a Wide Magnitude Range // *Frontiers in Earth Science*. 2022. V. 10. 881425. DOI: 10.3389/feart.2022.881425
- Shebalin P.N., Baranov S.V., Vorobieva I.A., Grekov E.M., Krushelnitskii K.V., Skorkina A.A., Selyutskaya O.V.* Seismicity Modeling in Tasks of Seismic Hazard Assessment // *Doklady Earth Sciences*. 2024. DOI: 10.1134/S1028334X23603115
- Shibaev S.V., Kozmin B.M., Imaev V.S., Imaeva L.P., Petrov A.F., Starkova N.N.* The February 14, 2013 Ilin-Tas (Abyi) earthquake ($M_w = 6.7$), Northeast Yakutia // *Russian Journal of Seismology*. 2020. V. 2. № 1. P. 92–102. DOI: 10.35540/2686-7907.2020.1.09
- Skorkina A.A.* Scaling of two corner frequencies of source spectra for earthquakes of the Bering fault // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 20. № 2. ES2001. DOI: 10.2205/2020ES000704
- Spada M., Wiemer S., Kissling E.* Quantifying a potential bias in probabilistic seismic hazard assessment; seismotectonic zonation with fractal properties // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2011. V. 101. Is. 6. P. 2694–2711.
- Stock C., Smith E.G.C.* Adaptive kernel estimation and continuous probability representation of historical earthquake catalogs // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2002. V. 92(3). P. 904–912. DOI: 10.1785/0120000233
- Ulomov V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // *Annali di Geofisica*. 1999. V. 42. Is. 6. P. 1023–1038. DOI: 10.4401/ag-3785
- Van Stiphout T., Zhuang J., Marsan D.* Seismicity de-clustering // *Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis*. 2012. CORSSA. DOI: 10.5078/corssa-52382934
- Vorobieva I.A., Grekov E.M., Krushelnitskii K.V., Malyutin P.A., Shebalin P.N.* High Resolution Seismicity Smoothing Method for Seismic Hazard Assessment // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2024. V. 24. ES1003. DOI: 10.2205/2024ES000892

- Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C., Beauce F., Necessian A., Clouard V., Bouin M.-P. Multiscale mapping of completeness magnitude of earthquake catalogs // Bulletin of the Seismological Society of America. 2013. V. 103. Is. 4. P. 2188–2202. DOI: 10.1785/0120120132
- Vorobieva I.A., Gvishiani A.D., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Barykina Yu.V., Antipova A.O. Nearest Neighbor Method for Discriminating Aftershocks and Duplicates When Merging Earthquake Catalogs // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. 820277. DOI: 10.3389/feart.2022.820277
- Wesnowsky S.G. Crustal deformation processes and the stability of the Gutenberg-Richter relationship // Bulletin of the Seismological Society of America. 1999. V. 89. № 4. P. 1131–1137.
- Wessel P., Luis J.F., Uieda L., Scharroo R., Wobbe F., Smith W.H.F., Tian D. Generic mapping tools version 6 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 5556–5564. DOI: 10.1029/2019gc008515
- Wyss M., Nekrasova A., Kossobokov V. Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates // Natural Hazards. 2012. V. 62. Is. 3. P. 927–935. DOI: 10.1007/s11069-012-0125-5
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: identification and stability // Journal of Geophysical Research. 2013. V. 118. P. 2847–2864. DOI: 10.1002/jgrb.50179
- Zechar J.D., Gerstenberger M.C., Rhoades D.A. Likelihood-based tests for evaluating space–rate–magnitude earthquake forecasts // Bulletin of the Seismological Society of America. 2010. V. 100. № 3. P. 1184–1195. DOI: 10.1785/0120090192
- Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. V. 14. P. 4489–4503. DOI: 10.5194/essd-14-4489-2022
- Zhuang J., Ogata Y., Vere-Jones D. Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences // Journal of the American Statistical Association. 2002. V. 97. P. 369–380. DOI: 10.1198/016214502760046925

Parameters of the Seismic Regime of the Eastern Sector of the Arctic Zone of the Russian Federation

I. A. Vorobieva^{a,b}, P. N. Shebalin^{a,b,*}, A. D. Gvishiani^a,
B. A. Dzeboev^a, B. V. Dzeranov^a, and P. A. Malyutin^b

^aGeophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia

^bInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: pnshebalin@gmail.com

Received March 11, 2024

revised April 9, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – This work constructs a seismic regime model for the eastern sector of the Arctic Zone of the Russian Federation (AZRF) based on a newly developed, comprehensive integral earthquake catalog for the region, using a uniform magnitude scale from 1982 to 2020. The model parameters are calculated using a novel high-contrast mean-position method, where values are determined within large-radius circles but are assigned to the mean position of epicenters. A quantitative verification method, the *L*-test, based on the likelihood function, demonstrates that the model aligns well with the initial data. The magnitude–frequency distribution reconstructed from the model corresponds well to observations, both in terms of slope and the number of earthquakes. The epicenters of the largest earthquakes ($M \geq 6$) from both the 1982–2020 period and the 1900–1981 period, according to the Kondorskaya–Shebalin catalog, are located in areas with high expected recurrence of such earthquakes as calculated by the model.

Keywords: seismic regime, model, synthetic earthquake catalog, model verification, *L*-test, eastern sector of the Arctic Zone of the Russian Federation

УДК 550.341

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛТАЙСКО-САЯНСКОМ РЕГИОНЕ

© 2024 г. А. И. Горшков*, О. В. Новикова**, А. И. Ливинский***

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: gorshkov@mitp.ru

**E-mail: onovikov@mitp.ru

***E-mail: artem@mitp.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Рассматривается горно-складчатый Алтайско-Саянский пояс с целью (1) выявления особенностей локализации крупномасштабного полиметаллического оруденения в линейно-блоковой структуре региона и (2) определения геофизических и геоморфологических особенностей мест расположения этих месторождений с помощью алгоритма распознавания образов Кора-3. Линейно-блоковая структура региона определена с помощью морфоструктурного районирования. Выявлена пространственная связь месторождений полиметаллов крупных и суперкрупных размеров с морфоструктурными узлами. Основываясь на этой взаимосвязи, решена задача дихотомии, состоящая в разделении всех узлов региона на два класса: рудоносные и нерудоносные. Для этого использован логический алгоритм распознавания с обучением Кора-3, входными данными для которого были геоморфологические и геофизические параметры узлов. Обучающую выборку алгоритма составили узлы, в которых известны крупные и суперкрупные месторождения полиметаллов. На этапе обучения алгоритм определил наборы характерных признаков, которые свойственны каждому классу. По этим признакам все узлы региона и были разделены на рудоносные и нерудоносные. В результате распознавания узлы, в которых известны месторождения рассмотренных типов и размеров, были классифицированы как рудоносные, а также дополнительно к ним определено 11 узлов, которые отвечают найденным в работе признакам и могут рассматриваться потенциально рудоносными.

Ключевые слова: месторождения полиметаллических руд, алгоритм распознавания Кора-3, рудоносные узлы.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050049>, EDN: EJZTVN

1. ВВЕДЕНИЕ

Целью исследования является выявление особенностей положения крупных и суперкрупных месторождений полиметаллических руд в линейно-блоковой структуре Алтайско-Саянского региона и определение гравимагнитных и геоморфологических особенностей мест локализации этих месторождений с помощью алгоритма распознавания образов Кора-3. Структурную основу исследования составляет схема морфоструктурного районирования (МСР) Алтайско-Саянского региона, опубликованная в работе [Gorshkov, Soloviev, 2021]. МСР региона было проведено по методике, разработанной в работе [Ранцман,

1979]. Связь месторождений металлов с узлами пересечения морфоструктурных линейно-блоковых элементов была отмечена ранее в работах [Гвишиани, Горшков, 1989; Гвишиани и др., 1988]. Впоследствии на основе схем МСР горных поясов Средиземноморья алгоритмы распознавания образов были использованы для идентификации рудоносных узлов, контролирующего расположение крупных и суперкрупных месторождений металлов [Горшков, Соловьев, 2004; 2006].

Морфоструктурный анализ давно является эффективным инструментом в прогнозных металлогенических исследованиях. С его помощью, в частности, выявлена важная роль

линеаментов в структурном контроле крупных и суперкрупных месторождений [Фаворская и др., 1974; Волчанская и др., 1975; 1990; Скублова, 1987; Сквозные..., 1989]. Во многих работах как на глобальном, так и на региональном уровнях отмечена устойчивая связь оруденения с участками пересечения линеаментов, дешифрируемых на космоснимках земной поверхности (см., например, работы [Лопатин, 2002; Перцев и др., 2002]).

В металлогеническом прогнозировании алгоритм распознавания Кора-3 применялся американскими исследователями для распознавания месторождений урана на западе США по комплексу геолого-геофизических параметров: около 85% месторождений урана, разрабатываемых в изучавшемся районе, были правильно распознаны как рудоносные [Briggs, Press, 1977]. Кроме того, алгоритм Кора-3 был применен для прогнозирования скоплений углеводородов в передовых прогибах Анд Южной Америки на основе схемы МСР этого региона [Губерман и др., 1986]. Прогноз оказался успешным, в течение последующих 30 лет в этом регионе были открыты шесть гигантских нефтегазовых месторождений, которые расположены в потенциальных узлах, распознанных в 1986 г. [Guberman, Pikovskiy, 2018]. Этот результат указывает на перспективность подхода, основанного на применении алгоритмов распознавания образов к морфоструктурным данным для решения задач прогнозирования полезных ископаемых.

Алтайско-Саянский сегмент является частью Центрально-Азиатского металлогенического пояса и характеризуется преобладанием полиметаллического оруденения, представленного рядом месторождений, имеющих экономическое значение [Геологическое..., 1988]. В работе рассматриваются месторождения полиметаллических руд крупного и суперкрупного размера. Информация о таких месторождениях в Алтайско-Саянском регионе была взята из глобальных электронных баз данных по месторождениям полезных ископаемых [Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000].

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Методический подход, использованный в работе, основан на применении алгоритма распознавания образов Кора-3 к морфоструктурным узлам, определенным в результате МСР (рис. 1).

2.1. Морфоструктурное районирование Алтайско-Саянского региона

Тектонические структуры Алтая и Саян сформировались в результате герцинской и каледонской складчатости [Дергунов, 1989; Буслов и др., 2013]. В тектоническом строении региона важную роль играют палеозойские и мезозойские разломы, обновленные в кайнозойское время [Дергунов, 1989]. Образование современного рельефа происходило в позднем кайнозое в олигоцен-четвертичное время в результате дифференцированного перемещения отдельных блоков по многочисленным разломам. Эти разломы обуславливают блоковое строение фундамента, которое четко проявляется в современной морфоструктуре [Новиков, 2004].

Задача МСР состоит в определении иерархической линеаментно-блоковой структуры региона [Ранцман, 1979; Горшков, 2010]. В работе используется схема МСР Алтайско-Саянского региона (рис. 1), подробно описанная в работе [Gorshkov, Soloviev, 2021]. На схеме выделено три иерархических уровня морфологически однородных блоков и их границ, а также узлы пересечения линеаментов, ограничивающих блоки. Блоки характеризуются близкими значениями количественных показателей рельефа (уровень высот, ориентация линейных форм рельефа). Границы блоков проведены там, где резко и существенно меняется значение хотя бы одного показателя. Блокам и их границам присвоен третий, низший в иерархии, ранг. Блоки объединены в мегаблоки, в пределах которых значения количественных показателей от одного блока к другому изменяются согласно определенной последовательности; границы мегаблоков проведены в местах нарушения этой последовательности. Мегаблокам и их границам присвоен второй ранг. Самая крупная единица районирования – горная страна – территория единого облика рельефа, созданного единым процессом горообразования. Горной стране и ее границам присваивается первый ранг. Морфоструктурные линеаменты разделены на продольные и поперечные. Продольные линеаменты близпараллельны простирацию крупных элементов рельефа и включают зоны известных глубинных разломов. Поперечные линеаменты пересекают крупные элементы рельефа и проходят по местам резких и существенных изменений значений количественных показателей крупных элементов рельефа.

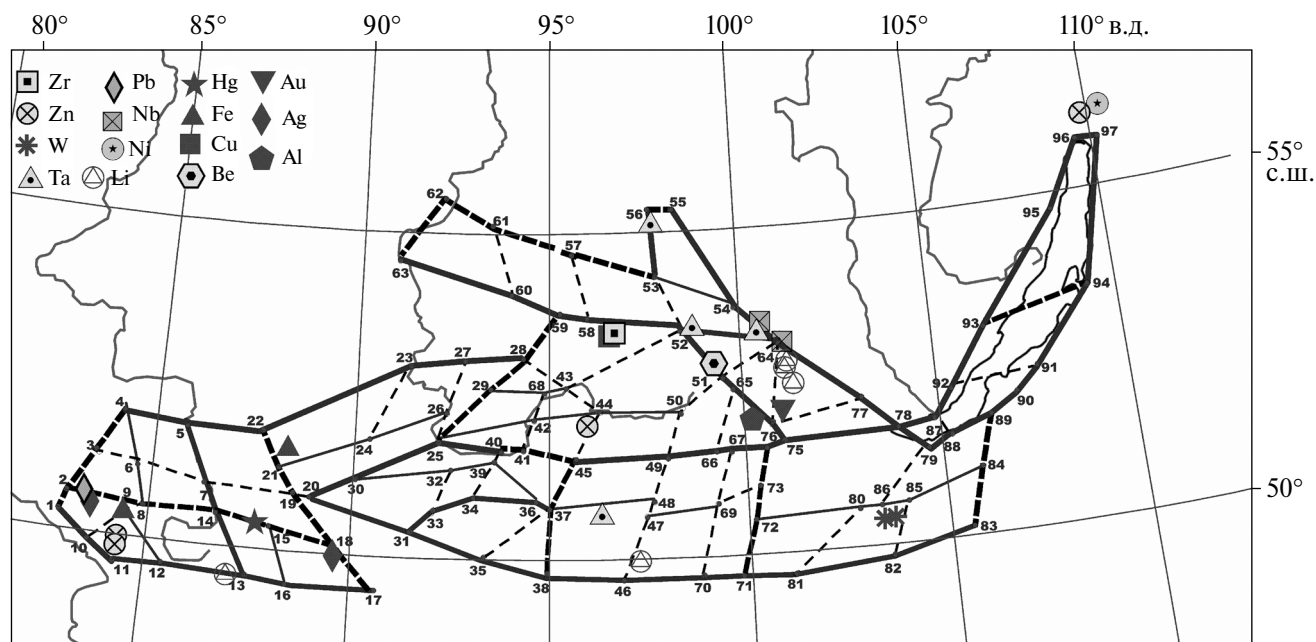


Рис. 1. Схема МСР Алтайско-Саянского региона и положение крупных и суперкрупных месторождений металлов. Линиями показаны морфоструктурные линейменты: толстые, средние и тонкие линии – линейменты первого, второго и третьего рангов соответственно; сплошные линии – продольные линейменты, прерывистые – поперечные.

Для целей данного исследования важно, что морфоструктурные линейменты, выделенные на основе анализа рельефа, соответствуют зонам глубинных разломов, которые являются основными рудовмещающими структурами в Алтайско-Саянском регионе [Геологическое строение..., 1988]. В частности, линеймент 1-11 (рис. 1) включает зону Чарышского разлома, линеймент 17-22 соответствует Телецкому и Курайскому разломам, линеймент первого ранга 20-75 совпадает с зонами Окинско-Жомболокского и Тункинского разломов, линеймент 71-74 трассирован по зоне Хубсугульского разлома, линеймент 55-78 соответствует Восточно-Саянскому глубинному разлому, линеймент 20-83 соответствует Болнийскому и Хангайскому разломам. Таким образом, схема МСР (рис. 1) является адекватной структурной основой для изучения особенностей пространственного размещения крупномасштабного полиметаллического оруденения.

В результате МСР установлено 97 морфоструктурных узлов (рис. 1), которые составили множество объектов распознавания в задаче идентификации рудоносных узлов. В анализ включены также узлы, определенные в районе Байкала (рис. 1).

2.2. Постановка задачи распознавания рудоносных узлов

Задача распознавания рудоносных узлов формулируется следующим образом. Известные месторождения рассматриваемых размеров ассоциируются с некоторыми узлами Алтайско-Саянского региона. Возникает вопрос: есть ли в регионе другие узлы, которые по своим геоморфологическим и геофизическим признакам сходны с теми, в которых уже известны месторождения металлов рассматриваемых размеров. Иными словами, необходимо решить задачу дихотомии, состоящую в разделении всех узлов региона на два класса:

- класс Р, рудоносные узлы, которые могут вмещать месторождения полиметаллов рассматриваемых размеров;
- класс НР, нерудоносные узлы, в которых наличие таких месторождений маловероятно.

Для решения задачи использован алгоритм распознавания Кора-3 логического типа с обучением [Бонгард, 1967; Гельфанд и др., 1976; Гвишиани и др., 1988]. Объектами распознавания являются 97 узлов, установленных в результате МСР (рис. 1). Для применения алгоритма составляются обучающие выборки каждого класса, которые не должны пересекаться. Для

класса Р обучающая выборка P_0 содержит узлы, где известны месторождения, которые рассматриваются в задаче. Для класса НР обучающая выборка NR_0 включает узлы, в которых неизвестны на сегодняшний день рассматриваемые месторождения. Алгоритм распознавания применяется к векторам, где компоненты каждого вектора — значения параметров, характеризующие объекты распознавания.

В ходе обучения в пространстве используемых параметров алгоритм отбирает характерные признаки узлов класса Р и узлов класса НР. Для каждого объекта распознавания Кора-3 определяет число признаков классов Р и НР, которыми обладает данный объект. Принадлежность каждого объекта к тому или другому классу определяется процедурой голосования, в ходе которой алгоритм подсчитывает для каждого объекта число характерных признаков, которыми данный объект обладает. Если объект имеет больше признаков класса Р, чем признаков класса НР, то он относится к классу Р, и наоборот.

2.3. Месторождения полиметаллов в Алтайско-Саянском регионе

Алтайско-Саянский металлогенический пояс относится к структурам сложного гетерогенного строения, длительного и поэтапного формирования и развития структур, магматизма, метаморфизма и рудообразования. Он формировался на протяжении трех тектономагматических циклов: байкальского, каледонского и герцинского. Большинство месторождений сформировалось в среднепалеозойское время [Геологическое..., 1989].

Для изучения связи рассматриваемых месторождений с морфоструктурными узлами использована схема МСР изучаемого региона (рис. 1). Узел формально определен как окружность радиусом 25 км вокруг точек пересечения линеаментов. Данные о месторождениях, представленных в табл. 1, взяты из работ [Рундквист и др., 2003; Mineral..., 2000], а их местоположение показано на рис. 1.

Анализ расположения месторождений из табл. 1 относительно узлов пересечения линеаментов показывает, что большинство из них расположено вблизи морфоструктурных узлов. Не связано с узлами месторождение тантала, расположенное посередине между узлами 37 и 48 (рис. 1). В целом, расстояния до месторождений от точек пересечения линеаментов (центров узлов) не превышает 25 км, за исключением месторождений лития в районе узла 64.

Отметим, что абсолютное большинство рассматриваемых месторождений приурочены к линеаментам первого и второго рангов, которые соответствуют региональным глубинным разломам [Gorshkov, Soloviev, 2021].

2.4. Параметры, использованные для распознавания рудоносных узлов в Алтайско-Саянском регионе

Алгоритм распознавания Кора-3 применяется к векторам, компонентами которых являются значения геоморфологических и гравимагнитных параметров (табл. 2), которые характеризуют:

- контрастность и интенсивность тектонических движений на основе данных о высотах рельефа, сочетаниях типов рельефа, площади четвертичных рыхлых отложений в в узлах;

- геометрию и иерархию блоковой структуры. К таким показателям относятся число и ранг линеаментов, формирующих узел, расстояние от узла до линеаментов высших рангов. Эти параметры определяются непосредственно по карте МСР (рис. 1).

- наличие глубинных неоднородностей в узлах по данным гравиметрических и геомагнитных аномалий. Эти параметры определены по данным глобальных электронных баз геоданных с помощью ГИС-технологий.

Перечень рассмотренных параметров приведен в табл. 2. Их значения измерялись в пределах кругов радиусом 25 км вокруг точек пересечения линеаментов. Подчеркнем, что использованные параметры характеризуют не само месторождение, а некоторые особенности среды в пределах всех узлов, в том числе и тех, где расположены рассматриваемые месторождения.

Поскольку алгоритм Кора-3 оперирует с бинарными векторами, перед его применением выполнены процедуры дискретизации параметров и кодировки их физических значений в форму бинарных векторов. Эти процедуры подробно описаны в работах [Гвишиани и др., 1988; Горшков, 2010]. Отметим, что за счет дискретизации повышается устойчивость результатов распознавания относительно возможных ошибок в определении значений параметров. Найденные пороги дискретизации приведены в табл. 2. Два порога дискретизации указывают на то, при дискретизации данного параметра весь ряд его значений был разделен на три интервала: “большие”, “средние” и “малые” значения. Один порог дискретизации указан для тех параметров, весь ряд значений которых был разбит на два интервала: “большие” и “малые”.

Таблица 1. Крупные и сверхкрупные месторождения металлов Алтайско-Саянского региона по работам [Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000]

Название месторождения	Главные компоненты	Размер*	Возраст
Тишинское	Pb, Zn, Ag	3	D ₂
Малеевское	Zn, Pb, Cu, Ag, Au	3	D–K ₁
Чайское	Ni	3	PR ₃
Ридер-Сокольное	Ag, Pb, Zn, Cu	3	S ₂ –D ₂
Алахское	Li	3	T ₃ и D ₃
Улуг-Танзекское	Ta	4	C ₃
Арысканское	Zr	3	Є ₂ –C ₃
Аксугское	Cu, Mo	3	D ₂
Урикское	Li	3	PR ₃
Снежное	Be	3	C ₃
Зашихинское	Ta	4	T ₁
Вишняковское	Ta	3	PR ₁
Тастыгское	Li	3	PR ₃
Белозименское	Nb	3	PR ₃ , P–N
Холоднинское	Zn, Pb	4	PR
Мало-Ойногорское	W	3	Є–O
Джидинское	W	3	Є–O
Голтсовое	Li	3	PR ₂
Большетагнинское	Nb	3	PR ₃
Холзунское	Fe	3	D ₂
Среднезименское	Ta	3	–
Белореченское	Li	3	T
Асгатское	Ag	3	–
Зыряновское	Zn	3	C–D ₃
Волковское	Fe	3	–
Зун-Холбинское	Au	3	PR, C–D
Кизил-Акшинское	Zn	3	–
Акташское	Hg	3	Є
Боксонское	Al	3	PR ₃

Примечание: * размер 3 – крупные месторождения; размер 4 – сверхкрупные месторождения.

Таблица 2. Параметры узлов, использованные для распознавания рудоносных узлов

Параметры	Пороги дискретизации параметров
<i>а) Морфометрические параметры</i>	
Максимальная высота рельефа, м (H_{\max})	1740; 2372
Минимальная высота рельефа, м (H_{\min})	509; 916
Размах высот, м (ΔH) ($H_{\max} - H_{\min}$)	1099; 1496
Расстояние между H_{\max} и H_{\min} , км (L)	38
Градиент рельефа, ($\Delta H/L$)	28; 51
<i>а) Геологические параметры</i>	
Площадь рыхлых четвертичных пород, % (Q)	10; 30
<i>в) Параметры линейamentно-блокового строения</i>	
Высший ранг линейамента, (HR)	1
Число линейamentов в пересечении, (NL)	2
Расстояние до ближайшего линейамента 1-го ранга, км, ($R1$)	0
То же до линейамента 2-го ранга, км, ($R2$)	83
То же до ближайшего пересечения, км, (R_{int})	64
Число линейamentов в круге радиусом 30 км.	3
<i>г) Сочетания типов рельефа (T_{op})</i> г/пр – сочетание гор с предгорьями	2 (г/пр)
<i>д) Гравиметрические параметры</i>	
Максимальное значение аномалии Буге, (B_{\max}), мГал	-144
Минимальное значение аномалии Буге, (B_{\min}), мГал	-225; -182
Градиент аномалии Буге, ($\Delta B = B_{\max} - B_{\min}$) мГал	55
<i>е) Параметры литосферных магнитных аномалий</i>	
Максимальное значение аномалии (M_{\max}), нТл	118
Максимальное значение аномалии (M_{\min}), нТл	-123
Градиент аномалии ($\Delta M = M_{\max} - M_{\min}$), нТл	200; 332

3. РАСПОЗНАВАНИЕ РУДОНОСНЫХ УЗЛОВ В АЛТАЙСКО-САЯНСКОМ РЕГИОНЕ

Основываясь на пространственной корреляции между морфоструктурными узлами и крупными и сверхкрупными месторождениями металлов (рис. 1), алгоритм Кора-3 был использован для поиска характерных геоморфологических и гравимагнитных признаков узлов, вмещающих рассматриваемые месторождения. Поиск характерных признаков велся в пространстве параметров, представленных в табл. 2. На основе таких признаков необходимо разделить все множество объектов распознавания, состоящее из 97-ми узлов, определенных в результате МСР на два класса: рудоносный (Р) и нерудоносный (НР).

3.1. Материал обучения

Обучающую выборку P_0 класса Р составил 21 узел, в которых локализованы крупные (размер 3) и/или суперкрупные (размер 4) месторождения металлов из табл. 1. В нее вошли узлы 2, 9, 11, 13, 15, 18, 21, 44, 46, 51, 52, 54, 56, 58, 64, 75, 76, 85, 86, 96, 97 (см. рис. 1). Для класса НР в обучающую выборку HR_0 были включены 70 узлов, которые находятся на наибольшем удалении от рассматриваемых месторождений. Было сформировано также множество экзамена X. В него вошли узлы 1, 8, 22, 57, 60, 65, 74, в 50-км радиусе от которых есть

рассматриваемые месторождения. Эти узлы не были включены в обучение, но учтены при распознавании.

3.2. Результат распознавания

В результате распознавания алгоритмом Кора-3 были определены 10 признаков, которые характерны для узлов класса Р. Признак называется характерным признаком класса Р, если число объектов из обучающей выборки P_0 , которыми он обладает не меньше чем порог k_p , а число объектов из обучающей выборки H_0 , которыми он обладает не больше чем порог \check{k}_p . Соответственно, признак называется характерным признаком класса Н, если число объектов из обучающей выборки H_0 , которыми он обладает, не меньше чем порог k_{HR} , а число объектов из обучающей выборки V_0 , которыми он обладает, не больше чем порог \check{k}_{HR} . Пороги k_p , \check{k}_p , k_{HR} и \check{k}_{HR} являются свободными параметрами алгоритма, а их значения задаются в ходе его применения [Гвишиани и др., 1988; Горшков, 2010]. Основной вариант распознавания получен при следующих значениях этих порогов $k_p = 5$, $\check{k}_p = 18$, $k_{HR} = 5$ и $\check{k}_{HR} = 0$. Найденные признаки представлены в табл. 3, в которой каждая строка является отдельным признаком. На их основе с помощью процедуры голосования проведено разделение всех 97 узлов на классы Р и НР, которое представлено в табл. 4. Порог голосования (Δ) был выбран равным 1. Число признаков, которыми обладает каждый узел показано в табл. 4.

Таблица 3. Характерные признаки рудоносных узлов

Параметры узлов (обозначения см. табл. 2)													
№	H_{max} , м	H_{min} , м	ΔH , м	M_{op}	NL	NLC	R_{int} , км	R1, км	R2, км	B_{min} , мГал	ΔB , мГал	M_{max} , нТл	M_{min} , нТл
Характерные признаки рудоносного класса Р													
1			≤ 1099									≤ 118	≤ -123
2	> 2372						≤ 64						≤ -123
3		> 916			2								≤ -123
4		> 916									> 56	≤ 118	
5	> 2372							0			> 56		
6			> 1496		2						≤ -225		
7						≤ 3		0	≤ 83				
8			> 1496			≤ 3	≤ 64						
9	> 2372		> 1496			≤ 3							
10			≤ 1099	> 2			≤ 64						

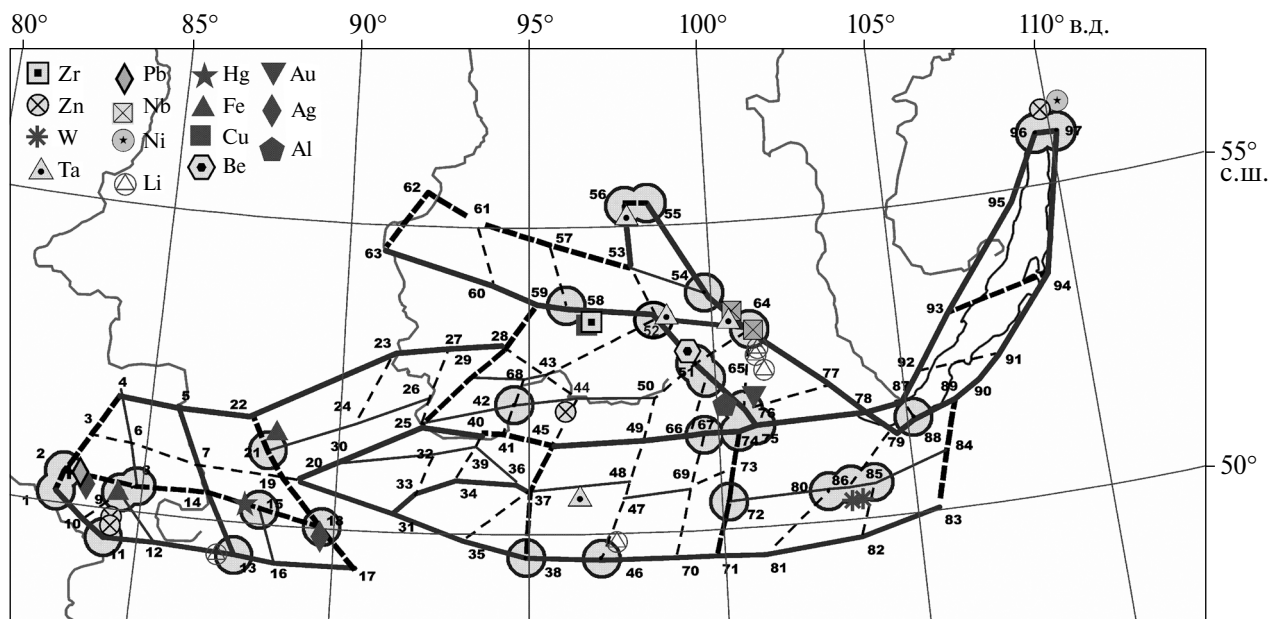


Рис. 2. Рудоносные узлы, распознанные в Алтайско-Саянском регионе. Линии те же, что на рис. 1. Кругами показаны узлы, распознанные как рудоносные.

Из 97-ми узлов к классу Р был отнесен 31 узел, что составляет 32% от общего числа узлов. К нерудоносным отнесено 66 узлов (68% от общего числа). На рис. 2 узлы Р отмечены кругами радиусом 25 км в масштабе карты.

Из обучающей выборки P_0 не распознается как Р узел 44, с которым связано месторождение тантала. Остальные узлы из этого множества распознаны как рудоносные. Четыре узла из материала экзамена (1, 8, 65, 74) распознаны как Р. Из обучения нерудоносного класса NP_0 перешли в класс Р узлы 19, 42, 49, 53, 55, 67 и 72.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Проведенное исследование показало, что схема МСР, составленная путем анализа современного рельефа, может служить адекватной основой для изучения особенностей пространственной локализации полиметаллического оруденения древнего происхождения, поскольку рудовмещающие разломы в Алтайско-Саянском регионе четко выражены в современной морфоструктуре региона и определяют современный рельеф этой территории [Новиков, 2004]. Рассмотренные крупноразмерные месторождения полиметаллов пространственно приурочены к морфоструктурным узлам, определенным в результате МСР. Единственное исключение

связано с месторождением тантала, которое расположено на линеаменте 3-го ранга между узлами 37 и 47 (рис. 1). Остальные месторождения из табл. 1 расположены в узлах, образованных пересечением линеаментов высших рангов, первого и второго. Такие линеаменты соответствуют зонам крупных глубинных разломов древнего заложения. Таким образом, наше исследование показывает, что морфоструктурные узлы играют определяющую роль в контроле пространственного размещения крупномасштабных месторождений полиметаллов в Алтайско-Саянском регионе.

В результате распознавания все узлы, вмещающие месторождения из табл. 1, распознаны корректно, за исключением узла 44 (рис. 1). При этом число узлов, распознанных как потенциально рудоносные невелико, что представляется адекватным результатом с учетом хорошей изученности региона в металлогеническом отношении. В работе [Плюшев и др., 2007] в пределах Алтайско-Саянской области выделены металлогенические зоны, благоприятные для формирования крупных и сверхкрупных месторождений. Сопоставление распознанных рудоносных узлов с этими металлогеническими зонами показывает, что все установленные нами рудоносные узлы расположены в их пределах.

Таблица 4. Классификация узлов алгоритмом Кора-3 на рудоносные и нерудоносные

Номер узла	Число признаков		Номер узла	Число признаков	
	класса Р	класса НР		класса Р	класса НР
Узлы множества P_0					
2+	2	0	54+	1	0
9+	2	0	56+	2	0
11+	2	0	58+	4	0
13+	1	0	64+	1	0
15+	3	0	75+	6	0
18+	5	0	76+	5	0
21+	5	0	85+	2	0
44	0	0	86+	3	0
46+	1	0	96+	1	0
51+	4	0	97+	5	0
52+	2	0			
Узлы множества PH_0					
3	0	2	48	0	1
4	0	5	49	1	1
5	0	5	50	1	1
6	0	6	53	0	0
7	0	3	55+	2	0
10	0	2	59	0	0
12	1	6	61	1	2
14	0	2	62	0	2
16	0	1	63	0	5
17	1	1	66	0	2
19	1	1	67+	3	0
20	1	1	68	0	0
23	0	5	69	1	1
24	0	5	70+	1	0
25	0	1	71	0	0
26	1	1	72+	4	0
27	0	5	73	0	1
28	0	5	77	0	6
29	0	2	78	0	3
30	1	6	79	1	1
31	1	1	80+	3	0
32	2	2	81	0	4
33	0	3	82	0	3
34	1	1	83	1	2
35	0	5	84	0	2
36	0	1	87	0	3
37	0	1	88+	2	0
38+	1	0	89	0	2
39	0	2	90	0	0
40	0	4	91	0	0
41	0	3	92	0	4
42+	1	0	93	1	5
43	0	4	94	0	1
45	0	4	95	0	5
47	1	1			
Узлы экзамена					
1+	2	1	60	0	2
8+	2	0	65+	4	0
22	0	2	74+	6	0
57	0	2			

Характерные признаки рудоносных узлов, представленные в табл. 1, позволяют судить о некоторых особенностях таких узлов. В рельефе Алтайско-Саянского региона рудоносные узлы занимают повышенное гипсометрическое положение, на что указывают “большие” значения максимальных высот ($H_{\max} > 2372$ м) в сочетании с “большими” значениями минимальной высоты ($H_{\min} > 916$ м). Одновременно в несколько признаков входят “большие” значения параметра размах высот ($\Delta H > 1496$ м), что свидетельствует о сильной расчлененности рельефа в узлах. Это согласуется с выводами автора работы [Томсон, 1988], отмечавшего повышенную расчлененность современного рельефа в местах локализации рудных месторождений. Для рудоносных узлов оказались также характерны “большие” значения градиента аномалии Буге ($\Delta B > 56$ мГл), которые маркируют ступени в гравитационном поле в пределах узлов. Для Алтайско-Саянского региона связь эндогенных месторождений с уступами гравитационного поля отмечалась в работе [Volchanskaya et al., 1983]. Важными для идентификации рудоносных узлов стали также “малые” значения максимального и минимального значений магнитного поля ($M_{\max} \leq 118$ нТл и $M_{\min} \leq -123$ нТл, соответственно). Отметим, что данные о гравитационных и магнитных аномалиях давно используются в прогнозных металлогенических исследованиях [Фарфель, 1988]. Таким образом, найденные в работе характерные признаки рудоносных узлов основаны на данных, которые широко используются в практике минерагенического прогнозирования.

Практическое применение предложенного подхода для идентификации рудоносных морфоструктурных узлов может позволить ограничить размеры изучаемых площадей при проведении прогнозных металлогенических исследований. Характерные признаки рудоносных узлов Алтайско-Саянского региона, представленные характерными интервалами численных значений морфометрических, гравиметрических, геомагнитных параметров, могут применяться для идентификации рудоносных узлов в других горно-складчатых поясах Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бонгард М.М. Проблема узнавания. М.: Наука. 1967. 320 с.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра. 1990. 159 с.

Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука. 1975. 323 с.

Горшков А.И. Распознавание мест сильных землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. М.: КРАСАНД. 2010. 472 с.

Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. М.: Наука. 1989. 191 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н. и др. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937–1948.

Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Раницман Е.Я., Систернас А., Соловьев А.А. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. М.: Наука. 1988. 176 с.

Гвишиани А.Д., Горшков А.И. О связи эндогенного оруднения с результатами распознавания сейсмоопасных пересечений линейментов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 2. С. 328–332.

Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. и др. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы). Исследование сейсмичности и моделей Земли. М.: Наука. 1976. С. 3–91.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Гл. ред. Е.А. Козловский. Т. 7. Алтай, Саяны, Енисейский кряж / П.С. Матросов, Г.Н. Шапошников, А.П. Щеглов и др. (ред.). Л.: Недра. 1988. 300 с.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Геологическое строение и минерагения СССР. Кн. 2. Закономерности размещения полезных ископаемых СССР / Г.А. Габриэлянц, А.И. Кривцов, В.М. Терентьев (ред.). Л.: Недра. 1989. 619 с.

Горшков А.И., Соловьев А.А. Определение характеристик рудоносных узлов методами распознавания образов. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. 2004. С. 381–390.

Горшков А.И., Соловьев А.А. Распознавание облика рудных месторождений в поясе Тетис. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В трех томах. Т. 1. Глобальные закономерности размещения / Д.В. Рундквист (ред.). М.: ИГЕМ РАН. 2006. С. 361–374.

- Губерман Ш.А., Жидков М.П., Пиковский Ю.И., Раницман Е.Я. О некоторых критериях нефтегазоносности морфоструктурных узлов (Анды Южной Америки) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 6. С. 1436–1440.
- Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XV. Металлогения Сибири. М.: Наука. 1988. 270 с.
- Лопатин Д.В. Линеаментная тектоника и месторождения – гиганты Северной Евразии // Исследования Земли из космоса. 2002. № 2. С. 77–91.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал “Гео”. 2004. 313 с.
- Перцов А.В., Антипов В.С., Гальперов Г.В., Турченко С.И. Линеаментная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 87–89.
- Плющев Е.В., Кашин С.В., Метик В.Н., Васильев К.Б. Прогноз рудных узлов на выявление особо крупных месторождений // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 93–112.
- Раницман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука. 1979. 170 с.
- Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН. 2004. С. 391–422.
- Скублова Н.В. Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях. Л.: Недра. 1987. 177 с.
- Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра. 1988. 215 с.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра. 1974. 236 с.
- Сквозные рудоконцентрирующие системы / Томсон И.Н., Фаворская М.А. (ред.). М.: Наука. 1989. 225 с.
- Фарфель Л.С. Прогнозирование рудных месторождений. М.: Недра. 1988. 151 с.
- Briggs B., Press F. Pattern recognition applied to uranium prospecting // Nature. 1977. V. 268. P. 125–127. <https://doi.org/10.1038/268125a0>
- Gorshkov A.I., Soloviev A.A. Recognition of earthquake-prone areas in the Altai-Sayan-Baikal region based on the morphostructural zoning // Russ. J. Earth. Sci. 2021. V. 21. ES1005. DOI:10.2205/2020ES000751
- Guberman S., Pikovskiy Y. The field test confirms the prognosis of the location of giant oil and gas fields in the Andes of South America made in 1986 // J. Petrol. Explor. Prod. Technol. 2018. V. 9. P. 849–854. <https://doi.org/10.1007/s13202-018-0553-1>
- Mineral atlas of the world. Geological survey of Norway. 2000. 400 p.
- Volchanskaya I.K., Sapozhnikova E.N., Baskina V.A. Morphostructural regularities in the distribution of endogeneous mineralization in Mongolia // Global Neotectonics and Metallogeny. 1983. V. 2. № 1/2. P. 95–110.

Application of Pattern Recognition Methods to Study Spatial Localization of Polymetallic Mineralization in the Altai–Sayan Region

A. I. Gorshkov^{a, *}, O. V. Novikova^{a, **}, and A. I. Livinskii^{a, ***}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: gorshkov@mitp.ru*

***e-mail: onovikov@mitp.ru*

****e-mail: artem@mitp.ru*

Received February 15, 2024

revised March 18, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The Altai–Sayan mountain-folded belt is analyzed with the purpose of (1) revealing peculiarities of localization of large-scale polymetallic mineralization in the lineament-block structure of the region and (2) determining the geophysical and geomorphic peculiarities of the locations of these deposits using the Cora-3 pattern recognition algorithm. The lineament-block structure of the region is determined using morphostructural zoning. A spatial correlation between large and superlarge polymetallic deposits and morphostructural nodes is revealed. Based on this correlation, a dichotomy problem is solved, which is to divide the entire set of nodes in the region into two classes—ore-bearing and non-ore bearing. For

this purpose, we used the Cora-3 logical recognition algorithm with training, for which the input data are geomorphological and geophysical parameters of the nodes. The training set of the algorithm was composed of the nodes where large and superlarge polymetal deposits are known. At the training stage, the algorithm identified the sets of the characteristic features that are peculiar to each class. Based on these features, all the nodes in the region were divided into ore-bearing and non-ore-bearing ones. As a result of recognition, the nodes in which deposits of the considered types and sizes are known were classified as ore-bearing, and, in addition to them, another 11 nodes were identified that meet the features determined in the work and can be considered potentially ore-bearing.

Keywords: polymetallic ore deposits, Cora-3 recognition algorithm, ore-bearing nodes

УДК 550.343.6

ГРАНИЦЫ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА ГУТЕНБЕРГА–РИХТЕРА В ЗАДАЧАХ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И РИСКА

© 2024 г. К. В. Крушельницкий^{1, *}, П. Н. Шебалин^{1,2},
И. А. Воробьева^{1,2}, О. В. Селюцкая¹, А. О. Антипова^{1,2}

¹ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

²ФГБУН Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: kirillkrush@mail.ru

Поступила в редакцию 22.03.2024 г.

После доработки 15.04.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Закон Гутенберга–Рихтера устанавливает лог-линейное соотношение между количеством землетрясений, которые произошли в некотором пространственно-временном объеме и их магнитудой. Это свойство подобия предположительно отражает фрактальную структуру системы разломов, в которой формируются очаги землетрясений. В задачах оценки сейсмической опасности и риска закон Гутенберга–Рихтера играет ключевую роль. Он позволяет оценивать средний период повторяемости сильных землетрясений по частоте повторения более слабых. Из-за того, что сильнейшие землетрясения происходят редко, с интервалом в несколько сот и более лет, прямая оценка их повторяемости невозможна. По косвенным геологическим и палеосейсмическим оценкам часто кажется, что сильные землетрясения на отдельных разломах происходят чаще, чем ожидается в соответствии с законом Гутенберга–Рихтера. Такие оценки лежат в основе гипотезы, так называемых, характеристических землетрясений. Часто эта гипотеза дополнительно подтверждается видом магнитудно-частотных распределений для отдельных разломов, построенных по данным современных каталогов землетрясений. Вместе с тем, важным фактором, влияющим на вид магнитудно-частотного распределения, является выбор пространственной области, в которой строится это распределение. В данной работе исследуется влияние этого фактора и определяются условия, при которых закон Гутенберга–Рихтера применим для оценки повторяемости сильных землетрясений.

Ключевые слова: закон Гутенберга–Рихтера, лог-линейное соотношение, гипотеза характеристических землетрясений.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050058>, EDN: EJZGGD

ВВЕДЕНИЕ

Лог-линейная зависимость числа землетрясений от магнитуды или степенная зависимость от сейсмического момента и энергии землетрясений, по общепринятому мнению, является отражением самоподобной структуры системы разломов, в которой землетрясения происходят [Садовский, Писаренко, 1991; Голицын, 2001; Hirata, 1989; Okubo, Aki, 1992; Turcotte, 1997]. Исследование фрактальной структуры узких областей вдоль крупных разломов и магнитудно-частотного распределения (МЧР) в таких областях, очевидно, предопределяет преобладание сильных землетрясений и относительно низкой фрактальной размерности по сравнению с вариантом рассмотрения широких зон разломов.

Тем не менее, до сих пор в задачах оценки сейсмической опасности часто применяется модель характеристических землетрясений [Schwartz, Coppersmith, 1984; Wesnowsky 1999; Ishibe, Shimazaki, 2012], предполагающая более частое проявление сильнейших для данной структуры землетрясений, чем ожидается в соответствии с законом Гутенберга–Рихтера. Обоснованность характеристической модели уже давно обсуждается, но статистические тесты до сих пор не позволяют сделать вывод о поведении отдельных разломов даже в случае визуально ярких отклонений графика повторяемости от лог-линейного вида [Mulargia, Gasperini, 1995; Kagan et al., 2012; Page, Felzer, 2015; Stirling, Zuniga, 2017].

Характеристическая модель появилась для объяснения повторяемости сильнейших

землетрясений Калифорнии [Schwartz, Coppersmith, 1984], где практически не наблюдались землетрясения с магнитудой в диапазоне от 6 до 6.5, тогда как землетрясений с магнитудой большей 6.5 произошло относительно много. Объяснение было найдено с помощью геологических и палеосейсмических данных. По полученным оценкам частоты повторения сильных землетрясений на отдельных разломах в Калифорнии и затем в Японии было показано, что они значительно превышают оценки, полученные путем экстраполяции лог-линейного магнитудно-частотного распределения в область больших магнитуд [Schwartz, Coppersmith, 1984; Wesnowsky, 1994; Ishibe, Shimazaki, 2012]. Фактически аргументы сторонников характеристической модели сводятся к замкнутому кругу: сначала предполагается что модель верна, затем она используется для отдельных субрегионов с целью расчета ожидаемой повторяемости, и после обнаружения, что полученная повторяемость сильно больше по сравнению с рассчитанной по закону Гутенберга–Рихтера, делается вывод, что модель характеристических землетрясений верна [Kagan et al., 2012].

В характеристической модели оценка повторяемости сильных землетрясений оценивается локально без учета возможного взаимодействия разломов или их сегментов, а магнитуды сильнейших землетрясений устанавливаются по размерам этих разломов. При этом не учитывается то, что несколько сегментов могут сформировать очаг одного большого землетрясения и, таким образом, с одной стороны, возможна недооценка ожидаемой магнитуды сильного землетрясения, как это произошло для землетрясений 2004 г. на Суматре и землетрясения 2011 г. вблизи Японии [Stein et al., 2012], а с другой, к дублированию одного и того же события на двух соседних сегментах. Кроме того, оценки магнитуды по размерам разломов могут оказаться завышенными, если в процессе землетрясения подвижка произошла лишь по части сегмента. Это, в частности, объясняет значительный разрыв на графиках повторяемости между инструментально зарегистрированными максимальными магнитудами и магнитудой характеристических землетрясений. Такая модель не учитывает тот факт, что лишь часть упругой энергии, накапливаемой в результате деформации литосферы, выделяется в виде землетрясений, из-за чего оценка повторяемости сильных землетрясений на основе геодезических и геологических данных может быть завышенной.

Приведенные аргументы заставляют самых жестких критиков считать использование характеристической модели наряду с моделью сейсмического цикла [Федотов, 1965; Mogi, 1968; Sykes, 1971] недопустимыми парадигмами в задачах оценки сейсмической опасности, поскольку они фактически не поддаются проверке, при этом отсутствие альтернативных парадигм не может являться основанием для их использования [Geller et al., 2015].

При использовании закона Гутенберга–Рихтера в задачах оценки сейсмической опасности необходимо также учитывать, что разбиение данных на малые выборки может приводить к сильному искажению результатов и неверным выводам [Howell, 1985]. Это не всегда учитывается, например, в линеаменно–доменно–фокальных моделях (ЛДФ) [Уломов, Шумилина, 1999; Ulomov, 1999]. Такие модели включают большое количество вытянутых узких областей небольшой площади – линеаментов, для которых параметры закона Гутенберга–Рихтера оцениваются независимо, либо принимается характеристическая модель. Важно также отметить, что часто сильные землетрясения (в особенности самые разрушительные) приводят к сбросу напряжений в системе разломов на больших площадях, что не позволяет каждый разлом рассматривать независимо от других. Например, могут возникать сильные афтершоки на соседних разломах, которые при таком подходе будут учитываться как независимые землетрясения, что приведет к общему завышению сейсмической опасности.

Из общих соображений очевидно, что размеры области, в которой производится анализ МЧР, должны быть много большими, чем линейные размеры очага землетрясения максимально наблюдаемой магнитуды. При этом возникает вопрос, можно ли учитывать лишь линейные размеры в узкой пространственной области или необходимо рассматривать область, ширина которой также больше линейных размеров очага. В частности, это требование отсутствует в моделях типа ЛДФ [Ulomov, 1999], лежащих в основе многих национальных карт сейсмического районирования [Gerstenberger et al., 2020]. В этих моделях выделяются узкие области линеаментов, для которых затем определяются параметры закона Гутенберга–Рихтера. Сейсмическая опасность обычно рассчитывается для точек земной поверхности на регулярной сетке в виде оценок вероятности превышения степени воздействия (выраженной в баллах макросейсмической шкалы или величине пикового ускорения грунта). Оценки параметров закона Гутенберга–Рихтера используются для оценки

повторяемости землетрясений разной магнитуды в разных точках пространства и затем перехода к оценкам повторяемости воздействий землетрясений разной степени (сотрясаемости [Ризниченко, 1965]) с учетом затухания сейсмических волн с расстоянием от очага. Такой переход осуществляется либо непосредственно с помощью формул Корнелла [Cornell, 1968], либо с помощью формирования синтетического каталога землетрясений.

Любая модель отражает лишь часть свойств моделируемого явления, и выбор модели зависит от целей ее использования. Модели магнитудно-частотного распределения используются для вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО). Модель характеристического землетрясения лишь усложняет проведение вероятностных оценок. Поэтому, не ставя задачу доказать, что эта модель неверна, целью нашей работы мы определяем нахождение условий, при которых выполняется закон Гутенберга–Рихтера, и тем самым использование модели характеристического землетрясения становится ненужным. Поскольку в очень больших областях закон Гутенберга–Рихтера выполняется, очевидно, что такие условия существуют и для сравнительно небольших областей. Мы ставим перед собой две задачи нахождения таких условий:

- 1) определить, во сколько раз рассматриваемая область должна быть больше размера очага сильнейшего в анализируемой последовательности землетрясения;
- 2) определить, насколько широкой должна быть область вдоль активных разломов.

МАГНИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ОБЛАСТИ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для решения первой задачи – определения размеров рассматриваемой области, в которой не нарушается закон Гутенберга–Рихтера, относительно размеров очага сильнейшего в этой области землетрясения – мы рассматриваем МЧР в концентрических кругах с центрами в эпицентрах сильнейших землетрясений в трех областях: 1) мир в целом, 2000–2020 гг. (области очагов землетрясений с $M \geq 8$ –33 землетрясения); 2) Калифорния, 1979–2023 гг. ($M \geq 7$ –5 землетрясений); 3) Япония, 2000–2020 гг. ($M \geq 7$ –8 землетрясений; $M \geq 6$ –75 землетрясений; $M \geq 5$ –501 землетрясение). Для мира в целом и Калифорнии был использован каталог ANSS [Advanced..., 2023], для Японии – каталог Японского Метеорологического

Агентства (JMA) [The Seismological..., 2023]. Каталог ANSS был выбран, поскольку в его последних версиях, по утверждению авторов, практически решена проблема неоднородности определений магнитуды в разные периоды времени и в разных регионах. В частности, эта проблема решена для объединения каталогов землетрясений южной и северной Калифорнии, ранее составлявшимися по разным методикам в Калифорнийском технологическом университете и университете Беркли. Для сильных землетрясений в каталоге ANSS используется моментная магнитуда. Каталог JMA выбран, так как для островной части Японии представительная магнитуда в каталоге очень низка и составляет 1.0 [Shebalin et al., 2022].

Были построены магнитудно-частотные распределения всех землетрясений за рассматриваемый период в кругах увеличивающегося радиуса: $R = 0.5L$, $R = 1L$, $R = 2L$, $R = 3L$ и $R = 5L$, где L – линейный размер очага землетрясения, вычисляемый по формуле $L = 10^{-2.44+0.59M}$ км [Wells, Coppersmith, 1994]. Отметим, что в приведенном соотношении подразумевается моментная магнитуда M_w . Для сильных землетрясений в каталоге ANSS представлен именно этот тип магнитуды. Также возможны другие варианты расчета линейного размера, но в данной работе это не является принципиальным, поскольку в задачу входят лишь грубые оценки. Для анализа использовались эпицентры в объединении кругов. Тем самым был исключен повторный подсчет событий в пересекающихся областях. Для сильнейших землетрясений мира, помимо этого, были рассмотрены также прямоугольные области, выделенные вручную по облакам афтершоков, произошедших в первые сутки после землетрясения. Распределения были построены в двух вариантах: дифференциальном (подсчитывалось число событий в интервалах магнитуды шириной 0.1) и интегральном (подсчитывалось число событий с магнитудой выше данного значения). Хорошо известно, что оба типа графиков при соблюдении закона Гутенберга–Рихтера имеют в логарифмическом по оси ординат масштабе прямолинейный вид. Но разные отклонения от закона Гутенберга–Рихтера лучше видны в разных вариантах и, как правило, два варианта хорошо дополняют друг друга [Vorobieva et al., 2013].

В качестве критерия невыполнения закона Гутенберга–Рихтера принято значимое отклонение магнитудно-частотного распределения (МЧР) от лог-линейной формы. Для оценки

значимости отклонения мы принимаем Пуассоновскую модель распределения числа событий в каждом интервале магнитуды. В этом случае дисперсия распределения равна ожидаемому числу событий данной магнитуды. Это соотношение верно как для дифференциальной, так и для кумулятивной формы закона Гутенберга–Рихтера. С целью упрощения расчетов, в качестве критерия значимого отклонения МЧР от логлинейной формы при значении магнитуды M_1 мы принимаем отклонение более чем на величину $\sqrt{\lambda}$ (корень из дисперсии) наблюдаемого числа событий с $M \geq M_1$ от оценки $\lambda = \int_{M_1}^{9.2} 10^{a-bM_1}$ этого числа с параметрами, оцененными по методу Бендер [Bender, 1983].

Результаты анализа для областей вблизи землетрясений с $M \geq 8$ по миру приведены на рис. 1. Область характеристических магнитуд ярко выделяется для прямоугольных областей и кругов радиуса $0.5L$: на дифференциальном графике (рис. 1а) виден явный избыток числа событий с $M \geq 7.5$, с максимальным отклонением интегрального графика повторяемости от аппроксимирующей прямой при $M \approx 8$, а на кумулятивном графике наблюдается сильное выполаживание при $M \geq 6.5$. С ростом R “избыток” сильных землетрясений уменьшается, и при $R \geq 3L$ практически исчезает. Это можно интерпретировать следующим образом: мы рассматриваем только области недавно произошедших землетрясений, и МЧР строится по очень короткому интервалу времени относительно периода повторяемости сильнейших землетрясений, поэтому кажущийся избыток событий магнитуды 8 и выше, вызван просто неслучайным, предопределенным выбором рассматриваемых областей (напомним, рассматриваются области эпицентров уже состоявшихся землетрясений с $M \geq 8$). Тот факт, что характеристические землетрясения исчезают при значениях $R \geq 3L$ (диаметр области больше $6L$), мы интерпретируем как то, что закон Гутенберга–Рихтера можно считать выполняющимся при размерах рассматриваемой области, приблизительно пяти-шестикратно превышающих размер очага самого сильного землетрясения.

Чтобы убедиться, что построенное МЧР не определяется, в основном, афтершоками рассматриваемых сильнейших землетрясений, мы проводим также анализ графиков, построенных по каталогу с исключенными афтершоками (рис. 1в, 1г). Декластеризация каталога выполнена методом Залыпина [Zaliapin et al., 2013] с параметрами, определенными по методике работы [Shebalin et al., 2020]. Форма графиков и закономерность их изменения

сохраняется, несмотря на существенное уменьшение числа событий, при этом общее число событий каждой магнитуды уменьшается в большей степени лишь при $R \leq L$ и для прямоугольных областей. Это наблюдение в полной мере подтверждает вывод о правомерности закона Гутенберга–Рихтера в областях, размер которых пятикратно превышает размер очага сильнейшего в этой области землетрясения.

Чтобы проверить, сохраняется ли обнаруженное свойство сейсмичности вблизи менее сильных землетрясений, мы рассмотрели области вблизи эпицентров магнитуды 7 и выше в Калифорнии (рис. 2) и Японии (рис. 3а), а также вблизи эпицентров магнитуды 6 и 5 в Японии (рис. 3б и 3в). В Калифорнии также четко выделяется область характеристических землетрясений в районе $M = 5.5$ при малых R , которая, так же как в случае с сильными землетрясениями мира, исчезает при $R = 3L$ и более.

В Японии ($M \geq 7$) наблюдается качественно такая же, хотя и менее ярко выраженная, картина с избытком событий $M \geq 6$ (рис. 3а, 3г). Таким образом, подтверждается вывод о том закон Гутенберга–Рихтера можно считать выполняющимся в областях, размеры которых примерно пятикратно превышают размер наиболее крупного очага. Для областей эпицентров магнитуд 5 и 6 в Японии характеристические землетрясения не выделяются вообще даже при малых R (на рисунках не показано). Это может быть вызвано тем, что рассматриваемые области попадают в зоны более сильных землетрясений, поэтому для исследования МЧР вблизи эпицентров $M \geq 5$ и $M \geq 6$ исключались зоны радиуса $R = 3L$ вокруг эпицентров соответственно $M \geq 6$ и $M \geq 7$. При этом значительно сократилось число рассматриваемых землетрясений: с 75 до 8 для $M \geq 6$ и с 501 до 18 для $M \geq 5$. Результаты показаны на рис. 3б, 3в, 3д, 3е. Так же как и в предыдущих случаях, наблюдаются изгибы МЧР в областях соответственно $M \geq 5$ и $M \geq 6$, вызванные предопределенным выбором областей. В целом МЧР для областей вблизи эпицентров с $M \geq 6$ (рис. 3б, 3д) трудно поддаются интерпретации из-за относительного дефицита событий с магнитудой вблизи значения 5 при всех R , вызванному, по-видимому, близостью большинства эпицентров $M \geq 6$ и $M \geq 7$. Для землетрясений с $M \geq 5$ (рис. 3в, 3е) относительный избыток числа событий большой магнитуды ($M \geq 6$) исчезает при $R = 3L$. Таким образом, утверждение о том, что закон Гутенберга–Рихтера выполняется в областях с, как минимум, пятикратным линейным размером по сравнению с линейным размером сильнейшего в этой области землетрясения, подтверждается и для средних магнитуд таких землетрясений.

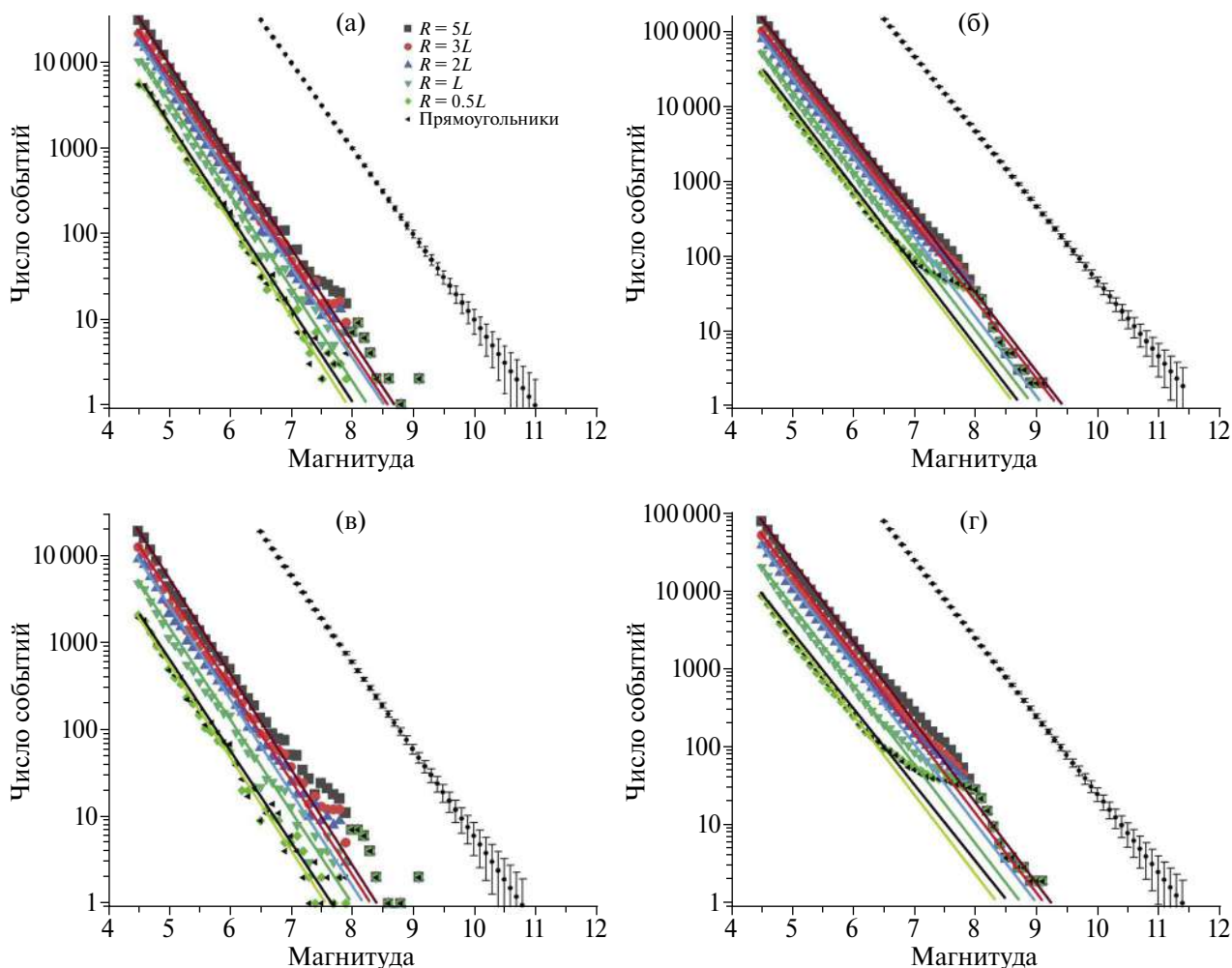


Рис. 1. Магнитудно-частотные распределения вблизи эпицентров землетрясений мира с $M \geq 8$: (а), (в) – дифференциальные распределения; (б), (г) – интегральные распределения; (а), (б) – по всем землетрясениям; (в), (г) – афтершоки удалены. Разные символы соответствуют разным размерам рассматриваемой области (указаны на легенде; см. текст). Справа от основных графиков показаны доверительные интервалы как функция числа событий (см. текст).

МАГНИТУДНО-ЧАСТОТНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВДОЛЬ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Использование в моделях типа ЛДФ [Uotou, 1999] протяженных структур для формирования синтетического каталога землетрясений предполагает выполнение в таких структурах закона Гутенберга–Рихтера. В предыдущем разделе было показано, что размер области, в которой выполняется закон Гутенберга–Рихтера должен быть, как минимум, в 5 раз больше размера очага сильнейшего землетрясения. При этом рассматривались линейные размеры, то есть максимальные размеры по длине, а вопрос о минимальной ширине остается открытым. Если ориентация очагов сильных землетрясений не predetermined, то, конечно, минимальная

ширина рассматриваемой области также должна, как минимум, в 5 раз превышать линейный размер очага сильнейшего землетрясения. Рассмотрим случаи, когда разломы, на которых происходят сильные землетрясения, хорошо изучены. Особый интерес представляют субвертикальные разломы, поскольку положение эпицентров землетрясений на таких разломах не сдвигается при изменении глубины очагов. Широко известным примером таких разломов является система разломов Сан-Андреас в Калифорнии [Scholz, 2000; Zoback et al., 1987; 2011]. Аналогично работе [Shebalin, Narteau, 2017] здесь мы рассматриваем субвертикальные разломы Сан-Андреас, Маакама, Хайвард, Барлетт, Калаверас, Элсинор, Лагуна Салата, Сан Хасинто, Имперал и Ландерс, для которых характерны

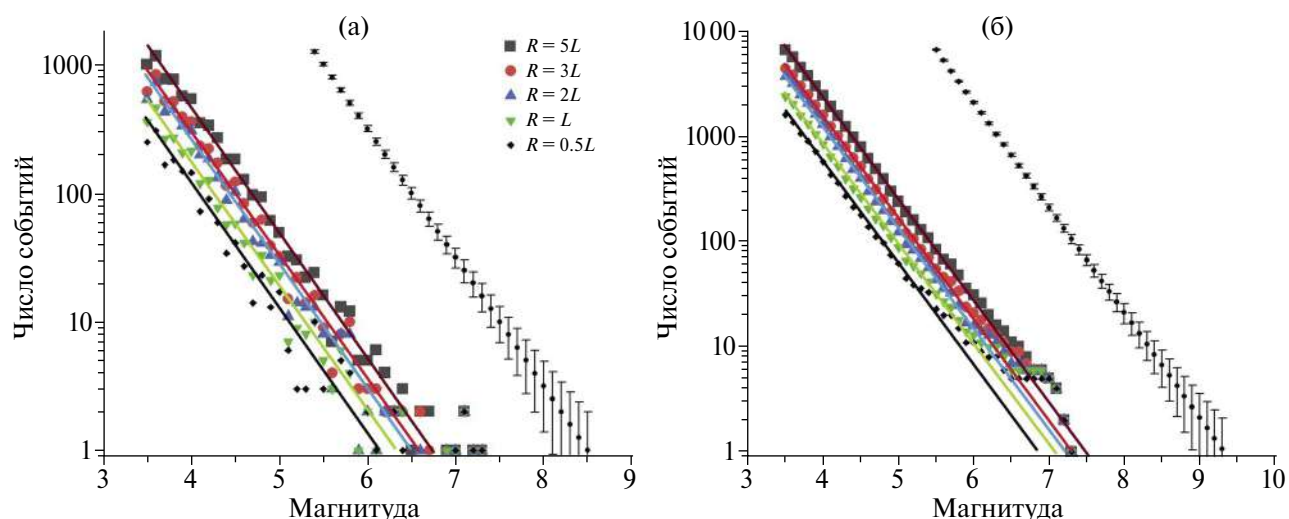


Рис. 2. Магнитудно-частотные распределения вблизи эпицентров землетрясений Калифорнии с $M \geq 7$: (а) – дифференциальное распределение; (б) – интегральное распределение. Разные символы соответствуют разным размерам рассматриваемой области (указаны на легенде; см. текст). Справа от основных графиков показаны доверительные интервалы как функция числа событий (см. текст).

землетрясения сдвигового типа [Field et al., 2014] (рис. 4).

Вдоль каждого из рассматриваемых разломов с каждой из сторон выделены полосы шириной l . По землетрясениям с эпицентрами в объединении таких полос были построены магнитудно-частотные распределения. Начиная со значения $l = 0.25$ км, величина l пошагово удваивалась, вплоть до значения 128 км. Результаты приведены на рис. 5.

Визуальный анализ графиков показывает, что ширина интервала магнитуд, на котором сохраняется линейная форма МЧР, возрастает с увеличением величины l . Особо следует выделить тот факт, что даже при $l = 128$ км наблюдается переход к относительному преобладанию более сильных событий при $M \geq 5.5$: МЧР становится более пологим. Можно было бы предположить, что это следствие особенностей шкалы магнитуды, но для всего каталога в пределах рассматриваемой области, включая землетрясения штата Невада, МЧР имеет прямолинейную форму, что опровергает это предположение.

Чтобы установить зависимость величины l от предельного значения магнитуды $M(l)$, для которого можно считать, что МЧР сохраняет прямолинейную форму в интервале $[M_c, M(l)]$, был предложен простой итерационный алгоритм. Для каждого рассмотренного значения l на интервале магнитуд $[M_c, M_1]$, начиная со значения $M_1 = 3.8$, оцениваются параметры закона Гутенберга–Рихтера по методу Бендер

[Bender, 1983]. С этими параметрами вычисляется ожидаемое число событий λ с магнитудой $M \geq (M_1 + 0.1)$ при условии $M \leq M_{\max}$ (в качестве величины M_{\max} принимается максимальная наблюдаемая магнитуда). Если вычисленное значение отличается от наблюдаемого на величину $\sqrt{\lambda}$ или более (см. раздел 2), то принимается $M(l) = M_1$. В противном случае итерации продолжаются, значение M_1 увеличивается на 0.1. В результате, M_1 – это минимальное значение магнитуды, при котором значимо нарушается закон Гутенберга–Рихтера. График вычисленных по этому алгоритму значений приведен на рис. 6. Для удобства сравнения с зависимостью линейного размера очага от магнитуды землетрясения [Wells, Coppersmith, 1994] на графике представлена обратная зависимость величины l от магнитуды $M(l)$. Величина l равна полуширине полосы вдоль разлома, в которой сохраняется прямолинейная форма МЧР вплоть до заданного значения магнитуды. Как следует из графика, для магнитуд менее 5.5 величина l , меньше чем линейный размер очага землетрясения L . Для магнитуд 6.0 и более, как следует из графика, величина l примерно втрое (0.5 в логарифмической шкале) больше L . С учетом того, что l – это полуширина полосы вдоль разломов, снова подтверждается тезис о том, что линейная форма МЧР в логарифмическом масштабе (закон Гутенберга–Рихтера) сохраняется в областях с линейным размером как минимум пяти-шестикратно превышающим размер сильнейшего в этой области землетрясения.

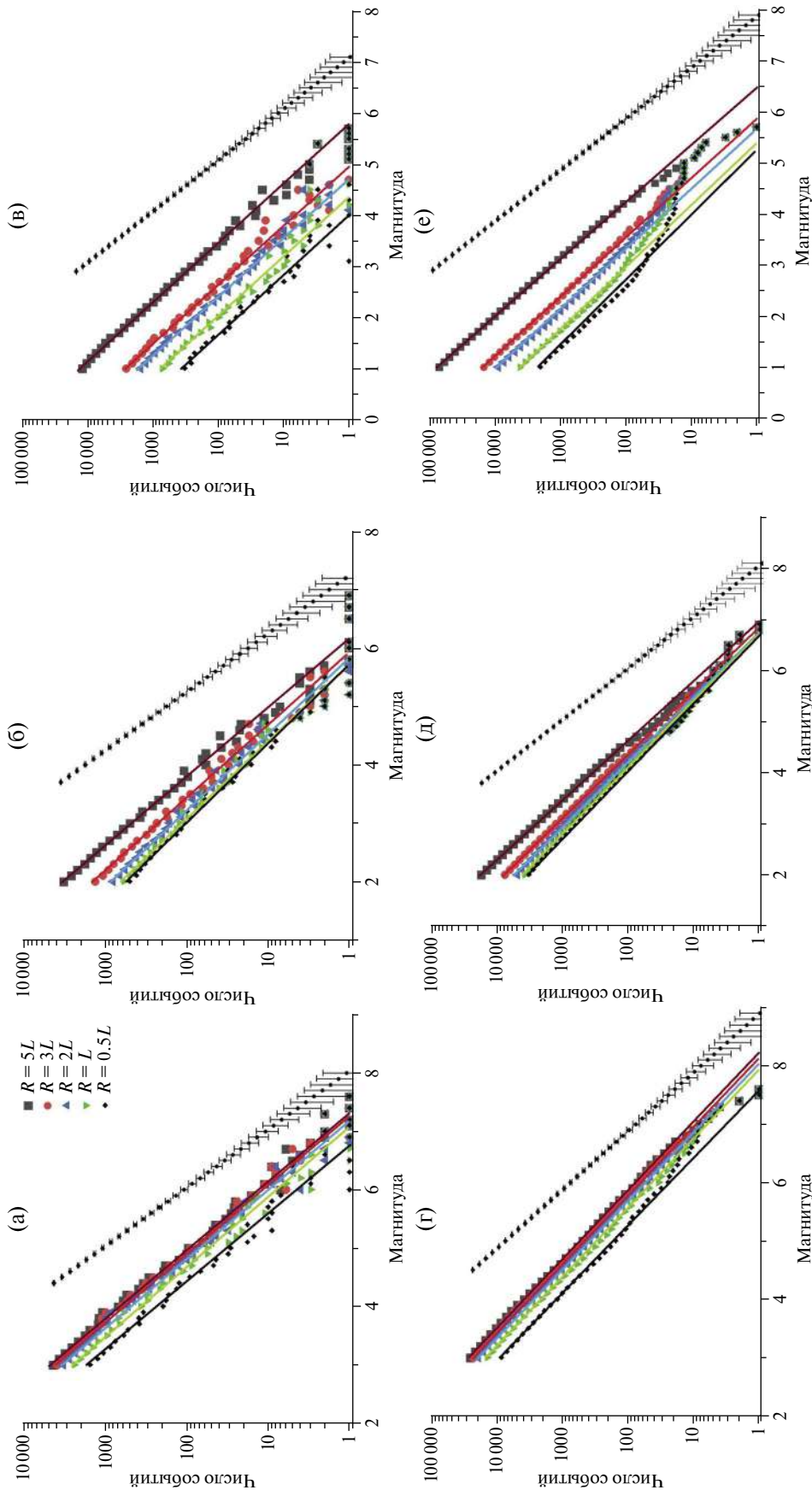


Рис. 3. Магнитудно-частотные распределения вблизи эпицентров землетрясений Японии: (а), (г) с $M \geq 7$; (б), (д) с $M \geq 6$, исключены области внутри кругов радиуса $R = 3L$ с центрами в эпицентрах землетрясений с $M \geq 7$; (в), (е) с $M \geq 5$, исключены области внутри кругов радиуса $R = 3L$ с центрами в эпицентрах землетрясений с $M \geq 6$; L – линейный размер очага землетрясения данной магнитуды по работе [Wells, Sorrelsmith, 1994]; (а)–(в) – дифференциальное распределение; (г)–(е) – интегральное распределение. Разные символы соответствуют разным размерам рассматриваемой области (указаны на легенде; см. текст). Справа от основных графиков показаны доверительные интервалы как функция числа событий λ (см. текст).

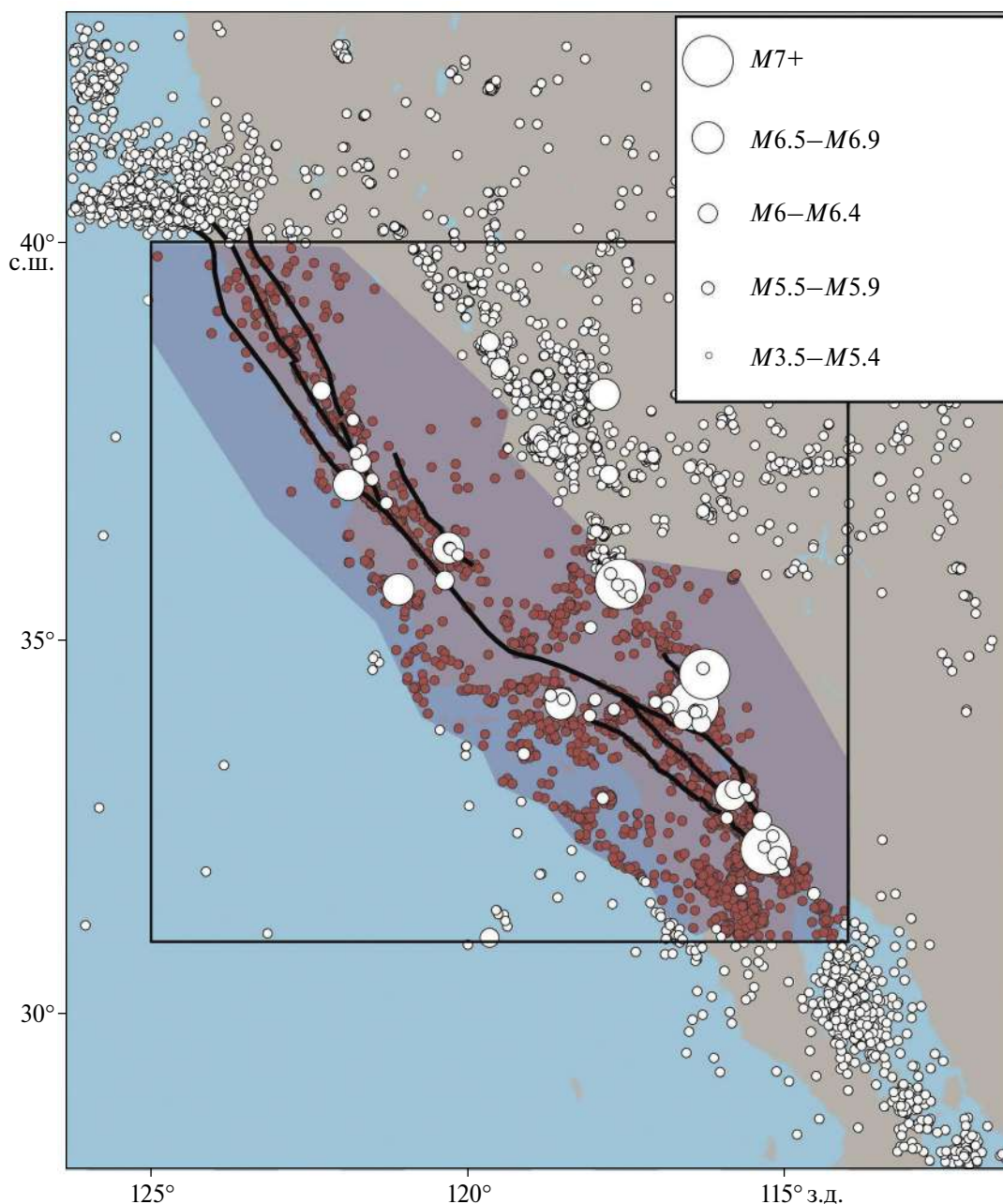


Рис. 4. Субвертикальные разломы и землетрясения в Калифорнии в 1979–2023 гг. Линиями обозначены разломы Сан Андреас, Маакама, Хайвард, Барлетт, Калаверас, Элсинор, Лагуна Салада, Сан Хасинто, Империял и Ландерс [Field et al., 2014], кружками – эпицентры землетрясений с $M \geq 3.5$. Выделена область объединения полос шириной 128 км с каждой стороны рассматриваемых разломов. Территория ограничена 31° – 40° с.ш. и 125° – 114° з.д. (показана прямоугольной рамкой). Эпицентры землетрясений с $3.5 \leq M < 5.5$ внутри заштрихованной области выделены темным цветом.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Главный результат нашего исследования состоит в том, что на фактических данных определены пространственные границы выполнения закона Гутенберга–Рихтера, то есть сохранения прямолинейной формы магнитудно-частотного распределения в логарифмическом масштабе.

Линейный размер рассматриваемой области должен быть, как минимум, в 5 раз больше линейного размера очага сильнейшего в этой области землетрясения. Например, если в каком-то месте известны землетрясения магнитудой 7.5, линейный размер очага которых составляет около 100 км [Wells, Coppersmith, 1994], то для

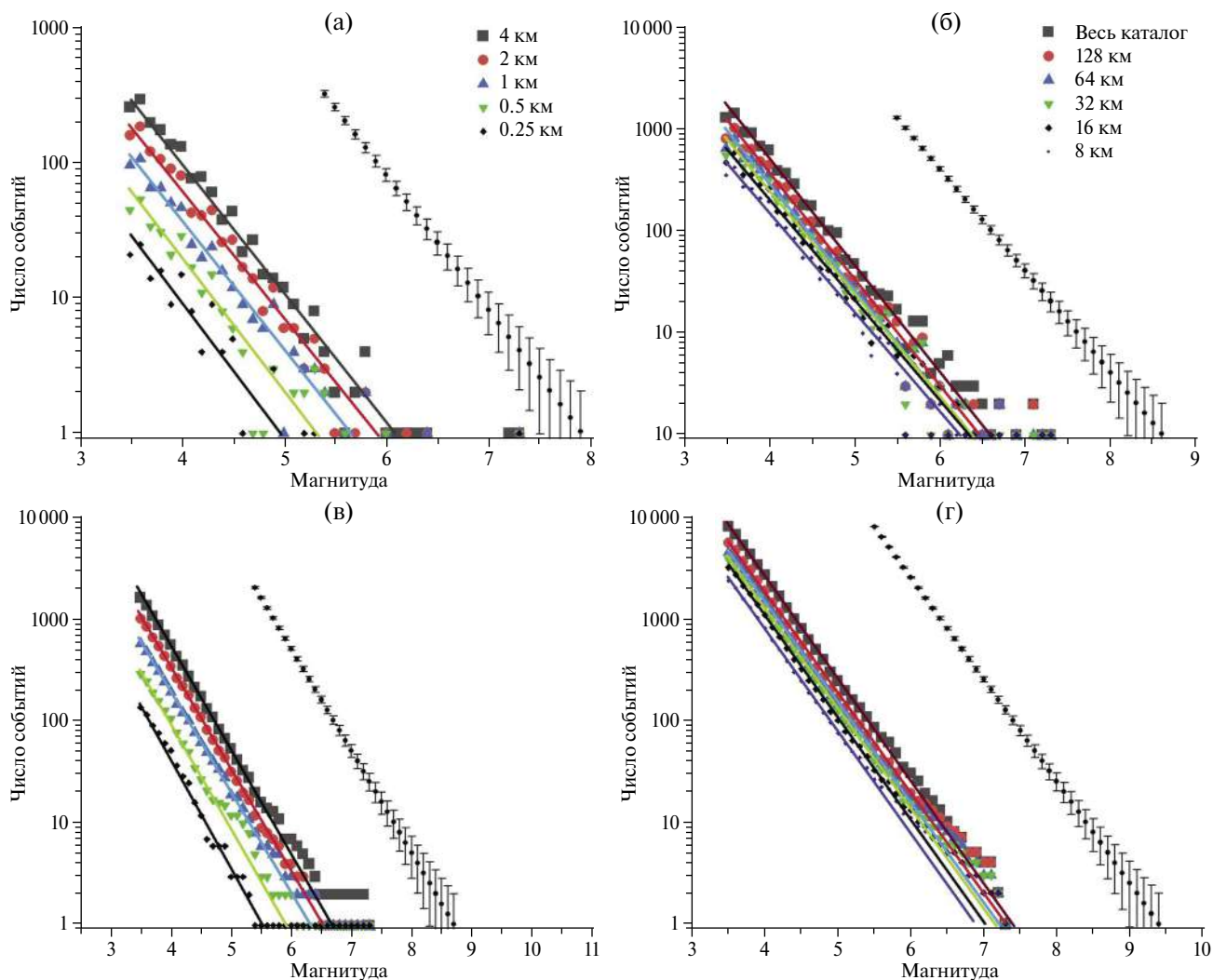


Рис. 5. Магнитудно-частотные распределения вблизи субвертикальных разломов Калифорнии: (а), (в) – для землетрясений с эпицентрами на расстояниях до 0.25, 0.5, 1, 2 и 4 км от разломов; (б), (г) – для землетрясений с эпицентрами на расстояниях до 8, 16, 32, 64 и 128 км от разломов и весь каталог в области 31° – 40° с.ш., 125° – 114° з.д.; (а), (б) – дифференциальное распределение; (в), (г) – интегральное распределение. Разные символы соответствуют разным размерам рассматриваемой области (указаны на легенде; см. текст). Максимальное расстояние $l = 128$ км – соответствует выделенной цветом области на рис. 4. Справа от основных графиков показаны доверительные интервалы как функция числа событий (см. текст).

корректной оценки повторяемости землетрясений магнитудой 7.5 на основе закона Гутенберга–Рихтера с использованием статистики более слабых землетрясений необходимо рассматривать область размером примерно 500×500 км или более. Для магнитуды 8 это уже должна быть область примерно 1000×1000 км.

Можно предположить, что наблюдаемые отклонения МЧР от лог-линейного вида вызваны неоднородностью определений или типов магнитуды в разных ее диапазонах. Но мы видим, что в больших пространственных областях (каталог Калифорнии в широких пределах, рис. 5г) закон Гутенберга–Рихтера фактически

выполняется, что говорит об однородности магнитуды или о малом влиянии неоднородности на результаты и выводы.

Магнитуда землетрясений пропорциональна логарифму линейных размеров очага, логарифму энергии, логарифму сейсмического момента землетрясения [Tsuboi, 1956; Kanamori, Anderson, 1975; Wells, Coppersmith, 1994]. Поэтому закон Гутенберга–Рихтера часто интерпретируется как степенное распределение указанных характеристик землетрясений, что часто увязывается с фрактальными свойствами среды, в которой происходят землетрясения [Aki, 1981; King, 1983; Okubo, Aki, 1992; Hirata, 1989].

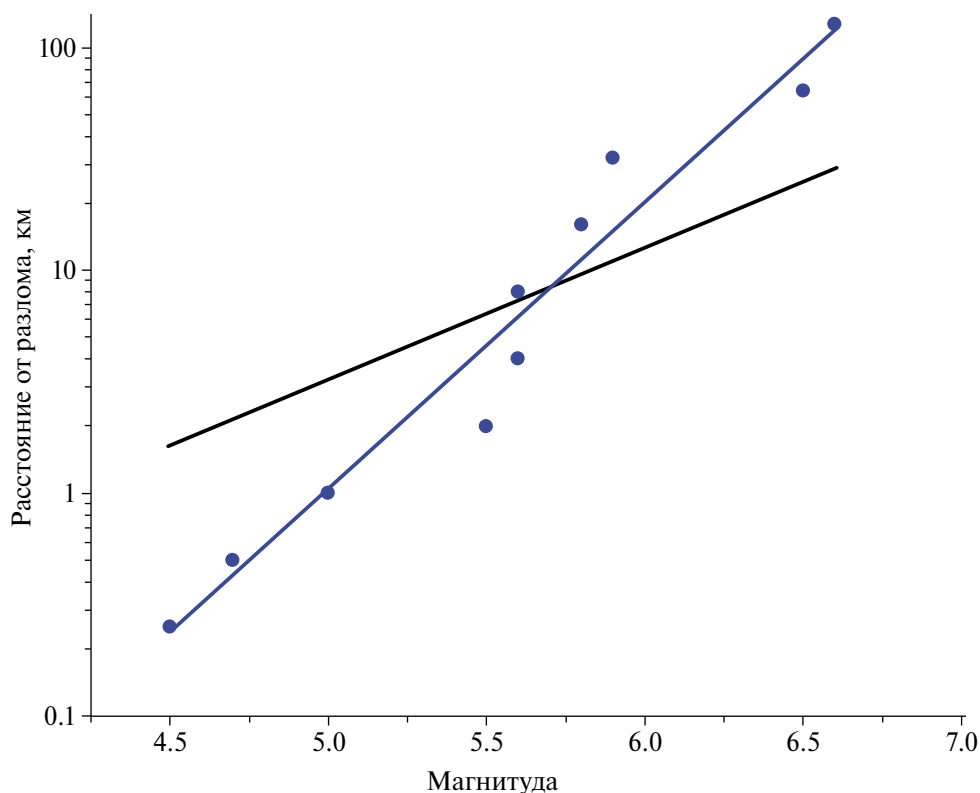


Рис. 6. Зависимость полуширины l полосы вдоль разломов от значения магнитуды, в которой магнитудно-частотное распределение землетрясений сохраняет прямолинейную форму вплоть до этого значения магнитуды. Точками показаны значения, полученные по алгоритму, описанному в тексте. По точкам проведена линия регрессии $\lg(l) = 1.3^*M - 6.4$. Толстой линией показана зависимость линейного размера очага землетрясения от магнитуды по работе [Wells, Coppersmith, 1994].

Очевидно, что если рассматриваемая область сокращается до узкой полосы вдоль какой-либо системы разломов, это “обрезает” фрактальную геометрию среды. При этом фрактальная размерность среды искусственно занижается. Можно привести понятное сравнение с деревом с отрубленными ветвями. Конечно, основной ствол является главной несущей конструкцией дерева, но рост дерева не был бы возможен без фотосинтеза в листьях, растущих, в основном, на мелких ветках. Аналогично, сеймотектонические процессы в сложной системе разломов определяются не только и, возможно, не столько взаимным перемещением бортов крупных разломов. Например, крупные землетрясения в Калифорнии происходят, как правило, не на доминирующем в регионе разломе Сан Андреас, а на его отрогах [Okubo, Aki, 1992]. Яркий пример сильного землетрясения на опереющем разломе — это повторное землетрясение в Турции (Эльбистанское, $M_w = 7.7$), которое произошло через 9 часов после основного землетрясения 06.02.2023 г. (Пазарджыкское, $M_w = 7.8$) [Тихоцкий и др., 2023]. Упругая энергия, накапливаемая в среде

за счет взаимного перемещения литосферных плит и блоков, высвобождается не только на границах плит и крупных блоков, но в гораздо более сложных структурах, которые в целом нельзя характеризовать как линейные. Таким образом, для оценки сейсмической опасности в рамках ВАСО не вполне правомерно отдельно и независимо рассматривать линейные сейсмогенерирующие структуры. Оценка повторяемости сильных землетрясений на отдельных структурах по историческим и палеосейсмологическим данным может оказаться сильно завышенной, поскольку в разные периоды времени более активными могут оказаться разные элементы сложной структуры.

Полученные в данной работе результаты позволяют предположить, что в достаточно больших пространственных объемах повторяемость сильных землетрясений может корректно оцениваться на основе закона Гутенберга–Рихтера, параметры которого определяются по более слабым землетрясениям. Но оценка положения эпицентров будущих сильных землетрясений при этом становится неопределенной.

Определение, в каких именно местах рассматриваемой области их возникновение более вероятно, становится отдельной задачей. Эта задача может решаться как в рамках традиционной ЛДФ-модели, так и в задаче распознавания мест возможного возникновения землетрясений [Гвишиани и др., 2020]. В первом случае, при создании синтетического каталога землетрясений необходимо введение региональной нормировки на число событий большой магнитуды, определяемого по региональному МЧР. Во втором случае, когда допустимое пространство возможных эпицентров сильных землетрясений значительно более ограничено, предпочтительным может являться другой подход (см. работу [Shebalin et al., 2024]): время и магнитуда в синтетическом каталоге определяются по региональному МЧР, а местоположение эпицентра сильного землетрясения – в рамках решения задачи распознавания.

Региональные МЧР подчиняются закону Гутенберга–Рихтера до некоторого значения магнитуды M_{\max} . Пример “загиба” МЧР в области больших магнитуд виден на рис. 5г. Подробный обзор моделей правой части МЧР и статистических методов оценки параметров этих моделей приведен в работе [Pisarenko, Rodkin, 2022]. Такой дефицит числа сильных землетрясений может быть вызван разными причинами, например, асейсмичным сбросом напряжений в результате крипа [Vorobieva et al., 2016]. Для сильнейших землетрясений ($M \approx 7.7–8$) изменение формы МЧР обычно связывают с изменением размерности: очаг у таких больших событий может расти только в длину, так как в ширину есть естественное ограничение шириной зоны сцепления 150–200 км; возможны и другие естественные ограничения допустимых размеров очагов землетрясений [Romanowicz, 1992; Molchan et al., 1997; Ben-Zion, 2008].

Используемые до настоящего времени локальные оценки максимальной возможной магнитуды по размерам сейсмогенерирующих структур, как правило, являются весьма субъективными и, как оказывается, часто ошибочными [Wyss et al., 2012; Шебалин и др., 2022]. Вопрос о преимуществах статистических региональных или морфометрических локальных моделей для оценки максимальной возможной магнитуды остается пока открытым. Любые модели ВАСО в принципе позволяют с помощью метода Монте-Карло оценить, насколько существенное влияние оказывают модели максимальной возможной магнитуды на конечные оценки

сейсмической опасности. Такие исследования, несомненно, целесообразно провести.

Существующие методы ВАСО основаны на предположении стационарности потока сейсмических событий. Из общих соображений очевидно, что чем длиннее период, по которому оцениваются параметры модели сейсмического режима, тем точнее будет прогноз будущей сейсмической опасности. Инструментальные данные о землетрясениях начинаются фактически с XX столетия, но лишь с 80-х годов они становятся достаточно подробными для локальных оценок сейсмического режима. Но и эти данные, охватывающие период около 50 лет, за редким исключением [Ekström et al., 2012], не являются однородными по магнитуде из-за использования разных подходов и разных инструментальных данных для ее определения. Это значительно влияет на оценки параметров сейсмического режима и ограничивает возможности по изучению временных вариаций сейсмического режима. В последние годы проводится большая работа по построению каталогов с магнитудой, приведенной к единой шкале [Di Giacomo et al., 2015; Gvishiani et al., 2022], благодаря которой становятся возможными оценки параметров сейсмического режима в отдельных регионах на интервале ~ 50 лет. Стационарная модель является лишь грубым приближением, поэтому оценки ВАСО, формально рассчитанные на сотни и тысячи лет, в реальности могут предсказывать будущую сейсмическую опасность на более короткий срок. Обычно считается, что прогноз верен примерно на период в 50 лет [Gerstebserger et al., 2020]. Пока это является единственным ограничением по времени применимости закона Гутенберга–Рихтера для целей оценки сейсмической опасности.

Гипотеза стационарности всегда приводит к предположению, что если сильное землетрясение когда-то произошло в конкретном месте, то землетрясение такой же силы может там повториться в будущем. В результате карты ОСР в новых версиях “краснеют”. Например, на карте ОСР-2015 появились новые обширные “розовые” 8-балльные зоны после Олюторского 21.04.2006 г., $M = 7.6$, в Корякии и Илин-Тасского землетрясений 14.02.2013 г., $M = 6.7$, на севере Якутии [Shebalin et al., 2024]. Но в реальности из-за значительного снятия напряжений как раз в таких местах в течение долгого времени сильные землетрясения не происходят. Возникает вопрос: можно ли по МЧР на основе закона Гутенберга–Рихтера отследить изменение вероятности возникновения сильных землетрясений?

Иными словами, каковы временные границы выполнения закона Гутенберга–Рихтера? Рассматривая МЧР в расширяющихся пространственных областях, мы задались вопросом, а в каких пределах МЧР сохраняет прямолинейный вид при уменьшении рассматриваемого интервала времени? Чтобы использовать максимально однородные данные по магнитуде за большой интервал времени, мы рассмотрели два случая: землетрясения мира по каталогу GCMТ [Ekström et al., 2012] и землетрясения Калифорнии по каталогу ANSS [Advanced..., 2023]. МЧР землетрясений Калифорнии за весь период 1979–2023 гг. в пределах прямоугольной области на рис. 4 показан на рис. 5б, 5г (квадраты). Мы разделили этот период на два отрезка по 2021 г.: 1979–1999 гг. и 2000–2020 гг. Для землетрясений мира были рассмотрены те же два интервала. Афтершоки землетрясений были исключены по методу Залыпина [Zaliapin et al., 2013] с параметрами, определенными по методике работы [Shebalin et al., 2020]. Результаты, представленные на рис. 7, оказались неожиданными. МЧР в обоих случаях очень мало изменились от периода к периоду в области малых магнитуд, тогда как изменения в области больших магнитуд весьма значительны. Для землетрясений мира использовалась магнитуда M_w , пересчитываемая из скалярного сейсмического момента, который определяется по стандартной методике с 1976 г. [Ekström et al., 2012]. Чтобы убедиться в том, что результаты по Калифорнии не являются следствием неоднородной магнитуды, мы построили МЧР для той же области и тех же интервалов по каталогу GCMТ. Представительной магнитудой

в каталоге за весь период является $M_c = 5.5$. Мы убедились, что МЧР при $M_w > 5.5$ близко совпадает с МЧР по каталогу ANSS.

Таким образом, прямолинейное в широком диапазоне МЧР на интервале 45 лет для Калифорнии на более коротких интервалах теряет это свойство. Наибольшие отличия в числе событий на разных 21-летних интервалах наблюдается в интервале магнитуд 5–6. Отличия МЧР для землетрясений мира еще контрастнее: при $M > 8.3$ число событий различается, как минимум, на порядок.

Интересно отметить, что линейная форма МЧР на рис. 7 (и мир в целом, и Калифорния) и рис. 5г (все землетрясения Калифорнии) сохраняется при числе землетрясений, большем примерно 200. Пороговые значения магнитуды при этом различны. Это свойство нельзя приписать естественному статистическому увеличению разброса значений при малом числе событий, различия МЧР значимы. Если предположить, что это свойство универсально (это, конечно, требует тщательной проверки; на рис. 8 мы приводим еще одно подтверждение), то оно означает, что вариации частоты землетрясений каждой магнитуды усредняются на интервалах времени, на которых, в соответствии с законом Гутенберга–Рихтера, должно реализоваться примерно 200 землетрясений этой и более высокой магнитуды. Например (см. рис. 7а), МЧР землетрясений мира должно бы было сохранять прямолинейную форму вплоть до значения $M = 8$, если бы график строился по однородным данным за 200 лет.

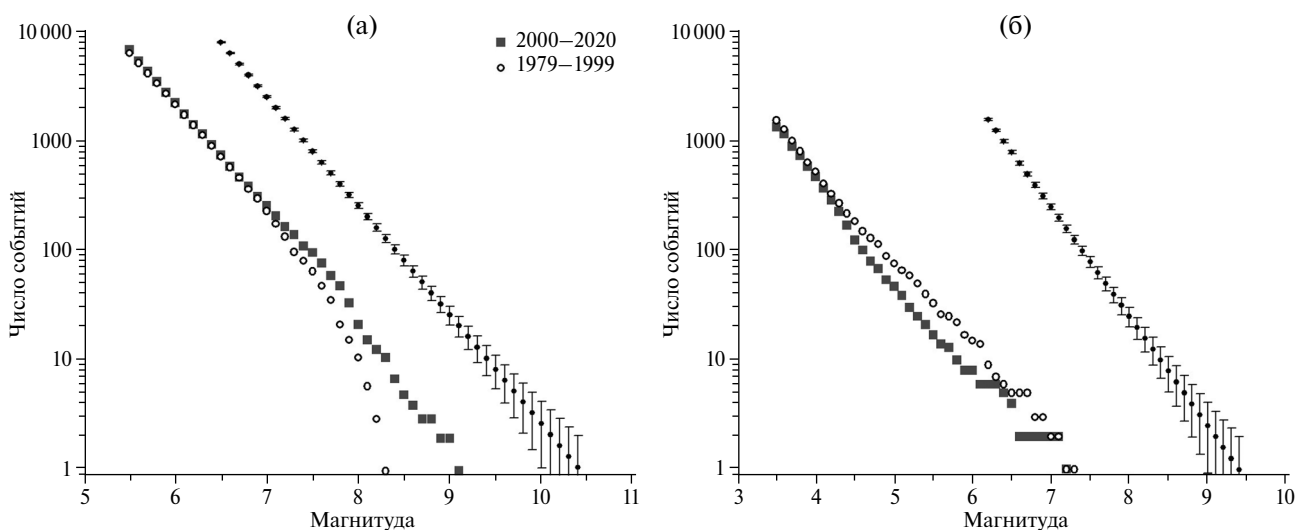


Рис. 7. Интегральные магнитудно-частотные распределения землетрясений мира по каталогу GCMТ (а) и Калифорнии по каталогу ANSS (б) за два периода: 1979–1999 гг. (кружки) и 2000–2020 гг. (квадраты). Точками с полосомами ошибок обозначены усредненные МЧР и доверительные интервалы (см. текст).

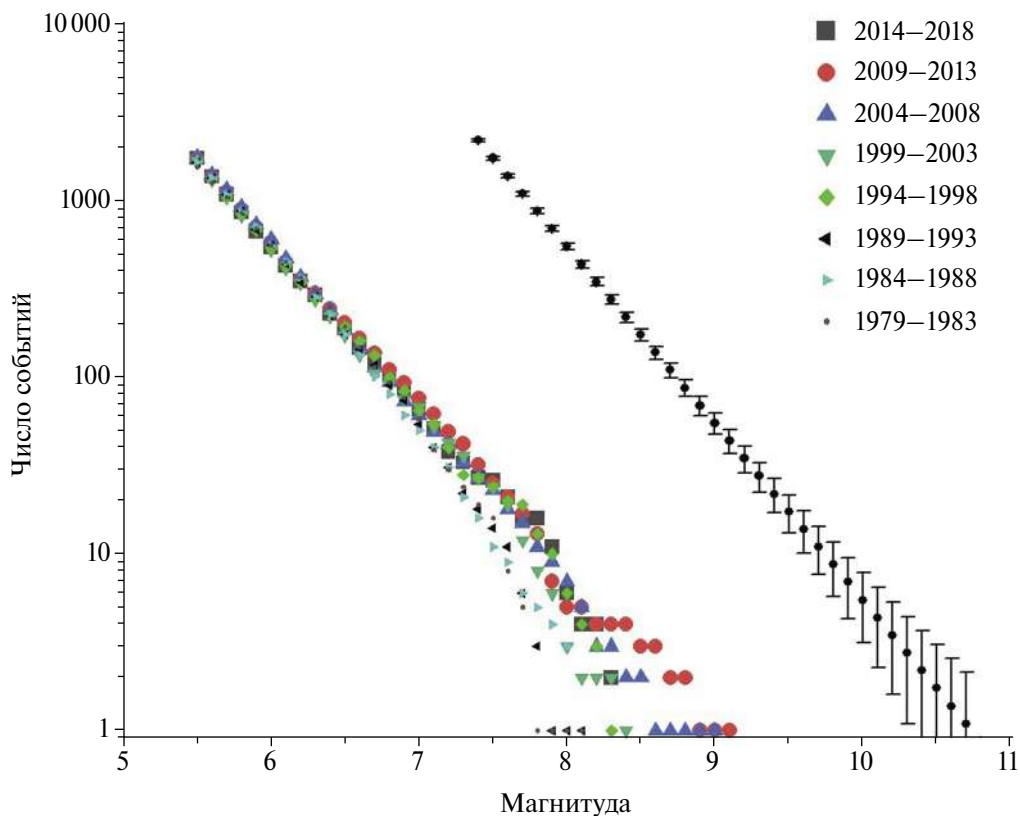


Рис. 8. Интегральные магнитудно-частотные распределения землетрясений мира по каталогу GСMT за 8 периодов по 5 лет. Точками с полосами ошибок обозначены усредненные МЧР и доверительные интервалы (см. текст). МЧР примерно совпадают при $M < 6.5$; число событий $M \geq 6.5$ для всех интервалов составляет примерно 200.

Для Калифорнии (см. рис. 5г и рис. 7б) по данным за 200 лет линейные свойства МЧР сохранялись бы до значения $M \approx 6$, а средняя повторяемость землетрясений с $M \geq 7$ справедлива для интервалов 2000 лет. Можно предположить, что даже для небольших областей прямолинейная форма МЧР сохраняется в широком диапазоне магнитуды, если увеличить время наблюдений. Но тогда по “правилу 200 событий” рассматриваемый интервал должен охватить время в 200 раз большее, чем средний период повторяемости сильных землетрясений в этой области, составляющий обычно не менее 100 лет.

Полученные оценки означают, что по данным о сейсмическом режиме точно оценить вероятность сильных землетрясений на относительно коротких интервалах (~ 50 лет) невозможно. Для этого необходимо привлечение дополнительных данных и построение зависящих от времени оценок сейсмической опасности. Например, можно привлекать результаты среднесрочного прогноза землетрясений. Методика построения зависящих от времени моделей сейсмического режима с использованием текущих

среднесрочных прогнозов землетрясений и статистики успехов и неудач этого метода разработана в работах [Shebalin et al., 2012; 2014].

В заключение еще раз повторим основной вывод данной работы. При оценке параметров закона Гутенберга–Рихтера линейный размер рассматриваемой области должен быть как минимум в 5 раз больше линейного размера очага сильнейшего в этой области землетрясения. Это накладывает серьезные ограничения на проведение локальных оценок параметров. Второй вывод, пока предварительный, состоит в том, что повторяемость сильнейших землетрясений в разных пространственных объемах варьирует по времени значительно сильнее, чем в рамках естественного статистического разброса, и чем меньше объем, тем выше неопределенность. Это делает практически любые локальные оценки повторяемости сильнейших землетрясений крайне ненадежными. Вариации интенсивности потока сейсмических событий тем больше, чем больше их магнитуда.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 20-17-00180-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Дзобоев Б.А.* Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // *Физика Земли*. 2020. № 1. С. 5–29. DOI: 10.31857/S0002333720010044
- Голицын Г.С.* Место закона Гутенберга–Рихтера среди других статистических законов природы. Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. М.: ГЕОС. 2001. (Вычислительная сейсмология; Вып. 32). С. 138–161.
- Ризниченко Ю.В.* От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1965. № 11. С. 1–12.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
- Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С.* Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 2. С. 228–235.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999. 57 с.
- Федотов С.А.* Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии. Сейсмическое микрорайонирование. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 10. Труды ИФЗ АН СССР. № 36 (203). М.: Наука. 1965. С. 66–93.
- Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзобоев Б.А., Скоркина А.А.* Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97.
- Advanced National Seismic System (ANSS) Comprehensive Catalog of Earthquake Events and Products. U.S. Geological Survey, Earthquake Hazards Program. 2023. DOI:10.5066/F7MS3QZH (Accessed November 19, 2023).
- Aki K.* A probabilistic synthesis of precursory phenomena. *Earthquake Prediction: An International Review* / D.W. Simpson, P.G. Richards (eds.). 1981. V. 4. P. 566–574.
- Bender B.* Maximum likelihood estimation of b -values for magnitude grouped data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1983. V. 73. P. 831–851.
- Ben-Zion Y.* Collective behavior of earthquakes and faults: Continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes and different dynamic regimes // *Rev. Geophys.* 2008. DOI: 10.1029/2008RG000260
- Cornell C.A.* Engineering seismic risk analysis // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1968. V. 58. Is. 5. P. 1583–1606.
- Field E.H., Arrowsmith R.J., Biasi G.P., Bird P., Dawson T.E., Felzer K.R., Jackson D.D., Johnson K.M., Jordan T.H., Madden C., Michael A.J., Milner K.R., Page M., Parsons T., Powers P.M., Shaw B.E., Thatcher W.R., Weldon R.J., Zeng Y.* Uniform California Earthquake Rupture Forecast, Version 3 (UCERF3)—The Time-Independent Model // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2014. V. 104. № 3. P. 1122–1180. DOI:10.1785/0120130164
- Geller R.J., Mulargia, F. Stark P.B.* Why We Need a New Paradigm of Earthquake Occurrence. Subduction Dynamics: From Mantle Flow to Mega Disasters / G. Morra, D.A. Yuen, S.D. King, S.-M. Lee, S. Stein (eds.). 2015. P. 183–191. DOI:10.1002/9781118888865.ch10
- Gerstenberger M.C., Marzocchi W., Allen T., Pagani M., Adams J., Danciu L. et al.* Probabilistic seismic hazard analysis at regional and national scales: State of the art and future challenges // *Reviews of Geophysics*. 2020. V. 58. e2019RG000653. DOI:10.1029/2019RG000653
- Gvishiani A.D., Vorobieva I.A., Shebalin P.N., Dzoboev B.A., Dzeranov B.V., Skorkina A.A.* Integrated Earthquake Catalog of the Eastern Sector of the Russian Arctic // *Appl. Sci.* 2022. V. 12. P. 5010. DOI:10.3390/app12105010
- Di Giacomo D., Bondár I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J.* ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2015. V. 239. P. 33–47.
- Ekström G., Nettles M., Dziewoński A.M.* The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. V. 200–201. P. 1–9. DOI:10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Hirata T.* A correlation between the b -value and the fractal dimension of earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94B. P. 7507–7514.
- Howell B.F. Jr.* On the effect of too small a data base on earthquake frequency diagrams // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1985. V. 75. P. 1205–1207.
- Ishibe T. and Shimazaki K.* Characteristic Earthquake Model and Seismicity around Late Quaternary Active Faults in Japan // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2012. V. 102. No. 3. P. 1041–1058. DOI:10.1785/0120100250
- Kagan Y.Y., Jackson D.D., Geller R.J.* Characteristic Earthquake Model, 1884–2011, R.I.P. // *Seismological Research Letters*. 2012. V. 83. № 6. P. 951–953. DOI:10.1785/0220120107
- Kanamori H., Anderson D.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 1975. V. 65. № 5. P. 1073–1095.
- King G.* The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b -value // *Pure Appl. Geophys.* 1983. V. 121. P. 761–815.

- Mogi K.* Some features of recent seismic activity in and near Japan // *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo.* 1968. V. 46. P. 1225–1236.
- Molchan G., Kronrod T., Panza G.* Multi-scale seismicity model for seismic risk // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1997. V. 87. № 5. P. 1220–1229. DOI:10.1785/BSSA0870051220
- Mulargia F., Gasperini P.* Evaluation of the applicability of the time-and slip-predictable earthquake recurrence models to Italian seismicity // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 120. P. 453–473.
- Okubo P.G., Aki K.* Fractal geometry in the San Andreas fault system // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 92. P. 345–355.
- Page M.T., Felzer T.* Southern San Andreas fault seismicity is consistent with the Gutenberg–Richter magnitude–frequency distribution // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2015. V. 105. № 4. P. 2070–2080. DOI:10.1785/0120140340
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* Approaches to Solving the Maximum Possible Earthquake Magnitude (M_{\max}) Problem // *Surveys in Geophysics.* 2022. V. 43. № 2. P. 561–595. DOI: 10.1007/s10712-021-09673-1
- Romanowicz B.* Strike-slip earthquakes on quasi-vertical transcurrent faults: inferences for general scaling relations // *Geophysical Research Letters.* 1992. V. 19. P. 481–484. DOI: 10.1029/92GL00265
- Scholz C.H.* Evidence for a strong San Andreas fault // *Geology.* 2000. V. 28. P. 163–166.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J.* Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research.* 1984. V. 89(B7). P. 5681–5698.
- Shebalin P.N., Baranov S.V., Vorobieva I.A. et al.* Seismicity Modeling in Tasks of Seismic Hazard Assessment // *Dokl. Earth Sc.* 2024. DOI: 10.1134/S1028334X23603115
- Shebalin P., Narteau C.* Depth dependent stress revealed by aftershocks // *Nature Communications.* 2017. V. 8. № 1. P. 1317.
- Shebalin P., Narteau C., Holschneider M.* From alarm-based to rate-based earthquake forecast models // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2012. V. 102. № 1. P. 64–72.
- Shebalin P.N., Narteau C., Zechar J.D., Holschneider M.* Combining earthquake forecasts using differential probability gains // *Earth, Planets and Space.* 2014. V. 66. № 1. P. 35.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International.* 2020. V. 222. Is. 2. P. 1264–1269. DOI: 10.1093/gji/ggaa252
- Shebalin P., Baranov S., Vorobieva I.* Earthquake Productivity Law in a Wide Magnitude Range // *Frontiers in Earth Science.* 2022. V. 10. P. 881425. DOI: 10.3389/feart.2022.881425
- The Seismological Bulletin of Japan. Japan Meteorological Agency. 2023. https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index_e.html (Accessed 10 January 2023).
- Stein S., Geller R.J., Liu M.* Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it // *Tectonophysics.* 2012. V. 562–563. P. 1–25. DOI:10.1016/j.tecto.2012.06.047
- Stirling M.W., Zuniga F.R.* Shape of the magnitude–frequency distribution for the Canterbury earthquake sequence from integration of seismological and geological data // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2017. V. 107. № 1. P. 495–500. DOI:10.1785/0120160246
- Sykes L.R.* Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 8021–8041.
- Tsuboi C.* Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust // *Journal of Physics of the Earth.* 1956. V. 4. P. 63–66.
- Turcotte D.L.* *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics.* 2. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1997. 386 p.
- Ulomov V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // *Annali di Geofisica.* 1999. V. 42. Is. 6. P. 1023–1038.
- Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C.* Break of slope in earthquake size distribution and creep rate along the San Andreas Fault system // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. № 13. P. 6869–6875. DOI:10.1002/2016GL069636
- Vorobieva I., Narteau C., Shebalin P., Beauce F., Necessian A., Clouard V., Bouin M.P.* Multiscale Mapping of Completeness Magnitude of Earthquake Catalogs // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2013. V. 103. P. 2188–2202. DOI: 10.1785/0120120132
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1994. V. 84.4. P. 974–1002.
- Wesnousky S.G.* Crustal deformation processes and the stability of the Gutenberg–Richter relationship // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 1999. V. 89. № 4. P. 1131–1137.
- Wyss M., Nekrasova A., Kossobokov V.* Errors in expected human losses due to incorrect seismic hazard estimates // *Natural Hazards.* 2012. V. 62. Is. 3. P. 927–935.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2013. V. 118. P. 2847–2864. DOI:10.1002/jgrb.50179
- Zoback M.D., Zoback M.L., Eaton J.P., Mount V.S., Suppe J., Healy J.H., Oppenheimer D., Reasenber P., Jones L., Raleigh C.B., Wong I.G., Scotti O., Wentworth C.* New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system // *Science.* 1987. V. 238. P. 1105–1111.
- Zoback M., Hickman S., Ellsworth W., SAFOD Science Team.* Scientific drilling into the San Andreas fault zone—an overview of SAFOD's first five years // *Scientific Drilling.* 2011. V. 11. P. 14–28.

The Limits of Applicability of the Gutenberg–Richter Law in the Problems of Seismic Hazard and Risk Assessment

K. V. Krushelnitskii^{a, *}, P. N. Shebalin^{a, b}, I. A. Vorobieva^{a, b},
O. V. Selyutskaya^a, and A. O. Antipova^{a, b}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^b*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia*

*e-mail: kirillkrush@mail.ru

Received March 22, 2024

revised April 15, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The Gutenberg–Richter law establishes a log-linear relationship between the number of earthquakes that have occurred within some spatiotemporal volume and their magnitude. This similarity property presumably reflects fractal structure of the fault system in which earthquake sources are formed. The Gutenberg–Richter law plays a key role in the problems of seismic hazard and risk assessment. Using the Gutenberg–Richter relationship, we can estimate the average recurrence period of strong earthquakes from the recurrence rate of weaker earthquakes. Since the strongest earthquakes occur infrequently, with intervals of a few hundred years or more, it is not possible to directly assess their recurrence. From indirect geologic and paleoseismic estimates it often seems that strong earthquakes on individual faults occur more frequently than expected in accordance with the Gutenberg–Richter law. Such estimates underlie the hypothesis of the so called characteristic earthquakes. This hypothesis is in many cases additionally supported by the form of the magnitude–frequency distributions for individual faults, constructed from the data of modern earthquake catalogs. At the same time, an important factor affecting the form of the magnitude–frequency distribution is the choice of the spatial domain in which the distribution is constructed. This paper investigates the influence of this factor and determines the conditions under which the Gutenberg–Richter law is applicable for estimating the recurrence of strong earthquakes.

Keywords: Gutenberg–Richter law, log-linear relation, hypothesis of characteristic earthquakes

УДК 550.34.013.2

ПАРАМЕТРЫ ГРУППИРОВАНИЯ СОБЫТИЙ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ЛАБОРАТОРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ ПО РАЗРУШЕНИЮ ГОРНЫХ ПОРОД

© 2024 г. С. Д. Маточкина^{1,2, *}, П. Н. Шебалин^{1,3},
В. Б. Смирнов^{2,4}, А. В. Пономарев⁴, П. А. Малютин^{1,2,4}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

³Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

⁴Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: sofjamat@mail.ru

Поступила в редакцию 04.03.2024 г.

После доработки 22.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В данной работе проводится проверка выполнения закона продуктивности землетрясений [Shebalin et al., 2020a] в лабораторных экспериментах по разрушению горных пород. Образцы гранита Вестерли и песчаника Бенхайм подвергались одноосному нагружению в условиях все-стороннего сжатия. Система регистрации акустической эмиссии (АЭ) позволяла сформировать каталоги источников АЭ подобные каталогам землетрясений. Анализировались данные экспериментов, проведенных в Лаборатории трения горных пород (Rock friction laboratory, USGS, Menlo Park, USA) и Лаборатории геомеханики и реологии (GFZ, Potsdam). Выявлено, что для событий АЭ в рассмотренных образцах характерно одномодальное распределение функции близости до ближайшего соседа. Показано выполнение закона продуктивности для событий акустической эмиссии в лабораторных экспериментах по разрушению образцов горных пород, что дает основание говорить о подобии процессов группирования в реальной сейсмичности и в лабораторных условиях.

Ключевые слова: лабораторный эксперимент, акустическая эмиссия, функция близости, продуктивность, закон продуктивности землетрясений.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050066>, EDN: EJYLGC

ВВЕДЕНИЕ

В статистической сейсмологии продуктивность землетрясения (число сейсмических событий в определенном диапазоне магнитуды, имеющих причинно-следственную связь с данным землетрясением) является ключевым параметром, определяющим опасность афтершоков [Баранов, Шебалин, 2019]. При анализе сейсмических событий было выявлено, что с использованием относительного порога магнитуды ΔM для учета масштабной инвариантности, продуктивность, связанная с каждым событием, является случайной величиной, которая следует экспоненциальному распределению [Shebalin et al., 2020a], что не согласуется с существующими моделями сейсмического режима, в которых распределение количеств событий в группах

принимается пуассоновским [Marsan, Lengline, 2008; Ogata, 1989].

Для определения зависимостей между событиями и их разделения в каталоге на кластеризованные и фоновые для последующего анализа продуктивности связанных событий используется метод “ближайшего соседа”, устанавливающий однозначную связь двух событий друг с другом в пространстве, времени и энергии (магнитуде) [Zaliapin et al., 2008]. В качестве “меры близости” между землетрясениями используется функция [Baiesi, Paczuski, 2004]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} t_{ij} (r_{ij})^d 10^{-bm_i}, & t_{ij} > 0 \\ +\infty, & t_{ij} \leq 0, \end{cases} \quad (1)$$

где индексы указывают порядковый номер землетрясения во времени; $t_{ij} = t_j - t_i$ – время между

землетрясениями i (произошло раньше во времени) и j (произошло позже во времени); r_{ij} — пространственное расстояние между эпицентрами; d — фрактальная размерность распределения эпицентров; b — наклон графика повторяемости; m_i — магнитуда первого по времени события. Фактически эта величина пропорциональна вероятности проявления двух событий на данном расстоянии между гипоцентрами и с данной разностью по времени с учетом фрактальной структуры сейсмичности в пространстве и закона Гутенберга—Рихтера для магнитудно-частотного распределения землетрясений: чем меньше величина η_{ij} , тем меньше вероятность случайного возникновения такой пары в случае независимости событий [Baiesi, Paczuski, 2004].

При подсчете функции близости для анализа каталогов акустических событий в нашей работе использовались, соответственно, время между акустическими событиями, евклидово расстояние между событиями, корреляционная фрактальная размерность распределения эпицентров [Grassberger, Procaccia, 1983], наклон графика повторяемости и энергетический класс первого по времени события.

Минимальное расстояние, в терминах функции близости, между событиями i и j — расстояние до “ближайшего соседа”. В этом случае событие с номером i называется “родителем”, а j — “потомком” i . С увеличением интенсивности потока событий увеличивается количество событий, занимающих одинаковый объем. При более высокой интенсивности, среднее расстояние между событиями будет меньше. Поскольку связанные события имеют более высокую интенсивность, чем фоновые, то расстояние до “ближайшего соседа” между кластеризованными событиями будет меньше, чем между несвязанными [Zaliapin et al., 2008]. Следовательно, вводя порог η_0 , можно разделить фоновые (несвязанные, некластеризованные, негруппированные) ($\eta > \eta_0$) и связанные (кластеризованные, группированные) ($\eta \leq \eta_0$) события [Zaliapin, Ben-Zion, 2013; Баранов, Шебалин, 2019]. При этом, однако, следует учитывать, что высокая интенсивность может сопровождать и разнесенные связанные события, например, возбуждаемые общим источником. Поэтому проверка отсутствия такого рода несвязанных с изучаемым явлением факторов требует специального исследования.

Предложенная в работах [Zaliapin, Ben-Zion, 2013; 2016] процедура определения η_0 основана на том, что распределение функции близости до

ближайшего соседа состоит из линейной комбинации двух логнормальных распределений. Однако далеко не всегда такая аппроксимация оказывается удачной для устойчивого определения порога η_0 . Например, если нет четкой бимодальной формы распределения, то этот метод дает фактически равновероятные оценки η_0 в очень широком диапазоне значений. Применение более сложных вариантов композитных распределений, например, с использованием гамма-распределения и распределения Вейбулла [Bayliss et al., 2019] обычно дает несколько лучшую аппроксимацию, чем метод Заляпина—Бен-Зиона [Zaliapin, Ben-Zion, 2013], но так же неприменим в случае одномодального распределения. В работе [Shebalin et al., 2020b] был предложен альтернативный метод определения порогового значения η_0 . Этот метод позволил найти устойчивое пороговое значение η_0 в случае одномодального распределения функции близости до ближайшего соседа при анализе техногенной сейсмичности [Баранов и др., 2020]. Здесь мы используем этот подход для разделения фоновых и кластеризованных событий акустической эмиссии, возникающих в экспериментах по разрушению образцов горных пород. Более того, этот метод, как и подход Заляпина—Бен-Зиона, является нечувствительным к минимальной магнитуде регистрируемых событий и вариации параметров b и d [Zaliapin, Ben-Zion, 2013; Баранов, Шебалин, 2019; Shebalin et al., 2020a], что исключает необходимость оценки погрешностей этих параметров функции близости.

При подсчете продуктивности используется интервал относительной магнитуды ΔM для учета масштабной инвариантности процесса инициирования: $M_{\text{потомка}} > M_{\text{родителя}} - \Delta M$, а также выполняется условие корректности порога: $M_{\text{родителя}} \geq M_c + \Delta M$ [Shebalin et al., 2020a], где M_c — представительная магнитуда в каталоге. Поскольку подсчет ведется в относительном интервале магнитуд, продуктивность получила название ΔM -продуктивности [Shebalin et al., 2020a], и она определяется как число “потомков” у данного события. В работе было установлено, что ΔM -продуктивность не зависит от магнитуды “родителя”, может меняться в широком диапазоне значений, и ее распределение имеет вид экспоненциального:

$$f(\lambda) = \frac{1}{\Lambda_{\Delta M}} e^{-\frac{\lambda}{\Lambda_{\Delta M}}}. \quad (2)$$

ΔM -продуктивность, как и магнитуду, можно рассматривать как свойство, присущее каждому землетрясению. В этом случае это значение

необязательно должно быть целым числом. Обозначим эту величину λ . Наблюдаемая величина в данном случае является конкретной реализацией “потенциальной” продуктивности λ . Можно предположить, что конкретная выборка представляет собой случайную Пуассоновскую величину с параметром λ . Это не противоречит и строгому определению ΔM -продуктивности как целочисленной величины. В этом случае, по закону продуктивности, эта величина имеет геометрическое распределение. В работе [Shebalin et al., 2020a] было показано, что целочисленная величина, имеющая распределение Пуассона с переменным параметром, подчиняющимся уравнению (2), имеет геометрическое распределение, так же с единственным параметром $\Lambda_{\Delta M}$.

$$P(N = k) = \frac{1}{1 + \Lambda_{\Delta M}} \left(\frac{\Lambda_{\Delta M}}{1 + \Lambda_{\Delta M}} \right)^k. \quad (3)$$

В обоих случаях оценкой параметра $\Lambda_{\Delta M}$ является среднее число инициированных на одно инициирующее событие:

$$\Lambda_{\Delta M} = \frac{\sum_{i=1}^N k_i}{N}, \quad (4)$$

где N – число событий; k_i – ΔM -продуктивность i -го события. Этот единственный параметр распределений (2) и (3) мы будем называть параметром кластеризации.

В работе [Shebalin et al., 2020a] было установлено, что продуктивность уменьшается с глубиной землетрясений. Ранее продуктивность, рассматриваемая как число афтершоков с магнитудой выше заданного абсолютного порога, также анализировалась в работах [Zaliapin, Ben-Zion, 2016; Marsan, Helmstetter, 2017; Utsu, 1969; Hainzl et al., 2019]. Авторы пытались связать продуктивность с тепловым потоком, установили вариативность продуктивности, выявили ее связь с магнитудой. Также они показали, что продуктивность выше в местах сцепления литосферных плит. В работе [Баранов и др., 2020] был установлен экспоненциальный вид распределения ΔM -продуктивности для техногенных землетрясений, тем самым подтверждена универсальность закона продуктивности землетрясений в разных средах. Авторы работы [Моторин и др., 2024] при анализе техногенных землетрясений обнаружили эффект увеличения реакции среды на возрастание уровня обводненности массива горных пород, проявляющийся в росте сейсмической активности и увеличении продуктивности сейсмических событий. Тем не менее, в настоящее время вопрос о природе закона продуктивности

землетрясений и факторов, определяющих значения его параметра, остается открытым.

Изучение процессов разрушения горных пород в зависимости от изменений параметров напряженно-деформированного состояния среды и ее физических характеристик может быть проведено в рамках лабораторного исследования. Современное оборудование позволяет проводить опыты по нагружению образцов с известными, контролируруемыми условиями. Так, при помощи экспериментов были исследованы закон Гутенберга–Рихтера, фрактальная размерность, закон Омории другие параметры и закономерности сейсмичности [Hirata et al., 1987; Varó et al., 2013; Vilhelm et al., 2017; Смирнов, Пономарев, 2020]. Было выявлено, что акустический режим (совокупность событий акустической эмиссии) имеет схожие с сейсмическим режимом закономерности, а возбуждаемые в результате скачков нагрузки в образцах горных пород афтершоковые последовательности подчиняются тем же статистическим закономерностям, что и натурные афтершоки [Lei, Ma, 2014; Смирнов и др., 2019].

В настоящей статье анализируются эксперименты, описанные в работах [Смирнов и др., 2019; Смирнов, Пономарев, 2020], с целью исследования подобия закономерностей сейсмических и акустических событий. Используемое в опытах оборудование и методика экспериментов обеспечивают выполнение критериев подобия лабораторного и натурального процессов по некоторым параметрам [Смирнов, Пономарев, 2020].

В работе [Смирнов, Пономарев, 2020] рассматриваются эксперименты по квазитрехосному нагружению гранита Вестерли с обратной связью – формирование аналога разломной зоны. Для предотвращения “взрывного” разрушения образца из-за накопленной в нем упругой энергии уменьшалась скорость нагружения, когда процесс разрушения начинал ускоряться [Смирнов и др., 2001]. Также эти опыты описывались и анализировались в других работах, например, в работах [Lockner et al., 1991; Соболев, Пономарев, 1999].

Последующие исследования механизмов локализации напряжений и деформации, приводящих к хрупкому разрушению пород, выполненные с помощью рентгеновской микротомографии показали, что макроскопическая неустойчивость возникает, когда скорость локализации сети трещин увеличивается. Эти данные дают ценную информацию о корреляции между эволюцией микроструктуры горных

пород (пористости, проницаемости) и макроскопической деформацией при разрушении породы [McBeck et al., 2021; Kandula et al., 2022].

Авторы работы [Смирнов и др., 2019] в экспериментах с песчаником анализировали поведение параметров акустического режима при различных осевых напряжениях, давлении всестороннего сжатия, постоянном поровом давлении. Авторы обнаружили, что с ростом осевых напряжений b -value и параметр задержки начала релаксации c уменьшаются, а параметр релаксации Омори p увеличивается. При разрушении целого образца значение p остается неизменным с увеличением осевых напряжений, в то время как значение параметра c лишь незначительно увеличивается. Также было выявлено, что c растет с ростом давления всестороннего сжатия.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В исследовании использовались серии каталогов по нагружению гранита, обозначенные шифрами АЕ, и песчаника – ВS.

Серия АЕ из трех экспериментов под кодовыми названиями АЕ36, АЕ39 и АЕ42 над цилиндрическими сухими образцами гранита Вестерли (диаметр 76.2 мм, высота 190.5 мм) проводились в Лаборатории трения горных пород (Rock friction laboratory, USGS, Menlo Park, USA) [Lockner, Byerlee, 1980; Смирнов, Пономарев, 2020].

Образцы деформировались одноосной нагрузкой в условиях постоянного всестороннего сжатия. В каждом опыте выделяются три стадии: рост дифференциального напряжения (разности осевого и всестороннего напряжений); стадия

почти постоянного дифференциального напряжения – “растянутый во времени процесс макроразрыва”; падение дифференциального напряжения вследствие начала макроразрушения – формирование аналога разломной зоны (рис. 1а) [Смирнов, Пономарев, 2020].

Авторы работы [Смирнов, Пономарев, 2020] предположили, что такой способ разрушения горной породы в опыте с обратной связью по акустической активности можно рассматривать как некий аналог разломной зоны в естественных условиях: обратная связь дает возможность достаточно долго и технически точно сохранять нагружение с постоянным напряжением при разрушении образца.

Опыты были проведены на гидравлическом прессе с горизонтальной камерой высокого давления с возможностью вести эксперименты в условиях всестороннего сжатия до 500 МПа при осевой нагрузке до 7500 кН. Непосредственно на поверхности образца монтировались шесть идентичных резонансных пьезоэлектрических датчиков для приема акустических сигналов. Точность локации источников акустической эмиссии около 2–3 мм. Для двух серий экспериментов, аналогично землетрясениям, каждому акустическому событию приписывался энергетический класс, пропорциональный логарифму относительной энергии события ($K = 2\lg A$) [Смирнов, Пономарев, 2020].

Каталог событий акустической эмиссии по нагружению образца АЕ36 состоит из 30 649 событий, из которых 29 815 – после магистрального разлома. Представительность каталога

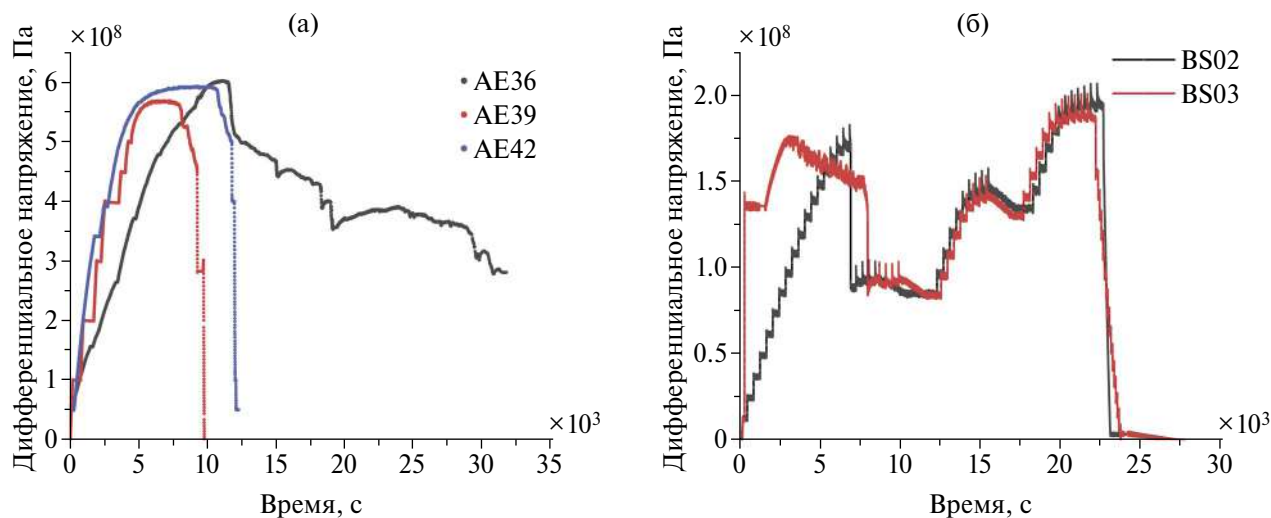


Рис. 1. История нагружения образцов (дифференциальные напряжения) в экспериментах: (а) – АЕ36, АЕ39, АЕ42 и (б) – ВS02, ВS03.

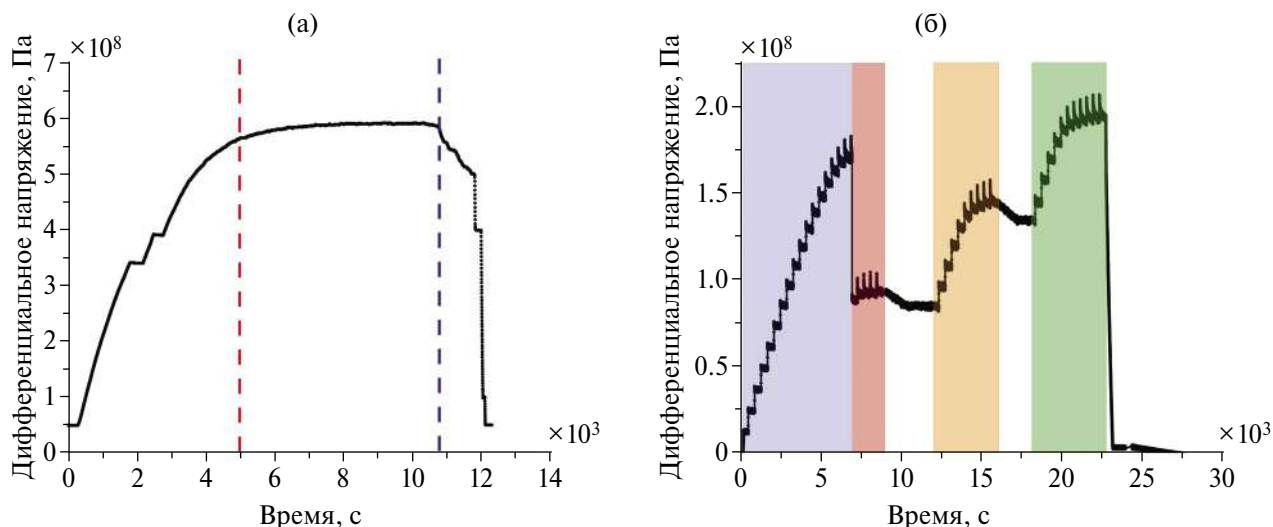


Рис. 2. Графики нагружения образцов с обозначенными на них областями для анализа: (а) АЕ42 – пунктирными линиями разделены три участка: рост дифференциального напряжения – до красной пунктирной линии; стадия почти постоянного дифференциального напряжения – от красного до синего пунктира; спад дифференциального напряжения – после синего пунктира; (б) BS02 – цветными прямоугольниками выделены: синим – область до магистрального разлома и области после него с повышенной акустической активностью (красным – после разлома 1, оранжевым – после разлома 2, зеленым – после разлома 3).

$K_c = 2$. Каталог АЕ39 с $K_c = 1.91$ включает в себя 12 584 события, 2463 из которых – афтершоки. В случае эксперимента над АЕ42 было зарегистрировано 27 572 события, 9027 произошли после “основного толчка”, отдельно анализировались области, обозначенные на рис. 2а. Представительный энергетический класс равен 1.6.

Серия BS из двух экспериментов (обозначения – BS02, BS03) проводилась над цилиндрическими образцами водонасыщенного песчаника Бенхайм в Лаборатории геомеханики и реологии (GFZ, Potsdam) [Смирнов и др., 2019].

Так как чаще всего особо крупные землетрясения, влекущие за собой большее число афтершоков, приурочены к разломным структурам, авторы работы [Смирнов и др., 2019] решили рассматривать афтершоковые процессы в экспериментах с предварительно сформированным макроразрывом (рис. 1б). Этапы нагружения: формирование макроразрыва – подобия крупной разломной зоны проводилось в режиме ступенчатого увеличения осевой нагрузки с управлением по деформации и сопровождалось проскальзыванием по разрыву со сбросом осевых напряжений в случае BS02, в режиме нагружения с обратной связью по акустической эмиссии – в случае BS03; после чего моделировались афтершоковые последовательности путем ступенчатого увеличения прессом осевой нагрузки на образец (подобие эффекта увеличения напряжений, окружающих очаг крупного землетрясения). Такой способ генерации афтершоковых

последовательностей АЭ обеспечивает их регулярную генерацию со свойствами, сходными с натурными афтершоковыми процессами, что отличается от подхода, при котором афтершоки вызываются акустическим событием относительно большой величины. Так возникают неустойчивые подвижки типа “стик-слип” (*stick-slip*) [Brace, Byerlee, 1966; Scholz, 2019] с последовательностью афтершоков АЭ после каждой подвижки. Поверхность разрыва сглаживается после серии стик-слипов и нагрузка перераспределяется по неровностям, что ведет к существенному уменьшению сбросов напряжения и систематическому снижению остаточных напряжений после каждого последующего стик-слипа.

Эксперименты выполнялись на сервогидравлическом прессе MTS, обеспечивающем осевое усилие 4600 кН. Контроль сигналов акустической эмиссии и регистрация упругих волн проводились с использованием четырнадцати датчиков продольных колебаний. Точность локализации оценивалась величиной не более 2 мм [Смирнов и др., 2019].

Каталог BS02 состоит из 273 167 событий, 237 768 из которых произошли после магистрального разлома, отдельно рассматривались участки нагружения, выделенные на рис. 2б. Эксперимент BS03 включает 526 873 события акустической эмиссии, 353 479 – афтершоков. Представительный энергетический класс данных каталогов равен 5.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ДАННЫХ

Для разделения событий акустической эмиссии на фоновые (некластеризованные, негруппированные) и связанные (кластеризованные, группированные) мы используем методику работы [Shebalin et al., 2020b]. Так же, как и в указанной работе, мерой близости событий с учетом времени, координат и магнитуды используется функция (1). В данном случае магнитуда заменена на энергетический класс, практически имеющий тот же смысл и линейно связанный с магнитудой. Как было показано в работе [Баранов и др., 2020], этот подход применим даже в случае одномодального распределения функции (1). Напомним, что в оригинальных работах [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013] по “методу ближайшего соседа” для декластеризации каталогов землетрясений рассматриваются лишь бимодальные распределения функции (1).

В случае некластеризованных землетрясений распределение функции близости может быть смоделировано [Shebalin et al., 2020b] с использованием случайного каталога: в исходном каталоге грубо удаляются очевидные афтершоки, после чего времена событий случайно перемещаются относительно их координат и магнитуд, тем самым разрушаются временные связи между землетрясениями и получается случайное распределение. Предварительное грубое удаление очевидных афтершоков позволяет избавиться от чрезмерного пространственного группирования событий, которое невозможно “разрушить” при рандомизации каталога. Затем строятся графики функции плотности вероятности (p) и кумулятивной функции распределения (F) для наблюдаемого, случайного (рандомного) и кластеризованного случаев таким образом, чтобы выполнялись равенства:

$$\begin{aligned} (1-k)F_{\text{clust}}^*(\eta) &= F_{\text{real}}(\eta) - kF_{\text{rand}}(\eta), \\ (1-k)p_{\text{clust}}^*(\eta) &= p_{\text{real}}(\eta) - kp_{\text{rand}}(\eta). \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь $F_{\text{clust}}^*(\eta)$ и $p_{\text{clust}}^*(\eta)$ моделируют фактическое распределение функции близости до ближайшего соседа для связанных событий. Поскольку они вычисляются как разность двух распределений с коэффициентами, величина $p_{\text{clust}}^*(\eta)$ может иметь отрицательные значения, а величина $F_{\text{clust}}^*(\eta)$ значения, большие 1. Коэффициент k подбирается таким образом, чтобы минимизировать значение $\max\{F_{\text{clust}}^*(\eta) - 1\}$.

Значение порога η_0 находится из условия равенства доли связанных событий с функцией близости выше η_0 и доли независимых событий с функцией

близости ниже η_0 : $F_{\text{rand}}(\eta_0) = 1 - F_{\text{clust}}^*(\eta_0)$. Коэффициент k определяет долю независимых событий от их общего числа.

Продуктивность, как и в работе [Shebalin et al., 2020a], определяется для каждого события акустической эмиссии с энергетическим классом K как число “потомков” ($\eta < \eta_0$) в интервале энергетического класса “потомков” ($K_{\text{потомок}} \geq K - \Delta K$).

Усреднением продуктивности по всем значениям по формуле (4) рассчитывается величина $\Lambda_{\Delta K}$ (интервал магнитуды ΔM заменен на интервал энергетического класса ΔK).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для определения порога функции близости η_0 , необходимого для подсчета продуктивности, были построены дифференциальные (выборочная плотность вероятности) и накопленные (выборочная функция) распределения функции близости до “ближайшего соседа” для каждого из образцов (по всему образцу в пространстве и после магистрального разлома во времени) и для разных частей нагружения для AE42 и BS02 с учетом представительности каталогов: $p_{\text{real}}(\eta)$, $p_{\text{rand}}(\eta)$, $p_{\text{clust}}^*(\eta)$, $F_{\text{real}}(\eta)$, $F_{\text{rand}}(\eta)$, $F_{\text{clust}}^*(\eta)$ (рис. 3–рис. 5).

В отличие от анализированных ранее реальных землетрясений [Баранов, Шебалин, 2019; Shebalin et al., 2020a; 2020b], во всех рассматриваемых экспериментах и на различных этапах нагружения наблюдается одномодальное распределение функции близости до “ближайшего соседа”. Исключение составил лишь случай техногенной сейсмичности в Хибинах [Баранов и др., 2020]. На наш взгляд, одномодальный вид полученных в нашей работе распределений можно объяснить малыми масштабами: фоновые и связанные события слишком близко расположены друг к другу в терминах функции близости (во времени–пространстве–магнитуде), так что “рандомная” и “кластеризованная” моды сливаются, перекрывая друг друга. Также одномодальность распределения может быть следствием погрешности локации: в отличие от натурной сейсмичности, где погрешность локации меньше или сравнима с размером очага землетрясения, в лаборатории погрешность локации больше или много больше размера очага акустической эмиссии. Микротрещины имеют, по-видимому, размеры не более 1 мм, а для мелкозернистых материалов вроде гранита Вестерли – существенно меньше 1 мм, а погрешность локации оценивается в первые миллиметры. Поскольку

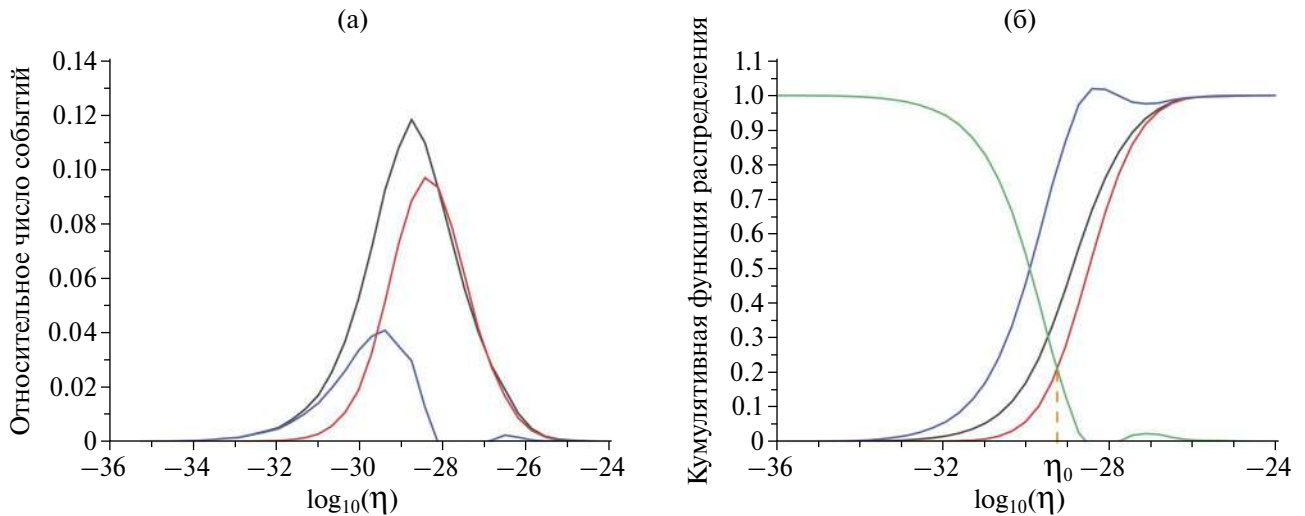


Рис. 3. Пример распределений для эксперимента BS02 после магистрального разлома: (а) – график выборочной плотности распределения функции близости до “ближайшего соседа”: черным цветом обозначено распределение $p_{\text{real}}(\eta)$; красным – $kp_{\text{rand}}(\eta)$; синим – $(1-k)p_{\text{clust}}^*(\eta)$; (б) – график кумулятивной функции распределения: черная линия – $F_{\text{real}}(\eta)$; красная – $F_{\text{rand}}(\eta)$; синяя – $F_{\text{clust}}^*(\eta)$; зеленая – $1 - F_{\text{clust}}^*(\eta)$.

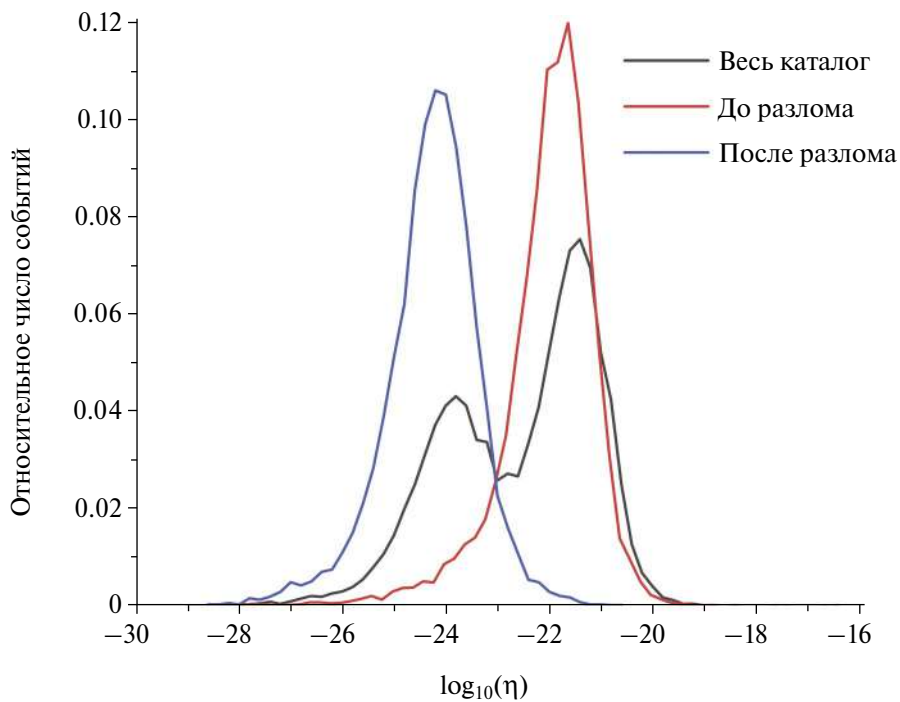


Рис. 4. Графики распределения функции близости до “ближайшего соседа” $p_{\text{real}}(\eta)$ для участков до, после магистрального разлома и всего каталога эксперимента AE42 с одинаковыми параметрами.

трещина искажает поле напряжений в области порядка своего размера, возможно, плохая локация не позволяет увидеть бимодальное распределение.

Бимодальное распределение получается лишь в случае эксперимента с образцом AE42 при рассмотрении полного каталога событий, это объясняется тем, что распределение состоит

из смеси двух потоков независимых событий с разной интенсивностью, а именно – частей до и после магистрального разлома (рис. 4).

Для экспериментов серии AE для участка с ростом дифференциального напряжения группировка не наблюдается (реальное и случайное распределения сливаются) (рис. 5). Скорее

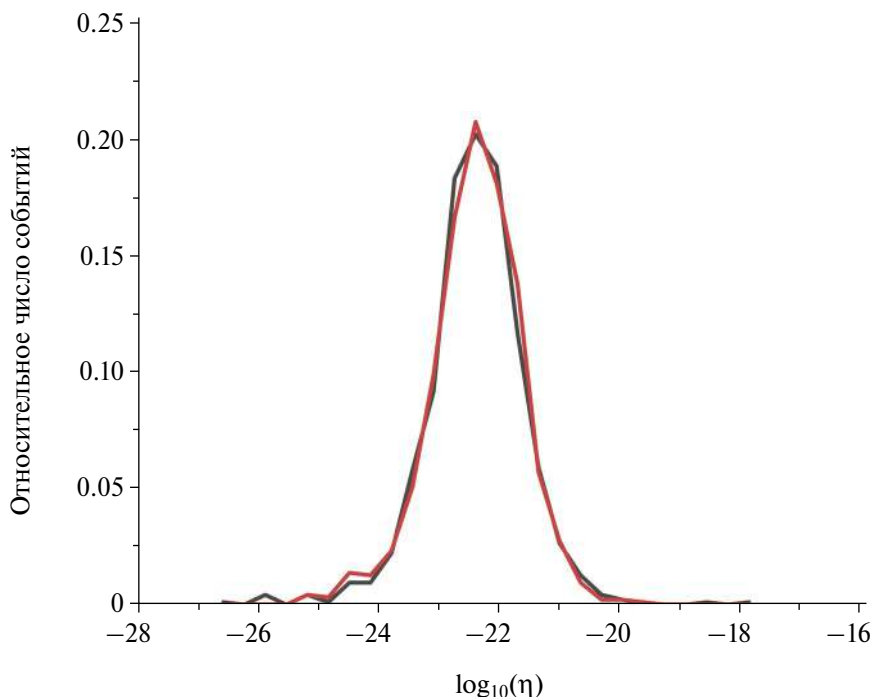


Рис. 5. Реальное (черная линия) и случайное (красная линия) распределения функции близости до “ближайшего соседа” для участка роста дифференциального напряжения образца АЕ42.

всего отсутствие группируемости на данном этапе объясняется тем, что кластеры событий только начинают образовываться. Соответственно, продуктивность на этих участках равна 0. На участке с постоянным дифференциальным напряжением в случае АЕ42 также нет группируемости событий. Поэтому мы рассматриваем только часть после разлома.

По полученным пороговым значениям функции близости были построены распределения продуктивности для каждого анализируемого лабораторного эксперимента и этапов нагружения (рис. 6, рис. 7). Как оказалось, продуктивность во всех рассмотренных экспериментах подчиняется экспоненциальному виду распределения.

В нашей работе относительный порог энергетического класса ΔK в каждом из рассматриваемых случаев выбирался таким образом, чтобы сохранялось достаточное число событий для анализа с учетом представительности каталога. Так, для этапа после разлома 1 в эксперименте над BS02 $\Delta K = 2$ оказался большим. Вышеописанные условия для относительного порога энергетического класса оставляют лишь 30–40 событий для подсчета продуктивности — недостаточно данных для получения явного вида зависимости. При варьировании значения порога выявляется более четкое экспоненциальное распределение (рис. 8а).

Была построена зависимость среднего значения $\Lambda_{\Delta K}$ от относительного ширины интервала энергетического класса ΔK : аналогично реальным событиям наблюдается лог-линейное увеличение параметра кластеризации с расширением интервала ΔK , соответствующее закону Гутенберга–Рихтера [Shebalin et al., 2020a; Баранов и др., 2020] (рис. 8б).

Другой параметр кластеризации — параметр k , определяемый при нахождении порога η_0 , — доля фоновых событий в каталоге. При анализе данных мы установили тенденцию уменьшения коэффициента k сразу после магистрального разлома. Эта тенденция сохранялась при разных способах рандомизации каталога. Например, в случае образца BS02 на участке до разлома $k = 0.87$, сразу после $k = 0.71$ при одном методе рандомизации и $k = 0.83$ до, $k = 0.73$ сразу после — при другом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Продуктивность землетрясения как число инициированных им событий в определенном диапазоне магнитуд характеризует кластеризацию сейсмичности в пространстве и времени. Выявление подобия закономерных свойств кластеризации в лабораторных экспериментах и натуральных исследованиях, включая закон продуктивности, помогло бы ускорить процесс

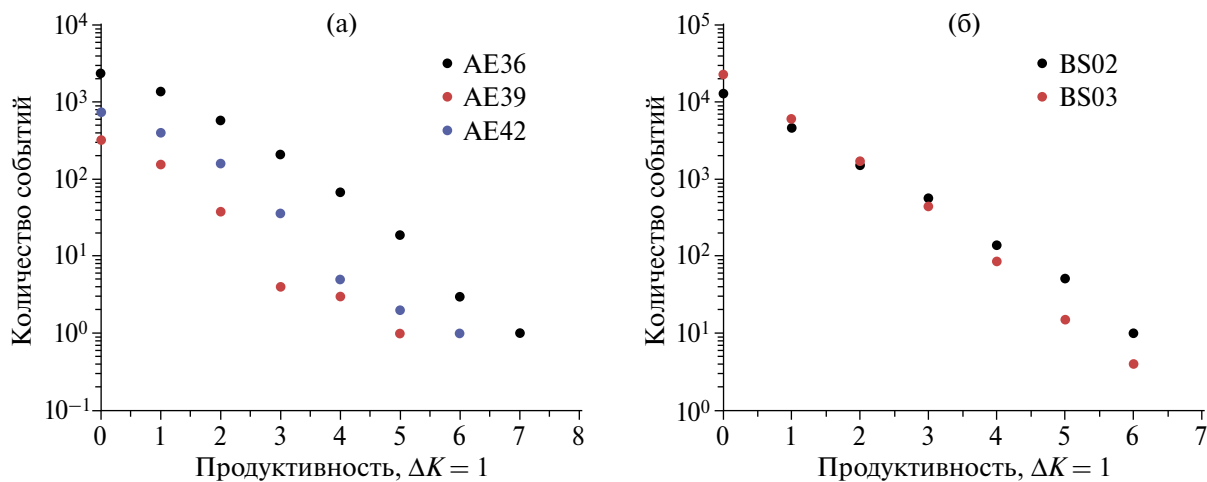


Рис. 6. Распределение продуктивности событий акустической эмиссии для областей экспериментов после магистрального разлома (областей афтершоковых событий): (а) – серия АЕ; (б) – серия ВS.

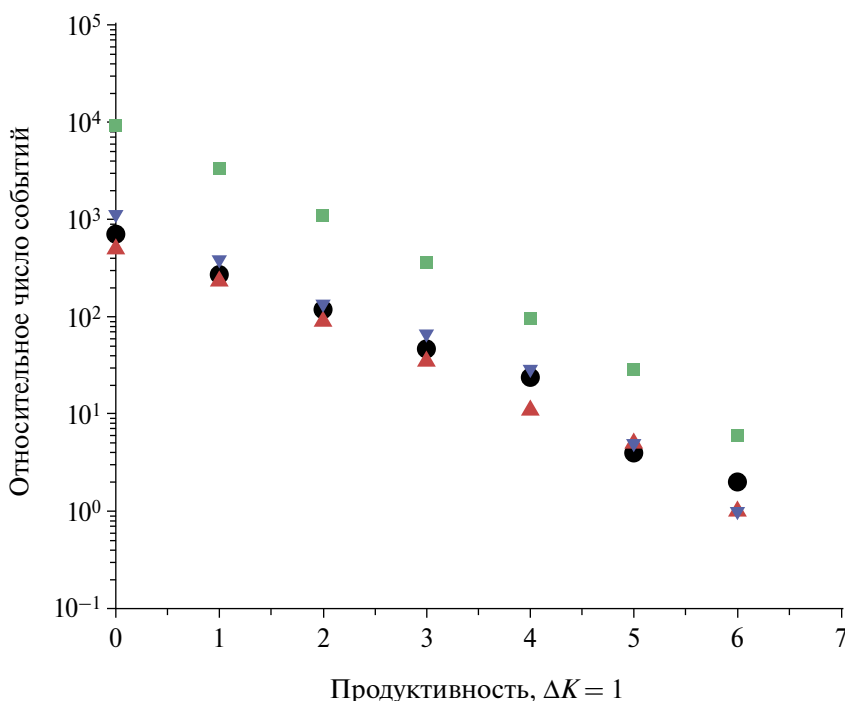


Рис. 7. Распределение продуктивности событий акустической эмиссии для различных областей нагружения в опыте BS02 (рис. 2б): черными кругами обозначено распределение до магистрального разлома; красными треугольниками – после разлома 1; синими треугольниками – после разлома 2; зелеными квадратами – после разлома 3.

изучения природы группирования и зависимости его параметров от различных условий. В отличие от натуральных исследований, в лабораторных экспериментах возможно задание определенных параметров нагружения.

Изучение продуктивности возможно при условии установления однозначных связей инициирующее событие (“родитель”) – инициируемое событие (“потомок”). Простой и эффективный

способ определения таких связей был предложен автрами работ [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013] на основе метода “ближайшего соседа”. Близость двух событий в этом методе определяется временем и расстоянием между ними с учетом фрактальных свойств среды и магнитуды событий [Baiesi, Paczuski, 2004]. В оригинальном подходе [Zaliapin, Ben-Zion, 2013] распределение функции близости до “ближайшего соседа” имеет

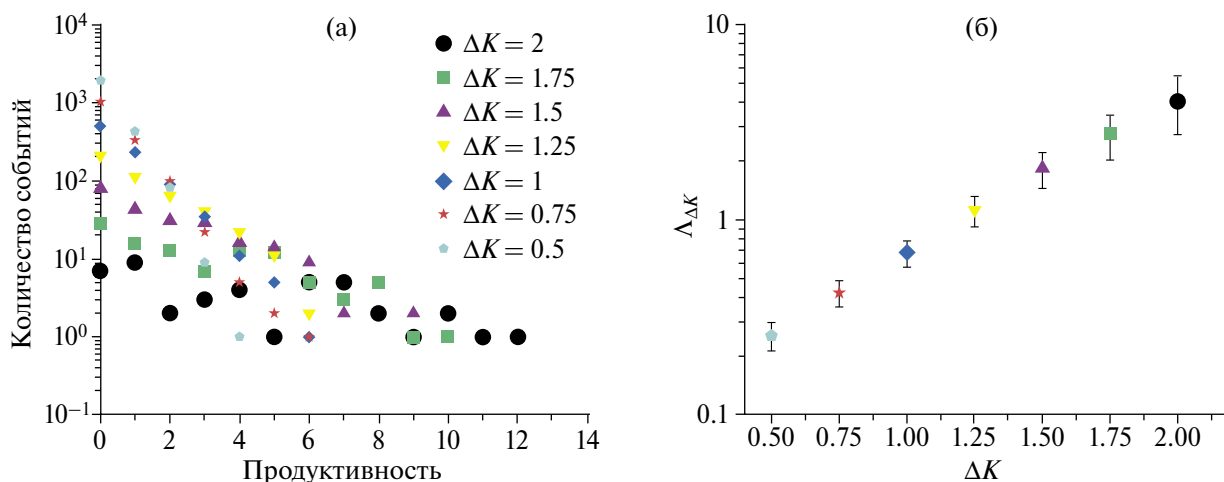


Рис. 8. (а) – Распределение продуктивности событий акустической эмиссии для области “после разлома 1” на рис. 2б, с разными ΔK : при разных значениях порога сохраняется экспоненциальная зависимость; (б) – средняя продуктивность событий акустической эмиссии в зависимости от относительного порога ΔK .

бимодальный вид и аппроксимируется суммой двух лог-нормальных распределений. В работе [Shebalin et al., 2020a] был предложен модельно-независимый способ разделения событий на фоновые и связанные, основанный на предположении, что правая часть распределения, соответствующая фоновым событиям, может моделироваться рандомизацией каталога землетрясений. Этот подход оказалось возможным использовать при анализе техногенных землетрясений, для которых обнаружилось одномодальное распределение функции близости до “ближайшего соседа” [Баранов и др., 2020].

При анализе в данной работе событий акустической эмиссии в лабораторных условиях также наблюдается одномодальное распределение функции близости до ближайшего соседа. Для определения порогового значения функции близости, разделяющего фоновые и связанные события, в нашей работе успешно применен подход, основанный на рандомизации каталога [Shebalin et al., 2020b; Баранов и др., 2020]. Этот подход позволил выявить случаи даже полного отсутствия кластеризации. Полученные нами одномодальные распределения указывают на то, что плотность фоновых событий акустической эмиссии в пространстве и времени сравнима с плотностью связанных событий. Отличие АЕ42 от других экспериментов вполне объясняется смесью двух потоков независимых событий с разной интенсивностью.

Одномодальный вид распределения может также быть вызван большой погрешностью локации. В данном исследовании это не так. Погрешность локации составляет 2–3 мм [Смирнов

и др., 2019; Смирнов, Пономарев, 2020] – много меньше среднего расстояния между событиями акустической эмиссии, которое мы оцениваем в пределах от 39.2 до 58.4 мм в зависимости от эксперимента. Тем не менее, именно одномодальный вид распределения послужил основанием для дополнительной проверки точности локации в некоторых экспериментах, анализ которых оказался за пределами рассмотрения в данной работе из-за возникшего сомнения в оценках погрешности локации событий.

Исследование продуктивности событий акустической эмиссии в рассмотренных лабораторных экспериментах показало, что экспоненциальный характер распределения как в случае всего каталога событий, так и в случае областей афтершоковых серий после магистрального разлома в рассматриваемых экспериментах, сохраняется при различных значениях относительного порога энергетического класса (при условии достаточной статистики).

Средняя продуктивность событий акустической эмиссии (параметр кластеризации) растет с ростом относительного порога ΔK аналогично ранее анализированным натурным событиям [Shebalin et al., 2020a; Баранов и др., 2020], что говорит об уменьшении параметра кластеризации в соответствии с наклоном графика повторяемости.

Коэффициент k соотношений (5), определяемый в рамках адаптивного подхода, является дополнительной величиной, определяющей долю фоновых событий в каталоге. Была установлена тенденция уменьшения коэффициента k сразу

после формирования магистрального разлома. Напротив, в случае экспериментов серии АЕ с растянутым во времени процессом разрушения до главного события связанных событий выделить не удастся.

На возникновение землетрясений прежде всего влияет наличие разломных зон, в том числе обуславливающих напряженное состояние горной породы [Кочарян, 2016]. Поэтому вполне естественно, что аналогия между зависимостями событий акустической эмиссии и землетрясениями наиболее отчетливо прослеживается на этапах с уже сформировавшимися разломами. Для АЕ серии до разлома группируемость не наблюдается, а для ВS доля группируемых событий до формирования магистрального разлома меньше, чем после него.

Новое подтверждение закона продуктивности в случае событий акустической эмиссии при разрушении горных пород дает основание рассматривать экспоненциальное распределение продуктивности как общее свойство сейсмических событий разной природы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант 20-17-00180-П).

БЛАГОДАРНОСТИ

Также авторы хотят выразить свою благодарность Т.Г. Елениной за ценные советы и замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Жукова С.А., Корчак П.А., Шебалин П.Н.* Продуктивность техногенной сейсмичности // *Физика Земли* 2020. № 3. С. 40–51.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- Моторин А.Ю., Жукова С.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Воздействие обводненности среды на продуктивность природно-техногенной сейсмичности (на примере Хибинского массива) // *Физика Земли*. 2024. № 2. С. 3–14.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Сергеева С.М.* О подобии и обратной связи в экспериментах по разрушению горных пород // *Физика Земли*. 2001. № 1. С. 89–96.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Станчиц С.А., Потанина М.Г., Патонин А.В., Dresen G., Narteau C., Bernard P., Строганова С.М.* Лабораторное моделирование афтершоковых последовательностей: зависимость параметров Омори и Гутенберга–Рихтера от напряжений // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 149–165.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 4–5. С. 50–62.
- Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Physical review E*. 2004. V. 69. № 6. P. 066106.
- Baró J., Corral Á., Illa X., Planes A., Salje E.K.H., Schranz W., Vives E.* Statistical similarity between the compression of a porous material and earthquakes // *Physical review letters*. 2013. V. 110. № 8. P. 088702. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.110.088702>
- Bayliss K., Naylor M., Main I.G.* Probabilistic identification of earthquake clusters using rescaled nearest neighbour distance networks // *Geophysical Journal International*. 2019. V. 217. № 1. P. 487–503.
- Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick slip as a mechanism for earthquakes // *Science*. 1966. V. 153. P. 990–992.
- Grassberger P., Procaccia I.* Measuring the Strangeness of Strange Attractors // *Physica D: Nonlinear Phenomena*. 1983. V. 9. P. 189–208. DOI: 10.1016/0167-2789(83)90298-1
- Hainzl S., Sippl C., Schurr B.* Linear relationship between aftershock productivity and seismic coupling in the Northern Chile subduction zone // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 8. P. 8726–8738.
- Hirata T., Satoh T., Ito K.* Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1987. V. 90. № 2. P. 369–374. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb00732.x>
- Kandula N., Mc Beck J., Cordonnier B., Weiss J., Dysthe D.K., Renard F.* Synchrotron 4D X-ray imaging reveals strain localization at the onset of system-size failure in porous reservoir rocks // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. P. 1–26.
- Lei X., Ma Sh.* Laboratory acoustic emission study for earthquake generation process // *Earthquake Science*. 2014. V. 27. № 6. P. 627–646. DOI: 10.1007/s11589-014-0103-y
- Lockner D.A., Byerlee J.D.* Development of fracture planes during creep in granite. In Proc. 2-nd Conference on Acoustic Emission. Microseismic Activity in Geological Structures and Materials / H. R. Hardy, W. F. Leighton (eds.). Trans-Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, Germany. 1980. P. 11–25.
- Lockner D. A., Byerlee J. D., Kuksenko V., Ponomarev A., Sidorin A.* Quasi-static fault growth and shear fracture // *Nature*. 1991. V. 350. № 6313. P. 39–42.
- Marsan D., Helmstetter A.* How variable is the number of triggered aftershocks? // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 5544–5560.

- Marsan D., Lengline J. Extending Earthquakes' Reach Through Cascading // *Science*. 2008. V. 319. P. 1076–1079. DOI: 10.1126/science.1148783
- McBeck J., Ben-Zion Y., Renard F. Fracture network localization preceding catastrophic failure in triaxial compression experiments on rocks // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. P. 778811.
- Ogata Y. Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis // *Tectonophysics*. 1989. V. 169. № 1-3. P. 159–174.
- Scholz C.H. *The Mechanics of earthquakes and faulting* (3-rd edition). Cambridge Univ. Press. 2019. 512 p. ISBN: 9781316615232
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V. Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. 2020a. V. 222. № 2. P. 1264–1269.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V. Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International* (Supporting information). 2020b. V. 222. № 2. P. 1264–1269.
- Utsu T. Aftershocks and earthquake statistics (1): Some Parameters Which Characterize an Aftershock Sequence and Their Interrelations // *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*. 1969. Series 7. Geophysics. 1970. V. 3. № 3. P. 129–195.
- Vilhelm J., Rudajev V., Ponomarev A.V., Smirnov V.B., Lokajčiček T. Statistical study of acoustic emissions generated during the controlled deformation of migmatite specimens // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2017. V. 100. P. 83–89.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. Earthquake clusters in southern California I: identification and stability // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 2847–2864.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y. A global classification and characterization of earthquake clusters // *Geophysical Journal International*. 2016. V. 207. № 1. P. 608–634.
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V., Wong H. Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // *Phys. Rev. Lett.* 2008. V. 101. № 1. P. 018501.

Acoustic Emission Events Clustering Parameters in Laboratory Rock Fracture Experiments

S. D. Matochkina^{a,b,*}, P. N. Shebalin^{a,c}, V. B. Smirnov^{b,d},
A. V. Ponomarev^d, and P. A. Malyutin^{a,b,d}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^b*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia*

^c*Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia*

^d*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia*

*e-mail: sofjamat@mail.ru

Received March 4, 2024

revised March 22, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – This paper verifies the compliance of the earthquake productivity law (Shebalin et al., 2020a) in laboratory experiments on rock destruction. Westerly granite and Benheim sandstone specimens were subjected to uniaxial loading under uniform compression. An acoustic-emission (AE) recording system made it possible to create catalogues of AE sources similar to earthquake catalogues. The data from experiments conducted at the Rock Friction Laboratory (USGS, Menlo Park, United States) and the Geomechanics and Rheology Laboratory (GFZ, Potsdam) were analyzed. It was found that the AE events in the considered samples are characterized by a unimodal distribution of the nearest-neighbor proximity function. The compliance of the productivity law for acoustic-emission events in laboratory experiments on the destruction of rock samples is shown, which gives grounds to speak about the similarity of grouping processes in real seismicity and in laboratory conditions.

Keywords: laboratory experiment, acoustic emission, proximity function, productivity, earthquake productivity law

УДК 523.98 + 550.37 + 551.510.535

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В СИСТЕМЕ “ИОНОСФЕРА—АТМОСФЕРА—ЛИТОСФЕРА” И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2024 г. В. А. Новиков^{1,2, *}, В. М. Сорокин^{3, **}

¹Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия

²Институт динамики геосфер РАН им. академика М.А. Садовского, г. Москва, Россия

³Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН им. Н.В. Пушкова, г. Москва, Россия

*E-mail: novikov@ihed.ras.ru

**E-mail: sova@izmiran.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 11.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Выполненные ранее численные исследования влияния солнечных вспышек класса X на сейсмическую активность показали, что поглощение рентгеновского излучения солнечной вспышки в ионосфере может вызвать пульсации геомагнитного поля до 100 нТ и соответствующую генерацию теллурических токов в разломах земной коры с плотностью до 10^{-6} А/м², которая сопоставима с плотностью тока, создаваемого в земной коре искусственными импульсными источниками и приводящего к инициированию слабых землетрясений на Памире и Северном Тянь-Шане. Для проверки данных численных результатов проведен анализ возможного воздействия 50 сильнейших вспышек класса X (1997–2023 гг.) как на глобальную сейсмическую активность, так и на зоны подготовки землетрясений, расположенные только на освещенной части земного шара. Методом наложения эпох установлено повышение количества землетрясений с $M \geq 4.5$ в течение 10 суток после солнечной вспышки, особенно в области с радиусом 5000 км вокруг подсолнечной точки (до 68% при классе вспышки >X5), по сравнению с аналогичным периодом до нее. Анализ афтершоковой активности сильного Суматра-Андаманского землетрясения ($M = 9.1$, 26.12.2004 г.) показал, что количество афтершоков с магнитудой $M \geq 2.5$ возросло более чем в 17 раз после солнечной вспышки класса X10.1 (20.01.2005 г.) с задержкой 7–8 суток. Кроме того показано, что солнечные вспышки класса X2.3 и M3.64, произошедшие после Дарфилдского землетрясения ($M = 7.1$, 03.09.2010 г., Новая Зеландия), в области подсолнечных точек которых находилась афтершоковая зона, вероятно, вызвали три сильных афтершока ($M6.3$, $M5.2$ и $M5.9$) с одной и той же задержкой 6 суток на разломе Port Hills, который является наиболее чувствительным к внешнему электромагнитному воздействию с точки зрения его электропроводности и ориентации. С учетом концепции прогноза землетрясений на основе триггерных воздействий, предложенной Г.А. Соболевым, обсуждается возможность использования полученных результатов для краткосрочного прогноза в качестве дополнительной информации наряду с известными предвестниками.

Ключевые слова: солнечная вспышка, рентгеновское излучение, ионосфера, теллурические токи, электромагнитное инициирование землетрясений, краткосрочный прогноз.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050078>, EDN: EJWLDI

ВВЕДЕНИЕ

Проблема возможной взаимосвязи солнечной активности, сопровождающейся магнитными бурями, и сейсмичности Земли обсуждается уже более 170 лет (см., например, [Соболев

и др., 2001; 2021; Закржевская, Соболев, 2002; Anagnostopoulos et al., 2021]). Несмотря на довольно большое количество публикаций по данной тематике, окончательное заключение о возможности инициирования землетрясений (ЗТ) солнечными вспышками (СВ) или

геомагнитными бурями (ГМБ) до сих пор не сделано. Результаты, полученные к настоящему времени, являются довольно размытыми, а в ряде случаев – противоречивыми, при этом ряд авторов вообще отрицают существование взаимосвязи между процессами на Солнце и в литосфере, приводящей к возникновению ЗТ [Love, Thomas, 2013; Akhoondzadeh, De Santis, 2022]. Необходимо отметить, что во всех предыдущих исследованиях использовался только статистический анализ рядов наблюдений геофизических данных (чисел Вольфа, параметров солнечного ветра, вариаций геомагнитного поля) и сейсмических каталогов, когда проверялась гипотеза наличия или отсутствия возможной корреляции (положительной или отрицательной) между солнечной активностью и сейсмичностью Земли. Физические механизмы солнечно-земных связей, объясняющих возможное инициирование ЗТ, не рассматривались, а на их возможное существование указывалось только феноменологически, когда в результате анализа обнаруживалась статистически значимая связь между солнечной активностью и предполагаемым откликом на нее сейсмичности Земли. Такой упрощенный подход к изучению солнечно-земных связей может дать в результате ложные результаты и привести к некорректным заключениям, при этом на их основе не могут быть даны практические рекомендации по снижению сейсмической опасности.

В отличие от чисто статистического подхода, в ряде работ, опубликованных в последнее время [Sorokin et al., 2019; 2023; Novikov et al., 2020; Новиков и др., 2023], рассматривается возможный физический механизм инициирования ЗТ электромагнитным (ЭМ) воздействием на зону его подготовки, обусловленным рентгеновским излучением сильных солнечных вспышек (СВ) класса X (пиковый поток излучения $\geq 10^{-4}$ Вт/м²). Предложенная в этих работах физическая модель основана на механизме генерации геомагнитных пульсаций, связанных с локальным изменением проводимости ионосферы ионизирующим излучением СВ в присутствии внешних электрического \mathbf{E}_{ext} и магнитного \mathbf{B}_{ext} полей. В процессе ионизации ионосферы излучением СВ с коротким фронтом нарастания ее амплитуды в резонаторе “Земля–ионосфера” формируются колебания геомагнитного поля. Внешнее электрическое поле в ионосфере \mathbf{E}_{ext} направлено параллельно земной поверхности. Изменение проводимости ионосферы приводит к возмущению ионосферных токов и, соответственно, к генерации возмущения магнитного

и электрического полей. В проводящей ионосфере возмущение электрического поля \mathbf{e} удовлетворяет уравнению:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) + \mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t) \mathbf{e} = -\mu_0 \frac{\partial}{\partial t} \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t) \mathbf{E}_{\text{ext}},$$

где $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{r}, t)$ – тензор возмущенной проводимости ионосферной плазмы. Выше проводящего слоя ионосферы возмущение электрического поля удовлетворяет уравнению:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e})_{\perp} + \frac{1}{u^2} \frac{\partial^2 \mathbf{e}_{\perp}}{\partial t^2} = 0,$$

где u – скорость Альвена; знак \perp обозначает поперечные компоненты вектора. В земле с проводимостью $\sigma_g(\mathbf{r})$ возмущение электрического поля удовлетворяет уравнениям:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{e}) + \mu_0 \sigma_g(\mathbf{r}) \frac{\partial \mathbf{e}}{\partial t} = 0.$$

Так как горизонтальный масштаб изменения проводимости ионосферы значительно превышает вертикальный, уравнение поля в ионосфере заменяется граничным условием. Ионизация ионосферы осуществляется импульсным потоком монохроматического излучения СВ, частота которого совпадает с максимумом спектра излучения. В данной математической модели для расчета поля и тока в литосфере [Sorokin et al., 2023] применяются существующие модели электрофизических параметров ионосферы.

С использованием разработанных физической и математической моделей взаимодействия рентгеновского излучения СВ с системой “ионосфера–атмосфера–литосфера” было показано, что кратковременное воздействие СВ должно приводить к сильным пульсациям геомагнитного поля до 100 нТ с периодом 1–100 с, что может вызывать резкий всплеск теллурических токов (ТТ) в проводящих разломах земной коры [Sorokin et al., 2023], плотность которых, в зависимости от проводимости разлома, может достигать 10^{-8} – 10^{-6} А/м², что на 2–3 порядка превышает среднюю плотность теллурических токов в литосфере [Lanzerotti et al., 1986]. При этом длительность импульса ТТ в литосфере может составлять порядка 100 с с длительностью фронта нарастания ~ 10 с.

Следует отметить, что параметры импульсов ТТ, вызываемых СВ, сопоставимы с параметрами импульса тока (плотность 10^{-8} – 10^{-7} А/м², длительность импульса до 10 с), создаваемого в земной коре на глубине 5–10 км искусственными импульсными источниками, подающими

ток в земную кору через заземленный диполь и приводящими к пространственно-временному перераспределению региональной сейсмичности Памира и Северного Тянь-Шаня за счет инициирования слабых землетрясений [Tarasov et al., 2000; Tarasov, Tarasova, 2004; Зейгарник и др., 2022]. В связи с этим сделано предположение, что и СВ класса X также могут инициировать ЗТ в проводящих разломах земной коры, когда они находятся в субкритическом напряженно-деформированном состоянии. На правомерность такого предположения указывают, во-первых, случаи наблюдения импульсов геомагнитного поля перед землетрясением [Scoville et al., 2015], аналогичных полученным численными оценками геомагнитных импульсов, генерируемых рентгеновским излучением СВ, и во-вторых, наблюдением резкого повышения глобальной и региональной сейсмичности (Греция) после солнечной вспышки класса X13.33, произошедшей 06.09.2017 г. [Novikov et al., 2020].

Для дополнительной верификации физической модели и результатов численных исследований [Sorokin et al., 2023] выполнен анализ магнитограмм, зарегистрированных геомагнитными обсерваториями сети INTERMAGNET во время СВ класса X11.83 (10.09.2017 г.), расположенными на различных расстояниях от подсолнечной точки (ПСТ), а также проведен статистический анализ воздействия 50 сильнейших СВ (1997–2023 гг.) как на глобальную сейсмичность, так и на сейсмичность всей освещенной части земного шара и области с радиусом 5000 км вокруг ПСТ, где воздействие СВ будет максимальным, и анализ воздействия СВ класса X и M на афтершоковые зоны двух сильных ЗТ: Суматра-Андаманского ЗТ ($M = 9.1$, 26.12.2004 г.) и Дарфилдского ЗТ ($M = 7.1$, 04.09.2010 г., Новая Зеландия), в которых постоянно возникают области в субкритическом напряженно-деформированном состоянии, чувствительные к внешним триггерным воздействиям.

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ СИЛЬНЫХ СВ КЛАССА X

Известно, что СВ вызывают вариации геомагнитного поля, которые представляют собой резкий скачок в течение нескольких минут, затем плавную бухту в течение 30–60 мин и лишь изредка затухающие пульсации [Polanskaya et al., 2023]. В этом случае триггером ЗТ может быть резкий скачок геомагнитного поля, поскольку именно он (его максимальное значение dB/dt) вызывает максимальный всплеск теллурических

токов в земной коре, которые по аналогии с искусственным ЭМ воздействием могут инициировать ЗТ. В соответствии с теоретической моделью [Sorokin et al., 2023] рентгеновское излучение СВ поглощается в ионосфере, что приводит к импульсному росту ее проводимости, ионосферных токов и возмущениям геомагнитного поля в присутствии внешнего электрического поля. Предполагается, что максимальные ТТ возбуждаются в литосфере короткопериодными осцилляциями геомагнитного поля. В резонаторе “Земля–ионосфера” излучение СВ с коротким фронтом нарастания его амплитуды генерирует осцилляции геомагнитного поля с периодами от 1 до 100 с в процессе ионизации ионосферы. С учетом того, что рост проводимости ионосферы происходит в освещенной части земного шара, выполнен анализ магнитограмм обсерваторий сети INTERMAGNET [INTERMAGNET Data Viewer], расположенных на ней во время сильной СВ класса X11.83 (10.09.2017 г.). Время начала СВ 15:35 UTC, время пикового излучения 16:06 UTC, время окончания СВ 16:31 UTC. Длительность действия рентгеновского излучения СВ = 56 мин. Координаты ПСТ и зона освещенной части земного шара определялись по дате и времени пикового излучения СВ (16:06 UTC) с использованием солнечного калькулятора [Day and Night World Map]. Координаты обсерваторий, записи которых использованы для анализа, а также расстояние до ПСТ, представлены в табл. 1.

Произведена выборка суточной вариации горизонтальной компоненты геомагнитного поля B_x и ее производной dB_x/dt , которая дает максимальный вклад в генерацию ТТ в литосфере [Thomson et al., 2009], зарегистрированной в различных частях земного шара как освещенной, так и неосвещенной, на различных расстояниях от ПСТ. Выборочные суточные магнитограммы горизонтальной компоненты геомагнитного поля B_x и графики ее производной dB_x/dt для обсерваторий, расположенных на освещенной части земного шара на расстоянии от ПСТ $R = 1059.897$ км (KOU), $R = 2354.312$ км (HUA), 6137.714 км (BRD), 9878.412 км (PPT) и на неосвещенной части на расстоянии $R = 18166.432$ км (KDU) в течение суток 10.09.2017 г. представлены на рис. 1. Время воздействия СВ показано заштрихованным прямоугольником (время начала СВ 15:35 UTC, окончания – 16:31 UTC, длительность СВ = 56 мин).

Зависимость максимальных значений амплитуды горизонтальной компоненты геомагнитного поля dBx_{\max} , а также модуля производной

Таблица 1. Координаты геомагнитных обсерваторий сети INTERMAGNET с кодами IAGA, записи которых использованы для анализа горизонтальной компоненты геомагнитного поля B_x и ее производной dB_x/dt во время СВ класса X11.88 (2017.09.10 г., максимальный поток излучения в 16:06 UTC, координаты ПСТ для этого времени: широта 4.683° ; долгота -62.283°) и расстояние R от обсерватории до ПСТ

Код IAGA	Широта, град	Долгота, град	Расстояние R до ПСТ, км	$dB_{x_{\max}}$ за время СВ, нТ	$ dB_x/t_{\max} $ за время СВ, нТ/мин
KOU	5.2100	307.2700	1059.897	25.6	3.0
HUA	-12.0500	284.6700	2354.312	127.2	10.4
VSS	-22.4000	316.3500	3629.720	44.9	5.0
FRD	38.2100	282.6330	4028.675	69.90	8.8
STJ	47.5950	307.3230	4859.134	39.10	5.6
TUC	32.1700	249.2700	5883.310	48.2	5.0
BRD	49.8700	260.0261	6137.714	65.3	7.8
KEP	-54.2821	323.5071	6979.411	23.7	3.9
LER	60.1380	358.8170	7995.213	17.50	2.3
HLP	54.6035	18.8107	9010.050	13.70	1.9
PPT	-17.5670	210.4260	9878.412	2.90	0.2
SBA	-77.8500	166.7620	11403.164	10.8	4.9
API	-13.8155	-171.7812	12234.932	0.9	0.2
CSY	-66.2830	110.5330	13142.708	7.0	2.4
MMB	43.9100	144.1900	13997.415	1.7	0.3
BMT	40.3000	116.2000	15010.805	3.4	0.4
GNG	-31.3560	115.7150	17041.820	1.7	0.4
KDU	-12.6900	132.4700	18166.438	0.9	0.2

$|dB_x/t_{\max}|$ за время СВ от расстояния R от геомагнитной обсерватории до ПСТ, зарегистрированных на обсерваториях табл. 1, представлена на рис. 2.

Анализ магнитограмм B_x , зарегистрированных в различных частях земного шара как на освещенной, так и на неосвещенной частях, на различных расстояниях от ПСТ показывает, что импульсные вариации геомагнитного поля, предсказанные моделью из работы [Sorokin et al., 2023] во время СВ наблюдаются на освещенной части Земли, где происходит поглощение

рентгеновского излучения СВ в ионосфере. В то же самое время, на границе освещенной части (обсерватория PPT) и на неосвещенной части земного шара (обсерватория KDU) такие пульсации B_x отсутствуют. На рис. 2 показана тенденция снижения амплитуды пульсаций геомагнитного поля и ее производной с ростом расстояния от ПСТ до геомагнитной обсерватории. Максимальное импульсное изменение B_x во время СВ составляет 127 нТ, а пульсации dB_x/dt достигают 10.4 нТ/мин, то есть во время СВ такие пульсации геомагнитного поля будут

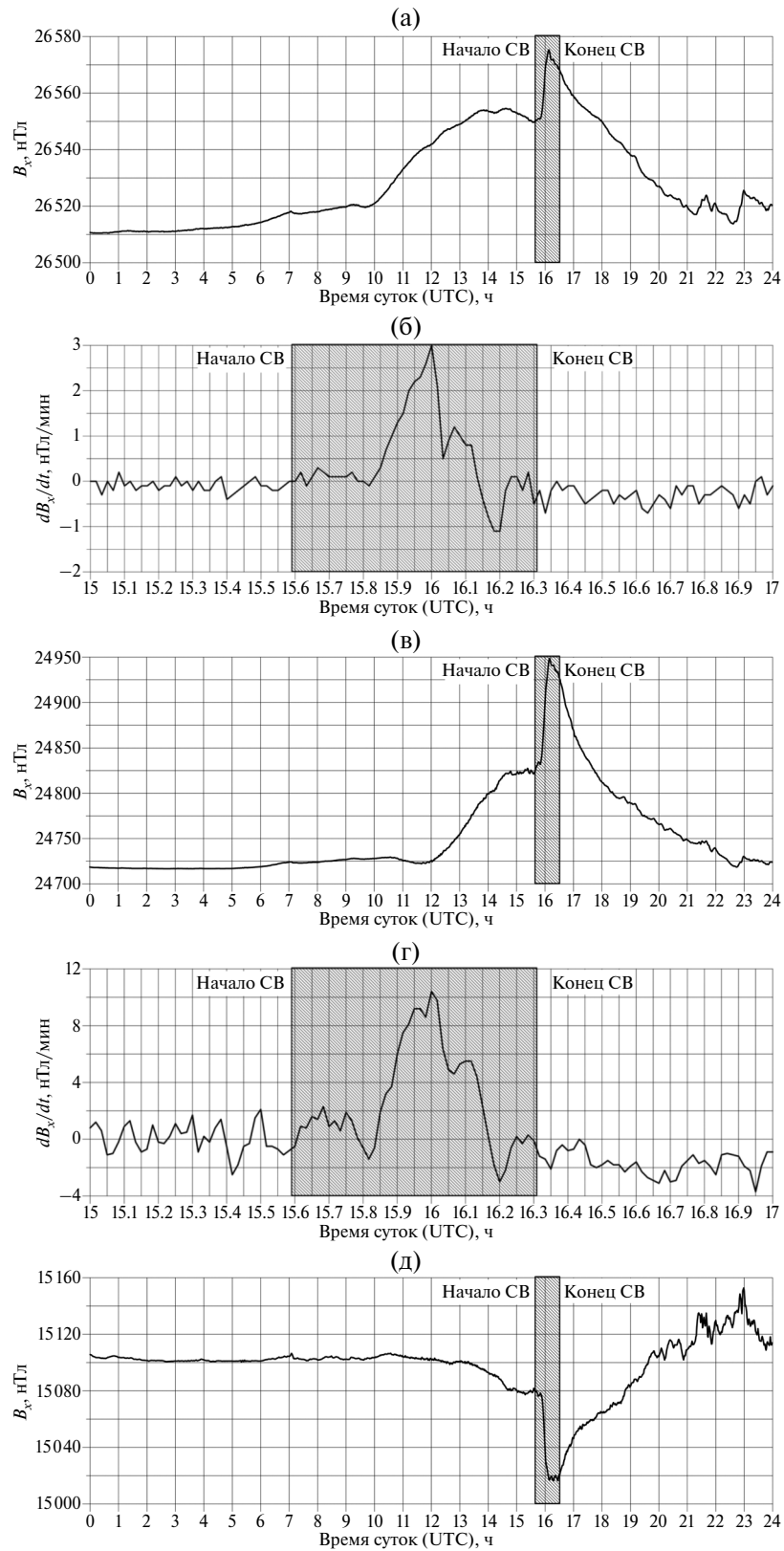


Рис. 1. Вариации горизонтальной компоненты геомагнитного поля B_x (левые панели, все сутки) и ее производной dB_x/dt (правые панели, интервал времени 15:00–17:00 UTC), зарегистрированные на различных геомагнитных обсерваториях (см. табл. 1) во время СВ класса X11.88, 10.09.2017 г. (а), (б) – KOU, $R = 1059.897$ км; (в), (г) – HUA, $R = 2354.312$ км; (д), (е) – BRD, $R = 6137.714$ км; (ж), (з) – PPT, $R = 9878.412$; (и), (к) – KDU, $R = 18166.438$ км; R – расстояние от ПСТ до обсерватории. Длительность воздействия СВ показана заштрихованным прямоугольником (56 мин).

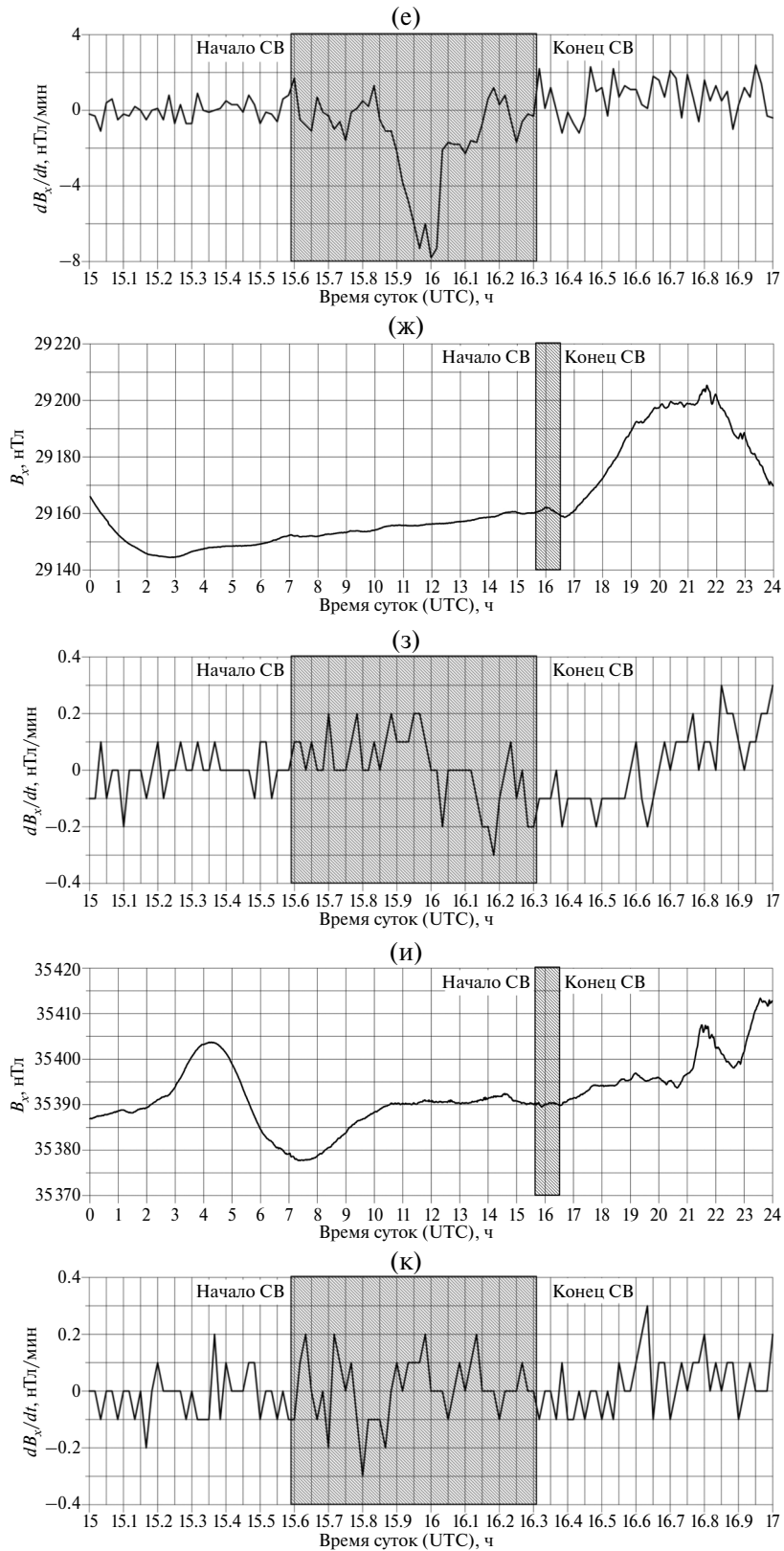


Рис. 1 (окончание).

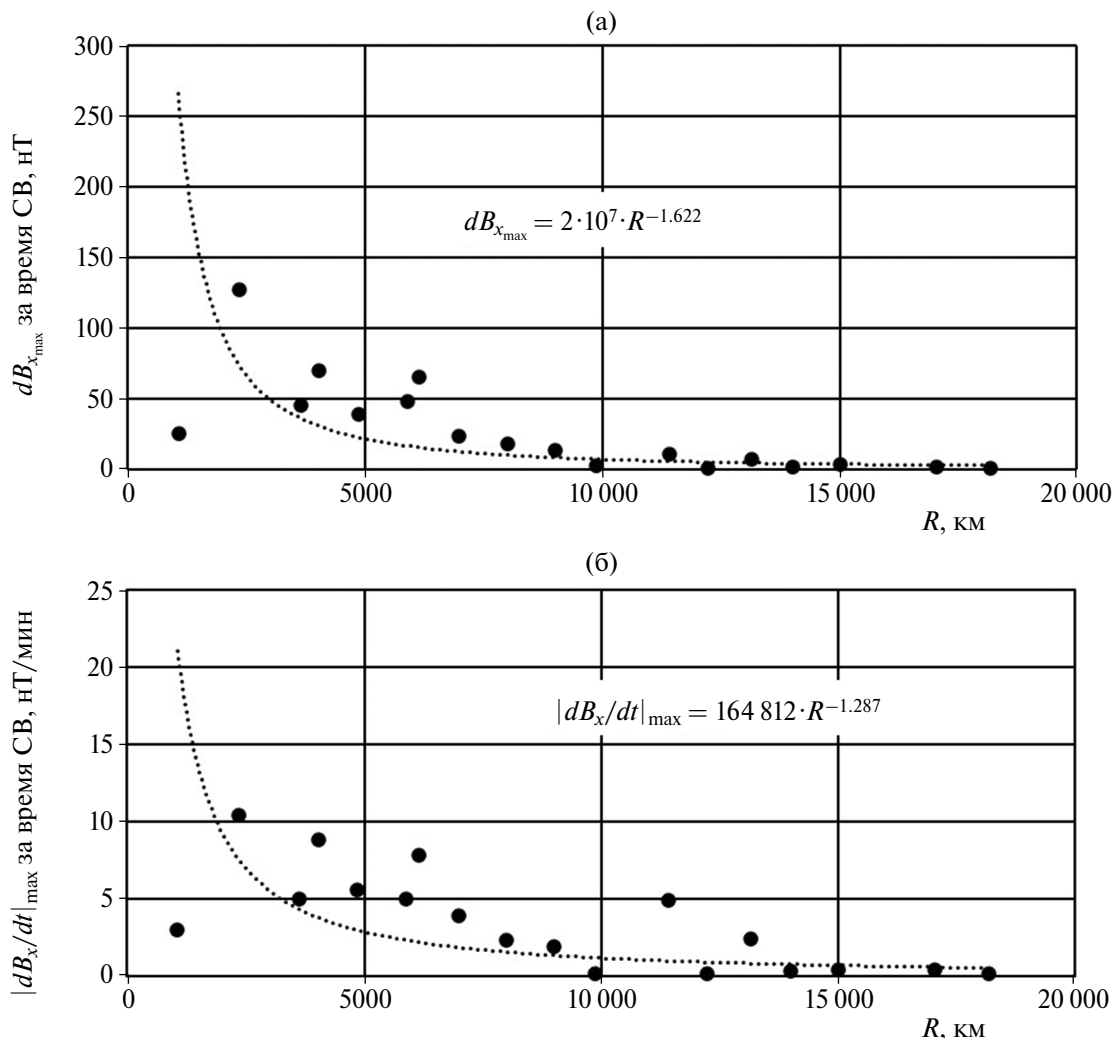


Рис. 2. Зависимости: (а) – максимальных значений амплитуды горизонтальной компоненты геомагнитного поля $dB_{x_{max}}$; (б) – модуля производной $|dB_x/dt|_{max}$ за время СВ от расстояния R между геомагнитной обсерваторией и ПСТ СВ класса X11.88 (2017.09.10 г.). Пунктирными кривыми представлены степенные аппроксимации зависимостей $dB_{x_{max}}$ и $|dB_x/dt|_{max}$ от R .

генерировать ТТ в литосфере. При этом на неосвещенной части Земли ТТ генерироваться не будут. Но при этом возникает вопрос: могут ли такие импульсные вариации геомагнитного поля во время сильной СВ создавать ТТ в разломах, способные инициировать землетрясения? Необходимо отметить то, что значения производной dB/dt на уровне 10 нТл/мин значительно ниже dB/dt для других пульсаций геомагнитного поля типа SSC, суббуревых и P13 пульсаций, амплитуда которых может достигать нескольких сотен нТл/мин. Однако в данной работе не рассматриваются все пульсации геомагнитного поля различной природы, а только те, которые вызваны СВ класса X. Целью данного исследования, начатого в работе [Sorokin et al., 2023], является демонстрация такого подхода к анализу

солнечно-земных связей, когда сначала рассматривается физическая модель таких связей, а затем, на ее основе, делается специальная выборка из рядов наблюдений для последующего, более корректного на взгляд авторов, статистического анализа отклика сейсмичности на электромагнитное воздействие СВ. На следующем этапе исследований планируется анализ данных регистрации геомагнитного поля (пульсаций различной природы) в непосредственной близости от областей подготовки землетрясений, наиболее чувствительных к электромагнитному триггерному воздействию с точки зрения проводимости разломов, их ориентации и степени готовности к динамическому разрыву. Главным результатом проведенного анализа вариаций геомагнитного поля во время СВ является то, что пульсации во

время СВ существуют, регистрируются на освещенной части земного шара и уменьшаются по мере удаления от ПСТ (рис. 1). Следовательно, ТТ, обусловленные этими пульсациями, будут также уменьшаться по мере удаления от ПСТ, что будет определять размер и место выборки из каталога землетрясений для анализа сейсмического отклика на СВ.

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ДО И ПОСЛЕ СВ КЛАССА X

С целью ответа на поставленный вопрос о возможности инициирования ЗТ пульсациями геомагнитного поля, генерируемыми СВ, проведен анализ количества ЗТ с использованием временных окон 10 суток до и после СВ класса X методом наложения эпох. Использован каталог 50 сильнейших СВ класса X за период 1997–2023 гг. в диапазоне X3.81–X24.86 [*Real-time data and plots auroral activity*]. Для каждой СВ определены координаты ее ПСТ, зоны вокруг ПСТ с радиусом $R = 5000, 10\,000$ км (освещенная часть земного шара) и неосвещенная часть ($R > 10\,000$ км), для которых для каждой СВ сделаны выборки из представительной части каталога ЗТ Геологической службы США (USGS) (ЗТ с $M \geq 4.5$) [Search Earthquake Catalog]. Для рассмотрения возможного влияния мощности СВ на сейсмическую активность анализ проведен как для всех 50 СВ, так и для двух групп класса $10.0 \geq X \geq 5.0$ (18 СВ) и $5.0 > X > 3.81$ (26 СВ). При этом СВ класса $X > 10$ исключены из анализа ввиду их небольшого количества (6), которое может дать значительные статистические погрешности, поскольку ПСТ во время СВ

располагаются на поверхности Земли случайным образом, включая асейсмичные зоны.

Результаты анализа приведены в табл. 2, которые показывают, что в соответствии с физической моделью и численными оценками [Sorokin et al., 2023] отклик сейсмичности на воздействие СВ наблюдается только на освещенной части земного шара ($R < 10\,000$ км). На неосвещенной части количество ЗТ до и после СВ для всего каталога СВ (строка 1 табл. 2) в течение временного окна 10 суток практически не меняется. Наибольший отклик сейсмичности на СВ ($\Delta ZT, \%$) наблюдается в зоне с радиусом $R = 5000$ км вокруг ПСТ. С увеличением зоны возможного воздействия СВ на литосферу до границ всей освещенной части ($R = 10\,000$ км) прирост количества ЗТ после СВ уменьшается до 13.33% по аналогии со снижением амплитуды пульсаций B_x и dB_x/dt при удалении от ПСТ (см. рис. 2).

Для СВ класса $X > 5$ в зоне с радиусом $R = 5000$ км вокруг ПСТ наблюдается значительный рост количества ЗТ (68.2%), который уменьшается до 24.06% с ростом R до 10 000 км. Таким образом, подтверждаются выводы, сделанные с использованием физической модели [Sorokin et al., 2023] о возможности инициирования ЗТ сильными СВ класса X. При этом, для проведения в дальнейшем корректного статистического анализа отклика сейсмичности на воздействие СВ необходимо рассматривать только регионы, расположенные вблизи ПСТ. Если проводить анализ отклика глобальной сейсмичности для выбранных 50 сильнейших СВ класса X, то увеличение количества землетрясений для 10-суточного окна после СВ составляет

Таблица 2. Количество ЗТ ($M \geq 4.5$): (a) после СВ класса X и (b) до нее в зонах с радиусом 5000 км ($\Sigma_{R=5000}$), 10 000 км ($\Sigma_{R=10000}$) вокруг ПСТ и в неосвещенной части земного шара ($\Sigma_{\text{non-lit}}$), а также вариация количества ЗТ ($\Delta ZT, \%$) в интервале ± 10 суток от момента СВ для различных групп СВ (1 – для всего каталога 50 сильнейших СВ в период 1997–2023 гг.: $17.2 \geq X \geq 2.74$; для групп 2) $10.0 \geq X \geq 5.0$ и 3) $5.0 > X > 2.74$)

Группа СВ класса X:	$\Sigma_{R=5000}$		$\Sigma_{R=10000}$		$\Sigma_{\text{non-lit}}$	
	a	b	a	b	a	b
1) $17.2 \geq X \geq 2.74$	1667	1209	4507	3977	4157	4163
$\Delta ZT, \%$	37.88		13.33		-0.1	
2) $10.0 \geq X \geq 5.0$	456	767	1330	1546	1640	1590
$\Delta ZT, \%$	68.2		16.24		-3.05	
3) $5.0 > X > 3.81$	640	794	2068	2365	1891	1796
$\Delta ZT, \%$	24.06		14.36		-5.02	

только 6.44%, что может привести к некорректным выводам о слабом влиянии СВ на сейсмичность, либо о ее полном отсутствии.

На рис. 3 представлены гистограммы суточного распределения ЗТ до и после СВ для всего каталога 50 сильнейших СВ класса X. Видно, что как для всей освещенной части земного шара (а), так и для зоны с радиусом 5000 км вокруг ПСТ наблюдается всплеск сейсмической активности с задержкой 7–8 суток после СВ. Аналогичная задержка отклика сейсмической активности (4–8 суток) на искусственные импульсные электромагнитные воздействия на земную кору наблюдалась и в полевых экспериментах при подаче импульсов электрического тока в земную кору на Памире [Tarasov, Tarasova, 2004] и Северном Тянь-Шане [Tarasov et al., 2000].

Очевидно, что для практического использования полученных результатов с точки зрения прогноза инициирования ЗТ при воздействии СВ на зону его подготовки необходимо выделить регионы, наиболее чувствительные к такому воздействию, в первую очередь – области таких разломов, которые находятся в субкритическом

напряженно-деформированном состоянии. Так, в экспериментах на пружинно-блочной модели разлома земной коры было показано, что подвижка борта модельного разлома при подаче импульсов электрического тока в межблоковый контакт возникает только в том случае, когда уровень сдвиговых напряжений в контактной зоне находится на уровне 0.99–0.995 от критического значения, при котором лабораторное “ЗТ” происходит без внешних триггерных воздействий [Novikov et al., 2017].

Уровень напряжений в разломе, где ожидается ЗТ, может быть определен только приблизительно, например, на результатах реконструкции, выполненной структурно-геоморфологическим методом Л.А. Сим для платформенных областей [Rebetsky et al., 2022]. Тем не менее, существуют такие области, в которых постоянно возникают локальные субкритические напряжения. Это афтершоковые зоны сильных землетрясений, где после основного толчка происходит перераспределение напряжений в земной коре и переход ее в новое метастабильное состояние. С целью проверки отклика афтершоковой

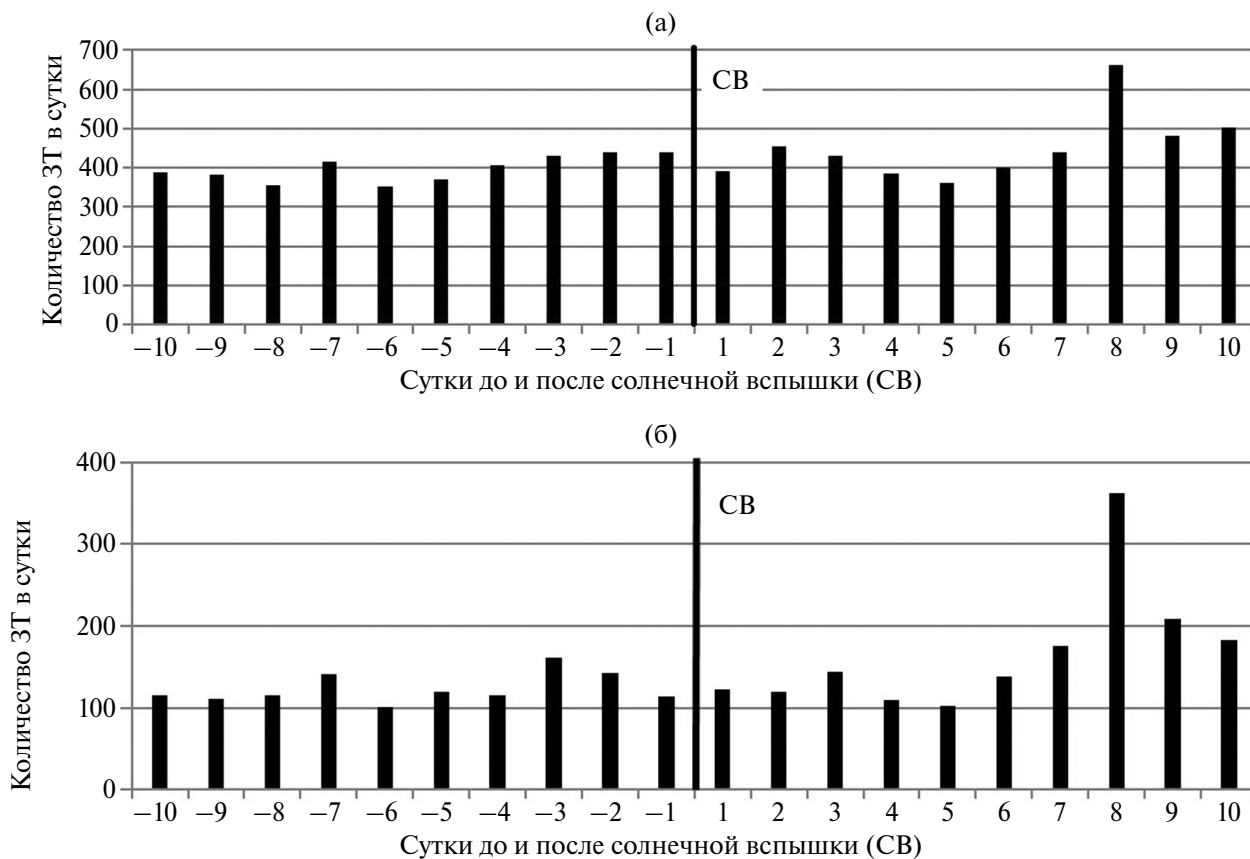


Рис. 3. Сейсмическая активность (количество ЗТ в сутки) до и после СВ (вертикальная линия): (а) – для всей освещенной части земного шара; (б) – для зоны с радиусом 5000 км вокруг ПСТ.

зоны, которая находится в ближней, по отношению к ПСТ, зоне во время сильной СВ, проведен анализ афтершоковой последовательности Суматра-Андаманского ЗТ ($M = 9.1$, 26.12.2004 г.) после СВ класса X10.16, которая произошла через 25 суток после основного толчка (20.01.2005 г.).

АНАЛИЗ ВОЗДЕЙСТВИЯ СВ КЛАССА X НА АФТЕРШОКОВУЮ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ

Сильное Суматра-Андаманское ЗТ с $M9.1$ произошло у берегов Индонезии 26.12.2004 г. и сопровождалось афтершоковой последовательностью. Через 25 суток 20.01.2005 г. произошла СВ класса X10.16, при этом в момент ее возникновения афтершоковая зона основного толчка была расположена в зоне максимального воздействия СВ (рис. 4) на расстоянии 2717.6 км от эпицентра ЗТ до ПСТ.

Ионизирующее излучение СВ вызвало пульсацию геомагнитного поля (рис. 5). Суточное распределение количества афтершоков представлено на рис. 6.

Сразу же после основного толчка $M9.1$ в течение двух суток наблюдается большое количество афтершоков (269 и 202, соответственно) с $M \geq 2.5$ (каталог USGS), которое уже на третий день снижается до 30. Далее, до момента СВ X10.16 среднесуточное количество афтершоков составляет около 20. После СВ с задержкой 6 суток начинается резкий рост количества афтершоков, который достигает 244 и 240 в течение

27–28 января 2005 г. и превышает фоновый уровень более чем в 20 раз. Затем происходит спад сейсмической активности до уровня, предшествовавшего СВ. Необходимо отметить, что в указанный период с 26.12.2004 г. по 02.02.2005 г. на земном шаре не было сильных ЗТ с $M > 7$, динамическое воздействие которых могло бы привести к наблюдаемому повторному всплеску афтершоковой активности в зоне Суматра-Андаманского ЗТ спустя 30 суток после основного толчка.

Таким образом показано, что в такой области, как афтершоковая зона сильного ЗТ, где вследствие перестройки поля напряжений постоянно возникают и существуют зоны с субкритическим напряженно-деформированным состоянием, СВ класса X, когда ее ПСТ расположена вблизи афтершоковой зоны, может инициировать большое количество сейсмических событий.

Полученные результаты дополнительно подтверждаются возникновением сильных афтершоков после СВ класса X и M в регионе Новой Зеландии в 2011 г. Сильное ЗТ $M7.1$ произошло около г. Дарфилд (03.09.2010 г.). После воздействия СВ класса X2.3 (15.02.2011 г.) на афтершоковую зону Дарфилдского ЗТ с задержкой 6 суток произошел сильный афтершок $M6.3$ (21.02.2011 г.), в результате которого погибло 185 человек. При возникновении этой СВ Новая Зеландия находилась в центральной зоне освещенной части земного шара, а эпицентр афтершока $M6.3$ был расположен на расстоянии 3853.7 км от ПСТ. По аналогии с другими СВ

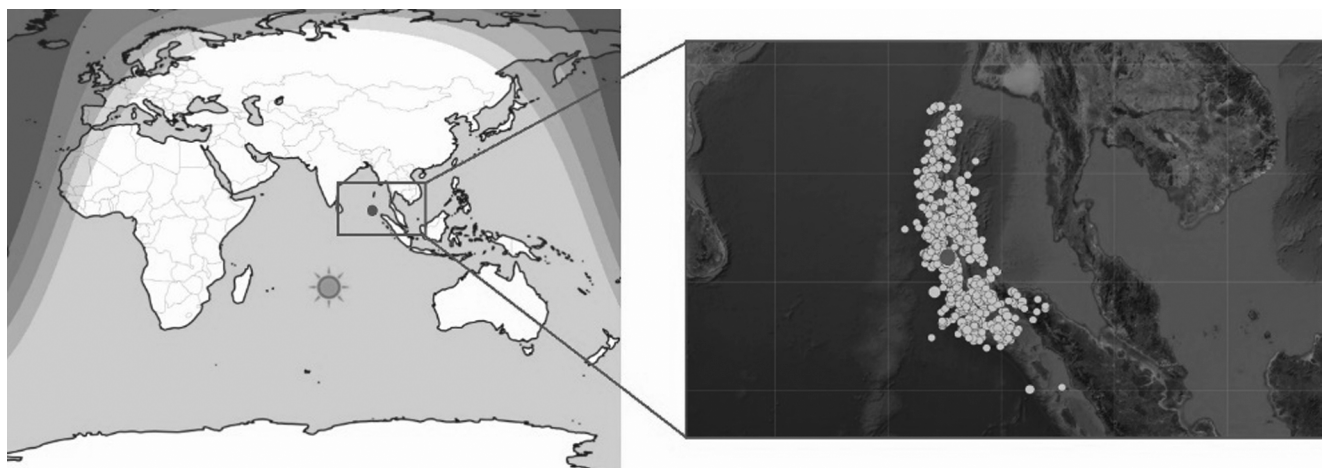


Рис. 4. Расположение эпицентра Суматра-Андаманского ЗТ (темно-серый кружок, координаты 3.295° N, 95.982° E) $M9.1$, 26.12.2004 г., и ПСТ (изображение Солнца на левой панели, координаты 20.083° S, 77.767° E) для СВ X10.18, 20.01.2005 г.; справа на врезке показана увеличенная афтершоковая зона основного толчка 26.12.2004 г.; темно-серый кружок – эпицентр ЗТ, расположенный на расстоянии 2717.6 км от ПСТ; светлые серые кружки обозначают эпицентры афтершоков ($M \geq 2.5$).

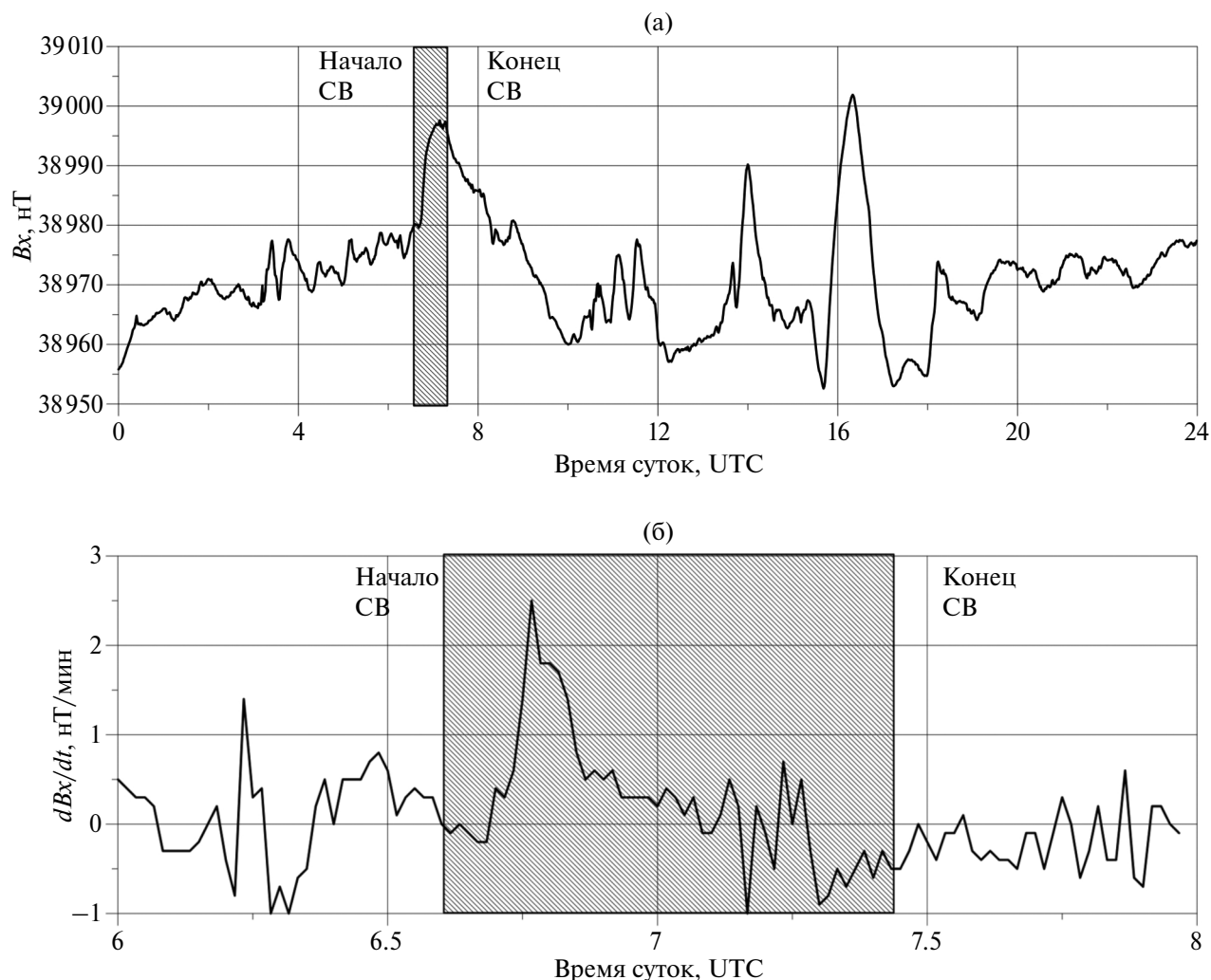


Рис. 5. Вариации геомагнитного поля: (а) B_x и (б) dB_x/dt , зарегистрированные на обсерватории РНУ, расположенной на расстоянии 2933.4 км от ПСТ и 2248.2 км от эпицентра ЗТ М9.1 во время СВ класса X10.18, 20.01.2005 г. Длительность СВ (50 мин) обозначена заштрихованным прямоугольником (начало 6:36, максимальный поток излучения 7:01, окончание 7:26 UTC).

класса X на обсерватории EYR (Новая Зеландия) во время данной СВ также была зарегистрирована пульсация горизонтальной компоненты геомагнитного поля B_x с амплитудой 20–25 нТ. Следует отметить, что в соответствии с численными результатами, полученными с использованием модели [Sorokin et al., 2023], вектор плотности ТТ в земной коре имеет юго-восточное направление, которое совпадает с направлением простирания разлома Port Hills, на котором произошел афтершок M6.3. При этом плотность ТТ по численным оценкам имеет порядок 10^{-7} А/м², что соответствует плотности тока, генерируемого в литосфере искусственным импульсным источником тока, которая привела к инициированию слабых ЗТ на Северном Тянь-Шане [Зейгарник и др., 2022]. Таким образом, разлом Port

Hills являлся наиболее чувствительным местом к электромагнитному воздействию СВ с точки зрения его напряженно-деформированного состояния (афтершоковая зона Дарфилдского ЗТ), плотности ТТ (10^{-7} А/м²) и ориентации вектора плотности ТТ, совпадающей с направлением простирания разлома, что содействовало дополнительной концентрации тока в разломе. Следует отметить 6-суточную задержку возникновения афтершока M6.3 после СВ, аналогично воздействию СВ на афтершоковую зону Суматра-Андаманского ЗТ М9.1 (задержка 7–8 суток), а также, как уже было указано выше, аналогично отклику сейсмичности при подаче импульсов электрического тока в земную кору на Памире (задержка 6–8 суток) [Tarasov, Tarasova, 2004] и Северном Тянь-Шане [Tarasov et al., 2000].

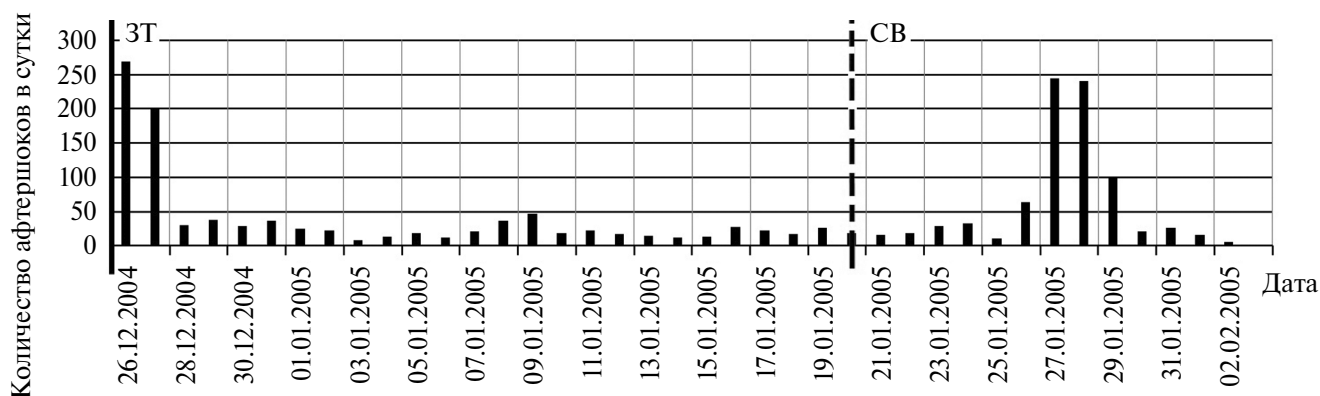


Рис. 6. Суточное распределение количества афтершоков ($M \geq 2.5$) Суматра-Андаманского ЗТ $M9.1$ с 26.12.2004 г. по 02.02.2005 г. Дата ЗТ обозначена слева черной вертикальной линией. Дата СВ класса $X10.18$ (20.01.2005 г.) обозначена черной пунктирной вертикальной линией.

Интересным является тот факт, что на том же самом разломе с той же самой задержкой 6 суток 13.06.2011 г. произошли еще два сильных афтершока $M5.2$ и $M5.9$ после более слабой СВ класса $M3.64$ (07.06.2011 г.). Такая длительная задержка отклика сейсмичности на СВ может быть, предположительно, связана с электромагнитным воздействием на миграцию флюидов в очаге ЗТ. По аналогии с импульсным динамическим триггерным воздействием на очаг ЗТ [Brodsky et al., 2003; 2005; Кочарян и др., 2011], когда сейсмические волны приводят к декольматации трещин и изменению режима миграции флюида в зоне подготовки ЗТ, в нашем случае импульс ТТ, энергия которого недостаточна для создания дополнительных механических напряжений [Novikov et al., 2017], способных инициировать ЗТ, также может приводить к декольматации трещин в зоне вокруг сейсмогенного разлома. В результате изменения проницаемости горных пород и увеличения миграции флюида в разлом, приводящей к снижению его механической прочности и фрикционных характеристик, возможно инициирование ЗТ с довольно большой задержкой, которая требуется для диффузии флюида в разлом. Данная гипотеза требует подтверждения лабораторными экспериментами и численными исследованиями.

ВОЗМОЖНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассмотрим возможность использования полученных результатов для краткосрочного прогноза ЗТ на основе концепции предсказуемости землетрясений, предложенной в работе [Sobolev,

2011]. На основе наблюдений поведения сейсмичности перед сильными землетрясениями, а также лабораторных исследований отклика акустической эмиссии (трещинообразования) из образцов горных пород в субкритическом напряженно-деформированном состоянии при внешних триггерных воздействиях Г.А. Соболевым был предложен следующий алгоритм краткосрочного прогноза землетрясений на основе триггерных явлений: (а) определение объема неустойчивой зоны (системы неустойчивых зон различного масштаба; (б) мониторинг триггерных эффектов и оценка их воздействия на неустойчивые области; (с) оценка вероятности места, времени и магнитуды землетрясения.

Первый шаг (а) при таком подходе к прогнозу землетрясений может быть выполнен на основе различных методов среднесрочного прогноза ЗТ (см., например, работы [Завьялов, 2006; Dzeboev et al., 2021]). Для случая электромагнитного воздействия на зону подготовки ЗТ в этих регионах необходимо дополнительно выбрать разломы земной коры с учетом их ориентации и электропроводности, в которых может ожидать генерация максимальных ТТ. Очевидно, что максимальные ТТ в разломе будут генерироваться в том случае, когда вектор плотности тока будет параллелен направлению разлома, что способствует концентрации тока в разломе. Согласно модели из работы [Sorokin et al., 2023] векторы плотности тока в северном полушарии в низких и средних широтах ориентированы, в основном, в широтном направлении, а в высоких широтах – в меридиональном направлении. В южном полушарии они ориентированы, как правило, в меридиональном направлении. Такое направление векторов плотности тока определяется горизонтальным распределением

векторов скорости ветра в ионосфере, создающего динамо-поле. Это распределение имеет сезонные и суточные вариации, модель которых используется в программе расчета векторов плотности тока [Sorokin et al., 2023; Новиков и др., 2023], и оно важно при выборе регионов и разломов, где будет анализироваться возможный отклик сейсмической активности на СВ.

Другим важным параметром при выборе разломов земной коры, чувствительных к сильным вариациям космической погоды, является их удельное электрическое сопротивление, которое обычно определяется методом магнитотеллурического (МТ) зондирования [Mackie et al., 1997]. Результаты полевых исследований показали, что разлом Сан-Андреас (Калифорния, США) [Unsworth et al., 1997] и другие основные разломы, например, разлом Alpine в Новой Зеландии [Ingham, Brown, 1998] и разлом Fraser River в Британской Колумбии, Канада [Jones et al., 1992] имеют проводящие зоны с удельным сопротивлением от 0.8 до 50 Ом·м. В то же время, некоторые крупные разломы демонстрируют наличие как проводящих, так и резистивных зон. Например, МТ-зондирование разлома Tintina в Северных Кордильерах [Ledo et al., 2002] показало, что разлом связан с резистивной зоной (>400 Ом·м) шириной 20 км на глубинах свыше 5 км. Разлом Denali на Аляске также имеет относительно резистивную структуру в верхних слоях земной коры [Stanley et al., 1990], а разлом Сан-Андреас в районе Carrizo Plain имеет резистивную зону в средне-глубинной области земной коры [Mackie et al., 1997]. Удельное сопротивление этих разломов варьируется в диапазоне ~250–10 000 Ом·м, следовательно, генерация импульсов ТТ вследствие сильных вариаций параметров космической погоды, достаточных для инициирования землетрясения, маловероятна или невозможна.

С учетом полученных численных оценок [Sorokin et al., 2023], по нашему мнению, корректный статистический корреляционный анализ влияния солнечной активности на сейсмичность Земли для выявления пороговых значений параметров такого воздействия, приводящих к инициированию ЗТ, должен, во-первых, основываться на физической модели механизма солнечно-земных связей, а во-вторых, в нашем случае для рассматриваемой конкретной модели электромагнитного инициирования ЗТ, выполняться следующим образом:

а) определение неустойчивой области (секции разлома земной коры), где ожидаются сильные землетрясения на основе существующих

методов выбора сейсмоопасных регионов (см., например, работы [Завьялов, 2006; Dzeboev et al., 2021]);

б) выбор разломов земной коры в регионах, определенных на шаге (а), наиболее чувствительных к электромагнитному воздействию с точки зрения их ориентации, близкой к направлению вектора плотности ТТ, а также их электропроводности;

с) выборка из региональных сейсмических каталогов тех землетрясений, которые произошли на разломах, определенных на шаге (б);

д) корреляционный анализ времени возникновения ЗТ и вариаций параметров космической погоды для определения времени задержки инициирования землетрясения и пороговых значений параметров космической погоды, вызывающих триггерный эффект в зоне подготовки землетрясения.

Таким образом, при наличии данных по электрическому сопротивлению разломов в зоне подготовки сильного ЗТ и степени готовности разлома земной коры к динамическому разрыву, эффект триггерного воздействия сильных СВ (класс X) можно использовать в качестве дополнительной прогностической информации в методах краткосрочного прогноза землетрясений наряду с другими предвестниками сильных ЗТ. Обнаруженная задержка отклика афтершоковой последовательности сильного ЗТ в Новой Зеландии на воздействие на нее СВ класса X может быть использована для определения временного интервала повышенной опасности инициирования сильных афтершоков во время спасательных работ после основного толчка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для дополнительной верификации результатов численных исследований с использованием физической модели [Sorokin et al., 2023] выполнен анализ магнитограмм, зарегистрированных на геомагнитных обсерваториях сети INTERMAGNET, а также проведен статистический анализ воздействия 50 сильнейших СВ как на глобальную сейсмичность, так и на сейсмичность всей освещенной части земного шара и области с радиусом 5000 км вокруг ПСТ, где воздействие СВ будет максимальным.

В результате выполненного анализа сейсмической активности во время СВ класса X методом наложения эпох для временных окон 10 суток до и после СВ показан рост количества ЗТ вокруг ПСТ после СВ до 38%. Кроме того,

обнаружена максимальная чувствительность афтершоковой зоны Суматра-Андаманского ЗТ (M9.1, 26.12.2004 г., Индонезия) к воздействию сильной СВ (X7.2, 20.01.2005 г.), в результате воздействия которой количество афтершоков ($M \geq 2.5$) возросло более чем в 20 раз с задержкой 7 суток после СВ. Аналогичный результат был получен для афтершоковой зоны Дарфилдского ЗТ (M7.1, 04.09.2010 г.), расположенной в зоне воздействия СВ X2.3 (15.02.2011 г.), после которой с задержкой 6 суток произошел сильный афтершок M6.3 (21.02.2011 г.).

Полученные результаты демонстрируют тот факт, что корректный статистический анализ солнечно-земных связей с точки зрения влияния солнечной активности на сейсмичность Земли необходимо проводить на основе какой-либо гипотезы о физическом механизме воздействия Солнца на деформационные процессы в земной коре для зон, наиболее чувствительных к такому воздействию. В данном случае, рассмотренный механизм электромагнитного воздействия СВ на зону подготовки ЗТ показал свою эффективность, когда было продемонстрировано, что сейсмическая активность в течение 10 суток после СВ возрастает примерно на 40% в области, близкой к ПСТ СВ, в то время как отклик сейсмичности на СВ на неосвещенной части земного шара не наблюдается.

Обнаруженные пульсации геомагнитного поля на освещенной части земного шара во время сильных СВ класса X, а также отклик сейсмичности на воздействие СВ, особенно в афтершоковой зоне сильных ЗТ, подтверждают гипотезу и физическую модель инициирования ЗТ ионизирующим излучением СВ, изложенные в работах [Sorokin et al., 2019; 2023; Novikov et al., 2020; Новиков и др., 2023]. На основе концепции прогнозируемости ЗТ на основе триггерных эффектов [Sobolev, 2011] полученные результаты, по нашему мнению, могут быть использованы в качестве дополнительной прогностической информации в методах краткосрочного прогноза ЗТ при наличии данных по электрическому сопротивлению разломов в зоне подготовки сильного ЗТ и воздействия СВ, а также по степени готовности разлома к динамическому разрыву. Очевидно, что такой подход на основе электромагнитных триггерных явлений может применяться только для сейсмоопасных регионов с проводящими разломами земной коры, ориентация которых примерно совпадает с направлением вектора плотности ТТ, возбуждаемых СВ. При этом рассматриваемая зона ожидаемого ЗТ должна располагаться на освещенной части

земного шара как можно ближе к ПСТ СВ, где наблюдаются максимальные пульсации геомагнитного поля, вызванные СВ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (Государственные задания ОИВТ РАН № 075-00270-24-00, ИДГ РАН № 122032900167-1, ИЗМИРАН № 1021060808637-6-1.3.8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.
- Закржевская Н.А., Соболев Г.А.* О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // *Физика Земли*. 2002. № 4. С. 3–15.
- Зейгарник В.А., Богомолов Л.И., Новиков В.А.* Электромагнитное инициирование землетрясений: полевые наблюдения, лабораторные эксперименты и физические механизмы (Обзор) // *Физика Земли*. 2022. № 1. С. 35–66. <https://doi.org/10.31857/S0002333722010100>
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П.* О связи сейсмичности с магнитными бурями // *Физика Земли*. 2001. № 11. С. 62–72.
- Соболев Г.А.* Влияние больших магнитных бурь на возникновение больших землетрясений // *Физика Земли*. 2021. № 1. С. 24–40.
- Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М.* Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // *Физика Земли*. № 12. 2011. С. 50–62.
- Новиков В.А., Сорокин В.М., Яценко А.К., Мушкарев Г.Ю.* Физическая модель и численные оценки теллурических токов, генерируемых рентгеновским излучением солнечной вспышки // *Динамические процессы в геосферах*. 2023. Т. 15. № 1. С. 23–44. https://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_1_23
- Akhoondzadeh M., De Santis A.* Is the Apparent Correlation between Solar-Geomagnetic Activity and Occurrence of Powerful Earthquakes a Casual Artifact? // *Atmosphere*. 2022. V. 13. P. 1131. <https://doi.org/10.3390/atmos13071131>
- Anagnostopoulos G., Spyroglou I., Rigas A., Preka-Papadema P., Mavromichalaki H., Kiosses I.* The sun as a significant agent provoking earthquakes // *The European Physical Journal Special Topics*. 2021. V. 230. P. 287–333. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2020-000266-2>
- Day and Night World Map. Интернет-ресурс: <https://www.timeanddate.com/worldclock/sunearth.html> (доступ 18.04.2024).
- Dzeboev B.A., Gvishiani A.D., Agayan S.M., Belov I.O., Karapetyan J.K., Dzeranov B.V., Barykina Y.V.* System-Analytical Method of Earthquake-Prone Areas Recognition //

- Applied Sciences. 2021. № 11. P. 7972. <https://doi.org/10.3390/app11177972>
- Brodsky E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.* A mechanism for sustained ground water pressure changes induced by distant earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2003. № 108. P. 2390–2400.
- Brodsky E.E., Prejean S.G.* New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. B04302. <https://doi.org/10.1029/2004JB003211>
- Ingham M., Brown C.* A magnetotelluric study of the Alpine Fault, New Zealand // *Geophysical Journal International*. 1998. № 2. P. 542–552. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00659.x>
- INTERMAGNET Data Viewer. Интернет-ресурс: https://imag-data.bgs.ac.uk/GIN_V1/GINForms2 (доступ 18.04.2024).
- Jones A.G., Kurtz R.D., Boerner D.E., Craven J.A., McNeice G.W., Gough D.I., DeLaurier J.M., Ellis R.G.* Electromagnetic constraints on strike-slip fault geometry – The Fraser River fault system // *Geology*. 1992. № 20. P. 561–564. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0561:ECOSSF>2.3.CO2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0561:ECOSSF>2.3.CO2)
- Lanzerotti L.J., Gregori G.P.* Telluric currents: The natural environment and interaction with man-made systems. The Earth's Electrical Environment. Washington D.C.: The National Academic Press. 1986. P. 232–257.
- Ledo J., Jones A.G., Ferguson I.J.* Electromagnetic images of a strike-slip fault: The Tintina fault-Northern Canadian // *Geophysical Research Letters*. 2002. № 29. P. 1225. <https://doi.org/10.1029/2001GL013408>
- Love J.J., Thomas J.N.* Insignificant solar-terrestrial triggering of earthquakes // *Geophysical Research Letters*. 2013. № 40. P. 1165–1170. <https://doi.org/10.1002/grl.50211>
- Mackie R.L., Livelybrooks D.W., Madden T.R., Larsen J.C.* A magnetotelluric investigation of the San Andreas Fault at Carrizo Plain, California // *Geophysical Research Letters*. 1997. № 24. P. 1847–1850. <https://doi.org/10.1029/97GL01604>
- Novikov V.A., Okunev V.I., Klyuchkin V.N., Liu J., Ruzhin Yu.Ya., Shen X.* Electrical triggering of earthquakes: results of laboratory experiments at spring-block models // *Earthquake Science*. 2017. V. 30. № 4. P. 167–172. DOI: 10.1007/s11589-017-0181-8
- Novikov V., Ruzhin Yu., Sorokin V., Yaschenko A.* Space weather and earthquakes: possible triggering of seismic activity by strong solar flares // *Annals of Geophysics*. 2020. № 63(5). P. A554. <https://doi.org/10.4401/ag-7975>
- Polyanskaya E.A., Solovieva M.S., Pilipenko V.A., Korkina G.M.* Monitoring of the Solar Flare Impact on the Ionosphere with VLF Radio Sounding and Magnetometers / Kosterov A., Lyskova E., Mironova I., Apatenkov S., Baranov S. (eds.). Problems of Geocosmos-2022. ICS 2022. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2023. P. 361–373. https://doi.org/10.1007/978-3-031-40728-4_27
- Real-time data and plots auroral activity. Интернет-ресурс: <https://www.spaceweatherlive.com/en/solar-activity/top-50-solar-flares.html> (доступ 11.03.2024).
- Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V.* Algorithm for calculating neotectonic stresses in platform areas by the structural-geomorphological method // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 1. P. 0577. DOI:10.5800/GT-2022-13-1-0577
- Scoville J., Heraud J., Freund F.* Pre-earthquake magnetic pulses // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2015. № 15. P. 1873–1880. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1873-2015>
- Search Earthquake Catalog. Интернет-ресурс: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (доступ 18.04.2024).
- Sobolev G.A.* Seismicity dynamics and earthquake predictability // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2011. № 11. P. 445–458. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-445-2011>
- Sorokin V.M., Yashchenko A.K., Novikov V.A.* A possible mechanism of stimulation of seismic activity by ionizing radiation of solar flares // *Earthquake Sciences*. 2019. V. 32. № 1. P. 26–34. <https://doi.org/10.29382/eqs-2019-0026-3>
- Sorokin V.M., Yashchenko A.K., Mushkarev G.Yu., Novikov V.A.* Telluric Currents Generated by Solar Flare Radiation: Physical Model and Numerical Estimations // *Atmosphere*. 2023. V. 14. № 3. P. 458. <https://doi.org/10.3390/atmos14030458>
- Stanley W.D., Labson V.F., Nokleberg W.J., Csejtey B., Fisher M.A.* The Denali fault system and Alaska Range of Alaska: Evidence for underplated Mesozoic flysch from magnetotelluric surveys // *Bulletin of Geological Society of America*. 1990. № 102. P. 160–173. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0160:TDFSA>2.3.CO2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0160:TDFSA>2.3.CO2)
- Tarasov N.T., Tarasova N.V.* Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses // *Annals of Geophysics*. 2004. V. 47. № 1. P. 199–212. <https://doi.org/10.4401/ag-3272>
- Tarasov N.T., Tarasova N.V., Avagimov A.A., Zeigarnik V.A.* The Effect of High Energy Electromagnetic Pulses on Seismicity in Central Asia and Kazakhstan // *Volcanology and Seismology*. 2000. V. 21. P. 627–639.
- Thomson A.W.P., McKay A.J., Viljanen A.* A Review of Progress in Modelling of Induced Geoelectric and Geomagnetic Fields with Special Regard to Induced Currents // *Acta Geophysica*. 2009. V. 57. № 1. P. 209–219. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0061-7>
- Unsworth M.J., Malin P.E., Egbert G.D., Booker J.R.* Internal Structure of the San Andreas Fault Zone at Parkfield, California // *Geology*. 1997. № 25. P. 359–362. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0359:ISOTSA>2.3.CO2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0359:ISOTSA>2.3.CO2)

Electromagnetic Trigger Effects in the Ionosphere—Atmosphere—Lithosphere System and Their Possible Use for Short-Term Earthquake Forecasting

V. A. Novikov^{a,b,*} and V. M. Sorokin^{c,**}

^aJoint Institute for High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Moscow, 125412 Russia

^bSadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

^cPushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation,
Russian Academy of Sciences, Moscow, 142191 Russia

*e-mail: novikov@ihed.ras.ru

**e-mail: sova@izmiran.ru

Received February 15, 2024

revised March 11, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – Previously conducted numerical studies of the influence of class X solar flares on seismic activity have shown that the absorption of X-ray radiation from a solar flare in the ionosphere can cause pulsations of the geomagnetic field up to 100 nT and the corresponding generation of telluric currents in faults in the Earth's crust with a density of up to 10^{-6} A/m², which is comparable to the current density created in the Earth's crust by artificial pulse sources and leading to the initiation of weak earthquakes in the Pamirs and Northern Tien Shan. To verify these numerical results, an analysis was conducted of the possible impact of the 50 strongest class X flares (1997–2023) on both global seismic activity and earthquake-preparation zones located only on the illuminated part of the globe. The method of superimposing epochs has established an increase in number of earthquakes $M \geq 4.5$ within 10 days after a solar flare, especially in the area with a radius of 5000 km around the subsolar point (up to 68% for flare class >X5), compared to the same period before it. Analysis of aftershock activity of the strong Sumatra–Andaman earthquake ($M = 9.1$, December 26, 2004) showed that the number of aftershocks with magnitude $M \geq 2.5$ increased more than 17 times after the X10.1 class solar flare (January 20, 2005) with a delay of 7–8 days. In addition, it has been shown that solar flares of class X2.3 and M3.64, which occurred after the Darfield earthquake ($M = 7.1$, September 3, 2010, New Zealand), in the area of subsolar points of which the aftershock zone was located, probably caused three strong aftershocks ($M6.3$, $M5.2$, and $M5.9$) with the same delay of 6 days on the Port Hills fault, which is the most sensitive to external electromagnetic influences in terms of its electrical conductivity and orientation. Taking into account the concept of earthquake forecasting based on trigger effects proposed by G.A. Sobolev, the possibility is discussed of using the obtained results for short-term forecasting as additional information along with known precursors.

Keywords: solar flare, X-ray radiation, ionosphere, telluric currents, electromagnetic initiation of earthquakes, short-term forecast

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ КАЛИФОРНИИ

© 2024 г. А. А. Петрушов^{1,2, *}, В. Б. Смирнов^{1,2},
В. О. Михайлов^{1,2}, С. А. Фомина¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: petrushov.aa18@physics.msu.ru

Поступила в редакцию 27.02.2024 г.

После доработки 10.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Перед 15 наиболее сильными землетрясениями Калифорнии с магнитудами $M \geq 6.5$ за 1984–2023 гг. проведен анализ аномалий сейсмического режима по двум параметрам: наклон графика повторяемости и функция *RTL*. Выявление пространственно-временных аномальных областей проводилось на основе известных для этих параметров образов предвестников. Представлены значения настроечных коэффициентов алгоритмов расчета и параметров фильтрации каталогов, выбранных для анализа каждого землетрясения. Для аномалий определены их характеристики (длительность, размер, расстояние от центра аномалии до эпицентра землетрясения). Сравнение длительностей аномалий показало, что для большинства землетрясений аномалии параметра *RTL* возникают раньше, чем аномалии наклона графика повторяемости. Полученная очередность возникновения аномалий отличается от очередности, обнаруженной авторами ранее при анализе сильных землетрясений в зонах субдукции и рифтовой зоне. Значительная доля из исследованных в Калифорнии землетрясений происходит с задержкой в несколько месяцев после завершения бухтообразных аномалий параметра *RTL*, отражающих завершение формирования метастабильной области среды. При этом аномально низкие значения наклона графика повторяемости сохраняются вплоть до момента землетрясения.

Ключевые слова: сейсмический режим, сейсмические аномалии, стадийность, сдвиговая зона.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050084>, **EDN:** EJVCWN

ВВЕДЕНИЕ

В работе [Смирнов, Петрушов, 2023] был проведен анализ аномалий сейсмического режима перед рядом землетрясений в зонах субдукции и в рифтовой зоне. Аномалии выявлялись и анализировались в пространственно-временных окрестностях выбранных землетрясений. Для выделения аномалий перед землетрясениями использовались известные образы предвестников. В качестве параметров сейсмического режима рассматривались наклон графика повторяемости и комплексный параметр, известный как *RTL*.

Длительности выявленных в работе [Смирнов, Петрушов, 2023] аномалий лежат в диапазоне от полугода до нескольких лет, что типично для среднесрочных предвестниковых аномалий.

Пространственные размеры аномалий для большинства землетрясений в 3–4 раза превосходят размеры очагов землетрясений, что характерно для предвестников физического типа. Инструментальный очаг (точка начала вспарывания разрыва в очаге) расположен, как правило, на краю аномалии.

Сопоставление длительностей аномалий наклона графика повторяемости и параметра *RTL* позволило выявить стадийность их проявления. Под стадийностью понимается соотношение времен возникновения аномалий. Для исследованных землетрясений как в зоне субдукции, так и в рифтовой зоне оказалось, что аномалии наклона графика повторяемости возникают, в большинстве случаев, раньше, чем аномалии *RTL*.

Исследования в работе [Смирнов, Петрушов, 2023] были выполнены на примере областей, относящихся к двум из трех генеральных тектонических типов: в зоне субдукции (Камчатка и Япония) и в рифтовой зоне (Исландия). Цель настоящей работы – выявление аномалий сейсмического режима и исследование стадийности их проявления в области третьего генерального типа, в зоне сдвиговых разломов, по данным сейсмических каталогов Северной и Южной Калифорнии.

В работе [Соболев, 2003] отмечено отличие характера проявления аномалий *RTL* двух землетрясений в Калифорнии от землетрясений в зонах субдукции (Камчатка, Сахалин, Япония). В настоящей работе приводятся результаты анализа 15 наиболее сильных землетрясений Калифорнии (с магнитудами более 6.5) за 1984–2023 гг., сопоставляются аномалии параметра *RTL* и наклона графика повторяемости. Как и в предыдущих публикациях [Смирнов, Петрушов, 2023; Смирнов и др., 2023] авторы анализируют аномалии непосредственно перед исследуемыми землетрясениями, не рассматривая отдельно природу аномалий, возникающих в другие периоды времени.

ВЫБРАННЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Параметры сейсмического режима косвенно характеризуют процессы, происходящие в сейсмоактивной области литосферы. Анализ изменения параметров в пространстве и времени в ряде случаев позволяет выявить характерные изменения, предшествующие сильным землетрясениям в ходе их подготовки. Используемые в настоящей работе параметры сейсмического режима – наклон графика повторяемости (*b-value*) и комплексный параметр *RTL* по своей физической сути опираются на модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ), однако учитывают разные факторы процесса подготовки землетрясения. Ниже представлена краткая характеристика используемых параметров.

Наклон графика повторяемости. С физической точки зрения, график повторяемости, который строится для определенного диапазона магнитуд, характеризует распределение землетрясений по энергиям (энергетический “спектр” сейсмичности). Его изменение во времени отражает изменение частоты (вероятности) возникновения землетрясений различных магнитуд в выбранной пространственной области. Наклон графика повторяемости, также

известный как параметр Гутенберга–Рихтера или *b-value*, характеризует соотношение частот возникновения землетрясений различных энергий. Согласно модели ЛНТ при подготовке землетрясения в некоторой области разрушающейся среды происходит процесс увеличения размеров сейсмогенных разрывов – переход на более крупный масштаб трещинообразования [Соболев, 2019]. Этот этап связан с разрушением и слиянием меньших разрывов, когда они расположены на критическом расстоянии друг от друга (достигнута критическая концентрация). Данный процесс отражается на энергетическом спектре землетрясений: доля более сильных землетрясений увеличивается, а более слабых – уменьшается, что влечет за собой падение значений наклона графика повторяемости. Следовательно, образ предвестника для параметра *b-value* – падение значений перед сильным землетрясением (в ряде случаев падению значений предшествует относительно небольшой рост, см. более подробно работу [Смирнов, Петрушов, 2023] и ссылки в ней).

Будучи классическим параметром, *b-value* активно применяется для анализа сейсмического режима по всему миру. Для наклона графика повторяемости мы используем оценку максимального правдоподобия, учитывающую ограниченность диапазона магнитуд в выборке [Потанина и др., 2011; Смирнов, Пономарев, 2020]. Для расчета применялось авторское открытое программное обеспечение PyBvalue¹.

Параметр *RTL*. Комплексный параметр *RTL* разработан для выявления стадий сейсмического затишья и форшоковой активизации, которые, как правило, сопровождают процесс подготовки землетрясений [Соболев, Тюпкин, 1996]. Применение параметра позволяет выявлять аномалии затишья и форшоковой активизации как в ретроспективном анализе (см., например, работы [Салтыков и др., 2013; Смирнов, Петрушов, 2023; Смирнов и др., 2023] и ссылки в них), так и в режиме реального времени².

Параметр *RTL* рассчитывается в каждой точке пространства и в каждый момент времени, представляя собой суммарное “сейсмовыделение”. Функция *RTL* учитывает каждое произошедшее до текущего момента времени землетрясение со своим весом. Этот вес зависит от удаленности от конкретного землетрясения до точки расчета во времени и пространстве, а также от размера его

¹ <https://gitlab.com/Mr.Brain/py-bvalue>

² <http://www.emsd.ru/alarm/kf-res-pz>; <http://www.emsd.ru/265-methods-eq>

очага. Таким образом, параметр RTL характеризует влияние землетрясений на разрушающуюся среду [Смирнов, Пономарев, 2020]. Степень этого влияния определяется задаваемыми коэффициентами алгоритма расчета RTL и может быть различной для разных сейсмоактивных регионов. Образом предвестника является бухтообразное поведение во времени: перед сильным землетрясением сначала наблюдается спад значений RTL (стадия затишья), за которым следует их увеличение (форшоковая активизация) [Соболев, 2019]. Такое поведение параметра принимают за аномалию, однако иногда стадии повышения RTL может не произойти. Также после стадии повышения значений может возникать задержка, за которой последует сильное землетрясение [Соболев, 2011; 2015].

Для расчета параметра RTL использовалось авторское открытое программное обеспечение PyRTL³.

РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМОВ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Расчет параметров сейсмического режима производится для заданной области, покрытой прямоугольным равномерным растром, формирующим расчетную сетку 50×50 точек. В каждой точке рассчитывается временной ход параметров, при этом полученные значения можно представить в виде пространственных карт для выбранного момента времени. Карты состоят из прямоугольных ячеек с центрами в точках раstra. Подробное описание процедуры оценки параметров приведено в работе [Смирнов, Петрушов, 2023], ниже представлены основные аспекты.

Согласно работам [Соболев и др., 1996; Соболев, Тюпкин, 1998] параметр RTL рассчитывается как произведение трех функций:

$$RTL = R \cdot T \cdot L \quad (1)$$

$$R(x, y, z, t) = \sum_i \left[\exp\left(-\frac{r_i}{r_0}\right) \right] - R_s \quad (2)$$

$$T(x, y, z, t) = \sum_i \left[\exp\left(-\frac{t_i}{t_0}\right) \right] - T_s \quad (3)$$

$$L(x, y, z, t) = \sum_i \left[\left(\frac{l_i}{l_0}\right)^p \right] - L_s \quad (4)$$

Значение RTL рассчитывается для заданной пространственной точки $S = \{x, y, z\}$ и на

³ <https://gitlab.com/Mr.Brain/PyRTL>

определенный момент времени t . Здесь: r_i – расстояние от i -го землетрясения до точки S ; t_i – интервал времени с момента i -го землетрясения до заданного времени t ; l_i – размер очага i -го землетрясения. Коэффициенты r_0 , t_0 и l_0 являются параметрами алгоритма, которые подбираются эмпирически при настройке алгоритма на региональные особенности сейсмичности и магнитудный диапазон исследуемых землетрясений по контрастности выявляемой аномалии. Поправки R_s , T_s и L_s введены для удаления линейных трендов во времени каждой из трех функций. Рассчитанные по формуле (1) значения RTL нормируются на величину своего стандартного отклонения, оцененного в определенном пространственно-временном окне. Процедура расчета значения RTL для заданного момента времени делится на несколько этапов: расчет значений функций R , T и L и удаление их линейного тренда (формулы (2)–(4)), перемножение функций R , T , L , нормировка полученного значения RTL на его стандартное отклонение.

Существует ряд особенностей, касающихся оценивания наклона графика повторяемости [Смирнов, Пономарев, 2020; Писаренко и др., 2023]. В настоящей работе для получения оценки b -value проводится расчет оценки максимального правдоподобия для негруппированной выборки [Aki, 1965; Кендалл, Стьюарт, 1973], затем производится оценка максимального правдоподобия для цензурированной выборки. В качестве итогового значения берется среднее двух оценок, рассматриваемых как оценки сверху и снизу [Смирнов, Пономарев, 2020].

Для выявления аномалий параметра b часто используется метод Z -test [Салтыков, Коновалова, 2010; Салтыков и др., 2013] и одноименный параметр Z . Эта величина показывает, насколько текущее значение наклона графика повторяемости отличается от его фонового значения с учетом погрешностей оценок. Для расчета параметра Z необходимо иметь оценку наклона графика повторяемости в двух временных окнах – одно (меньшее) отвечает текущему его значению, а второе (большее) – фоновому:

$$Z = \frac{b_2 - b_1}{\sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}}, \quad (5)$$

где b_1 и b_2 – значения наклонов графика повторяемости в фоновом и текущем окнах, соответственно; σ_1^2 и σ_2^2 – дисперсии (квадраты погрешностей) оценок b_1 и b_2 .

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных использованы релоцированные каталоги землетрясений Северной и Южной Калифорнии. Каталоги загружались из открытых источников сети Интернет в специализированные авторские базы данных (БД), средствами которых осуществлялся контроль качества и первичный анализ данных [Смирнов, Пономарев, 2020]. Идентификация афтершоков проводилась по методике из работы [Смирнов, 2009], основанной на алгоритме Молчана–Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991]. Оценка представительной магнитуды и ее изменений во времени и пространстве – по авторской методике из работы [Смирнов, 1997] на основе алгоритма Писаренко [Писаренко, 1989].

В БД Северной Калифорнии загружено 821 389 записей релоцированного каталога землетрясений Северной Калифорнии DDRT (Real-time double-difference earthquake locations for Northern California)⁴ за интервал времени 01.01.1984–14.01.2023 гг. с магнитудами $M \geq -0.9$. Очистка каталога DDRT от взрывов производилась по данным каталога NCEC Northern California Earthquake Catalog⁵, подвыборка “Double-Difference Catalog 1984–”, ключевой идентификатор событий которого совпадает с ключевым идентификатором каталога DDRT. Сопоставление двух каталогов показало, что в исходном каталоге DDRT имеются записи о взрывах в интервале времени 2007–2020 гг., эти записи не помечены в DDRT как взрывы, но помечены в каталоге NCEC. Афтершоки идентифицировались для главных событий $M_{4.5}+$. После удаления афтершоков объем рабочего каталога составил 625 937 записей.

В БД Южной Калифорнии загружено 800 499 записей релоцированного каталога землетрясений Южной Калифорнии RSCSN (Wave form Relocated Earthquake Catalog for Southern California (1981 to 2022))⁶ за интервал времени 01.01.1981–31.03.2022 гг. с магнитудами $M \geq -1$ (данные за более поздний интервал времени в первоисточнике не представлены). Каталог RSCSN сформирован составителями по методике из работы [Hauksson et al., 2012]. Афтершоки идентифицировались для главных событий $M_{4.5}+$. После удаления афтершоков объем рабочего каталога составил 542 423 записи.

В обоих каталогах используется составная шкала магнитуд, унифицированная составителями каталогов.

На рис. 1 показаны оценки изменения представительной магнитуды каталогов во времени. Исходя из этого рисунка мы выделили две эпохи: с начала каталогов по 1995 г. включительно и с 1996 г. до конца каталогов. В первую эпоху представительная магнитуда выходит за уровень $M_c = 2$, и видны достаточно значительные ее увеличения в начале эпохи. Во вторую эпоху представительная магнитуда колеблется или уменьшается, не превосходя значения $M_c = 2$. В соответствии с этим пространственные распределения представительной магнитуды были оценены отдельно для первой и второй эпох (рис. 2).

На рис. 2 видно, что значения представительной магнитуды выходят за уровень $M_c = 2$ на периферии областей, покрываемых данными сейсмических каталогов, но нигде не превышают уровень $M_c = 3$. На рис. 2 также показаны эпицентры землетрясений, которые были подвергнуты анализу в настоящей работе. Селекция по магнитуде при расчете изменений параметров сейсмического режима перед землетрясениями производилась с учетом оценок представительности.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В табл. 1 приведены характеристики отобранных землетрясений, их эпицентры показаны на рис. 3.

Для каждого из исследуемых землетрясений строились пространственные карты распределения параметров RTL и b для последовательных моментов времени, предшествующих землетрясению. С целью более четкого выделения пространственной области аномалий для параметра b строились карты оценки его вариаций по методу Z -test. Для построенных карт визуально выделялась аномалия, соответствующая землетрясению, и в ее центре строился временной график для каждого из параметров. Область построения временных графиков заканчивалась моментом времени за несколько дней до землетрясения. Следует отметить, что для некоторых землетрясений обнаруживалось несколько пятен аномалий на картах. В таких случаях выбиралось то пятно, центр которого находился ближе к эпицентру землетрясения. Если же пятна были сопоставимы по удаленности от эпицентра, то

⁴ <http://ddrt.ldeo.columbia.edu/DDRT/index.html>

⁵ <https://ncedc.org/ncedc/catalog-search.html>

⁶ <https://scedc.caltech.edu/data/alt-2011-dd-hauksson-yang-shearer.html>

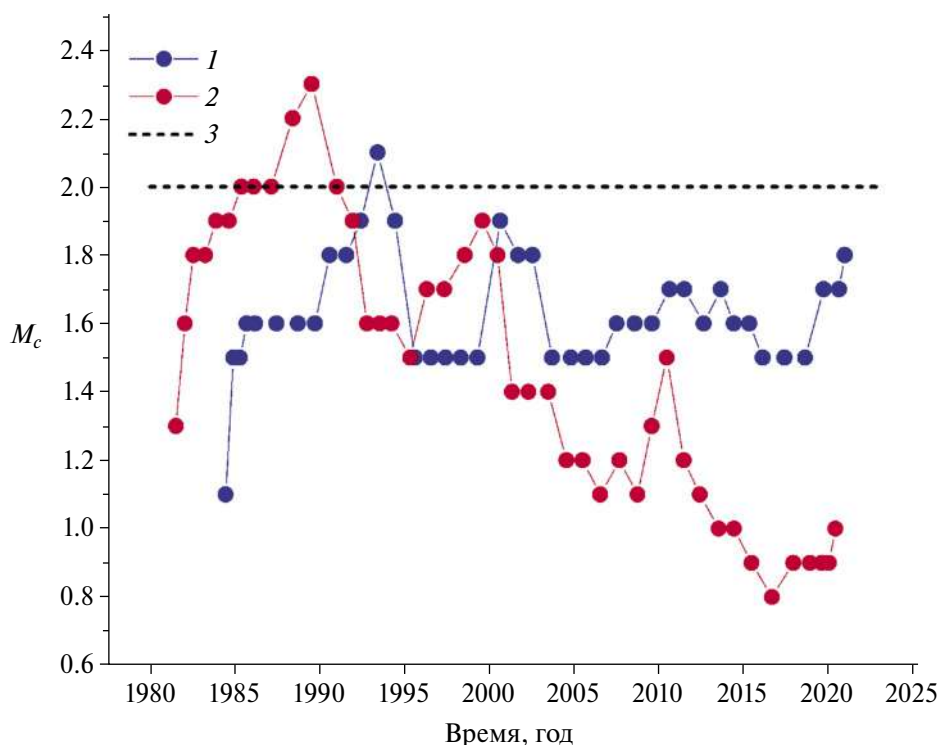


Рис. 1. Изменение представительной магнитуды каталогов Северной 1 и Южной 2 Калифорнии во времени. Прямая 3 показывает уровень представительной магнитуды $M_c = 2$.

выбиралось пятно, которое лучше обеспечено статистически.

При расчете значений RTL для всех событий использовались единые параметры предварительной фильтрации каталога и одинаковые расчетные коэффициенты. Пороговая минимальная магнитуда взята равной 3. С одной стороны, землетрясения $M3+$ представительны во всей исследуемой области. С другой — разница между магнитудами главных событий и порогом $M = 3$ составляет несколько единиц магнитуд, что соответствует физическим требованиям к выбору диапазона магнитуд для отыскания затихий перед сильными землетрясениями [Соболев, Пономарев, 2003]. Поскольку вследствие специфических термодинамических условий сейсмичность Калифорнии является мелкофокусной [Brace, Byerlee, 1970; Scholz, 2019; Molnar, 2020], дополнительная фильтрация каталогов по глубине не проводилась. Расчетный радиус⁷ равен 130 км. Коэффициенты в выражениях (2)–(3) принимают следующие значения: $r_0 = 50$ км, $t_0 = 1$ год. Коэффициент p выбран равным 1 и с физической точки зрения

⁷ Расчетный радиус — радиус окружности, соответствующей области, события из которой учитываются при расчете сейсмического параметра в заданной точке.

соответствует суммированию подвижек в очагах землетрясений [Смирнов, Пономарев, 2020]. Данные значения параметров выбраны исходя из опыта применения алгоритма для различных сейсмоактивных регионов. Значение постоянной l_0 в данной реализации алгоритма не влияет на результаты расчета. Для расчета значений b параметры предварительной фильтрации каталога различаются в зависимости от исследуемого землетрясения. Пороговая магнитуда выбиралась исходя из оценок представительности каталогов в пространственно-временной окрестности главных событий согласно рис. 2. Текущее и фоновое временные окна, расчетный радиус выбиралась исходя из статистических соображений. Параметры фильтрации для расчета b -value представлены в табл. 2.

На рис. 4–рис. 6 представлены карты аномалий исследуемых параметров в момент времени наибольшей величины аномалии и соответствующие временные графики. По оси времени отложены годы до исследуемого землетрясения. Функция RTL выражена в единицах своего долговременного стандартного отклонения. При построении пространственных карт положительные аномалии не выделялись цветом, а отрицательные ограничивались значением -2 , отвечающим выходу аномалии за двухсигмовый

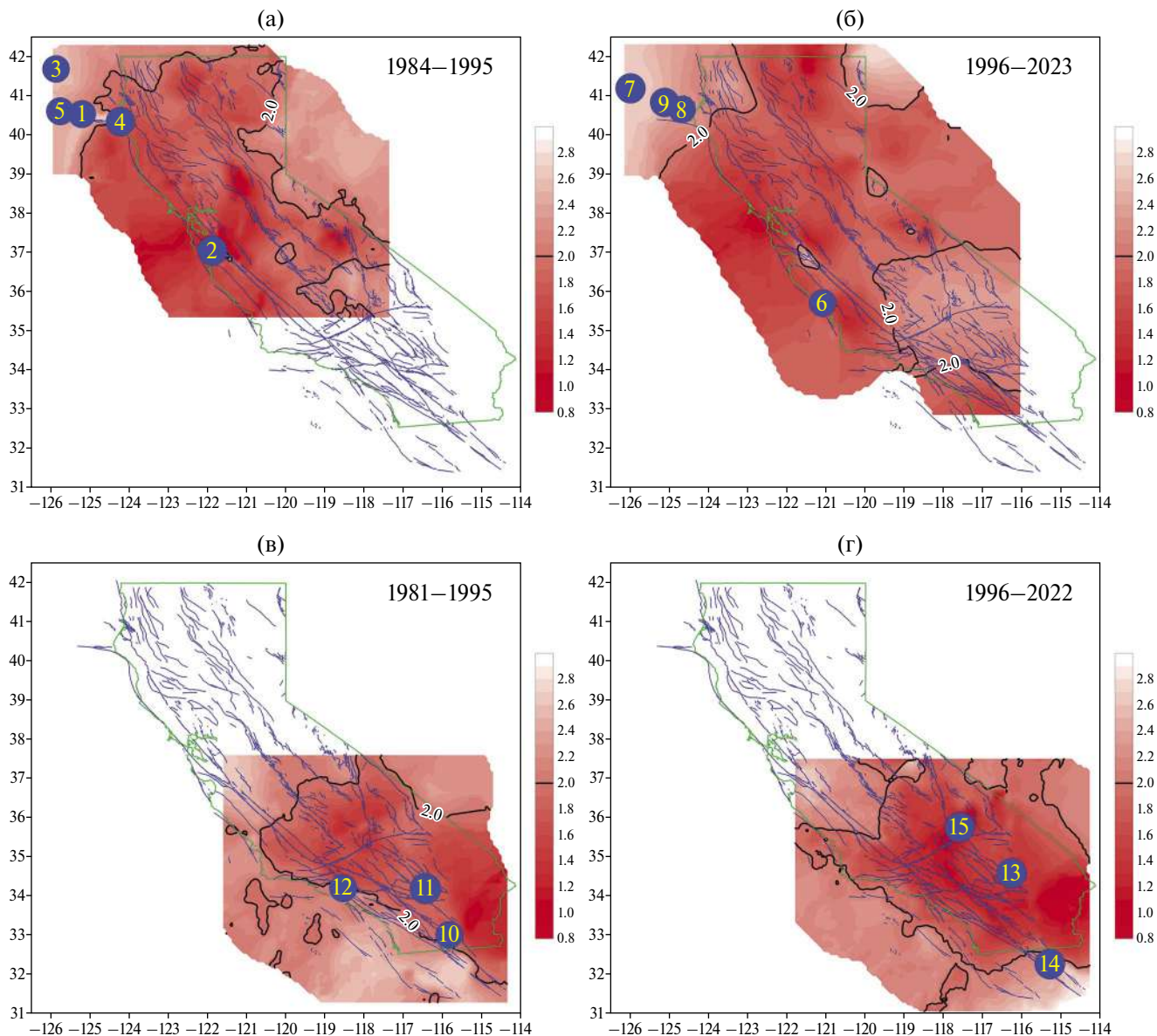


Рис. 2. Изменения представительной магнитуды каталогов Северной (а), (б) и Южной (в), (г) Калифорнии в пространстве для двух эпох (соответствующие годы подписаны на рисунках). Показаны основные четвертичные разломы. Зеленым показана граница штата Калифорния. Синими кружками показаны эпицентры землетрясений, которые анализируются в настоящей работе, номера соответствуют данным табл. 1.

интервал, как для функции *RTL*, так и для значений по методу *Z-test*. Красным цветом на временных графиках показаны аномалии *RTL* и параметра *b*, выделяемые визуально согласно образцам предвестников.

За начало аномалии принималось время начала уменьшения соответствующего параметра перед исследуемым землетрясением. В работе [Соболев, 2003] было замечено, что величина аномалии может меняться при изменении длительности предшествующего временного ряда. Наши методические исследования

подтверждают это. Стандартное отклонение величины *RTL*, рассчитанное во временном окне за интервал времени, предшествующий землетрясению, часто увеличивается с увеличением размера окна вследствие нестационарности сейсмического процесса. Такие эффекты хорошо известны для подобных временных рядов [Mandelbrot, 1983]. Соответственно, и нормированное на стандартное отклонение значение *RTL* оказывается разным по величине при варьировании размера нормировочного окна. В связи с этим при выделении начала

Таблица 1. Характеристики выбранных землетрясений

Номер	Дата	Долгота	Широта	Глубина	Магнитуда
1	10.09.1984	–125.205	40.53	6.39	6.6
2	18.10.1989	–121.878	37.042	16.45	7
3	17.08.1991	–125.87	41.684	2.81	6.5
4	25.04.1992	–124.224	40.338	10.62	6.9
5	19.02.1995	–125.764	40.604	4.77	6.6
6	22.12.2003	–121.097	35.701	7.88	6.5
7	15.06.2005	–126.002	41.187	4.51	7.1
8	10.01.2010	–124.689	40.65	20.94	6.5
9	10.03.2014	–125.134	40.829	16.64	6.9
10	24.11.1987	–115.829	33.017	12.4	6.6
11	28.06.1992	–116.435	34.201	6.59	7.3
12	17.01.1994	–118.537	34.213	19.11	6.7
13	16.10.1999	–116.272	34.596	7.66	7.1
14	04.04.2010	–115.294	32.274	13.99	7.2
15	06.07.2019	–117.597	35.77	1.54	7.1

аномалии мы не опирались на величину аномалии, а руководствовались только ее формой (образом предвестника) и ее наличием перед исследуемым землетрясением. Тем самым мы не рассматривали в этой работе вопрос об отсутствии аномалий перед землетрясениями (перед всеми землетрясениями Калифорнии $M \geq 6.5$ за исследуемый интервал времени аномалии были обнаружены) или о наличии “ложных” аномалий.

По результатам расчетов параметров сейсмического режима и выделенным аномалиям, представленным на рис. 4–рис. 6, для каждого землетрясения оценены характеристики зарегистрированных перед ним аномалий: длительность, пространственный размер, расстояние от эпицентра до центра аномалии – табл. 3, табл. 4. Средний размер аномалий составил 230 км для параметра RTL и 290 км для параметра b . Поскольку диапазон магнитуд исследованных землетрясений невелик (6.5–7.3), не удастся выявить связь размера аномалии с магнитудой землетрясения и, соответственно, размером его очага.

В среднем расстояние от эпицентра землетрясения до центра аномалии RTL составляет 51% от ее размера. А для аномалии параметра Z эта величина составляет 79%. Эти значения согласуются с наблюдаемым ранее явлением: эпицентры будущих землетрясений часто располагаются на краю аномальной области или на небольшом удалении от ее края [Соболев, 2003; Соболев, Пономарев, 2003].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Длительности выявленных аномалий RTL лежат в диапазоне от 3 месяцев до 2.8 лет (медиана 1.7 лет), длительность аномалий b – в диапазоне от 4 месяцев до 2.4 лет (медиана 1 год). Эти длительности соответствуют типичным значениям для среднесрочных предвестниковых аномалий [Соболев, 1993; 2011]. Отметим, что, как и в работе [Смирнов, Петрушов, 2023], мы отсчитывали длительность аномалии от начала ее формирования, выделяемого согласно образу предвестника, а не от максимума, как это часто делают в прогнозных исследованиях [Сидорин, 1992;

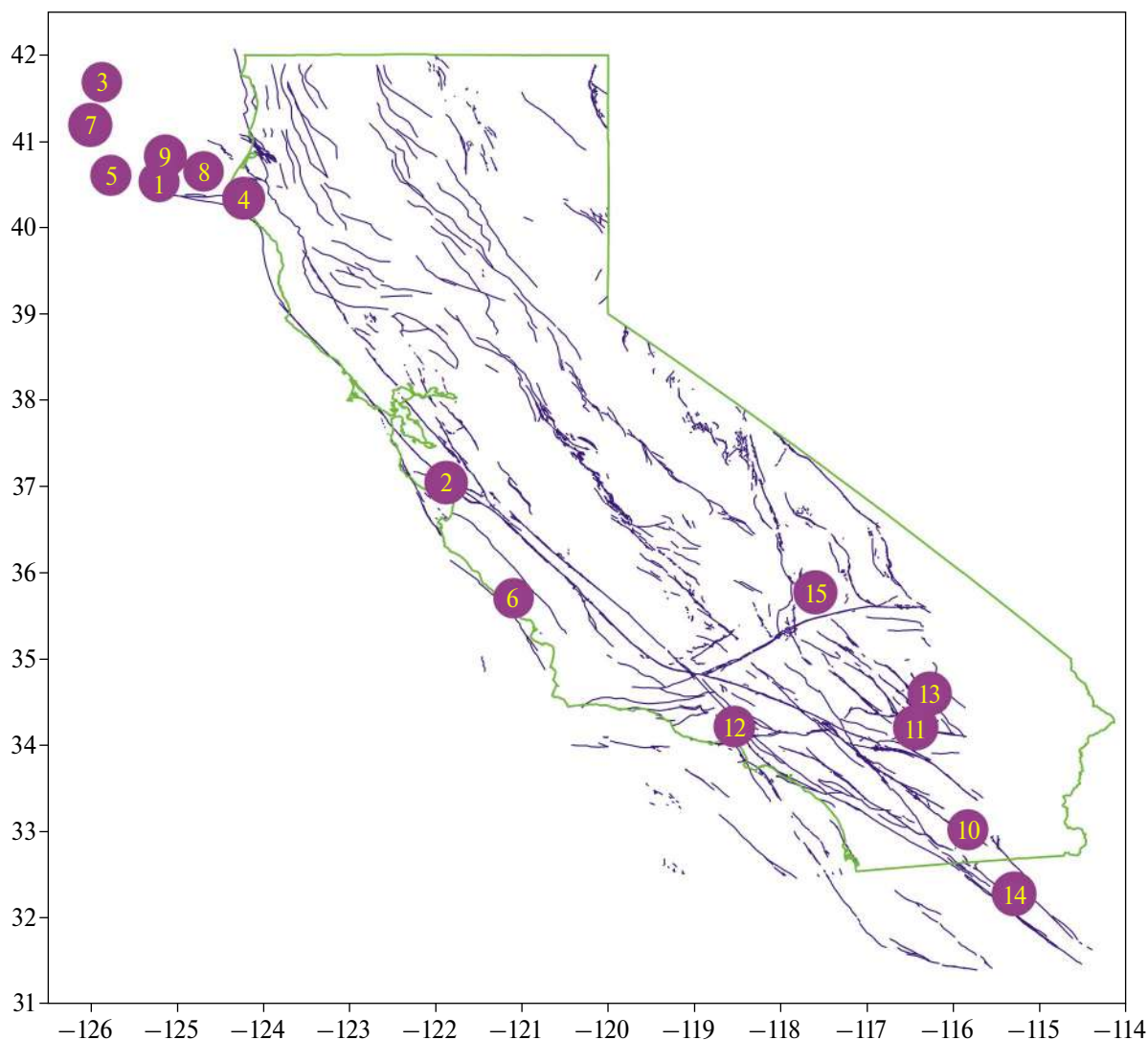


Рис. 3. Карта эпицентров исследуемых землетрясений. Номера землетрясений соответствуют табл. 1. Синим цветом показаны основные четвертичные разломы. Зеленым показана граница штата Калифорния.

Соболев, 1993; 2011; Соболев, Пономарев, 2003] или по заданной доле от максимального значения аномалии [Соболев, 2003].

Средняя (медианная) длительность аномалий *RTL* и *b-value* в Калифорнии оказалась меньше длительностей таких аномалий в зоне субдукции на Камчатке [Смирнов, Петрушов, 2023]. По сравнению с аномалиями перед японскими землетрясениями [Смирнов, Петрушов, 2023] длительности аномалий калифорнийских землетрясений по *RTL* сравнимы с японским, а по *b-value* меньше. В части сравнения длительностей аномалий *RTL* в Калифорнии, на Камчатке и в Японии в работе [Соболев, 2003] отмечаются такие же соотношения, но на меньшей, чем у нас статистике событий.

Из полученных нами результатов по калифорнийской сдвиговой разломной зоне (табл. 3) следует, что для 12 из 15 землетрясений аномалия *RTL* возникает раньше, чем аномалия *b*. Средняя разница длительностей таких аномалий составляет 0.8 года. Для зон субдукции Камчатки, Японии и рифтовой зоны Исландии нами была обнаружена обратная ситуация: аномалии *RTL* там обнаруживались позже аномалий наклона графика повторяемости [Смирнов, Петрушов, 2023].

При обсуждении возможных причин различия длительностей аномалий *RTL* в Калифорнии, на Камчатке, в Японии и на Сахалине Г.А. Соболев высказал осторожное предположение, что это может быть связано как с различием глубин землетрясений в Калифорнии и в зонах

Таблица 2. Параметры фильтрации каталога и расчетные окна для параметра b

Номер	Порог по магнитуде	Текущее окно, сут.	Расчетный радиус, км
1	2.5	100	130
2	2	200	130
3	3	350	130
4	2	300	200
5	3	500	200
6	2	300	130
7	2.5	300	130
8	2.5	300	130
9	2.5	300	200
10	3	500	150
11	2	500	170
12	2	300	200
13	2	365	200
14	3	350	200
15	3	350	200

субдукции, так и с различием процессов подготовки землетрясений в сдвиговых зонах, зоне субдукции на Камчатке и в переходных зонах от океана к континенту (внутриостровные землетрясения Японии, Сахалин) [Соболев, 2003]. Комментируя обнаруженную для зон субдукции и рифтовой зоны стадийность проявления аномалий мы высказали также осторожное предположение, что она может быть связана с особенностями локализации разрушения и искажения энергетического спектра сейсмичности в процессе подготовки землетрясений [Смирнов, Петрушов, 2023]. Обнаруженные различия особенностей проявления аномалий в областях, относящихся к различным генеральным тектоническим типам, перед землетрясениями с различными типами очагов требуют дальнейшего осмысления.

Для девяти калифорнийских землетрясений (60%) обнаруживается характерная особенность аномалий RTL : после восстановления значений RTL до нулевого уровня возникает задержка в несколько месяцев до момента землетрясения (события с номерами 1–4, 8–10, 12, 13

табл. 1; рис. 4а–4г, рис. 5г, 5д, рис. 6а, 6в, 6г). Среднесрочные аномалии связываются с формированием метастабильной области будущего очага сильного землетрясения [Соболев, 2011]. Природа задержки момента землетрясения после завершения формирования метастабильной области пока не ясна, время возникновения землетрясения в такой ситуации связывают, в частности, с триггерными механизмами [Соболев, 2011; 2015]. Для шести из отмеченных выше девяти калифорнийских землетрясений к моменту завершения аномалии RTL начальный спад величины b прекращается, и его значение остается на низком уровне вплоть до момента землетрясения (события с номерами 1, 2, 8–10, 12; рис. 4а, 4б, рис. 5г, 5д, рис. 6а, 6в). Для остальных трех землетрясений (номера 3, 4, 13; рис. 4в, 4г, рис. 6г) спад величины b не прекращается вплоть до момента землетрясения. Пониженные значения b после завершения бухтообразной аномалии RTL указывают на сохранение метастабильного состояния области среды, в которой потом происходит сильное землетрясение. Это говорит в пользу гипотезы

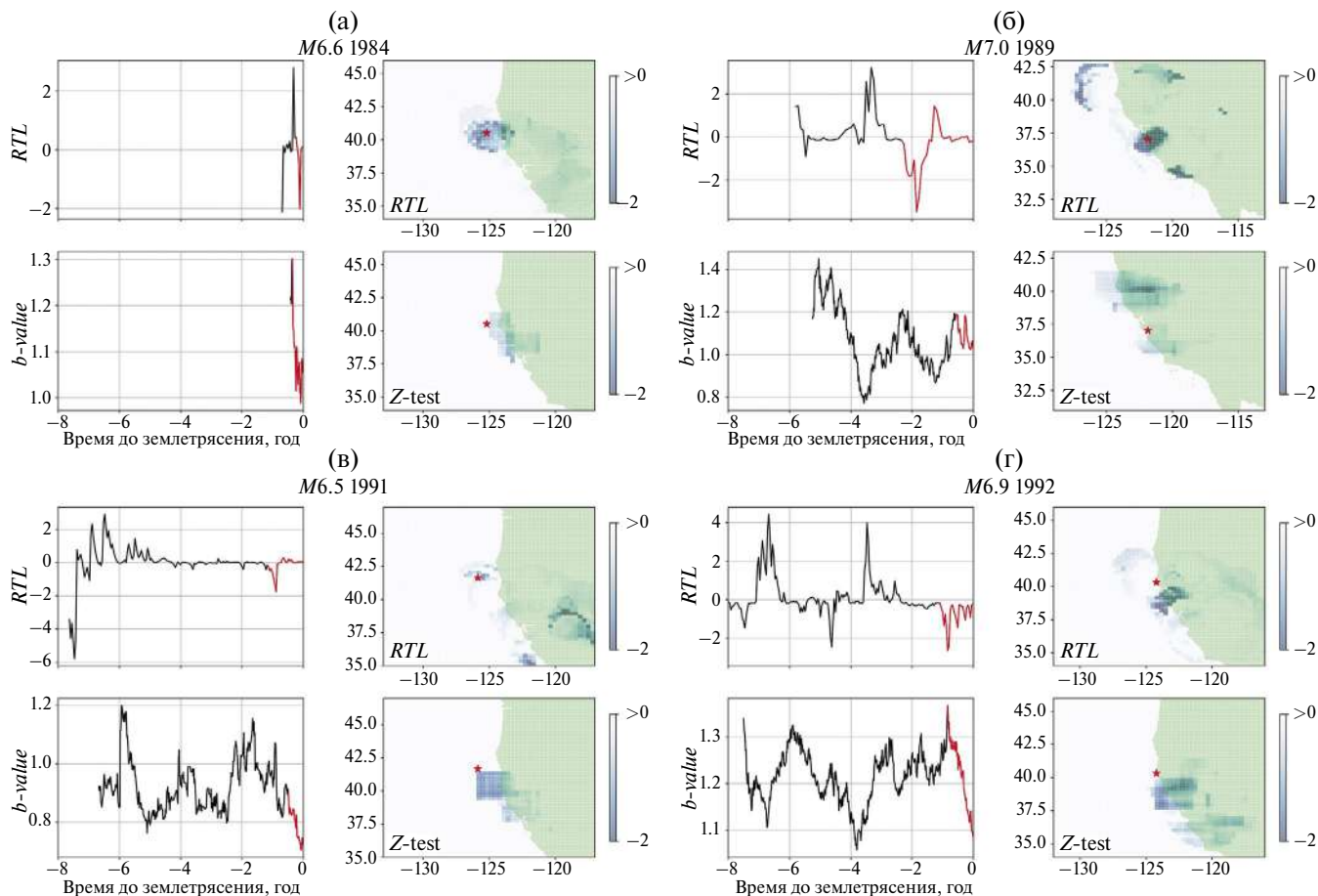


Рис. 4. Северная Калифорния: карты распределения исследуемых параметров сейсмического режима в момент наибольшей величины аномалии и временные графики значений параметров. Рисунки (а)–(г) соответствуют землетрясениям с номерами 1–4 в табл. 1.

о принципиальной роли триггерных эффектов, определяющих время землетрясения после формирования в среде метастабильной области [Соболев, 2015]. Как отмечалось в работе [Соболев, 2003], анализ аномалий геофизических полей (в том числе по литературным данным) может способствовать прояснению вопроса о причинах таких задержек.

Для пяти из исследованных землетрясений пространственные пятна аномалий b и RTL не перекрываются между собой. Несовпадение пространственных областей проявления аномалий отмечалось ранее в работе [Смирнов, Петрушов, 2023]. Вопрос о причинах несовпадения аномалий остается открытым, пока можно высказать лишь некоторые предположения. Во-первых, на пространственных картах на рис. 4–рис. 6 отмечена точка начала вспарывания очага (инструментальный эпицентр), в то время как сам очаг землетрясения имеет протяженную структуру,

размеры которой варьируются в интервале 30–110 км для выбранного диапазона магнитуд [Thingbaijam et al., 2017]. Расстояния между неперекрывающимися аномалиями соизмеримы с этими размерами (табл. 4). Возможно, аномалии приурочены к разным частям очага. Во-вторых, расстояния между пятнами соизмеримо с эффективной разрешающей способностью алгоритма расчета RTL , определяемой значением параметра r_0 , равного в настоящей работе 50 км. С учетом погрешности локации гипоцентров землетрясений и неравномерности их распределения в пространстве нельзя исключить влияние этого фактора на расположение “пятен” аномалий в пространстве.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа данных региональных каталогов Северной и Южной Калифорнии выявлены аномалии сейсмического режима перед

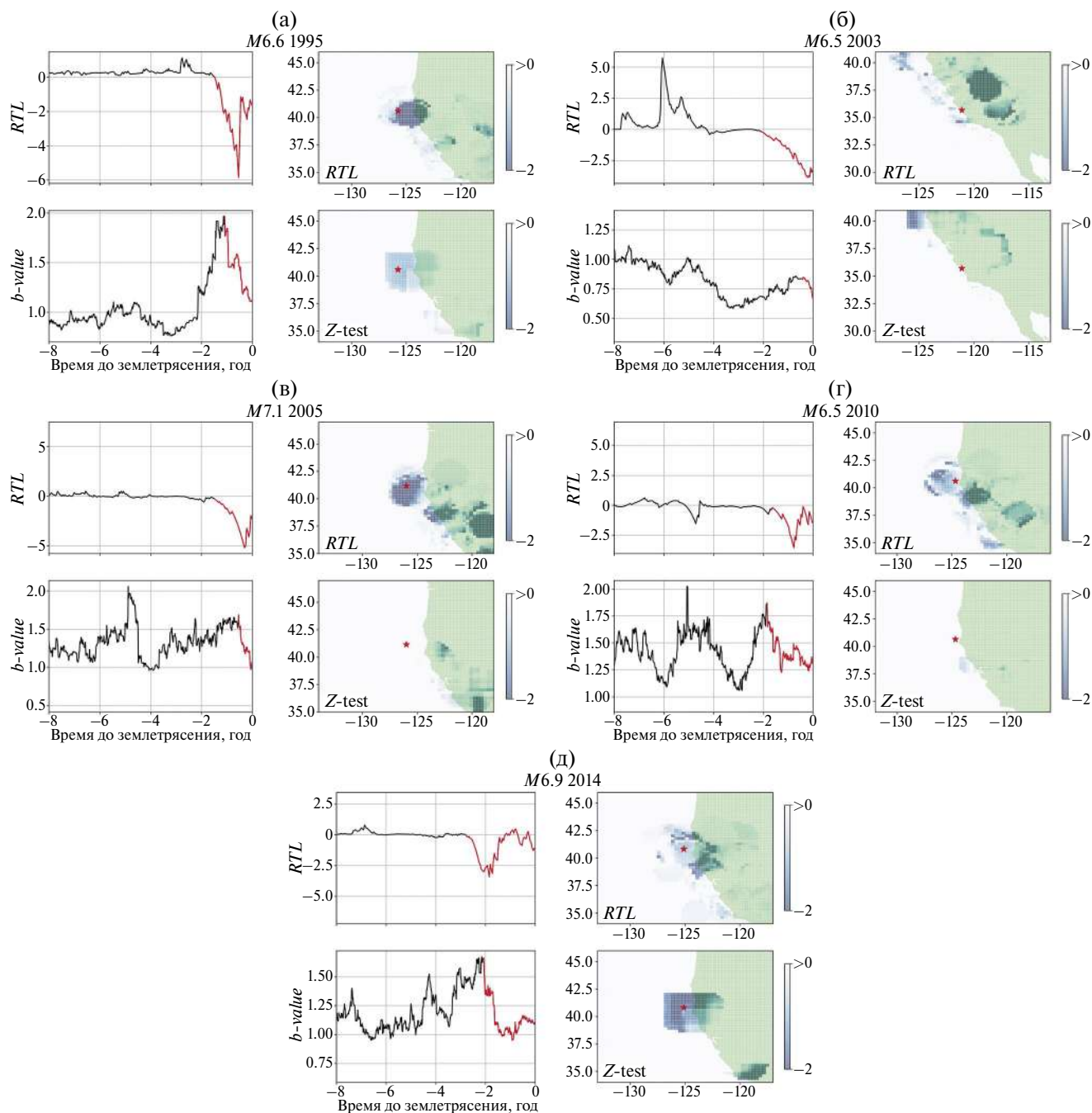


Рис. 5. Северная Калифорния: карты распределения исследуемых параметров сейсмического режима в момент наибольшей величины аномалии и временные графики значений параметров. Рисунки (а)–(д) соответствуют землетрясениям с номерами 5–9 в табл. 1.

15 наиболее сильными землетрясениями с магнитудами 6.5–7.3. Для аномалий наклона графика повторяемости b и параметра RTL оценены их длительности, пространственные размеры и расстояния от центра пятна аномалии до эпицентра соответствующего землетрясения.

Величины длительностей аномалий соответствуют типичным значениям для среднесрочных

предвестников, и лежат в диапазонах 0.25–2.8 лет для RTL и 0.37–2.4 лет для наклона графика повторяемости b . Средний размер аномалий в пространстве составил 230 км для параметра RTL , и 290 км для параметра b , что в 3–5 раз превосходит размеры очагов главных землетрясений (рассчитанных по формуле для сдвиговых очагов из работы [Thingbaijam et al., 2017]). Это

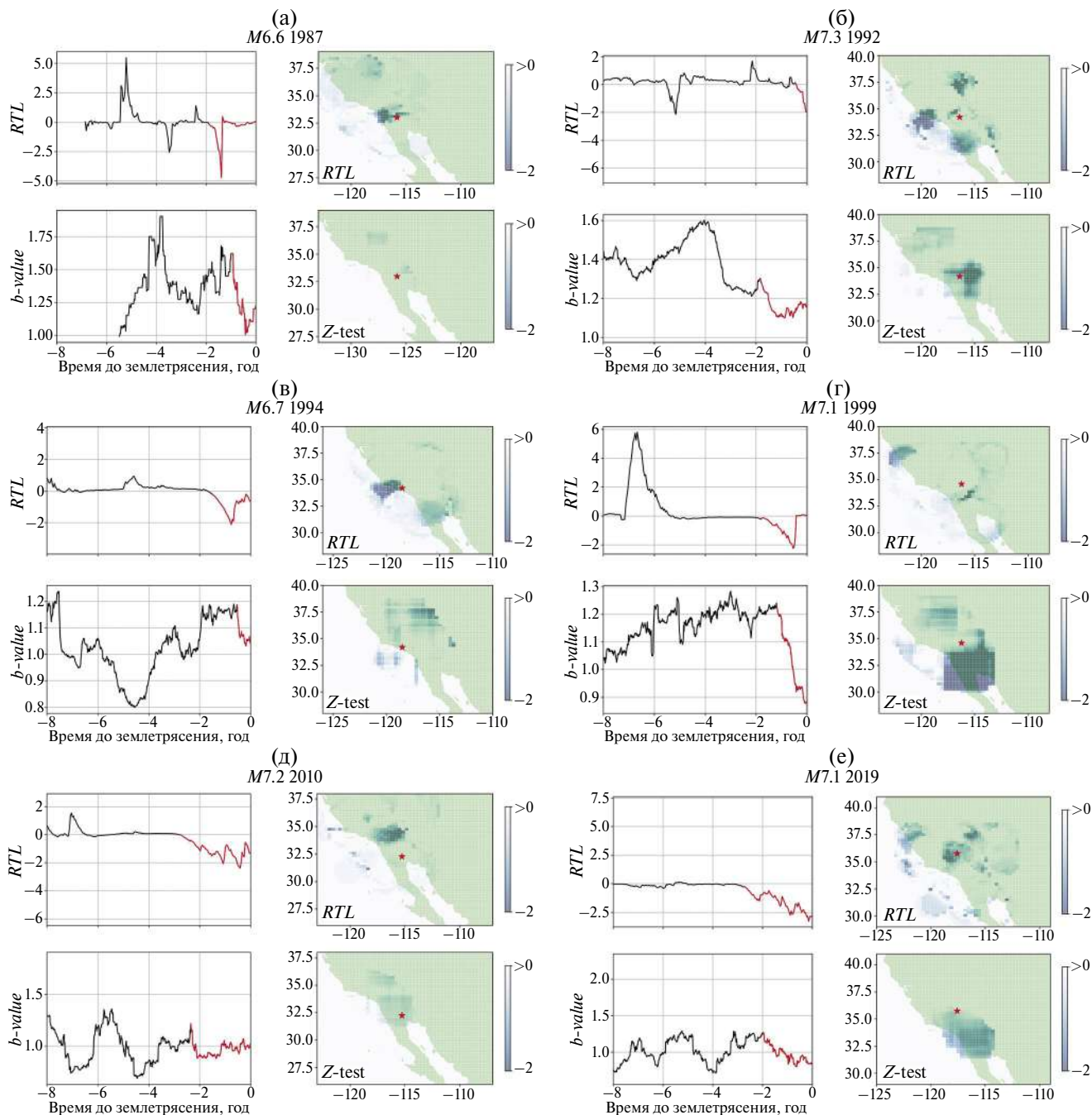


Рис. 6. Южная Калифорния: карты распределения исследуемых параметров сейсмического режима в момент наибольшей величины аномалии и временные графики значений параметров. Рисунки (а)–(е) соответствуют землетрясениям с номерами 10–15 в табл. 1.

соответствует предвестниковым аномалиям физического типа.

Для 12 из 15 землетрясений аномалии RTL начинаются раньше, чем аномалии наклона графика повторяемости. Такая очередность отличается от полученной ранее авторами для землетрясений в зонах субдукции и в рифтовой зоне, где для большинства землетрясений аномалии

RTL наступали позже аномалий параметра b [Смирнов, Петрушов, 2023].

При расчете параметра RTL для всех событий использовались единые параметры фильтрации каталога и настроечные коэффициенты, что говорит о высокой степени универсальности алгоритма и его устойчивости к разной плотности сейсмических данных.

Таблица 3. Длительности аномалий RTL и b и их разность

Номер	Магнитуда	Длительность RTL , годы	Длительность b , годы	$T_{RTL} - T_b$, годы
1	6.6	0.25	0.37	-0.12
2	7	2.4	0.6	1.8
3	6.5	1.2	0.5	0.7
4	6.9	1.1	0.85	0.25
5	6.6	1.5	1.1	0.4
6	6.5	2.1	0.5	1.6
7	7.1	1.5	0.55	0.95
8	6.5	1.7	1.86	-0.16
9	6.9	2.8	2.1	0.7
10	6.6	1.9	1	0.9
11	7.3	0.5	1.85	-1.35
12	6.7	1.5	0.54	0.96
13	7.1	1.8	1.2	0.6
14	7.2	2.8	2.36	0.44
15	7.1	2.8	2	0.8
Медиана	6.9	1.7	1.0	0.7

Важным отличием оценивания двух используемых параметров сейсмического режима является их разная чувствительность к временным расчетным окнам. В случае функции RTL коэффициент t_0 (формула (3)) отвечает за масштаб влияния землетрясений друг на друга во времени. Подвижка по одному разлому не может бесконечно долго влиять на напряженно-деформированное состояние окружающей его среды, поэтому введение характерного временного масштаба t_0 представляется физически обоснованным. Введение этого параметра позволяет не прибегать к дополнительным расчетным окнам по времени. Практика применения параметра RTL показала, что устойчивое обнаружение аномалий перед сильными землетрясениями возможно для широкого диапазона значений t_0 . Для расчета параметра b , который непосредственно связан с энергетическим спектром сейсмичности, используются только значения магнитуд набора землетрясений. Вследствие этого возникает потребность введения временного окна, для событий которого

рассчитывается значение b . Размер этого окна во многих случаях достаточно сильно влияет на поведение временного графика b в исследуемой области. В этом смысле параметр RTL оказывается более устойчивым индикатором аномальных процессов при подготовке сильных землетрясений.

В настоящей работе выделение аномалий основано, фактически, на авторской экспертной оценке, а не на формализованных критериях. Возможно, для решения задачи автоматизированного выделения пространственно-временных аномалий сейсмического режима имеет смысл развивать методы машинного обучения, интерес к которым применительно к этой задаче устойчиво растет [Proskura et al., 2019; Kali et al., 2021].

Выделение аномалии параметра b в ряде случаев вызывает определенные сложности. Временной ход параметра может испытывать падения, сменяющиеся кратковременными увеличениями, что затрудняет определение момента начала аномалии, соответствующей

Таблица 4. Пространственные размеры зарегистрированных аномалий, расстояния от центров аномалий до соответствующих им землетрясений

Номер	Магнитуда	Размер аномалии <i>RTL</i> , км	Размер аномалии <i>b</i> , км	Расстояние от центра аномалии <i>RTL</i> , км	Расстояние от центра аномалии <i>b</i> , км
1	6.6	300	300	30	169
2	7	230	240	30	150
3	6.5	90	210	30	120
4	6.9	230	310	150	160
5	6.6	310	270	110	90
6	6.5	280	200	300	400
7	7.1	300	150	50	280
8	6.5	220	150	110	210
9	6.9	190	400	110	10
10	6.6	140	350	40	250
11	7.3	230	230	250	120
12	6.7	270	120	140	140
13	7.1	160	550	103	290
14	7.2	240	400	250	200
15	7.1	250	500	40	270
Медиана	6.9	230	270	110	169

конкретному землетрясению. Параметр Z (формула (5)) делает сопоставимыми значения величин b в различных точках карты и позволяет достаточно контрастно выделять аномальные области в пространстве. Использование этого параметра во временной области, по нашему мнению, менее обосновано, поскольку он отражает отличие величины текущего значения b от фонового уровня, тогда как предвестниковая аномалия заключается не в величине параметра Гутенберга–Рихтера, а в его изменении во времени.

ВЫВОДЫ

1. Перед всеми землетрясениями Калифорнии с магнитудами $M \geq 6.5$, представленными в прецизионных каталогах Северной и Южной Калифорнии с 1984 г. по настоящее время, уверенно выделяются аномалии наклона графика повторяемости b и параметра RTL .

2. Длительности выявленных аномалий и их размеры в пространстве соответствуют величинам, характерным для среднесрочных предвестников землетрясений.

3. Величины длительностей аномалий калифорнийских землетрясений меньше длительностей аномалий камчатских землетрясений, оцененных авторами ранее. Этот вывод подтверждает заключение, сделанное ранее Г.А. Соболевым на существенно меньшей статистике событий.

4. В сдвиговой калифорнийской зоне стадийность проявления аномалий b и параметра RTL оказалась обратной к стадийности, обнаруженной авторами ранее в зонах субдукции и рифтовой зоне.

5. Больше половины из исследованных в Калифорнии землетрясений происходит с задержкой в несколько месяцев после завершения бухтообразных аномалий параметра RTL , отражающих завершение формирования метастабильной области среды.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 23–27–00067, <https://rscf.ru/project/23-27-00067/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кендалл М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи. М.: Наука. 1973. 900 с
- Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50.
- Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 47–60.
- Писаренко В.Ф., Скоркина А.А., Руковишникова Т.А. Как выбирать интервал магнитуд для оценки наклона графика повторяемости // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 3–11.
- Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Бернар П. Особенности развития сейсмической роевой активности в Коринфском рифте в 2000–2005 гг. // Физика Земли. 2011. № 7. С. 54–66.
- Салтыков В.А., Коновалова А.А. Мониторинг вариаций наклона графика повторяемости землетрясений Камчатки: методы и примеры. Проблемы Комплексного геофизического мониторинга ДВ России. Труды Второй региональной научно-технической конференции / В.Н. Чебров (ред.). Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН. 2010. С. 235–238.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Кравченко Н.М., Коновалова А.А. Параметрическое представление динамик сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 65–84
- Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 191 с.
- Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.
- Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009 Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Смирнов В.Б., Петрушов А.А. Стадийность проявления аномалий сейсмического режима перед землетрясениями Камчатки, Японии и Исландии // Физика Земли. 2023. № 5. С. 62–78.
- Смирнов В.Б., Петрушов А.А., Михайлов В.О. Об RTL-аномалии сейсмического режима перед землетрясением в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли. 2023. № 6. С. 122–132.
- Смирнов В.Б., Пономарёв А.В. Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН. 2011. 56 с.
- Соболев Г.А. Методология, результаты и проблемы прогноза землетрясений // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 3. С. 203–208.
- Соболев Г.А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // Физика Земли. 2019. № 1. С. 166–179.
- Соболев Г.А. Применение алгоритма RTL для анализа стадий подготовки сильных землетрясений Калифорнии // Физика Земли. 2003. № 2. С. 3–13.
- Соболев Г.А. Физические основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Соболев Г.А., Пономарёв А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Стадии подготовки, сейсмологические предвестники и прогноз землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С. 17–26.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С., Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. Способ среднесрочного прогноза землетрясений // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 3. С. 405–407.
- Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\lg N = a - bM$ and its confidence limits // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Brace W.F., Byerlee J.D. California Earthquakes: Why Only Shallow Focus? // Science. 1970. V. 168(3939). P. 1573–1575. DOI: 10.1126/science.168.3939.1573
- Hauksson E., Yang W., Shearer P.M. Waveform Relocated Earthquake Catalog for Southern California (1981 to 2011) // Bull. Seismol. Soc. Am. 2012. V. 102. № 5. P. 2239–2244. DOI: 10.1785/0120120010
- Kali R., Zaytsev A., Burnaev E. Recurrent Convolutional Neural Networks help to predict location of Earthquakes // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters PP. 2021. V. 99. P. 1–5.
- Mandelbrot B. The fractal geometry of nature. New York: W.H. Freeman and Co. 1983. 468 p.
- Molnar P. The brittle-plastic transition, earthquakes, temperatures and strain rates // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. V. 125. e2019JB019335. <https://doi.org/10.1029/2019JB019335>
- Proskura P., Zaytsev A., Braslavsky I., Egorov E., Burnaev E. Usage of Multiple RTL Features for Earthquakes Prediction. Computational Science and Its Applications. ICCSA 2019. ICCSA 2019. Lecture Notes in Computer Science. V. 11619. Springer. Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24289-3_41
- Scholz C. H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 2019. 493 p.
- Thingbaijam K.K.S., Mai M.P., Goda K. New empirical earthquake source-scaling laws // BSSA. 2017. V. 107. № 5. P. 2225–2246. DOI: 10.1785/0120170017

Features of Seismicity Anomalies before Strong Earthquakes in California

A. A. Petrushov^{a,b,*}, V. B. Smirnov^{a,b}, V. O. Mikhailov^{a,b}, and S. A. Fomina^a

^aFaculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119234 Russia

^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

*e-mail: petrushov.aa18@physics.msu.ru

Received February 27, 2024

revised March 10, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – Before the 15 strongest earthquakes in California with magnitudes $M \geq 6.5$ from 1984 to 2023, an analysis of seismicity anomalies was conducted using two parameters: the b -value and the RTL function. Spatiotemporal anomalous areas were identified based on known precursors for these parameters. The values of tuning coefficients for the calculation algorithms and catalog filtering parameters selected for the analysis of each earthquake are presented. Characteristics of the anomalies were determined, including their duration, size, and distance from the center of the anomaly to the earthquake epicenter. A comparison of anomaly durations revealed that, for most earthquakes, RTL parameter anomalies occur earlier than b -value anomalies. This sequence of anomaly occurrence differs from the sequence found by the authors previously when analyzing strong earthquakes in subduction zones and rift zones. A significant portion of the earthquakes studied in California occur with a delay of several months after the completion of the bay-like anomalies of the RTL parameter, which reflect the end of the formation of a metastable region in the medium. Meanwhile, abnormally low values of b -value persist until the moment of the earthquake.

Keywords: seismicity, seismicity anomalies, stages, shear zone

УДК 550.334

КВАНТИЛИ M_{\max} И ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ (ОСР)

© 2024 г. **В. Ф. Писаренко**

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

Поступила в редакцию 16.02.2024 г.

После доработки 12.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Предложен новый вероятностный подход к задаче оценки региональной максимальной возможной магнитуды и некоторых параметров сейсмического воздействия. Изложена методика его применения, основанная на рассмотрении максимальной магнитуды в будущем интервале времени T как случайной величины и использовании в качестве региональной максимальной магнитуды ее квантиля с заданным уровнем доверия.

Ключевые слова: региональная максимальная магнитуда, квантили распределения, пиковое горизонтальное ускорение грунта, пиковая горизонтальная скорость грунта, интенсивность, картирование параметров, общее сейсмическое районирование.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050093>, **EDN:** EJULLF

ВВЕДЕНИЕ

Недавно появившаяся работа [Шебалин и др., 2022] называется “Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности?”. Авторы считают новые подходы необходимыми и убедительно подтверждают это утверждение примерами. Настоящую работу можно считать продолжением исследований в этом направлении.

Первая карта Общего Сейсмического Районирования (ОСР) территории СССР была создана в 1937 г. и базировалась на детерминистском подходе к оценке сейсмической опасности. Такой подход оказался несостоятельным, и в настоящее время общепринятым считается подход, основанный на вероятностных принципах (Probabilistic Seismic Hazard Assessment, PSHA), [Giardini, 1999]. При этом, однако, в практике составления карт ОСР нашей страны ОСР-78, ОСР-97, ОСР-2012, ОСР-2014, ОСР-2015, ОСР-2016 сохраняются некоторые рудименты старого детерминистского подхода.

Важнейшее в задачах оценки сейсмического риска понятие максимальной возможной магнитуды M_{\max} моделируют как неизвестный, не связанный со временем, детерминированный параметр, который надо оценить по доступным

конечным каталогам землетрясений, и затем использовать эту оценку для решения задач минимизации сейсмического риска. Во многих недавних работах [Писаренко, Родкин, 2009; Писаренко и др., 2020; 2021] было показано, что такой подход неадекватен и перечислялись конкретные его недостатки. Тем не менее, он продолжает использоваться благодаря своей кажущейся простоте и долгой истории его применения на практике.

В настоящей работе мы предложим в духе PSHA новый вероятностный подход, который свободен от упомянутых недостатков, к задаче оценки региональной максимальной возможной магнитуды и некоторых параметров сейсмического воздействия. В настоящей статье кратко изложена методика его применения, в том числе с описанием результатов, полученных ранее.

Если резюмировать кратко, эта методика основана на рассмотрении максимальной магнитуды в будущем интервале времени T как случайной величины и использовании в качестве максимальной магнитуды ее квантиля с заданным уровнем доверия.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МАКСИМАЛЬНАЯ ВОЗМОЖНАЯ МАГНИТУДА

Понятие *региональной максимальной возможной магнитуды* M_{\max} часто используется в различных задачах, связанных с оценкой сейсмического риска [Kijko, Graham, 1998; Kijko, 2004; Kijko, Singh, 2011; Zoller, Holschneider, 2016]. Несмотря на это, оно не имеет строгого формального определения. Во-первых, не всегда оговаривается предположение о стационарности сейсмического процесса (которая, строго говоря, довольно часто не соблюдается в реальных условиях) и не всегда указаны точные координаты региона, к которому относится эта максимальная магнитуда. Но гораздо существенней то, что не указывается интервал времени, на котором должна наблюдаться M_{\max} . Если считать, что M_{\max} – это верхняя граница тех магнитуд, которые могут произойти в данном регионе в будущем, то сразу возникает вопрос о продолжительности этого будущего интервала времени. Часто его считают неограниченным, что предполагает полную стационарность сейсмического режима, противоречащую реальным фактам. Кроме того, максимальная магнитуда на интервалах порядка 50–500 лет имеет другие физические причины и способы ее регистрации по сравнению с максимальной магнитудой на интервалах порядка 1000–100 000 лет. В такой ситуации вполне естественно рассматривать *конечный интервал* T , для которого максимальная магнитуда является вполне реальной *случайной величиной*. Наш метод основан именно на таком подходе.

Для оценивания случайной величины требуются вероятностные методы и статистические оценки. Все эти соображения неизбежно приводят к тому, что региональную максимальную возможную магнитуду нужно рассматривать на конечном будущем интервале времени T , который может принимать любые значения $0 < T < \infty$ [Писаренко, Родкин, 2009; Pisarenko et al., 2010; Pisarenko, Rodkin, 2015; Писаренко и др., 2021]. Мы будем обозначать эту случайную величину $M_{\max}(T)$. В качестве ее статистической оценки предлагается квантиль $Q_T(q)$ случайной величины $M_{\max}(T)$ с уровнем значимости q . q -квантиль $Q(q)$ функции распределения $F(x)$ является функцией, обратной по отношению к $F(x)$, и определяется уравнением:

$$F(Q(q)) \equiv q, 0 \leq q \leq 1. \quad (1)$$

Для $q = 0.5$ квантиль равен медиане распределения $F(x)$. Для значений q , близких к 1, квантиль может служить верхней границей

доверительного интервала для магнитуд с уровнем доверия q . По этой причине мы и предлагаем использовать его в качестве региональной максимальной возможной магнитуды на будущий отрезок времени T .

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ДЛИТЕЛЬНОСТЬЮ ИНТЕРВАЛА T И УРОВНЕМ ЗНАЧИМОСТИ КВАНТИЛЯ Q

Будем предполагать, что поток землетрясений по времени в рассматриваемом регионе является стационарным Пуассоновским процессом с интенсивностью ω , причем $\omega T \gg 1$ (число событий намного больше 1). Пусть $Q_T(q)$ – квантиль случайной величины $M_{\max}(T)$ с уровнем значимости q , а $Q(q)$ – q -квантиль одиночной случайной магнитуды. В работе [Pisarenko, Rodkin, 2022] доказано, что:

$$Q_T(q) = Q \left(1 - \frac{\ln \left(\frac{1}{q} \right)}{\omega T} \right), 0 \leq q \leq 1, T \geq 0, \quad (2)$$

где ω – число событий в данном регионе и в рассматриваемом диапазоне магнитуд за единицу времени. Равенство (2) устанавливает соотношение между квантилями распределения одиночной магнитуды и квантилями максимальной возможной магнитуды за время T для произвольного распределения магнитуд и Пуассоновского потока событий. Величины T и q входят в (2) только в виде отношения

$$\frac{\ln \left(\frac{1}{q} \right)}{\omega T}, \quad (3)$$

а не по отдельности. Изменение величины q можно компенсировать изменением величины T , при этом квантиль $Q_T(q)$ не изменится. Соотношение (2) полезно иметь в виду при оценивании сейсмического риска. Оно уменьшает на единицу число параметров, по которым минимизируется функция потерь, что весьма существенно.

На рис. 1 показана зависимость квантилей $Q_T(q)$ от времени для 4-х регионов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) для $0 < T \leq 300$ лет [Писаренко и др., 2022]. Такие графики дают возможность судить о том, насколько быстро растет квантиль, что может дать полезную информацию о сейсмическом режиме в данном регионе. Вместо интервала $0 < T \leq 300$ лет

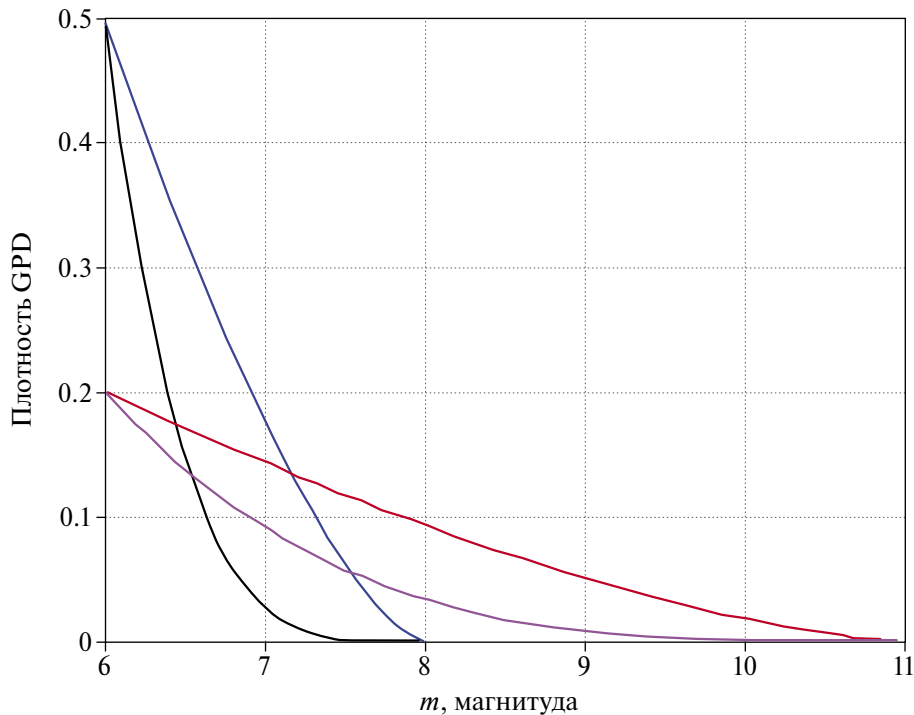


Рис. 1. Квантили $Q_T(0.95)$. Снизу вверх: Байкал, Северомуйский регион, Саяны, БРЗ. Уровень значимости квантиля $q = 0.95$.

можно брать любой интересующий нас интервал. На рис. 1 показано, что 0.95-квантиль региона Саяны (второй сверху) еще не исчерпал возможности увеличения региональной максимальной возможной магнитуды до 8.1–8.2 при $T > 300$ лет, в то время как Северомуйский регион почти вышел на предельные значения 7.6–7.7. Напомним, что квантиль $Q_T(q)$ служит q -процентной верхней доверительной границей для случайной магнитуды $M_{\max}(T)$.

КВАНТИЛИ $Q_T(q)$ ДЛЯ ОБОБЩЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРЕТО

Мы уже отмечали недостатки моделей, где региональную максимальную возможную магнитуду M_{\max} моделируют как неизвестный детерминированный параметр, который надо оценить по каталогам землетрясений. При этом, в качестве модели распределения магнитуд обычно используют Усеченное распределение Гутенберга–Рихтера [Holschneider et al., 2011; Писаренко, 2022]. В предлагаемом нами подходе используется случайная максимальная магнитуда $M_{\max}(T)$ на конечном интервале времени T , а в качестве распределения магнитуд берется основанное на общих предельных теоремах теории экстремальных

значений [Gumbel, 1958] Обобщенное Распределение Парето (Generalized Pareto Distribution, GPD). Приведем функцию распределения, плотность и квантили этого распределения в удобной для нас параметризации. Функция распределения $F(m)$ имеет вид:

$$F(m) = 1 - [1 - (m - h)/(M_T - h)]^{(M_T - h)/s}, \quad h \leq m \leq M_T, \quad (4)$$

где: m — магнитуда; h — левый конец распределения (назначается пользователем, считается известным); M_T — правый конец распределения случайной величины $M_{\max}(T)$ (оценивается методом максимального правдоподобия по выборке); s — параметр, масштабирующий магнитуду (оценивается методом максимального правдоподобия по выборке).

Плотность распределения GPD равна:

$$f(m) = \frac{1}{M_T - h} \cdot \left(1 - \frac{m - h}{M_T - h}\right)^{(M_T - h)/s - 1}. \quad (5)$$

На рис. 2 показаны 4 плотности распределения GPD с параметрами $(M_T, s) = (8, 0.800)$; $(8, 0.382)$; $(11, 2)$, $(11, 1.111)$.

Мы видим, что при различных параметрах GPD плотность может иметь разную скорость

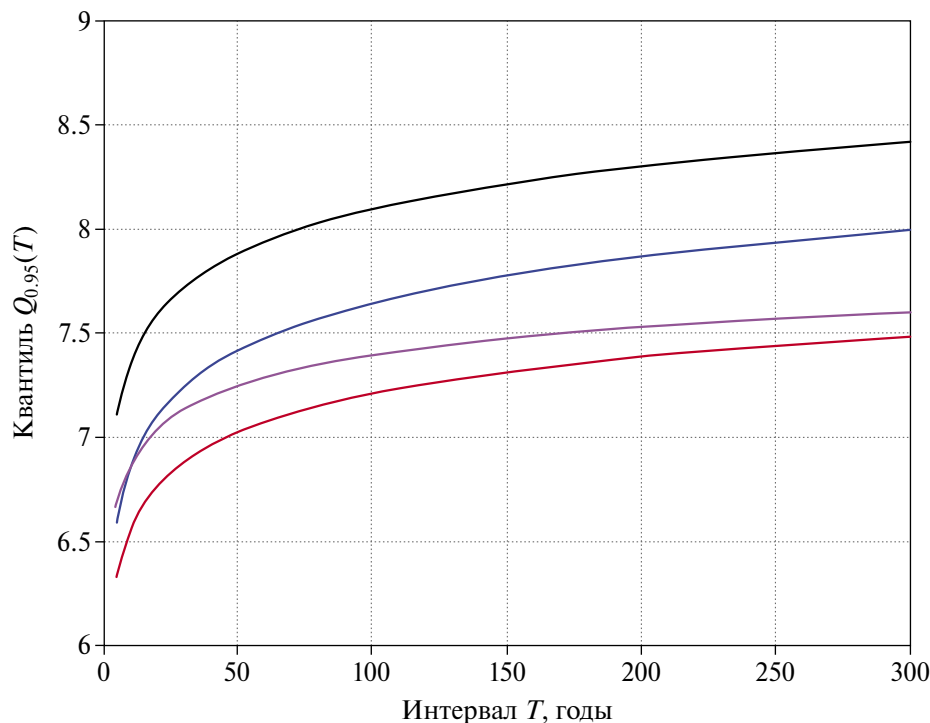


Рис. 2. Четыре плотности распределения GPD с параметрами $(M_T, s) = (8, 0.800)$ синий; $(8, 0.382)$ черный; $(11, 2)$ красный, $(11, 1.111)$ лиловый.

приближения к правому концу M_T . С точностью до линейного преобразования GPD – плотности представляют из себя степенную функцию: $(1-x)^\mu$, $\mu > 1$, $0 \leq x \leq 1$. На правом конце эти функции имеют форму клюва. Чем больше отношение $(M_T - h)/s$, тем острее этот клюв.

Квантиль $Q_T(q)$ равен:

$$Q_T(q) = h + (M_T - h) \cdot [1 - (1 - q)^{s/(M_T - h)}]. \quad (6)$$

Оценки квантилей $Q_T(q)$ для значений q не слишком близких к единице ($q \cong 0.9-0.95$) гораздо устойчивее оценок параметра M_T . На рис. 3 показаны нормированные к единице гистограммы $Q_T(q)$ и M_T по 5000 генерированным каталогам с параметрами, равными оценкам максимального правдоподобия для реального каталога землетрясений вблизи Японского жолоба $100^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ с.ш.; $10^\circ \leq \varphi \leq 60^\circ$ в.д.; $0 \leq h \leq 70$ км; $1976 \leq t \leq 2022$ годы. В этом эксперименте $n = 299$; $h = 6$; оценки: правая граница магнитуд $M_T = 9.5$; масштабный параметр $s = 0.5$; $q = 0.95$; $T = 50$ лет. Эти гистограммы при таком большом объеме выборки ($n = 5000$) служат хорошей оценкой плотностей распределения.

На рис. 3 показано, что оценка квантилей $Q_T(q)$ гораздо устойчивей оценки правого края распределения M_T .

ПРИМЕНЕНИЕ ИЗЛОЖЕННОЙ МЕТОДИКИ ДЛЯ ОЦЕНИВАНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ КАРТ ОБЩЕГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ (ОСР)

Изложенную методику можно применять для оценивания различных характеристик воздействия землетрясений на грунт и сооружения, а также для составления соответствующих карт, в том числе и карт ОСР. Как справедливо отметил в своей монографии Ф.Ф. Аптикаев [Аптикаев, 2012], картировать можно все. В этой монографии детально изложены практические вопросы оценки и картирования характеристик воздействия и дан полезный обзор используемых формул перевода одних характеристик в другие. Мы остановимся на некоторых из них. Базовые характеристики поля сейсмичности даются стандартными сейсмическими каталогами и включают в себя пять параметров землетрясения: время t , широту λ , долготу φ , глубину очага h , магнитуду m .

Пиковое горизонтальное ускорение грунта (Peak Horizontal Acceleration, PGA). Предполагается, что

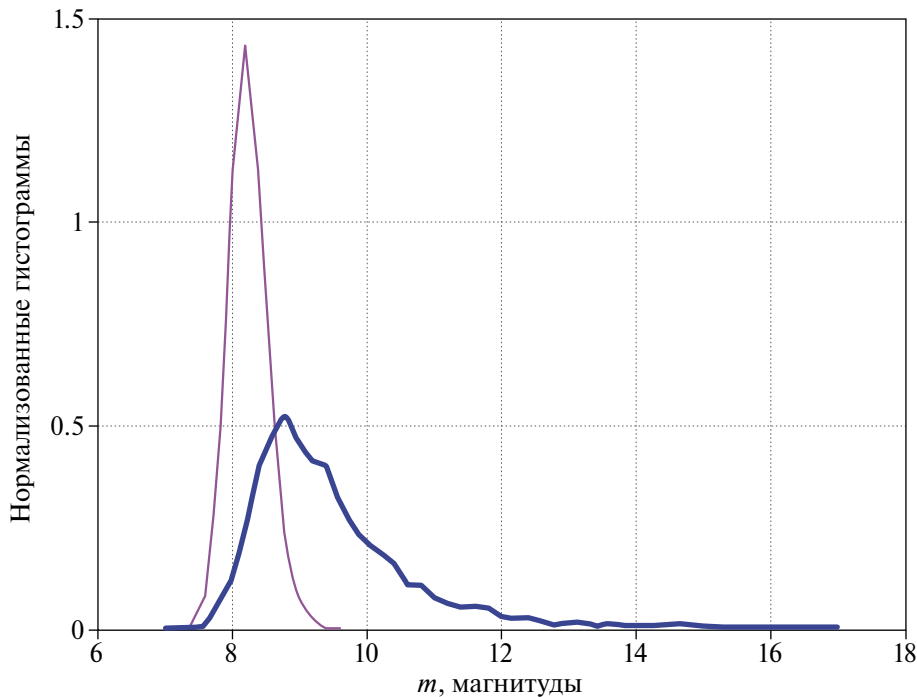


Рис. 3. Нормализованные по площади к единице гистограммы оценок $Q_T(q)$ (тонкая линия) и M_T (жирная линия).

поток землетрясений является стационарным по времени Пуассоновским потоком. Для оценки PGA в произвольной точке (это может быть точка выбранной пользователем координатной сетки данного региона или же важный объект инфраструктуры) определяется гипоцентральное расстояние от каждого землетрясения каталога до выбранной точки и по формуле (7) вычисляется лог-ускорение PGA. Таким образом, в каждой точке сетки имеется столько значений PGA, сколько землетрясений в выбранном диапазоне магнитуд данного региона. Следует отметить, что для определения лог-ускорений с помощью трех параметров (r, h, m), где r – эпицентральное расстояние, предложено большое количество формул (содержательный обзор этих формул см. в работах [Штейнберг и др., 1993; Аптикаев, 2012]), учитывающих особенности изучаемого региона. В монографии [Аптикаев, 2012] рекомендуется формула, предложенная автором:

$$\begin{aligned} \lg \text{PGA}, \text{ см/с}^2 &= \\ &= 0.95 - 1.80 \lg(r^2 + h^2), \text{ км} + 0.65 \cdot m \pm 0.20; \\ &\text{PGA} < 140 \text{ см/с}^2; \\ \lg \text{PGA}, \text{ см/с}^2 &= \\ &= 1.90 - 0.36 \lg(r^2 + h^2), \text{ км} + 0.13 \cdot m \pm 0.20; \\ &\text{PGA} \geq 140 \text{ см/с}^2. \end{aligned} \quad (7)$$

По этим формулам можно перевести каталог землетрясений данного региона в исследуемом

диапазоне магнитуд в величины $\lg \text{PGA}$, см/с² для любой координатной сетки. Затем для полученных лог-ускорений нужно оценить методом максимального правдоподобия параметры GPD и применить формулы (4)–(6) для нахождения q -квантиля $Q_T(q)$ максимальных лог-ускорений $\lg \text{PGA}$, за время T .

Пиковая горизонтальная скорость грунта (Peak Horizontal Velocity, PGV). Для PGV в монографии [Аптикаев, 2012] приводится формула:

$$\begin{aligned} \lg \text{PGV}, \text{ см/с} &= \\ &= -1.15 - 2.20 \lg(r^2 + h^2), \text{ км} + 0.88 \cdot m \pm 0.28. \end{aligned} \quad (8)$$

По этой формуле можно перевести каталог землетрясений данного региона в исследуемом диапазоне магнитуд в величины $\lg \text{PGV}$ см/сек. Затем, для полученных лог-скоростей оценить методом максимального правдоподобия параметры GPD и применить формулы (4)–(6) для нахождения q -квантиля $Q_T(q)$ максимальных лог-скоростей $\lg \text{PGA}$ за время T .

Максимальное сотрясение грунта (максимальная сейсмическая интенсивность) в баллах. Для оценки максимального сотрясения грунта в баллах I имеется классическая формула Николая Виссарионовича Шебалина, так называемое “уравнение макросейсмического поля” [Шебалин, 1961]:

$$I, \text{ баллы} = 4.0 - 2.0 \cdot \lg(r^2 + h^2) + 1.5 m. \quad (9)$$

В работе [Ризниченко, 1966] был предложен метод расчета сотрясаемости грунта, использующий понятие повторяемости землетрясений. Было предложено также большое количество поправок к коэффициентам (9), учитывающих региональные особенности [Шебалин, 1961; 1968; Шебалин и др., 1986; Уломов, Шумилина, 1998; 1999].

По формуле (9) можно перевести каталог землетрясений данного региона в величины I (в баллах) в любой точке или в точках любой сетки. Затем для полученных I оценить методом максимального правдоподобия параметры GPD и применить формулы (4)–(6) для нахождения q -квантиля $Q_T(q)$ максимальной интенсивности I на будущее время T . Заметим, что во всех трех перечисленных случаях PGA, PGV, I оценки параметров GPD будут разные, поскольку они относятся к разным массивам данных.

Максимальные интенсивности, рассчитанные по изложенной методике, можно использовать на картах ОСР для выявления зон соответствующей балльности с уровнем доверия q . Описанная процедура дает четкие, статистически корректные формулировки методики построения карт ОСР с учетом надежности оценки баллов q и длительности прогнозируемого интервала времени T .

ВЫВОДЫ

1. В качестве региональной максимальной возможной магнитуды предлагается брать q -квантиль случайной максимальной магнитуды $M_{\max}(T)$ на конечном будущем интервале времени T , а в качестве распределения магнитуд использовать основанное на общих предельных теоремах теории экстремальных значений распределение GPD. В качестве основного варианта значений (q , T) при картировании можно предложить $q = 0.90$, $T = 50$ лет. Аналогичную методику можно применять и к другим характеристикам сейсмического поля.

2. В формулах (7)–(9) желательно использовать имеющиеся региональные поправки к коэффициентам, которые могут значительно увеличить эффективность оценивания соответствующего параметра. Желательно также: привлечение дополнительной информации, от которой зависит сейсмическое воздействие на грунт и сооружения (длительность сейсмического сигнала, его спектральные характеристики, свойства грунта и т.д., (см. работы [Аптикаев, 2012; Штейнберг и др., 1993; и др.])).

Отметим, что остается открытой задача объективного, статистически обоснованного совместного использования палеогеологических, исторических и инструментальных данных по сейсмичности конкретного региона с целью получения наиболее эффективной оценки региональной максимальной магнитуды. В настоящее время эта проблема фактически решается субъективно.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТПЗ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Д.В. Писаренко за ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической активности. М.: Наука и образование. 2012. 175 с.
- Писаренко В.Ф. Оценка параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера // Физика Земли. 2022. № 1. С. 1–10.
- Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. 2021. № 2. С. 1–19.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Неустойчивость параметра M_{\max} и альтернатива его применению // Физика Земли. 2009. № 12. С. 48–59.
- Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишников Т.А. Стабильная модификация закона повторяемости землетрясений и перспективы ее применения в сейсморайонировании // Физика Земли. 2020. № 1. С. 62–76.
- Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А. Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2022. № 3. С. 1–19.
- Ризниченко Ю.В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1966. № 5. С. 16–32.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект новых карт ОСР территории Российской Федерации // Сейсмостойкое строительство. 1998. № 1. С. 30–34.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Проблемы сейсмического районирования территории России. Всероссийский НИИ проблем научно-технического прогресса и информации в строительстве Госстроя России. 1999.
- Шебалин Н.В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений. Землетрясения в СССР. М.: Наука. 1961. С. 126–138.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом

районировании. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 95–121.

Шебалин Н.В., Ершов И.А., Шестоперов Г.С. и др. Улучшенный вариант шкалы сейсмической интенсивности (ММСК-86) на базе шкал MSK-64 и МСССС-73 (заключительный). М.: МСССС, ИФЗ. 1986. 61 с.

Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзобоев Б.А., Скоркина А.А. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97.

Штейнберг В.В., Сакс М.В., Антикаев Ф.Ф. и др. Методы оценки сейсмических воздействий // Вопросы инженерной сейсмологии. 1993. Вып. 34. С. 5–93.

Giardini D. The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992–1999 // Annali di Geofisica. 1999. V. 42. № 6. P. 957–974.

Gumbel E.J. Statistics of extremes. New York: Columbia University Press. 1958.

Holschneider M., Zoller G., Hainzl S. Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg–Richter model // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. V. 101. № 4. P. 1649–1659.

Kijko A. Estimation of the maximum earthquake magnitude M_{\max} // Pure Appl. Geophys. 2004. V. 161. № 8. P. 1655–1681.

Kijko A., Graham G. Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis part I: Estimation of maximum regional magnitude M_{\max} // Pure Appl. Geophys. 1998. V. 152. № 3. P. 413–442.

Kijko A., Singh M. Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // Acta Geophys. 2011. V. 59. № 4. P. 674–700.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Approaches to solving maximum possible earthquake magnitude (M_{\max}) problem // Surveys in Geophysics. 2022. V. 43. № 2. P. 561–595.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. The maximum earthquake in future T years: Checking by a real catalog // Chaos, Solitons & Fractals. 2015. V. 74. P. 89–98.

Pisarenko V.F., Sornette D., Rodkin M.V. Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007) // Earth Planets Space. 2010. V. 62. P. 567–578.

Zoller G., Holschneider M. The maximum possible and the maximum expected earthquake magnitude for production-induced earthquakes at the gas field in Groningen, The Netherlands // Bull. Seismol. Soc. Am. 2016. V. 106. № 6. P. 2917–2921.

Quantiles of M_{\max} and Other Characteristics of the Seismic Field Used in the Compilation of General Seismic Zoning (GSZ) Maps

V. F. Pisarenko^{a, *}

^aInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

*e-mail: pisarenko@mail.ru

Received February 16, 2024

revised March 12, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – A new probabilistic approach to the problem of estimating the regional maximum possible magnitude and some parameters of seismic impact is proposed. The methodology of its practical application is described, which is based on considering the maximum magnitude in the future time interval T as a random quantity and using its quantile with a given level of confidence as the regional maximum magnitude.

Keywords: regional maximum magnitude, quantiles of distribution, horizontal peak ground acceleration, horizontal peak ground velocity, intensity, parameter mapping, general seismic zoning

БЫСТРИНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 21.09.2020 г. ($M_w = 5.6$) НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: ВЕХА В МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

© 2024 г. Я. Б. Радзиминович^{1,2, *}, А. В. Новопашина³,
О. Ф. Лухнева⁴, Н. А. Гилёва¹, Е. А. Кузьмина⁴

¹Байкальский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”, г. Иркутск, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики, г. Москва, Россия

³Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

*E-mail: yan.radziminovich@gmail.com

Поступила в редакцию 20.12.2023 г.

После доработки 05.02.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В статье представлены макросейсмические данные о Быстринском землетрясении 21.09.2020 г. ($M_w = 5.6$), произошедшем в восточной части Тункинской системы впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Информация была собрана главным образом посредством интерактивного опросного листа, размещенного на сайте Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Всего было получено 3013 откликов очевидцев; такое количество макросейсмических данных является беспрецедентным за всю историю сейсмологических наблюдений в Байкальском регионе. Часть макросейсмических данных была получена с использованием традиционной почтовой рассылки опросных листов. В общей сложности были собраны сведения из 263 населенных пунктов. Максимальная интенсивность сотрясений (VI–VII баллов по шкале MSK-64) наблюдалась в д. Быстрая и пос. Култук. Интенсивность сотрясений V баллов отмечена на расстоянии до ~180 км; интенсивность IV балла – на расстоянии до ~550 км. Анализ данных о Быстринском землетрясении выявил существенно более низкое затухание колебаний по сравнению с ожидаемым по региональному макросейсмическому уравнению. В целом, в связи с большим объемом данных, собранных с помощью современных коммуникационных технологий, Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. можно рассматривать как важную веху в макросейсмических исследованиях в Восточной Сибири.

Ключевые слова: макросейсмические данные, землетрясение, интернет-опросник, Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050108>, EDN: EJTВХТ

ВВЕДЕНИЕ

Юг Восточной Сибири считается одной из наиболее опасных в сейсмическом отношении территорий России [Уломов, 2013]. Сейсмическая активность приурочена главным образом к Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), протягивающейся с юго-запада на северо-восток почти на 2000 км. Центральным и древнейшим звеном БРЗ является впадина оз. Байкал, юго-западный и северо-восточный фланги представлены более молодыми суходольными впадинами [Логачев, 2003]. В течение года в БРЗ регистрируется

в среднем 8000–10 000 землетрясений [Мельникова и др., 2009], хотя сильные сейсмические события ($M \geq 5.0$) происходят сравнительно редко. Среди сейсмически активных районов Восточной Сибири юго-западный фланг БРЗ занимает особое место, прежде всего в силу высокого сейсмического потенциала активных разломов. Землетрясения этого района представляют непосредственную опасность для территории Южного Прибайкалья, характеризующейся высоким уровнем урбанизации, высокой плотностью населения, а также наличием развитой

транспортной инфраструктуры и промышленных предприятий. Сильные сейсмические события юго-западного фланга БРЗ могут сопровождаться повреждениями зданий и значительным материальным ущербом. В качестве примера можно привести разрушительное Култукское землетрясение 27.08.2008 г. ($M_w = 6.3$) [Мельникова и др., 2012], вызвавшее тяжелые повреждения некоторых зданий в ближней к эпицентру зоне и ощущавшееся на огромной площади на расстояниях до 900 км [Радзиминович и др., 2009]. Землетрясение 21.09.2020 г. ($M_w = 5.6$), произошедшее в восточной части Тункинской долины, вблизи д. Быстрая, является еще одним ярким примером сильного сейсмического события в рассматриваемом районе [Гилёва и др., 2020; Filippova et al., 2022].

По нескольким причинам Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. является одним из наиболее значимых сейсмических событий для юга Восточной Сибири за последние десятилетия. Во-первых, оно спровоцировало ощутимые эффекты на большой площади и вызвало широкий общественный резонанс. Во-вторых, землетрясение сопровождалось повреждениями зданий в ближней к эпицентру зоне и причинило заметный материальный ущерб. В-третьих, землетрясение дало нечастую возможность протестировать региональную интернет-систему сбора макросейсмических данных в условиях сильного сейсмического воздействия и массовых обращений пользователей к сайту, а также наметить пути ее усовершенствования. И, наконец, полученные макросейсмические данные позволили проверить соответствие наблюдавшегося затухания сейсмических колебаний региональному макросейсмическому уравнению. Следует также отметить еще одно немаловажное обстоятельство. Относительная редкость сильных землетрясений в пределах Тункинской системы впадин обуславливает дефицит макросейсмических данных, необходимых для разработки реалистичных сценариев сейсмического воздействия на урбанизированные территории Южного Прибайкалья. Кроме того, интерес представляет и то, что землетрясение сопровождалось рядом нетипичных проявлений, в частности, сильными акустическими эффектами, заметными на больших эпицентральных расстояниях. Таким образом, любое относительно сильное сейсмическое событие в исследуемом районе может рассматриваться как ценный источник новых данных.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), включающий Тункинскую систему впадин, юго-восточный сегмент Главного Саянского разлома, впадину оз. Хубсугул, а также западное замыкание впадины оз. Байкал, характеризуется в целом высокой сейсмичностью. Вместе с тем эпицентральное поле этого района отличается неравномерностью (рис. 1). Эпицентры землетрясений сосредоточены, главным образом, в западной части Тункинской системы впадин, в то время как ее восточная часть почти асейсмична [Голенецкий, 1998; Мельникова и др., 2009]. Основными активными структурами, определяющими сейсмическую опасность территории, являются Тункинский и Главный Саянский разломы. Их сейсмический потенциал составляет M_{\max} 7.7 и 8.0 соответственно [Чипизубов и др., 2009; Уломов, 2013]. Согласно палеосейсмологическим исследованиям, на протяжении голоцена в зоне Тункинского разлома неоднократно возникали сильные землетрясения, магнитуда которых превышала 7.0 [McCalpin, Khromovskikh, 1995; Smekalin et al., 2013]. В зоне Главного Саянского разлома также были обнаружены сейсмодислокации голоценового возраста, образованные при землетрясениях с магнитудой 7.5–8.0 [Чипизубов, Смекалин, 1999; Ritz et al., 2018], что позволяет считать его одной из наиболее опасных тектонических структур в Восточной Сибири [Писаренко и др., 2022].

Рассматриваемый район в целом характеризуется сдвиговой кинематикой современных тектонических движений [Мельникова, Радзиминович, 2007]. Скорость относительных горизонтальных движений на юго-западе БРЗ оценивается в $0.5\text{--}1.4 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ [Лухнев и др., 2021], в то время как в центральной части рифтовой зоны этот параметр значительно выше и составляет $3.2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ [Лухнев и др., 2010].

В течение периода инструментальных наблюдений землетрясения, сравнимые по магнитуде с палеособытиями, на юго-западном фланге БРЗ не регистрировались. К сравнительно сильным и наиболее значимым сейсмическим событиям относятся Мондинское землетрясение 04.04.1950 г. ($M_w = 6.9$) [Delouis et al., 2002], Еловское землетрясение 29.06.1995 г. ($M_w = 5.7$) [Голенецкий, 2001; Баранников и др., 2008], Култукское землетрясение 27.08.2008 г. ($M_w = 6.3$)

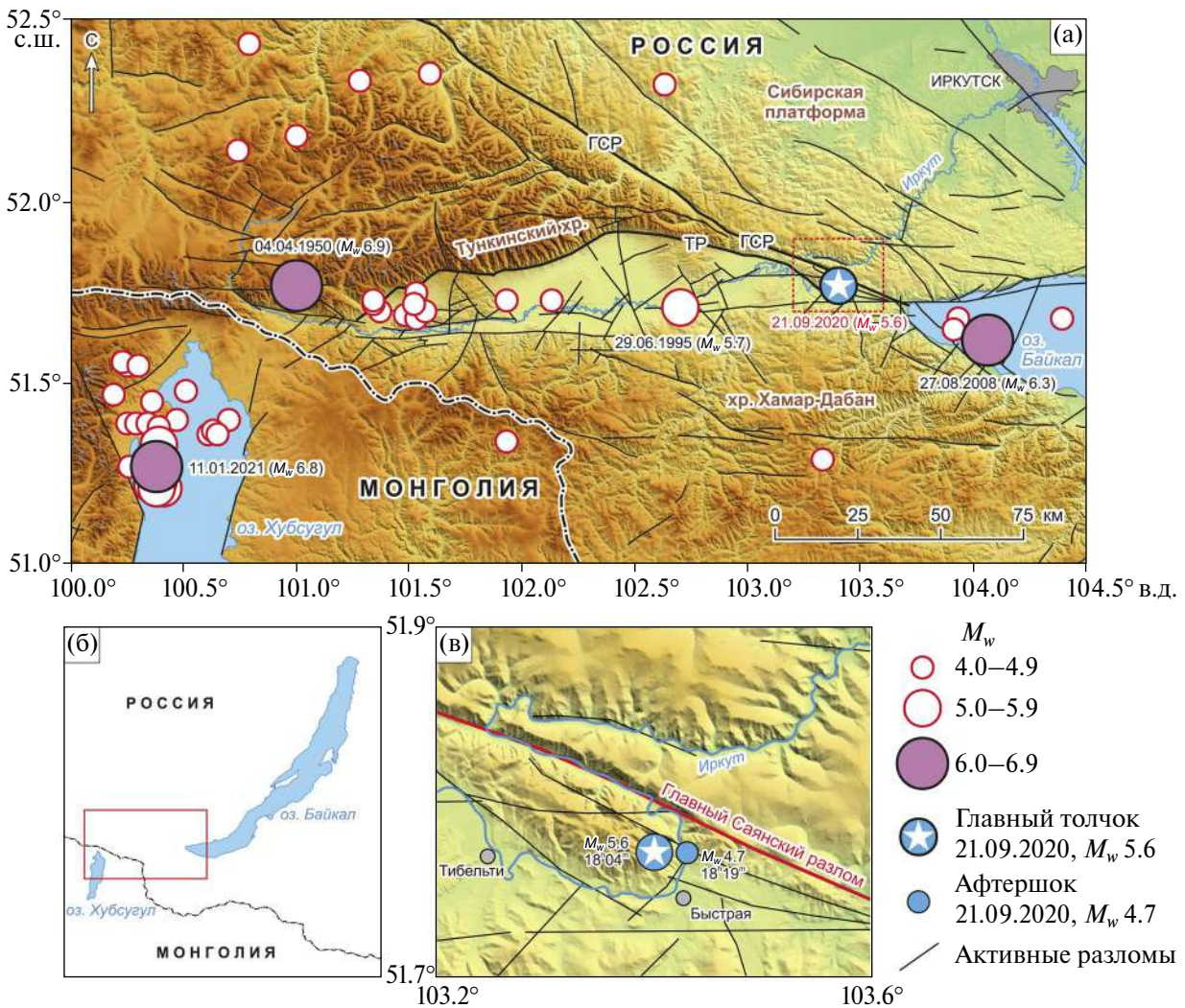


Рис. 1. Сейсмичность юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны (1960 – наст. время) – (а); местоположение района исследований в пределах Байкальского региона – (б); локализация эпицентров главного толчка ($M_w = 5.6$) и сильнейшего афтершока ($M_w = 4.7$) Быстринского землетрясения – (в). Красная пунктирная линия на рис. (а) оконтуривает область, показанную на рис. (в). Моментные магнитуды землетрясений в случае отсутствия прямых определений пересчитаны из энергетических классов [Rautian et al., 2007] с использованием соотношения из работы [Середкина, Гилева, 2016]. Активные разломы показаны по работе [Lunina, 2016]; ГСР – Главный Саянский разлом; ТР – Тункинский разлом.

[Мельникова и др., 2012; 2013], а также недавнее Хубсугульское землетрясение 11.01.2021 г. ($M_w = 6.8$) [Liu et al., 2021; Lukhnev et al., 2022].

Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. ($M_w = 5.6$) также можно отнести к этому ряду (таблица). Его очаговые параметры и тектоническая позиция детально рассмотрены в работе [Filipova et al., 2022]. Отметим, что очаг Быстринского землетрясения приурочен к юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома и может рассматриваться как практически единственное надежное подтверждение активности этого фрагмента структуры на современном этапе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАННЫЕ

Сбор макросейсмических данных о Быстринском землетрясении осуществлялся несколькими способами. Основной объем информации был получен с использованием интернет-опросника, размещенного на веб-сайте Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (<http://seis-bykl.ru>). Этот метод получения макросейсмических данных демонстрирует исключительно высокую эффективность, позволяя собирать большое количество информации за короткое время. На текущий момент он широко используется как в глобальном, так и в региональном масштабе [Sbarra et al., 2010; Wald et al., 2011; Bossu et al.,

Основные параметры Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. и его наиболее сильного афтершока согласно различным источникам

Источник данных	T_0 , чч:мм:сс	Гипоцентр			M
		φ° , с.ш.	λ° , в.д.	h , км	
Основной толчок					
BAGSR	18:04:57.4	51.78	103.41	12	
MOS	18:04:56.8	51.779	103.445	14	$mb = 5.5, MS = 5.2$
NEIC	18:04:57.67	51.857	103.480	25.5	$M_w = 5.5$
GCMT	18:05:00.10	51.85	103.50	25.9	$M_w = 5.5$
GFZ	18:04:59.06	51.81	103.47	19	$M_w = 5.4$
ISC	18:04:57.99	51.8212	103.4802	11.2	$mb = 5.3, MS = 5.2$
[Гилёва и др., 2020]	18:04:57.40	51.744	103.418	18.3	
[Filippova et al., 2022]				24	$M_w = 5.6$
Афтершок					
BAGSR	18:19:54.7	51.77	103.41	12	
MOS	18:19:53.6	51.804	103.456	9	$mb 4.7, MS 4.2$
NEIC	18:19:55.96	51.7902	103.4938	10	$mb 4.6$
GCMT	18:19:58.20	51.80	103.48	18.5	$M_w 4.8$
GFZ	18:19:55.49	51.795	103.617	10	$mb 4.6$
ISC	18:19:54.55	51.8458	103.4980	4.8	$mb 4.5, MS 4.0$
[Гилёва и др., 2020]	18:19:55.28	51.730	103.449	17.7	
[Filippova et al., 2022]				6	$M_w 4.7$

Примечания: BAGSR – Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН (Иркутск, Россия, <http://seis-bykl.ru>); MOS – ФИЦ ЕГС РАН (Обнинск, Россия, <http://www.ceme.gsras.ru>); NEIC – National Earthquake Information Center (США, <https://earthquake.usgs.gov>); GFZ – Helmholtz Centre Potsdam (Германия, <https://geofon.gfz-potsdam.de>); GCMT – The Global Centroid-Moment-Tensor Project (США, <https://www.globalcmt.org>); ISC – International Seismological Centre (Великобритания, <http://www.isc.ac.uk>).

2017; Quitoriano, Wald, 2020], в том числе в сейсмоопасных регионах России [Митюшкина и др., 2011; Чеброва и др., 2020; Тубанов и др., 2021; Чебров и др., 2021; Коновалов и др., 2022; 2023].

В Восточной Сибири метод практикуется с сентября 2008 г. [Радзиминович и др., 2014]. Детальное описание интернет-опросника, его структуры, а также опыт его использования для массового сбора макросейсмических данных в Южном Прибайкалье приводится в работе [Radziminovich et al., 2022]. Для анализа мы использовали только те опросные листы,

в которых однозначно указывался населенный пункт и которые содержали хотя бы минимальную макросейсмическую информацию.

Необходимо отметить, что в связи с резким ростом количества обращений к сайту сразу после землетрясения сервер был перегружен запросами, что привело к техническим сбоям в его работе и временной недоступности сайта для пользователей. В свою очередь, это повлекло за собой значительное снижение количества откликов по сравнению с нашими ожиданиями. С целью восполнить недостаток откликов, мы осуществили рассылку обращения к жителям

Южного Прибайкалья посредством мессенджера Viber с просьбой заполнить опросный лист [Лухнева и др., 2023]. Эти действия позволили значительно улучшить ситуацию с поступлением откликов и увеличить их количество в несколько раз.

Наряду со сбором макросейсмических данных с помощью интернет-опросника был выполнен непосредственный опрос жителей населенных пунктов в пределах ближней зоны. В ходе полевого обследования также производилась фотодокументация последствий землетрясения, кроме того, часть фотоматериалов была любезно предоставлена местными жителями и администрациями населенных пунктов. К сожалению, в связи с продолжавшимся на тот момент распространением коронавирусной инфекции COVID-19 макросейсмическое обследование имело ограниченный характер. Небольшая часть данных была получена посредством почтовой рассылки опросных листов в местные органы власти. Этот метод все еще практикуется в Восточной Сибири, однако он показывает невысокую эффективность и его использование в будущем, по-видимому, будет ограничено лишь исключительными случаями.

Макросейсмические данные, собранные различными способами, были отсортированы по населенным пунктам. Оценка интенсивности сотрясений для каждого населенного пункта производилась с учетом всех имеющихся по нему сведений. Интенсивность сотрясений оценивалась по сейсмической шкале MSK-64 [Медведев и др., 1965], до сих пор используемой в России. Выбор шкалы MSK-64 обусловлен прежде всего полувековой историей ее применения в Прибайкалье, и, соответственно, накопленным за это время массивом данных об интенсивности сотрясений при землетрясениях БРЗ. Таким образом, использование MSK-64 в рассматриваемом случае позволяет обеспечить возможность сопоставления оценок интенсивности с данными о землетрясениях прошлых десятилетий.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Быстринское землетрясение ($M_w = 5.6$) произошло в ночное местное время 22.09.2020 г. в 02 ч 04 мин 57 с (18:04:57 21.09.2020 г. по Гринвичу) (см. таблицу). Это событие стало первым сравнительно сильным землетрясением на юго-западном фланге БРЗ за 12-летний период с момента Култукского землетрясения 27.08.2008 г. ($M_w = 6.3$). В течение этого времени магниту

землетрясений в пределах исследуемого района не превышала 5.0, при этом интенсивность сотрясений в крупных городах Южного Прибайкалья не превышала V баллов по шкале MSK-64. Быстринское землетрясение причинило материальный ущерб в населенных пунктах ближней зоны и уверенно ощущалось на большой площади. Через 15 минут после основного толчка последовал афтершок с $M_w = 4.7$ [Filipova et al., 2022], также вызвавший ощутимые эффекты на значительных расстояниях. Землетрясение сопровождалось сильными акустическими эффектами, заметными на большом удалении от эпицентра, а также в некоторых случаях ухудшением самочувствия очевидцев.

Землетрясение вызвало широкий общественный резонанс, что явным образом отражается в статистике посещений интернет-сайта БФ ФИЦ ЕГС РАН [Лухнева и др., 2023]. В течение 20 дней в сентябре 2020 г., предшествующих землетрясению, среднее количество визитов на сайт составляло 253 в сутки (момент посещения сайта фиксируется по московскому времени, UTC + 3). Землетрясение спровоцировало массовые обращения к сайту и в течение 21 сентября количество визитов составило 18 064, при этом ~99% из них приходится на последние три часа суток. В следующие сутки (22 сентября) сайт был посещен 14 438 раз. В последующий период до конца октября 2020 г. ежедневное количество визитов оставалось на заметно более высоком уровне по сравнению с периодом до землетрясения и составляло в среднем 770 визитов в сутки (рис. 2а).

Большая часть макросейсмических данных была получена посредством интернет-опросника, при этом, несмотря на ночное местное время, первые отклики респондентов поступили менее чем через 3 минуты после возникновения толчка. Через 11 минут после землетрясения нормальная работа сайта была прервана на 57 минут из-за массовых запросов пользователей (рис. 2б). В 05 ч 19 мин утра 22.09.2020 г. по местному времени последовал новый сбой продолжительностью 35 минут. Технические сбои оказали прямое влияние на динамику поступления откликов респондентов и их количество в первые часы после землетрясения. Рассылка обращения к жителям Южного Прибайкалья посредством мессенджера Viber позволила нормализовать этот процесс [Лухнева и др., 2023]. В течение первых суток после землетрясения был получен 2721 отклик, из них 597 поступило в течение первых 8 часов. Заполнение опросных листов продолжилось и в последующие дни;

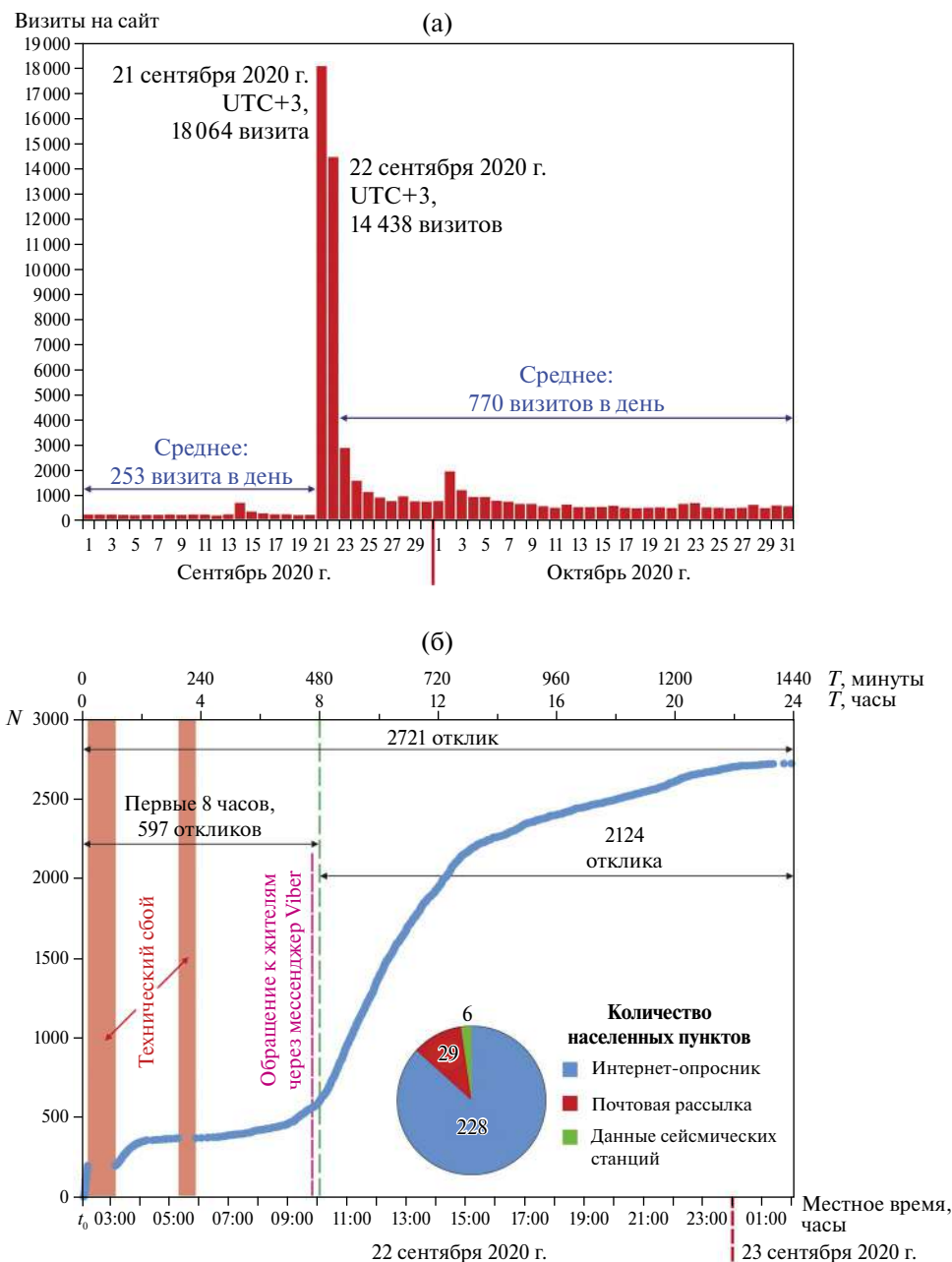


Рис. 2. Количество ежедневных визитов на веб-сайт БФ ФИЦ ЕГС РАН за период сентябрь–октябрь 2020 г. (а) и динамика поступления откликов респондентов в течение первых суток после Быстринского землетрясения (б).

всего в итоге было получено 3013 откликов, из которых 2733 отклика содержали по меньшей мере один диагностический признак и были признаны пригодными для дальнейшего анализа. Отметим, что из этого количества более половины откликов (1449) приходится на г. Иркутск.

С использованием интернет-опросника были собраны макросейсмические данные из 228 населенных пунктов, что позволяет считать этот метод наиболее эффективным как

в количественном отношении, так и в аспекте информативности и пространственного охвата. Сведения из 29 пунктов были получены посредством почтовой рассылки опросных листов; данные из 6 пунктов поступили от сотрудников сейсмических станций региональной сети. В трех населенных пунктах (Быстрая, Култук, Тибельти) материалы, полученные дистанционно, были подтверждены в ходе полевого макросейсмического обследования. В итоге, мы располагаем данными, позволяющими оценить



Рис. 3. Повреждения дымовых труб (а), (б) и печей (в), (г) в д. Быстрая.

интенсивность сотрясений в 263 точках наблюдения.

Наибольшая интенсивность сотрясений наблюдалась в ближайших к эпицентру населенных пунктах – д. Быстрая, с. Тибельти и пос. Култук. Деревня Быстрая и с. Тибельти, относящиеся к сельскому типу, застроены одноэтажными деревянными домами с печным отоплением. В д. Быстрая ($\Delta = 5$ км) землетрясение ощущалось всеми жителями и вызвало испуг и панику. Наиболее распространенные диагностические признаки включают сильное

раскачивание висячих предметов, сильное раскачивание и движение мебели, смещение и падение бытовых предметов с полок и столов, дребезжание посуды и стекол в шкафах. В помещении местной библиотеки (деревянное одноэтажное здание) на полках упали неустойчиво стоявшие книги. По свидетельству очевидцев, наблюдалось сильное сотрясение зданий; в помещениях отмечено осыпание чешуек побелки. В нескольких случаях отмечены повреждения печных труб и печей, в том числе в старом аварийном доме (рис. 3). При землетрясении был слышен сильный подземный гул.

Интенсивность сотрясений в д. Быстрая оценивается в VI–VII по шкале MSK-64.

Сходные, но менее выраженные эффекты землетрясения наблюдались в с. Тибельти (VI баллов; $\Delta = 12$ км). Очевидцы испытывали сильный испуг, у некоторых переходящий в панику; многие покинули помещения и выбежали на улицу. Отдельные люди теряли равновесие. Повреждения зданий возникли в немногочисленных случаях и сводились к возникновению трещин в кирпичной кладке печей и дымовых труб, а также к выпадению отдельных кирпичей и разрушению верхних частей труб (рис. 4а–4в). В помещениях отмечено возникновение трещин в штукатурке, падение ее кусков, осыпание чешуек побелки. Очевидцы упоминают дребезжание посуды и стекол в шкафах, раскачивание висячих предметов, колебание жидкости в посуде, смещение и падение неустойчивых предметов, дрожание и раскачивание мебели, сдвиг картин и фоторамок на стенах. В помещении магазина с полок упали товары (рис. 4г). Также был слышен сильный гул.

В поселке Култук (VI–VII баллов; $\Delta = 21$ км; население ~ 3400 чел.), преимущественно застроенном деревянными домами, согласно данным местной администрации, разрушено 12 печных труб, однако в целом последствия землетрясения нельзя назвать тяжелыми. Возможно, что отчасти это связано с капитальным ремонтом во многих жилых домах, выполненным после Култукского землетрясения 27.08.2008 г. [Радзинович и др., 2009]. В помещениях отмечено возникновение трещин в штукатурке и падение отдельных ее кусков (рис. 5а, 5б). Здесь также наблюдалось массовое падение незакрепленных предметов; примеры падения товаров с полок в одном из местных магазинов приведены на рис. 5в–5д. Очевидцы землетрясения испытывали сильный испуг, переходящий в панику, многие выбегали из домов.

В городе Слюдянка (VI баллов; $\Delta = 24$ км; население $\sim 18\,000$ чел.), застроенном зданиями различных типов (в основном деревянными и кирпичными), оценка интенсивности основана на 55 откликах очевидцев. К наиболее



Рис. 4. Повреждения дымовых труб (а)–(в) и падение товаров с полок в одном из магазинов (г) в селе Тибельти. Фотография (г) любезно предоставлена администрацией магазина.



Рис. 5. Примеры повреждения штукатурки (а), (б) и падение товаров с полок в магазине (в)–(д) в поселке Култук. Фотографии (в)–(д) любезно предоставлены администрацией магазина.

выраженным диагностическим эффектам относится возникновение трещин в штукатурке, раскачивание и движение мебели, смещение и падение незакрепленных предметов, скрип и треск конструктивных элементов зданий. Сильные сотрясения привели к обрыву линии электропередачи и прекращению подачи электроэнергии в жилые дома на несколько часов. Землетрясение ощущалось всеми жителями города, при этом почти все очевидцы испытывали сильный испуг, около 20% – панику. Возможно, это было обусловлено не только сильными сотрясениями, но и мощным подземным гулом. Многие жители покинули помещения и долгое время провели на открытом воздухе, опасаясь возвращаться в дома из-за боязни повторных толчков.

Информация о макросейсмических эффектах, соответствующих интенсивности сотрясений V баллов, получена из 48 населенных пунктов, расположенных на эпицентральной расстоянии от 23 до 181 км. Землетрясение в зоне пятибалльных сотрясений вызвало пробуждение и испуг очевидцев и отчетливо ощущалось практически всеми жителями; некоторые покидали

дома и выходили на улицу. К типичным эффектам, наблюдавшимся в помещениях вне зависимости от этажа, относилось раскачивание мебели, в том числе тяжелой, раскачивание висячих предметов, смещение и падение незакрепленных предметов, дребезжание посуды и стекол в шкафах. Кроме того, во многих случаях наблюдалось образование тонких трещин в штукатурке и осыпание чешуек побелки. В некоторых населенных пунктах отмечены перебои в подаче электроэнергии во время землетрясения.

В 81 населенном пункте в диапазоне эпицентральных расстояний 49–421 км интенсивность сотрясений определяется менее уверенно и может быть оценена как IV–V баллов. Согласно описаниям очевидцев, наблюдавшиеся в этих пунктах макросейсмические эффекты были практически теми же, что и в зоне с интенсивностью V баллов, но несколько менее выраженными, при этом они также были замечены абсолютным большинством жителей.

Эффекты землетрясения, уверенно соответствующие интенсивности IV балла, отмечены

в 106 населенных пунктах на эпицентральных расстояниях от 52 до 554 км. Многие из очевидцев проснулись, некоторые испытывали испуг. В помещениях дребезжала посуда в шкафах, слегка раскачивались висячие предметы, дрожала мебель. Какие-либо повреждения в зданиях отсутствуют. Наиболее интересным обстоятельством является то, что интенсивность сотрясений IV балла зафиксирована на больших расстояниях в северных и северо-западных азимутах от эпицентра, в том числе в г. Нижнеудинск ($\Delta = 452$ км; население $\sim 30\,000$ чел.) и в г. Братск ($\Delta = 497$ км; население $\sim 224\,000$ чел.). Отметим, что оценка интенсивности в Братске основана на 56 откликах респондентов (максимальное количество для этого пункта за всю историю наблюдений) и может рассматриваться как вполне надежная. Наиболее удаленным пунктом, в котором Быстринское землетрясение вызвало ощутимые эффекты, является город Усть-Илимск (III балла; $\Delta = 692$ км; население $\sim 79\,500$ чел.). На основе всех собранных макросейсмических данных мы построили карту макросейсмических проявлений, представленную на рис. 6.

Большая часть макросейсмических данных относится к крупным городам Южного Прибайкалья с населением от 40 000 до 620 000 человек. Прежде всего, это Иркутск, Ангарск, Шелехов и Усолье-Сибирское; к числу крупных населенных пунктов можно отнести также п. Маркова и г. Слюдянка. Оценка интенсивности сотрясений в этих пунктах основана на довольно большом количестве откликов и может считаться надежной. Вместе с тем возможно, что значительное количество откликов, поступивших из крупных городов, а также их более высокая детальность обусловлены большей восприимчивостью городского населения к сейсмическим воздействиям. Не исключено, что в данном случае имеет место так называемый “фактор большого города”, в ряде случаев способный повлиять на оценку интенсивности сотрясений в сторону ее завышения [Татевосян и др., 2003].

Половина всех собранных с помощью интернет-опросника откликов очевидцев приходится на г. Иркутск (V баллов; $\Delta = 83$ км; население $\sim 620\,000$ чел.). Землетрясение ощущалось в городе абсолютным большинством жителей вне зависимости от этажа и типа здания. Диагностические признаки, имевшие массовый характер, включают общее сотрясение зданий, скрип и скрежет стен и полов, сильное дрожание и раскачивание мебели, в том числе тяжелой

(шкафы, кровати), дребезжание посуды, колебание и раскачивание бытовой техники (холодильники, телевизоры, системные блоки и мониторы компьютеров), сильные колебания висячих предметов, смещение картин и фоторамок на стенах. В сообщениях очевидцев часто упоминается падение незакрепленных предметов с полок, столов, шкафов. Случаи возникновения трещин в штукатурке и откалывания ее отдельных кусков были немногочисленны. Кроме того, отмечены случаи срабатывания сигнализации у припаркованных возле домов автомашин вследствие сильных сотрясений. Многие жители города слышали сильный гул [Лухнева и др., 2022].

Частота упоминания того или иного эффекта в откликах из шести крупных населенных пунктов Южного Прибайкалья приведена на гистограмме на рис. 7. Среди эффектов, описывающих реакцию предметов внутренней обстановки помещений, наиболее часто упоминается дрожание и раскачивание мебели (до 63%), а также дребезжание посуды и стекол (до 70%). На смещение или падение незакрепленных предметов указывается в 45% откликов, полученных из Слюдянки и Шелехова, а также, что вызывает удивление, в 58% откликов из г. Усолье-Сибирское, расположенного на большем расстоянии от эпицентра по сравнению с другими крупными городами. При этом данный показатель составляет 12% в Иркутске и 19% в Ангарске. Реакция людей, в основном, сводится к сильному испугу и по этому признаку не показывает существенного разброса между крупными городами, за исключением Слюдянки, где испуг при землетрясении испытали до 98% горожан. При этом 22–23% очевидцев в Слюдянке и в Усолье-Сибирском в панике выбегали из домов, хотя в других городах частота упоминания этого эффекта не превышает 10%. Спокойно покинули помещения от 20 до 53% очевидцев. Частота упоминания скрипа конструктивных элементов зданий варьируется от 6% в откликах из Усолья-Сибирского до 53% в сообщениях из Слюдянки, при 34–48% в остальных городах. Возникновение трещин в штукатурке упоминается главным образом в откликах из Слюдянки (36%), что согласуется с близким расположением к эпицентру и, соответственно, более высокой интенсивностью сотрясений. Акустические эффекты (подземный гул) упоминаются в 41–61% откликов из всех городов, за исключением наиболее удаленного от эпицентра г. Усолье-Сибирское.

Особый интерес представляет массовая и довольно острая реакция на землетрясение

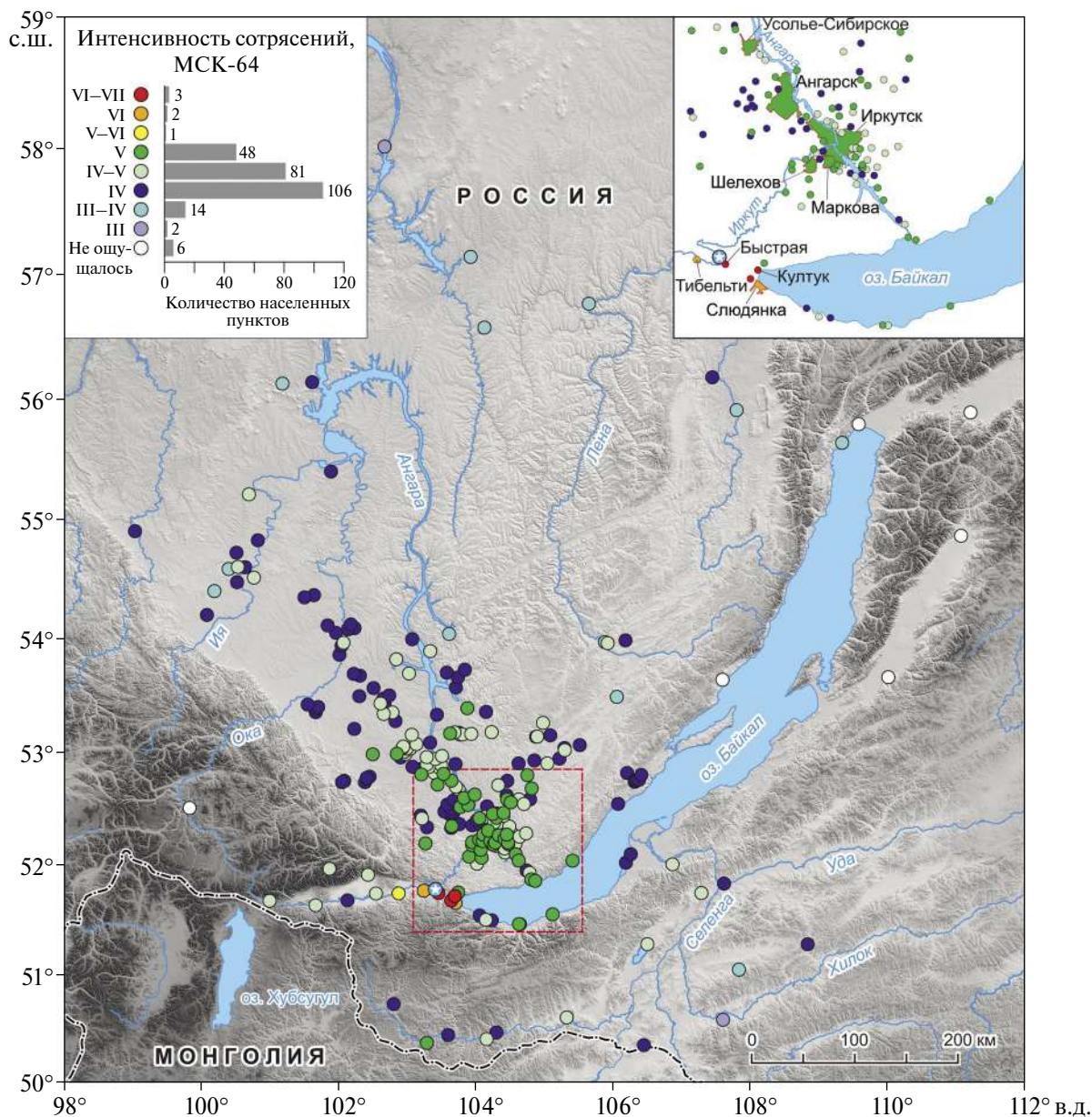


Рис. 6. Карта макросейсмических проявлений Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. Гистограмма показывает распределение населенных пунктов по интенсивности сотрясений. Красная пунктирная линия оконтурирует район, показанный на врезке. Белая звездочка в синем кружке означает эпицентр землетрясения.

домашних животных (частота упоминания от 34 до 50%) (рис. 7). Этот эффект наблюдался в диапазоне эпицентральных расстояний от 19 до 576 км. При сборе макросейсмических данных о землетрясениях прошлых лет реакции животных, как правило, уделялось очень мало внимания. Тем не менее результаты анализа данных о Быстринском землетрясении позволяют считать такой эффект достаточно распространенным и рассматривать его как часть общей картины макросейсмических проявлений [Радзиминович и др., 2021].

Среди эффектов землетрясений, до настоящего времени довольно редко встречавшихся в откликах очевидцев, следует отметить ухудшение самочувствия людей. В случае Быстринского землетрясения ухудшение состояния отмечалось заметно чаще и проявлялось с различными симптомами. Наиболее часто очевидцы упоминали ощущение тошноты, появлявшееся либо непосредственно в момент толчка, либо сразу после него. Кроме того, зафиксированы случаи возникновения головной боли, иногда начинавшейся за несколько часов до землетрясения,

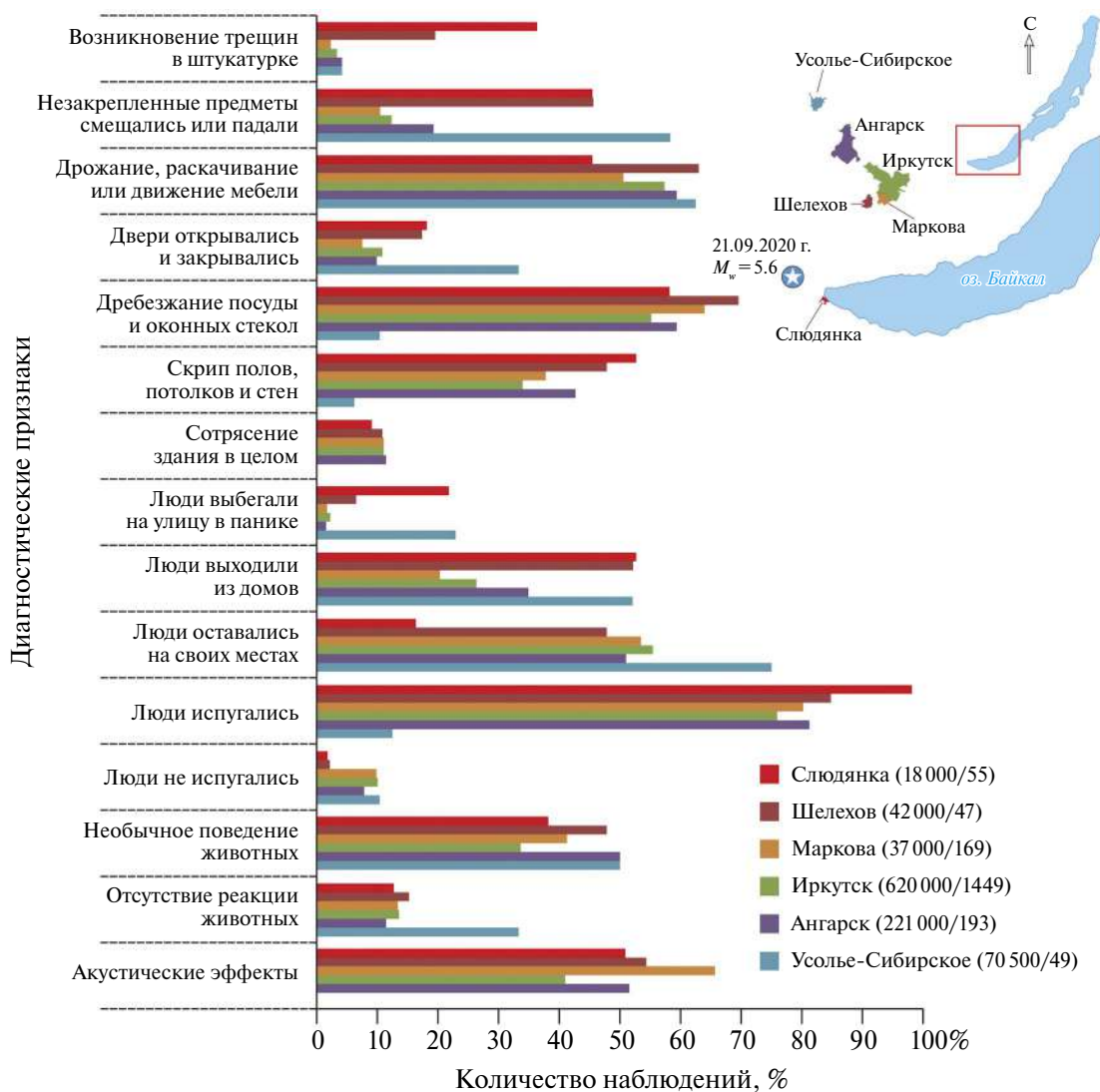


Рис. 7. Диагностические признаки, наблюдавшиеся в некоторых крупных городах юга Восточной Сибири при Быстринском землетрясении. Белая звездочка в синем кружке означает эпицентр землетрясения. В легенде в скобках после названия города указаны численность населения и количество откликов респондентов.

а также головокружения и изменения артериального давления. Некоторые очевидцы жаловались на тахикардию. Примечательно, что все перечисленные симптомы наблюдались в населенных пунктах, расположенных на эпицентральных расстояниях до 500 км и в которых интенсивность сотрясений составляла не менее IV баллов. Возможно, что ухудшение самочувствия связано с пережитым стрессом, обусловленным сильными сотрясениями. Косвенно на это указывают отмеченные случаи головокружения в г. Братск, жители которого довольно редко испытывают даже слабые землетрясения. Быстринское землетрясение ощущалось в г. Братск с интенсивностью IV балла, что на фоне отсутствия опыта пережитых сейсмических воздействий,

хотя бы умеренных, могло вызвать у очевидцев сильный испуг и стресс, и, как следствие, приступы тахикардии или головокружения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Карта макросейсмических проявлений (см. рис. 6) на первый взгляд показывает распространение сотрясений умеренной интенсивности преимущественно в северо-западных и северных азимутах от эпицентра. Подобная конфигурация макросейсмического поля наблюдается почти при каждом сильном землетрясении с эпицентром в пределах юго-западного фланга БРЗ или Среднего Байкала. В частности, очень похожая картина пространственного

распределения интенсивности сотрясений отмечена при Еловском землетрясении 29.06.1995 г. ($M_w = 5.7$) [Голенецкий, 2001], эпицентр которого располагался приблизительно в 50 км к западу от эпицентральной области Быстринского землетрясения. Такие же закономерности в распределении интенсивности сотрясений выявлены при Кударинском землетрясении 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) с эпицентром в районе дельты р. Селенга (Средний Байкал) [Radziminovich et al., 2022]. В значительной мере такой характер макросейсмического поля определяется особенностями расположения населенных пунктов на юге Восточной Сибири. Абсолютное большинство городов, поселков и деревень сосредоточено в долинах крупных рек, а также вдоль основных транспортных путей. Этим же закономерностям подчиняется и плотность населения региона. Многие населенные пункты Южного Прибайкалья, в том числе крупные города, тяготеют к долине р. Ангара, простирающейся от озера Байкал сначала в северо-западном, а затем в северном направлении. Также в северо-западном направлении протягиваются железнодорожная линия и федеральная автотрасса Р-255 “Сибирь”. Соответственно, именно из этих районов поступил основной объем макросейсмических данных. С удалением от транспортных артерий и крупных рек количество населенных пунктов и плотность населения быстро снижаются, что обуславливает разреженность макросейсмического поля и создает в какой-то мере ложное впечатление о преобладающем распространении ощутимых колебаний в определенном направлении.

Быстринское землетрясение позволило нам протестировать соответствие наблюдаемой интенсивности сотрясений региональному макросейсмическому уравнению, связывающему магнитуду, интенсивность и гипоцентральное расстояние. На территории Восточной Сибири используется макросейсмическое уравнение Н.В. Шебалина [Shebalin, 1972]:

$$I = bM - v \lg \sqrt{\Delta^2 + h^2} + c, \quad (1)$$

где: I – интенсивность землетрясения; M – магнитуда; Δ – эпицентральный расстояние; h – глубина очага; b , v и c – коэффициенты уравнения, зависящие от региона. В сравнительных целях мы использовали три набора коэффициентов, один из которых отражает общемировые закономерности ($b = 1.5$, $v = 3.5$, $c = 3.0$) [Новый каталог..., 1977], а два других являются

региональными: $b = 1.5$, $v = 4.0$, $c = 4.0$ [Новый каталог..., 1977] и $b = 1.5$, $v = 3.44$, $c = 3.13$ [Фролова и др., 2019]. Кроме того, для сравнения нами проанализированы данные о Еловском (29.06.1995 г.) и Култукском (27.08.2008 г.) землетрясениях, также произошедших на юго-западном фланге БРЗ. Уравнение (1) предполагает использование магнитуды MS , в связи с чем мы воспользовались определением агентства ISC [International..., 2023], полученным по наибольшему числу сейсмических станций. Отметим, что в случае Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. оценки магнитуды MS , выполненные в ISC и в ФИЦ ЕГС РАН (MOS), полностью совпадают (см. таблицу). На рис. 8 представлены диаграммы затухания интенсивности сотрясений для Еловского, Култукского и Быстринского землетрясений, а также теоретические кривые затухания, построенные с использованием трех наборов коэффициентов макросейсмического уравнения. Как мы можем видеть, во всех трех случаях затухание колебаний существенно слабее, чем можно было бы ожидать из уравнения макросейсмического поля (1), вне зависимости от используемого набора коэффициентов. Несколько лучше соответствует фактическим данным кривая, построенная по уравнению с коэффициентами [Фролова и др., 2019], однако и она далеко не в полной мере удовлетворяет реальной ситуации. Наиболее ярко слабое затухание выражено именно для Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. Например, согласно уравнению (1), интенсивность сотрясений V баллов должна была наблюдаться на расстоянии до ~ 45 км, в действительности же такая интенсивность была отмечена на четверо большей дистанции (до 180 км). Столь же слабым затуханием характеризуется интенсивность сотрясений $IV-V$ и IV балла. Несмотря на заметное влияние на конфигурацию макросейсмического поля расположения населенных пунктов в Южном Прибайкалье, региональные особенности затухания колебаний, несомненно, также накладывают свой отпечаток. Причина слабого затухания колебаний в северных и северо-западных азимутах заключается, по-видимому, в тектоническом строении Байкальского региона. Большинство пунктов, в которых ощущалось Быстринское землетрясение, расположено в пределах стабильной Сибирской платформы, характеризующейся высокими значениями сейсмической добротности и наименьшим затуханием среди тектонических структур Восточной Сибири [Добрынина и др., 2016].

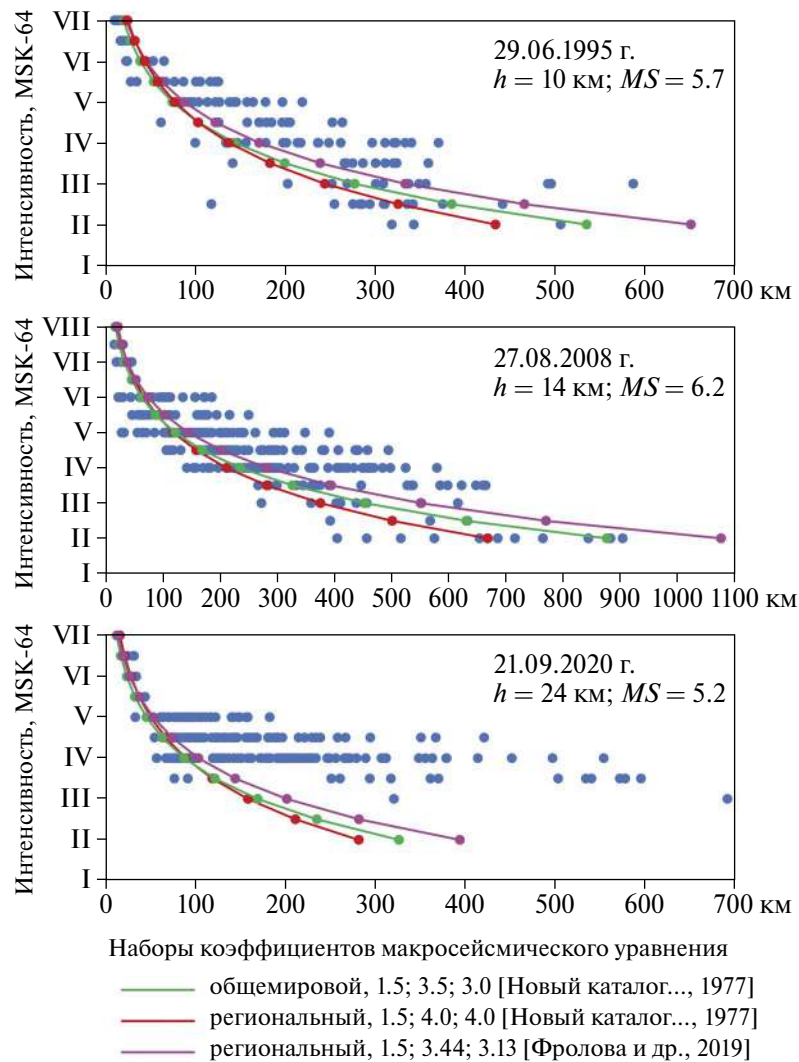


Рис. 8. Затухание интенсивности сотрясений при землетрясениях юго-западного фланга БРЗ. Синие точки отображают наблюдаемую интенсивность. Красная, зеленая и фиолетовая кривые отражают теоретическое затухание, рассчитанное по уравнению (1) с использованием различных наборов коэффициентов.

В случае Быстринского землетрясения нам представилась нечастая для Прибайкалья возможность оценить глубину гипоцентра по макросейсмическим данным. Для этого мы воспользовались уравнением, позволяющим рассчитать глубину исходя из известной интенсивности сотрясений в эпицентре и инструментально определенной магнитуды [Шебалин, 2003]:

$$h = 10 \frac{bM - I_0 + c}{v}, \quad (2)$$

где I_0 – эпицентральная интенсивность сотрясений; остальные обозначения те же, что и в уравнении (1). Эпицентр Быстринского землетрясения располагался на суше в непосредственной близости к д. Быстрая ($\Delta = 5$ км), поэтому

интенсивность сотрясений в этом пункте (VI–VII баллов) с небольшим допущением может быть принята в качестве I_0 . В этом случае, при использовании регионального набора коэффициентов (см. [Новый каталог..., 1977]) ($b = 1.5$, $v = 4.0$, $c = 4.0$) и $MS = 5.2$, глубина очага, рассчитанная по уравнению (2), составит $h = 21$ км. Если же воспользоваться набором коэффициентов по работе [Фролова и др., 2019] ($b = 1.5$, $v = 3.44$, $c = 3.13$), то глубина очага определяется как $h = 19$ км. Таким образом, значения глубины по макросейсмическим данным в целом неплохо согласуются с оценками, полученными в работах [Гилёва и др., 2020; Filippova et al., 2022], а также с определениями этого параметра по данным международных сейсмологических агентств NEIC, GCMT и GFZ (см. таблицу).

Одной из наиболее ярких особенностей Быстринского землетрясения является наличие очень сильных акустических эффектов, проявившихся в виде “подземного гула”. В целом, эффект излучения акустических волн из очаговой зоны землетрясения довольно хорошо известен [Шалимов и др., 2019; Спивак, Рыбнов, 2021; Arrowsmith et al., 2012; LePichon et al., 2003; Pilger et al., 2019; Shani-Kadmiel et al., 2021; Sylvander et al., 2007; Sylvander, Mogos, 2005; Tosi et al., 2000], однако применительно к сейсмоопасным территориям Восточной Сибири, это явление на данный момент изучено недостаточно и требует дополнительных исследований. В частности, сейсмоакустические эффекты землетрясения 05.12.2014 г. ($M_w = 5.0$) с эпицентром в акватории оз. Хубсугул проанализированы в работах [Сорокин и др., 2018; Сорокин, Ключевский, 2019]. Что касается Быстринского землетрясения, то анализ собранных макросейсмических данных позволяет утверждать, что акустическое излучение произвело значительное впечатление на очевидцев, которые описывают эти эффекты в весьма эмоциональных тонах и характеризуют гул как “неприятный”, “оглушающий”, “страшный”. Многие очевидцы слышали гул, похожий на работу тяжелой техники, еще до начала интенсивных колебаний в момент основного толчка. По другим свидетельствам, гул был слышен также в промежутке времени между основным толчком и наиболее сильным афтершоком. Афтершок также предварялся звуковыми эффектами, напоминающими шум ветра или работающей турбины. В целом, очевидцы наиболее часто сравнивают подземный гул с другими, привычными источниками сильного звука, среди которых шум тяжелой наземной техники, звук двигателей реактивного самолета, атмосферные явления (“сильный ветер”, “раскаты грома”), шум рельсового транспорта [Лухнева и др., 2022]. Сильные звуковые эффекты Быстринского землетрясения, согласно наблюдениям очевидцев, были слышны не только в ближней зоне, но и в населенных пунктах, расположенных на расстоянии до 350–370 км. Объективность этих сведений подтверждается инструментальной регистрацией акустических волн инфразвукового диапазона на станции I34MN, расположенной на территории Монголии в 500 км к югу от эпицентра [Семинский и др., 2021]. Отметим также, что акустические проявления, наряду с собственно фактом землетрясения, по-видимому, оказали долговременное влияние на психоэмоциональное состояние многих очевидцев и обусловили

возникновение у них сенсорных aberrаций. После Быстринского землетрясения и нескольких других сильных сейсмических событий, произошедших в Южном Прибайкалье в 2020–2021 гг., от жителей региона поступали многочисленные ложные сообщения о якобы ощущавшихся толчках, сопровождавшихся “подземным гулом” [Лухнева и др., 2022].

Сильное сейсмическое событие *a priori* предполагает острую реакцию общества, выражающуюся, в том числе, в активизации взаимодействия с сейсмологами. В этой связи мы ожидали поступления большого количества откликов от очевидцев сразу после землетрясения. В целом, наши ожидания оправдались, несмотря на технические сбои в работе сайта. С использованием интернет-опросника было получено 3013 откликов, из них 2721 в течение первых суток после толчка. Такое количество анкет от очевидцев землетрясения в Южном Прибайкалье было получено впервые. Этот результат был достигнут, прежде всего, благодаря своевременной работе с населением, в частности за счет прямого обращения к очевидцам землетрясения посредством мессенджера Viber с просьбой заполнить опросный лист [Лухнева и др., 2023]. Рассылка обращения была осуществлена в утренние часы (через 8 часов после землетрясения), когда большинство людей оправились от первого стресса и на первом месте оказался интерес к произошедшему событию. Это также способствовало увеличению количества откликов. Следует отметить, что очевидное влияние на динамику поступления откликов, которое оказывает рассылка прямого обращения к гражданам посредством социальных сетей и мессенджеров, подтверждается обследованиями некоторых землетрясений Европы. Например, такой подход был использован итальянскими сейсмологами при исследовании землетрясения 29.12.2020 г. ($M_w = 6.4$) в Хорватии и его проявлений на территории г. Триест (Италия). Обращение к населению через мессенджеры и соцсети дало прекрасные результаты и позволило собрать более 6000 откликов с помощью интернет-опросника [Sagad et al., 2023]. Ранее социальные сети были задействованы для сбора макросейсмических данных при исследовании землетрясения 22.04.2013 г. в Венгрии [Szanyi et al., 2014].

Использование интернет-опросника в случае Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. показало очень высокую эффективность по сравнению с традиционными способами сбора макросейсмических данных (см. рис. 2), однако в то же время позволило выявить некоторые

недостатки и ограничения метода. Инициатива по заполнению интернет-опросника, даже в случае прямого обращения к гражданам, принадлежит исключительно очевидцам землетрясения, что имеет несколько негативных следствий.

Во-первых, это во многом случайный характер списка населенных пунктов, из которых поступают макросейсмические данные, при этом большая часть данных приходится на большие города и пригородные зоны. Отдаленные небольшие сельские населенные пункты при использовании интернет-опросника часто остаются вне обследования. Отметим, что в случае сбора данных посредством почтовой рассылки опросных листов сейсмологи сами определяют желаемый перечень пунктов, с учетом их равномерного пространственного размещения в пределах зоны осязчивости. Запрос по регулярной почте, как правило, имеет официальный характер, что позволяет рассчитывать на обратную связь. Соответственно, в случае использования традиционных методов сейсмологи обладают большим контролем над ситуацией.

Во-вторых, жители населенных пунктов, в которых землетрясение проявилось как слабое или очень слабое и не вызвало какого-либо ажиотажа, как правило, не имеют достаточной мотивации на заполнение интернет-опросника. В результате количество пунктов с оценками интенсивности сотрясений, характеризующимися низшими баллами (II, II–III и III), значительно снижается, что не позволяет уверенно оконтурить дальнюю зону и более детально оценить закономерности затухания колебаний с расстоянием.

В-третьих, онлайн-анкетирование чаще привлекает слои населения в возрастной категории 25–44 года, владеющие навыками обращения с мобильными устройствами, более интенсивно использующие мобильный интернет и проявляющие высокую активность в социальных сетях [Лухнева и др., 2023]. Наиболее остро эта проблема стоит в сельской местности, где значительная часть потенциальных респондентов остается неохваченной опросом как в ближней, так и в дальней зоне. В то же время полевое макросейсмическое обследование позволяет вовлечь в анкетирование более широкие слои общества, вне зависимости от возраста, благосостояния или уровня образованности.

Таким образом, основной проблемой онлайн-анкетирования населения юга Восточной Сибири, исходя из нашего опыта, является разная степень вовлеченности очевидцев землетрясения в процесс предоставления информации.

Жители крупных городов и пригородной зоны более часто мотивированы и более активно пользуются возможностью поделиться своими наблюдениями по сравнению с жителями сельской местности, особенно в отдаленных районах. Проблема усугубляется также крайне неравномерным размещением населенных пунктов в Южном Прибайкалье. Неравномерность распределения источников макросейсмических данных по площади заставляет нас рассматривать в качестве приоритетных задач подбор оптимальной пространственной конфигурации сети пунктов наблюдения, а также радикальное увеличение числа вовлеченных в сейсмологические исследования людей, готовых предоставлять свои данные на долгосрочной основе. Постоянная сеть должна охватывать потенциальных респондентов, проживающих как в эпицентральных областях возможных землетрясений, так и, что не менее важно, в дальней зоне. Более того, сеть постоянных респондентов должна включать как урбанизированные, так и сельские районы, при этом необходимо принимать во внимание важность получения наблюдений в зданиях различного типа и разных годов постройки. Все это в итоге должно способствовать повышению объективности оценок интенсивности сотрясений.

Беспрецедентно большой объем макросейсмических данных, собранных после Быстринского землетрясения 21.09.2020 г., открыл новые перспективы для макросейсмических исследований в Восточной Сибири. Некоторые проявления землетрясений оставались и продолжают оставаться вне сферы внимания сейсмологов, что негативно сказывается на полноте оценки последствий сильного сейсмического события. В частности, очень мало внимания уделялось реакции домашних или диких животных на сильное сейсмическое воздействие, причиной чему, очевидно, являлся недостаток информации. Однако резкое увеличение объема макросейсмических данных позволило сделать статистически представительные выводы о весьма острой реакции домашних животных на землетрясение, по крайней мере в пределах крупных городов [Радзиминович и др., 2021]. Другой аспект сейсмических проявлений, остающийся малоисследованным, связан с реакцией людей на сейсмическое воздействие и, что более важно, с долгосрочными социально-психологическими последствиями такого воздействия. Данные о Быстринском землетрясении, наряду с информацией о других сильных землетрясениях Южного Прибайкалья в 2020–2021 гг., позволили нам сделать первые

шаги в разработке этого направления исследований [Лухнева и др., 2022]. Еще одно перспективное направление заключается в зонировании территорий крупных городов по интенсивности сотрясений. Согласно сложившейся еще в начале XX века традиции, при анализе последствий сильных землетрясений Восточной Сибири интенсивность сотрясений оценивается для всей территории населенного пункта вне зависимости от его размера или численности населения. В случае большого города, такого, как, например, Иркутск, подобная практика представляется некорректной и, в целом, неприемлемой. Более целесообразным выглядит деление территории большого города на отдельные, меньшие по размерам районы (или микрорайоны), в которых оценка интенсивности должна быть выполнена для каждого района в отдельности [Радзиминович и др., 2022].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Быстринское землетрясение можно рассматривать как одно из наиболее значимых событий в сейсмической истории Южного Прибайкалья. Для такого утверждения есть несколько оснований, несмотря на то, что в регионе известны землетрясения с более высокой магнитудой и более разрушительными последствиями.

1. Землетрясение вызвало весьма широкий общественный резонанс, что, в свою очередь, заметно повысило интерес жителей региона к актуальной сейсмологической информации и создало предпосылки для обратной связи между обществом и сейсмологами.

2. В полной мере продемонстрирован потенциал онлайн-анкетирования населения на территории Южного Прибайкалья. С использованием этого метода собраны макросейсмические данные из 228 населенных пунктов, при том, что общее количество пунктов с установленной интенсивностью сотрясений составляет 263. Также, что не менее важно, выявлены некоторые ограничения и недостатки метода.

3. Собранные макросейсмические данные позволяют расширить диапазон эффектов землетрясений, на которые в будущем следует обращать более пристальное внимание. Среди них, прежде всего, влияние сейсмических воздействий на самочувствие людей, а также сильные акустические эффекты и реакция животных.

4. Быстринское землетрясение и особенности его проявления обозначили потенциал для развития некоторых новых для региона направлений

исследований. В частности, большой объем макросейсмических данных является основой для детального районирования территории крупных городов или городских агломераций с целью более точной оценки интенсивности сотрясений и выявления аномалий в распределении интенсивности по площади.

Таким образом, Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. представляется своеобразной вехой в сейсмологических и, особенно, в макросейсмических исследованиях в Восточной Сибири.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00682-24).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность двум анонимным рецензентам за внимательное ознакомление с рукописью и высказанные конструктивные и доброжелательные замечания, позволившие улучшить содержание статьи и благодарят за возможность использования данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранников В.Г., Татьков Г.И., Чебаков Г.И., Будаев Р.Ц., Новикова Л.С. Тункинское землетрясение 30 июня 1995 года на территории республики Бурятия и его последствия // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35. № 3. С. 14–25.
- Гилёва Н.А., Кобелева Е.А., Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. ($M_w = 5.5$) в Южном Прибайкалье: Предварительные результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 4. С. 55–71. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.4-4>
- Голенецкий С.И. Еловское землетрясение 29 июня 1995 года ($M_S = 5.9$). Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. М.: ГСРАН. 2001. С. 183–187.
- Голенецкий С.И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 260–270.

- Добрынина А.А., Саньков В.А., Предеин П.А., Чечельницкий В.В., Тубанов Ц.А. Неоднородности поля затухания сейсмических волн на территории Южного Прибайкалья и Забайкалья // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2016. Т. 17. С. 46–63.
- Коновалов А.В., Степнов А.А., Богданов Е.С., Дмитриенко Р.Ю., Орлин И.Д., Сычев А.С., Гаврилов А.В., Манайчев К.А., Цой А.Т., Степнова Ю.А. Новые методы и технологии оперативной оценки сейсмических воздействий на примере о. Сахалин // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 3. С. 54–74. <https://doi.org/10.21455/VIS2022.3-3>
- Коновалов А.В., Степнова Ю.А., Степнов А.А. Сильное землетрясение 05.02.2022 г. ($M_L 5.5$) вблизи нефтегазового месторождения на северо-восточном шельфе о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 1. С. 60–75. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-1-60-75>
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–403.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М. Тектонические деформации и последующие сейсмические события юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 58–63. <https://doi.org/10.31857/S2686739721090139>
- Лухнева О.Ф., Киселева И.Н., Радзиминович Я.Б., Новопашина А.В. Возникновение сенсорных aberrаций у жителей Восточной Сибири при повторяющихся сейсмических воздействиях // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 3. С. 39–51. <https://doi.org/10.21455/GPB2022.3-5>
- Лухнева О.Ф., Радзиминович Я.Б., Новопашина А.В., Кадетова А.В. Использование современных коммуникационных технологий при землетрясениях: как повысить эффективность сбора макросейсмических данных // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 3. С. 142–154. <https://doi.org/10.21455/GPB2023.3-6>
- Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Международная шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР. 1965. 11 с.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 42–62.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Середкина А.И. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках // Физика Земли. 2013. № 4. С. 120–134.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Чечельницкий В.В. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001–2006 гг.) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 40–55.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 543–545.
- Митюшкина С.В., Токарев А.В., Раевская А.А., Чеброва А.Ю. Автоматическая обработка макросейсмической информации по камчатским землетрясениям на базе Интернет-опросника. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Труды Третьей научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 9–15 октября 2011 г. / В.Н. Чебров (ред.). Обнинск: ГС РАН. 2011. С. 376–380.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). М.: Наука. 1977. 535 с.
- Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А. Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2022. № 3. С. 37–55. <https://doi.org/10.31857/S000233372203005X>
- Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. Эффекты Култукского землетрясения 27 августа 2008 года с $M_w = 6.3$ в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 56–71.
- Радзиминович Я.Б., Новопашина А.В., Лухнева О.Ф. Сейсмические воздействия и аномальное поведение животных: Пример Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. ($M_w = 5.5$) в Южном Прибайкалье // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 3. С. 61–75. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.3-4>
- Радзиминович Я.Б., Новопашина А.В., Лухнева О.Ф., Кадетова А.В., Гилева Н.А. Детальное макросейсмическое обследование и рациональный подход к оценке интенсивности сотрясений на территории крупного города (на примере последствий Быстринского землетрясения 21.09.2020 г. в Иркутске) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 1. С. 34–51. <https://doi.org/10.21455/VIS2022.1-3>
- Радзиминович Я.Б., Хримова М.А., Гилева Н.А. Современные способы получения макросейсмических данных и возможности их применения на территории Восточной Сибири // Вулканология и сейсмология. 2014. № 6. С. 59–74. <https://doi.org/10.7868/S0203030614060066>
- Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., $M_w = 5.4$): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 727–743. <https://doi.org/10.15372/GiG2021109>
- Середкина А.И., Гилева Н.А. Зависимость между моментной магнитудой и энергетическим классом для землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 29–38.

- Сорокин А.Г., Ключевский А.В. Инфразвуковые сигналы от землетрясений 5 декабря 2014 г. в акватории озера Хубсугул (Северная Монголия) // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 610–614. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524845610-614>
- Сорокин А.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М. О генерации инфразвуковых сигналов при землетрясениях 5 декабря 2014 г. в акватории озера Хубсугул (Северная Монголия) // Солнечно-земная физика. 2018. Т. 4. № 4. С. 95–105. <https://doi.org/10.12737/szf-44201810>
- Спивак А.А., Рыбнов Ю.С. Акустические эффекты сильных землетрясений // Физика Земли. 2021. № 1. С. 41–50. <https://doi.org/10.31857/S0002333721010099>
- Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопалов В.Л. Нижнекубанское землетрясение 9 ноября 2002 г.: результаты макросейсмического обследования // Физика Земли. 2003. № 11. С. 42–53.
- Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: Результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47. <https://doi.org/10.21455/VIS2021.4-2>
- Уломов В.И. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации – ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 4. С. 5–20.
- Фролова Н.И., Габсатарова И.П., Петрова Н.В., Угаров А.Н., Малаева Н.С. Влияние особенностей затухания сейсмической интенсивности на надежность оперативных оценок потерь от землетрясений // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2019. № 5. С. 23–37. <https://doi.org/10.31857/S0869-78092019523-37>
- Чебров Д.В., Тихонов С.А., Дроздин Д.В., Дроздина С.Я., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Салтыков В.А., Семенов С.Л., Серафимова Ю.К., Сергеев В.А., Ячук В.В. Система сейсмического мониторинга и прогнозирования на Камчатке и ее развитие: Основные результаты наблюдений в 2016–2020 гг. // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 3. С. 28–49. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.3.02>
- Чеброва А.Ю., Чемарёв А.С., Матвеев Е.А., Чебров Д.В. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66–91. <https://doi.org/10.21455/gr2020.3-5>
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения позоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 936–947.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С. Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 7–22.
- Шалимов С.Л., Рожной А.А., Соловьева М.С., Ольшанская Е.В. Воздействие землетрясений и цунами на ионосферу // Физика Земли. 2019. № 1. С. 199–213. <https://doi.org/10.31857/S0002-333720191199-213>
- Шебалин Н.В. Количественная макросейсмика (фрагменты незавершенной монографии) // Вычислительная сейсмология. Вып. 34. М.: ГЕОС. 2003. С. 57–200.
- Arrowsmith S.J., Burlacu R., Pankow K., Stump B., Stead R., Whitaker R., Hayward C. A seismoacoustic study of the 2011 January 3 Circleville earthquake // Geophysical Journal International. 2012. V. 189. № 2. P. 1148–1158. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05420.x>
- Bossu R., Landès M., Roussel F., Stead R., Mazet-Roux G., Martin S.S., Hough S. Thumbnail-based questionnaires for the rapid and efficient collection of macroseismic data from global earthquakes // Seismological Research Letters. 2017. V. 88. № 1. P. 72–81. <https://doi.org/10.1785/0220160120>
- Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.-F., San'kov V. A reappraisal of the 1950 (M_w 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova. 2002. V. 14. № 6. P. 491–500. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00445.x>
- Filippova A.I., Bukchin B.B., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Y.B., Gileva N.A. Source process of the September 21, 2020 M_w 5.6 Bystraya earthquake at the South-Eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // Tectonophysics. 2022. V. 822. 229162. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229162>
- International Seismological Centre. 2023. On-line Bulletin. <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Le Pichon A., Guilbert J., Vallée M., Dessa J.X., Ulzibat M. Infrasonic imaging of the Kunlun Mountains for the great 2001 China earthquake // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 15. 1814. <https://doi.org/10.1029/2003GL017581>
- Liu G., Qiao X., Yu P., Zhou Y., Zhao B., Xiong W. Rupture kinematics of the 11 January 2021 M_w 6.7 Hovsgol, Mongolia, earthquake and implications in the Western Baikal rift zone // Seismological Research Letters. 2021. V. 92. № 6. P. 3318–3326. <https://doi.org/10.1785/0220210061>
- Lukhnev A.V., Lukhneva O.F., Sankov V.A., Miroshnichenko A.I. Coseismic effects of the 11 January 2021 Hovsgol, Mongolia, earthquake // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. № 2s. 0626. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0626>
- Lunina O.V. The digital map of the Pliocene-Quaternary crustal faults in the southern East Siberia and the adjacent Northern Mongolia // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. № 3. P. 407–434. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
- McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // Tectonics. 1995. V. 14. № 3. P. 594–605. <https://doi.org/10.1029/95TC00837>
- Pilger C., Gaebler P., Ceranna L., Pichon A.L., Vergoz J., Perttu A., Tailpied D., Taisne B. Infrasonic and seismoacoustic signatures of the 28 September 2018 Sulawesi super-shear earthquake // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2019. V. 19. № 12. P. 2811–2825. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-2811-2019>
- Quitoriano V., Wald D.J. USGS “Did You Feel It?” – Science and lessons from 20 years of citizen science-based macroseismology // Frontiers in Earth Science. 2020. V. 8. 120. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.00120>

- Radziminovich Y.B., Gileva N.A., Tubanov T.A., Likhneva O.F., Novopashina A.V., Tsydyanova L.R.* The December 9, 2020, M_w 5.5 Kudara earthquake (Middle Baikal, Russia): internet questionnaire hard test and macroseismic data analysis // *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2022. V. 20. № 3. P. 1297–1324. <https://doi.org/10.1007/s10518-021-01305-8>
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D.* Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seismological Research Letters*. 2007. V. 78. № 6. P. 579–590. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.579>
- Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M.* Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (Western Baikal rift system, Russia) // *Tectonics*. 2018. V. 37. № 5. P. 1376–1392. <https://doi.org/10.1002/2017TC004691>
- Saradò A., Tamaro A., Sandron D., Slejko D., Rebez A.* On the crowdsourcing of macroseismic data to characterize geological settings // *International Journal of Disaster Risk Reduction*. 2023. V. 96. 103934. <https://doi.org/10.1016/j.ijdr.2023.103934>
- Sbarra P., Tosi P., De Rubeis V.* Web-based macroseismic survey in Italy: Method validation and results // *Natural Hazards*. 2010. V. 54. № 2. P. 563–581. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9488-7>
- Shani-Kadmiel S., Averbuch G., Smets P., Assink J., Evers L.* The 2010 Haiti earthquake revisited: An acoustic intensity map from remote atmospheric infrasound observations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. V. 560. 116795. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116795>
- Shebalin N.V.* Macro seismic data as information on source parameters of large earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1972. V. 6. № 4. P. 316–323. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(72\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90016-7)
- Smekalin O.P., Shchetnikov A.A., White D.* Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 317–328. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2012.10.011>
- Sylvander M., Mogos D.G.* The sounds of small earthquakes: Quantitative results from a study of regional macroseismic bulletins // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2005. V. 95. № 4. P. 1510–1515. <https://doi.org/10.1785/0120040197>
- Sylvander M., Ponsolles C., Benahmed S., Fels J.F.* Seismo-acoustic recordings of small earthquakes in the Pyrenees: Experimental results // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2007. V. 97. № 1B. P. 294–304. <https://doi.org/10.1785/0120060009>
- Szanyi G., Grácz Z., Gyóri E.* Macro seismic intensity data of the 22 April 2013 Tenk (Hungary) earthquake // *Acta Geodaetica et Geophysica*. 2014. V. 49. № 3. P. 283–294. <https://doi.org/10.1007/s40328-014-0060-x>
- Tosi P., De Rubeis V., Tertulliani A., Gasparini C.* Spatial patterns of earthquake sounds and seismic source geometry // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. № 17. P. 2749–2752. <https://doi.org/10.1029/2000GL011377>
- Wald D.J., Quitoriano V., Worden C.B., Hopper M., Dewey J.W.* USGS “Did You Feel It?” internet-based macro seismic intensity maps // *Annals of Geophysics*. 2011. V. 54. № 6. P. 688–707. <https://doi.org/10.4401/ag-5354>

The September 21, 2020 ($M_w = 5.6$) Bystraya Earthquake at the South-Western Flank of the Baikal Rift Zone: a Milestone in Macro seismology of Eastern Siberia

Ya. B. Radziminovich^{a,b,*}, A. V. Novopashina^c, O. F. Likhneva^d,
N. A. Gileva^a, and E. A. Kuz'mina^d

^a*Baikal Branch of the Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 630033 Russia*

^b*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^c*Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, 664074 Russia*

^d*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

*e-mail: yan.radziminovich@gmail.com

Received December 20, 2023

revised February 5, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The article presents analysis of macro seismic data on the September 21, 2020 ($M_w = 5.6$) Bystraya earthquake, which occurred in the eastern part of the Tunka basins system on the southwestern flank of the Baikal rift zone. Macro seismic data were collected mainly through an Internet questionnaire posted on the website of the Baikal Branch of the Geophysical Survey, Russian Academy Sciences. A total of 3013

eyewitness responses were collected, which is currently an unprecedented number in the entire history of macroseismic observations in the Baikal region. In total, we collected data for 263 Intensity Data Points. The maximal shaking intensity (VI–VII MSK-64) was observed in the Bystraya village and the Kultuk settlement. The shaking intensity V MSK-64 was noted at a distance of up to ~180 km; intensity IV MSK-64 was recorded at a distance of up to ~550 km. Analysis of data on the Bystraya earthquake revealed significantly lower attenuation compared to that expected from the regional macroseismic equation. Due to the large volume of macroseismic data collected, as well as the high efficiency of the data collection method used, the Bystraya earthquake can be considered an important milestone in macroseismic research in East Siberia.

Keywords: macroseismic data, earthquake, Internet questionnaire, Baikal rift zone, East Siberia

УДК 550.34

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЯВЛЕНИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ НА РАЗЛОМЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗАКАЧКИ ФЛЮИДА

© 2024 г. В. Ю. Рига¹, *, С. Б. Турунтаев^{1,2,3}, **

¹Всероссийский научно-исследовательский институт автоматики имени Н.Л. Духова, г. Москва, Россия

²Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

³Московский физико-технический институт, г. Москва, Россия

*E-mail: rigavu92@gmail.com

**E-mail: stur@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 19.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Рассматривается вопрос возникновения сейсмичности, индуцированной закачкой флюида в недра. Представлена модель вложенных трещин, позволяющая моделировать процесс фильтрации флюида в породе, содержащей трещины или разломы, с учетом изменения фильтрационных свойств последних в процессе изменения порового давления. Процесс деформации разлома описывается с использованием метода разрывных смещений. Модель применяется для анализа влияния закачки флюида в непосредственной близости от разлома на его последующую деформацию. Исследуется переход подвижек разлома от асейсмических к сейсмическим при изменении параметров закона трения или параметров закачки флюида. Найдены условия, при которых в рамках предложенной модели возможно возникновение сейсмических подвижек.

Ключевые слова: индуцированная сейсмичность, закон *rate-and-state*, тектонический разлом, фильтрация, флюидодинамика.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050113>, EDN: EJNLOR

ВВЕДЕНИЕ

Использование минеральных ресурсов сопровождается воздействием на недра в ходе добычи как твердых полезных ископаемых, так и углеводородов. Климатические проблемы, остро встающие перед человечеством, требуют расширенного использования альтернативных источников энергии (в том числе геотермальных) и закачки парниковых газов в недра. Разработка месторождений углеводородов, развитие геотермальной энергетики, захоронение опасных отходов и парниковых газов, извлечение метана из месторождений угля – все это приводит к воздействиям на подземные флюидные системы и сопровождается изменениями порового давления и вещественного состава подземных флюидов. Наиболее ярко реакция подземных флюидных систем на воздействие проявляется в росте сейсмической активности в районах воздействия, в сильных и даже катастрофических

землетрясениях, происходящих, в том числе, в сейсмически спокойных регионах.

Исследованию причин, статистики, механизмов развития сейсмичности, индуцированной воздействием на флюидные системы посвящено большое количество публикаций [Scuderi, Collettini, 2016; 2018; Rubinstein, Mahani, 2015; McGarr et al., 2015; McGarr, 2014; Hincks et al., 2018; Ruiz-Barajas et al., 2017], особенно в последние годы, что связано, прежде всего, с ростом негативных последствий разработки сланцевых месторождений углеводородов и геотермальных проектов. В работе [Weingarten et al., 2015] показано, что резкий рост сейсмичности центральных районов США с 2009 г. связан с технологическими особенностями разработки сланцевых месторождений углеводородов – проведением массовых многостадийных гидравлических разрывов пласта. О масштабах проблемы и причинах возникновения сейсмичности можно судить на основании работы [Rubinstein, Mahani, 2015],

авторы которой делают вывод о том, что основной причиной повышенной сейсмичности является изменение порового давления в районе тектонических разломов, которые в результате активизируются; при этом индуцированная сейсмичность наблюдается на расстояниях до десятка километров от закачивающей скважины на глубинах до 5 км. Землетрясения, индуцированные закачкой отработанной воды в США, имели магнитуды до $M = 5.3$ (Тринидат, Колорадо, август 2011 г.), $M = 5.6$ (Праг, Оклахома, ноябрь 2011 г.). Рост сейсмической активности в Оклахоме [Varbour et al., 2017] привел к введению властями штата ограничений на объем и темп закачки, после чего с 2015 г. количество землетрясений с $M > 3$ стало несколько меньшим, хотя величина суммарного сейсмического момента за месяц изменилась незначительно.

Отметим крупнейшее за последние 100 лет мелкофокусное землетрясение в Южной Корее с магнитудой 5.4, которое произошло 15.11.2017 г. [Grigoli и др., 2018]. Данное событие связывают с реализацией проекта по использованию геотермальной энергии. Скважина для закачки воды находилась в непосредственной близости от системы из двух крупных разломов. В рамках геотермального проекта в недра были закачаны тысячи кубических метров воды за период более года. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что данное событие было индуцированным.

Сейсмичность в результате реализации проекта по добычи геотермальной энергии в 2006 г. возникла в районе города Базель, Швейцария [Haring et al., 2008]. Там уже через 6 часов после начала пробной закачки воды произошло сейсмическое событие с магнитудой $M_L = 2.6$, после чего закачка была остановлена. Спустя 6 часов произошло еще одно сейсмическое событие с магнитудой $M_L = 3.4$, события продолжали регистрироваться в течение следующего года.

Приведенные примеры говорят о том, что проблема индуцированной сейсмичности встает все более остро. Остается актуальным вопрос об условиях, приводящих к возникновению индуцированной сейсмичности, а также о возможности по известным параметрам тектонических разломов и породного массива в целом, с учетом неопределенностей этих параметров, прогнозировать вероятность возникновения и максимальные магнитуды индуцированной сейсмичности. Вопрос о влиянии различных процессов и исходных условий на подвижки по разлому рассматривался в ряде статей. В работе

[Norbeck, Horne, 2015] рассмотрено несколько случаев сейсмичности, вызванной закачкой жидкости в разлом, исследуется вклад пороупругих и термоупругих напряжений в общее снижение нормального напряжения на разломе. В работе [Norbeck et al., 2015] рассматривается влияние нормальной жесткости разлома и начального значения касательного напряжения на динамику асейсмического скольжения разлома. В работе [Hincks et al., 2018] рассмотрено влияние пороупругих эффектов и объема закачки на сейсмичность в Оклахоме. В целом чаще всего в работах исследуется поведение конкретной конфигурации разлома в пласте с заданными свойствами с небольшим их варьированием [Mortezaei, Vahedifard, 2017; Norbeck et al., 2016].

В настоящей статье рассматривается влияние порового давления на относительное движение берегов разлома. Выполненные работы являются продолжением ранее проводимых исследований в этом направлении, представленных в статьях [Turuntaev, Riga, 2017; Riga, Turuntaev, 2019; 2021]. Для моделирования использован метод вложенных трещин [Lee, Cho, 2002; Li, Lee, 2008; Norbeck et al., 2015], который позволяет достаточно гибко и менее затратно с вычислительной точки зрения моделировать процессы фильтрации флюида и деформации разлома. Исследовалась задача в постановке, близкой к работе [Cappa et al., 2018]. Помимо некоторых отличий в выборе параметров, в нашей работе использовался более сложный двухпараметрический закон трения. Параметры закона трения брались на основе работ [Okazaki, Katayama, 2015; Carpenter et al., 2014; 2015].

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Рассматривается единичный разлом (рис. 1) в бесконечной однородной упругой слабопроницаемой среде (0.01 мД), вблизи которого производится закачка воды с постоянным расходом, равным 23 л/ч. Закачка проводилась до момента, пока общий объем закачанной жидкости не достигал значения 60 м^3 , зачем закачка останавливалась. Размер расчетной области 6 км поперек разлома и на 10 км вдоль, он выбран достаточно большим, чтобы граничные условия не сказывались на динамике порового давления. Разлом высокопроницаем, его проницаемость растет по мере увеличения порового давления. Значения напряжений брались соответствующими залеганию разлома на глубине несколько километров, нормальное напряжение было равно 64 МПа, давление за счет закачки флюида повышалось

до ~20 МПа. Решается несвязанная задача фильтрации флюида и деформации разлома, при этом считается, что изменение порового давления меняет только эффективные напряжения, полные напряжения не меняются. Отметим, что на первом этапе поле давления рассчитывалось во всей расчетной области, на втором этапе, когда вычислялась деформация разлома, бралась только та часть разлома (с некоторым запасом), на которой нарушается критерий Кулона. Проницаемость разлома определялась на основе кубического закона течения между двумя плоскостями [Witherspoon et al., 1980], но при этом использовалось не расстояние между берегами разлома, а эффективная гидродинамическая ширина, которая зависит от деформации контактной зоны разлома при изменении давления $a_n = a_{h0} + \frac{\Delta p}{k_n}$, где a_{h0} – начальное значение ширины, k_n – нормальная жесткость разлома.

Процесс фильтрации в породе описывается уравнением неразрывности и уравнением Дарси:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varphi\rho) + \nabla \cdot (\rho\vec{v}) = q \tag{1}$$

$$\vec{v} = -\frac{k}{\mu} \nabla p, \tag{2}$$

где φ – пористость породы; ρ – вязкость флюида; \vec{v} – скорость фильтрации флюида; q – источник член; k – проницаемость; μ – вязкость флюида; p – давление. Флюид и порода считались слабосжимаемыми.

При описании скольжения применяется безинерционное приближение, трение на разломе

уравновешивается касательным напряжением [Ben-Zion, Rice, 1997]:

$$\tau_0 + \Delta\tau - \eta v = \mu_f \bar{\sigma}_n + S_0 (S_0 = 0), \tag{3}$$

где: τ_0 – начальное касательное напряжение, действующее на берегах разлома; $\Delta\tau$ – квазистатическое изменение напряжения, вызванное деформацией разлома; ηv – слагаемое, позволяющее аппроксимировать инерционные эффекты при высоких скоростях деформации; $\eta = \frac{G}{2v_s}$; G – модуль сдвига; v_s – скорость поперечных волн; S_0 – коэффициент сцепления; $\bar{\sigma}_n$ – эффективное нормальное напряжение; μ_f – коэффициент трения.

В силу того, что нами рассматривался единственный разлом с однородными свойствами, выбранное значение коэффициента сцепления непринципиально, так как оно будет влиять только на то, при каком значении порового давления начнется скольжение при заданных величинах μ_f, σ_n, τ_0 . Так как в наших расчетах мы задаем длину разлома, на которой нарушается критерий Кулона за счет порового давления (о чем подробнее будет сказано далее), выбор другого значения величины S_0 привел бы к увеличению выбранного τ_0 , никак не влияя на получаемые результаты. Таким образом, для определенности, коэффициент сцепления был выбран равным 0.

Деформация разлома моделировалась методом разрывных смещений [Shou, Crouch, 1995] и рассматривалась только вдоль его плоскости (рис. 2). В районе скважины, там, где разлом потенциально может скользить из-за изменения давления, его разбиение было равномерным,

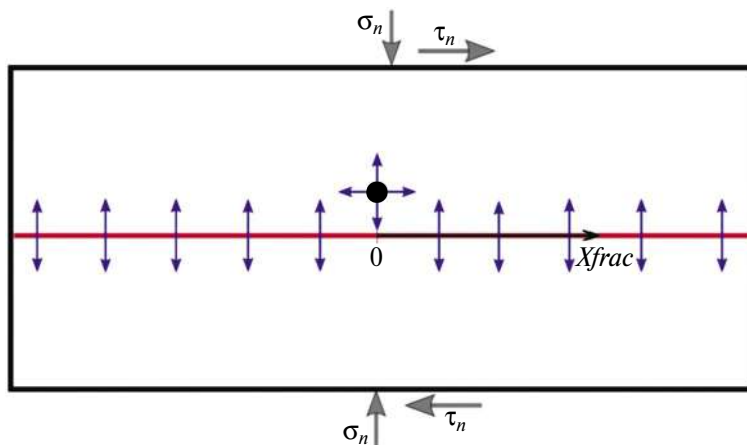


Рис. 1. Схематическое изображение исследуемого процесса. Синие стрелки показывают направление фильтрации жидкости, серые – направление действия нормальных и касательных напряжений, ось X_{frac} направлена вдоль разлома.

далее размер элементов увеличивался. Выбор элементов одинаковой длины ведет к упрощению геомеханической части расчета и способствует достижению большей устойчивости. Размер элементов выбирался достаточно малым – таким, чтобы он был значительно меньше критической длины для разлома (определение критической длины будет дано далее). Конкретное значение определялось в ходе численных экспериментов. Влияние сдвига одного элемента на касательное напряжение других можно описать следующим образом:

$$\Delta\tau_j(t) = K_{ji}^s \delta_i(t), \tag{4}$$

где: $\Delta\tau_j$ – изменение касательного напряжения на j -ом элементе; δ_i – касательный разрыв смещений i -го элемента; K_{ji}^s – матрица жесткости.

Стоит отметить, что для линейного разлома сдвиговое смещение его элемента не влияет на нормальное напряжение на разломе.

Для описания трения использовался закон трения *rate-and-state*. Данный тип закона трения позволяет описывать наблюдаемое сложное поведение трения и при двухпараметрическом представлении переменной состояния наиболее детально воспроизводит наблюдаемые явления [Turuntaev, Riga, 2017]. В законе *rate-and-state* коэффициент трения зависит от скорости скольжения и параметра состояния:

$$\begin{aligned} \mu_f &= \mu_0 + a \ln\left(\frac{v}{v_*}\right) + \theta_1 + \theta_2 \\ \dot{\theta}_i &= -\frac{v}{L_i} \left[\theta_i + b_i \ln\left(\frac{v}{v_*}\right) \right], \end{aligned} \tag{5}$$

где: μ_f и μ_0 – коэффициенты трения движения и покоя; v – скорость скольжения; $v = \dot{\delta}(t)$; a , b_1 , b_2 , v_* и L_1 , L_2 – параметры закона трения; θ_i – переменная состояния, значение которой характеризует скользящие поверхности. Именно наличие зависимости трения от двух переменных состояния θ_1 и θ_2 определяет закон трения как

двухпараметрический. В приведенных расчетах параметры закона трения одинаковы вдоль всего разлома, если не сказано иного.

Набор уравнений (3)–(5) описывает процесс деформации разлома в результате изменения эффективного касательного напряжения. Данная система уравнений решалась неявным методом средней точки. При этом на каждой итерации значение скорости в средней по времени точке определялось так, чтобы выполнялось уравнение (3) [Noda et al., 2009]. Из-за присутствия члена, содержащего логарифм, для избежания численной неопределенности, элементы разлома постоянно скользят с небольшой скоростью, равной 10^{-10} м/с [McClure, 2012]. При вычислении смещения эта величина вычитается из получаемой в расчете скорости, таким образом напряжение для покоящегося разлома не меняется.

Если рассмотреть модельную схему элементарного слайдера (рис. 3), в которой блок прижимается под некоторым постоянным нормальным напряжением σ_N к подложке и его тянут через упругую связь с жесткостью k_s с постоянной скоростью, то можно сформулировать следующие утверждения: если блок скользит со скоростью протяжки, и при этом параметр состояния не меняется, то такое скольжение является стационарным; если слайдер в процессе стационарного скольжения испытает небольшое возмущение, например, изменение скорости протяжки, то скольжение может стать нестабильным (т.е. скольжение не перейдет в новое стационарное состояние, скорость блока будет постоянно меняться). Анализ в приближении теории малых возмущений показывает, что для этого должны выполняться два условия: $b_1 + b_2 > a$ и $k_s < k_{cr}$, где k_{cr} – критическое значение жесткости, определяемое параметрами закона трения [Gu et al., 1984]. Физический смысл этой величины заключается в том, что при меньших значениях жесткости упругой связи при возмущении системы в какой-то момент реализуется ситуация, когда сила сопротивления сдвигу (сила трения)

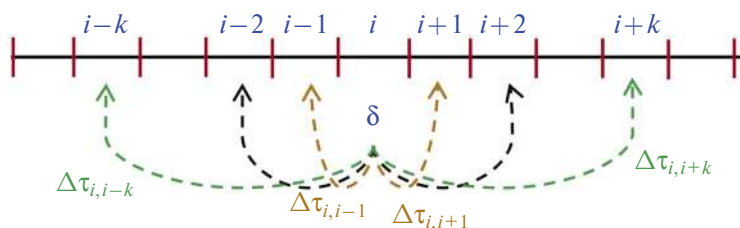


Рис. 2. Схематическое представление разбиения разлома. Деформация каждого элемента влияет на напряженное состояние окружающих элементов.

с ростом перемещения снижается быстрее, чем сила упругости пружины – и это приводит к возникновению неустойчивости. При стационарном скольжении динамическая часть коэффициента трения $\mu_f = (a - b_1 - b_2) \ln \left(\frac{v_{st}}{v_*} \right)$. Из этого выражения видно, что соотношением величин a, b_1, b_2 определяется степень

разупрочнения разлома, при $b_1 + b_2 > a$ динамическая часть коэффициента трения при заданной скорости скольжения отрицательна, и чем больше разница $b_1 + b_2 - a$, тем больше уменьшается коэффициент трения. Если же какое-либо из этих условий не выполняется, то скольжение будет стабильным. Выражение для критической жесткости:

$$k_{cr} = \bar{\sigma}_n \frac{2a}{L_1 + L_2} \cdot \overline{k_{cr}} \left(\rho = \frac{L_1}{L_2}, \beta_1 = \frac{b_1}{a}, \beta_2 = \frac{b_2}{a} \right) \tag{6}$$

$$\overline{k_{cr}} = \left[(\beta_1 - 1) + \rho^2 (\beta_2 - 1) + 2\rho(\beta_1 + \beta_2 - 1) + \sqrt{\left[(\beta_1 - 1) + \rho^2 (\beta_2 - 1) \right]^2 + 4\rho^2 (\beta_1 + \beta_2 - 1)} \right] / (4\rho).$$

При резком переходе от одной скорости скольжения слайдера к новому значению (от v_0 к v_1) параметр состояния меняется как $\theta_i \sim e^{-y/L_i}$ (рис. 4), таким образом L_i – характерное расстояние, на котором происходит изменения параметра состояния θ_i (физический аналог – характерный размер шероховатости).

В случае разлома, который представлен разрезом в упругой среде, жесткость разлома зависит от его длины [Кочарян, Спивак, 2003] и при заданном нормальном напряжении можно определить критическую длину разлома, при которой его жесткость будет равна критической при заданных значениях параметров закона трения.

В силу того, что эффективное нормальное напряжение непрерывно меняется, в качестве опорного значения было выбрано такое значение, при котором стационарное значение силы трения становилось равным касательному напряжению, и таким образом критическая длина определяется следующим образом:

$$L_{crit} = \frac{G}{\pi(1-\nu)K} \Big|_{K=K_{cr}} = \frac{G(L_1 + L_2)}{\pi(1-\nu) \cdot 2a \bar{\sigma}_{n, st, sl} \overline{k_{cr}}} \tag{7}$$

$$\bar{\sigma}_{n, st, sl} = \sigma_{n, 0} - p_{st, sl} = \frac{\tau_0}{\mu_0}.$$

Здесь: G – модуль сдвига; ν – коэффициент Пуассона; K – жесткость разлома; $\overline{k_{cr}}$ – безразмерная критическая жесткость из (6); $p_{st, sl}$ – давление, при котором статическое значение силы трения становится равным касательному напряжению, действующему на разлом; $\bar{\sigma}_{n, st, sl}$ – соответствующее значение эффективного нормального напряжения на разломе.

Для выявления особенностей поведения разлома в рамках предложенной модели были так же проведены расчеты для модели типа слайдер-блока, в которой точка протяжки покоится, меняется лишь нормальное напряжение на разломе. Параметры для слайдер-модели соответствовали параметрам рассматриваемого разлома: вначале блок покоится, движение безынерционно (т.е. масса пренебрежимо мала),

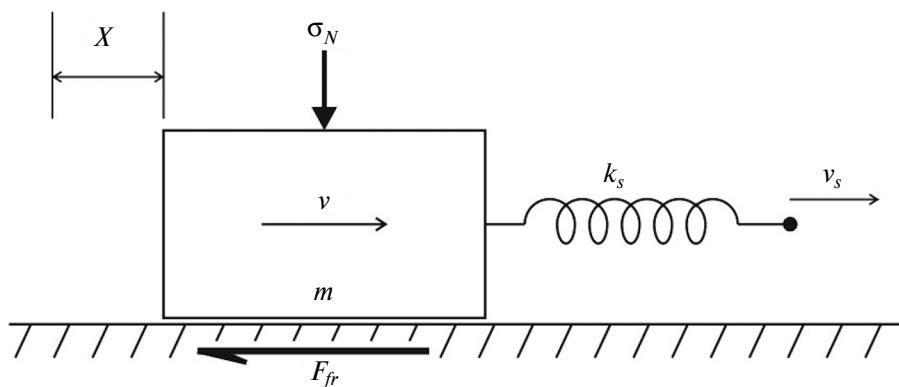


Рис. 3. Схематическое представление слайдер-модели.

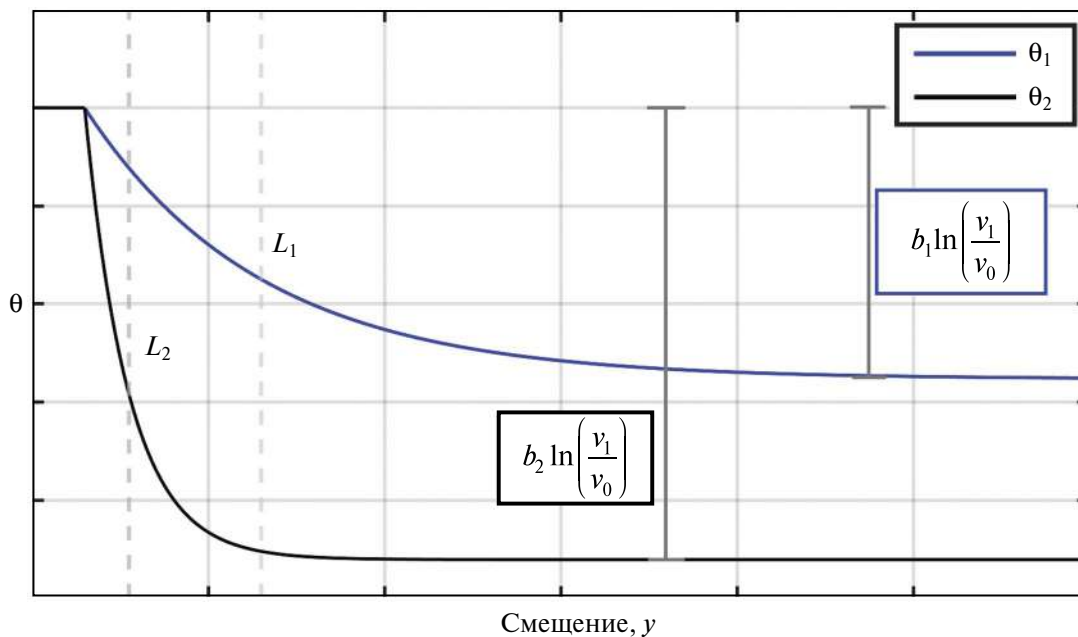


Рис. 4. Изменение параметров состояния θ_i при скачкообразном изменении скорости слайдера с величины v_0 до v_1 . L_1 и L_2 – характерные расстояния, на которых параметры состояния θ_1 и θ_2 приходят к новому стационарному состоянию. Новые стационарные значения величины θ_i при скольжении со скоростью v_1 отличаются от начальных значения на величину $b_i \ln\left(\frac{v_1}{v_0}\right)$.

начальное натяжение пружины дает соответствующее касательное напряжение τ_0 , жесткость связи бралась как в формуле (4), но в приближении одинаковых по скорости элементов. Задавались различные величины длины модельного разлома для слайдер-модели, и для него вычислялась жесткость из (7). Эффективное нормальное напряжение менялось за счет изменения порового давления, которое бралось как среднее давление на соответствующее длине разлома в полной постановке.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Рассмотрим результаты расчетов, в которых демонстрируется процесс перехода скольжения от асейсмического к сейсмическому при изменении параметров b_1 и b_2 таким образом, что их соотношение не меняется, так же, как и все остальные параметры закона трения. Здесь критерием типа скольжения будет являться скорость скольжения: если она меньше 5 мм/с, то движение будет считаться асейсмическим, иначе – сейсмическим. Данное пороговое значение, разделяющее два типа движения, обычно выбирается в пределах от 10 мкм/с до ~10 мм/с [Guglielmi et al., 2015; Coppa et al., 2018; McClure, 2012], но выбор конкретного значения качественно на результат не влияет. Изменение параметров b_1 и b_2

приводит к изменению параметра, отвечающего за степень разупрочнения разлома при скольжении: $\varepsilon = \frac{b_1 + b_2 - a}{a}$. Было выбрано несколько

наборов значений параметров закона трения из работ [Gu et al., 1984; Guglielmi et al., 2015; Coppa et al., 2018]. Часть результатов расчетов представлена на рис. 5. На них показана зависимость максимальной достигаемой скорости скольжения разлома в приближении слайдер-модели и в приближении разреза в упругой среде при различных значениях параметра ε и параметра относительной жесткости k_s/k_{cr} . Для слайдер-модели были так же рассмотрены различные значения величины жесткости разлома. Увеличение L_0 для слайдер-модели, равносильное уменьшению жесткости разлома, ведет к необходимости большего смещения разлома для компенсации падения эффективного напряжения. Для “нежестких” разломов динамика величины трения на берегах разлома оказывается несущественной и наблюдается плавный переход от асейсмического к сейсмическому скольжению. Для более “жестких” разломов ключевой оказывается динамика трения на разломе. Из приведенных графиков видно, что для однопараметрической версии закона трения переход к сейсмическому скольжению происходит при значении величины k_s/k_{cr} , близкой к 1.

При переходе к двухпараметрическому закону трения картина усложняется из-за того, что параметры состояния θ_1 и θ_2 начинают вести себя асинхронно со смещением. Чем больше соотношение $\rho = \frac{L_1}{L_2}$ отличается от единицы, тем больше закон трения отличается от однопараметрического (при $\rho = 1$ он вырождается в однопараметрический с величиной $b = b_1 + b_2$). При этом переход к асейсмическому скольжению наблюдается уже при величине k_s/k_{cr} отличной от 1, и это отличие тем больше, чем больше разница между b_1 и b_2 .

При рассмотрении упругой модели разлома переход к сейсмическому скольжению происходит также резким скачком, но граница перехода смещена к большим значениям ϵ и, соответственно, меньшим значениям k_s/k_{cr} . Это связано с тем, что скорость скольжения и смещение частей разлома неоднородны вдоль разлома и эффективная жесткость разлома отличается от теоретической, вычисленной в предположении, что сегмент рассматриваемой длины весь скользит с одинаковой скоростью в каждый момент времени. Таким образом, можно сказать, что неоднородность скольжения вследствие упругой деформации бортов разлома оказывает стабилизирующее действие на разлом. Изломы на графиках зависимости максимальной скорости от величины k_s/k_{cr} связаны с тем, что с переходом к сейсмическому скольжению в момент достижения максимальной скорости на меньшей длине разлома нарушается критерий Кулона из-за роста давления (без учета изменения касательных напряжений).

Пример расчета динамики скольжения для разлома приведен на рис. 6, рис. 7, на которых цветом показано изменение во времени скорости скольжения и касательных напряжений для разных расстояний от центра разлома x_{frac} . При плавном росте параметра ϵ сначала максимум скорости скольжения находится в центре разлома, затем он смещается дальше от центра. Это связано с тем, что наибольшее давление жидкости достигается в центре разлома (в точке проекции скважины на разлом), поэтому перемещение начинается в центре разлома, из-за этого происходит рост сдвиговых напряжений на краях границы скольжения. В итоге самое интенсивное по скорости проскальзывание наблюдается на некотором удалении от центра. Растет область, которая скользит в момент времени достижения максимальной скорости, тем самым уменьшая эффективную жесткость

разлома. При этом после первого проскальзывания в центре и уменьшения скорости скольжения, из-за роста смещения вокруг центра растет касательное напряжение на нем (выделено эллипсом на рис. 6), и при достижении определенного значения параметра ϵ сейсмическое проскальзывание происходит именно в этом месте. Переход от асейсмического к сейсмическому скольжению происходит при изменении параметра ϵ на 0.00001 (см. рис. 7.I и 7.II). За счет большего разупрочнения в начале процесса скольжения центральная часть скользит быстрее в начале процесса, раньше сбрасывает напряжение и это приводит к увеличению концентрации напряжений на краю зоны скольжения и ускорению процесса скольжения на окраинах. В какой-то момент происходит качественный переход, когда резкое проскальзывание широкой зоны с края приводит к резкому повышению касательного напряжения в центре и формированию интенсивной подвижки. Также отметим, что при возникновении сейсмической подвижки длина зоны, которая скользит, превышает до нескольких раз зону, где только повышение давления, без учета изменения напряжений, приводит к нарушению критерия Кулона.

Этот процесс также представлен на рис. 8: сначала центр медленно скользит и сбрасывает напряжение, потом происходит резкое скольжение большей части разлома, что приводит к концентрации напряжений в центре и ускорению. В этот момент ключевую роль играют не характеристики закона трения, а низкая эффективная жесткость разлома. Стоит отметить, что о конкретном значении величины жесткости можно говорить очень условно. Так, если построить график зависимости изменения жесткости от смещения для какого-то выбранного участка разлома, то наклон соответствующей кривой будет зависеть от распределения скорости скольжения вокруг выбранного участка и для одного участка даже в первые моменты времени, когда начинается скольжение, этот наклон может различаться. Например, на рис. 8а и 8б наклон графика различается в несколько раз для моментов времени, когда реализуется первичное проскальзывание и вторичное для центрального участка разлома. Жесткости в момент начала скольжения в центре разлома так же различаются на величину до 20% для различных значений параметра ϵ , так на рис. 8 разница составляет чуть менее 10%. Так же можно сравнить наклоны соответствующих зависимостей для различных частей разлома, и они так же отличаются друг от друга.

Также проведена серия расчетов, в которых варьировались расход воды и максимальный объем закачанной в скважину воды, при этом

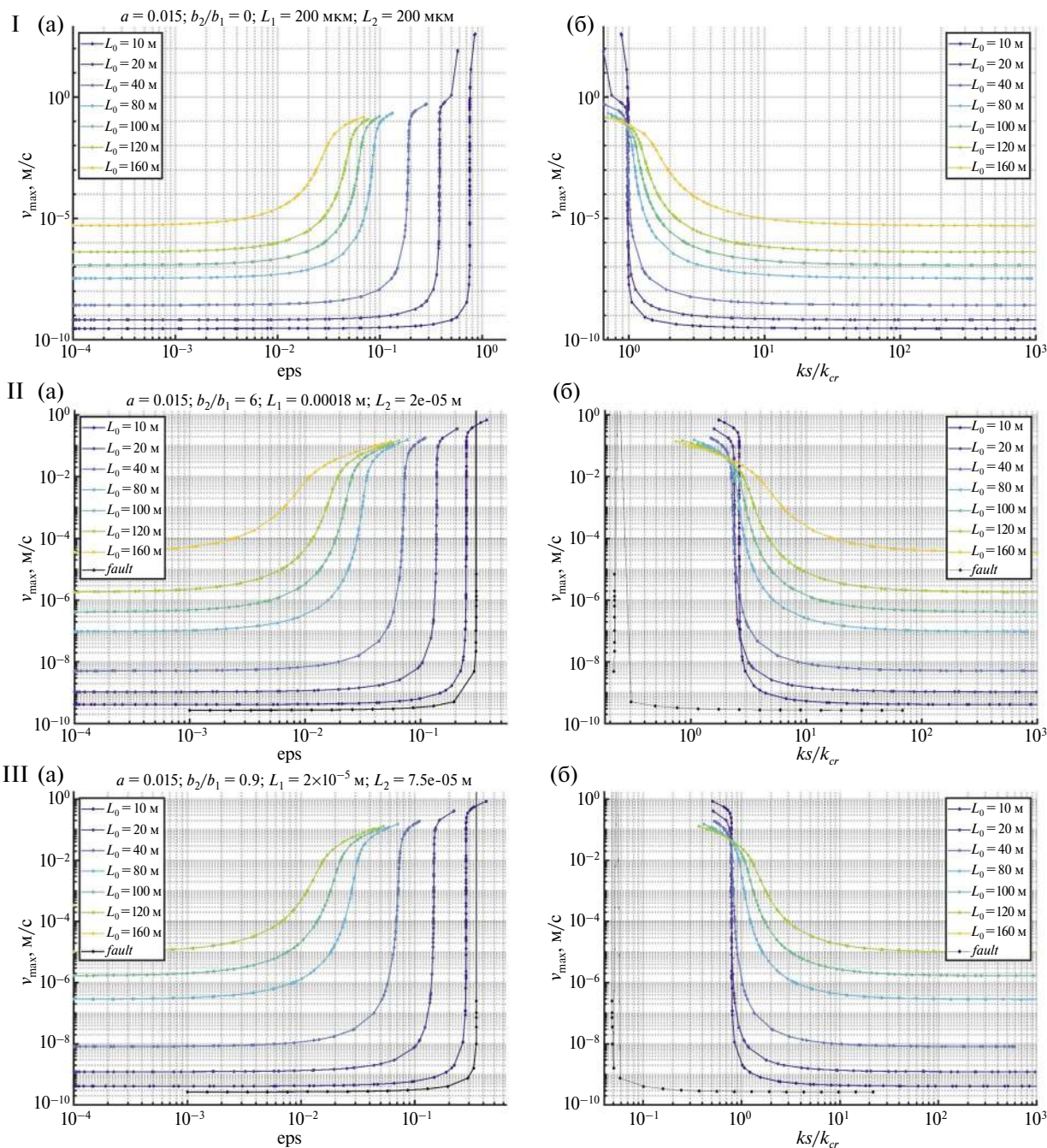


Рис. 5. Зависимости максимальной достигаемой скорости скольжения v_{\max} от величины $\epsilon = \frac{b_1 + b_2 - a}{a}$ (а) и безразмерной жесткости k_s / k_{cr} (б) для слайдер-модели с разной заданной длиной L_0 и для упругой модели разлома (*fault*): I – случай однопараметрического закона трения; II – случай двухпараметрического закона трения, $b_2/b_1 = 6$; III – случай двухпараметрического закона трения, $b_2/b_1 = 0.9$. Для упругой модели жесткость вычислялась для той длины части разлома, на которой критерий Кулона нарушался только из-за изменения эффективного напряжения в момент времени достижения максимальной скорости. Параметры расчетов указаны на графиках.

нормальное напряжение на разломе не менялось, а касательное напряжение менялось таким образом, чтобы длина той части разлома, на которой нарушался критерий Кулона только из-за изменения давления, была равна заданной

величине. Длина такой части разлома варьировалась от 20 до 520 м. Были рассмотрены несколько вариантов наборов параметров закона трения, аналогичных тем, что использовались в расчетах, описанных выше. Таким образом

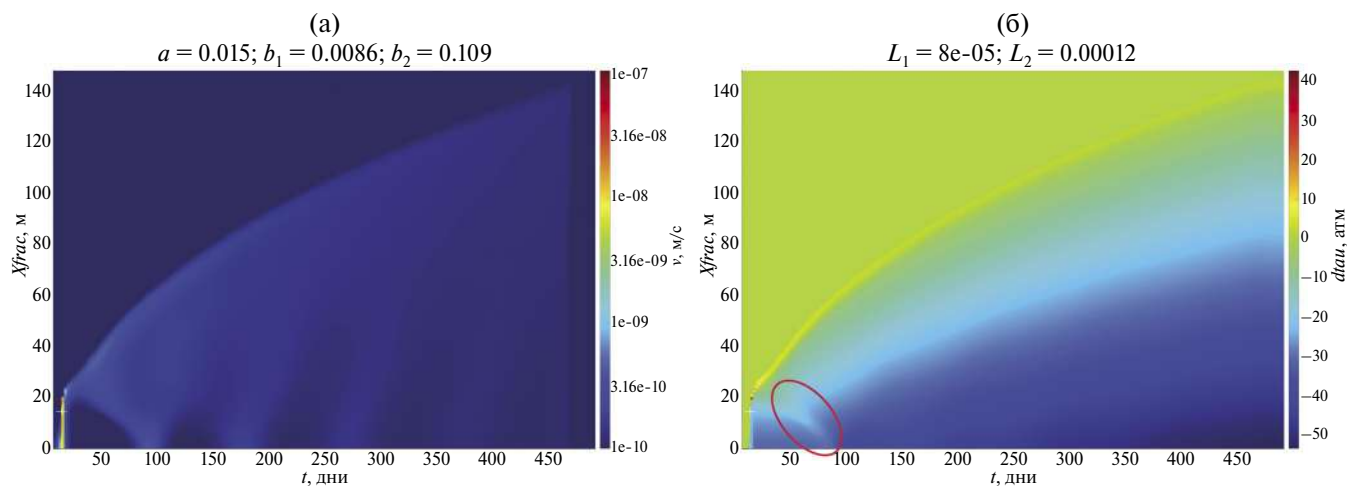


Рис. 6. Пример динамики асейсмического скольжения разлома во времени. В силу симметрии представлена половина разлома: (а) — изменение распределения скорости скольжения вдоль разлома во времени; (б) — изменение распределения касательных напряжений. По оси ординат отложено расстояние от центра разлома. На правом графике эллипсом выделен участок роста касательных напряжений от периферии разлома к центру, что приводит к повторному проскальзыванию в центре разлома. Приведены значения параметров расчета.

можно было исследовать, как особенности динамики давления (начальное давление, при котором начинается скольжение, скорость роста давления и скорость роста длины зоны на разломе, на которой нарушается критерий Кулона) влияют на результирующую динамику скольжения. Учитывая, что со временем скорость изменения давления и роста зоны скольжения уменьшается (т.е. вторые производные отрицательные), а рост скорости скольжения зависит от них, стоит ожидать, что максимальные скорости в данной постановке будут достигаться ближе к моменту начала закачки, что подтверждается расчетами. На рис. 9 показано, в какой относительный момент времени достигается максимальная скорость: все высокие значения скорости, если они реализуются, достигаются в первые 10% времени. Соответственно, ключевыми будут являться значения параметров в это время.

На рис. 10 представлена зависимость максимально достигаемой скорости от безразмерной величины изменения давления и скорости роста части разлома, на которой нарушается критерий Кулона. Давление обезразмерено на величину начальной скорости, умноженную на характерную жесткость разлома при длине скользящей части, достигаемой на момент 10% от времени скольжения. Длина зоны скольжения взята в тот же момент времени и обезразмерена на критическую длину. Видно, что наблюдается практически монотонная зависимость максимальной скорости от указанных величин, точки

группируются вокруг одного набора параметров закона трения. Как и ранее, для двухпараметрического закона трения наблюдается сильная зависимость динамики трения от асимметрии в параметрах и присутствует разброс. В целом можно сказать, что основными характеристиками являются как скорость изменения параметров давления, так и параметры разлома — степень его разупрочнения и критическая длина.

Были проведены дополнительные расчеты для определения того, как небольшие неоднородности в распределении величин параметров закона трения вдоль разлома могут повлиять на итоговую картину. В качестве сравнимого параметра была взята максимально достигаемая скорость скольжения. В наборе расчетов на каждом элементе разлома параметры a , b_1 и b_2 изменялись случайным образом на величину не более 0.1%. Сравнение результатов вычисления представлено на рис. 11. Видно, что для условий, при которых максимальная скорость скольжения меньше 0.1 м/с, неоднородности практически не влияют на эту скорость, а при больших значениях скорость для неоднородного разлома в целом получается меньше. Это связано с нарушением структуры скольжения при больших скоростях и появлению отдельных областей неоднородного скольжения (имеется в виду картина скольжения на рис. 7). В целом на примере даже небольших неоднородностей видно, что наличие как микрон неоднородностей, так и макровключений, может привести к значительному изменению реакции разлома на внешнее воздействие. Данный вопрос требует отдельного изучения.

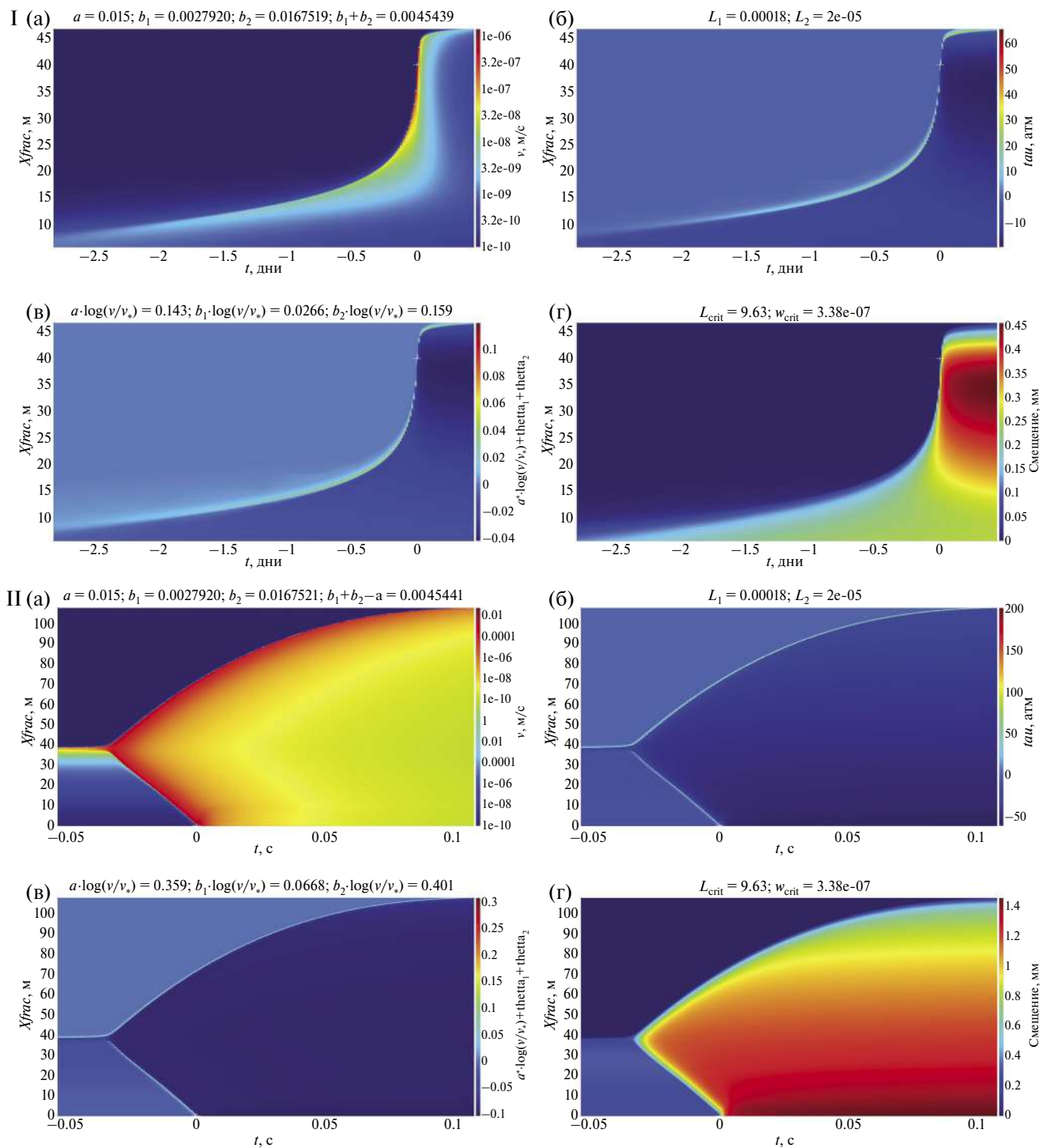


Рис. 7. Пример динамики скольжения разлома. Представлена только часть расчета. В силу симметрии представлена половина разлома: I – асейсмическое скольжение, $\epsilon = 0.30293$; II – сейсмическое скольжение, $\epsilon = 0.30294$; (а) – изменение распределения скорости скольжения вдоль разлома во времени; (б) – изменение распределения касательных напряжений; (в) – изменение динамической части коэффициента трения; (г) – изменение распределения смещения вдоль разлома. За ноль взят момент времени, в который скорость скольжения достигает максимального значения.

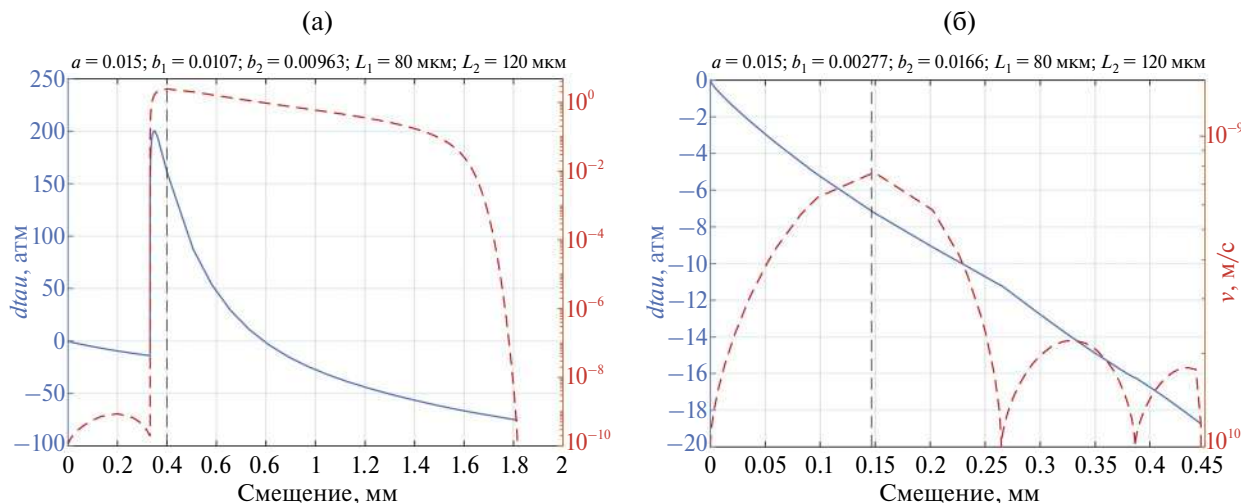


Рис. 8. Изменение скорости скольжения v и касательного напряжения $d\tau$ в центре разлома ($x = 0$ м) в зависимости от величины смещения: (а) – случай, когда реализуется сейсмическое скольжение; (б) – случай, когда реализуется асейсмическое скольжение.

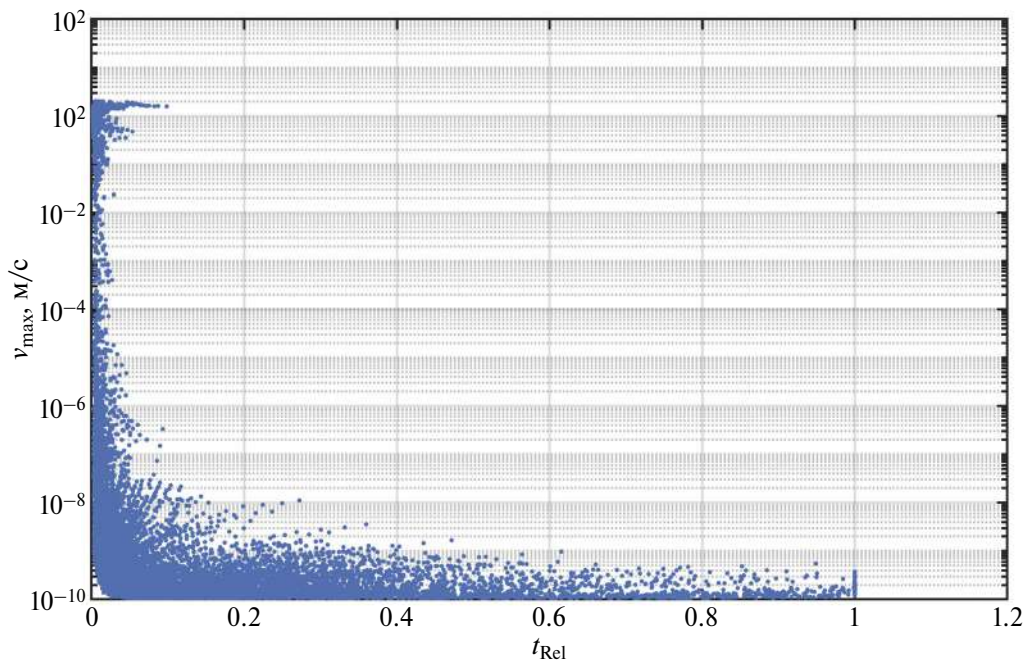


Рис. 9. Зависимость величины максимальной скорости скольжения от относительного момента времени, в который она достигалась: $t_{Rel} = (t_{v_{max}} - t_{st.sl.}) / (t_{p_{max}} - t_{st.sl.})$ – отношение разницы между моментом достижения максимальной скорости скольжения и моментом начала скольжения к разнице между моментом остановки закачки и моментом начала скольжения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Моделированию и изучению особенностей поведения систем, содержащих трещины и/или разломы, под действием внешнего воздействия, приводящего к возникновению индуцированной сейсмичности, посвящено немало работ. Предложенные в настоящей статье подходы

несколько отличаются и дополняют те подходы к изучению вопроса, которые можно встретить в публикациях. Так, в работе [Cappa et al., 2018] с использованием натуральных данных по закачке воды в разлом исследуется влияние различных значений нормальной жесткости на динамику изменения давления вдоль разлома, пиковую проницаемость разлома, а также на картину

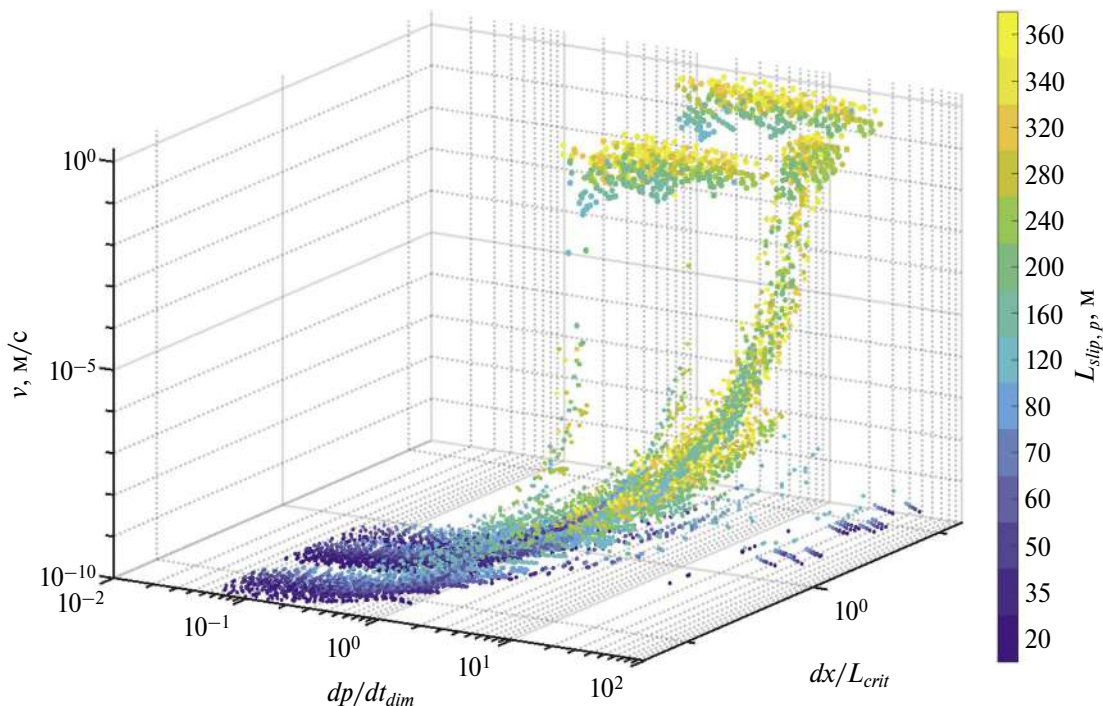


Рис. 10. Зависимость максимальной скорости скольжения от скорости изменения давления и длины зоны, на которой нарушается критерий Кулона. Каждая точка соответствует одному расчету. Цвет соответствует задаваемой длине разлома, на которой нарушается критерий Кулона только за счет роста давления.

скольжения разлома и концентрации напряжений на границах зоны скольжения. Физическая постановка задачи имела схожий характер с настоящей работой: вводилась нормальная жесткость разлома и использовался кубический закон для описания его проницаемости, для описания скольжения использовался однопараметрический закон трения *rate-and-state*. В отличие от использованного нами подхода, в этой работе присутствовала связь сдвига разлома с проницаемостью через эффект дилатансии, однако результаты численных расчетов показали, что даже при достаточно большом значении величины угла дилатансии ее вклад в длину зоны скольжения минимален. Также стоит отметить, что в упомянутой работе исследовалось только асейсмическое скольжение, и получены некоторые качественные выводы о том, какова может получиться зона концентрации напряжений в зависимости от жесткости, какие профили давления вдоль разлома могут получиться. В развитие этой работы в статье [Сарра et al., 2022] численно воспроизводятся в схожей постановке три тестовых эксперимента по закачке воды в районе разлома. Скорость скольжения при этом достигала величины порядка нескольких мкм/с. Глубина залегания исследуемого разлома составляла сотни метров, поэтому

напряжения на разломе небольшие и увеличение давления ведет к значительному падению эффективного нормального напряжения от 6.5 до 0.35 МПа. Авторы работы [Сарра et al., 2022] обнаружили, что разупрочняющее скольжение в центре ведет к концентрации напряжений на удалении от места закачки, что, в свою очередь, ведет к возникновению сейсмического скольжения. В данной работе основные события скольжения наблюдались на некотором удалении от точки закачки, что связано с тем, что в области закачки значительно растет критическая длина (что можно увидеть в формуле (7) — критическая длина обратно пропорциональна эффективному нормальному напряжению). Параметры закона трения, полученные авторами для разломов, схожи по величине с используемыми нами значениями: величина L в законе трения от 5 до 50 мкм, $b-a \sim 0.01:0.03$.

В работе [Norbeck, Horne, 2018] авторы, используя более сложную связную постановку и однопараметрический закон трения типа *rate-and-state*, исследуют поведение разлома, лежащего на глубине 4 км в непроницаемом фундаменте и выходящего в проницаемый пласт, при закачке воды в проницаемый пласт. Авторы получили, что для разлома, упрочняющегося при скольжении, зона скольжения непосредственно

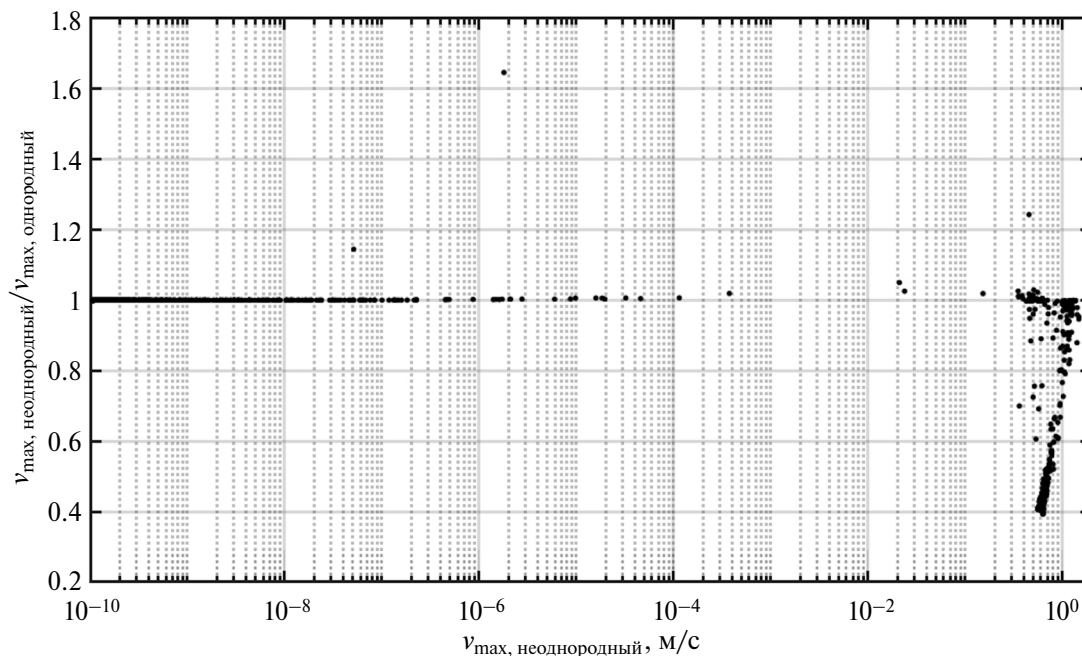


Рис. 11. Отношение максимально достигаемой скорости для случаев однородного и слабонеоднородного разломов. Каждой точке соответствует соотношение для двух расчетов, проведенных при одинаковых условиях.

привязана к зоне, до которой дошел фронт давления и был нарушен критерий Кулона, при разупрочняющемся поведении разлома проскальзывание может идти за границу такого возмущения давления. Хотя исследуемая нами система и несколько отлична, но мы получили результаты, согласующиеся с результатами этой работы. В целом полученные нами результаты дают еще более детальное понимание динамики развития скольжения разлома.

В рассмотренных выше и упомянутых во введении работах закон трения часто либо не рассматривается и для определения параметров сейсмических событий используются упрощенные подходы, либо используется динамическое трение, снижающееся на заданную величину одномоментно; реже используется более сложная постановка с законом трения *rate-and-state*. Это связано с ростом вычислительной сложности при рассмотрении связной постановки. При этом не рассматривается двухпараметрический закон трения. Однако, например, в работах [Carpenter et al., 2016; Рига и др., 2018; Riga, Turuntaev, 2019] показано, что часть результатов экспериментов по изучению трения на модельном разломе не получается описать с использованием однопараметрического закона трения, но получается описывать с двухпараметрическим законом трения. Кроме того, нами было показано, что двухпараметрический закон

трения позволяет описывать хаотические процессы скольжения при правдоподобных значениях параметров. Все это обуславливает необходимость учета того, что трение на разломе нужно описывать сложнее, чем часто это делают.

Большую перспективу имеют эксперименты, проводимые на крупномасштабной лабораторной установке для изучения особенностей скольжения по разлому [Гридин и др., 2023]. Результаты этих экспериментов будут использованы для дальнейшего развития модели, представленной в настоящей статье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных расчетов удалось получить детальное представление о возможном движении разлома при переходе от асейсмического скольжения к сейсмическому под действием закачки флюида. Удалось выявить и оценить значение параметров, влияющих на процесс деформации разлома, а именно: скорость изменения давления, критическая жесткость и степень разупрочнения разлома при движении. Для того, чтобы движение стало сейсмическим, по крайней мере необходимо, чтобы длина зоны скольжения была заметно больше критической длины. Для двухпараметрического закона трения величины ϵ и L_{crit} не являются однозначно определяющими движение, степень асимметрии

в законе трения может значительно менять отклик разлома на воздействие. Полученная картина эволюции скольжения от асейсмического к сейсмическому может быть использована на практике, по аналогии или в дополнение к применяемой светофорной системе [Gaucher et al., 2015]. В светофорной системе выбирается несколько граничных значений для сейсмичности (обычно в виде магнитуды событий), соответствующих безопасному режиму эксплуатации недр (зеленый уровень) или в определенной степени опасному режиму (желтый и красный уровни). При достижении граничного значения должны проводиться превентивные меры по снижению риска (желтый уровень), вплоть до остановки эксплуатации недр (красный уровень). Наши результаты добавляют потенциальные признаки, по которым можно делать выводы об уровне риска возникновения сейсмичности. На основе данных, например, микросейсмического мониторинга можно судить о динамике смещения разлома во времени, об активации той или иной его части, и по количественным характеристикам смещения сделать выводы, насколько движение по разлому близко к сейсмическому типу. Так, если скольжением захвачена часть разлома, по длине сопоставимая с критической жесткостью, или происходит быстрое нарастание зоны скольжения, то это свидетельствует о возможном приближении к критическому состоянию и необходимости принятия дополнительных мер или анализа воздействия на разлом. Представленная модель позволяет оценить как скорость подвижки по активированному разлому, так и размер области, вовлеченной в движение, и, тем самым, оценить магнитуду возможного сейсмического события. Эта задача будет решаться в ходе дальнейших исследований.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 122032900167-1)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гридин Г.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г. и др. Развитие процесса скольжения по гетерогенному разлому. Крупномасштабный лабораторный эксперимент // Физика Земли. 2023. № 3. С. 139–147. DOI 10.31857/S0002333723030043

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига. 2003. 422 с. ISBN 5-94628-078-3.

Рига В.Ю., Турунтаев С.Б., Остапчук А.А. Численное моделирование сейсмогенерирующих подвижек на основе модели rate-state экспериментов межблокового скольжения // Динамические процессы в геосферах. 2018. № 10. С. 99–109. DOI: 10.26006/IDG.2018.10.20183

Barbour A., Norbeck J., Rubinstein J. The Effects of Varying Injection Rates in Osage County, Oklahoma, on the 2016 Mw 5.8 Pawnee Earthquake // Seismological Research Letters. 2017. V. 88. № 4. P. 1040–1053. DOI:10.1785/0220170003

Ben-Zion Y., Rice J. Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B8. P. 17771–17784. DOI:10.1029/97JB01341

Cappa F., Guglielmi Y., De Barros L. Transient evolution of permeability and friction in a slowly slipping fault activated by fluid pressurization // Nat Commun. 2022. V. 13. P. 30–39. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30798-3>

Cappa F., Guglielmi Y., Nussbaum C., Birkholzer J. On the relationship between fault permeability increases, induced stress perturbation, and the growth of aseismic slip during fluid injection // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. № 11. P. 11012–11020.

Carpenter B.M., Collettini C., Viti C., Cavallo A. The influence of normal stress and sliding velocity on the frictional behavior of calcite at room temperature: insights from laboratory experiments and microstructural observations // Geophysical Journal International. 2016. V. 205. № 1. P. 548–561. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw038>

Carpenter B.M., Saffer D.M., Marone C. Frictional properties of the active San Andreas Fault at SAFOD: Implications for fault strength and slip behavior // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2015. V. 120. № 7. P. 5273–5289.

Carpenter B.M., Scuderi M.M., Collettini C. et al. Frictional heterogeneities on carbonate-bearing normal faults: Insights from the Monte Maggio Fault, Italy // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2014. V. 119. № 12. P. 9062–9076.

Gaucher E., Schoenball M., Heidbach O., Zang A., Fokker P.A., van Wees J.-D., Kohl T. Induced seismicity in geothermal reservoirs: A review of forecasting approaches // Renewable and Sustainable Energy Reviews. 2015. V. 52. P. 1473–1490. DOI: 10.1016/j.rser.2015.08.026

Grigoli F., Cesca S., Rinaldi A.P. et al. The November 2017 Mw 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea // Science. 2018. V. 360. № 6392. P. 1003–1006.

Gu J.-C., Rice J.R., Ruina A.L., Tse S.T. Slip motion and stability of a single degree of freedom elastic system with rate and state dependent friction // Apl. Mech. Phys. Solids. 1984. V. 32. № 3. P. 167–196.

Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., et al. Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // Science. 2015. V. 348. № 6240. P. 1224–1226.

- Haring M., Schanz U., Dyer B.* Characterization of the Basel 1 enhanced geothermal system // *Geothermics*. 2008. V. 37. № 5. P. 469–495. DOI:10.1016/j.geothermics.2008.06.002
- Hincks T., Aspinall W., Cooke R. et al.* Oklahoma’s induced seismicity strongly linked to wastewater injection depth // *Science*. 2018. V. 359. № 6381. P. 1251–1255.
- Johann L., Shapiro S.A., Dinske C.* The surge of earthquakes in Central Oklahoma has features of reservoir-induced seismicity // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. № 1.
- Lee H.S., Cho T.F.* Hydraulic characteristics of rough fractures in linear flow under normal and shear load // *Rock Mech. Rock Eng.* 2002. V. 35. № 4. P. 299–318.
- Li L., Lee S.H.* Efficient field-scale simulation of black oil in a naturally fractured reservoir through discrete fracture networks and homogenized media // *SPE Reserv. Eval. Eng.* 2008. V. 11. № 4. P. 750–758.
- Lie K.-A.* An introduction to reservoir simulation using MATLAB: User Guide for the Matlab Reservoir Simulation Toolbox (MRST). SINTED ICT. 2016. 392 p.
- McClure M.W.* Modeling and characterization of hydraulic stimulation and induced seismicity in geothermal and shale gas reservoirs: Doctoral dissertation. Stanford University. 2012. 369 p.
- McGarr A.* Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2014. V. 119. № 2. P. 1008–1019.
- McGarr A., Bekins B., Burkardt N. et al.* Coping with earthquakes induced by fluid injection // *Science*. 2015. V. 347. № 6224. P. 830–831.
- Mortezaei K., Vahedifard F.* Multi-scale simulation of thermal pressurization of fault fluid under CO₂ injection for storage and utilization purposes // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2017 V. 98. P. 111–120.
- Noda H., Dunham E.M., Rice J.R.* Earthquake ruptures with thermal weakening and the operation of major faults at low overall stress levels // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. American Geophysical Union (AGU). 2019. V. 114. № B7. <https://doi.org/10.1029/2008jb006143>
- Norbeck J., Horne R.* Injection-Triggered Seismicity: An Investigation of Prothermoelastic Effects Using a Rate-and-State Earthquake Model. PROCEEDINGS, Fourtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 26-28, 2015. SGP-TR-204.
- Norbeck J., McClure M., Horne R.* Revisiting Stimulation Mechanism at Fenton Hill and an Investigation of the Influence of Fault Heterogeneity on the Gutenberg-Richter b-value for Rate-and-State Earthquake Simulation. PROCEEDINGS, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 22-24, 2016. SGP-TR-209.
- Norbeck J., McClure M., Lo J., Horne R.* An embedded fracture modeling framework for simulation of hydraulic fracturing and shear stimulation // *Computational Geosciences*. 2015. V. 20(1). P. 1–18. DOI:10.1007/s10596-015-9543-2
- Norbeck J., Horne R.N.* Maximum magnitude of injection-induced earthquakes: A criterion to assess the influence of pressure migration along faults // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 108–118. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.028>
- Okazaki K., Katayama I.* Slow stick slip of antigorite serpentinite under hydrothermal conditions as a possible mechanism for slow earthquakes // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. № 4. P. 1099–1104.
- Riga V., Turuntaev S.* Induced Seismicity Modeling Based on Two-Parameter Rate-and-State Law // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2021. V. 57. № 5. P. 627–643. DOI: 10.1134/S1069351321050153
- Riga V., Turuntaev S.* Modeling of fault deformation driven by fluid injection // *Trigger effects in Geosystems, Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, Springer, Cham*. 2019. P. 279–288. DOI: 10.1007/978-3-030-317970-0_30
- Rubinstein J.L., Mahani A.B.* Myths and Facts on Wastewater Injection, Hydraulic Fracturing, Enhanced Oil Recovery, and Induced Seismicity // *Seismological Research Letters*. 2015. V. 86. № 4. P. 1060–1067.
- Ruiz-Barajas S., Sharma N., Convertito V. et al.* Temporal evolution of a seismic sequence induced by a gas injection in the Eastern coast of Spain // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 2901.
- Scuderi M.M., Collettini C.* The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: insights from rock deformation experiments on carbonates // *Scientific Reports*. 2016. V. 6. P. 24852.
- Scuderi M.M., Collettini C.* Fluid Injection and the Mechanics of Frictional Stability of Shale-Bearing Faults // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 10. P. 8364–8384.
- Shou K.J., Crouch S.L.* A higher order displacement discontinuity method for analysis of crack problems // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 1995. V. 32. № 1. P. 49–55.
- Turuntaev S.B., Riga V.Y.* Non-linear effects of pore pressure increase on seismic event generation in a multi-degree-of-freedom rate-and-state model of tectonic fault sliding // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2017. V. 24. № 2. P. 215–225. DOI: 10.5194/npg-24-215-2017
- Weingarten M., Ge S., Godt J.W. et al.* High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity // *Science*. 2015. V. 348. № 6241. P. 1336–1340.
- Witherspoon P.A., Wang J.S.Y., Iwai K., Gale J. E.* Validity of Cubic Law for fluid flow in a deformable rock fracture // *Water Resour. Res.* 1980. V. 16. № 6. P. 1016–1024. DOI:10.1029/WR016i006p01016

A Numerical Study of the Phenomenon of Seismic Slip on a Fault as a Result of Fluid Injection

V. Yu. Riga^{a, *} and S. B. Turuntaev^{a,b,c, **}

^a*Dukhov All-Russian Research Institute of Automation, Moscow, 127055 Russia*

^b*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

^c*Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, 141701 Russia*

^{*}*e-mail: rigavu92@gmail.com*

^{**}*e-mail: stur@idg.ras.ru*

Received February 15, 2024

revised March 19, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The issue of the occurrence of seismicity induced by injection of fluid into the subsurface is considered. A model of nested fractures is presented, which allows simulating the process of fluid filtration in a rock containing fractures or faults, taking into account the change in the filtration properties of the latter during the change in pore pressure. The process of fault deformation is described using the displacement discontinuity method. The model is used to analyze the effect of fluid injection in the immediate vicinity of a fault on its subsequent deformation. The transition of fault slip from aseismic to seismic is investigated when the parameters of the friction law or fluid injection parameters change. Conditions have been found under which seismic slip may occur within the framework of the proposed model.

Keywords: induced seismicity, rate-and-state law, tectonic fault, filtration, fluid dynamics

УДК 550.34

СФЕРИЧЕСКАЯ БЛОКОВАЯ МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ И СЕЙСМИЧНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

© 2024 г. В. Л. Розенберг^{1,2, *}

¹Институт математики и механики им. Н.Н. Красовского УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

²Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург, Россия

*E-mail: rozen@imm.uran.ru

Поступила в редакцию 19.02.2024 г.

После доработки 11.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

Приводится описание эволюции сферической блоковой модели динамики и сейсмичности литосферы. Основное внимание уделяется текущей версии и внедрению в нее конструктивной процедуры автоматической калибровки (подбора параметров) для получения наилучшей аппроксимации ключевых свойств региональной и/или глобальной сейсмичности. В работе представлены некоторые результаты вычислительных экспериментов.

Ключевые слова: сферическая блоковая модель динамики и сейсмичности литосферы, характеристики сейсмичности, калибровка модели.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050128>, **EDN:** EJMFFI

ВВЕДЕНИЕ: АКТУАЛЬНОСТЬ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Статистический анализ сейсмичности как пространственно-временной последовательности землетрясений на основе каталогов зарегистрированных событий крайне затруднен ввиду короткой истории надежных инструментальных наблюдений. Явления, обнаруженные в реальных каталогах землетрясений, могут быть единичными и не повторяться в будущем. Синтетические же каталоги, полученные путем численного моделирования, могут покрывать сколь угодно длительные интервалы времени, что позволяет анализировать значимость исследуемых свойств сейсмического потока, в частности, выявлять/подтверждать закономерности, предшествующие сильным толчкам, что может быть востребовано в экспертных системах мониторинга регионального и глобального сейсмического риска [Gabrielov, Newman, 1997; Keilis-Borok, Soloviev, 2003; Ismail-Zadeh et al., 2018; Ismail-Zadeh, Soloviev, 2022]. Основным результатом моделирования сейсмичности литосферы является синтетический каталог землетрясений, в котором каждое событие характеризуется моментом времени, координатами эпицентра,

глубиной и магнитудой. Моделирование динамики земной коры предполагает получение поля скоростей движения точек на разных глубинах, действующих сил, обусловленных ими смещений, а также характера взаимодействия структурных элементов.

Общепринято среди различных подходов к моделированию литосферных процессов (см., например, работу [Gabrielov, Newman, 1997] и библиографию к ней) выделять два основных направления. Первое опирается на детальное исследование одного специфического тектонического разлома или, нередко, одного конкретного сильного землетрясения с целью воспроизведения определенных пре- и/или постсейсмических явлений, характерных для данного разлома или события. Модели второго направления трактуют сеймотектонический процесс гораздо более абстрактно; основной задачей моделирования является получение универсальных свойств сейсмичности, обнаруженных эмпирическим путем (например, степенного закона распределения “размера” событий (закона повторяемости Гутенберга–Рихтера), кластеризации, миграции событий, сейсмического цикла и т.д.). Представляется, однако, что адекватная модель должна не только отражать некоторые

общие свойства нелинейных динамических систем, но и учитывать геометрию взаимодействующих тектонических разломов. Блочные модели динамики и сейсмичности литосферы [Keilis-Borok, Soloviev, 2003; Ismail-Zadeh et al., 2018; Ismail-Zadeh, Soloviev, 2022] разрабатывались с учетом обоих требований. В них рассматривается система абсолютно жестких блоков, находящаяся в состоянии квазистатического равновесия; при этом модельное событие представляет собой резкий сброс напряжений, возникающих на разломах, разделяющих блоки, под действием внешних сил. Два главных механизма, включенных в сейсмотектонический процесс, тектоническое нагружение с характеристической скоростью в несколько см/год и перераспределение упругого напряжения с характеристической скоростью в несколько км/с, трактуются в модели в стандартной временной шкале как, соответственно, равномерное движение и мгновенный сброс напряжения. Волновые процессы остаются вне рамок существующих блоковых моделей. Плоская модель, в которой структура ограничена двумя горизонтальными плоскостями, является наиболее изученной; на ее основе построены аппроксимации реальных сейсмических регионов [Keilis-Borok, Soloviev, 2003; Panza et al., 1997; Peresan et al., 2007; Ismail-Zadeh et al., 2007; Соловьев, Горшков, 2017; 2021; Vorobieva et al., 2017; 2019]. Однако при попытке моделирования динамики глобальных тектонических плит обнаружены существенные неточности, для преодоления которых введена сферическая геометрия [Мельникова и др., 2000; Rozenberg et al., 2005].

Настоящая работа, являясь продолжением исследований [Мельникова и др., 2000; Rozenberg et al., 2005; 2020; Мельникова, Розенберг, 2007; 2015; Digas et al., 2010; Melnikova et al., 2017; Розенберг, 2023], преследует две цели. Во-первых, она содержит ретроспективный обзор различных модификаций сферической блоковой модели и краткое описание текущей версии, а во-вторых, в ней обсуждаются возможности получения оптимального набора модельных параметров, обеспечивающего наилучшую аппроксимацию ключевых свойств региональной и/или глобальной сейсмичности, в результате внедрения усовершенствованной процедуры калибровки модели.

РАЗЛИЧНЫЕ МОДИФИКАЦИИ СФЕРИЧЕСКОЙ БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ

Подход к моделированию опирается на представление тектонических плит в виде системы абсолютно жестких блоков на сфере. Блоковая

структура является ограниченной и односвязной частью шарового слоя глубиной H , заключенного между двумя концентрическими сферами, одна из которых (внешняя) интерпретируется как поверхность Земли, другая (внутренняя) — как нижняя граница упругой литосферы. Разделение структуры на блоки определяется пересекающими этот слой бесконечно тонкими разломами, каждый из которых представляет собой коническую поверхность, наклоненную под определенным углом к внешней сфере. Общие точки двух разломов на внешней и внутренней сферах называются вершинами. Участки разломов, ограниченные соответствующими парами соседних вершин, называются сегментами. Пересечения блока с ограничивающими сферами представляют собой сферические многоугольники, при этом пересечение с нижней (для блока) сферой называется подошвой. Предполагается, что вне блоковой структуры могут находиться граничные блоки, примыкающие к внешним сегментам. Другая возможность состоит в рассмотрении блоковой структуры, замкнутой на сфере. Блоки считаются абсолютно жесткими, все их смещения — бесконечно малы по сравнению с линейными размерами, поэтому геометрия блоковой структуры не меняется в процессе моделирования, и структура не движется как единое целое. Гравитационными силами можно пренебречь, так как они слабо зависят от смещений блоков и блоковая структура в начальный момент времени находится в состоянии квазистатического равновесия. Блоки (в том числе и граничные) имеют шесть степеней свободы. Смещение каждого блока состоит из поступательной и вращательной компонент. Предполагается, что законы движения граничных блоков и подстилающей среды известны, при этом движение описывается как вращение на сфере, т.е. задаются положение оси вращения и угловая скорость. Во все моменты времени система находится в состоянии квазистатического равновесия; при этом модельным событием является резкий сброс тектонических напряжений, возникающих на разломах, разделяющих блоки, под действием внешних сил. В случае замкнутой структуры единственным источником модельных трансформаций является движение подстилающей среды, которое определяется как вращение на сфере согласно модели HS3-NUVEL1 [Gripp, Gordon, 2002].

Подробное описание процесса усовершенствования сферической блоковой модели динамики и сейсмичности литосферы можно найти в работах [Мельникова, Розенберг, 2007;

Мельникова, Розенберг, 2015]; в данной работе ограничимся краткой характеристикой основных этапов эволюции модели.

Разработано несколько модификаций модели, зависящих от способа трактовки глубины сферического слоя. В первой модификации модели (без глубины) литосфера рассматривалась как тонкий слой, все характеристики точек структуры определялись только их координатами и не зависели от глубины, поскольку толщина литосферы значительно меньше линейных размеров блоков [Мельникова и др., 2000; Мельникова, Розенберг, 2007]. Главное преимущество модификации состоит в значительной экономии времени счета при моделировании, что может быть существенно при большом количестве запусков в эксперименте по вариации того или иного параметра; основной недостаток — невозможность учета углов наклона разломов, фактически определяющих характер сейсмичности, и других свойств неоднородной литосферы. Появившаяся позже модификация с постоянной глубиной [Rozenberg et al., 2005] использовала предположение об однородности литосферы по глубине (все блоки имели одну и ту же глубину H , а свойства всех частей блока (разлома) были одинаковыми). Модификация, используемая в настоящее время, предусматривает возможность задания различных глубин (в пределах H) для разных блоков и учета зависимости вязко-упругих свойств разлома от его глубины [Мельникова, Розенберг, 2007; 2015]. Отметим, что, по существу, эта опция явилась первой попыткой учета неоднородности литосферы (например, различий в строении континентальной и океанической коры и уменьшения вязкости коры с глубиной) в блоковых моделях.

СОВРЕМЕННАЯ ВЕРСИЯ СФЕРИЧЕСКОЙ БЛОКОВОЙ МОДЕЛИ

Приведем краткое описание текущей версии сферической блоковой модели, разработанной с возможностью учета случайных факторов. Основные ее принципы изложены в работе [Мельникова, Розенберг, 2015], версия окончательно сформирована в работе [Rozenberg, 2020].

Поскольку блоки являются абсолютно жесткими, все деформации имеют место на разломах и подошвах блоков, где силы возникают из-за смещений соседних элементов структуры. Для подсчета различных криволинейных интегралов выполняется дискретизация (разбиение на ячейки) сферической поверхности подошв блоков и сегментов разломов, при этом предполагается,

что значения сил и смещений совпадают для всех точек ячейки. Приведем формулы для определения упругой силы (f_t, f_l, f_n) , действующей на единицу площади разлома:

$$\begin{aligned} f_t(\tau) &= K_t(\Delta_t(\tau) - \delta_t(\tau)), \\ f_l(\tau) &= K_l(\Delta_l(\tau) - \delta_l(\tau)), \\ f_n(\tau) &= K_n(\Delta_n(\tau) - \delta_n(\tau)). \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь τ — время; (t, l, n) — система координат, связанная с точкой приложения силы (оси t, l лежат в плоскости, касательной к поверхности разлома, ось n ей перпендикулярна); $\Delta_t, \Delta_l, \Delta_n$ — компоненты относительного смещения в системе (t, l, n) соседних элементов структуры; $\delta_t, \delta_l, \delta_n$ — соответствующие неупругие смещения, зависимость от времени которых описывается квазилинейными стохастическими дифференциальными уравнениями вида:

$$\begin{aligned} d\delta_t(\tau) &= W_t K_t (\Delta_t(\tau) - \delta_t(\tau)) d\tau + \lambda_t \delta_t(\tau) d\xi_t(\tau), \\ d\delta_l(\tau) &= W_l K_l (\Delta_l(\tau) - \delta_l(\tau)) d\tau + \lambda_l \delta_l(\tau) d\xi_l(\tau), \\ d\delta_n(\tau) &= W_n K_n (\Delta_n(\tau) - \delta_n(\tau)) d\tau + \lambda_n \delta_n(\tau) d\xi_n(\tau), \end{aligned} \quad (2)$$

записанными для всех ячеек сегментов. Полагаем, что стандартные независимые винеровские процессы ξ_t, ξ_l и ξ_n (т.е. выходящие из нуля, имеющие нулевое математическое ожидание и дисперсию, равную τ) являются скалярными, а коэффициенты $\lambda_t, \lambda_l, \lambda_n$ регулируют амплитуду случайных воздействий на всем сегменте, обеспечивая ее малость по сравнению с величиной неупругих смещений на всем промежутке моделирования. Единственным решением каждого из уравнений (2), понимаемых в смысле Ито, является нормальный марковский случайный процесс с непрерывными реализациями [Oksendal, 2003]. Коэффициенты K_t, K_l, K_n (1)–(2), характеризующие упругие свойства разлома, и коэффициенты W_t, W_l, W_n (2), характеризующие вязкие свойства разлома, могут быть различными для разных разломов и, кроме того, могут изменяться в зависимости от глубины. В начальный момент времени величины, вычисляемые согласно (1) и (2), имеют нулевые значения. Аналогично выглядят формулы для вычисления сил и неупругих смещений на подошвах блоков.

Смещения любого внутреннего блока и углы его поворотов находятся из условия равенства нулю суммы всех сил, действующих на блок, и суммарного момента этих сил. Это условие обеспечивает состояние квазистатического равновесия системы и одновременно является условием минимума энергии. Поскольку

в рассматриваемой модели зависимость сил от смещений и поворотов блоков является линейной (явные формулы опущены ввиду их громоздкости), то система уравнений для определения этих величин также линейна:

$$Aw = b. \quad (3)$$

Компонентами неизвестного вектора $w = (w_1, w_2, \dots, w_{6n})$ являются смещения и углы поворота внутренних блоков (n – число таких блоков). Элементы матрицы A (размерности $6n \times 6n$) не зависят от времени и могут быть вычислены один раз в начале процесса. При реалистичных значениях параметров модели матрица A является невырожденной, и система (3) имеет единственное решение.

В каждый момент дискретного времени τ_i при вычислении компонент силы, действующей на ячейку разлома, определяется безразмерная величина κ , трактуемая как модельное напряжение:

$$\kappa = \frac{\sqrt{f_i^2 + f_i^2}}{P - f_n}. \quad (4)$$

Здесь P – одинаковый для всех разломов параметр, который может интерпретироваться как разность между литостатическим и гидростатическим давлением. Таким образом, фактически величина κ является отношением модуля силы, стремящейся сдвинуть блоки вдоль разлома, к модулю силы, прижимающей блоки друг к другу. Для каждого разлома задаются значения трех порогов прочности, вообще говоря, зависящие от времени:

$$\begin{aligned} B &> H_f \geq H_s, \\ B &= B(\tau_i) = B_0 + \sigma X(\tau_i), \\ H_f &= H_f(\tau_i) = aB(\tau_i), \\ H_s &= H_s(\tau_i) = bB(\tau_i). \end{aligned} \quad (5)$$

Полагаем, что $0 < B_0 < 1$, $0 < \sigma \ll B_0$, для всех i $X(\tau_i)$ – случайная величина, распределенная по стандартному нормальному закону $N(0; 1)$, $0 < a < 1$, $0 < b \leq a$, и начальные условия таковы, что неравенство $\kappa < B$ имеет место во всех ячейках структуры.

Взаимодействие между блоками (между блоком и соседней подстилающей средой) полагается вязкоупругим (нормальное состояние) до тех пор, пока величина κ (4) на части разлома, разделяющего элементы структуры, не достигает заданного порога. Такая ситуация интерпретируется как землетрясение. В ячейках, попавших

в “критическое” состояние, в соответствии с законом сухого трения, происходит резкий сброс напряжения посредством изменения значений неупругих смещений $\delta_i, \delta_l, \delta_n$ таким образом, чтобы после пересчета сил по формулам (1)–(2) величина модельного напряжения (4) была равна H_f . Затем находится правая часть системы (3), определяются векторы сдвига и углы поворота блоков. Если вновь в какой-либо ячейке $\kappa \geq B$, то вся процедура повторяется. Когда во всех ячейках на разломах $\kappa < B$, вычисления продолжают по обычной схеме. Считается, что ячейки, в которых произошли землетрясения, находятся в состоянии крипа. Это означает, что для них в уравнениях (2) для вычисления значений неупругих смещений используются параметры W_i^s ($W_i^s > W_i$), W_l^s ($W_l^s > W_l$) и W_n^s ($W_n^s > W_n$), обеспечивающие значительно более быстрый, по сравнению с нормальным состоянием, рост неупругих смещений и, следовательно, уменьшение значений сил и напряжений. Состояние крипа продолжается до тех пор, пока $\kappa > H_s$ (это процесс “заживления”), после чего ячейки возвращаются в нормальное состояние с использованием при расчетах W_i, W_l и W_n и снова могут накапливать напряжение. Отметим, что для отражения неподдающихся точному аналитическому описанию зависимостей в модели реализовано две схемы введения стохастической компоненты: во-первых, “зашумление” дифференциальных уравнений (1)–(2), описывающих динамику сил и смещений, и во-вторых, использование случайных величин при задании порогов прочности среды тектонических разломов (5). Вычислительные эксперименты показали, что дополнение процедуры определения модельного события элементами случайности позволило заметно улучшить свойства синтетической сейсмичности [Мельникова, Розенберг, 2015; Melnikova et al., 2017; Rozenberg, 2020].

Основным результатом процесса моделирования является синтетический каталог землетрясений. Принадлежащие одному разлому ячейки, в которых произошло землетрясение в момент времени τ_i , объединяются в одно событие. Географические координаты его эпицентра и глубина вычисляются как взвешенные суммы координат и глубин ячеек (вес ячейки определяется как отношение ее площади к сумме площадей всех ячеек, вовлеченных в землетрясение). Взвешенная сумма добавок к неупругим смещениям δ_i и δ_l при сбросе напряжения аппроксимирует случившуюся подвижку блоков вдоль разлома и позволяет определить механизм модельного события, который информирует о процессе

распространения различных сейсмических волн от очага. В зависимости от направления подвижки и угла наклона разлома принято выделять следующие основные механизмы: сдвиг, сброс и взброс [Аки, Ричардс, 1983]. Магнитуда землетрясения вычисляется в зависимости от его механизма с использованием известных в сейсмологии эмпирических формул [Wells, Coppersmith, 1994]

$$M = D \lg S + E, \quad (6)$$

где: S – сумма площадей ячеек (в км²); $D = 1.02$, $E = 3.98$ для сдвига; $D = 1.02$, $E = 3.93$ для сброса; $D = 0.90$, $E = 4.33$ для взброса.

Дополнительно модель позволяет получить картину мгновенной кинематики блоков и информацию о характере их взаимодействия на разломах и границе литосфера/мантия.

РЕАЛИЗАЦИЯ ПРОЦЕДУРЫ КАЛИБРОВКИ МОДЕЛИ

Компьютерная реализация сферической блоковой модели потребовала значительных затрат памяти и времени работы процессора, что привело к необходимости применения параллельных вычислительных технологий. Современная версия, с возможностью использования в расчетах реальных геофизических и сейсмических данных, реализована в виде пакета программ, ориентированного на многопроцессорную технику в вычислительных процедурах и на персональную в сервисных (см. подробное описание в работах [Digas et al., 2010; Melnikova et al., 2017]). Отметим программу визуализации состояния разлома [Melnikova et al., 2017], которая, обеспечивая возможность анализа распределения

модельного напряжения и миграции событий вдоль структуры, служит эффективным инструментом как для калибровки модели, так и для верификации результатов моделирования.

Процесс калибровки модели существенно затруднен большим количеством варьируемых параметров, опасностью получения “нереалистичного” их набора (например, при котором соседние идентичные разломы принципиально различаются по своим свойствам) в качестве оптимального, отсутствием явных аналитических зависимостей между входными и выходными характеристиками и необходимостью экспертного участия в подготовке и сравнительном анализе модельных и реальных данных. Задача автоматизации (хотя бы частичной) этого процесса, безусловно, является актуальной. В работе [Rozenberg, 2020] впервые для блоковых моделей была применена процедура автоматической настройки параметров, основанная на минимизации специального функционала, фактически представляющего собой взвешенную сумму отклонений ключевых модельных и реальных характеристик глобальной сейсмичности. В данной работе показавший свою перспективность подход получает дальнейшее развитие: рассматривается функционал суммарной ошибки аппроксимации, который допускает разбиение глобальных данных (взятых по всей системе тектонических плит) по сейсмическим регионам или отдельным блокам, при этом расширяется как множество используемых для тестирования характеристик, так и множество варьируемых параметров. Таким образом, фактически найдется решение следующей оптимизационной задачи:

$$K^* = \operatorname{argmin} \left\{ \sum_{i=1}^{N_i^{\text{reg}}} \alpha_i^{\text{reg}} \sum_{j=1}^{N_j^{\text{crit}}} \beta_{ij}^{\text{crit}} \rho_j (H_{ij}^{\text{real}}, H_{ij}^{\text{model}}(K_{ij})), K_{ij} \in S_K \right\}. \quad (7)$$

Здесь: K^* – оптимальный набор модельных параметров; S_K – некоторое конечное множество допустимых значений модельных параметров K_{ij} ; N_i^{reg} – количество рассматриваемых регионов; α_i^{reg} – весовые коэффициенты для регионов; $\sum_i \alpha_i^{\text{reg}} = 1$, N_j^{crit} – количество региональных критериев; β_{ij}^{crit} – весовые коэффициенты для региональных критериев, $\sum_j \beta_{ij}^{\text{crit}} = 1$, H_{ij}^{real} и $H_{ij}^{\text{model}}(K_{ij})$ – соответственно, реальные и модельные характеристики

региона i , составляющие критерий j ; ρ_j – нормированное, т.е. деленное на максимально возможное для этого критерия, отклонение j -й характеристики в подходящей метрике (очевидно, со значениями от 0 до 1). Отметим, что реализация возможности индивидуального для региона набора критериев объясняется различиями в доступности, полноте и надежности региональных данных.

Для получения множества допустимых значений параметров S_K (каждый его элемент – конечномерный вектор, определяющий набор параметров для расчетов и, соответственно, тестируемый вариант) мы используем вариацию коэффициентов, описывающих вязко-упругое взаимодействие по формулам типа (1), (2), вариацию различных случайных факторов из соотношений (4), (5) и некоторые поправки к движениям подстилающей среды в определенных “разумных” диапазонах изменения с некоторыми “разумными” шагами дискретизации. В качестве региональных/глобальных критериев, характеризующих качество модельных данных, используем сравнительный анализ ключевых характеристик динамики и сейсмичности систем тектонических плит; некоторые из них обсуждались в работе [Rozenberg, 2020].

Перечислим основные критерии.

1. Пространственное распределение эпицентров сильных событий. Для сравнения реального и модельного распределений вводится ограничение снизу по магнитуде для сильных событий, реальное распределение ограничивается окрестностями разломов (поскольку внутри блоков модельных событий нет по определению). После этого вычисляется расстояние по Хаусдорфу (в естественной метрике на поверхности Земли) между двумя множествами эпицентров. Отметим, что два множества близки в метрике Хаусдорфа, если каждая точка первого множества близка к некоторой точке второго и наоборот. Расстоянием по Хаусдорфу называется наибольшее из расстояний от точки одного множества до ближайшей точки другого. Таким образом, для двух непустых множеств эпицентров, реального E_r и модельного E_m , расстояние по Хаусдорфу определяется так:

$$d_H(E_r, E_m) = \max\{\sup_{e_r \in E_r} \inf_{e_m \in E_m} d(e_r, e_m), \sup_{e_m \in E_m} \inf_{e_r \in E_r} d(e_r, e_m)\}, \quad (8)$$

где $d(e_r, e_m)$ – расстояние между точками e_r и e_m на поверхности Земли.

2. Распределение землетрясений по глубине. Для сравнения реального и модельного распределений в этом аспекте мы не проводим тонкий количественный анализ, ограничиваясь определением класса события (например, поверхностное, промежуточное или глубокое). Поэтому, после введения характеристических глубин и магнитудных порогов, мы вычисляем долю событий в каждом интервале по глубине относительно общего количества событий. Тогда отклонение

между реальными D_r и модельными D_m данными можно определить так:

$$d_D(D_r, D_m) = \sum_{i=1}^n |D_r^i - D_m^i|, \quad (9)$$

где n – выбранное количество интервалов по глубине; D_r^i и D_m^i – доли событий, принадлежащих соответствующему интервалу, для реального и модельного каталогов.

3. Закон повторяемости Гутенберга–Рихтера. Соотношение характеризует степенное распределение землетрясений по магнитуде, при этом внимание уделяется линейности и углу наклона графика зависимости аккумулярованного количества событий N от магнитуды M . Все такие зависимости аппроксимируются линейной регрессией $\lg N = c - SM$, построенной по методу наименьших квадратов. Величина S служит оценкой угла наклона, а среднее расстояние между точками графика и построенной прямой трактуется как ошибка аппроксимации A . Для сравнения параметров, реальных $G_r = (S_r, A_r)$ и модельных $G_m = (S_m, A_m)$, используется следующее соотношение:

$$d_G(G_r, G_m) = \alpha_1 |S_r - S_m| + \alpha_2 |A_r - A_m|, \quad (10)$$

где S_r, S_m и A_r, A_m – соответственно, реальные и модельные углы наклона линий регрессии и ошибки аппроксимации, $\alpha_1, \alpha_2 > 0, \alpha_1 + \alpha_2 = 1$ – весовые коэффициенты.

4. Смещения на границах плит. Фактически речь идет о количественной оценке качества аппроксимации характера межплитовых границ (зоны растяжения, сжатия, сдвига). На знаковых границах плит, в локальных системах координат, описанных в формулах (1)–(2), рассматриваются, как правило, на поверхности Земли, трехмерные векторы относительного смещения $\Delta = (\Delta_r, \Delta_l, \Delta_n)$ соседних блоков. Суммарное отклонение модельных величин от реальных (посчитанных в соответствии с некоторой общепринятой моделью кинематики плит, например, HS3-NUVEL1) вычисляется в естественной метрике:

$$d_\Delta(\Delta_r, \Delta_m) = \|\Delta_r - \Delta_m\|_{R^3}, \quad (11)$$

где Δ_r и Δ_m – соответственно, реальный и модельный векторы смещений.

В идеальном варианте все характеристики типа (8)–(11) для всех регионов следует использовать, после нормирования, в качестве отклонений ρ_j для решения задачи (7), но в действительности надежных данных наблюдений не

хватает (степень достоверности можно регулировать значениями весовых коэффициентов α_i^{reg} и β_{ij}^{crit}). Далее, в соответствии с (7), следует выбрать вариант с наименьшей агрегированной ошибкой. Поскольку ρ_j — нормированные характеристики со значениями от 0 до 1, то наименьшее возможное значение этой ошибки равно 0 (для реальных данных), а наибольшее — 1 (для варианта, наихудшего по всем критериям). Очевидно, существуют и другие пути конструирования агрегированного критерия качества аппроксимации и процедуры ранжирования вариантов. Дополнительно отметим, что отсутствие анализа временных характеристик синтетической сейсмичности объясняется затруднениями в сравнении их с реальными данными ввиду невозможности надежно определить соответствие начального момента моделирования реальной дате во всех модификациях блоковых моделей.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Вычислительные эксперименты по тестированию процедуры калибровки модели (7)–(11) требуют большого количества запусков на достаточно мелкой сетке по множеству параметров. Единственным способом точного решения задачи (7) является полный перебор допустимых значений входных параметров, что объясняется отсутствием явных аналитических зависимостей между входом и выходом блоковых моделей. Естественные ограничения на объем вычислений приводят к необходимости оптимизации перебора, трудновыполнимой без участия эксперта. Отметим, что в процессе калибровки одновременно применяются две схемы распараллеливания: во-первых, одновременный запуск вариантов на различных вычислительных узлах и, во-вторых, внутренняя параллелизация модели на каждом узле.

На самом первом этапе приложения сферической блоковой модели было проведено моделирование динамики и сейсмичности небольшой подсистемы плит, в которую входили Южноамериканская, Карибская, Кокос и Наска, при этом другие плиты, находящиеся рядом, представляли собой граничные блоки, законы движения которых известны. Выбор данного региона объясняется тем, что он включает в себя различные типы границ плит с достаточно контрастными движениями и высокой сейсмической активностью. Полученные результаты в целом соответствовали реальным данным [Мельникова и др., 2000].

Значительная часть последующих исследований связана с исследованием динамики и сейсмичности глобальной системы тектонических плит, покрывающей всю поверхность Земли. Геометрия рассматриваемой структуры (и фактически список регионов для функционала из задачи (7)) полагается неизменной: 15 плит (Наска, Южноамериканская, Кокос, Карибская, Североамериканская, Тихоокеанская, Африканская, Антарктическая, Евразийская, Аравийская, Индийская, Сомалийская, Филиппинская, Австралийская и Хуан де Фука), 186 вершин и 199 разломов. Граничные блоки отсутствуют, движение подстилающей среды определяется как вращение на сфере согласно модели HS3-NUVEL1 [Gripp, Gordon, 2002].

Кратко представим результаты численного эксперимента с глобальной системой тектонических плит, в котором варьировались два множества параметров, характеризующих взаимодействие блоков вдоль разломов. Для оптимизации перебора использовались общепринятые в блоковых моделях соображения, обусловленные наблюдаемой сейсмичностью [Keilis-Borok, Soloviev, 2003; Ismail-Zadeh et al., 2018; Ismail-Zadeh, Soloviev, 2022], именно, коэффициенты K_t , K_l и K_n увеличиваются, а коэффициенты W_t , W_l и W_n уменьшаются для разломов с высоким уровнем сейсмической активности и наоборот. Что касается случайных факторов, полагаем, что критическое значение κ (4) должно быть приближенно равно 0.1 и амплитуда шума в квазилинейном стохастическом уравнении должна быть по крайней мере на порядок меньше величин смещений [Rozenberg, 2020].

Приведем “разумные” (из прошлого опыта вычислений) диапазоны и шаги изменения упомянутых параметров разломов: для коэффициентов, $K_t, K_l, K_n \in [1, 10]$, $\Delta_K = 1$, $W_t, W_l, W_n \in [0.01, 0.1]$, $\Delta_W = 0.01$, и $W_t^s, W_l^s, W_n^s \in [1, 5]$, $\Delta_s = 1$; для случайных факторов, $\lambda_t, \lambda_l, \lambda_n \in [0, 0.01]$, $\Delta_\lambda = 0.005$ и $B_0 \in [0.1, 0.3]$, $\Delta_B = 0.1$, $\sigma \in [0, 0.1]$, $\Delta_\sigma = 0.05$. Таким образом, формально мы имеем сетку размерности $10 \times 10 \times 5 \times 3 \times 3 \times 3 = 13\,500$. Это означает, что для точного решения задачи (7) на указанном множестве параметров следует перебрать $13\,500^{199}$ вариантов (199 — количество разломов), что, конечно, совершенно невозможно. На текущем этапе значительное уменьшение количества тестируемых вариантов в такой ситуации (назовем это сужением множества S_K) достигается, главным образом, вручную посредством

объединения разломов в группы с одинаковыми значениями параметров и использования соображений, приведенных выше.

Вычисления выполнялись в Институте математики и механики УрО РАН им. Н.Н. Красовского на гибридном вычислителе кластерного типа “Уран”, который имеет более 14 Тб оперативной памяти и пиковую производительность порядка 250 Тфлопс. Одновременно запускались 10 вариантов, 50 ядер на вариант для внутренней параллелизации модели. Высокая эффективность и хорошая масштабируемость задачи [Digas et al., 2010; Melnikova et al., 2017] позволили просчитывать вариант за приемлемое время: 100 “модельных” лет примерно за 80 минут (вместо 64 часов на одном ядре). Таким образом, 1000 вариантов можно просчитать за 135 часов.

В результате расчетов был выбран оптимальный вариант, решение задачи (7) на сужении множества S_K , его основные параметры: $K_t = K_l = K_n$ от 3 до 7, $W_t = W_l = W_n$ от 0.01 до 0.03, $W_t^s = W_l^s = W_n^s$ от 3 до 5, для различных групп разломов, $\lambda_t = \lambda_l = \lambda_n = 0.01$, $B_0 = 0.1$, $\sigma = 0$. В качестве примера приведем результаты моделирования пространственного распределения сильных событий (рис. 1, рис. 2; при их подготовке

использовалась программа Seismic Eruption). Отметим, что в синтетическом каталоге очевидным образом можно идентифицировать ряд черт, присущих реальной сейсмичности, а именно, два основных сейсмических пояса, Тихоокеанский и Средиземноморско-Трансазиатский, где происходит большая часть сильных событий; протяженную, но менее выраженную, сейсмичность срединно-океанических хребтов; увеличение сейсмической активности вблизи точек, где сходятся три и более плит. Как следствие, имеет место соответствие многих сейсмически активных и “спокойных” регионов реальным. Рассмотрено по 20 сильнейших по магнитуде событий реального (оказалось, что $M \geq 8.6$) и модельного ($8.7 \leq M \leq 8.9$) каталогов. Большинство таких событий в модели произошло примерно в тех же местах, что и реальные (например, чилийские землетрясения 1960 г. и 2010 г. и Суматра-Андаманское событие 2004 г. хорошо отражены в модельной сейсмичности). В то же время, даже с учетом отсутствия модельных событий внутри блоков (а это специфика всех блоковых моделей), различия также довольно значительны.

Поскольку на данном этапе развития модели существенная часть работ по сравнительному

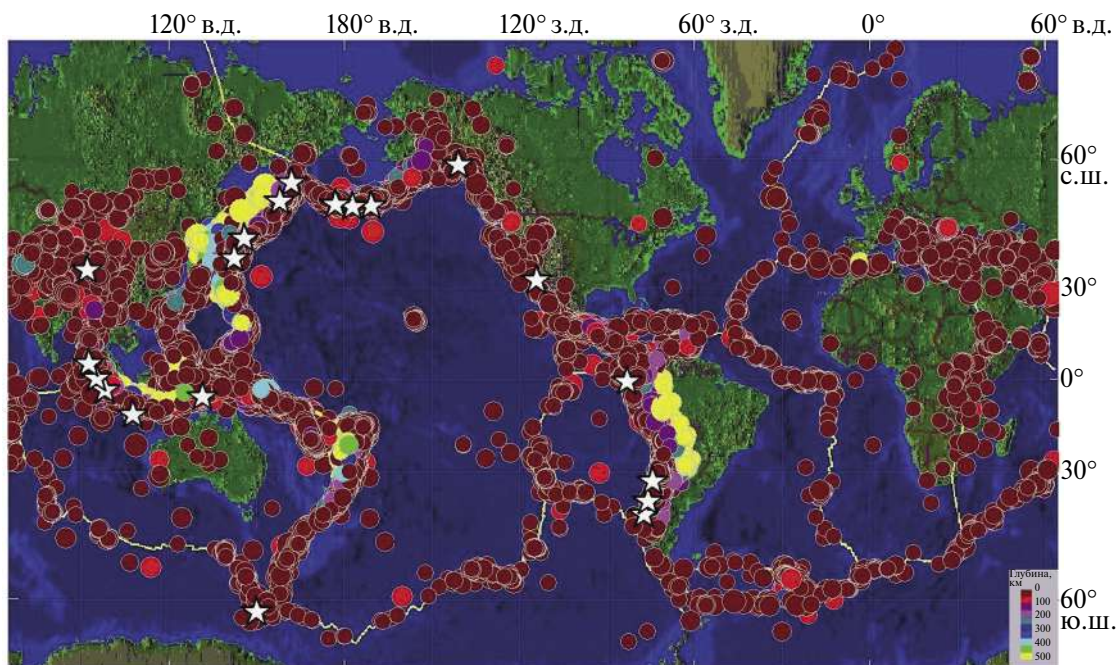


Рис. 1. Зарегистрированная сейсмичность (NEIC, 01.01.1900–31.12.2022 [NEIC...]): эпицентры сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$ показаны кругами, цвет которых зависит от глубины (шкала в правом нижнем углу), 20 сильнейших по магнитуде событий каталога отмечены звездочками.

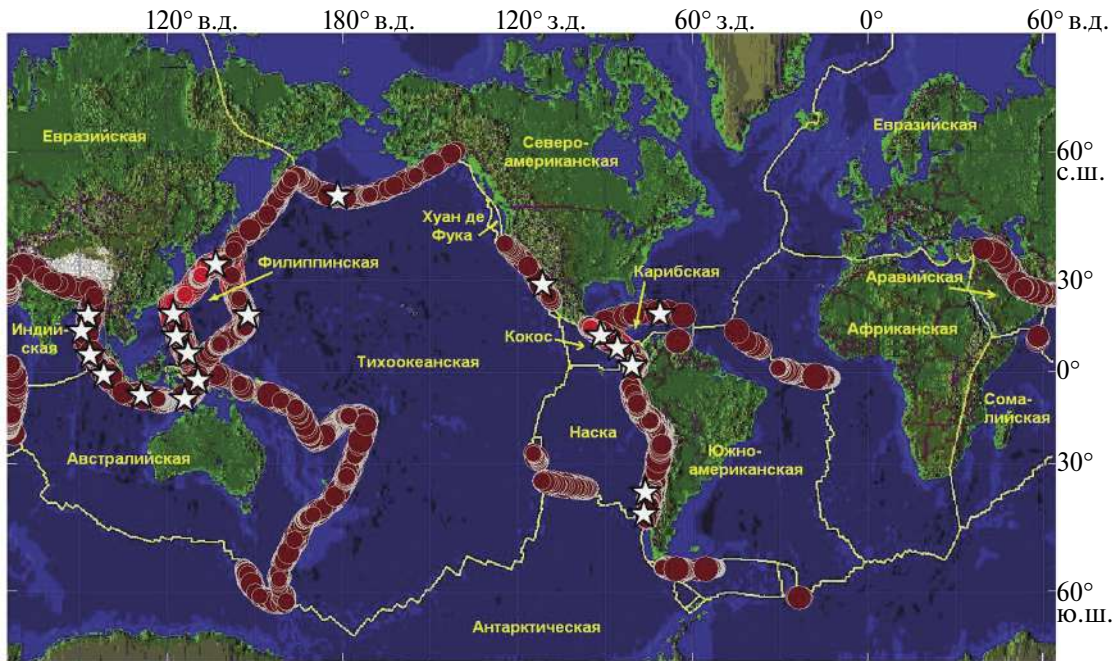


Рис. 2. Синтетическая сейсмичность (100 единиц модельного времени): эпицентры сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$ (см. (6)) показаны кругами, цвет которых зависит от глубины, 20 сильнейших по магнитуде событий каталога отмечены звездочками.

анализу данных выполняется вручную, то в ближайших планах — формализация процедуры уточнения множества S_K и полная автоматизация процесса получения и анализа данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новизна работы состоит в усовершенствовании процедуры калибровки сферической блоковой модели, функционирующей с участием эксперта, принимающего решения. Подводя промежуточные итоги проведенных экспериментов, заключаем, что применение описанного подхода к калибровке модели следует считать перспективным. Множество критериев качества аппроксимации (8)–(11) может быть дополнено более тонкими соотношениями как глобального, так и регионального характера. Полученная степень согласования результатов моделирования с реальными данными позволяет надеяться на возможность эффективного практического применения сферической модели, например, в экспертных системах мониторинга регионального и глобального сейсмического риска для выявления потенциально опасных регионов с целью их более тщательного анализа. Именно это направление развития модели представляется приоритетным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. Т. 1, 2. М.: Мир. 1983. 720 с.
- Мельникова Л.А., Розенберг В.Л. Сферическая блоковая модель динамики и сейсмичности литосферы: различные модификации и вычислительные эксперименты. Екатеринбург: Труды ИММ УрО РАН. 2007. Т. 13. № 3. С. 95–120.
- Мельникова Л.А., Розенберг В.Л. Стохастическая модификация сферической блоковой модели динамики и сейсмичности литосферы // Вычислительные методы и программирование. 2015. Т. 16. С. 112–122.
- Мельникова Л.А., Розенберг В.Л., Соболев П.О., Соловьев А.А. Численное моделирование динамики системы тектонических плит: сферическая модификация блоковой модели // Вычислительная сейсмология. 2000. Вып. 31. С. 138–153.
- Розенберг В.Л. Сферическая блоковая модель динамики и сейсмичности литосферы: современное состояние и перспективы развития. Материалы докладов III Всероссийской научной конференции с международным участием “Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений”, 25–26 октября 2023 г., Москва, Россия. С. 224–228.
- Соловьев А.А., Горшков А.И. Моделирование динамики блоковой структуры и сейсмичности Кавказа // Физика Земли. 2017. № 3. С. 1–11. DOI: 10.7868/S0002333717030127
- Соловьев А.А., Горшков А.И. Моделирование сейсмичности региона Алтай-Саяны-Прибайкалье // Докл.

- РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 204–209. DOI: 10.31857/S2686739721120136
- Digas B., Melnikova L., Rozenberg V.* Application of parallel technologies to modeling lithosphere dynamics and seismicity // Wyrzykowski R. et al. (eds.): PPAM 2009, Part II. Lecture Notes in Computer Science (LNCS). 2010. V. 6068. P. 340–349.
- Gabrielov A.M., Newman W.I.* Seismicity modeling and earthquake prediction: a review. Geophysical Monograph 83. IUGG, Washington. 1994. V. 18. P. 7–13.
- Global Hypocenters Data Base, NEIC/USGS, Denver, CO. URL: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>
- Gripp A.E., Gordon R.G.* Young tracks of hotspots and current plate velocities // Geophysical Journal International. 2002. V. 150. P. 321–361. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2002.01627.x
- Ismail-Zadeh A.T., Le Mouel J.-L., Soloviev A.A., Tapponnier P., Vorobieva I.A.* Numerical modeling of crustal block-and-fault dynamics, earthquakes and slip rates in the Tibet-Himalayan region // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 258. P. 465–485.
- Ismail-Zadeh A.T., Soloviev A.A.* Numerical modelling of lithospheric block-and-fault dynamics: what did we learn about large earthquake occurrences and their frequency? // Surveys in Geophysics. 2022. V. 43. P. 503–528. DOI: 10.1007/s10712-021-09686-w
- Ismail-Zadeh A., Soloviev A., Sokolov V., Vorobieva I., Muller B., Schilling F.* Quantitative modeling of the lithosphere dynamics, earthquakes and seismic hazard // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 624–647. DOI: 10.1016/j.tecto.2017.04.007
- Keilis-Borok V.I., Soloviev A.A. (Eds.)* Nonlinear dynamics of the lithosphere and earthquake prediction. – Berlin: Springer. 2003. – 337 P. DOI: 10.1007/978-3-662-05298
- Melnikova L., Mikhailov I., Rozenberg V.* Simulation of global seismicity: new computing experiments with the use of scientific visualization software / Sokolinsky L., Zymbler M. (eds.). Parallel Computational Technologies. PCT 2017. Communications in Computer and Information Science (CCIS). 2017. V. 753. P. 215–232. DOI: 10.1007/978-3-319-67035-5-16
- Oksendal B.* Stochastic differential equations: an introduction with application. New York: Springer. 2003. 360 p. DOI: 10.1007/978-3-662-03620-4
- Panza G.F., Soloviev A.A., Vorobieva I.A.* Numerical modeling of block-structure dynamics: application to the Vrancea region // Pure and Applied Geophysics. 1997. V. 149. P. 313–336.
- Peresan A., Vorobieva I.A., Soloviev A.A., Panza G.F.* Simulation of seismicity in the block-structure model of Italy and its surroundings // Pure and Applied Geophysics. 2007. V. 164. P. 2193–2234. DOI: 10.1007/s00024-007-0273-9
- Rozenberg V.* Block model of lithosphere dynamics: new calibration method and numerical experiments / Sokolinsky L., Zymbler M. (eds.). Parallel Computational Technologies. PCT 2020. Communications in Computer and Information Science (CCIS). 2020. V. 1263. P. 181–197. DOI: 10.1007/978-3-030-55326-5-13
- Rozenberg V.L., Sobolev P.O., Soloviev A.A., Melnikova L.A.* The spherical block model: dynamics of the global system of tectonic plates and seismicity // Pure and Applied Geophysics. 2005. V. 162. P. 145–164. DOI: 10.1007/s00024-004-2584-4
- Vorobieva I., Ismail-Zadeh A., Gorshkov A.* Nonlinear dynamics of crustal blocks and faults and earthquake occurrences in the Transcaucasian region // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2019. V. 297. DOI: 10.1016/j.pepi.2019.106320
- Vorobieva I., Mandal P., Gorshkov A.* Block-and-fault dynamics modeling of the Himalayan frontal arc: Implications for seismic cycle, slip deficit, and great earthquakes // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 148. P. 131–141. DOI: 10.1016/j.jseaes.2017.08.033
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.

A Spherical Block Model of Lithosphere Dynamics and Seismicity: Current State and Development Prospects

V. L. Rozenberg^{a,b,*}

^aKrasovskii Institute of Mathematics and Mechanics, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, 620990 Russia

^bUral Federal University, Yekaterinburg, 620075 Russia

*e-mail: rozen@imm.uran.ru

Received February 19, 2024

revised March 11, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – A description of the evolution of a spherical block model of the dynamics and seismicity of the lithosphere is given. The main focus is on the current version and the introduction of a constructive automatic calibration (parameter selection) procedure to obtain the best approximation of key properties of regional and/or global seismicity. The paper presents some results of computational experiments.

Keywords: spherical block model of the dynamics and seismicity of the lithosphere, seismicity characteristics, model calibration

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ДЛЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПРИ ОЦЕНКАХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

© 2024 г. В. В. Ружич*, Е. А. Левина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

**E-mail: ruzhich@crust.irk.ru*

Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

После доработки 19.04.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В статье представлены обобщающие результаты средне- и долгосрочного прогноза землетрясений с $K \geq 13$ ($M \geq 5.0$) в Байкальской рифтовой зоне. Они были получены за последние годы при совместном использовании геоинформационной системы “Prediction” и разработанной двухстадийной феноменологической модели для периодов предшоковой подготовки землетрясений. Данная модель создана на основе анализа сейсмологических сведений о подготовке произошедших наиболее опасных местных землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Она согласовывается с результатами, полученными при изучении сейсмических режимов подготовки ледовых ударов на ледяном покрове озера Байкала и при проведении натуральных экспериментов на участках разломов с целью выяснения физико-механических условий возникновения источников генерации волновых колебаний сейсмического диапазона.

В работе приведен пример практического использования полученных результатов прогноза землетрясений, а также способы уточнения оценок сейсмической опасности по отношению к инфраструктуре в г. Ангарске, удаленном на 100 км от сейсмоопасного Главного Саянского разлома, в зоне которого при анализе сейсмического режима выявлен “запертый” сегмент с сейсмической брешью. В соответствии с ее линейными размерами при протяженности 60 км по двум взятым уравнениям соотношений L/M были рассчитаны оценки энергетического потенциала, максимальные значения которых соответствуют значениям $M_{\max} = 7.1$ и 7.8 . Показано, что использование полученных результатов прогноза землетрясений способствует уточнению уровня сейсмической опасности на ближайшие временные интервалы ожидания землетрясений с разными значениями M_{\max} . Рассмотрен пример оценки современной сейсмической опасности с использованием среднесрочного прогноза для инфраструктуры г. Ангарска при возможных сейсмических сотрясениях со стороны юго-восточного участка зоны Главного Саянского разлома на ближайшие 10 и 50 лет. При сравнении с картой ОСР-16 показано, что проведенные расчеты указывают на относительно более низкий уровень сейсмической опасности для г. Ангарска на период ожидания 10 и 50 лет.

Ключевые слова: формализация предвестников, средне-долгосрочный прогноз, физическое моделирование, сейсмическая брешья, двухстадийная модель, оценки вероятностей, сейсмическая опасность.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050138>, **EDN:** EJGTLY

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время достаточно распространено мнение некоторых ученых и представителей властных структур о непредсказуемости землетрясений согласно работе [Geller et al., 1997]. Такое мнение дорого обходится человечеству, поскольку препятствует поискам более результативных способов решения проблемы обеспечения сейсмической безопасности. Среди

всех природных катастроф землетрясения стоят на третьем месте по количеству смертных случаев: 17% от общего числа погибших. В России, на 25% ее площади, где расположены около 3000 городов и поселков, более ста крупных гидро- и теплоэлектростанций, пять АЭС, возможны сейсмические сотрясения с интенсивностью 8–10 баллов. Все произошедшие разрушительные сейсмические события оказались неожиданными или “предсказанными” весьма

неоднозначно, что проявилось при недавних двух землетрясениях в Турции [Завьялов, 2006; Ружич, Левина, 2022].

В последние два десятилетия в мировом обществе формируется осознание того, что при поисках прорывных решений кроме сведений о сейсмическом режиме целесообразно использовать результаты более углубленного изучения геологических механизмов многоэтапной и финальной подготовки очагов опасных землетрясений [Кочарян, 2016; Ружич и др., 2018a]. Несмотря на огромные объемы сейсмологических данных, имеющих в США, Японии, Китае и других технологически развитых странах, еще недостаточно сведений о глубинных механизмах возникновения кратковременной финальной стадии сейсмического события, которые нужны для построения современных моделей очагов землетрясений, адекватных реальным геологическим условиям. Следовательно, необходимо привлечение новых данных из смежных разделов наук о Земле, касающихся проявления деструктивных процессов в земной коре и других геосферах нашей планеты, в частности, таких наук как трибология, геофизика, тектонофизика, физическая мезомеханика, космогеодезия и многих других. Это способствует выявлению новых возможностей многостороннего геолого-геофизического изучения физико-механических процессов в глубинных сегментах разломов. В них при новом подходе становятся доступными для визуального обследования глубинные геоструктурные элементы очагов древних землетрясений, эксгумированные на земную поверхность в местах многокилометрового денудационного среза верхних слоев земной коры [Ружич и др., 2018a; 2018б]. Авторами данного сообщения в течение трех десятилетий используется междисциплинарный подход для разработки и улучшения среднесрочного и долгосрочного видов прогноза грядущих разрушительных землетрясений в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), что необходимо для оценок сейсмической опасности [Ружич, 1997; Ружич, Левина, 2022].

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ СРЕДНЕСРОЧНОГО ПРОГНОЗА

Первоначально следует обратиться к рассмотрению нескольких предпосылок, которые были использованы для обоснования оценок сейсмической опасности. На рассматриваемой территории авторами осуществлялся сейсмопрогностический мониторинг с применением

разработанной геоинформационной системы (ГИС) “Prediction” [Ружич, Левина, 2022]. Отметим, что акцент был сделан на улучшение возможностей среднесрочного прогноза в интервале 1–11 лет, который выбран с учетом выявленной ранее статистически значимой корреляции солнечной активности и сейсмического режима в регионе [Ружич, 1997; Левина, Ружич, 2015]. Предложенный подход основывается на анализе сейсмологических сведений, поступающих от Байкальского филиала Единой геофизической службы РАН (г. Иркутск), а также на данных Нового каталога исторических землетрясений для Прибайкалья за период 298 лет [Кондорская, Шебалин, 1977]. С целью более объективного подхода к выяснению физических механизмов возникновения источников генерации сейсмоакустической эмиссии, проводилось исследование их возникновения при явлениях динамического разрушения ледяного покрова оз. Байкал, а также при проведении геофизических натуральных экспериментов в участках разломов [Добрецов и др., 2007; Псахье и др., 2008; Ruzhich et al., 2009]. Наряду с этими работами в Прибайкалье и Монголии проводились комплексные междисциплинарные исследования, касающиеся выяснения геомеханических условий возникновения современных и доисторических сейсмодислокаций. В этих регионах осуществлялось геолого-структурное и петрофизическое изучение строения глубинных фрагментов очагов палеоземлетрясений, которые были эксгумированы на земную поверхность в результате многомиллионнолетнего эрозионного среза земной коры. Накопленный многолетний опыт такого рода исследований способствовал совершенствованию средне- и долгосрочного видов прогноза землетрясений применительно к сейсмогеодинамическим условиям БРЗ.

При разработке методологии прогноза землетрясений в БРЗ нами оценивались три взаимосвязанных базовых параметра: место – M , время – T и энергия – E . Применен многоуровневый подход, при котором вся система рифтовых впадин изначально рассматривалась как длительно развивающаяся дизъюнктивная мегаструктура в земной коре Центрально-Азиатской части Евразии [Ружич, 1997]. Далее отдельно изучался сейсмический режим на флангах и в центральной части БРЗ. На следующем этапе с большей детальностью подвергались анализу сейсмические поля в пределах сейсмических пятен, где выявлялись разномасштабные сейсмические бреши, приуроченные к сегментам

магистральных разломов и разломных узлов. Для получения оценок потенциальной энергии готовящихся очагов анализировались графики количества землетрясений и вариации их энергетического уровня в разных участках БРЗ в выбранные временные интервалы. При анализе сейсмического режима было установлено, что перед моментом возникновения землетрясения отчетливо фиксировались две предшествующие стадии: умеренной по энергетическому уровню предшоковой сейсмической активизации и относительного сейсмического затишья [Ruzhych, Levina, 2022].

Для выяснения условий возникновения источников излучения волновых колебаний сейсмоакустического диапазона в п. Лиственничное на юго-западной оконечности оз. Байкал, проводились целенаправленные натурные эксперименты в сегменте зоны Ангарского разлома с использованием бетонной армированной плиты весом 0.6 т, скользящей по шероховатой наклонной плоскости разлома. Скользящая плита использовалась как моделирующий аллохтонный элемент зоны Ангарского разлома взбросо-сдвигового типа. В моменты контактного деструктивного взаимодействия плиты с неровностями фиксировались физико-механические условия возникновения источников сейсмического излучения в виде пакетов сейсмоакустического диапазона с двумя фазами: предшоковой активизации и последующего замедления и остановки. Во второй фазе фиксируемого относительного затишья в режиме генерации сейсмических колебаний фиксировался рост напряжений на фоне накопления повреждений при столкновении с неровностями. Далее в моменты разрушения препятствия происходили срывы с возникновением высокоскоростного косейсмического проскальзывания и шокового события. При анализе наблюдений и полученных записей деформографов и сейсмических станций был выяснен механизм возникновения крупного по амплитуде сейсмического импульса (шока). Он связан с проявлением фрикционного механизма, то есть трения, возникающего при прерывистом скольжении плиты на фоне ее контактного взаимодействия с разномасштабными прочностными барьерами или неровностями в плоскости разлома (*asperities*) [Ружич и др., 2014; Ostapchuk et al., 2019; Ружич, Савельева, 2023]. Полученные сведения послужили основанием для разработки двухстадийной феноменологической модели подготовки землетрясений, которая была зафиксирована при

анализе подготовительного сейсмического режима опасных землетрясений в БРЗ.

Авторы использовали двухстадийную модель для формализации определения параметров готовящегося землетрясения с использованием метода распознавания образов. В качестве основных прогнозных признаков рассматривалось наличие: сейсмической брешы в структуре сейсмических пятен (1); предшоковой сейсмической активизации и сейсмического затишья (2); сейсмоактивного разлома или разломного узла (3). Каталог землетрясений фактически является представленной в табличной форме функцией вида $E = f(\varphi, \lambda, t)$, где E – энергия события; φ, λ – его географические координаты; t – время, когда событие произошло. Для обнаружения сейсмических брешей (признак 1) строится распределение сейсмической энергии, подсчитанное за определенный промежуток времени с помощью пространственного окна. То есть рассматриваемая функция приобретает вид $E = f(\varphi, \lambda)$ и задача сводится к поиску локальных минимумов в полученной матрице. В нашем подходе выявленные минимумы сейсмической активизации рассматриваются как потенциально опасные брешы, если в соответствующем окне есть фрагмент сейсмоактивного разлома (признак 3). Для этого необходим перечень разломов с указанием их координат и степени сейсмической активности [Ружич, Левина, 2022]. После проведенного анализа всей совокупности упомянутых данных было сформулировано положение о том, что по максимальной энергии землетрясений в предшоковой стадии и длительности последующего сейсмического затишья можно судить об энергии ожидаемого землетрясения и времени его реализации. С этой целью для определенной территории строилось распределение выделившейся сейсмической энергии, подсчитанное с помощью временного окна. В этом случае рассматриваемая функция сводилась к виду $E = f(t)$ и поиск предшоковой активизации заключается в нахождении локального максимума временного ряда. Ниже в качестве примера рассмотрено сильное Хубсугульское землетрясение 11.01.2021 г. ($K = 15.7$).

Подсчет распределения выделившейся сейсмической энергии сделан за интервал времени 2010–2020 гг. с помощью пространственного окна с размерами сторон 0.5° (рис. 1). Видно, что землетрясение произошло в районе сейсмической брешы, расположенной на месте пересечения субмеридионального активного Хубсугульского разлома (рифтогенного сброса) и локального разлома северо-западного

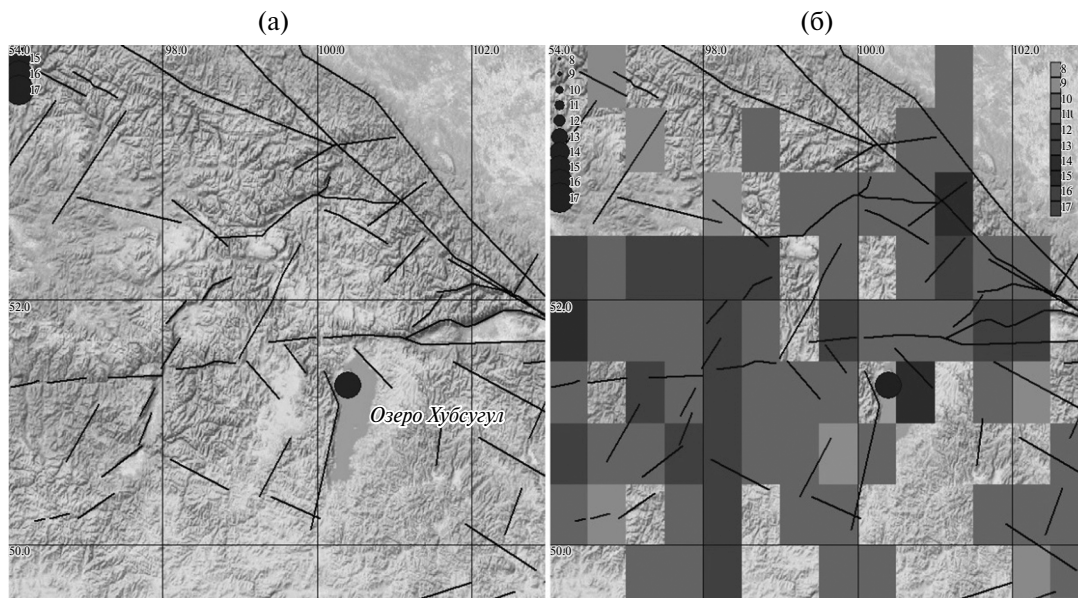


Рис. 1. (а) – Карта юго-западного фланга БРЗ (район озера Хубсугул). Черными линиями показаны разломы, кружком – эпицентр Хубсугульского землетрясения 11.01.2021 г. ($K = 15.7$); (б) – карта распределения выделившейся сейсмической энергии в том же районе БРЗ за интервал времени 2010–2020 гг., подсчитанного с помощью квадратного окна со стороной 0.5° .

направления (взбросо-сдвига). Брешь сформировалась как минимум за 11 лет до момента Хубсугульского землетрясения. Установлено, что стадия предшоковой активности с $K_{\max} = 13.9$ проявлялась за 7 лет до основного события, а разность энергии произошедшего землетрясения K_3 и энергии максимального землетрясения предшоковой стадии $K_{\text{пр}}$ составляет $K_3 - K_{\text{пр}} = 1.8$ (рис. 2). Подобные расчеты, сделанные для всех 16 событий с $K \geq 15$, произошедших в БРЗ с 1963 по 2022 гг., показали, что совокупность следующих признаков: наличие протяженного активного разлома, длительно существующей бреши, предшоковой активизации и длительного затишья, может служить весомым основанием для формализованного способа выделения мест ожидаемых землетрясений, а также для оценок энергии и времени возникновения сейсмического события. При этом средняя разность $K_3 - K_{\text{пр}} = 2.3$ (0.7), а средняя длительность затишья $T_{\text{зтиш}} = 5.7$ (3.4) лет, где в скобках указаны средние квадратичные отклонения. Видно, что разброс длительности затишья достаточно большой, поэтому для уточнения параметра “ T ” необходимо привлечь дополнительную информацию.

В предшествующих статьях по теме прогноза нами неоднократно были представлены результаты среднесрочного прогноза в БРЗ [Ружич, Левина, 2022]. Анализ прогноза, выполненного в конце 2019 г. показал, что за следующие

три года (2020–2023 гг.) произошло 33 сейсмических события с $K \geq 13$. Из них в районы ожидания попали 76% эпицентров таких землетрясений. Оценки двух других параметров – E и особенно T – оказались менее надежными.

Следует отметить, что на прогнозных картах для БРЗ, представляемых в МЧС Иркутской области, как правило, указываются 7–8 районов, где ожидается возможное возникновение опасных и разрушительных землетрясений с интенсивностью 7–10 баллов ($K \geq 13$, $M \geq 5.0$). Это не предполагает, что в каждом выделенном районе в течение 1–2 лет обязательно возникнет ожидаемое землетрясение. Практика показывает, что в ряде случаев в прогнозируемых местах землетрясения происходят с задержкой в несколько лет в последующие временные интервалы. Традиционно задержка расценивается как ошибка в прогнозе из-за параметра T , он остается наиболее трудным при прогнозе в сравнении с двумя другими параметрами, которые в значительной степени основываются на геологических сведениях.

О СПОСОБАХ УТОЧНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

В 2014–2015 гг. в России был создан комплект актуализированных карт общего сейсмического районирования ОСР-2016, рассматриваемый

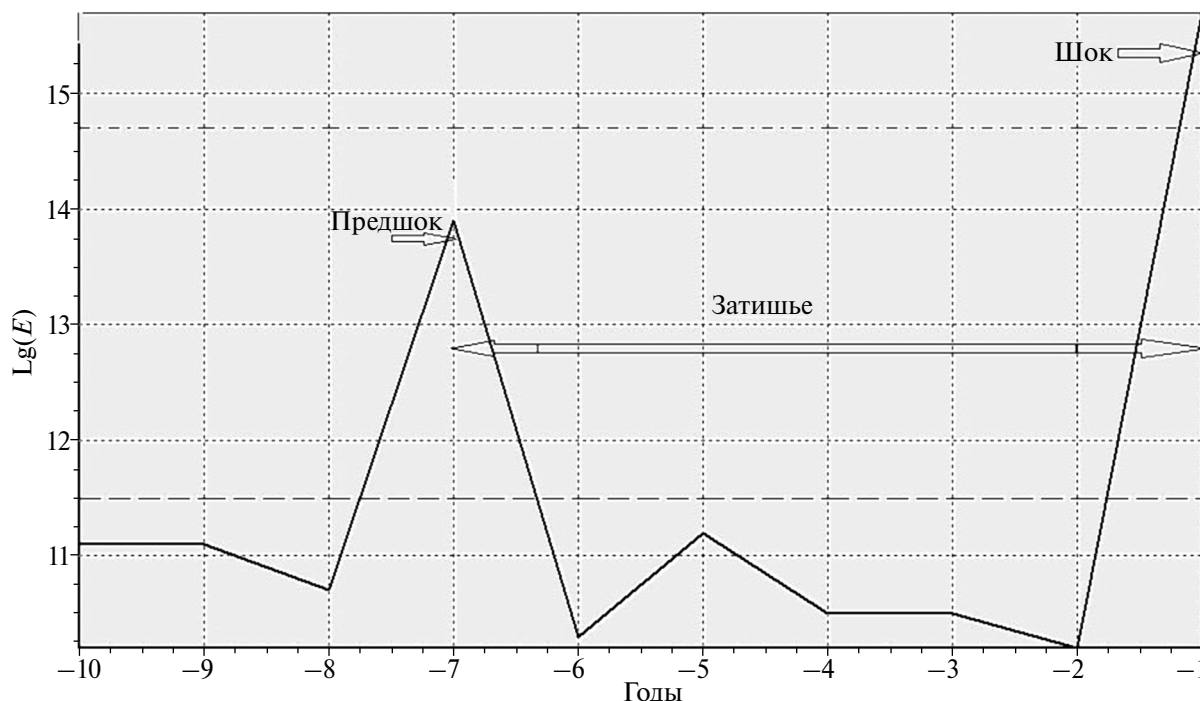


Рис. 2. График распределения выделившейся сейсмической энергии в квадратной ячейке с центром в эпицентре Хубсугульского землетрясения и со стороной 2° за 2010–2020 гг. с временным шагом 1 год.

в настоящее время в качестве нормативного документа для осуществления сейсмостойкого строительства взамен действующих с 1997 г. карт ОСР-97. Однако можно констатировать, что при современных оценках сейсмической опасности возникает необходимость совершенствования данного подхода из-за возрастающих противоречий в сопоставлении с поступающими новыми сведениями [Shebalin et al., 2023; Фролова и др., 2023].

Термин “сейсмическая опасность” по смыслу рассматривается как угроза сейсмических воздействий на население и коммуникации при проявлениях сильных землетрясений. Во многих случаях оценка сейсмической опасности до настоящего времени основывается на выявлении следов землетрясений в виде палеосейсмодислокаций, возникших в далеком прошлом и частично сохранившихся в рельефе в виде полузасыпанных разрывных нарушений с протяженностью в десятки – сотни километров. Например, для выявленных Саянских и Тункинских сейсмодислокаций, с протяженностью во многие десятки километров, их примерные абсолютные возраста исчисляются сотнями и первыми тысячами лет [Чипизубов, 1998; Ritz et al., 2018]. Однако стоит сразу отметить, что в течение сотен и тысяч лет имеет место плохая сохранность морфологических признаков

подобных структур в осадочных толщах, что весьма существенным образом влияет на обоснованность энергетических оценок и возраста. Подобные обстоятельства обуславливают субъективность оценок энергии палеоземлетрясений по многокилометровой протяженности и амплитудам смещений. Эта субъективность возникает при оценках линейных размеров плохо сохранившихся многокилометровых палеосейсмодислокаций, а также при установлении амплитуд именно одноактных землетрясений, а не суммированных с амплитудами событий другого возраста в одном и том же месте наблюдений. Поэтому даже в однозначно идентифицированных разрывных нарушениях, отнесенных к разряду палеосейсмогенных косейсмических разрывов, неточность энергетических оценок с применением палеосейсмологического метода может достигать значений 0.5–0.75 и зачастую в сторону завышения. При этом следует учитывать и значительный разброс датировок абсолютных возрастов палеоземлетрясений. Поэтому следует признать, что широко использованный в ОСР палеосейсмологический метод, который ранее правомерно считался достаточно надежным, для современных требований имеет объективные ограничения по точности. Также следует учесть, что фиксируемые знаменательные сейсмические события тысячелетней

давности могли происходить в условиях нестабильного весьма отличающегося от современного сейсмического режима. Поэтому в настоящее время в практике зарубежных палеосейсмогеологических исследований широко используется новый подход к более обоснованным оценкам абсолютных возрастов и энергии M_{\max} , а, следовательно, и оценок сейсмической опасности. Явления сеймотектонической сегментации в разломах проявляются в режиме прерывистого скольжения *stick-slip*, которое сопровождается возникновением очагов генерации сейсмической активности [Попов, 2013; Мирзоев и др., 2009; Кочарян, 2016]. В итоге при инструментальной регистрации современного сейсмического режима подготовки опасных землетрясений в зонах разломов обнаруживаются как сейсмоактивные сегменты, так и сегменты относительно сейсмически пассивные (“запертые”), или сейсмические брешы. Нами для оценок сейсмической опасности использовались данные среднесрочного прогноза, указывающие на наличие в зоне Главного Саянского разлома (ГСР) сейсмической брешы в пределах сегмента с низкой сейсмической активностью. Эта брешь, названная Еловской (по названию п. Еловка), обозначилась после Быстринского землетрясения 21.09.2021 г. ($K = 14.5$, $M = 5.5$). Его механизм очага имел отчетливо выраженный левосторонний взбросо-сдвиговый тип, характерный для ГСР [Семинский и др., 2021]. Эпицентр землетрясения располагался на минимальном удалении от г. Ангарска, около 90 км. Главная геолого-структурная особенность современной сеймотектонической обстановки по отношению к г. Ангарску обусловлена существованием сейсмоопасной зоны Главного Саянского разлома взбросо-сдвигового типа, расположенной в зоне Восточно-Саянской ветви краевого шва Сибирского кратона.

С учетом современных представлений в геомеханике, сейсмические брешы рассматриваются как “запертые” высоконапряженные участки разломов, которые появляются в местах между очагами ранее произошедших сильных землетрясений и являются потенциально сейсмоопасными в связи с неизбежной последующей активизацией. В этой связи есть возможность оценивать их энергетический потенциал по соотношению параметров L/M , где L – линейная протяженность “запертых” сегментов в пределах сейсмической брешы, M – магнитуда ожидаемого события [Leonard, 2010]. Далее рассматривается подход с целью уточнения оценок сейсмической опасности для г. Ангарска, принятых ранее в рамках ОСР-2016.

Зона Главного Саянского разлома расположена на удалении 100–120 км от г. Ангарска (рис. 3). Сейсмическая брешь имеет линейную протяженность около 60 км.

Сейсмический потенциал может быть оценен на основании используемых в мировом сообществе представлений о сеймотектонической сегментации разломов на активные и пассивные участки в современном сейсмическом режиме.

Чтобы с наибольшей достоверностью оценить уровень сейсмической угрозы для г. Ангарска, авторами предпринят мультидисциплинарный подход, основанный на оценках соотношения параметров линейной протяженности брешы и энергетического потенциала, описанный в работах [Leonard, 2010; Wells et al., 1994; Wesnousky, 2008; Iezzi et al., 2019]. Для оценок M_{\max} были использованы два варианта формул. Формула (1) – известное соотношение из работы [Ризниченко, 1976]:

$$\lg(L) = -2.266 + 0.244K, \quad (1)$$

где K – энергетический класс. Магнитуда M вычислена по формуле $K = 8 + 1.1M$, используемой БФ ФИЦ ЕГС РАН. Получено значение $M_{\max} = 7.8$. Использовалось также значение $M_{\max} = 7.1$, полученное согласно формуле, взятой из более современной работы [Leonard et al., 2010], которая основывается на большем количестве данных по всему миру:

$$M = 4.40 + 1.52 \lg(L). \quad (2)$$

На основе использования отмеченных выше формул соотношения L/M выяснено, что при максимальной протяженности с $L = 60$ км предполагаемого косейсмического разрыва, возникшего в виде одноактного сильного землетрясения, его энергетический потенциал может иметь два значения M_{\max} : 7.8 (вариант 1) и 7.1 (вариант 2). Однако не исключается и более благоприятный результат, при котором накопленная в породном массиве в районе брешы упругая энергия может высвободиться через разлом в виде генерации серии менее сильных и менее опасных землетрясений. В дальнейшем есть возможность уточнять сейсмическую угрозу посредством проведения детальных сейсмологических и деформометрических инструментальных наблюдений, что позволит контролировать режим накопления критических деформаций в рассматриваемом сегменте разлома. Поэтому мы ориентируемся на максимальные по протяженности косейсмические разрывы и, соответственно, на более опасные случаи с максимальными значениями сейсмической угрозы сильных землетрясений.

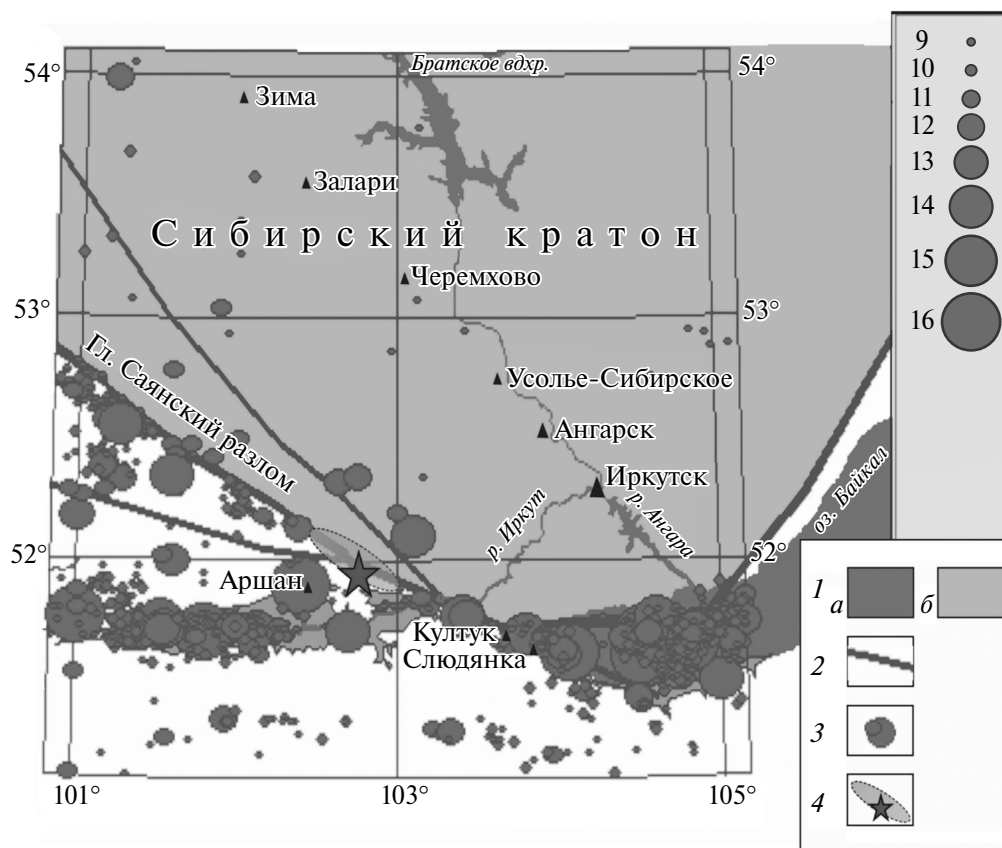


Рис. 3. Схематическая карта с указанием расположения г. Ангарска по отношению к сейсмоопасным геологоструктурным объектам. 1: а – акватория Байкала, б – Сибирский кратон; 2 – сейсмоактивные разломы; 3 – эпицентры землетрясений, произошедших за исторический и современный периоды; на шкале справа указаны обозначения их энергий в энергетических классах; 4 – предполагаемое расположение эпицентра возможного сценарного землетрясения, приуроченного к Еловскому сегменту Главного Саянского сейсмоопасного разлома и прогнозируемый район расположения сейсмической брешки.

В итоге, при предполагаемой реализации сценария прогнозируемого землетрясения в районе Еловской брешки с учетом значения $M_{\max} = 7.8$ на территории г. Ангарска интенсивность сейсмических сотрясений может достигать уровня 8 баллов по шкале MSK-64. В случае более вероятного землетрясения с $M_{\max} = 7.1$, в пределах территории г. Ангарска будут возможны сейсмические сотрясения с интенсивностью 7 баллов. Приведенные оценки сейсмических сотрясений рассчитаны для средних грунтовых условий [Фролова и др., 2022].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРОЯТНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

При прогнозных оценках показателей сейсмической опасности и сейсмического риска важное значение приобретает оценка параметра “ T ”, характеризующего длительность

ожидания момента возникновения готовящегося сильного землетрясения, находящегося в предшоковой стадии его подготовки. В районах обнаружения сейсмических брешей, выявленных при средне-долгосрочном прогнозе, для оценок упомянутого параметра необходимо длительное проведение геофизических, деформометрических и детальных сейсмологических наблюдений, что является трудно осуществимым. Нами рассмотрена возможность использовать оценки вероятностей возникновения землетрясений разного энергетического уровня исходя из длительностей периодов их повторяемости. Такой подход осуществлялся с применением распределения Пуассона, которое является моделью для описания редких явлений, в частности, для оценки вероятности появления некоторого количества сильных и очень сильных землетрясений в определенном районе в заданный

промежуток времени при известной повторяемости таких событий. Для вычисления подобной вероятности была использована формула [Epstein, Lomnitz, 1966]:

$$p(n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda}, \quad (3)$$

где $p(n)$ – вероятность того, что n сильных землетрясений произойдут в заданный промежуток времени; λ – среднее количество сильных землетрясений в единицу времени, т.е. параметр повторяемости землетрясений. Рассматривался район, ограниченный координатами: 51° – 53° N северной широты и 100° – 108° E восточной долготы. Результаты показаны в табл. 1, где представлены вероятности возникновения землетрясения с энергией $K = 15, 16$ и 17 за разные временные интервалы.

В первом столбце табл. 1 указаны энергетические классы событий, вероятность возникновения которых в выбранном районе требуется оценить. Во втором столбце – количество землетрясений соответствующего класса из исторического каталога землетрясений, начинающегося с 1725 г. Эта величина использовалась для вычисления периода повторяемости. В 3, 4 и 5 столбцах приведены значения вероятностей P возникновения хотя бы одного сейсмического события заданного класса в следующие 10, 50 и 98 лет соответственно. Значение P вычислялось по формуле:

$$P = p(1) + p(2) + \dots = 1 - p(0). \quad (4)$$

При таком подсчете для оценок повторяемости землетрясений с различной энергией необходимо, чтобы рассматриваемый период времени был не менее чем в три раза длиннее того, на который делается прогноз. Так как для БРЗ есть исторический каталог за 298 лет, прогноз может быть сделан только на 98 лет. Отсюда по данным в табл. 1, вероятность возникновения хотя бы одного землетрясения с $M \geq 8.0$

($K = 17$) в ближайшие 10 и 50 лет сравнительно невелика: $P = 0.03$ и 0.16 соответственно. Однако угроза от землетрясений с $K = 15$ и $K = 16$ заметно увеличивается до значений P от 0.36 до 0.89 для событий с $K = 16$, а также от 0.26 до 0.78 для $K = 15$. Этот вывод требует пояснения, поскольку значения вероятностей для землетрясений с $K = 15$ получились меньшими, чем для событий с $K = 16$, т.к. в рассматриваемый период (1725–2021 гг.) первых зафиксировано меньше: 9 с $K = 15$ против 12 с $K = 16$. Частично это может объясняться неполнотой каталога за XIX и тем более за XVIII век, особенно для северо-восточного фланга БРЗ с очень редким населением. Еще одна причина такой ситуации заключается в том, что непрерывная энергетическая шкала представляется в дискретном виде: в категорию $K = 15$ включаются землетрясения с энергией от 14.5 до 15.4, в категорию $K = 16$ – с энергией от 15.5 до 16.4 и т.д. Таким образом, разница K в 0.01 может привести к попаданию конкретного события в разные категории (событие с $K = 15.44$ попадает в категорию $K = 15$, а событие с $K = 15.45$ – в категорию $K = 16$).

Таким образом, в случае принятия во внимание значений $M_{\max} = 7.1$, в пределах территории г. Ангарска в ближайшие 50 лет с большей вероятностью можно ожидать сейсмические проявления с интенсивностью 7 баллов, а не 9- или 10-балльные, какие предполагаются по карте ОСР-2016. Приведенные для Ангарска наиболее вероятные оценки сейсмических сотрясений рассчитывались для средних грунтовых условий. Однако на обводненных и потому ослабленных грунтах нельзя исключать и 8-балльные сотрясения [Фролова и др., 2022].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существующие в нашей стране проблемы с улучшением результатов прогноза землетрясений в БРЗ во многом обусловлены недостаточностью поступления сейсмологической

Таблица 1

Класс	Количество событий за 298 лет (1725–2021 гг.)	Вероятность (P) хотя бы одного события за 10 лет	Вероятность (P) хотя бы одного события за 50 лет	Вероятность (P) хотя бы одного события за 98 лет
15	9	0.26	0.78	0.95
16	12	0.36	0.89	0.98
17	1	0.03	0.16	0.28

детальной информации. Подобные трудности возникают из-за отсутствия более плотной сети технически оснащенных сейсмических станций, а также надлежащих условий для быстрой ее передачи и обработки. Однако это не единственная трудность. Затруднения вызывает также отсутствие новых комплексных моделей очагов землетрясений, в которых не учитываются поступающие в последние десятилетия сведения о тектонофизических условиях в глубинных сегментах разломов, рассмотренных, в частности, в работах [Ружич и др., 2018б; Кочарян, 2021; Кочарян, Кишкина, 2020; Попов, 2013; Plata-Martinez et al., 2021]. Также следует признать, что любой вид прогноза землетрясений, так же как и прогноз погоды, всегда будет вероятностным из-за невозможности осуществлять технический детальный контроль деструктивных процессов в глубинных сегментах разломов. Среднесрочный и долгосрочный виды прогноза ориентированы на выявление районов очагов опасных землетрясений, готовящихся в ближайшие годы/десятилетия. Далее в этих районах необходимо проводить детальное изучение и уточнение оценок базовых параметров, что ранее планировалось в рамках детального сейсмического районирования, но практически не используется из-за высокой стоимости. В ближайшей перспективе улучшенный среднесрочный вероятностный прогноз землетрясений за периоды 1–11 лет может стать более значимым, поскольку появляются дополнительные возможности уточнять исходную сейсмическую опасность и оценивать сейсмический риск для мегаполисов и объектов уязвимой промышленной инфраструктуры. При согласованном взаимодействии и сотрудничестве ученых с представителями местных органов МЧС и властных структур необходимо находить приемлемый компромисс для принятия решений по заблаговременному выбору превентивных способов смягчения ожидаемых разрушительных последствий опасных землетрясений. Примеры применения такого подхода рассматриваются, например, в работах [Davis et al., 2010; Фролова и др., 2022; 2023].

В работах [Shebalin et al., 2023; Фролова и др., 2023], а также в нашем сообщении приведены примеры обнаружения завышенных оценок сейсмической опасности на картах ОСР-2016, в том числе для Прибайкалья. Очевидно, что подобные просчеты неизбежно ведут к увеличению ошибок “ложная тревога” и способствуют завышению оценок сейсмического риска и несоизмеримым затратам ресурсов для повышения

сейсмостойкости планируемых инфраструктурных объектов не только в г. Ангарске, но также и для всей Иркутской агломерации [Бержинская, Ружич и др., 2023]. Дальнейшая разработка более эффективных способов противостояния сейсмическим угрозам при решении задач обеспечения сейсмической безопасности может быть достигнута с получением новых сведений о механизмах современных глубинных геологических процессов в районах локализации очагов землетрясений, организации комплексного мониторинга вариаций сейсмического режима на разных глубинных уровнях. Без этого сложно ожидать прорывных решений во всех видах прогноза опасных будущих землетрясений и оценок сейсмической опасности.

Средне- и долгосрочный прогноз землетрясений является необходимым, но лишь промежуточным звеном в стратегии обеспечения сейсмической безопасности. Успешный прогноз, по большому счету не избавляет от разрушений и гибели местного населения. Однако он во многом может способствовать созданию новых подходов к проведению эффективных превентивных мероприятий по снижению потерь в разных областях жизнеобеспечения и градостроительства. В отдаленной перспективе роль среднесрочного и долгосрочного видов прогноза землетрясений будет еще более востребованной. В последние три десятилетия разрабатываются способы для высокоэффективного снижения сейсмической опасности и сейсмического риска со стороны ожидаемых разрушительных землетрясений. В опубликованных работах в нашей стране и за рубежом показана возможность безопасного замедленного высвобождения мелкими порциями огромных объемов накопленной избыточной упругой энергии недр в режиме вязкой ползучести, инициируемой в сейсмоопасных сегментах разломов путем строго контролируемых медленных закачек растворов через глубокие скважины в сочетании с вибрационными техногенными воздействиями. Эффективность предлагаемых способов подтверждается не только научными расчетами, но также результатами среднемасштабных натуральных испытаний на разломах и патентами Российской Федерации [Патент..., 2004; Psakhie et al., 2005; Мирзоев и др., 2009; Ружич и др., 2020; и др.]. Однако для дальнейшего совершенствования и применения подобной технологии требуется проведение дорогостоящих крупномасштабных испытаний на реальных разломах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами обсуждается способ среднесрочного прогноза землетрясений применительно к сейсмогеологическим условиям в БРЗ для выявления районов подготовки опасных землетрясений в местах расположения сейсмических брешей. На их дистальных окраинах в последние десятилетия возникают и увеличиваются плотности эпицентров слабых землетрясений. Показано, что сочетание признаков: сейсмической брешы, активного разлома или разломного узла и предшоковой активизации, является статистически значимым критерием, свидетельствующим о происходящей подготовке опасных землетрясений. Дальнейшее улучшение формализованного выделения трех рассмотренных признаков будет способствовать улучшению результатов среднесрочного и долгосрочного видов прогноза землетрясений. По мнению авторов работы, в виду труднопреодолимых в настоящее время сложностей оценок параметра T -время, целесообразно применение вероятностных оценок сейсмического риска возникновения местных 7–10-балльных местных землетрясений на ближайшие 10 и 50 лет. Такие сведения, в первую очередь, необходимы органам МЧС при планировании спасательных мероприятий на ближнюю, среднюю и дальнюю перспективы. Представленный пример проведенных исследований и расчетов свидетельствуют о необходимости уточнения существующих оценок сейсмической опасности согласно сведениям, представленным на карте ОСР-16 для территории БРЗ в сторону уменьшения, что может иметь значение для уточнения оценок сейсмического риска.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа подготовлена в рамках базового проекта “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии”, № FWEF-2021-0009 и с использованием оборудования Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН по гранту № 075-15-2021-682.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бержинская Л.П., Ружич В.В., Саландаева О.И., Акбиев Р.Т. Разработка методических принципов комплексной прогностической оценки региональной

сейсмобезопасности // Природные риски и безопасность сооружений. № 2 (63). 2023. С. 26–34.

Добрецов Н.Л., Псахье С.Г., Ружич В.В., Попов В.Л., Шилько Е.В., Гранин Н.Г., Тимофеев В.Ю., Астафуров С.В., Димаки А.В., Старчевич Я. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 656–660.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.

Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 6. С. 9–24.

Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41.

Левина Е.А., Ружич В.В. Исследование миграции сейсмичности на основе пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. 225–240. DOI: 10.5800/GT-2015-6-2-0178

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49–68.

Патент 2273035 РФ. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов / С.Г. Псахье, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров, В.В. Ружич, О.П. Смекалин, С.А. Борняков № 2004108514. Заявл. 22.03.2004. Оpubл. 27.03.2006. Бюл. № 14.

Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. От нанотрибологии до динамики землетрясений. М.: ФИЗМАТЛИТ. 2013. 340 с.

Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Димаки А.В., Ружич В.В., Панченко А.Ю. Модельные исследования процессов возникновения и развития деформационных структур субдукционного типа в ледовом покрове озера Байкал // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 55–65.

Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.

Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. 1997. 144 с.

Ружич В.В., Черных Е.Н., Пономарева Е.И. Экспериментальное моделирование механизмов возникновения источников сейсмических колебаний при взаимодействии неровностей в разломах // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 563–576.

- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В.* О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018 а. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. DOI:10.5800/GT-2018-9-3-0383
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Травин А.В., Савельева В.Б., Остапчук А.А., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Юдин Д.С.* Определение РТ-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва Сибирского кратона // Докл. РАН. 2018б. Т. 481. № С. 1–4. DOI: 10.1063/1.5013865)
- Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Левина Е.А., Сверкунов С.А., Шилько Е.В.* Об управлении режимами сейсмической активности в сегментах тектонических разломов с применением вибрационных воздействий и закачки растворов через скважины // Физическая мезомеханика. 2020. № 3. С. 54–69.
- Ружич В.В., Левина Е.А.* О разработке сейсмогеологического подхода к среднесрочному прогнозу землетрясений в Байкальской рифтовой зоне // Динамические процессы в геосферах. 2022. № 1. С. 11–28. DOI:10.26006/22228535_2022_14_1_17
- Ружич В.В., Савельева В.Б.* Об изучении зеркал скольжения в очагах палеоземлетрясений в Прибайкалье и Монголии // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3. № 4. С. 37–50. DOI: 10.26516/2541-9641.2023.4.37
- Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М.* Быстринское землетрясение в южном Прибайкалье (21.09.2020 г., $M_w = 5.4$): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 5. С. 727–743. DOI: 10.15372/GiG2021109
- Фролова Н.И., Малаева Н.С., Ружич В.В., Бержинская Л.П., Левина Е.А., Суцев С.П., Ларионов В.И., Угаров А.Н.* Оценка социальных и экономических показателей сейсмического риска на примере г. Ангарск // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 2. С. 86–113. <https://doi.org/10.21455/GPB2022.2-58>
- Фролова Н.И., Суцев С.П., Угаров А.Н., Малаева Н.С.* Актуализация показателей сейсмического риска на примере Иркутской области и Республики Бурятия // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 1. С. 26–50. DOI: 10.35540/2686-7907.2023.1.02
- Чипизубов А.В.* Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 386–398.
- Davis C., Lahr P., Plumb C., Keilis-Borok V., Molchan G., Shebalin P.* Earthquake Prediction and Disaster Preparedness Interactive Analysis // Natural Hazards Review. 2010. V. 11. № 4. P. 173–183. DOI: 10.1061/_ASCE_NH.1527-6996.0000020
- Epstein B., Lomnitz C.* A Model for the Occurrence of Large Earthquakes // Nature. 1966. V. 211. P. 954–956. <https://doi.org/10.1038/211954b0>
- Geller R.J., Jackson D.D., Kagan Y. Y., Mulargia F.* Earthquakes cannot be predicted // Science. 1997. V. 275. № 5306. P. 1616.
- Iezzi F., Roberts G., Walker J.F., Papanikolaou I.* Occurrence of partial and total coseismic ruptures of segmented normal fault systems: Insights from the Central Apennines, Italy // Journal of Structural Geology. 2019. V. 126. P. 83–99. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.05.003>
- Leonard M.* Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release // Bulletin of the Seismological Society of America. 2019. V. 100. № 5A. P. 1971–1988. <https://doi.org/10.1785/0120090189>
- Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Ruzhich V.V.* Seismic-acoustics of a block sliding along a fault // Pure and Applied Geophysics. 2019. P. 163–168. DOI: 10.1007/s00024-019-02375-1
- Plata-Martinez R., Ide S., Shinohara M., et al.* Shallow slow earthquakes to decipher future catastrophic earthquakes in the Guerrero seismic gap // Nat Commun. 2021. V. 12. P. 3976. DOI: 10.1038/s41467-021-24210-9
- Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V., Popov V.L., Dimaki A.V., Astafurov S.V., Lopatin V.V.* Influence of the state of interfaces on the character of local displacements in fault-block and interfacial media // Tech. Phys. Lett. 2005. V. 31. P. 712–715.
- Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M.* Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // Tectonics. 2018. V. 37. P. 1376–1392. DOI: 10.1002/2017TC004691
- Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Chernykh E.N., Borneyakov S.A., Granin N.G.* Deformation and seismic effects in the ice cover of Lake Baikal // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. № 3. P. 214–221.
- Ruzhich V., Levina E.* On the development of a seismicogeological approach to the medium-term forecast of earthquakes in the Baikal rift zone // Dynamic Processes in Geospheres. 2022. V. 14. № 1. P. 17–28. (In Russ.) DOI: 10.26006/22228535_2022_14_1_17
- Shebalin P.N., Baranov S.V., Vorobieva I.A., Grekov E.M., Krushelnitskiia K.V., Skorkina A.A., Selyutskaya O.V.* Seismicity Modeling in Tasks of Seismic Hazard Assessment // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 515. № 1. P. 514–525. DOI: 10.1134/S1028334X23603115
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. P. 974–1002.
- Wesnousky S.G.* Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture // Bulletin of the Seismological Society of America. 2008. V. 98. № 4. P. 1609–1632. <https://doi.org/10.1785/0120070111>

On the Use of Medium-Term Forecast Data for the Baikal Rift Zone in Seismic-Hazard Assessments

V. V. Ruzhich^{a, *} and E. A. Levina^a

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

^{*}*e-mail: ruzhich@crust.irk.ru*

Received April 19, 2024

revised April 19, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The article presents the general results of medium- and long-term forecasting of earthquakes with $K \geq 13$ ($M \geq 5.0$) in the Baikal rift zone. These results have recently been obtained through the joint use of the geoinformation system for predicting the preshock stage of earthquake preparation and its associated two-stage phenomenological model. This model was created based on the analysis of seismological data on the preparation of the most dangerous earthquakes that occurred in the Baikal rift zone. It is consistent with the results obtained in studies of seismic regimes of ice shock preparation on the Baikal ice cover and in conducting full-scale experiments on fault sections with the aim of clarifying physical and mechanical conditions for the emergence of the sources of seismic-induced oscillations. The paper provides an example of practical use of results obtained for earthquake forecasting, as well as the ways of refining seismic hazard assessments relative to the infrastructure in the city of Angarsk 100 km away from the seismically hazardous Main Sayan Fault (MSF), whose zone reveals a “locked” segment with a seismic gap during the seismic regime analysis. In accordance with its linear dimensioning which represents a length of 60 km, two L/M equations served as a basis for potential energy calculations whose maximum values correspond to M_{\max} 7.1 and 7.8. It is shown that the use of the obtained earthquake-forecast results assists in refining the level of seismic hazard for the nearest time intervals of expected earthquakes with different M_{\max} values. Consideration is being given to the example of assessing the current seismic hazard using a medium-term forecast for the infrastructure of the city of Angarsk for the probability of seismic shaking from the southeastern section of the MSF zone for the next 10 and 50 years. The comparison with the OSR-16 map showed that the calculations carried out indicate a relatively lower level of seismic hazard for the city of Angarsk for 10- and 50-year expectation periods.

Keywords: formalization of precursors, medium–long-term forecast, physical modeling, seismic gap, two-stage model, probability assessments, seismic hazard

ТОНКАЯ СТРУКТУРА КОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОТКЛИКА ПО ДАННЫМ ГЕОМАГНИТНЫХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2024 г. А. А. Соловьев^{1,2,*}, И. М. Алешин^{1,2}, С. В. Анисимов²,
А. Г. Гоев^{2,3}, А. Н. Морозов^{1,2}, Д. С. Сапронов¹, Е. Н. Соловьева^{1,2}

¹Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: a.soloviev@gcras.ru

Поступила в редакцию 03.03.2024 г.

После доработки 03.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В настоящей работе исследуется отклик в вариациях геомагнитного поля, который был вызван землетрясениями 2020–2023 гг. с магнитудами $M_w \geq 7.0$ в Эгейском море и на востоке Турции. Проведено детальное сопоставление высокоточных наблюдений геомагнитного поля и сейсмограмм, зарегистрированных на комплексных геофизических обсерваториях в радиусе 3000 км от эпицентров. В работе совместно анализируются осредненные 1-секундные данные скорости изменения магнитного поля и записи широкополосных сейсмических станций. Оцениваются их характеристики как во временной, так и частотной областях. Отдельно сопоставляются спектральные характеристики объемных и поверхностных волн с характеристиками геомагнитного сигнала. Показано, что начало возмущения магнитного поля в каждом пункте наблюдений строго совпадает с приходом P -волны и усиливается при вступлении S -волн. Максимальное геомагнитное возмущение вызывается поверхностными волнами. Амплитуда электромагнитных возбуждений пропорциональна амплитуде порождающих его сейсмических фаз. Таким образом, подтверждена косейсмическая природа наблюдаемого электромагнитного сигнала, предполагающая его возбуждение в земной коре по мере распространения сейсмических волн.

Ключевые слова: землетрясения, сейсмoeлектромагнитные эффекты, геомагнитное поле, сейсмология, косейсмический эффект.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050141>, EDN: EJBUC

ВВЕДЕНИЕ

Основная проблема в изучении геомагнитного отклика от состоявшихся землетрясений связана со сложностью получения высококачественных данных из пунктов наблюдений, обеспечивающих мониторинг одновременно геомагнитной и сейсмической активностей в достаточной близости от очагов сильных землетрясений. Для возможности детального исследования такого отклика должны быть выполнены три условия: экстремально большая магнитуда землетрясения ($M_w \geq 7$), наличие качественных 1-секундных наблюдений геомагнитного поля на относительно небольших (не более 25° или 3000 км) эпицентральных расстояниях, наличие сейсмической станции рядом с геомагнитной

обсерваторией [Соловьев, 2023]. Регистрация секундных наблюдений геомагнитного поля приемлемого качества началась примерно с 2020 г. На сегодня ее обеспечивают несколько десятков обсерваторий, расположенных, в основном, в европейском секторе [Thomson, Flower, 2021]. В итоге лишь единичные сейсмические события удовлетворяют всем перечисленным условиям. К ним, в частности, относятся несколько землетрясений, произошедших в 2020–2023 гг.

30.10.2020 г. в 10 км к северу от греческого острова Самос в Эгейском море произошло землетрясение с магнитудой $M_w = 7.0$ на глубине 21 км (по данным Геологической службы США (USGS), <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>). Данная территория на севере граничит с зоной

северо-анатолийского разлома, на юге – с Эллинским желобом [Sakkas, 2021]. 06.02.2023 г. в провинции Кахраманмараш, расположенной на юге Турции, произошли разрушительные землетрясения, наиболее сильные из которых характеризовались магнитудами $M_w = 7.5$ и 7.8 . Согласно USGS глубины гипоцентров составили 7.4 и 10 км соответственно. Сейсмичность данного региона, представляющего собой сочленение крупных Африканской, Анатолийской и Аравийской тектонических плит, изучена весьма подробно [Kadirioğlu, Kartal, 2016; Ahmad et al., 2017; Akkar et al., 2018; Alver et al., 2019; Güvercin et al., 2022]. Журнал “Физика Земли” № 6, 2023 г. целиком посвящен всестороннему анализу серии турецких землетрясений 2023 г. В основном он касается изучения процессов в очаге, тектонических аспектов, реконструкции сопутствующих геодинамических процессов и др. (см. введение к выпуску [Смирнов, Шебалин, 2023])

Вместе с тем, по-прежнему остаются недостаточно исследованными механизмы воздействия землетрясений и связанных с ними процессов в литосфере на геомагнитное поле. Их изучению посвящена отдельная дисциплина – сейсмоэлектромагнетизм [Molchanov, Nayakawa, 2008]. На сегодня преобладают два описания возможного механизма генерации геомагнитного отклика на сейсмическое событие. Первое связано с так называемым “косейсмическим сигналом”, предполагающим генерацию электромагнитного сигнала сейсмической волной. Генерация таких сигналов обусловлена электрокинетическим или геомагнитно-индуктивным эффектом. Электрокинетический эффект возникает при разделении зарядов во флюиде, содержащемся в земной коре. Деформации коры, вызванные сейсмическими волнами, приводят в движение ионизированный флюид, что создает электрокинетический ток. Геомагнитно-индуктивные возмущения при распространении сейсмических волн могут возникать в результате эффекта индукции за счет колебаний проводящей земной коры, находящейся в постоянном геомагнитном поле. На основе численного моделирования косейсмического эффекта было показано, что длительность сигналов должна увеличиваться с расстоянием из-за дисперсии поверхностных сейсмических волн [Surkov et al., 2018; Yamazaki, 2024]. Второй механизм предполагает распространение акустико-гравитационных волн от очага с последующим возбуждением ионосферы и генерацией геомагнитных пульсаций. Очевидно, в этом случае речь идет о более длиннопериодных сейсмогенных

вариациях геомагнитного поля. Так, например, в работе [Рябова, Шалимов, 2022] геомагнитные вариации с периодами больше 13 мин интерпретируются как результат распространения медленных магнитогидродинамических волн, возбужденных в ионосфере акустическим импульсом после землетрясений, или как результат прохождения перемещающихся ионосферных возмущений.

Явление возбуждения электромагнитного поля при распространении механических колебаний в пористых влагонасыщенных горных породах (также называемое сейсмоэлектрическим эффектом второго рода) экспериментально было открыто в 1939 г. [Иванов, 1939]. Интерес был обусловлен тем, что возбуждаемые поля несут информацию о глубине залегания влагонасыщенной породы, ее флюидосодержании, пористости, проницаемости и других петрофизических параметрах. Данный механизм расценивался как перспективный при решении разнообразных прикладных задач инженерной и нефтегазовой геологии, геофизики и геодинамики. Позже, в 1960-х годах, совершались попытки использовать сейсмоэлектрический эффект для детектирования подземных ядерных испытаний. Тем самым, регистрация сейсмогенных электромагнитных возмущений выполнялась на нерегулярной основе в интересах сугубо прикладных задач.

В работе [Соловьев, 2023] сообщалось о детектировании геомагнитного отклика от природных землетрясений в высокоточных данных регистрации магнитного поля с 1-секундной частотой дискретизации. Было показано, что при магнитуде $M_w \geq 7.0$ сигнал надежно детектируется в радиусе 3000 км от эпицентра. При этом, геомагнитный эффект наилучшим образом выделяется в скорости изменения поля, достигая аномальных амплитуд > 10 нТл/с. Для каждой из рассмотренных геомагнитных обсерваторий была определена задержка прихода сигнала от землетрясений. Естественным продолжением данного исследования является более точная оценка скоростей распространения электромагнитного сигнала для установления приоритетного механизма его передачи. Часть обсерваторий, данные которых рассматривались в работе [Соловьев, 2023], обеспечивают комплексный набор геофизических измерений, включающих не только геомагнитные, но и сейсмологические наблюдения. Таким образом, появляется возможность комплексирования геомагнитных и сейсмических данных, синхронно регистрируемых на едином пункте наблюдений. Именно

этому исследованию и посвящена настоящая работа.

В первой части работы приведено подробное описание исходных данных. Далее приводятся доводы в пользу того, что зафиксированные сейсмогенные возмущения геомагнитного поля не связаны ни с вибрацией постаментов, на которых установлены магнитометры, ни с эффектами космической погоды. Также приводятся допустимые шумовые характеристики геомагнитных данных, при которых возможно детектировать искомый сигнал. В основной части статьи приведено подробное сопоставление геомагнитных и сейсмических записей, полученных во время трех землетрясений, обсуждаются их характеристики как во временной, так и частотной областях. Заключительная часть статьи содержит выводы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Основные затруднения в изучении обсуждаемых геомагнитных эффектов связаны с недостатком 1-секундных наблюдений геомагнитного поля и их неполным географическим охватом. Как было показано в работе [Соловьев, 2023], искомый эффект в исходных данных представляет собой квазипериодический сигнал с характерным периодом 5–20 с, небольшой амплитудой порядка нескольких нТл и длительностью от 5 до 15 мин. Таким образом, в 1-минутных наблюдениях, регистрация которых была начата существенно раньше и которых накоплено значительно больше по всему земному шару, исследуемые эффекты пропадают за счет сглаживания данных при усреднении. Кроме того, согласно работе [Соловьев, 2023] на расстоянии более 3000 км от эпицентра сильного землетрясения сейсмогенный геомагнитный эффект рассеивается и перестает детектироваться в скорости изменения магнитного поля, поэтому выбор данных ограничивается обсерваториями, расположенными в указанном радиусе от очагов изучаемых землетрясений.

Учитывая эти обстоятельства, были отображены обсерватории, обеспечивающие мониторинг геомагнитного поля с 1-секундным разрешением. Из них мы оставили те, у которых на территории или в непосредственной близости имелись постоянно действующие широкополосные сейсмические станции. Отобранные пункты наблюдений представлены на карте на рис. 1. Из них комплексный мониторинг геомагнитной и сейсмической активности обеспечивают обсерватории “Михнево” (Московская обл., IAGA-код

магнитной обсерватории MHVg, код сейсмической станции MHVs) [Адушкин и др., 2016; Soloviev et al., 2023], “Борок” (Ярославская обл., IAGA-код магнитной обсерватории BOX, код сейсмической станции BROK) [Гоев и др., 2024] и “Климовская” (Архангельская обл., IAGA-код магнитной обсерватории KLI, код сейсмической станции KLM) [Соловьев и др., 2016; 2022; Soloviev et al., 2015; Антоновская и др., 2022]. Расстояния между парными пунктами наблюдений составляют от 30 до 350 км.

В результате, за период 01.01.2020–15.02.2024 гг. нашлось три землетрясения с магнитудой $M_w \geq 7$ в 3000-километровой окрестности рассматриваемых обсерваторий (см. рис. 1):

1. 30.10.2020 11:51 UT $M_w = 7.0$ $H = 21$ км, вблизи о. Самос (Греция);
2. 06.02.2023 01:17 UT $M_w = 7.8$ $H = 10$ км, провинция Караманмараш (Турция);
3. 06.02.2023 10:24 UT $M_w = 7.5$ $H = 7.4$ км, там же.

Обозначим их условно ЗТ-1, ЗТ-2 и ЗТ-3. Их эпицентры отмечены на карте серыми кружками (см. рис. 1).

В табл. 1 перечислены пары рассматриваемых пунктов геомагнитных и сейсмических наблюдений, указаны расстояния от эпицентров до пунктов сейсмических наблюдений и время прихода на них P -волн. Для тех сейсмических станций, которые предоставляют данные в Международный сейсмологический центр ISC, информация о времени первого вступления была загружена с сайта ISC [International..., 2024a; 2024b]. Для остальных станций соответствующие временные отметки определялись вручную.

Все российские геомагнитные обсерватории (MHVg, BOX, SPG, KLI) и армянская обсерватория GLK входят в межрегиональный сегмент геомагнитных наблюдений, ядром которого является ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” на базе Геофизического центра РАН [Гвишиани и др., 2018]. Данные этих обсерваторий по мере поступления в центр непрерывно обрабатываются средствами аппаратно-программного комплекса (АПК) МАГНУС на предмет распознавания техногенных и природных аномалий магнитного поля [Кудин и др., 2021; Kudin et al., 2023] и публикуются онлайн с присуждением DOI [Soloviev et al., 2015; 2020; 2021].

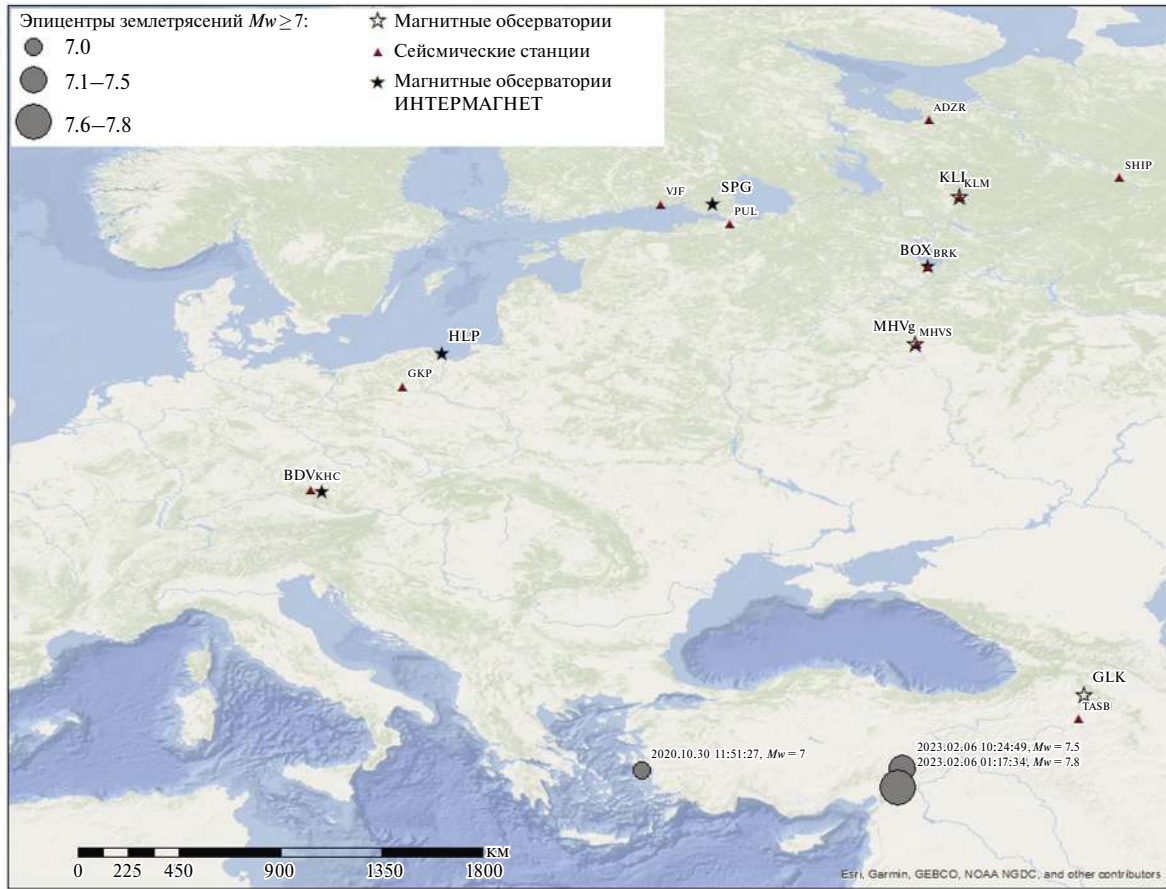


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений с магнитудой $M_w \geq 7$ за период 01.01.2020–15.02.2024 гг. по данным USGS (серые круги), отобранные магнитные обсерватории, предоставляющие 1-секундные данные (черные звезды – обсерватории сети ИНТЕРМАГНЕТ, полые звезды – не входящие в ИНТЕРМАГНЕТ обсерватории), и сейсмические станции (обозначены треугольниками).

Таблица 1. Сводная информация по отобранным землетрясениям, геомагнитным обсерваториям и сейсмическим станциям (указано геодезическое расстояние для WGS84; пустые ячейки означают отсутствие исходных данных)

Сейсм. станция	Геомагнитная обсерватория	Расстояние от сейсм. станции до эпицентра (D , км)			Задержка прихода P -волны (dP , с)		
		ЗТ-1	ЗТ-2	ЗТ-3	ЗТ-1	ЗТ-2	ЗТ-3
TASB	GLK	1530	700	650	258	94	89
КНС	BDV	1630	2300	2250	206	282	277
GKP	HLP	1850	2340	2280	235	284	275
MHV _s	MHV _g	2060	1970	1880	253	252	235
BROK	BOX	2390	2320	2230		284	272
PUL	SPG	2440	2550	2460	293	304	296
VJF	SPG	2510	2670	2590	300	317	306
KLM	KLI	2700	2630	2540	318		
ADZR	KLI	2990	2970	2880	340	343	335
SHIP	KLI	2950	2780	2690	339	327	317

ОЦЕНКА СТАБИЛЬНОСТИ ПОСТАМЕНТОВ, ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСТАНОВКИ И ШУМОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

В обсерваторской практике калибровочная кривая dF служит важным индикатором корректной и согласованной работы векторного и скалярного магнитометров, которые непрерывно измеряют вариации трех компонент и модуль вектора магнитной индукции соответственно. Согласно стандартам ИНТЕРМАГНЕТ [St-Louis, 2020] dF рассчитывается по формуле:

$$dF(i) = F_s(i) - \sqrt{X(i)^2 + Y(i)^2 + Z(i)^2},$$

где F_s – измеренный модуль вектора магнитной индукции; X, Y, Z – северная, восточная и вертикальная компоненты вектора магнитной индукции; i – текущий отсчет по времени.

Векторный магнитометр крайне чувствителен к механическим воздействиям и к резким температурным вариациям, о присутствии которых свидетельствуют выбросы и дрейфы на записи dF . За период всех рассматриваемых событий ряд dF , построенный для каждой из обсерваторий, не обнаружил флуктуаций, что исключает вибрацию постамента, на котором установлен векторный магнитометр. Примеры графиков dF для нескольких обсерваторий приведены на рис. 2. Таким образом, несмотря на наблюдаемые во время анализируемых землетрясений сильные горизонтальные смещения в зоне разломов (в случае турецких – до 5 м), механический эффект от землетрясений в вариациях геомагнитного поля не выявлен.

В анализе дополнительно использовались данные индексов геомагнитной активности, которые служат наглядным индикатором состояния космической погоды. Данные доступны на сайте Международной службы геомагнитных индексов ISGI (<https://isgi.unistra.fr/>). В течение 29–30 октября 2020 г. и 5–6 февраля 2023 г. наблюдался пониженный уровень геомагнитной активности: геомагнитные K -индексы на рассматриваемых обсерваториях и индекс K_p , отражающий общепланетарную обстановку, не превышали 4 баллов, а индекс Dst , характеризующий интенсивность магнитосферного кольцевого тока, не опускался ниже -25 нТл. Графики индексов приведены на рис. 3. Это обстоятельство исключает ложную трактовку выделяемого сигнала как эффекта космической погоды вместо эффекта сейсмического события, а также

позволяет более отчетливо выделить геомагнитный отклик на общем фоне.

На рис. 4 приведены характерные шумовые характеристики 1-секундных векторных измерений магнитного поля, которые используются в настоящей работе. На рисунке приведены результаты, полученные по вертикальной Z -компоненте, наиболее чувствительной к внешним электромагнитным шумам. Из графиков видно, что характерный нижний порог амплитуды шумов составляет $0.1–0.2$ нТл. К сожалению, далеко не все обсерватории, на которых осуществляется регистрация 1-секундных наблюдений, обеспечивают такое качество измерений, что не позволяет их использовать в изучении геомагнитного отклика от землетрясений. Например, если геомагнитная обсерватория находится в зоне относительно сильных электромагнитных шумов, то это вынуждает срезать частоты интересующего диапазона (>0.05 Гц) в 1-секундных геомагнитных измерениях на уровне АЦП.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для корректного качественного сопоставления 1-секундных данных геомагнитных обсерваторий с более высокочастотными сейсмическими записями, исходная частота дискретизации которых составляет от 20 до 100 Гц, последние предварительно были усреднены до 1 Гц. Для каждой пары наблюдений, приведенных в табл. 1, были построены суточные графики по каждой из трех компонент смещений и dB/dt , синхронизированные по времени, в исходных единицах и в нормированном виде за вычетом среднего. Примеры по отдельным парам наблюдений исследуемых землетрясений ЗТ-1, ЗТ-2 и ЗТ-3 приведены на рис. 5 (на верхнем графике рис. 5а сейсмическая запись отсутствует ввиду того, что в это время соответствующий канал на станции не работал). На графиках сейсмических записей, зарегистрированных на нескольких станциях, отчетливо видны вступления основных сейсмических фаз, как объемных – первичной (P) и вторичной (S), так и поверхностных – Рэлея (RL) и Лява (LV). На сейсмических и магнитных станциях ведется запись вертикальной (Z) и двух горизонтальных (N, E) компонент, ориентированных в плоскостях Север–Юг и Восток–Запад соответственно. Для удобства представления и дальнейшего анализа следует перейти к системе координат, в которой одна из горизонтальных осей (радиальная R) лежит в плоскости падения, а другая

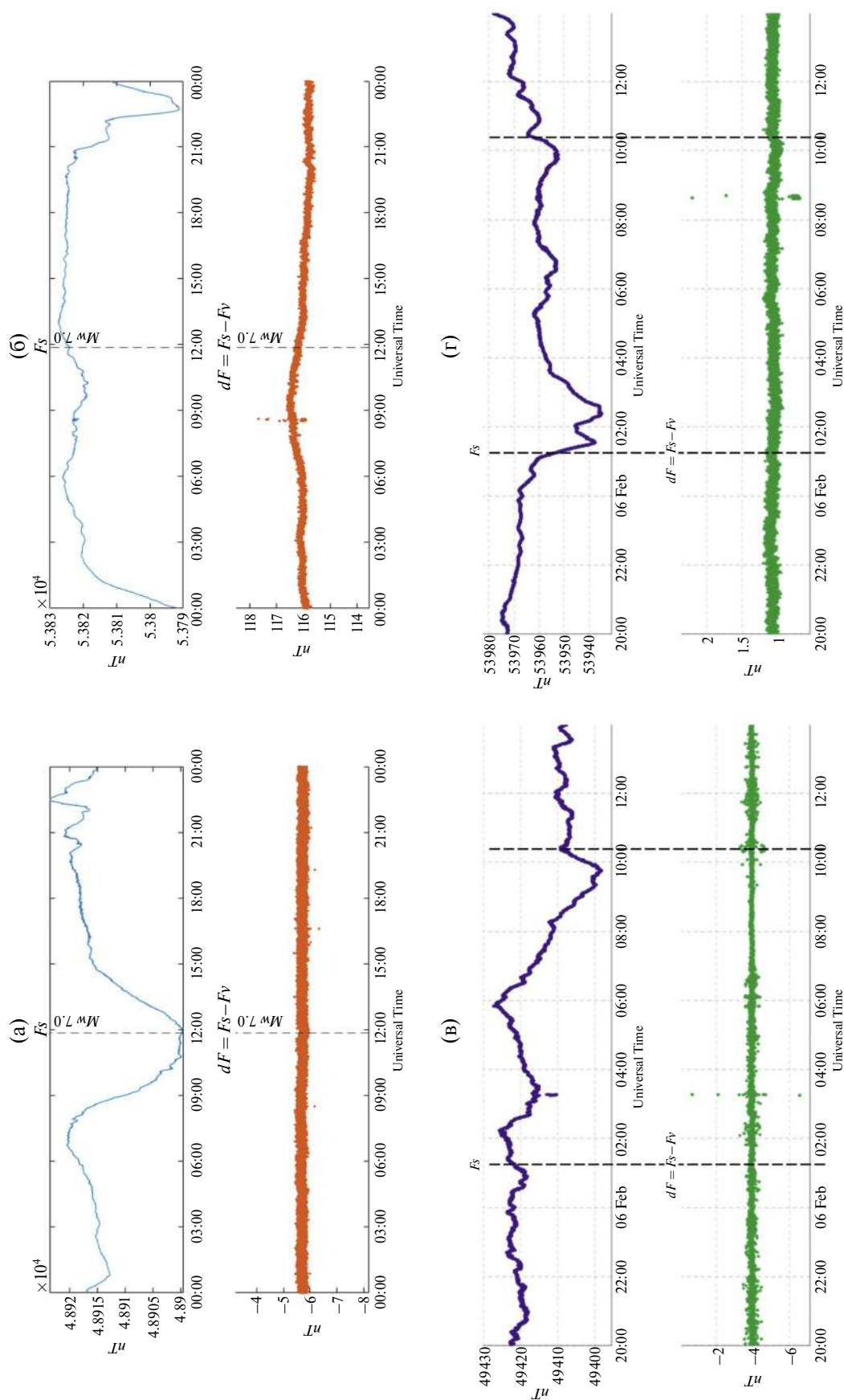


Рис. 2. Графики F_s (сверху) и dF (снизу) за 30.10.2020 г., построенные по секундным данным обсерваторий ВДУ (а) и КЛ1 (б), и за 5–6 февраля 2023 г. по секундным данным обсерваторий ГЛК (в) и КЛ1 (г). Моменты первого вступления обозначены вертикальными пунктирными линиями.

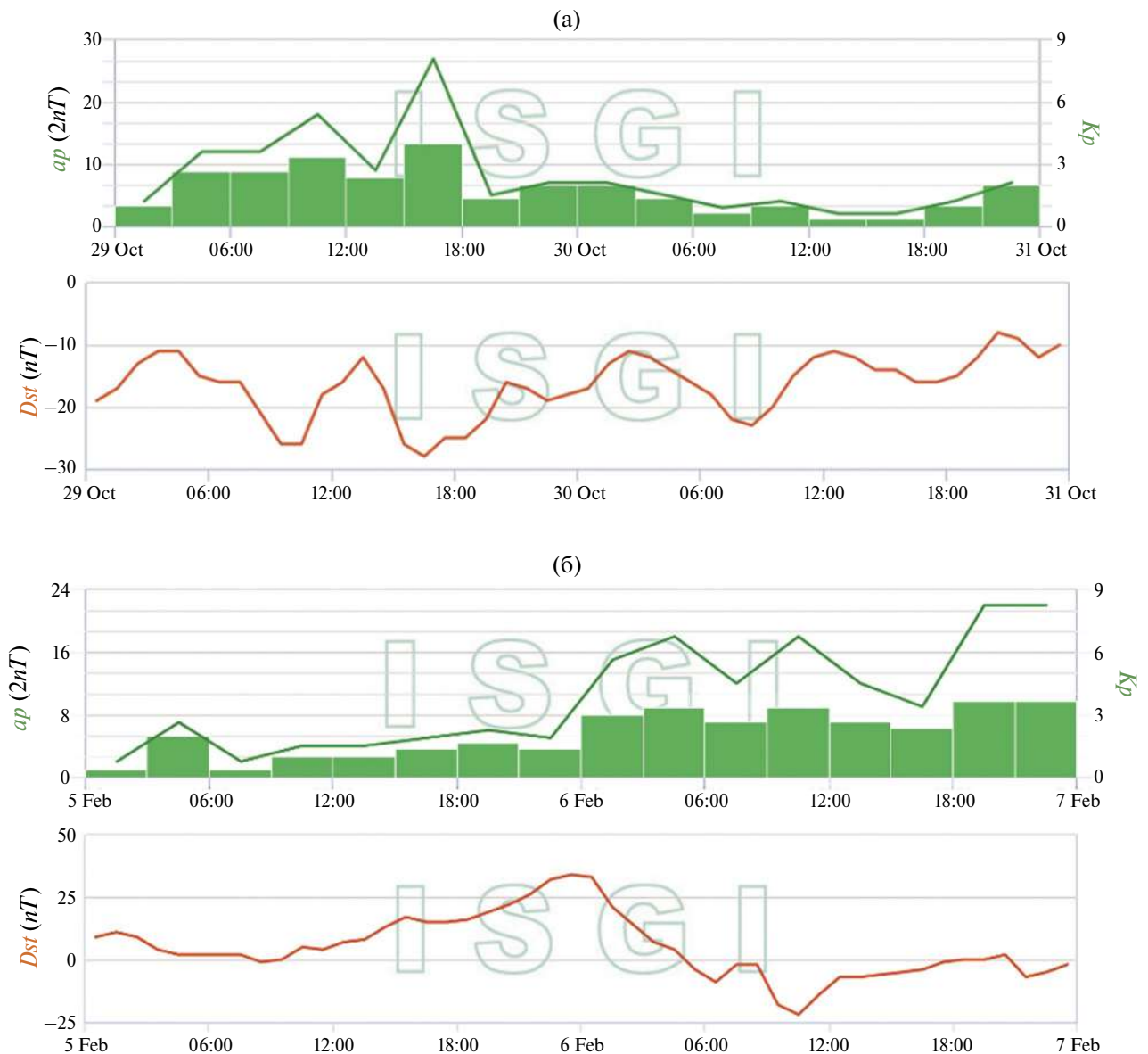


Рис. 3. Графики геомагнитных индексов K_p , ap (сверху) и Dst (снизу) за 29–30 октября 2020 г. (а) и 5–6 февраля 2023 г. (б).

(тангенциальная T) – перпендикулярна этой плоскости. Технически, это соответствует повороту вокруг вертикальной оси на обратный азимут. В этом случае, вступление P -волны и SV -волны проявляется на радиальной компоненте, а поперечная волна с поляризацией SH – на тангенциальной. То же относится к поверхностным волнам: запись волны Рэля содержится на компонентах Z и R , волны Лява – на T -компоненте. Следует отметить, что для данной конфигурации взаимного расположения эпицентров землетрясений и станций в почти половине случаев обратный азимут близок к 180° . Очевидно, что в этом случае

описанное выше преобразование не требуется. Далее будет рассмотрен электромагнитный отклик среды объемных и рэлеевских волн.

Наилучшим образом геомагнитный сигнал от землетрясений выделяется на записях скорости изменения геомагнитного поля dB/dt в виде сильных изолированных всплесков с последующим затуханием. При этом, чем ближе геомагнитная обсерватория к эпицентру, тем сигнал более локализован во времени (рис. 5д) и его амплитуда выше. Напомним, что при горизонтальной однородности геоэлектрических свойств подстилающей среды ориентация вектора dB/dt

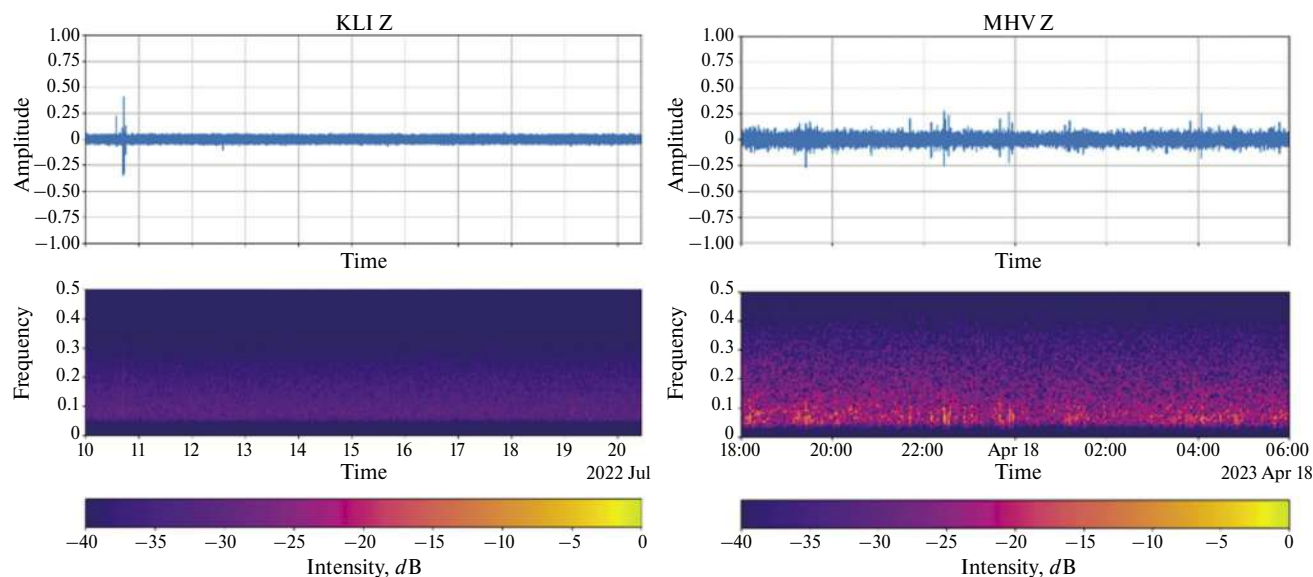


Рис. 4. Шумовые характеристики данных вариометров обсерваторий KLI (а) и MHVg (б) по 1-секундным наблюдениям вертикальной Z -компоненты.

соответствует направлению возбуждаемого теллурического поля \mathbf{E} и токов в поверхностных слоях Земли. Наиболее отчетливо всплески dB/dt детектируются на горизонтальных компонентах магнитного поля (рис. 5). Пиковые амплитуды dB/dt , вызванные тремя землетрясениями, приведены в табл. 2. Так, на ближайшей к эпицентрам ЗТ-2 и ЗТ-3 обсерватории GLK (Армения) амплитуда возмущения $|dX/dt|$, вызванного землетрясением ЗТ-2, достигла почти 17 нТл/с. Такое значение скорости изменения поля является экстремальным даже при очень сильных геомагнитных бурях на высоких широтах, где вариабельность поля максимальна. Сейсмогенный геомагнитный эффект в данных обсерватории ВОХ оказался слишком слабым из-за вынужденного среза частот > 0.05 Гц.

Для всех событий по всем парам геомагнитных и сейсмических наблюдений начало геомагнитного возмущения совпадает с приходом P -волны (см. табл. 1 и рис. 5). С приходом S -волны, чья амплитуда в несколько раз больше, геомагнитный сигнал усиливается. С приходом рэлеевской волны, имеющей максимальную амплитуду, геомагнитный отклик также становится максимальным. Такая динамика возмущений вполне очевидна, если рассматривать косейсмический эффект как линейный электромагнитный отклик на механическое воздействие сейсмических волн. Это полностью соответствует теоретической модели косейсмического эффекта, описанной в статье [Surkov et al., 2018], что говорит в пользу “косейсмического” механизма возбуждения регистрируемого электромагнитного сигнала.

Для сопоставления частотного состава сейсмических и геомагнитных записей были построены периодограммы для каждого события на временном интервале существования геомагнитных возмущений. Использовались нормированные данные для сопоставимости спектральной плотности мощности разнородных наблюдений. При этом рассматривался 15-минутный отрезок с начала вступления P -волны, являющийся характерной продолжительностью всплеска dB/dt . Геомагнитный сигнал преимущественно занимает диапазон частот от 0.05 до 0.2 Гц; сейсмический сигнал тяготеет в область более низких частот (меньше 0.1 Гц). Примеры периодограмм, построенных по трем компонентам сейсмических колебаний и двум горизонтальным компонентам dB/dt , приведены на рис. 6.

Из рис. 6 видно, что спектральные составы сейсмического и электромагнитного сигналов в целом согласуются друг с другом, но имеют существенное различие в деталях. Поэтому нами были рассчитаны спектры отдельно для объемных P - и S -волн и поверхностных волн Рэлея. Предварительно была выполнена фильтрация сейсмических и электромагнитных наблюдений в диапазоне частот от 20 до 125 мГц фильтром Баттерворта 6 порядка. При выборе границ частотного интервала мы исходили из свойств сейсмического сигнала. При распространении объемных волн происходит рассеяние высокочастотной составляющей. На телесеизмических расстояниях продольные волны на частотах выше 1 Гц не превышают шума, а спектр

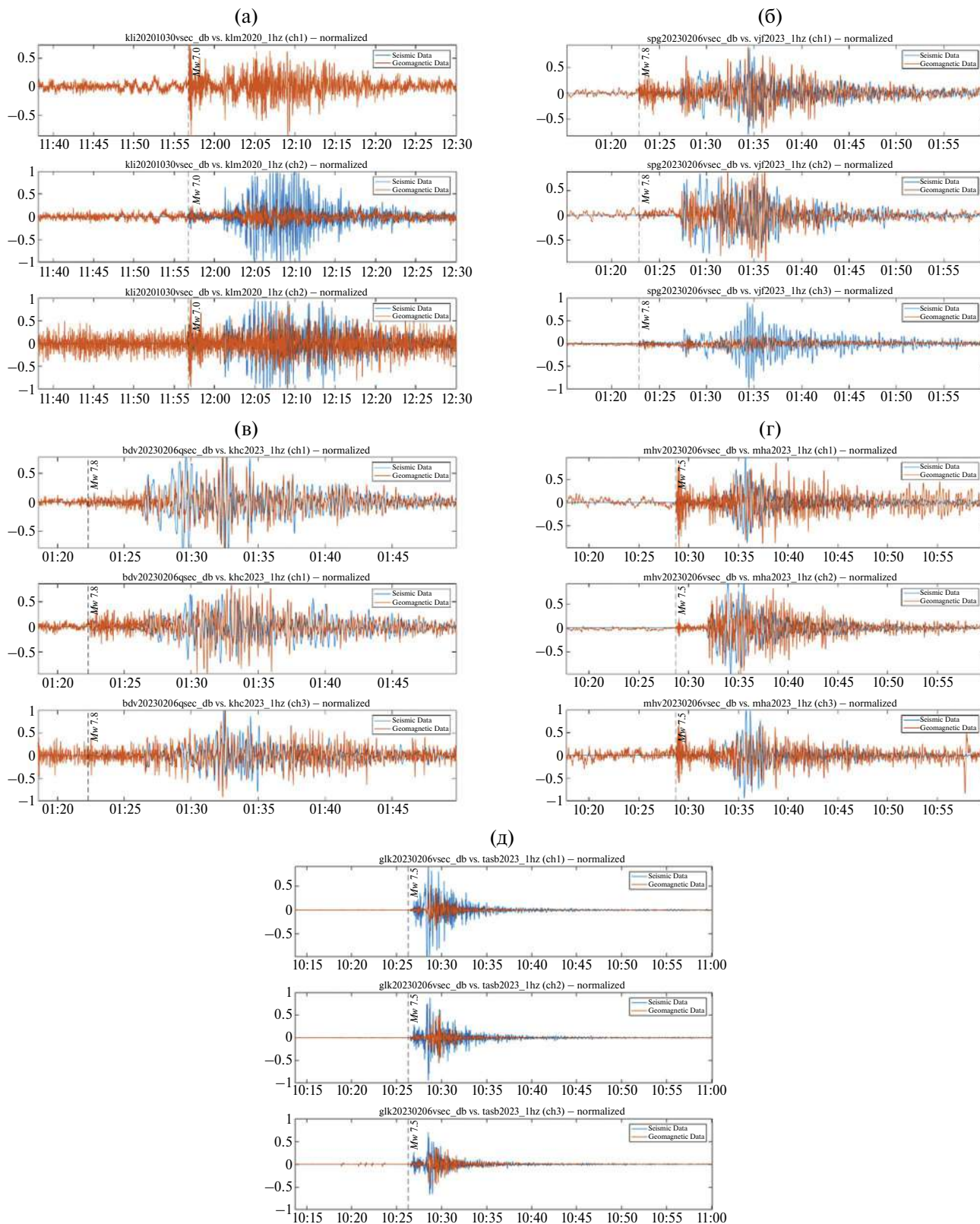


Рис. 5. Примеры совмещенных графиков северной (верхний), восточной (средний) и вертикальной (нижний) компонент смещений (синий) и dB/dt (оранжевый) в нормированном виде за вычетом среднего по данным пары наблюдений KLM-KLI для ЗТ-1 (а); VJF-SPG для ЗТ-2 (б); КНС-BDV для ЗТ-2 (в); MHVs-MHVg для ЗТ-3 (г); TASB-GLK для ЗТ-3 (д). Вертикальной пунктирной линией обозначен момент прихода P -волны на соответствующую сейсмическую станцию.

Таблица 2. Пиковые значения амплитуд dB/dt (нТл/с), вызванные землетрясениями (пустые ячейки свидетельствуют об отсутствии исходных данных либо о наличии в них сильных шумов)

Геомарг. обсерв.	3Т-1			3Т-2			3Т-3		
	dX/dt	dY/dt	dZ/dt	dX/dt	dY/dt	dZ/dt	dX/dt	dY/dt	dZ/dt
GLK				−16.9	16.615	9.26	8.855	10.125	−5
BDV	−0.82	0.69	0.395	−0.85	−0.77	0.455	−0.93	−0.835	0.43
HLP	−1.185	1.66							
MHVg	−0.36	−0.41		−0.865	1.195	0.33	−0.895	−1.295	−0.32
SPG				0.765	1.145		−0.85	0.99	
KLI	−0.425	0.25	0.11	0.91	−1.375	−0.235	0.745	1.4	0.245

поперечных волн от удаленных событий ограничен частотой порядка 0.2 Гц. Характерные частоты поверхностных волн еще ниже и составляют 0.025–0.05 Гц. Если рассматривать косейсмический сигнал как линейный электромагнитный отклик среды на сейсмическое возмущение, то подавленные фильтром возмущения следует рассматривать как помеху.

На рис. 7 приведены периодограммы трех пар сейсмических и геомагнитных наблюдений, построенных на отрезке прохождения поверхностных волн. На верхних панелях приведена амплитуда спектра Z -компоненты сейсмического сигнала, содержащего ряд спектральных линий рэлеевских мод. Аналогичную структуру имеет спектр R -компоненты (не приведен на рисунках). Согласно работе [Surkov et al., 2018], косейсмический эффект имеет электромагнитную природу и проявляется на X - и Z -компонентах. Наличие многочисленных обертонов говорит о достаточно высокой добротности эффективного резонатора под обсерваторией.

На рис. 8 приведен спектр модуля сейсмического сигнала объемных волн и три компоненты электромагнитного отклика. Высокочастотная область спектра соответствует продольной волне. Спектр на низких частотах определяется поперечной волной. Здесь основной косейсмический эффект является электрокинетическим и проявляется на Y -компоненте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаружение квазипериодических сигналов с частотой 0.05–0.2 Гц на геомагнитных записях подтверждает возможность генерации низкочастотных электромагнитных полей под воздействием на среду под обсерваторией сейсмических волн. Для сильных землетрясений с магнитудой

$M_w \geq 7$ эффект проявляется на значительных эпицентральных расстояниях вплоть до 27° (около 3000 км по поверхности). Наилучшим образом сигнал детектируется в записях скорости изменения магнитного поля dB/dt в виде изолированных всплесков с последующим затуханием, что свидетельствует об индуцировании геоэлектрического поля $E \sim dB/dt$ в поверхностных слоях Земли. Чем ближе геомагнитная обсерватория к эпицентру, тем всплеск имеет большую амплитуду и тем более он локализован во времени. На больших расстояниях УНЧ волны затухают при распространении в литосфере [Molchanov, Hayakawa, 2008; Surkov et al., 2018], и сигнал в скорости изменения магнитного поля становится соизмерим с его шумовой составляющей. Наблюдаемая пиковая амплитуда $|dX/dt| \sim 17$ нТл/с (обсерватория GLK) является экстремальной для любых широт и едва достижима даже во время очень сильных магнитных бурь. Таким образом, из всех природных процессов, возбуждающих быстрые изменения геомагнитного поля, одними из самых мощных являются сейсмические события на небольшом расстоянии от пункта наблюдений. Очевидно, величина магнитного эффекта зависит от параметров среды. Скорость распространения электромагнитного сигнала определяется скоростью распространения сейсмических волн. На близкорасположенных друг к другу пунктах высокоточного геомагнитного и сейсмического мониторинга начало возмущения скорости изменения магнитного поля совпадает с приходом P -волны. Это говорит в пользу механизма генерации электромагнитного сигнала по мере распространения сейсмической волны (т.н. “косейсмический электромагнитный эффект”) [Surkov et al., 2018; Yamazaki, 2024] против механизма его передачи посредством акустико-гравитационных волн,

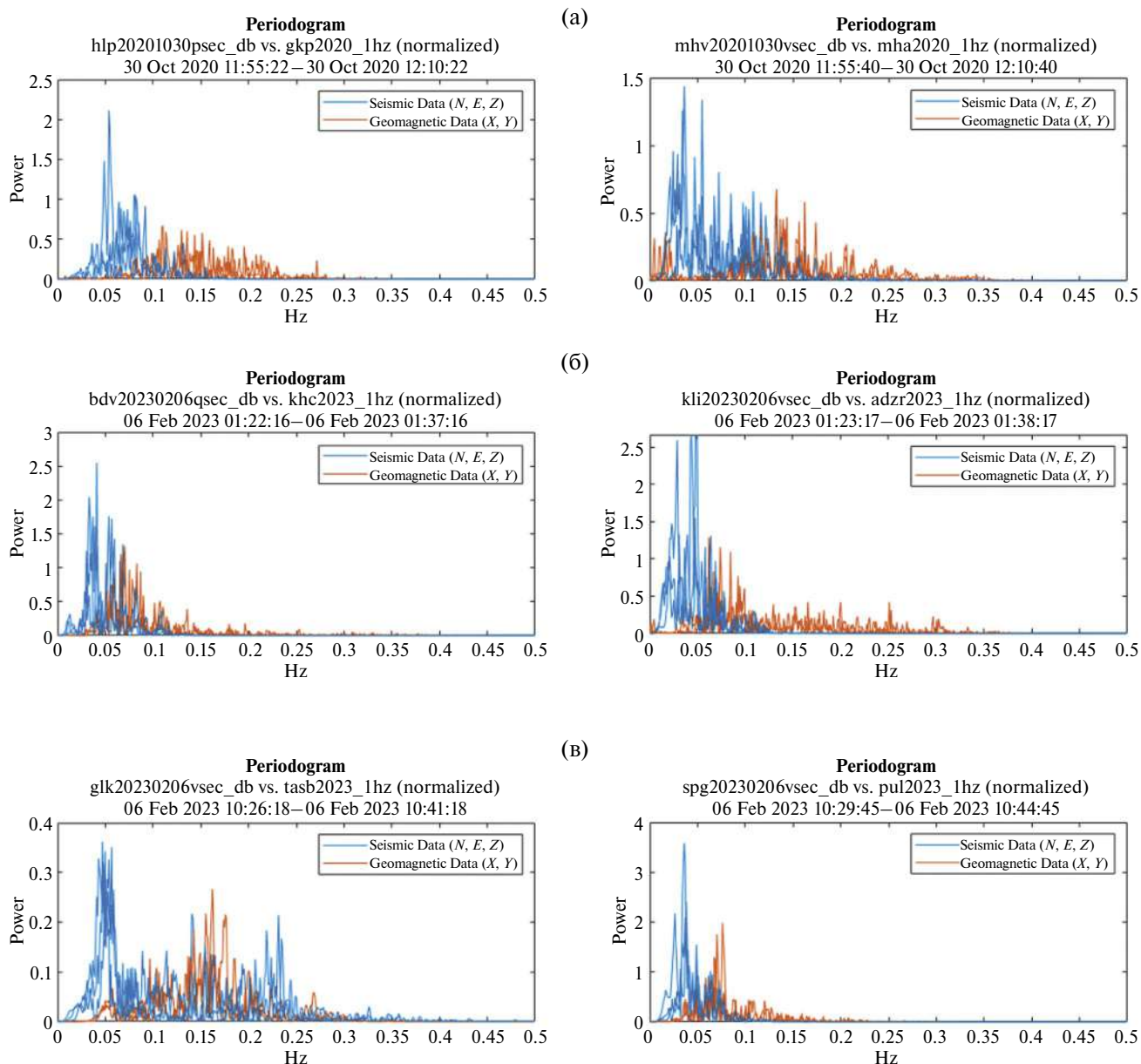


Рис. 6. Примеры периодограмм по нормированным данным для трех компонент смещений (синий) и двух горизонтальных компонент скорости изменения магнитного поля (оранжевый), зарегистрированных за 15-минутный интервал с момента первого вступления: пары пунктов наблюдений GKP-HLP и MHVs-MHVg для события ЗТ-1 (а); KHC-BDV и ADZR-KLI для события ЗТ-2 (б); TASB-GLK и PUL-SPG для события ЗТ-3 (в).

воздействующих на ионосферу [Рябова, Шалимов, 2022; Naayakawa et al., 2010; Канониди, 2014]. Длительность геомагнитного сигнала увеличивается с расстоянием, что также согласуется с результатами численного моделирования косейсмического эффекта [Molchanov et al., 2001].

Таким образом, нами впервые представлены экспериментальные наблюдения, которые отражают данный эффект. Кроме фактической регистрации эффекта, была выявлена его тонкая структура — вклады, соответствующие разным типам

сейсмических волн. Показано, что объемные волны возбуждают, главным образом, геомагнитные возмущения, возникающие в результате градиента механического давления. В статье [Surkov et al., 2018] такой эффект назван электрокинетическим, в отличие от электромагнитных возмущений, возбуждаемых поверхностной волной. Последние нами также были идентифицированы.

Для накопления большей статистики экспериментальных наблюдений косейсмических электромагнитных сигналов на территории

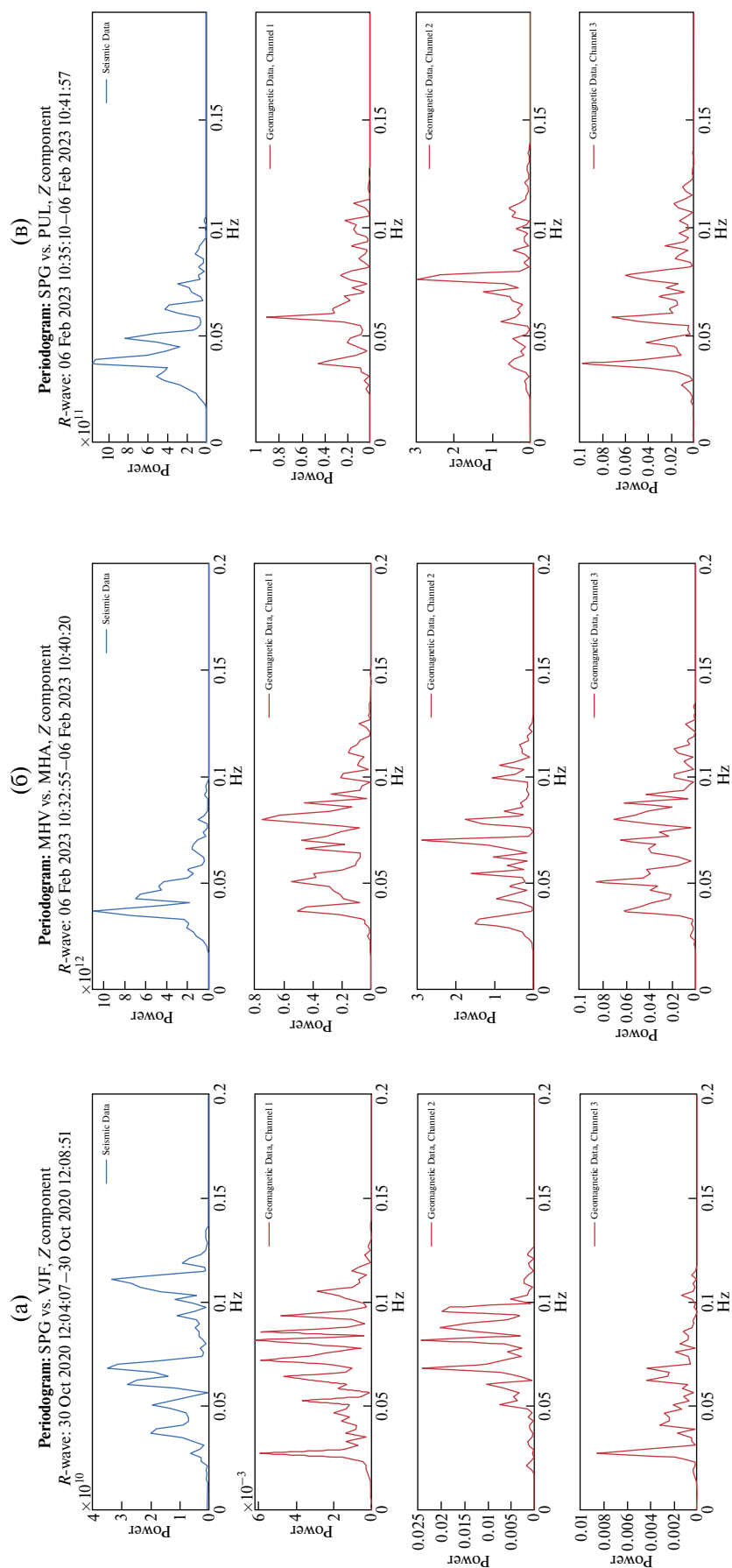


Рис. 7. Периодограммы Z-компоненты сейсмического сигнала при прохождении волны Релея (вверху) и трех компонент (X, Y, Z) электромагнитного отклика dB/dt на трех парах пунктов наблюдений: VJF-SPG (3Т-1) (а); MHVs-MHVg (3Т-3) (б); PUL-SPG (3Т-3) (в).

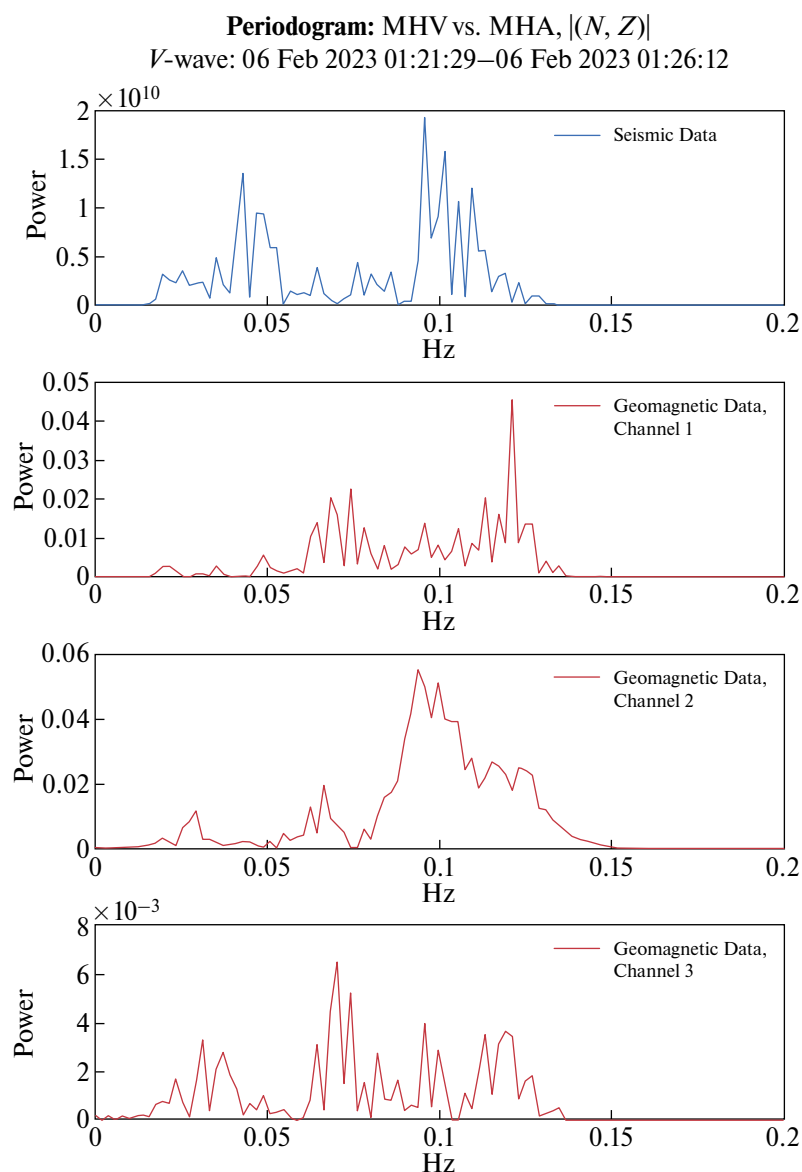


Рис. 8. Периодограммы модуля сейсмического сигнала $|(N, Z)|$ при прохождении объемных *P*- и *S*-волн (вверху) и трех компонент (*X*, *Y*, *Z*) электромагнитного отклика dB/dt на паре пунктов наблюдений MHVs-MHVg для события ЗТ-2.

нашей страны требуется существенное развитие сети 1-секундных наблюдений геомагнитного поля до размеров, сопоставимых с размером национальной сети сейсмического мониторинга. Получаемые при этом данные будут крайне востребованы специалистами в таких областях как солнечно-земная физика, геофизика и сейсмология.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность ФИЦКИА УрО РАН за доступ к данным УНУ “Архангельская сейсмическая сеть” и Международной

федерации цифровых сейсмических сетей (International Federation of Digital Seismograph Networks, <https://www.fdsn.org/>) за предоставление доступа к данным зарубежных сейсмических станций.

В исследовании использовались данные, регистрируемые геомагнитными обсерваториями. Мы благодарим национальные институты, которые поддерживают обсерватории, сеть ИНТЕРМАГНЕТ за продвижение высоких стандартов данных (<http://www.intermagnet.org>) и Межрегиональный центр геомагнитных данных (<http://geomag.gcras.ru>) за свободное распространение

данных в режиме онлайн. В работе также использовались данные и сервисы ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<https://ckp.gcras.ru/>) и УНУ “Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево” Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН (<https://idg.ras.ru/tseentry/unu-skgn-mikhnevo/>). Авторы признательны двум рецензентам за полезные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственных заданий Геофизического центра РАН, Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и Института динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН (№ 122040400015-5), утвержденных Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю.* “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 108–119. DOI: 10.7868/S0002333715060010
- Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Баскина И.М., Морозов А.Н., Шахова Е.В., Михайлова Я.А., Данилов К.Б.* Вклад уникальной научной установки “Архангельская сейсмическая сеть” в изучение сейсмичности Российской Арктики // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. С. 1–8.
- Гишиани А.Д., Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Кудин Д.В., Карпетян Д.К., Симонян А.О.* Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье // *Вестник ОНЗ РАН*. 2018. № 10. NZ4001. DOI: 10.2205/2018NZ000357
- Гоев А.Г., Алешин И.М., Константиновская Н.Л., Ризниченко Р.А., Юдочкин Н.А., Дробышев М.Н.* Новые широкополосные сейсмические станции в центральной части Восточно-европейской платформы // *Физика Земли*. 2024. (подана в редакцию)
- Иванов А.Г.* Эффект электризации пластов земли при прохождении через них упругих волн // *Докл. АН СССР*. 1939. Т. 24. № 1. С. 41–43.
- Канониди Х.Д.* Об источнике особого вида геомагнитных пульсаций во время землетрясений // *Изв. ВУЗов. Северо-кавказский регион. Естественные науки*. № 2. 2014. С. 29–44.
- Кудин Д.В., Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Легостаева О.В.* Система ускоренной подготовки квазиокончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2021. Т. 61. № 1. С. 46–59. DOI: 10.31857/S0016794021010090
- Рябова С.А., Шалимов С.Л.* О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли и приуроченных к сильным землетрясениям // *Физика Земли*. 2022. № 4. С. 30–45. DOI: 10.31857/S0002333722040081
- Смирнов В.Б., Шебалин П.Н.* От редколлегии журнала “Физика Земли” // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 3–4. DOI: 10.31857/S0002333723060121
- Соловьёв А.А.* Геомагнитный эффект землетрясений $M_w = 7.5–7.8$ в Турции 6 февраля 2023 г. // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 511. № 1. С. 78–85. DOI: 10.31857/S2686739723600613
- Соловьёв А.А., Кудин Д.В., Сидоров Р.В., Котиков А.Л.* Детектирование геомагнитного джерка 2020 г. по оперативным данным магнитных обсерваторий “Санкт-Петербург” и “Климовская” // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 1. С. 85–90. DOI: 10.31857/S2686739722601375
- Соловьёв А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Хохлов А.В.* Новая геомагнитная обсерватория “Климовская” // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2016. Т. 56. № 3. С. 365–379.
- Ahmad R.A., Singh R.P., Adris A.* Seismic hazard assessment of Syria using seismicity, DEM, slope, active faults and GIS // *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. 2017. V. 6. P. 59–70. DOI: 10.1016/j.rsase.2017.04.003
- Akkar S., Azak T., Çan T. et al.* Evolution of seismic hazard maps in Turkey // *Bulletin of Earthquake Engineering*. 2018. V. 16. P. 3197–3228. DOI: 10.1007/s10518-018-0349-1
- Alver F., Kılıçarslan Ö., Kuterdem K., Türkoğlu M., Şentürk M.D.* Seismic Monitoring at the Turkish National Seismic Network (TNSN) // *Summ. Bull. Internatl. Seismol. Cent., July–December 2017*. 2019. 53(II). P. 41–58. DOI: 10.31905/D9GRP8RD
- Güvercin S.E., Karabulut H., Konca A.O., Doğan U., Ergintav S.* Active seismotectonics of the East Anatolian Fault // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 230. № 1. P. 50–69. DOI: 10.1093/gji/ggac045
- Hayakawa M., Kasahara Y., Nakamura T., Muto F., Horie T., Maekawa S., Hobara Y., Rozhnoi A.A., Solovieva M., Molchanov O.A.* A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. A09305. DOI: 10.1029/2009JA015143
- International Seismological Centre. 2024a. International Seismograph Station Registry (IR). DOI: 10.31905/EL3FQQ40
- International Seismological Centre. 2024b. On-line Bulletin. DOI: 10.31905/D808B830
- Kadirioğlu F.T., Kartal R.F.* The new empirical magnitude conversion relations using an improved earthquake catalogue for Turkey and its near vicinity (1900–2012) // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2016. V. 25. № 4. P. 300–310. DOI: 10.3906/yer-1511-7
- Kudin D., Soloviev A., Matveev M., Shevaldysheva O.* On a novel approach to correcting temperature dependencies in magnetic observatory data // *Applied Sciences*. 2023. V. 13. № 14 8008. DOI: 10.3390/app13148008

- Molchanov O. A., Hayakawa M.* Seismo-Electromagnetics and Related Phenomena: History and Latest Results // TERRAPUB. Tokyo. 2008. 189 p.
- Molchanov O., Kulchitsky A., Hayakawa M.* Inductive seismo-electromagnetic effect in relation to seismogenic ULF emission // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2001. V. 1. P. 61–67. DOI: 10.5194/nhess-1-61-2001
- Sakkas V.* Ground Deformation Modelling of the 2020 M_w 6.9 Samos Earthquake (Greece) Based on InSAR and GNSS Data // Remote Sens. 2021. V. 13. 1665. DOI: 10.3390/rs13091665
- Soloviev A., Dobrovolsky M., Kudin D., Sidorov R.* Minute values of X , Y , Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Klimovskaya (IAGA code: KLI)ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2015. DOI:10.2205/kli2011min
- Soloviev A., Dzeboev B., Karapetyan J., Grudnev A., Kudin D., Sidorov R., Nisilevich M., Krasnoperov R.* Minute values of X , Y , Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Gyulagarak (IAGA code: GLK). ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2020. DOI: 10.2205/GLK-2020min
- Soloviev A., Gvishiani A., Turuntaev S., Sidorov R., Ryakhovskiy I., Kudin D., Krasnoperov R., Grudnev A.* 1-second sampled values of X , Y , Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Mikhnevo (IAGA code: MHV). ESDB repository. 2023. Moscow. DOI: 10.2205/MHV2023sec
- Soloviev A., Kopytenko Y., Kotikov A., Kudin D., Sidorov R., Matveev M.* 2020 definitive data from geomagnetic observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG): minute values of X , Y , Z components and total intensity F of the Earth's magnetic field. ESDB repository, GCRAS. 2021. Moscow. DOI: 10.2205/SPG2020min-def
- St-Louis B.* INTERMAGNET Operations Committee and Executive Council, 2020. INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.0.0
- Surkov V.V., Pilipenko V.A., Sinha A.K.* Possible mechanisms of co-seismic electromagnetic effect // ActaGeod.Geophys. 2018. V. 53. P. 157–170. DOI: 10.1007/s40328-018-0211-6
- Thomson A.W.P., Flower S.M.* Modernizing a global magnetic partnership // Eos. 2021. V. 102. DOI: 10.1029/2021EO156569
- Yamazaki K.* Revised set of equations describing the seismo-electromagnetic coupled wave field in an ambient geomagnetic field // Geophysical Journal International. 2024. V. 236. № 2. P. 946–951. DOI: 10.1093/gji/ggad461

The Fine Structure of Coseismic Electromagnetic Response Based on Geomagnetic and Seismological Observations

A. A. Soloviev^{a,b,*}, I. M. Aleshin^{a,b}, S. V. Anisimov^b, A. G. Goev^{b,c},
A. N. Morozov^{a,b}, D. S. Sapronov^a, and E. N. Solovieva^{a,b}

^aGeophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia

^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

^cSadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

*e-mail: a.soloviev@gcras.ru

Received March 3, 2024

revised March 3, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – This paper examines the response in geomagnetic field variations caused by the 2020–2023 earthquakes with magnitudes $M_w \geq 7.0$ in the Aegean Sea and eastern Turkey. A detailed comparison of high-precision observations of the geomagnetic field and seismograms recorded at complex geophysical observatories within a radius of 3000 km from the epicenters was carried out. The joint analysis involves averaged 1-s data on the rate of change of the magnetic field and records from broadband seismic stations. Their characteristics are assessed in both time and frequency domains. The spectral characteristics of body and surface waves are separately compared with those of the geomagnetic signal. It is shown that the beginning of disturbance in the magnetic field at each observatory strictly coincides with the arrival of the P -wave and intensifies with the arrival of S -waves. The maximum geomagnetic disturbance is caused by surface waves. The amplitude of electromagnetic excitations is proportional to the amplitude of the parent seismic phases. Thus, the coseismic nature of the observed electromagnetic signal has been confirmed, suggesting its excitation in the Earth's crust as seismic waves propagate.

Keywords: earthquake, seismoelectromagnetic effects, geomagnetic field, seismology, coseismic effect

УДК: 550.348.436

БАЗА ДАННЫХ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

© 2024 г. А. И. Филиппова^{1,2,*}, И. С. Бурлаков^{2,3}, А. С. Фомочкина^{2,3}

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

³РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, г. Москва, Россия

*E-mail: aleirk@mail.ru

Поступила в редакцию 16.02.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В работе представлено описание базы механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики, составленной нами по данным мировых сейсмологических агентств и литературным источникам. В базу вошло 595 решений фокальных механизмов для 273 сейсмических событий с $M = 2.1–7.6$, произошедших в 1927–2022 гг. Для большинства событий приведены сведения о глубине очага, скалярном сейсмическом моменте и моментной магнитуде. Помимо самих очаговых параметров, в базу вошла информация о качестве приводимых решений, что во многих случаях облегчает их сопоставление. Для удобства пользователей база имеет графический интерфейс, позволяющий осуществлять поиск по различным атрибутам (координатам, времени, значениям магнитуды и глубины). Собранный нами база существенно превышает по объему информации все имеющиеся на текущий момент времени аналоги. Она может использоваться для проведения сеймотектонического анализа, расчетов напряженно-деформированного состояния литосферы, оценки сейсмической опасности для всей Восточной Арктики или отдельных ее регионов. Применение базы для сопоставления различных решений фокальных механизмов и сеймотектонического анализа проиллюстрировано в статье на примере сейсмических событий, произошедших в Оленекском заливе моря Лаптевых и на прилегающих к нему территориях. Предполагается, что в дальнейшем база будет пополняться авторами каждые пять лет.

Ключевые слова: сейсмичность, землетрясение, механизм очага, Восточная Арктика.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724050153>, **EDN:** EIWPPIR

ВВЕДЕНИЕ

Под очагом землетрясения понимают область, в которой происходит разрыв сплошности материала среды, когда напряжения в ней превысят предел прочности, или область, в которой происходит генерация сейсмических волн. Из теории упругости следует, что очаг может быть описан двумя эквивалентными способами: в виде смещений (или напряжений), приложенных к некоторой поверхности или в виде объемных сил, создающих такое же поле упругих волн, как и смещения на поверхности [Аки, Ричардс, 1983]. В приближении точечного источника, когда для анализа используются сейсмические волны с длиной волны, много большей линейных размеров очага, в наиболее общем виде очаг землетрясения можно

представить через тензор сейсмического момента (ТСМ), который зависит от силы источника и ориентации разрыва. В наиболее общем виде ТСМ может быть разложен на изотропную составляющую, характеризующую отрывную компоненту в очаге, и девиаторный ТСМ. В свою очередь девиаторный ТСМ может быть представлен в виде суммы несдвиговой и сдвиговой компонент. Первая из них (*compensated linear vector dipole* или CLVD-компонента), возникает в случае разрыва по неплоской площадке. Наиболее часто эта компонента присутствует в очагах сильных сейсмических событий, характеризующихся сложной геометрией разрыва, например, двух Турецких землетрясений 06.02.2023 г. с $M_w = 7.8$ и $M_w = 7.7$ [Филиппова, Фомочкина, 2023 и ссылки в ней], а также в очагах более

слабых вулканических землетрясений [Ekström, 1994; Sandanbata et al., 2021; Shuler et al., 2013]. Однако для большинства сейсмических событий очаг хорошо описывается сдвиговой компонентой ТСМ. В этом случае он моделируется разрывом сплошности по плоской площадке, а его силовым эквивалентом является двойная пара сил с моментом или двойной диполь (*double-couple*). При этом сама сдвиговая компонента полностью задается скалярным сейсмическим моментом, являющимся энергетической характеристикой землетрясения, и его механизмом очага, характеризующим ориентацию плоскости разрыва в пространстве и направление подвижки.

Механизм очага землетрясения представляет собой важный параметр, поскольку по нему можно судить о действующих в Земле напряжениях. Так, данные о механизмах очагов землетрясений являются основой для реконструкций напряженно-деформированного состояния литосферы на разных масштабных уровнях, в том числе для построения глобальных карт напряжений *World Stress Map* (WSM), включая последнюю версию WSM 2016 [Heidbach et al., 2018]. В мире для большинства сейсмических событий с магнитудой более 5.0 механизм очага, а точнее девиаторный ТСМ, регулярно рассчитывается и публикуется в каталогах *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) [Global..., 2024] и *National Earthquake Information Center* (NEIC) [National..., 2024]. Описание применяемых методов инверсии с учетом их изменения во времени приведены в работах [Dziewonski et al., 1981; Ekström, 2012; Hayes et al., 2009]. В России рутинные определения механизма очага проводятся в ФИЦ ЕГС РАН и его филиалах, результаты доступны в ежегодниках “Землетрясения России” (<http://www.gsras.ru/zr/>) и “Землетрясения Северной Евразии” (<http://www.gsras.ru/zse/>), а также ежегодно пополняемой базе данных “Землетрясения России” (<http://eqgu.gsras.ru>). Компиляция решений, полученных различными сейсмологическими агентствами, наряду с собственными определениями механизмов предоставляется в *International Seismological Centre* (ISC) [International..., 2024].

Основная цель нашей работы, носящей обзорный характер, заключалась в создании базы данных механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики (1927–2022 гг.). Регион характеризуется сложным тектоническим строением и высоким уровнем сейсмической активности (см. далее). В то же время он относительно малоизучен в силу своей труднодоступности. Не составляют исключение и механизмы очагов

региональных землетрясений, рутинные определения которых затруднены малым количеством сейсмических станций на рассматриваемой территории и во многих случаях неподходящей для этих целей геометрией сейсмической сети [Аветисов, 2000]. Следовательно, имеющиеся определения механизмов очагов, опубликованные в различных источниках, представляют собой большую ценность для решения спорных вопросов современной геодинамики, сейсмотектонического анализа, оценки сейсмической опасности для всей Восточной Арктики или отдельных ее областей. Составленная нами база включает в себя результаты, полученные в сейсмологических агентствах, и решения механизмов из литературных источников. Последнее является ее несомненным преимуществом относительно ISC-каталога.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Рассматриваемый в данной работе регион сложен различными структурами (рис. 1а). На севере он охватывает часть Евразийского бассейна и котловины Макарова Северного Ледовитого океана, море Лаптевых и Восточно-Сибирское море. Евразийский бассейн на современном этапе испытывает процессы растяжения [Heidbach et al., 2018], сосредоточенные в зоне спредингового срединно-океанического хребта Гаккеля. Скорость спрединга в районе восточного окончания хребта составляет около 6 мм/год [DeMets et al., 1990]. По хребту Гаккеля проходит граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [Bird, 2003], отчетливо проявленная в сейсмичности в виде узкой полосы эпицентров землетрясений (рис. 1б) [Engen et al., 2003; Morozov et al., 2021a; Schlindwein et al., 2015]. Шельфы моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря представляют собой часть континентальной окраины Северной Евразии. На шельфе моря Лаптевых развита континентальная рифтовая система, состоящая из чередующихся горстов и грабенов [Engen et al., 2003; Drachev, Schcarubo, 2017]. Здесь в противоположность к подходящему к нему с севера хребту Гаккеля, сейсмичность носит рассеянный характер (рис. 1б) [Аветисов, 2000; Крылов и др., 2020; Avetisov, 1999], а граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит становится диффузной [Gaina et al., 2002]. Восточно-Сибирское море характеризуется слабым уровнем сейсмической активности (рис. 1б). За последние почти 50 лет на

его шельфе зарегистрировано всего несколько землетрясений с магнитудой более 4.0, большая часть из которых локализована в районе Новосибирских островов, а в тектоническом

плане – в пределах Южно-Анюйской шовной зоны [Имаева и др., 2021].

Континентальная часть исследуемой области представлена с запада на восток Таймырским

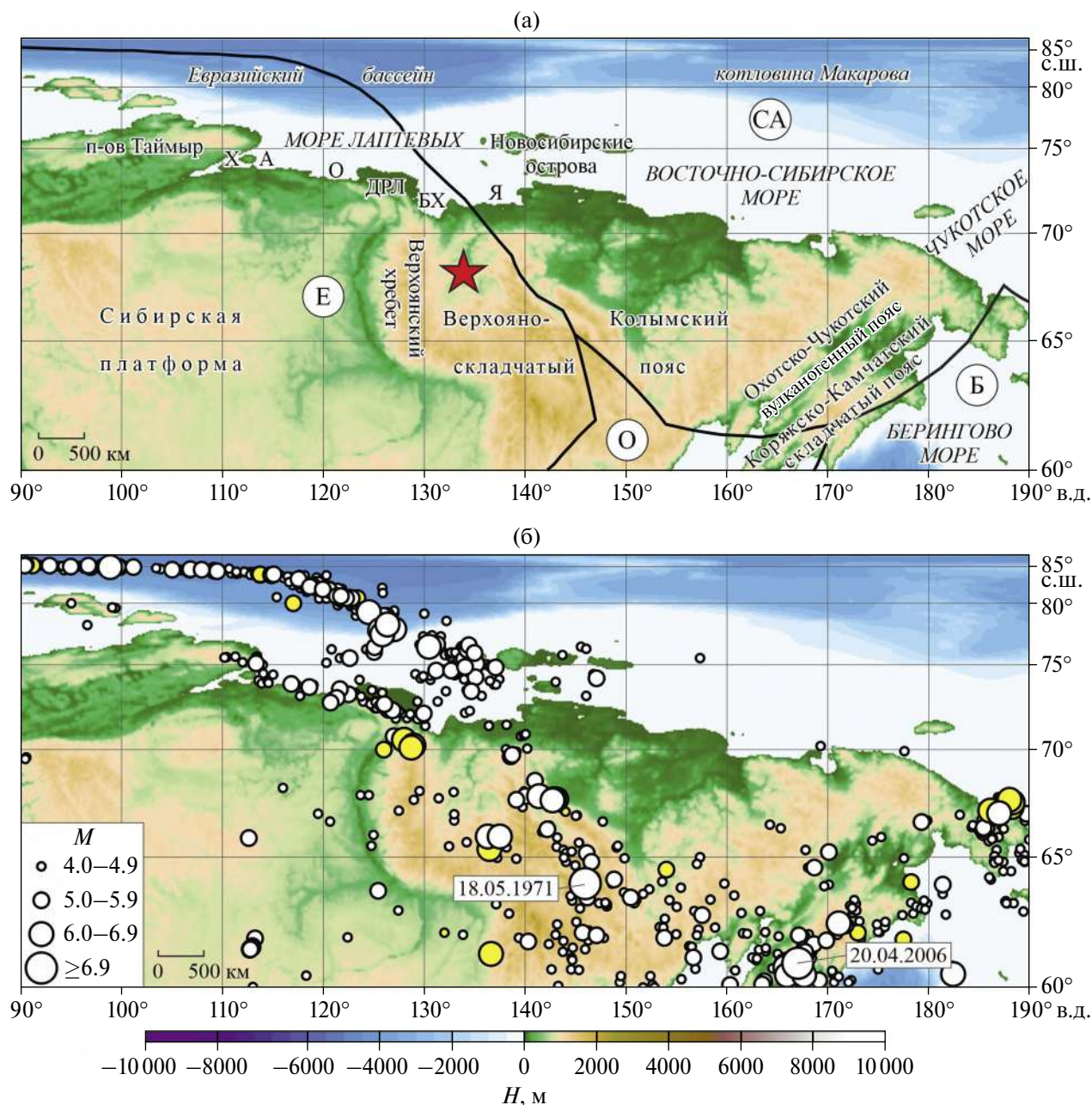


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Арктики согласно работам [Зоненшайн и др., 1990а; 1990б; Зоненшайн, Натапов, 1987] (а) и ее сейсмичность (б). Границы литосферных плит (черные кривые) показаны схематично по работам [Ландер и др., 1994; Bird, 2003; Maskey et al., 1997]; полюс вращения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (звезда) нанесен по работе [Steblov et al., 2003]. Литосферные плиты (буквы в кружках): Е – Евразийская, СА – Северо-Американская, О – Охотоморская, Б – Берингоморская. Остальные буквенные обозначения: А – Анабарский залив, БХ – губа Буор-Хая, ДЛР – дельта р. Лены, О – Оленекский залив, Х – Хатангский залив, Я – Янский залив. Эпицентры землетрясений с $M \geq 4.0$ (1927–2022 гг.) приведены по данным ISC-каталога [International..., 2024]. Желтым цветом обозначены эпицентры землетрясений, произошедших в 1927–1959 гг., белым – 1960–2022 гг. Даты указаны для землетрясений с $M \geq 7.0$. Здесь и далее топография и батиметрия (H , м) приведены по глобальной модели ETOPO1 [Amante, Eakins, 2009].

складчатым поясом, занимающим полуостров Таймыр, докембрийской Сибирской платформой, мезозойским Верхояно-Колымским складчатым поясом, Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и кайнозойским Корякско-Камчатским складчатым поясом (рис. 1а) [Зоненшайн и др., 1990а; 1990б]. На Таймырском полуострове эпицентры редких слабых землетрясений приурочены к его восточному побережью (рис. 1б) [Середкина, Козьмин, 2017; Mогозов et al., 2021b]. Относительно высокий уровень сейсмической активности наблюдается на побережье Анабарского и Оленекского заливов моря Лаптевых, а также в дельте реки Лены. Здесь эпицентры большинства землетрясений тяготеют к крупным разрывным нарушениям субширотной ориентации, обрамляющим практически асейсмичную Сибирскую платформу [Имаева и др., 2017]. Наиболее сильные сейсмические события Верхоянского хребта сосредоточены в его северной части и представлены Булунскими землетрясениями 1927–1928 гг. (5 событий с $M = 5.8–6.8$), связанными с Хараулахтской системой разломов [Имаев и др., 1998; 2000; Fujita et al., 2009]. Согласно работе [Steblov et al., 2003] полюс вращения Евразийской и Северо-Американской литосферных плит расположен в непосредственной близости от эпицентров Булунских землетрясений (рис. 1). При этом в позднеинструментальный период наблюдений (с 1960 г.) во всем Верхоянском хребте регистрировались лишь относительно немногочисленные события с $M < 5.0$.

На северо-востоке Евразии, включая окраинные Чукотское и Берингово моря, сейсмическая активность сосредоточена преимущественно вдоль границ Евразийской, Северо-Американской, Охотоморской и Берингоморской литосферных плит (рис. 1). Эпицентры наиболее сильных землетрясений исследуемого региона тяготеют к зонам крупных разрывных нарушений сейсмического пояса Черского – Чай-Юреинскому разлому и разлому Улахан [Имаева и др., 2017; Fujita et al., 2009] – а также к крупным разломам северо-восточного простирания, расположенным в Корякском сейсмическом поясе и образующим границу Берингоморской литосферной плиты [Ландер и др., 1994; Maskey et al., 1997] (рис. 1). Так, здесь произошли сильнейшие на северо-востоке России за инструментальный период наблюдений Артыкское землетрясение 18.05.1971 г. с $MS = 7.1$ [Козьмин, 1984] и Олюторское землетрясение 20.04.2006 г. с $M_w = 7.6$ [Чебров, 2007]. Помимо современных проявлений сейсмической

активности в рассматриваемом районе обнаружены многочисленные палеосейсмодислокации, в том числе возникшие от сейсмических событий с $M > 7.0$ [Важенин, 2000; Имаев и др., 2000].

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И СТРУКТУРА БАЗЫ

База механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики создавалась по данным сейсмологических агентств и литературным источникам. В случае если сейсмическое событие имело несколько решений фокальных механизмов, все они заносились в базу с указанием соответствующих источников. При составлении базы нами использовались данные международных каталогов GCMT [Global..., 2024], NEIC [National..., 2024], GFZ [GEOFON..., 2024] и ISC [International..., 2024]. В случае с GCMT, NEIC и GFZ в базе приведены параметры наилучшего двойного диполя, соответствующего девиаторному TCM. Из ISC-каталога отбирались не только все фокальные механизмы, полученные в самом агентстве по знакам первых вступлений объемных волн, но также решения агентств, не перечисленных ранее, например, AUST (Geoscience Australia, Canberra, Australia; <http://www.ga.gov.au>) и IGP (Institut de physique du globe de Paris, Paris, France; <http://geoscope.ipgp.fr>) (коды соответствуют международному стандарту). Также нами учитывалась информация о механизмах очагов, содержащаяся в ежегодниках “Землетрясения России” (<http://www.gsras.ru/zr/>) и “Землетрясения Северной Евразии” (<http://www.gsras.ru/zse/>) и ежегодной пополняемой базе данных “Землетрясения России” (<http://eqru.gsras.ru>), охватывающей временной промежуток с 2003 г. по настоящее время. Кроме того нами были собраны фокальные механизмы, полученные в ходе специальных исследований сейсмических событий рассматриваемого региона и опубликованные в литературе. Далее перечислим литературные источники с указанием используемых в них данных и методов.

До 1990 г. большинство имеющихся механизмов очагов было определено либо только по знакам первых вступлений объемных волн [Аветисов, 1991; 1993; Балакина и др., 1972; Гунбина и др., 1988; Козьмин, 1984; Имаев и др., 1990; 1998; Имаева и др., 2015; Мишарина, 1967; Cook et al., 1986; Cook, 1988; Jemsek et al., 1986; Fujita et al., 1990; 2009; Parfenov et al., 1988], либо дополнительно к знакам использовалась информация об отношениях амплитуд P -, SV - и SH -волн (SH/P , SV/P , SV/SH) [Franke et al., 2000]. Лишь

для немногих событий того времени проводилась инверсия волновых форм [Fujita, 1995; McMullen, 1985; Riegel, 1994; Olson, 1990]. В 1990–1999 гг. механизмы, основанные на знаках объемных волн [Franke et al., 2000; Fujita et al., 2009], составляют около трети всех решений, имеющих в литературе. Практически для всех остальных решений механизмов очагов землетрясений того периода, рассмотренных в работах [Имаева и др., 2021; Середкина, Козьмин, 2017; Filippova, Melnikova, 2023; Seredkina, Melnikova, 2018], основными исходными данными служили амплитудные спектры поверхностных волн. Для расчетов использовалась методика определения ТСМ (в приближении двойного диполя) и глубины очага землетрясения, разработанная Б.Г. Букчиным (ИТПЗ РАН) [Букчин, 1989]. Эта методика также активно применялась к землетрясениям, произошедшим в регионе в 2000–2021 гг. [Имаева и др., 2017; 2021; Фомочкина, Филиппова, 2023; Filippova, Melnikova, 2023; Seredkina, Melnikova, 2018]. Для четырех сейсмических событий в 1992–2008 гг. очаговые параметры были определены по длиннопериодным записям объемных волн в работе [Sloan et al., 2011], причем для Андрей-Тасского землетрясения 22.06.2008 г. с $M_w = 6.1$ [Имаева и др., 2011] очаговые параметры рассчитаны для двух субочагов.

Для каждого землетрясения в базу данных вносились следующие параметры (табл. 1): порядковый номер землетрясения в базе (*id*), дата (в формате дд.мм.гггг), время (GMT в формате чч:мм:сс), координаты эпицентра, магнитуда (*M*), скалярный сейсмический момент (M_0 , Н·м), глубина очага (*h*, км; с указанием фиксированный это параметр или нет), параметры двух нодальных плоскостей (*NP1* и *NP2*) фокального механизма, параметры осей главных напряжений (осей растяжения, сжатия и промежуточной – *T*, *P* и *B* соответственно), процент компоненты двойного диполя в решении ТСМ (*DC*, %), качество решения, источник, примечания. Порядковый номер присваивался в хронологическом порядке. Дата, время и координаты эпицентра заносились в базу по данным ISC-каталога [International..., 2024]. Магнитуды приводились в соответствии с источником, тип магнитуды указан в примечаниях. В случае если источник содержал несколько определений магнитуды, предпочтение отдавалось моментной магнитуде. Некоторые значения глубины очага, приведенные в базе, не определялись непосредственно, а фиксировались при расчете других очаговых параметров. Такие глубины отмечены

символом *f* в столбце *hf*. Параметры нодальных плоскостей фокального механизма приведены единообразно в проекции нижней полусферы в следующем формате: *stk* – направление простирания (0° – 360°), *dip* – угол падения (0° – 90°), *slip* – угол подвижки (от -180° до 180°). Для осей главных напряжений указаны азимут (*azm*, 0° – 360°) и угол погружения (*pl*, 0° – 90°). Информация о проценте компоненты двойного диполя в решении ТСМ (*DC*, %) в базе имеется только для агентств GCMT, NEIC и GFZ, в которых определяется полный девиаторный ТСМ (см. Введение). Во всех остальных случаях очаг рассматривается в приближении чистого двойного диполя, т.е. по умолчанию *DC* = 100%.

Сведения о качестве решения (если они доступны) приводились в том же виде, как и в используемом источнике. Отметим, что для девиаторных ТСМ из каталогов GCMT, NEIC и GFZ в оригинале имеется только информация о погрешностях отдельных компонент тензора, поэтому в базе оценка качества наилучшего двойного диполя в целом не определена. Для всех механизмов, рассчитанных по амплитудным спектрам поверхностных волн, в базе указаны значения функции нормированной невязки, характеризующей отличие наблюдаемых и синтетических спектров [Букчин, 1989]. Для фокальных механизмов из работы [Fujita et al., 2009] качество оценивается двумя градациями – *good* (хорошо обусловленное знаками) и *poor* (плохо обусловленное знаками). В статьях [Аветисов, 1993; Cook et al., 1986; Franke et al., 2000] дополнительно используется промежуточная градация – *moderate* (решение с небольшой неопределенностью положения нодальных плоскостей). Для работы [Козьмин, 1984] качество решений было оценено нами по неопределенности положения нодальных плоскостей на имеющихся стереограммах фокальных механизмов по той же градации (*good*, *moderate*, *poor*). Качество механизмов, полученных агентством ISC, обозначается буквами *A–D*, где *A* обозначает надежные решения, *D* – решения неудовлетворительного качества. Отметим, что для всех землетрясений рассматриваемого региона качество ISC-решений неудовлетворительное (*D*), т.е., фактически, такие решения непригодны для дальнейшего анализа.

Источники собранных фокальных механизмов приведены либо в виде международного кода сейсмологического агентства, либо в виде ссылки на публикацию. Если фокальный механизм помимо первоисточника впоследствии был опубликован в других работах, как, например, в статье [Fujita et al., 2009], содержащей в большей степени компиляцию известных решений, в нашей базе

Таблица 1. Пример информации, содержащейся в базе данных

id	Дата	Время	φ, град	λ, град	M	M ₀ , Н·м	h, км	h _f	NP1			NP2			Ось T		Ось P		Ось B		DC, %	Quality	Источник	Примечания	
									stk, град	dip, град	slip, град	stk, град	dip, град	slip, град	azm, град	pl, град	azm, град	pl, град	azm, град	pl, град					
92	05.10.1993	21:28:07.4	77.6296	126.4101	5.2	7.39×10 ¹⁶	15	f	32	35	-65	183	59	-106	284	13	55	71	191	14	79		GCMT	M _w , mb = 5.1 (PDE), h = 18 SL	
					5.0		18		191	63	-44	304	51	-146	250	7	152	49	346	40			good	FR	mb
					5.2	8.00×10 ¹⁶	21		38	20	-52	178	74	-103	278	28	71	59	182	12			0.270	FM	M _w
214	13.03.2013	03:12:52.68	60.1064	163.5095	5.8	6.33×10 ¹⁷	12	f	301	43	44	176	62	124	135	58	243	11	339	30	76		GCMT	M _w , mb = 5.7 (PDEW), MS = 5.8 (PDEW)	
					5.8	6.39×10 ¹⁷	15		173	68	115	302	33	43	119	59	245	19	343	23				NEIC	M _w , w-phase, preferred
					5.8	5.40×10 ¹⁷	4		179	66	127	297	43	36	135	53	243	13	342	34				72	NEIC
214	13.03.2013	03:12:52.68	60.1064	163.5095	5.8	7.28×10 ¹⁷	12		170	63	114	305	35	51	120	64	243	15	339	21	43		NEIC	M _w , centroid mt	
					5.8	5.60×10 ¹⁷	16		159	52	105	315	41	71	123	77	239	6	330	12	80				GFZ
214					6.2		24		322	45	81	154	45	99	148	84	58	0	328	6			KAGSR	M	

Примечания: в графах Источник и Примечания введены следующие обозначения: FR – [Franko et al., 2000], FM – [Fijirova, Melnikova, 2023], SL – [Sloan et al., 2011]. В базе данных ссылки на публикации приведены без сокращений. Коды агентств соответствуют международному стандарту PDE и PDEW – Preliminary Determinations of Epicenters, Monthly Listing and Weekly Listing соответственно [National..., 2024]. В графе Примечания у решений NEIC указан тип используемых данных и процедура их инверсии: w-phase – W-фаза [Hayes et al., 2009; Kanamori, Rivera, 2008], body-wave mt – длиннопериодные объемные волны [Sirkin, 1982]; centroid mt – длиннопериодные объемные и поверхностные волны [Dziwonski et al., 1981]. Preferred – наиболее предпочтительное NEIC-решение.

перечислены все доступные источники, при этом первоисточник указан первым.

Также для каждого решения фокального механизма в базе имеются примечания, содержащие, во-первых, информацию о типе магнитуды. Во-вторых, для агентства NEIC приведена информация о том, на основании каких данных и каким методом рассчитывался TCM, а также отмечено наиболее предпочтительное решение (см. табл. 1 и Примечание к ней). Для землетрясений, имеющих решения в GCMT, в примечания добавлена информация о магнитудах m_b и M_S из PDE-бюллетеней [National..., 2024]. Кроме того, для отдельных событий приведены дополнительные данные о глубине, пересчитанной для этого фокального механизма в работе [Sloan et al., 2011]. Для части таких событий в первоисточнике глубина не определена, тогда в базу вносились только оценки глубины из работы [Sloan et al., 2011] с соответствующими

примечаниями. Для решений, полученных авторами работы [Franke et al., 2000], указано, сколько отношений амплитуд P -, SV - и SH -волн использовалось при расчетах.

Технически база данных создавалась с помощью *PgAdmin* – программы кроссплатформенного типа для работы с *PostgreSQL*-серверами. Графический интерфейс, позволяющий пользователям осуществлять поиск в базе данных по различным атрибутам (координатам, дате, времени, идентификатору), а также ранжировать результаты поиска по магнитуде и глубине очага, был разработан на языке *Python* (рис. 2). Результаты запроса могут быть сохранены в отдельный файл с названием и расширением, указанными пользователем. Виджеты GUI были созданы на основе модуля *Tkinter*. Подключение к базе данных и выполнение запросов реализовано с помощью модуля *Psycopg2*.

Работа с базой данных

Поиск по территории

Введите диапазон широты через запятую

Введите диапазон долготы через запятую

Поиск по дате

Введите дату землетрясения в формате год-месяц-день

Поиск по времени

Введите время землетрясения в формате час:минута:секунда

Введите временной диапазон в часах

Поиск по id

Ранжировать по магнитуде

Ранжировать по глубине

Найти

Сохранить

Рис. 2. Вид окна поиска с полями ввода параметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Составленная нами база механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики (№ гос. регистрации 122041300106-8 от 19.02.2024 г.) размещена на сайте ИТПЗ РАН <https://www.itpz-ran.ru/ru/resultaty/maps-and-databases/east-arctic/>. В нее вошло 595 решений механизмов для 273 землетрясений с $M = 2.1-7.6$, произошедших в 1927–2022 гг. (рис. 3). Отметим, что только одно из рассматриваемых событий – Булунское землетрясение 14.11.1927 г. – произошло до 1951 г. (не показано на рис. 4а). Увеличение количества землетрясений, для которых определен механизм очага, начинается в 80-х годах XX века (рис. 4а), т.е. примерно совпадает с началом рутинных определений ТСМ в GСMT [Dziewonski, Woodhouse, 1983]. В зависимости от времени максимум землетрясений с известными механизмами приходится на 2006 г., когда произошло сильнейшее за инструментальный период наблюдений сейсмическое событие на рассматриваемой территории – Олюторское землетрясение 20.04.2006 г. с $M_w = 7.6$, сопровождавшееся многочисленными афтершоками (рис. 1б) [Чебров, 2007]. Второй максимум на рис. 4а связан с тем, что механизмы очага были определены для Илин-Тасского (Абыйского) землетрясения 14.02.2013 г. с $M_w = 6.7$ и многих его афтершоков. Для 90% землетрясений, вошедших в базу данных,

количество различных решений механизма очага не превышает 5, причем для 150 событий имеется только одно определение механизма (рис. 4б). Максимальное количество различных фокальных механизмов для одного землетрясения составило 12.

Для Восточной Арктики собранная нами база превышает по объему информации все имеющиеся на текущий момент времени аналоги. Так, по сравнению с наиболее полной компиляцией различных данных, имеющейся в ISC-каталоге [International..., 2024], в нее вошли, во-первых, фокальные механизмы, опубликованные в литературе (225 решений). Во-вторых, благодаря использованию информации по агентствам GСMT, NEIC и GFZ непосредственно из первоисточников, нам удалось избежать некоторых неточностей, содержащихся в ISC-каталоге, и в базу также вошли пропущенные в ISC данные. Например, для рассматриваемой территории в ISC-каталоге приведены очаговые параметры согласно GFZ только для трех землетрясений 2019–2020 гг., в то время как в [GEOFON..., 2024] также имеются ТСМ еще для 11 сейсмических событий 2011–2018 гг. Закономерно, что количество собранного нами материала превосходит также ежегодно пополняемую базу данных “Землетрясения России” (<http://eqru.gsras.ru>). Преимущества в этом

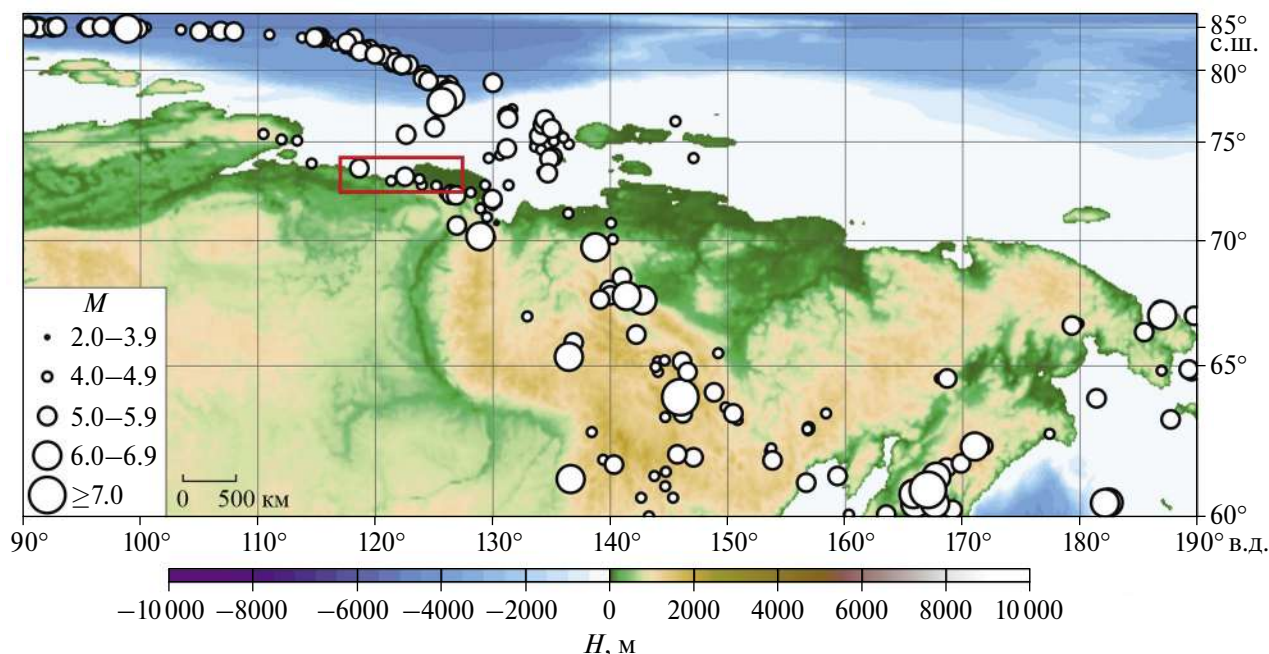


Рис. 3. Эпицентры землетрясений, вошедших в базу данных ($M = 2.1-7.6$, 1927–2022 гг.). Красным контуром обозначен Оленекский залив с прилегающими территориями, обсуждаемый ниже. Обозначения структур см. на рис. 1а.

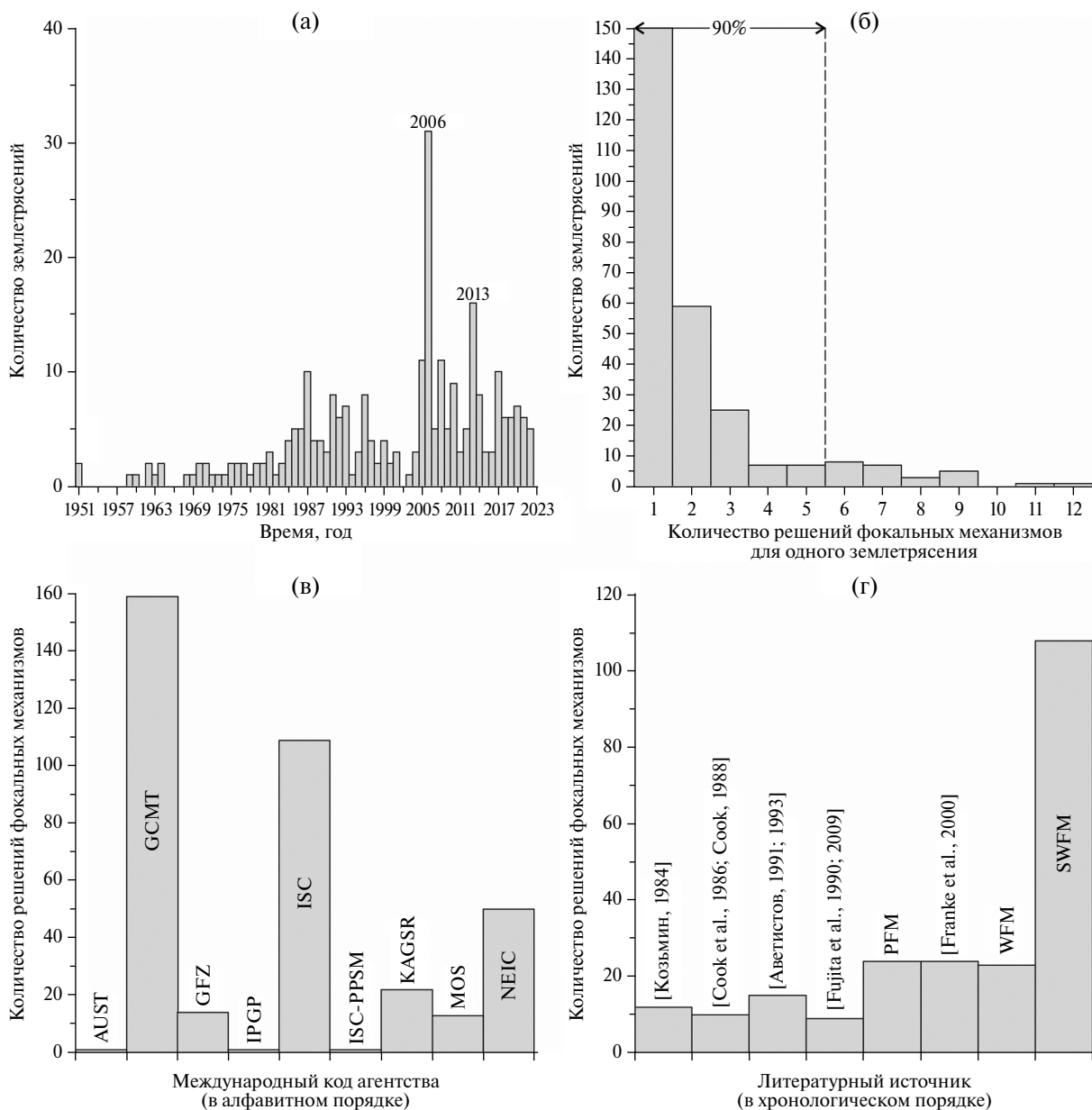


Рис. 4. Распределения количества землетрясений в базе данных по времени (а) и по количеству решений фокальных механизмов для одного землетрясения (б) и распределения количества решений фокальных механизмов по сейсмологическим агентствам (в) и литературным источникам (г). На панели (а) в распределение не включено Булунское землетрясение 14.11.1927 г. Расшифровка кодов агентств (в): AUST – Geoscience Australia, Australia (<http://www.ga.gov.au>); GCMT – The Global CMT Project, Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA (<https://www.globalcmt.org>); GFZ – German Research Centre for Geosciences, Helmholtz Centre Potsdam, Germany (<https://www.gfz-potsdam.de>); IGP – Institut de physique du globe de Paris, France (<http://geoscope.ipgp.fr>); ISC – International Seismological Centre, UK (<http://isc.ac.uk>); ISC-PPSM – International Seismological Centre Probabilistic Point Source Model, UK (<http://www.isc.ac.uk/projects/ProbabilisticSTF>); KAGSR – Камчатский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба” РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия (<https://glob.emsd.ru>); MOS – ФИЦ “Единая геофизическая служба” РАН, г. Обнинск, Россия (<http://www.ceme.gsras.ru>); NEIC – National Earthquake Information Center, USA (<https://earthquake.usgs.gov>). Для обозначения литературных источников введены следующие обозначения (г): PFM – [Балакина и др., 1972; Гунбина и др., 1988; Имаев и др., 1990; 1998; Имаева и др., 2015; Мишарина, 1967; Jemsek et al., 1986; Parfenov et al., 1988], WFM – [Fujita, 1995; McMullen, 1985; Olson, 1990; Riegel, 1994; Sloan et al., 2011], SWFM – [Имаева и др., 2017; 2021; Середкина, Козьмин, 2017; Фомочкина, Филиппова, 2023; Filippova, Melnikova, 2023; Seredkina, Melnikova, 2018].

случае обусловлены следующими причинами: большой охват по времени, использование литературных источников, для одного и того же землетрясения приведены различные решения. То же самое относится и к некоторым работам, содержащим компиляцию механизмов очагов землетрясений для всей Восточной Арктики или отдельных ее частей [Аветисов, 2000; Имаев и др., 2000; Имаева и др., 2015; 2017; Крылов и др., 2020; Cook et al., 1986; Fujita et al., 2009; Sloan et al., 2011].

Сопоставление фокальных механизмов, полученных для одного и того же землетрясения с использованием различных данных и методов, может представлять интерес для детального сейсмотектонического анализа. Проиллюстрируем это на примере сейсмических событий, произошедших в Оленекском заливе моря Лаптевых и прилегающих территориях (рис. 1, рис. 3). В пределах рассматриваемой территории механизмы очагов определены для 7 землетрясений ($M = 4.5-5.4$, 1986–2011 гг.), причем только для двух наиболее сильных из них – 25.11.1987 г. с $mb = 5.1$ и 01.02.1980 г. с $M_w = 5.3$ – имеется несколько различных решений (рис. 5). Также для этого региона в работе [Аветисов, 1991] по данным временной сети из 12 сейсмических станций, установленных в летние сезоны 1985–1988 гг., были получены фокальные механизмы для двух серий слабых землетрясений. Определение механизмов проводилось методом групповой обработки [Мишарина и др., 1975]: выделялись пространственно близкие группы сейсмических событий, знаки первых вступлений P -волн от которых было возможно разделить нодальными плоскостями единственным образом. Эти групповые решения не вошли в собранную нами базу, однако результаты для всех трех групп представлены в табл. 2.

Сопоставляя различные механизмы очагов для землетрясений 25.11.1987 г. и 01.02.1980 г. (рис. 5), в первую очередь, следует обратить внимание на качество имеющихся решений и используемые данные. Так, сдвиговые механизмы из работы [Franke et al., 2000], характеризуются невысоким качеством (*poor*), во-первых, за счет того, что для этих землетрясений не удалось рассчитать ни одного отношения амплитуд P -, SV - и SH -волн. Во-вторых, все знаки первых вступлений P -волн для них получены по записям удаленных станций, т.е. расположены в центре сетки Вульфа, что затрудняет надежное определение механизма. Таким образом, эти решения следует исключить из дальнейшего анализа. В случае с землетрясением 25.11.1987 г.

решения [Аветисов, 1993; Fujita et al., 1990] также имеют невысокое качество (*poor*), однако они оба свидетельствуют о преобладании сбросовых движений по субширотным плоскостям в очаге рассматриваемого сейсмического события. Отметим, что в базе активных разломов Северной Евразии [Zelenin et al., 2022] в районе эпицентра этого события выделен разлом с близким простиранием.

Для землетрясения 01.02.1980 г. ($M_w = 5.3$, $mb = 5.4$) механизмы очагов из работ [Аветисов, 1993; Cook et al., 1990], несмотря на один и тот же применяемый метод, существенно отличаются между собой и по оценкам авторов характеризуются умеренной неоднозначностью (качество – *moderate*). Решение из работы [Cook et al., 1990] ближе к наилучшему двойному диполю, опубликованному в GCMТ-каталоге [Global..., 2024] и полученному путем инверсии длиннопериодных объемных волн [Dziewonski et al., 1981]. Полный девиаторный ТСМ, компоненты которого имеют относительно небольшие погрешности, свидетельствует о том, что в очаге этого сейсмического события реализовался практически чистый сдвиг ($DC = 90\%$). Таким образом, очаг землетрясения 01.02.1980 г. представляет собой сброс по плоскостям СЗ–ЮВ ориентации. С учетом глубины гипоцентра, оценки которой составляют от 11 [Аветисов, 1993] до 25 км [Sloan et al., 2011], это сейсмическое событие, наиболее вероятно, может быть отнесено к зоне Лено-Анабарского краевого шва, имеющей СЗ–ЮВ простирание (рис. 5). К этой же зоне, видимо, приурочены и землетрясения 15.06.1986 г. ($M = 4.7$), 08.06.2001 г. ($M_w = 4.5$), 07.12.2010 г. ($M_w = 4.9$), 20.05.2011 г. ($M_w = 4.7$) и первая группа слабых сейсмических событий 1985–1988 гг. (№ 1 на рис. 5 и в табл. 2), в очагах которых прослеживаются нодальные плоскости с близким простиранием. При этом кинематика подвижек в очагах обсуждаемых событий весьма разнообразна, что свидетельствует о неоднородном напряженно-деформируемом состоянии земной коры в дельте реки Лены [Filipprova, Melnikova, 2023], что также отражается в различии механизмов очагов для второй группы слабых событий 1985–1988 гг. (№ 2 на рис. 5 и в табл. 2) и землетрясения 15.09.1996 г. ($M_w = 4.9$).

ВЫВОДЫ

В результате проведенной нами работы была составлена база механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики (№ гос. регистрации 122041300106-8 от 19.02.2024 г.). В нее вошло

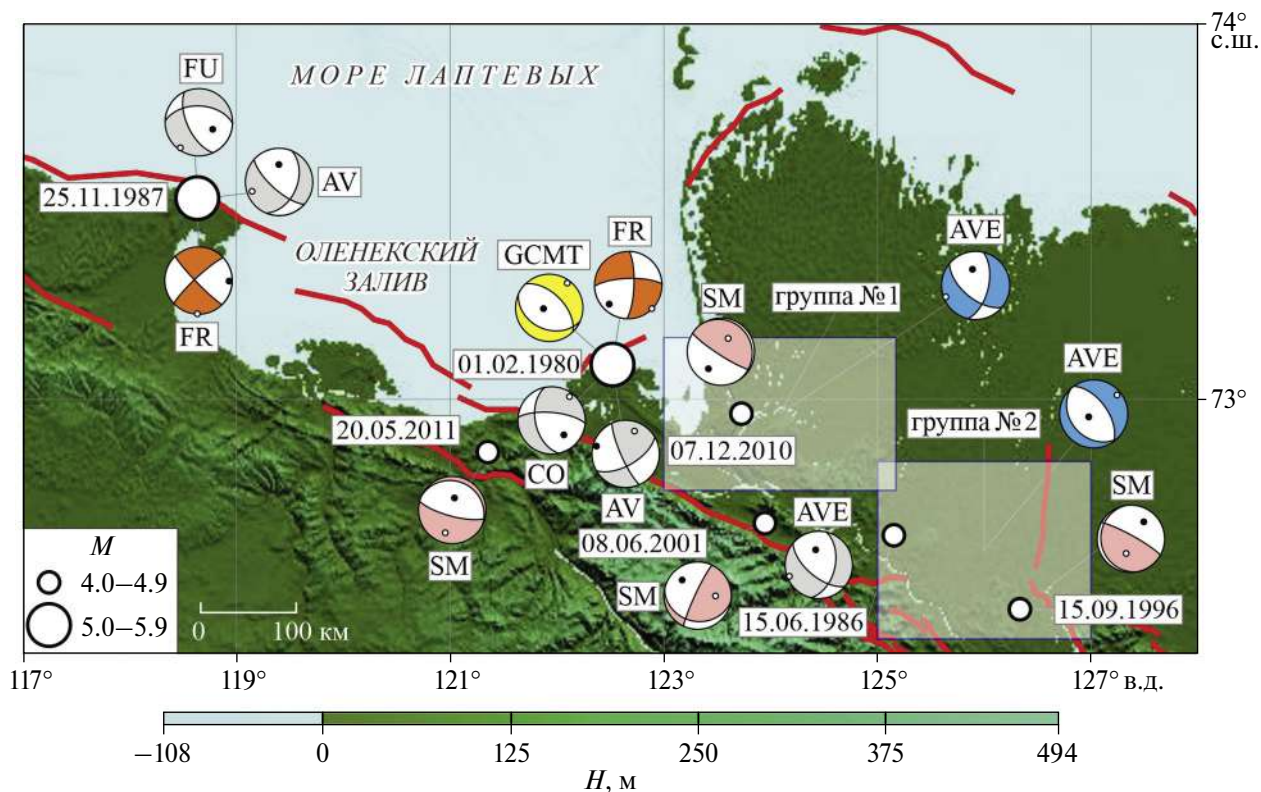


Рис. 5. Механизмы очагов землетрясений (в проекции нижней полусферы) Оленекского залива и прилегающих территорий, имеющиеся в составленной базе данных ($M = 4.5-5.4$, 1986–2011 гг.). Решения, полученные с помощью различных методов, обозначены цветом: серый – по знакам первых вступлений P -волн; оранжевый – по знакам первых вступлений P -волн и отношениям амплитуд P -, SV - и SH -волн; желтый – [Dziewonski et al., 1981]; розовый – по амплитудным спектрам поверхностных волн [Букчин, 1989]; синий – решения для групп слабых землетрясений, определенные методом [Мишарина и др., 1975]. Для литературных источников введены следующие обозначения: AVE – [Аветисов, 1991], AV – [Аветисов, 1993], CO – [Cook et al., 1986], FR – [Franke et al., 2000], FU – [Fujita et al., 1990], SM – [Seredkina, Melnikova, 2018]. Области, для которых получены групповые решения, обозначены серым цветом. Номера групп соответствуют табл. 2. Активные разломы показаны красными кривыми согласно работе [Zelenin et al., 2022].

Таблица 2. Механизмы очагов, полученные для трех групп слабых землетрясений 1985–1988 гг. [Аветисов, 1991]

№	Границы группы		NP1			NP2			Ось T		Ось P		Ось B	
	φ , град	λ , град	stk , град	dip , град	$slip$, град	stk , град	dip , град	$slip$, град	azm , град	pl , град	azm , град	pl , град	azm , град	pl , град
1	72.75–73.17	123.00–125.17	13	59	–38	130	60	–134	249	7	349	50	155	36
2	72.33–72.83	125.00–127.00	138	32	–95	324	58	–87	51	13	239	76	141	2
3	71.33–72.00	130.00–131.17	143	63	80	345	30	109	210	70	60	17	328	10

595 решений механизмов очагов (370 по данным сейсмологических агентств и 225 по литературным источникам) для 273 землетрясений с $M = 2.1-7.6$, произошедших в 1927–2022 гг. Для большинства событий приведены сведения о глубине очага, скалярном сейсмическом моменте и моментной магнитуде. Помимо самих очаговых параметров, в базу вошла информация о качестве приводимых решений, что во многих случаях облегчает их сопоставление. Это проиллюстрировано на примере землетрясений Оленекского залива моря Лаптевых и прилегающих территорий. Для удобства пользователя база имеет графический интерфейс, позволяющий осуществлять поиск по различным атрибутам (координатам, времени, значениям магнитуды и глубины). Собранная нами база существенно превышает по объему информации все имеющиеся на текущий момент времени аналоги, включая ISC-каталог. Она может использоваться для проведения сеймотектонического анализа, расчетов напряженно-деформированного состояния литосферы, оценки сейсмической опасности для всей Восточной Арктики или отдельных ее регионов.

Составленная нами база механизмов очагов землетрясений Восточной Арктики размещена на сайте ИТПЗ РАН <https://www.itpz-ran.ru/ru/resultaty/maps-and-databases/east-arctic/>. Предполагается, что в дальнейшем она будет пополняться авторами каждые пять лет. В случае обнаружения неточностей или по вопросам внесения дополнительных данных в базу просим обращаться к А.И. Филипповой (aleirk@mail.ru).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность за помощь в подборе исходных данных и обсуждение работы канд. геол.-мин. наук Я.Б. Радзиминовичу (БФ ФИЦ ЕГС РАН, ИТПЗ РАН) и докт. геол.-мин. наук В.И. Мельниковой (ИЗК СО РАН). Мы благодарим А.В. Трубенкова (ИТПЗ РАН) за помощь в размещении базы данных на сайте Института. Мы благодарим К.В. Крушельницкого, С.Д. Маточкину (ИТПЗ РАН) и канд. физ.-мат. наук С.В. Филиппова (ИЗМИРАН) за техническую помощь в данной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аветисов Г.П. Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканогеология и сейсмология. 1991. № 6. С. 59–69.

Аветисов Г.П. Некоторые вопросы динамики литосферы моря Лаптевых // Физика Земли. 1993. № 5. С. 28–38.

Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОГ. 2000. В. 3. С. 104–114.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. М.: Мир. 1983. Т.1. 880 с.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. 191 с.

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

Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. 205 с.

Гунбина Л.В., Воробьева Е.А., Бобков А.О. Омсукчанское землетрясение 11 февраля 1987 года. Препринт. Дальневост. отд-ние, Ин-т мор. геологии и геофизики, Сев.-Вост. комплекс. НИИ. Южно-Сахалинск. 1988. 21 с.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики. Актуальные проблемы тектоники. М.: Наука. 1987. С. 31–57.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990а. Кн. 1. 328 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. 1990б. Кн. 2. 334 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сеймотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1990. 139 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Напряженно-деформированное состояние земной коры в зоне перехода океан-континент арктической части Якутии // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 14–18.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. Москва: ГЕОС. 2000. 227 с.

Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенняхских впадин // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 113–119.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Гриб Н.Н., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Чипизубов А.В., Трофименко С.В. Карта сеймотектоники Восточной Сибири. Технический институт Северо-Восточного Федерального университета: г. Нерюнги. 2015. Масштаб 1:8 000 000.

Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Середкина А.И., Маккей К.Д., Ашурков С.В., Смекалин О.П., Овсяченко А.Н., Чипизубов А.В., Сясько А.А. Сеймотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2017. 134 с.

- Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И.* Сейсмотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Ануйской сутуры, северо-восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 23–40. DOI:10.31857/S0016853X21010069
- Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука. 1984. 125 с.
- Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А., Цуканов Н.В., Куликов М.Е., Медведев И.П., Ильинский Д.А., Шахова Н.Е.* Сейсмотектоника и сейсмичность Лаптевоморского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмостанций на шельфе // Вулканология и сейсмология. 2020. № 6. С. 33–49. DOI:10.31857/S0203030620060140
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дроздин Д.В., Кирюшин А.В.* Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 г.: существует ли плита Берингия? // Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука. 1994. С. 103–122.
- Мишарина Л.А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука. 1967. 135 с.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.П.* Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений. Байкальский рифт. Новосибирск: Наука. 1975. С. 9–21.
- Середкина А.И., Козьмин Б.М.* Очаговые параметры Таймырского землетрясения 9 июня 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 214–217. DOI:10.7868/S0869565217060202
- 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
- Фомочкина А.С., Филиппова А.И.* Очаговые параметры Улахан-Чистайского землетрясения 20 января 2013 г. (Якутия) по данным поверхностных волн // Вопросы инженерной сейсмологии. 2023. Т. 50. № 3. С. 17–29. <https://doi.org/10.21455/VIS2023.3-2>
- Чебров В.Н.* (отв. редактор) Олюторское землетрясение (20 (21) апреля 2006 г., Корякское нагорье). Первые результаты исследований. Петропавловск-Камчатский: ГСРАН. 2007. 290 с.
- Amante C., Eakins B.W.* ETOPO1. 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center. NOAA. 2009. DOI:10.7289/V5C8276M
- Avetisov G.P.* Geodynamics of the zone of continental continuation of Mid-Arctic earthquakes belt (Laptev Sea) // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1999. V. 114. № 1–2. P. 59–70. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00046-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00046-1)
- Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4. № 3. P. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Cook D.B.* Seismology and tectonics of the North American plate in the Arctic: Northeast Siberia and Alaska, Ph.D. dissertation, Michigan State University, East Lansing. 1988.
- Cook D.B., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // Journal of Geodynamics. 1986. V. 6. P. 33–51. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(86\)90031-1](https://doi.org/10.1016/0264-3707(86)90031-1)
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophysical Journal International. 1990. V. 101. № 2. P. 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- Drachev S.S., Shkarubo S.I.* Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic / In: Pease V., Coakley B. (Eds.). Circum-Arctic Lithosphere evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2017. V. 460. P. 263–283. <https://doi.org/10.1144/SP460.15>
- Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1981. V. 86. P. 2825–2852. DOI:10.1029/JB086iB04p02825
- Dziewonski A.M., Woodhouse J.H.* An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment-tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981 // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 3247–3271. <https://doi.org/10.1029/JB088iB04p03247>
- Ekström G.* Anomalous earthquakes on volcano ring-fault structures // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128. № 3–4. P. 707–712. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90184-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90184-8)
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The Global CMT project 2004–2010: Centroid moment tensors for 13,017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 200–201. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Engen O., Eldholm O., Bungum H.* The Arctic plate boundary // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. V. 108. № B2. 2075. <https://doi.org/10.1029/2002JB001809>
- Filippova A.I., Melnikova V.I.* Crustal stresses in the East Arctic region from new data on earthquake focal mechanisms // Tectonics. 2023. V. 42. № 9. e2022TC007338. <https://doi.org/10.1029/2022TC007338>
- Franke D., Krüger F., Klinge K.* Tectonics of the Laptev Sea – Moma ‘Rift’ region: investigation with seismologic broadband data // Journal of Seismology. 2000. V. 4. P. 99–116. <https://doi.org/10.1023/A:1009866032111>
- Fujita K.* Peaceful nuclear explosions in the Sakha Republic (Yakutia), Russia // Seismological Research Letters. 1995. V. 66. № 3. P. 20–24. <https://doi.org/10.1785/gssrl.66.3.20>
- Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and Moma rift systems, northeastern USSR // Marine Geology. 1990. V. 93. P. 95–118. № [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90079-Y](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90079-Y)
- Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Имаев V.S.* Seismic belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // Stephan Mueller

- Spec. Publ. 2009. V. 4. P. 117–145. <https://doi.org/10.5194/smeps-4-117-2009>
- Gaina C., Roest W.R., Müller R.D.* Late Cretaceous-Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 197. № 3–4. P. 273–286. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00499-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00499-5)
- GEOFON Moment Tensor Solutions, 2024. *On-line Catalog*. Helmholtz-Zentrum, Potsdam, Germany. Available from <https://geofon.gfz-potsdam.de>. Last accessed 31 January 2024.
- Global CMT Web Page, 2024. *On-line Catalog*. Lamont-Doherty Earth Observatory (LDEO) of Columbia University, Columbia, SC, USA. Available from <http://www.globalcmt.org>. Last accessed 31 January 2024.
- Hayes G.P., Rivera L., Kanamori H.* Source inversion of the W-phase: Real-time implementation and extension to low magnitudes // *Seismological Research Letters*. 2009. V. 80. № 5. P. 817–822. DOI:10.1785/gssrl.80.5.817
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.* The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. V. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- International Seismological Centre, 2024. *On-line Bulletin*. Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. Available from <http://www.isc.ac.uk>. Last accessed 31 January 2024.
- Jemsek J.P., Bergman E.A., Nabelek J.L., Solomon S.C.* Focal depths and mechanisms of large earthquakes on the Arctic Mid-Ocean Ridge System // *Journal of Geophysical Research*. 1986. V. 91. № B14. P. 13993–14005. <https://doi.org/10.1029/JB091iB14p13993>
- Kanamori H., Rivera L.* Source inversion of W-phase: speeding up seismic tsunami warning // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 175. № 1. P. 222–238. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x>
- Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P.* Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block // *Geology*. 1997. V. 25. № 11. P. 979–982. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2)
- McMullen C.A.* Seismicity and tectonics of the Northeastern Sea of Okhotsk, M.S. thesis, Michigan State University, East Lansing. 1985.
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Antonovskaya G.N., Asming V.E., Gabsatarova I.P., Dyagilev R.A., Shakhova E.V., Evtuygina Z.A.* Low-Magnitude Earthquakes at the Eastern Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Seismological Research Letters*. 2021a. V. 92. № 4. P. 2221–2233. <https://doi.org/10.1785/0220200308>
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Ya.V., Asming V.E., Dulentsova L.G., Evtuygina, Z.A.* Seismicity in the far Arctic areas: Severnaya Zemlya and the Taymyr Peninsula // *Journal of Seismology*. 2021b. V. 25. P. 1171–1188. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10032-1>
- National Earthquake Information Center. 2024. *On-line Catalog*. US Geological Survey, USA Available from <https://earthquake.usgs.gov>. Last accessed 31 January 2024.
- Olson D.R.* The Eurasian – North American plate boundary through the area of the Laptev Sea. M.S. thesis, Michigan State University, East Lansing. 1990.
- Parfenov L.M., Koz'min B.M., Grinenko O.V., Imaev V.S., Imaeva L.P.* Geodynamics of the Chersky seismic belt // *Journal of Geodynamics*. 1988. V. 9. № 1. P. 15–37. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(88\)90010-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(88)90010-5)
- Riegel S.A.* Seismotectonics of Northeast Russia and the Okhotsk Plate. M.S. thesis, Michigan State University, East Lansing, 1994.
- Sandanbata O., Kanamori H., Rivera L., Zhan Z., Watada S., Satake K.* Moment tensors of ring-faulting at active volcanoes: Insights into vertical-CLVD earthquakes at the Sierra Negra Caldera, Galápagos Islands // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. e2021JB021693. <https://doi.org/10.1029/2021JB021693>
- Schindwein V., Demuth A., Korger E., Läderach C., Schmid F.* Seismicity of the Arctic mid-ocean ridge system // *Polar Science*. 2015. V. 9. № 1. P. 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.10.001>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I.* New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-Asian seismic belt // *Journal of Seismology*. 2018. V. 22. № 5. P. 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9762-9>
- Shuler A., Nettles M., Ekström G.* Global observation of vertical-CLVD earthquakes at active volcanoes // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 138–164. <https://doi.org/10.1029/2012JB009721>
- Sipkin S.* Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1982. V. 30. № 2–3. P. 242–259. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(82\)90111-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(82)90111-X)
- Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K.* Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 185. № 1. P. 1–29. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>
- Steblov G.M., Kogan M.G., King R.W., Scholz C.H., Bürgman R., Frolov D.I.* Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 18. 1924. <https://doi.org/10.1029/2003GL017805>
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. № 10. P. 4489–4503. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>

Database of Earthquake Focal Mechanisms for the East Arctic Region

A. I. Filippova^{a,b,*}, I. S. Burlakov^{b,c}, and A. S. Fomochkina^{b,c}

^a*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, 108840 Russia*

^b*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^c*National University of Oil and Gas “Gubkin University,” Moscow, 119991 Russia*

*e-mail: aleirk@mail.ru

Received February 16, 2024

revised March 18, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – In this paper, we present a description of a database of earthquake focal mechanisms, which is compiled from the data of international seismological agencies and literature sources for the East Arctic region. It consists of 595 focal mechanism solutions for 273 seismic events with $M = 2.1–7.6$, which occurred in 1927–2022. Information about the source depth, the scalar seismic moment, and the moment magnitude are also presented there for many events. In addition to the focal parameters, their quality assessments are available, which facilitates a comparison of different solutions in many cases. For user convenience, the database has a graphical interface that permits searching by various attributes (coordinates, time, magnitude, and depth). In terms of volume of the collected information, our database significantly exceeds all the analogues available at the present time. It can be used to perform a seismotectonic analysis, to estimate the stress–strain state of the lithosphere, and to assess seismic hazard for the entire East Arctic region or its separate areas. Implementation of the compiled database for comparison of different solutions of earthquake focal mechanisms and their seismotectonic analysis is illustrated in the paper on the example of seismic events occurred in the Olenek Bay of the Laptev Sea and adjacent territories. We suggest adding new information to the database every five years in future.

Keywords: seismicity, earthquake, focal mechanism, East Arctic