

Научная статья
УДК 550.34.06.013.3+550.34.03
DOI: 10.31857/S0869769824020025
EDN: ldwgvs

Пространственные неоднородности вектора подвижки протяженных очагов землетрясений в районе Курило-Камчатского сегмента Тихоокеанской зоны субдукции

А. В. Коновалов, Э. Е. Воронежцева, Ю. А. Степнова✉

Алексей Валерьевич Коновалов

кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия
a.konovarov@geophystech.ru
<http://orcid.org/0000-0003-2997-1524>

Эвелина Евгеньевна Воронежцева

студентка
Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, Россия
evogone@mail.ru

Юлия Андреевна Степнова

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
stepnova@fegi.ru
<http://orcid.org/0000-0001-5263-5161>

Аннотация. Исследование ориентировано на уточнение фрагментированной структуры очага землетрясения в области межплитового взаимодействия Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит (Курило-Камчатский сегмент). Под фрагментированной структурой очага понимаются размеры, положение и количество неровностей на площадке разрыва. Неровности, отождествляемые с относительно повышенными значениями вектора подвижки, являются источником высокочастотного некогерентного излучения. Полученные результаты востребованы в практических задачах по моделированию акселерограмм в рамках «рецепта», предложенного японскими исследователями К. Iikura, Н. Miyake. Для решения поставленных задач разработана программа, анализирующая геопространственные данные, приводимые сейсмологическими дата-центрами. Проанализированы неоднородности распределения вектора подвижки на плоскости разрыва. На основе обработанных данных и обзора параметров субдукционных землетрясений предложена фрагментированная модель очага в исследуемом районе. Случайный перебор в приемлемых диапазонах параметров модели позволит получить набор сценарных землетрясений. В настоящей статье обосновываются указанные диапазоны.

Ключевые слова: протяженный сейсмический источник, землетрясение, asperity, субдукция

Для цитирования: Коновалов А. В., Воронежцева Э. Е., Степнова Ю. А. Пространственные неоднородности вектора подвижки протяженных очагов землетрясений в районе Курило-Камчатского сегмента Тихоокеанской зоны субдукции // Вестн. ДВО РАН. 2024. № 2. С. 17–35. <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824020025>, EDN: ldwgvs

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00620 (<https://rscf.ru/project/22-27-00620/>).

Original article

Spatial heterogeneity of slip on finite faults in the Kuril-Kamchatka Segment of the Pacific subduction zone

A. V. Konovalov, E. E. Voronezhstseva, Yu. A. Stepnova

Alexey V. Konovalov

Candidate of Sciences in Physics and Mathematics, Leading Researcher
Far East Geological Institute, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
a.konovalov@geophystech.ru
<http://orcid.org/0000-0003-2997-1524>

Evelina E. Voronezhstseva

Student
Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
evorone@mail.ru

Yulia A. Stepnova

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
stepnova@fegi.ru
<http://orcid.org/0000-0001-5263-5161>

Abstract. The study aims at gathering detailed information on source-related seismic radiation patterns in the interaction zone of Pacific and North American lithospheric plates (the Kuril-Kamchatka segment). To achieve our goals we have developed a program capable of mapping zones of relatively high slip and assessing their area based on GIS data. We have analyzed the asperity distribution on a fault planes. A stochastic model of subduction-related interplate earthquakes has been proposed in the framework of fragmentary-based source model. The obtained results can further be used in a stochastic simulation of a catalogue of finite faults for the Japan-Kuril-Kamchatka island arc.

Keywords: finite fault model, earthquake, asperity, subduction

For citation: Konovalov A. V., Voronezhstseva E. E., Stepnova Yu. A. Spatial heterogeneity of slip on finite faults in the Kuril-Kamchatka Segment of the Pacific subduction zone. *Vestnik of the FEB RAS*. 2024;(2):17–35. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.31857/S0869769824020025>, EDN: ldwgvs

Funding. This work was supported by grant from the Russian Science Foundation № 22-27-00620 (<https://rscf.ru/project/22-27-00620/>).

Введение

В большинстве случаев в качестве модели подвижки в очаге тектонического землетрясения рассматривается плоскость, вдоль которой происходит перемещение блоков пород. Под механизмом очага землетрясения понимают ориентацию этой плоскости и направление подвижки вдоль нее в географической системе координат (рис. 1). Однако сам вектор подвижки принимается постоянным вдоль всего разрыва.

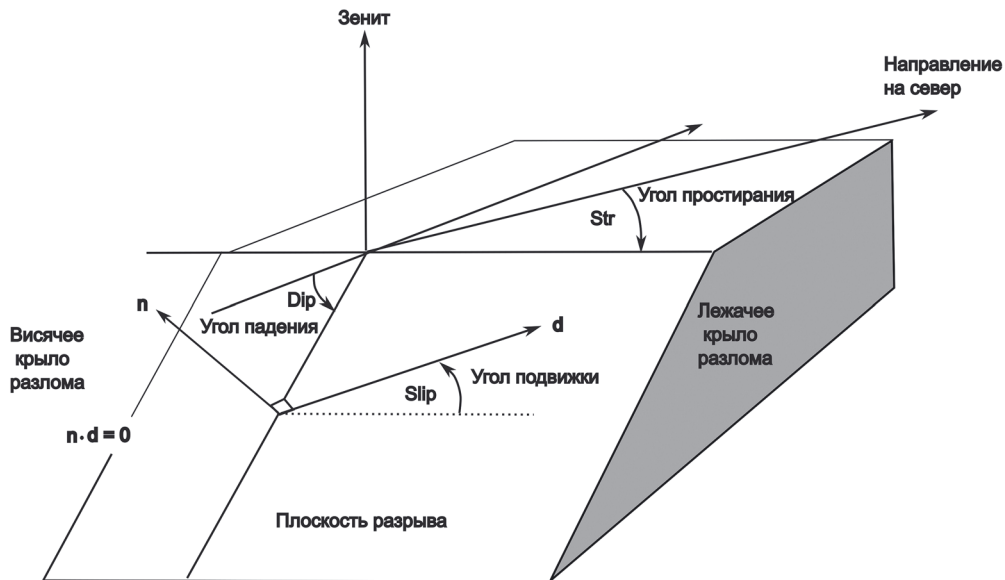


Рис. 1. Геометрия плоскости сейсмического разрыва

Использование упрощенной дислокационной модели очага землетрясения, в которой величина подвижки равномерно распределена по площадке разрыва, приводит к консервативным оценкам природной опасности землетрясений и цунами [1]. Это связано с тем, что относительно небольшие зоны (asperity), характеризующиеся повышенными значениями параметра прочности, существенно влияют на волновую картину в ближней зоне [2].

Сбалансированные оценки сейсмической опасности и опасности цунами можно получить путем стохастической симуляции вектора подвижки на площадке разрыва и положения нодальной плоскости в пространстве [3, 4] и последующего синтеза сейсмической записи или смещения поверхности дна для каждой случайной реализации протяженного источника [5–7]. Такие оценки носят вероятностный характер и широко используются в прикладных задачах [8, 9 и др.].

Один из способов задания протяженного источника – неоднородным распределением вектора подвижки – это использование фрагментированной структуры очага. Под фрагментированной структурой очага понимаются размеры, положение и количество неровностей на площадке разрыва. В рамках феноменологии, развитой Ирикурой [10], такие неровности отождествляются с относительно повышенными значениями вектора подвижки. Последние являются источниками высокочастотного некогерентного излучения. В большинстве случаев высокочастотная энергия предпочтительно излучается из периферии больших пятен высокой подвижки (неровностей), но не связана с максимумами или центрами этих пятен (см., например, [11, 12]).

Для моделирования случайных неоднородностей чаще всего используется метод генерации спектра волнового числа [5]:

$$P(k) = \frac{A_z \times A_x}{(1 + k^2)^{H+1}}, \quad (1)$$

где

$$k = \left(A_z^2 \times k_z^2 + A_x^2 \times k_x^2 \right)^{0,5}, \quad (2)$$

$P(k)$ – автокорреляционная функция фон Кармана, k_z и k_x – соответственно волновые числа вдоль падения (ось z) и простираения (ось x) плоскости разрыва, A_z и A_x – соответственно размеры пространственной неоднородности (иногда эти параметры обозначают как корреляционные размеры) вдоль этих направлений, H – характеристика затухания автокорреляционной функции, имеющая физический смысл фрактального размера D :

$$D = 3 - H \text{ (в случае двухмерного пространства)}. \quad (3)$$

Параметры A_z , A_x и H обычно оцениваются исходя из спектральной подгонки теоретических и наблюдаемых записей [4, 13]. Как только неизвестные параметры определены, обратное двухмерное преобразование Фурье выражения (1) после нормализации дает искомое распределение вектора подвижки (с учетом фазового спектра, который описывается равномерным случайным распределением аргумента в пределах от 0 до 2). Количество симуляций зависит от поставленной задачи. При каждой симуляции проверяется соответствие характера распределения вектора подвижки сценарным моделям. Поэтому поиск таких сценариев является актуальной задачей.

На сегодняшний момент мы не располагаем записями сильных землетрясений в ближней зоне исследуемого района, поэтому единственная возможность корректной оценки пространственных параметров A_z и A_x – это комплексное сейсмологическое исследование целевого региона на основании имеющихся данных о распределении вектора подвижки на площадках разрыва. В качестве начального приближения параметр D из (3) можно принять равным 2,29, что обосновывается в [4]. В [14] авторы предлагают использовать в качестве опорного значения фрактального размера $D = 2,5$.

Существуют также и другие подходы моделирования, в рамках которых задается детерминистическая фрагментированная модель протяженного источника (с пятнами на разрыве), которая подвергается наложению «шума» – случайной компоненты смещения в каждом сегменте (например, [15]). Здесь также чаще всего применяется спектральный метод симуляции случайных неоднородностей подвижки.

Таким образом, в рамках фрагментированной модели очага землетрясения необходимо знать, какую удельную площадь занимает пятно на разрыве с относительно повышенными значениями подвижки, а также количество таких пятен на плоскости. Кроме того, необходимо учитывать геометрические характеристики площадки разрыва (углы падения, простираения и подвижки, отношения длины разрыва к ширине).

А. А. Гусев на основе физических представлений оценил удельную площадь неровностей, которая составила 0,1–0,3 отн. ед. [16], что позднее подтвердилось экспериментальными работами.

Цель настоящего исследования – уточнение фрагментированной модели сейсмических источников в зоне межплитового взаимодействия Тихоокеанской и Северо-Американской литосферных плит (Курило-Камчатский сегмент), что в дальнейшем позволит получить более детальную информацию об излучательных характеристиках очага землетрясения в зоне субдукции. Задача исследования – первая оценка характера распределения вектора подвижки на плоскости разрыва.

Для решения поставленных задач произведена автоматизация вычислений на основе современных программ и программного кода. Разработана программа для поиска зон с относительно повышенной подвижкой и оценки их площадей на основе геопространственных данных, публикуемых сейсмологическими дата-центрами. Это позволило проанализировать характеристики протяженных очагов землетрясений, произошедших в районе Курило-Камчатской дуги, и представить обобщенную фрагментированную модель землетрясения.

Исходные данные

Для анализа крупных межплитовых землетрясений в районе Курило-Камчатской островной дуги использовался сейсмологический сервис USGS, предоставляющий детальную информацию о землетрясениях по всему миру в оперативном режиме [17]. Существует также база данных Scrmод-rc [18], в которой представлена компиляция многих наблюдаемых результатов инверсии поля подвижки в очаге. В основном данный сайт использует результаты расчетов, опубликованные в научных статьях. Порой на одно землетрясение приходится несколько альтернативных решений. Это, безусловно, положительный момент. Однако для района исследований опубликованных данных оказалось не так много, поэтому мы использовали ресурс USGS [17].

Среди поисковых параметров землетрясений на ресурсе USGS использовались:

- 1) магнитуда – $M \geq 7,0$;
- 2) временной период – 1879–2022 гг.;
- 3) выходные данные – FFT (finite fault).

С данными, соответствующими запросу, найдено 215 землетрясений по всему миру. Для рассматриваемой территории были отобраны землетрясения с глубиной очага от 0 до 200 км. Финальная выборка насчитывает 10 землетрясений (рис. 2).

На рис. 3 показан пример распределения вектора подвижки – его амплитуда. Гипоцентр землетрясения (точка начала вспарывания) обозначен звездочкой. Пятна, закрасенные более темными цветами на плоскости разрыва, относятся к областям с относительно высоким значением подвижки. Такие области на разрыве ассоциируются с зонами повышенной прочности. Стрелочки показывают направление подвижки отдельного сегмента разлома, а длина вектора соответствует величине локального смещения.

Одно крупное пятно располагается в верхней части плоскости разрыва, что видно из рис. 3. С такими пятнами связаны как величина косейсмических смещений (поднятие/опускание, горизонтальные подвижки поверхности Земли), так и интенсивность сейсмических колебаний. На глаз оценить долю занимаемой пятном площади проблематично, поэтому такие оценки можно сделать, используя программные методы.

Отношение двух значений, площади области с повышенной прочностью и площади всего разрыва, даст возможность более точно описывать фрагментированную



Рис. 2. Землетрясения в районе Курило-Камчатской островной дуги с магнитудой $M \geq 7,0$ (1–10), для которых доступны данные о распределении вектора подвижки на разрыве (finite fault) [17]

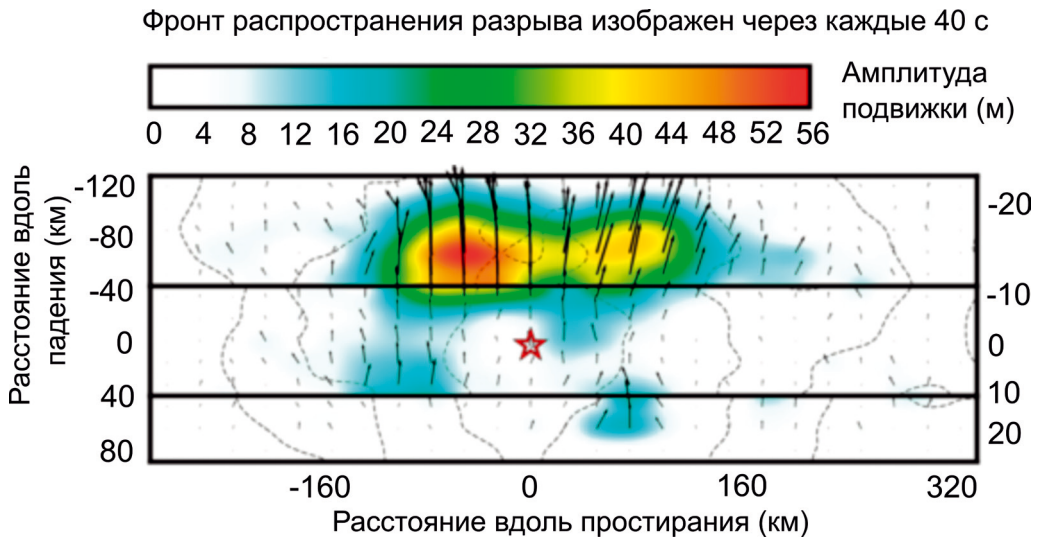


Рис. 3. Распределение вектора подвижки на плоскости разрыва 11 марта 2011 г. в 5:46 в Тохоку (Япония). Эпицентр землетрясения располагался в точке с координатами $38,297^\circ$ с. ш., $142,373^\circ$ в. д. Моментная магнитуда составила M_w 9,1, угол простирания (Str) – $198,0^\circ$, угол падения (Dip) – $15,0^\circ$ [19]

структуру очага землетрясения в районе субдукции. Подробнее этот вопрос рассмотрен ниже, в разд. «Методы и подходы».

В табл. 1 приведены исходные землетрясения, которые анализировались в настоящей работе.

Таблица 1

Параметры рассматриваемых землетрясений

№ п/п	Дата и время (ч:мин) в очаге	Магнитуда, M_w	Эпицентр		Глубина гипоцентра, км	Угол падения, град	Угол простирания, град	Тектонический тип
			ϕ° с. ш.	λ° в. д.				
1	4.10.1994 13:22	8,3	43,773	147,321	14	41	158	А
2	3.12.1995 18:01	7,9	44,663	149,300	33	12	227	В
3	13.02.2020 10:33	7,0	45,616	148,959	143	81	239	А
4	22.12.1991 8:43	7,6	45,533	151,021	24,7	19	226	В
5	15.11.2006 11:14	8,3	46,592	153,266	10	16	220	В
6	13.01.2007 4:23	8,1	46,243	154,524	10	39	220	А
7	25.03.2020 2:49	7,5	48,964	157,696	57,8	43	29	А
8	5.12.1997 11:26	7,8	54,841	162,035	33	23	202	В
9	20.12.2018 17:01	7,3	55,100	164,699	16,6	52	338	В
10	8.06.1993 13:03	7,5	51,218	157,829	70,6	29	211	В

Примечание. А – внутриплитовые, В – межплитовые. Источник данных – NEIC USGS (National Earthquake Information Center, United States Geological Survey – Национальный информационный центр о землетрясениях, Геологическая служба США).

Мы проанализировали пространственное положение плоскостей разрыва и разделили события на межплитовые (произошедшие на контакте двух плит) и внутриплитовые. Для этого построена схематическая модель взаимодействия плит в зоне субдукции (рис. 4) согласно [20]. На этот же рисунок нанесены плоскости,

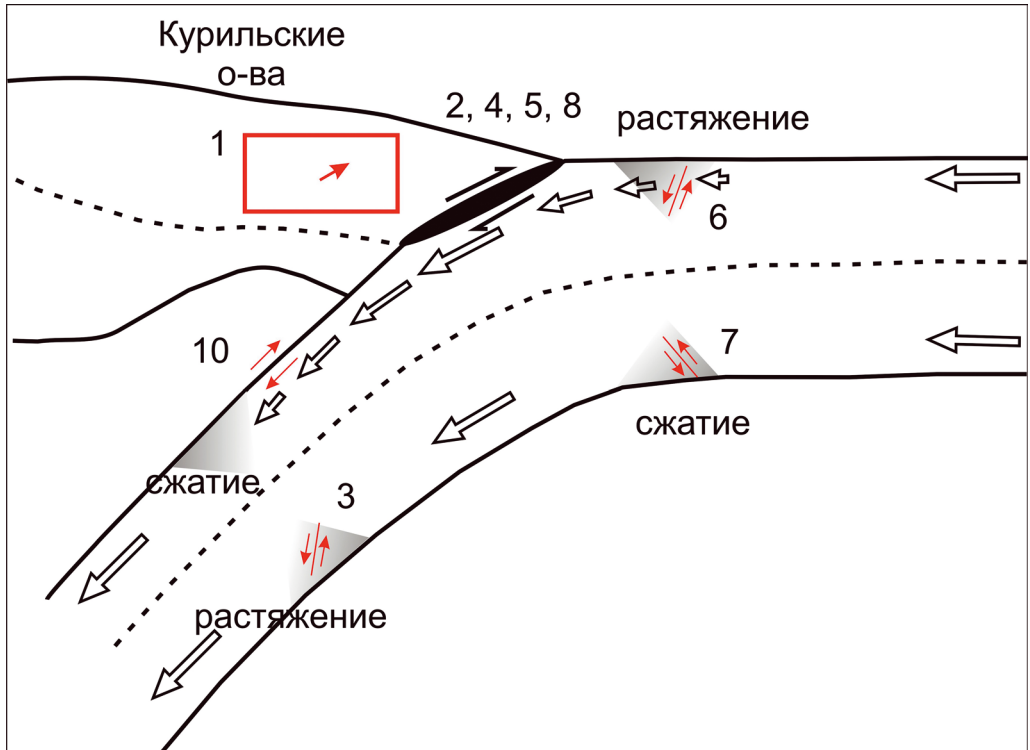


Рис. 4. Модель субдукции и сейсмотектонического процесса для Курильской островной дуги. Номер землетрясения на рисунке соответствует порядковому номеру, приведенному в табл. 1

по которым происходило вспарывание разрывов, и соответствующие им механизмы очага. Основная часть рассматриваемых межплитовых событий расположена между дугой и глубоководным желобом, данные события характеризуются взбросами и надвигами, что является следствием упругой отдачи от подвига Тихоокеанской литосферной плиты под Северо-Американскую или Охотоморскую микроплиту.

Из 10 рассматриваемых землетрясений (рис. 4) четыре (№ 2, 4, 5, 8) являются межплитовыми, т. е. произошли в зоне контакта двух тектонических плит. Землетрясение под № 10 также является межплитовым, но более глубоким, в то время как межплитовое событие № 9 относится к Камчатско-Алеутской островной дуге (данные события не учитываются в построении обобщенной модели межплитового землетрясения), поэтому оно не приведено на рис. 4. Остальные землетрясения можно отнести к внутриплитовому типу. Известно, что межплитовые землетрясения происходят чаще, чем внутриплитовые, однако землетрясения, возникающие внутри плиты, характеризуются повышенным сброшенным напряжением и, как следствие, – относительно более высокими параметрами сейсмических воздействий [21].

Методы и подходы

Для автоматизации расчетов был разработан код на языке Python 3.10 с помощью приложения Jupyter. Подключаемые библиотеки: Numpy, Matplotlib. В разработанной программе были получены значения подвижек каждого землетрясения с их координатами в двухмерном пространстве, рассчитано среднее значение подвижек и размечены области, отождествляемые с зонами повышенной прочности [12].

В разных статьях предлагаются различные количественные показатели для отождествления сегментов разрыва с зонами повышенной прочности. Так, в [22] предлагается ассоциировать с такими зонами те участки, в которых локальное смещение в 1,5 раза превышает значение подвижки, усредненное по всему разрыву. В [10] данный множитель зависит от количества зон повышенной прочности (другими словами, пятен на плоскости разрыва). Для одного пятна предлагается использовать коэффициент 1,8, для двух – 2, для трех и более – 2,3. В [3] используется множитель 2. В [5] такой коэффициент принят равным 3, однако в данной статье рассматривается мегаземлетрясение 11.03.2011 г. в Японии (M_w 9,1), характеризующееся пятью пятнами.

В настоящей работе используется в некотором смысле «средний» подход, в рамках которого мы ассоциируем сегменты подвижки с зонами повышенной прочности, если локальное значение подвижки в рассматриваемом сегменте в 2 раза больше среднего значения по очагу.

Разработка программы и вычисления включали несколько этапов:

- Получение значений подвижек и их координат с информационного ресурса USGS в формате geojson. Значения подвижки приведены для каждого сегмента разрыва. Размер сегмента варьируется в зависимости от магнитуды землетрясения.
- Вычисление среднего значения подвижки и определение сегментов разрыва, ассоциирующихся с зонами высокой подвижки. Изображение зон повышенной прочности.
- Вычисление отношения S_a/S , где S_a – площадь связанной области, в которой локальное значение подвижки в 2 и более раза больше усредненной подвижки по всему очагу, S – площадь всего разрыва. Область является связанной, если она отождествляется с не менее чем тремя соседними сегментами высокой подвижки. В противном случае область (один или два соседних сегмента) принято считать случайным выбросом.
- Расчет количества связанных областей (пятен на разрыве).
- Оценка среднего угла подвижки $Slip_a$. Параметр $Slip_a$ рассчитан только для связанных зон с повышенным значением подвижки.

Результаты и обсуждение

С помощью изображений, полученных вследствие программной обработки данных (рис. 5), было рассчитано количество связанных зон внутри целого разрыва. В результате вычислений выявлены характеристики каждого разрыва (табл. 2).

В результате получено среднее (по всем землетрясениям) значение отношения площади связанных зон с относительно повышенным значением подвижки к площади всего разрыва (параметр S_a/S). Данное значение составило $0,17 \pm 0,01$. Для межплитовых землетрясений средний параметр S_a/S немного больше и составляет $0,18 \pm 0,01$. Среднее (по всем землетрясениям) количество пятен (связанных областей, в которых вектор подвижки в 2 и более раза выше среднего по всему очагу) составляет 2 ± 1 . Для межплитовых землетрясений количество пятен также варьируется от одного до трех. Среднее значение угла простирания для межплитовых землетрясений составляет $217,2^\circ \pm 9,5^\circ$, угла падения – $19,8^\circ \pm 5,84^\circ$, угла подвижки – $95,6^\circ \pm 10,95^\circ$.

Таким образом, по имеющимся данным, отношение площади зоны повышенной прочности ко всей площадке разрыва в среднем составляет около 0,17, что немного отличается от аналогичных оценок в других регионах и для разных тектонических

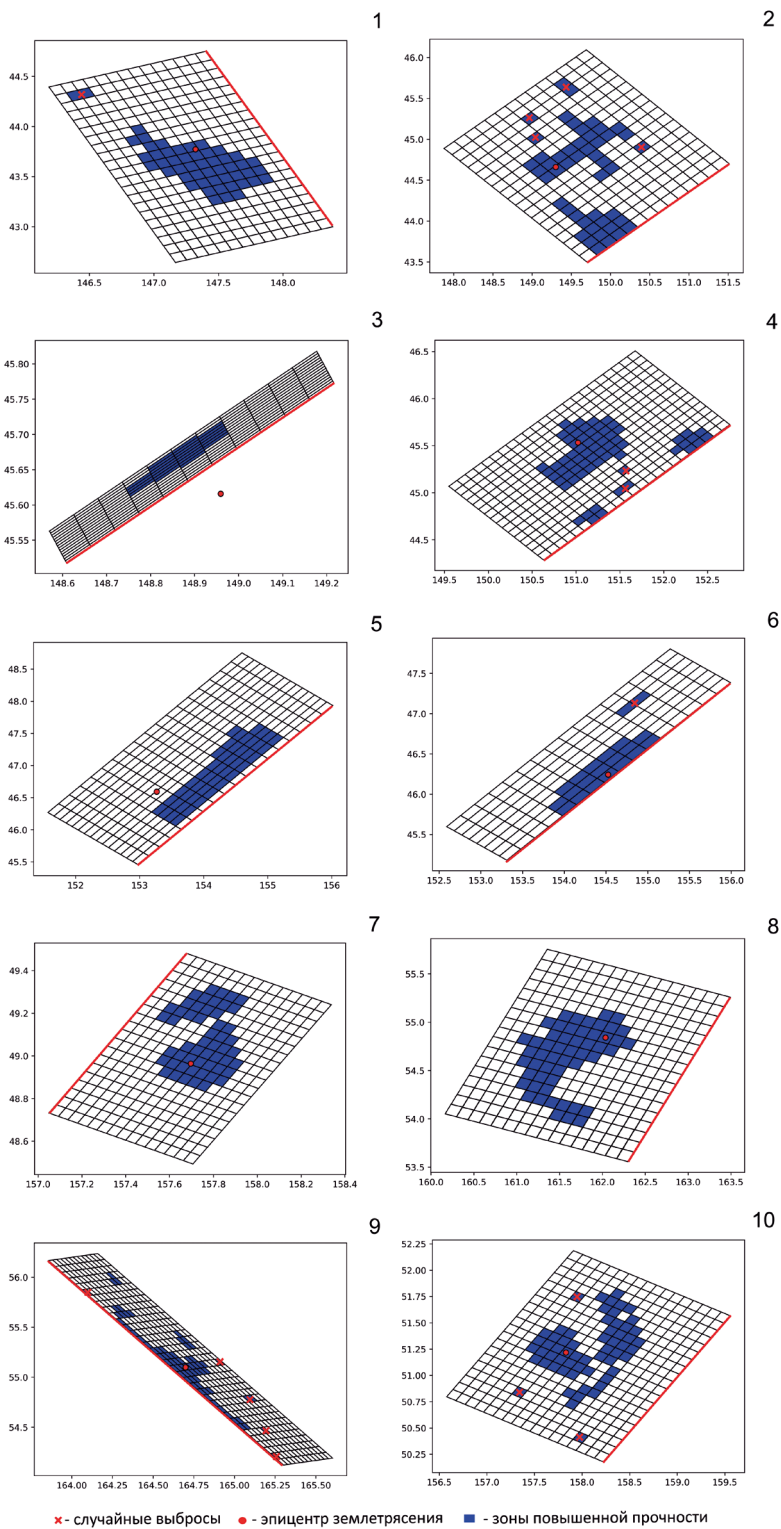


Рис. 5. Поверхностная проекция сегментов разрыва. Номер землетрясения на рисунке соответствует порядковому номеру, приведенному в табл. 1. Жирной линией обозначен воображаемый выход разрыва на свободную поверхность. Темным тоном отмечены сегменты, в которых значения подвижки в два и более раза больше средней подвижки по всему разрыву, светлым тоном изображена вся оставшаяся зона

Характеристики зон разрыва

№ п/п	Магнитуда	Отношение Sa/S	Количество связных зон	Средний угол подвижки, Slip_a
1	8,3	0,17	1	24°
2*	7,9	0,19	2	101°
3	7,0	0,15	1	-84°
4*	7,6	0,18	3	102°
5*	8,3	0,16	1	109°
6	8,1	0,16	1	-72°
7	7,5	0,19	2	99°
8*	7,8	0,19	1	79°
9	7,3	0,16	3	-33°
10	7,5	0,18	3	87°

Примечание. Номер землетрясения в таблице соответствует порядковому номеру, приведенному в табл. 1; события, обозначенные звездочкой, использовались для оценки средних параметров межплитовых землетрясений.

типов землетрясений, но близко к значению 0,22, принятому в практике моделирования синтетических акселерограмм.

Сам факт того, что средний угол подвижки превышает 90°, означает, что взбросы происходят с небольшой сдвиговой компонентой. Очевидно, что данные механизмы (см. рис. 1, 2) в целом соответствуют современным представлениям о геодинамике исследуемого района [23].

Положение точки начала вспарывания (или, другими словами, гипоцентр землетрясения) относительно крупного пятна с повышенными значениями подвижки является важным фактором, который учитывается в моделировании синтетических акселерограмм. Проанализировав рис. 5, мы заключили, что точка начала вспарывания расположена в центре пятна с возможными случайными вариациями. Самое крупное пятно расположено в центре разрыва либо его верхней части, хотя положение пятна, по всей видимости, подвержено случайным отклонениям.

Стохастическая модель очага межплитового землетрясения

Для того чтобы учесть эмпирические данные короткопериодного излучения (представляющие интерес в инженерной сейсмологии) при синтезе теоретических сейсмограмм в рамках «рецепта», предложенного Ирикурой и его командой [10], площадка разрыва задается как модель с пятнами из неровностей и фоновой частью очага (где нет неровностей). Практика показывает, что наилучшее совпадение теоретических и наблюдаемых записей достигается именно для такой модели. Каким образом реализуется следующее землетрясение в зоне субдукции, т.е. где именно будут пятна и их количество, никто не знает, поэтому положение пятен и некоторые другие характеристики очага описываются случайными функциями и на основе заданных распределений генерируется набор сценарных землетрясений. Многие полуэмпирические соотношения, используемые в «рецепте», получены по результатам динамического моделирования трещины, распространяющейся по очагу с неоднородным распределением напряжения.

«Рецепт» прошел успешную апробацию в ряде сейсмических регионов. Данный метод рекомендован при проектировании и строительстве объектов атомной энергетики (например, [24]).

«Рецепт» состоит из последовательных шагов. Задаются: 1) пространственное положение площадки разрыва; 2) комбинация параметров площадки разрыва, сейсмического момента и среднего сброшенного напряжения по всему очагу (на практике определяется по низкочастотным спектрам смещений); 3) неровности прямоугольной формы и положение точки начала вспарывания; 4) суммарная площадь неровностей; 5) локальное сброшенное напряжение на неровностях (на практике определяется по высокочастотным спектрам ускорений).

Площадка разрыва в пространстве-времени описывается как сетка субисточников, у которых функция скорости подвижки конструируется путем суммирования сдвинутых по пространству и времени набора сглаженного варианта функций типа $t^{0.5}$ по Б.В. Кострову. При этом амплитуда скорости подвижки отдельного субисточника рассчитывается из значений локального эффективного напряжения с учетом некоторых материальных параметров и констант. Локальное эффективное напряжение оценивается исходя из принадлежности сегмента области высокой подвижки (неровности) или фоновой части очага (где нет неровностей). Предполагается, что эффективное напряжение на неровности равно локальному сброшенному напряжению на ней, а эффективное напряжение на фоновой части очага (где нет неровностей) определяется из баланса напряжений. Этот баланс обусловлен в том числе и уровнем выделения (или задания) пятен.

На основе проанализированных данных предложена стохастическая модель очага характеристического землетрясения ($M \sim 8$), возникающего на контакте двух плит в пределах Курило-Камчатского сегмента субдукции. Модель описывается случайными переменными. Количественные параметры модели приведены ниже, некоторые из них импортированы из других субдукционных регионов с хорошей изученностью.

Магнитуда. Моментная магнитуда сценарного землетрясения является случайной переменной, которая варьируется в разумном диапазоне магнитуд, например от 7,7 до 8,3. Применяется равномерное распределение случайной величины.

Геометрические характеристики площадки. Согласно [25], набор параметров площадки разрыва определяется по эмпирическим данным. Так как ошибки наблюдений в регрессионных соотношениях сильно коррелируют между собой, то они задаются многомерным нормальным распределением с учетом ковариационной матрицы. Использование усеченного набора параметров с такими же эмпирическими характеристиками многомерного нормального распределения, полученными для расширенного набора, не совсем корректно. Поэтому мы используем подход, в рамках которого первоначально задается ширина разрыва по значению моментной магнитуды, а длина разрыва является случайной функцией, описываемой равномерным распределением. Принимается, что в среднем длина разрыва в три раза больше ширины [13]. Случайные отклонения от среднего задают стохастические реализации площадок с различными размерами.

Ширина разрыва (W) определяется по корреляционному соотношению, предложенному в [25] для субдукционных межплитовых землетрясений:

$$\lg[W, \text{км}] = -0,88 + 0,366 \times Mw. \quad (4)$$

Длина разрыва (L) определяется исходя из коэффициента подобия (α) для субдукционных землетрясений:

$$L = \alpha \times W. \quad (5)$$

Данная случайная равномерно распределенная величина задана в диапазоне от 0,5 до 5,5 [13].

После того как длина (L) и ширина (W) разрыва заданы, выполняется масштабирование площадки путем нормирования [10]:

$$L \times W [\text{км}^2] = 4,24 \times 10^{-11} \times ([M_0, \text{Дж}] \times 10^7)^{0.5} \quad (6)$$

где M_0 – скалярный сейсмический момент, который связан с моментной магнитудой следующим выражением:

$$M_w = 2 / 3 \times (\lg[M_0, \text{Дж}] - 9,1) \quad (7)$$

Средняя подвижка. Средняя подвижка (Dm) определяется исходя из определения сейсмического момента:

$$Dm [\text{м}] = [M_0, \text{Дж}] / \mu / [L \times W, \text{м}^2] \quad (8)$$

где t – модуль сдвига, который обычно принимается равным 4×10^{10} Н/м².

Ориентация разрыва в пространстве. Под ориентацией разрыва принимают: средний угол простирания разрыва (Str), средний угол падения разрыва (Dip) и углы подвижки для каждого сегмента разрыва ($Slip$). Данные характеристики описываются равномерным распределением исходя из полученных (см. разд. «Результаты и обсуждение») средних характеристик и их отклонений: $Str = 217,2 \pm 9,5^\circ$, $Dip = 19,8^\circ \pm 5,84^\circ$, $Slip = 95,6^\circ \pm 10,95^\circ$.

Положение пятен и их количество. Некоторые исследователи, изучающие крупные субдукционные межплитовые землетрясения, уверены, что пятна стационарны во времени (например, [26]). «Дырки» на картах сейсмичности по данным детальных сейсмологических наблюдений ассоциируются с барьерами прочности, положение которых в пространстве не меняется со временем [26, 27]. Для исследуемого района таких данных (за исключением отдельных небольших участков в районе Камчатки и Южных Курил) нет. Единственная возможность корректно задать сейсмические воздействия в рамках вероятностного подхода – это перебор возможных реализаций (в разумных диапазонах). Из рис. 5 видно, что пятна распложены либо в центре плоскости, либо в ее верхней части, поэтому можно ограничиться двумя равновероятными сценариями.

Результаты анализа показывают, что на разрыве могут располагаться от одного до трех пятен. Если в модели с одним пятном все более или менее ясно, то с двумя и более пятнами не совсем понятно, как распределить общую площадь неровностей по этим пятнам в рамках детерминистической модели. Однако в рамках стохастического моделирования мы можем отбирать только те модели, которые удовлетворяют условиям: 1) наличие от одного до трех пятен; 2) самое крупное пятно расположено в центре или верхней части плоскости; 3) суммарная площадь пятен составляет $0,18 \cdot S$, где S – площадь разрыва. Данные условия будут проверяться теми же уровнями выделения пятен, заданными в настоящей статье.

Размер пятна. Пятно задается площадкой, размеры которой определяются исходя из соотношений:

$$La = \beta \times L, \quad (9)$$

$$Wa = \beta \times W, \quad (10)$$

где La – размер пятна вдоль простирания разрыва, Wa – размер пятна вдоль падения разрыва, коэффициент β является константной и задается исходя из полученного ранее соотношения Sa/S : $\beta^2 = 0,18$.

Положение точки начала вспарывания. Как уже было сказано выше, положение точки начала вспарывания (гипоцентра землетрясения) – важный фактор, который учитывается в моделировании синтетических акселерограмм. Например, в [3] показано, что вспарывание начинается в среднем вне пятна. Однако авторы рассматривали в основном коровые события в пределах трансформных разломов. В нашем случае другой тектонический тип и фокальный механизм землетрясений.

Мы видим (рис. 5), что гипоцентр землетрясений находится в пределах окрашенных областей. Исключение составляет случай 2, здесь гипоцентр вообще выпадает

дает за пределы площадки. Видимо, сказывается точность инверсии и определения координат гипоцентра для относительно небольших магнитуд $M \sim 7$. Поэтому этот случай можно отбросить и не рассматривать далее. То есть мы можем уверенно говорить о 8 из 9 случаев попадания точки начала вспарывания в область пятна. В японском сегменте зоны субдукции в целом схожая картина [27]. При этом точка начала вспарывания расположена в центре разрыва с возможными вариациями. Эти вариации могут приводить в том числе к случаям, когда вспарывание начинается за пределами пятна.

Примем, что такие вариации носят случайный характер, они контролируются двумя случайными переменными – расстоянием от гипоцентра до центра площадки вдоль простирания и падения разрыва. Данные переменные пробегает значения от 0 до $1/4$ размера вдоль соответствующей оси.

Попробуем оценить вероятность того, что вспарывание начнется внутри пятна в рамках принятых диапазонов. Для простоты рассмотрим модель очага с прямоугольным пятном в центре разрыва. Тогда вероятность того, что точка начала вспарывания окажется внутри пятна, задается отношением площади пятна ($\beta^2 \times L \times W$) к площади, охватываемой возможными вариациями точки начала вспарывания ($(0,25 + 0,25)^2 = L \times W$). В итоге искомая вероятность равна 0,72, что немного меньше апостериорной вероятности 0,89 (8/9), но вполне пригодно для начального приближения.

Выводы

Проанализировано распределение вектора подвижки на площадках разрыва крупных землетрясений (M 7,0–8,3), произошедших в пределах Курило-Камчатской островной дуги.

Разработан программный код для автоматической обработки данных finite fault, публикуемых информационным ресурсом USGS. Анализ имеющихся данных позволил впервые получить важную информацию о характеристиках протяженных источников в районе субдукции. Ценность полученной информации заключается в уточнении удельной площади, занимаемой высокой подвижкой.

На основе анализа крупных ($M \geq 7,5$) межплитовых землетрясений можно выделить общее сходство – это преимущественно взбросовый тип механизма очага, а также наличие крупного пятна с относительно повышенными значениями подвижки в верхней половине или центре нодальной плоскости.

Среднее (по всем землетрясениям) отношение площади, где локальное значение подвижки в 2 и более раза больше среднего по всему очагу, ко всей площади разрыва составляет 0,17. Для межплитовых землетрясений это значение составляет 0,18. Количество крупных пятен варьируется от одного до трех.

Получены средние геометрические характеристики межплитовых землетрясений. Среднее значение угла простирания составляет $217,2^\circ$, угла падения – $19,8^\circ$, угла подвижки – $95,6^\circ$. По данным программы Slab2.0 [28, 29], в которой представлена трехмерная модель погружающейся плиты, среднее на всем Курило-Камчатском сегменте простирание составляет 212° , падение – $23,3^\circ$ (угол падения усреднялся до глубины 60 км). В целом полученные оценки находятся в хорошем соответствии с независимыми данными.

Предложена стохастическая модель очага характеристического ($M \sim 8$) межплитового землетрясения, описываемая фрагментированной структурой вектора подвижки. Полученные в настоящей работе результаты можно в дальнейшем использовать при стохастической симуляции каталога протяженных сейсмических источников в районе Курило-Камчатского сегмента зоны субдукции, а кроме того,

данные результаты можно применять и к внутриплитовым землетрясениям, однако в этом случае ориентация разрыва внутри плиты задается случайными углами, а механизм и положение очага задаются согласно предложенной сеймотектонической модели зоны субдукции.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Cienfuegos R., Catalán P.A., Urrutia A., Benavente R., Aránguiz R., González G. What can we do to forecast tsunami hazards in the near field given large epistemic uncertainty in rapid seismic source inversions // *Geophys. Res. Lett.* 2018. Vol. 45. P. 1–12. DOI: 10.1029/2018GL076998.
2. Davies G. Tsunami variability from uncalibrated stochastic earthquake models: tests against deep ocean observations 2006–2016 // *Geophys. J. Int.* 2019. Vol. 218 (3). P. 1939–1960. DOI: 10.1093/gji/ggz260.
3. Somerville P., Irikura K., Graves R. et al. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion // *Seismol. Res. Lett.* 1999. Vol. 70 (1). P. 59–80.
4. Mai P.M., Beroza G.C. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2002. Vol. 107 (11). ESE-10. DOI: 10.1029/2001JB000588.
5. Goda K., Petrone C., de Risi R., Rossetto T. Stochastic coupled simulation of strong motion and tsunami for the 2011 Tohoku, Japan earthquake // *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 2017. Vol. 31. P. 2337–2355. DOI: 10.1007/s00477-016-1352-1.
6. Crempien J.G.F., Urrutia A., Benavente R., Cienfuegos R. Effects of earthquake spatial slip correlation on variability of tsunami potential energy and intensities // *Sci. Rep.* 2020. Vol. 10. 8399. DOI: 10.1038/s41598-020-65412-3.
7. Tang Y. An Updated Corner-Frequency Model for Stochastic Finite-Fault Ground-Motion Simulation // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2022. Vol. 112. P. 921–938. DOI: 10.1785/0120210205.
8. Sepúlveda I., Liu P.L.-F., Grigoriu M., Pritchard M. Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. Vol. 122. P. 7252–7271. DOI: 10.1002/2017JB014430.
9. Mulia I.E., Ishibe T., Satake K. et al. Regional probabilistic tsunami hazard assessment associated with active faults along the eastern margin of the Sea of Japan // *Earth Planets Space.* 2020. Vol. 72. 123. DOI: 10.1186/s40623-020-01256-5.
10. Irikura K., Miyake H. Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios // *Pure Appl. Geophys.* 2011. Vol. 168 (1/2). P. 85–104. DOI: 10.1007/s00024-010-0150-9.
11. Nakahara H. Seismogram envelope inversion for high-frequency seismic energy radiation from moderate-to-large earthquakes // *Adv. Geophys.* 2008. Vol. 50. P. 401–426.
12. Гусев А.А. Стохастическое моделирование протяженного очага землетрясения для характеристики сейсмической опасности. 1. Обоснование и общая структура алгоритма // *Вопр. инж. сейсмол.* 2013. Т. 40, № 1. С. 5–18.
13. Martínez Alcalá K. Stochastic Source Modelling and Tsunami Analysis of the 2012 Mw 7.8 Haida Gwaii Earthquake // *Electronic Thesis and Dissertation Repository.* 2021. 8145. URL: <https://ir.lib.uwo.ca/etd/8145> (data of access: 31.05.2023).
14. Гусев А.А., Павлов В.М., Гусева Е.М. Стохастическое моделирование протяженного очага землетрясения для характеристики сейсмической опасности. 3. Способ анализа неопределенности и практическое опробование процедуры // *Вопр. инж. сейсмол.* 2014. Т. 41, № 1. С. 39–56.
15. Nicknam A., Eftekhari S.N., Yazdani A. Estimation of near fault ground motion based on a hybrid source model and a theoretical Green's function method // *Journal of Vibroengineering.* 2015. Vol. 17. P. 357–368.
16. Gusev A.A. Multiasperity fault model and the nature of short-period subsources // *Pure Appl. Geophys.* 1989. Vol. 130. P. 635–660. DOI: 10.1007/BF00881602.
17. National Earthquake Information Center of United States Geological Survey. URL: <https://earthquake.usgs.gov/> (data of access: 31.05.2023).
18. Earthquake Source Model Database. URL: <http://equake-rc.info/srcmod/> (data of access: 31.05.2023).
19. National Earthquake Information Center of United States Geological Survey. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20110311054624120_30/executive (data of access: 31.05.2023).
20. Сафонов Д.А., Коновалов А.В., Злобин Т.К. Урупская серия землетрясений 2012–2013 гг. // *Вулканология и сейсмология.* 2015. № 6. С. 60–70.
21. Morikawa N., Fujiwara H. A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake // *J. Disaster Res.* 2013. Vol. 8, N5. P. 878–888.

22. Lee Y.T., Ma K.F., Hsieh M.C., Yen Y.T., Sun Y.S. Synthetic ground-motion simulation using a spatial stochastic model with slip self-similarity: Toward near-source ground-motion validation // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 2016. Vol. 27. P. 397–405. DOI: 10.3319/TAO.2015.11.27.01(TEM).
23. Kozhurin A. Active faults in Sakhalin and North of the Sea of Okhotsk: Does the Okhotsk plate really exist? // *J. Asian Earth Sci.* 2022. Vol. 230. 105219. DOI: 10.1016/j.jseaes.2022.105219.
24. Ground motion simulation based on fault rupture modelling for seismic hazard assessment in site evaluation for nuclear installations. Vienna: International Atomic Energy Agency, 2015. (Safety reports series, ISSN1020-6450; N85).
25. Kumar K., Thingbaijam S., Mai P.M., Goda K. New empirical earthquake source-scaling laws // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2017. Vol. 107, N5. P. 2225–2246.
26. Takahashi H., Kasahara M.J. Spatial relationship between interseismic seismicity, coseismic asperities and aftershock activity in the Southwestern Kuril Islands // *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region* / eds J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees. 2007. P. 153–164. DOI: 10.1029/172GM14.
27. Yamanaka Y., Kikuchi M. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data // *J. Geophys. Res.* 2004. 109. B07307. DOI: 10.1029/2003JB002683.
28. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // *Science*. 2018. Vol. 362. P. 58–61. DOI: 10.1126/science.aat4723.
29. Information resource. URL: <https://github.com/usgs/slab2> (data of access: 31.05.2023).

REFERENCES

1. Cienfuegos R., Catalán P.A., Urrutia A., Benavente R., Aránguiz R., González G. What can we do to forecast tsunami hazards in the near field given large epistemic uncertainty in rapid seismic source inversions. *Geophysical Research Letters*. 2018;45:1–12. DOI: 10.1029/2018GL076998.
2. Davies G. Tsunami variability from uncalibrated stochastic earthquake models: tests against deep ocean observations 2006–2016. *Geophysical Journal International*. 2019;218(3):1939–1960. DOI: 10.1093/gji/ggz260.
3. Somerville P., Irikura K., Graves R. et al. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismological Research Letters*. 1999;70(1):59–80.
4. Mai P.M., Beroza G.C. A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*. 2002;107(11): ESE-10. DOI: 10.1029/2001JB000588.
5. Goda K., Petrone C., de Risi R., Rossetto T. Stochastic coupled simulation of strong motion and tsunami for the 2011 Tohoku, Japan earthquake. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. 2017;31:2337–2355. DOI: 10.1007/s00477-016-1352-1.
6. Crempien J.G.F., Urrutia A., Benavente R., Cienfuegos R. Effects of earthquake spatial slip correlation on variability of tsunami potential energy and intensities. *Scientific Reports*. 2020;10. 8399. DOI: 10.1038/s41598-020-65412-3.
7. Tang Y. An Updated Corner-Frequency Model for Stochastic Finite-Fault Ground-Motion Simulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2022;112:921–938. DOI: 10.1785/0120210205.
8. Sepúlveda I., Liu P.L.-F., Grigoriu M., Pritchard M. Tsunami hazard assessments with consideration of uncertain earthquake slip distribution and location. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*. 2017;122:7252–7271. DOI: 10.1002/2017JB014430.
9. Mulia I.E., Ishibe T., Satake K. et al. Regional probabilistic tsunami hazard assessment associated with active faults along the eastern margin of the Sea of Japan. *Earth Planets Space*. 2020;72. 123. DOI: 10.1186/s40623-020-01256-5.
10. Irikura K., Miyake H. Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios. *Pure and Applied Geophysics*. 2011;168(1/2):85–104. DOI: 10.1007/s00024-010-0150-9.
11. Nakahara H. Seismogram envelope inversion for high-frequency seismic energy radiation from moderate-to-large earthquakes. *Advances in Geophysics*. 2008;50:401–426.
12. Gusev A.A. Stochastic simulation of extended earthquake source for application in seismic hazard estimation. 1. Basics and general structure of the algorithm. *Problems of Engineering Seismology*. 2013;(1):5–18.
13. Martínez Alcalá K. Stochastic Source Modelling and Tsunami Analysis of the 2012 Mw 7.8 Haida Gwaii Earthquake. *Electronic Thesis and Dissertation Repository*. 2021. 8145. URL: <https://ir.lib.uwo.ca/etd/8145> (data of access: 31.05.2023).
14. Gusev A.A., Pavlov V.M., Guseva E.M. Stochastic simulation of extended earthquake source for application in seismic hazard estimation. 3. Methods of analysis of uncertainty and practical testing of the procedure. *Problems of Engineering Seismology*. 2014;(1):39–56.

15. Nicknam A., Eftekhari S.N., Yazdani A. Estimation of near fault ground motion based on a hybrid source model and a theoretical Green's function method. *Journal of Vibroengineering*. 2015;17:357–368.
16. Gusev A.A. Multiasperity fault model and the nature of short-period subsources. *Pure and Applied Geophysics*. 1989;130:635–660. DOI: 10.1007/BF00881602.
17. National Earthquake Information Center of United States Geological Survey. URL: <https://earthquake.usgs.gov/> (data of access: 31.05.2023).
18. Earthquake Source Model Database. URL: <http://equake-rc.info/srcmod/> (data of access: 31.05.2023).
19. National Earthquake Information Center of United States Geological Survey. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official20110311054624120_30/executive (data of access: 31.05.2023).
20. Safonov D.A., Konovalov A.V., Zlobin T.K. The Urup earthquake sequence of 2012–2013. *Journal of Volcanology and Seismology*. 2015;9(6):402–411. DOI: 10.1134/S074204631506007X.
21. Morikawa N., Fujiwara H. A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake. *Journal of Disaster Research*. 2013;8(5):878–888.
22. Lee Y.T., Ma K.F., Hsieh M.C., Yen Y.T., Sun Y.S. Synthetic ground-motion simulation using a spatial stochastic model with slip self-similarity: Toward near-source ground-motion validation. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2016;27:397–405. DOI: 10.3319/TAO.2015.11.27.01(TEM).
23. Kozhurin A. Active faults in Sakhalin and North of the Sea of Okhotsk: Does the Okhotsk plate really exist? *Journal of Asian Earth Sciences*. 2022;230. 105219. DOI: 10.1016/j.jseas.2022.105219.
24. Ground motion simulation based on fault rupture modelling for seismic hazard assessment in site evaluation for nuclear installations. Vienna: International Atomic Energy Agency; 2015. (Safety reports series, ISSN1020–6450; N85).
25. Kumar K., Thingbaijam S., Mai P.M., Goda K. New empirical earthquake source-scaling laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2017;107(5):2225–2246.
26. Takahashi H., Kasahara M.J. Spatial relationship between interseismic seismicity, coseismic asperities and aftershock activity in the Southwestern Kuril Islands. In: *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*; 2007. P. 153–164. DOI: 10.1029/172GM14.
27. Yamanaka Y., Kikuchi M. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *Journal of Geophysical Research*. 2004;109. B07307. DOI: 10.1029/2003JB002683.
28. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*. 2018;362:58–61. DOI: 10.1126/science.aat4723.
29. Information resource. URL: <https://github.com/usgs/slab2> (data of access: 31.05.2023).