

ISSN 0002-3337

Номер 2

Март–Апрель 2025



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 2, 2025

Применение метода сейсмической интерферометрии для исследования внутреннего ядра Земли <i>О.А. Усольцева, В.М. Овчинников</i>	3
Особенности зон локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги <i>А.Н. Беседина, Е.В. Новикова, П.В. Белоклоков, В.П. Комзалева, Е.А. Кулик, Е.А. Маршакова, И.И. Нугманов, К.Ю. Потапова</i>	19
Особенности строения зоны фазовых переходов мантии в районе о. Сахалин по данным обменных волн <i>А.Г. Гоев, С.И. Орешин, Д.В. Костылев, Н.В. Костылева</i>	36
Инстантонное представление форшок—афтершоковых последовательностей <i>Л.М. Богомолов, М.В. Родкин, В.Н. Сычев</i>	43
Кольцевые структуры сейсмичности в районе Южной Камчатки: возможная подготовка сильнейшего землетрясения <i>Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова</i>	58
Развитие зоны нарушенной породы в окрестности динамической подвижки по тектоническому разлому <i>А.М. Будков, Г.Г. Кочарян, З.З. Шарафиев</i>	66
Природа анизотропного отклика флюидонасыщенной среды на прохождение поверхностных сейсмических волн <i>И.А. Пантелеев, Д.В. Ложкин, В. Ляховский, Э. Шалев</i>	80
Реконструкция параметров сдвиговых напряжений при формировании разноранговых разломов западного Прибайкалья на основе тектонофизической интерпретации линеаментов <i>А.Д. Свечеревский, С.А. Устинов, Д.С. Лапаев, В.А. Петров</i>	95
Восстановление пространственного распределения фильтрационных свойств неоднородных геологических сред по вариациям микросейсмичности, возникающей в результате закачки жидкости <i>Е.В. Новикова, Н.А. Барышников, С.Б. Турунтаев, М.А. Тримонова</i>	114
Акустическая эмиссия, сопровождающая подготовку динамического проскальзывания по модельному гетерогенному разлому метрового масштаба <i>К.Г. Морозова, Д.В. Павлов, А.А. Остапчук</i>	128
Эволюция микротрещин в процессе деформирования горных пород: рентгеновская микротомография и моделирование методом дискретных элементов <i>Е.Е. Дамаскинская, В.Л. Гиляров, Ю.С. Кривоносов, А.В. Бузмаков, В.Е. Асадчиков, Д.И. Фролов</i>	137

* Этот номер — Сборник, составленный по материалам докладов VII Международной конференции «Триггерные эффекты в геосистемах» (02-05 июля 2024 г.), г. Долгопрудный, МФТИ.

О режиме вызванной сейсмичности	
<i>М.В. Родкин</i>	145
К 20-летию создания малоапертурной группы “Михнево”. Мониторинг наведенной сейсмичности	
<i>И.О. Китов, И.А. Санина, С.Г. Волосов, Н.Л. Константиновская</i>	158
Выделение энергии в атмосфере при падении космических тел размером 20–250 метров	
<i>В.В. Шувалов, О.П. Попова, Д.О. Глазачев</i>	179

УДК 550.344.64

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

© 2025 г. О. А. Усольцева^{1, *}, В. М. Овчинников^{1, **}

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: kriukova@idg.ras.ru

**E-mail: ovtch@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 14.10.2024 г.

После доработки 30.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Для более детального описания динамических процессов и определения свойств областей внутреннего ядра, недоступных изучению традиционными методами, в работе применен метод сейсмической интерферометрии, в основе которого лежит техника кросс-корреляционного анализа временных рядов, для различных типов данных. Кросс-корреляционный анализ окна сейсмической коды с началом через три часа после сильного события и концом через 10 часов выполнен для всех возможных пар более чем 300 станций и 6 крупных землетрясений (для каждого в отдельности), произошедших в период с 2013 по 2024 гг. Синтетические кросс-коррелогаммы рассчитаны для моделей с различным затуханием и дополнительной границей во внутреннем ядре. Проведено 4 разных типа исследований внутреннего ядра методом сейсмической интерферометрии: глобальное, региональное, зависящее от широты станции и от календарного времени. Продемонстрирована устойчивость волны РККРРККР на глобальных коррелогаммах, возможность ее наблюдения на территориях с высокой и низкой плотностью сейсмических станций, зависимость времени пробега волны от угла между направлением волны и осью вращения Земли, а также стационарность волны для временного периода с 2013 по 2024 гг.

Ключевые слова: волна РККРРККР, поздняя кода, глобальные кросс-коррелогаммы, анизотропия.

DOI: 10.31857/S0002333725020012, **EDN:** DKPXFС

ВВЕДЕНИЕ

За последние три десятилетия исследования внутреннего ядра (IC — inner core) с помощью объемных сейсмических волн привели к созданию ряда моделей его строения, еще не до конца объясняющих динамику процессов внутри IC и на его поверхности. Наиболее общепринятой является модель цилиндрической анизотропии с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли, и силой анизотропии 1.5–3.5% во внешней части внутреннего ядра, опирающаяся на свойства сейсмических волн РККР и РКРbc, проходящих через внутреннее и внешнее ядро соответственно [Morelli, 1986]. В IC предполагается существование центральной части радиусом 300 км (IMIC — inner most inner core), в которой

анизотропия отличается от остальной части твердого ядра [Ishii, Dziewonski, 2002]. Проверка этой гипотезы [Cormier, Strujkova, 2005] не подтвердила наличия резкой границы на расстоянии 300 км от центра Земли, но было высказано предположение либо о существовании градиентного изменения анизотропии с глубиной, либо о наличии резкой границы на 450 км. Верхнюю часть IC мощностью от 40 до 200 км, а в восточном полушарии даже до 400 км, принято считать изотропной [Song, Helmberger, 1998]. Однако по свойствам отраженных волн РККР [Helffrich, Mainprice, 2019] нельзя исключать существование анизотропных структурных элементов в IC. Области с пониженными значениями скоростей поперечных волн обнаружены в верхних

40 км внутреннего ядра с помощью отраженных от внутренней поверхности границы между внешним и внутренним ядром волн РКПКР [Краснощеков и др., 2019; Усольцева и др., 2021]. Следует отметить, в частности, что модель анизотропии [Morelli, 1986] была предположена на основе анализа базы данных объемных сейсмических волн за период с 1964 по 1982 гг. В работе [Краснощеков и др., 2019] за 20-летний период наблюдения с 2000 по 2019 гг. отобрано всего 9 землетрясений для измерения амплитуды волны РКПКР.

Таким образом, возможности исследования ИС с помощью волн РКПКР и РКПКР ограничены. Для более детального описания динамических процессов и определения свойств ИС существует необходимость расширения районов зондирования и использования новых методов обработки, не требующих длительного накопления или тщательного отбора сейсмограмм, которые могут существенно упростить изучение внутреннего ядра.

Примененный в настоящей работе метод сейсмической интерферометрии (СИ) для поздней многочасовой коды (через 3 часа после времени в источнике) от сильных землетрясений ($M > 6.7$) открывает новые возможности для изучения как анизотропных, так и изотропных свойств внутреннего ядра [Lima et al., 2022; Tkalčić et al., 2020; Tkalčić, Pham, 2018]. Уникальность подхода заключается в интерпретации колебания, зафиксированного одним из приемников, как если бы источник располагался в месте расположения другого приемника, и при этом географическая привязка самого землетрясения никакой существенной роли не играет. Такой подход позволяет зондировать те области внутреннего ядра, которые не рассматривались с помощью упомянутых выше волн.

Первые исследования показали, что кросс-корреляционная функция сейсмического шума, полученная осреднением по длительному интервалу времени, определяет функцию Грина для поверхностных волн [Campillo, Paul, 2003]. С помощью кросс-корреляционного метода для поверхностных волн в полосе периодов 5–50 с изучены кора и верхняя мантия (см., например, работу [Moschetti et al., 2007]). По аналогии с исследованием волн Релея записи сейсмического

шума использованы для изучения объемных волн, генерированных на неоднородностях в коре и мантии [Zhan et al., 2010]. Для поздней коды сильных землетрясений кросс-корреляционный подход был использован для изучения свойств границ кора–мантия и мантия–внешнее ядро [Boué et al., 2014].

В работах [Wang et al., 2015; Wang, Song, 2017] по автокорреляции и кросс-корреляции записей поздней коды землетрясений с $M > 7$ на сейсмических станциях группирования было установлено, что центральная часть внутреннего ядра анизотропна. Последующие исследования [Lima et al., 2022; Ma, Tkalčić, 2021] уточнили анизотропные свойства ИМС и скорость поперечных волн внутреннего ядра. В работе [Ma, Tkalčić, 2024] была выдвинута гипотеза о низкоскоростной тороидальной структуре во внешнем ядре.

Цель данной работы заключается в теоретическом и экспериментальном изучении возможностей метода сейсмической интерферометрии для определения структурных особенностей внутреннего ядра Земли. Более того, если учитывать характер вращения внутреннего ядра, определенный недавно на основе исследования землетрясений-двойников (см. работу [Wang et al., 2024]), с периодом быстрой фазы вращения с 2003 по 2008 гг., а также конвекцию во внешнем ядре, проводимые в работах [Ma, Tkalčić, 2024; Lima et al., 2022] исследования ядра методом СИ с использованием всех событий за 2000–2021 гг. и 1999–2019 гг. соответственно без учета календарного времени могут быть не совсем корректными.

В настоящей статье представлены исследования поздней коды сильных землетрясений, произошедших во временном интервале с 2013 по 2024 гг., а также результаты анализа особенностей метода СИ на синтетических сейсмограммах.

СЕМЕЙСТВО ВОЛН РККРРККР

Волна РККРРККР на малых эпицентральных расстояниях проходит через всю Землю насквозь, отражается от свободной поверхности вблизи антипода и возвращается обратно (рис. 1а). Для упрощения маркировки волна далее обозначается как I2. Соответственно, волна, отразившаяся 3 раза от свободной поверхности (рис. 1б), обозначается I4, а отразившаяся

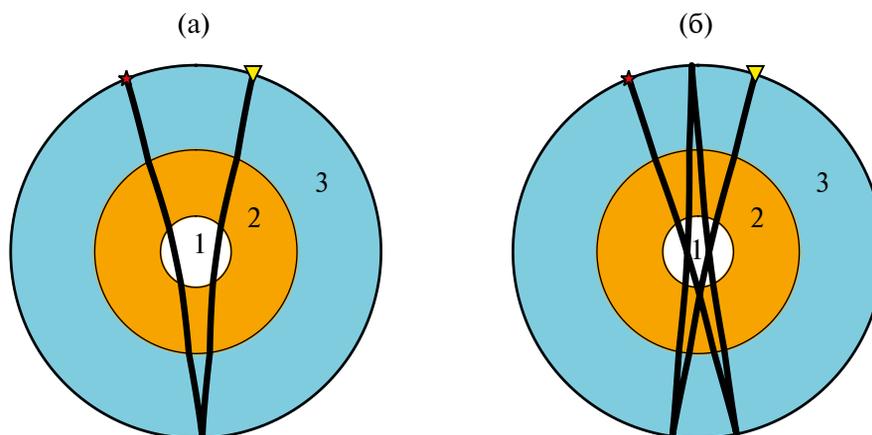


Рис. 1. Схема лучей волн I2 (а) и I4 (б) для эпицентрального расстояния 40° : 1 — внутреннее ядро, 2 — внешнее ядро, 3 — мантия.

5 раз — I6, и т. д. Время пробега волны I2 (t_{I2}) в стандартных моделях Земли — около 40.4 мин (2425 с). При увеличении эпицентрального расстояния до 30° t_{I2} уменьшается на 0.5%. В моделях PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] и ak135 [Kennett et al., 1995] t_{I2} отличается на 0.2%. Поправки на эллиптичность и на мантийные неоднородности для этой волны составляют 0.1% от времени пробега. Теоретические расчеты показывают, что максимальный коэффициент отражения наблюдается на малых эпицентральных расстояниях, затем он падает на 30% при достижении эпицентрального расстояния 70° .

МЕТОД

Для поверхностных волн строго выполняется принцип сейсмической интерферометрии, согласно которому восстановление функции Грина между двумя приемниками возможно с помощью расчета кросс-корреляции сейсмического шума за одинаковый временной период на этих станциях [Warepaar et al., 2010]. До некоторого времени экспериментальные работы [Zhan et al., 2010, Boué et al., 2014] демонстрировали, что для времен и периодов объемных волн аналогичная кросс-корреляционная процедура также выявляет ожидаемые преломленные и отраженные сейсмические волны. Однако было замечено, что амплитуды восстановленных с помощью кросс-корреляции волн принимают аномальные значения. Например, интенсивность I2 волны максимальна на эпицентральных расстояниях менее 10° , а при кросс-корреляции пик интенсивности наблюдается в районе 60° . Также

на первый взгляд вид полученных кросс-корреляционных глобальных полей в области объемных волн совпадает с прямым волновым полем от глубокофокусного землетрясения, т.е. без наложения поверхностных волн. Но при детальном рассмотрении оказалось, что при обработке поздней коды от сильных землетрясений выявляются дополнительные фазы, отсутствующие при рассмотрении прямых волновых полей. Объяснение этим особенностям дано в работе [Sens-Schönfelder et al., 2015]. Для коды сильных землетрясений на протяжении нескольких часов существует фиксированное направление, вдоль которого идет распространение энергии, т.е. нарушается условие равномерного распределения энергии в каждой точке пространства, которое должно выполняться для функции Грина. Понимание происхождения аномалий на глобальных кросс-корреллограммах, как считает один из разработчиков метода (см. работу [Pham, 2019]), до сих пор до конца не достигнуто. Он предлагает соотносить эти аномалии не с функцией Грина, а с суммарными разностями волн с близкими лучевыми параметрами из одного семейства и распространяющимися с одинаковой задержкой. Следуя такому определению, волне I2 соответствует кросс-корреляционный аналог $I2^* = (I4 - I2) + (I6 - I4) + (I8 - I6) + \dots$. Несмотря на неясность теоретического обоснования существующих особенностей, схожесть экспериментальных и теоретических картин дает право применять в данном случае методику обработки, аналогичную используемой для поверхностных волн. Ее эффективность и пер-

спективность для внутреннего ядра подтверждается в ряде последних работ [Ma, Tkalčić, 2024; Lima et al., 2022; Pham, 2019].

Пусть сейсмический процесс, наблюдаемый на временах через три часа после времени в очаге, или, иначе говоря, поздняя кода, обозначается $W(t)$. Алгоритм обнаружения полезного сигнала включает 6 этапов обработки волновой формы $W(t)$:

1) фильтрация $W(t)$ в полосе периодов 15–50 с для t в интервале от 10000 с (3 ч) до 35000 с (10 ч) и получение волновой формы $W_f(t)$;

2) для подавления доминирующего вклада высокоамплитудных поверхностных волн или афтершоков проводится амплитудная нормализация $W_f(t)$ на абсолютное среднее значение в скользящем окне 128 с согласно процедуре, описанной в работе [Bensen et al., 2007], с итоговой функцией $WN_f(t)$;

3) переход в частотную область, преобразование $WN_f(t)$ в $S(f)$ и частотная нормализация в скользящем окне 2 мГц с получением функции $SN(f)$ для баланса вклада всех частот;

4) построение кросс-корреляционной функции двух волновых форм для всех пар ij по формуле $CC_{ij}(f) = SN_i(f) \times SN_j(f)$, где i и j изменяются от 1 до K , K — общее количество станций;

5) с помощью обратного преобразования Фурье переход от частотной зависимости $CC_{ij}(f)$ к временной $CC_{ij}(t)$;

6) расчет межстанционных расстояний d_{ij} и суммирование $CC_{ij}(t)$ для тех ij , которые удовлетворяют условию $D_S \leq d_{ij} < D_S + \Delta D$, для всех S , где S — номер интервала от 1 до $180/\Delta D$, ΔD — заданный шаг по расстоянию, $D_1 = 0$.

В итоге имеем двухпараметрическую зависимость $CC_{ij}(t, d_{ij})$ от расстояния между станциями d_{ij} и временем t , которая будет называться кросс-корреляционным полем или коррелограммой. Обнаруженные на этом поле аномалии будут маркироваться звездочкой*.

Существенные преимущества метода СИ в том, что он не зависит от точных параметров гипоцентра землетрясения и, следовательно, отсутствуют неопределенности, связанные с сейсмическим источником. Немаловажной особенностью является возможность идентификации сейсмических сигналов, с отношением сигнал/шум меньше 1.

Как при идентификации сейсмических фаз обязательным условием считается наличие синфазности вступления волны на нескольких станциях, так и при использовании метода интерферометрии, на наш взгляд, обязательна идентификация волны по мировой сети станций, а не только по единичным парам станций.

Метод обладает накопительным свойством. Накопление возможно и по количеству станций, и по количеству землетрясений, соответствующих определенным условиям. При увеличении количества пар станций точность возрастает.

Обработка поздней коды землетрясений проводилась с помощью программной реализации метода, предложенной в работе [Tkalčić et al., 2020] на языке Python, с распараллеливанием на 4 процессорных ядра. Время счета для 47 станций составляет менее 7 минут.

ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДА НА СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММАХ

Тестирование метода СИ проводилось с помощью расчета сейсмограмм методом Axisem [Nissen-Meyer et al., 2014]. 360 приемников располагались равномерно по половине большого круга-экватора с шагом в 0.5° . Координаты сейсмического источника ($0^\circ, 0^\circ$). Результирующие сейсмограммы имели длительность 35000 с. Время расчета на 128 процессорных ядрах составило 93 минуты для минимального периода 5 с и частоты дискретизации 26 Гц и 15 минут для минимального периода 10 с и частоты дискретизации 13.5 Гц. В процессе тестирования было отмечено, что неравномерность расположения приемников существенно снижает качество полученных кросс-коррелограмм.

На рис. 2 представлены шесть разных глобальных кросс-корреляционных диаграмм для различных моделей Земли и событий на глубине 50 и 500 км.

Рис. 2а и 2б иллюстрируют кросс-корреляционные возмущения, полученные при использовании одномерной скоростной модели ak135 [Kennett et al., 1995] с учетом затухания и P - и S -волн согласно работе [Montagner, Kennett, 1996] (далее такая модель обозначается ak135PS) для мелкофокусного события на глубине 50 км (рис. 2а) и глубокофокусного на глубине 500 км (рис. 2б). Наблюдается практически полное

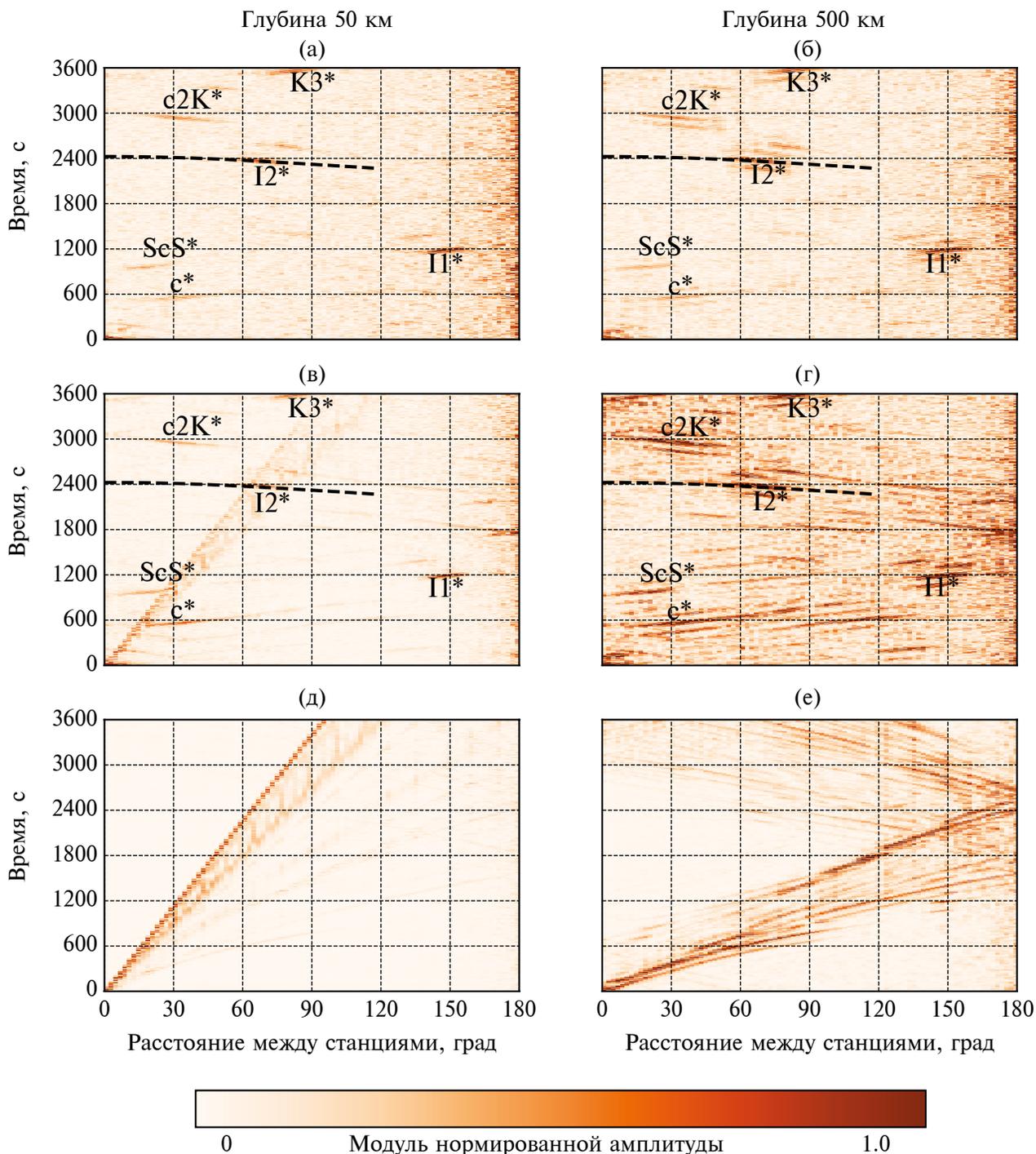


Рис. 2. Синтетические коррелограммы на основе моделей ak135PS (а), (б), ak135S (в), (г), ak135 без учета затухания объемных волн (д), (е). Для источников с глубиной 50 км (слева) и 500 км (справа). Фильтрация в полосе периодов 15–50 с, длительность коды 10000–35000 с. Пунктирная линия — теоретический годограф волны I2*.

совпадение корреляционных полей, демонстрирующих независимость от глубины события. Наиболее четко на малых эпицентральных расстояниях выделяется волна I2*, а на больших — П1* (РК1КР). Видны также вступления c*, ScS*, c2K*, K3*, соответствующие волнам PcP, ScS,

отраженным от границы внешнее–внутреннее ядро, PcPPcPPKP и PKPPKPPKP, проходящим в мантии и во внешнем ядре. Наблюдается хорошее согласование теоретического годографа и результата обработки коды методом СИ для волны I2* и других.

На рис. 2в и 2г показаны результаты расчетов для модели ak135 с учетом затухания только S -волн в мантии и более слабым затуханием P -волн во внутреннем ядре [Dziewonski, Anderson, 1981] (модель ak135S). Для этой модели в случае глубокофокусного события (рис. 2г) указанные выше вступления сопровождаются коллинеарными колебаниями во временной 100-секундной окрестности основного сигнала. В случае же мелкофокусного события (рис. 2в), с одной стороны, на диаграммах интересующие возмущения, в частности $I2^*$, более четкие и длинные, с другой стороны, появляются новые аномалии, связанные с поверхностными волнами (расходящиеся в виде веера аномалии). Смещения кросс-корреляционных максимумов, связанных с объемными волнами, при использовании источников с глубиной 50 и 500 км не наблюдаются (рис. 2а–2г). Таким образом, амплитуды кросс-корреляционных максимумов и их четкость на фоне общего шума зависят от принятой модели затухания волн (рис. 2а–2г).

Если вообще не учитывать затухание объемных P - и S -волн (рис. 2д и 2е), то возмущения, связанные с “экзотическими” фазами ($I2^*$, $I1^*$, c^* , ScS^* , $c2K^*$, $K3^*$), не обнаруживаются. Доминирующее влияние на коррелограмму в этом случае оказывают поверхностные волны. Для разной глубины очага вид кросс-коррелограмм существенно различен (рис. 2д и 2е).

Шум, присутствующий на всех коррелограммах на расстояниях 160 – 180° (рис. 2 — рис. 4), связан с тем, что в рассматриваемой виртуальной сети наблюдений малое количество станций удалены друг от друга на расстояния 160 – 180° (их в 10 раз меньше, чем на близких расстояниях). Шум исчезает при распределении приемников равномерно по всему большому кругу.

При проведении тестирования для различных временных диапазонов коды (рис. 3) видно, что при использовании временного интервала от 10 до 20 тысяч секунд после времени в очаге интерференционная картина более четкая, чем для диапазона 20000 – 30000 с, что связано с влиянием затухания на кросс-корреляционное волновое поле.

При изменении частотного диапазона полосового фильтра получаем, что периоды 30 – 60 с вносят больший вклад в кросс-корреляционную картину, чем периоды 10 – 30 с (рис. 4), что свя-

зано с математической сутью кросс-корреляционного подхода (чем больше периоды основных сигналов, тем больше вероятность обнаружения колебания при кросс-корреляционной обработке).

Наконец еще один тест был проведен, чтобы установить, какие особенности коррелограмм будут наблюдаться при введении 3% скачка скорости на границе предполагаемого “самого внутреннего” внутреннего ядра (IMIC) радиусом 600 км. В этом случае волновая картина на эпицентральных расстояниях между станциями наблюдения от 0 до 30° меняется (рис. 5).

Полоса положительных амплитуд, соответствующая теоретическим временам пробега, смазывается, видоизменяется и смещается ниже теоретической кривой. При 0° сдвиг составляет приблизительно 10 с. Эта особенность может быть использована в качестве пока неформализованного идентификационного признака резкой скоростной границы в IC.

ДАННЫЕ

Обычно при выборе землетрясений для обработки методом интерферометрии необходимым условием отбора является значение угла подвижки (*Rake*) в плоскости разлома между направлением подвижки и направлением простирания, близкое к $\pm 90^\circ$. Также требуется малая длительность временной функции источника. Немаловажно количество выделяемой энергии при землетрясении. Согласно работе [Tkalčić, Pham, 2020], более информативны коррелограммы от событий с моментной магнитудой $M_w \geq 7.1$, а для землетрясений с $6.7 \leq M_w \leq 7.0$ наблюдается зашумленность изображения, в частности волны $I2^*$.

Т. к. события, подходящие под все описанные критерии, редки, при отборе событий мы посчитали малую длительность временной функции источника более приоритетным фактором, чем магнитуда. При этом разный угол подвижки у землетрясений поможет продемонстрировать связь зашумленности итоговой коррелограммы в области волны $I2^*$ и угла подвижки (*Rake*). Информация о глубине, магнитуде, угле подвижки (*Rake*), длительности подвижки для используемых событий, представлена в табл. 1. Для детального анализа собраны данные от глубокофокусного землетрясения в Охотском море,

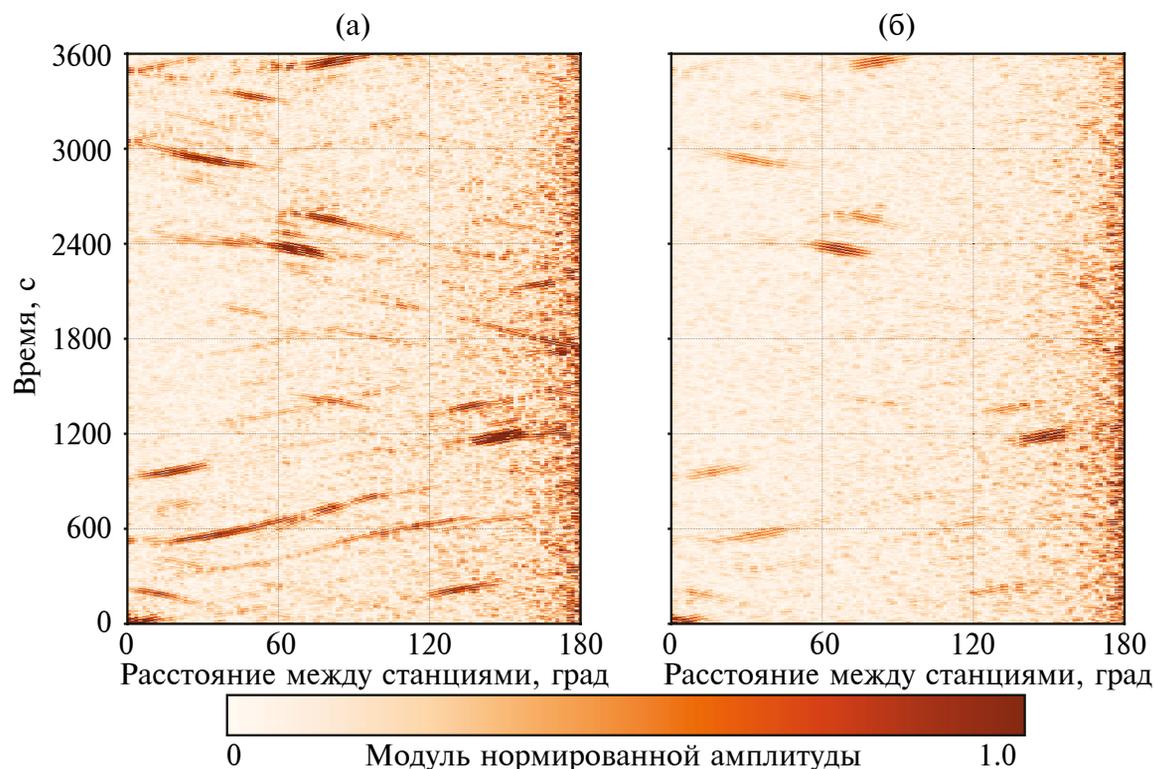


Рис. 3. Коррелограммы для модели ak135PS, глубина источника 50 км, фильтрация в полосе периодов 15–50 с, длительность коды 10000–20000 с (а) и 20000–30000 с (б).

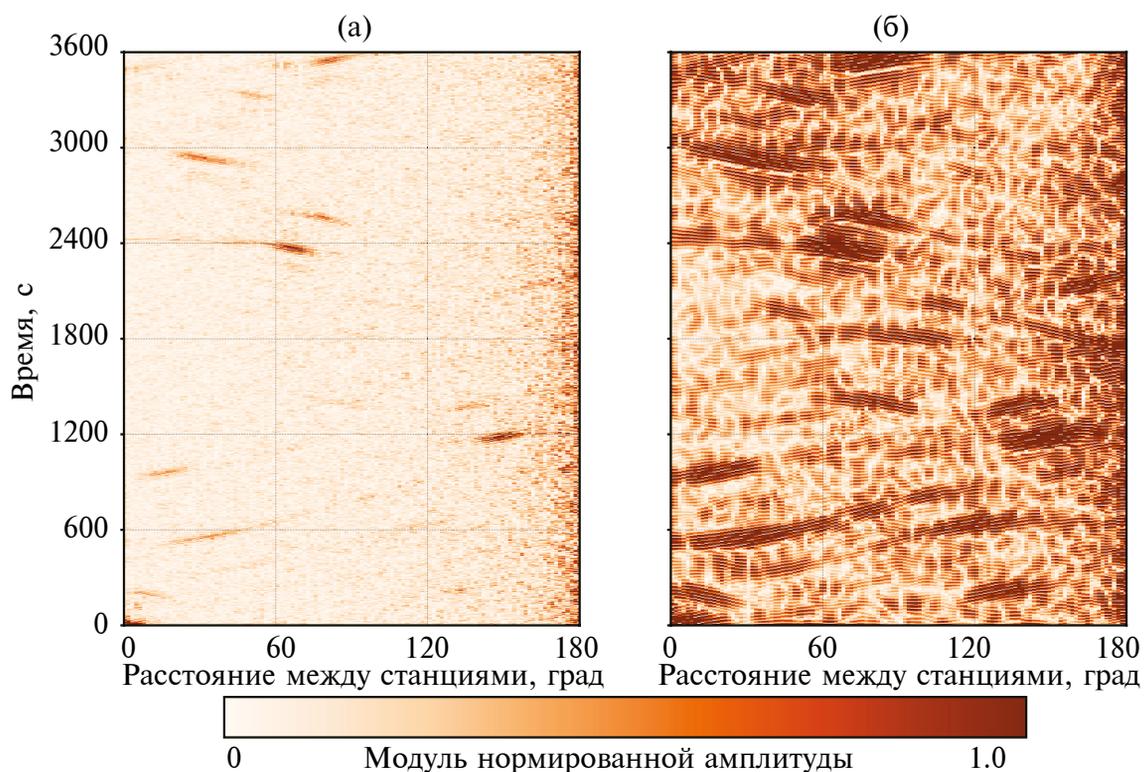


Рис. 4. Коррелограммы для модели ak135PS, глубина источника 50 км, кода длительностью 10000–35000 с. Диапазоны периодов 10–30 с (а) и 30–60 с (б).

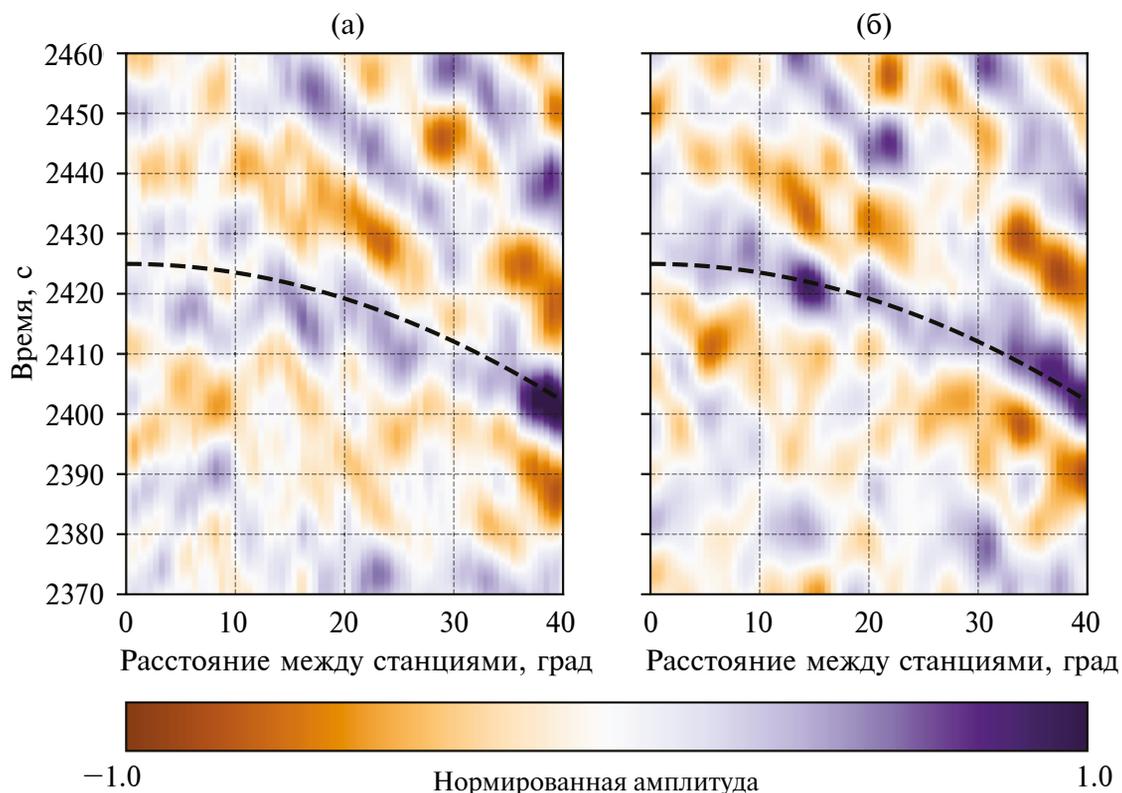


Рис. 5. Коррелограммы для тестовых моделей с IMIC (а) и без IMIC (б).

Таблица 1. Основные параметры анализируемых землетрясений на основе данных NEIC (<https://www.usgs.gov/>). STF (source-time function) — временная функция источника. В столбце угол подвижки (*Rake*), связанный с истинной плоскостью разрыва, обозначен звездочкой * (если эта информация имеется)

№	Географическая принадлежность	Дата	Глубина, км	M_w	Угол подвижки (<i>Rake</i>), °	Длительность подвижки		Через какое время до или после произошло земл. с $M_w > 6.7$	Наличие I2*
						для модели точечного источника (с)	на основе расчета STF		
1	Охотское море	24.05.2013	644	6.7	-73(-97)	11.2	—	9 ч	+
2	Киргизия	22.01.2024	13	7.0	42*(126)	16.5	16	14 д	+
3	Новая Гвинея	23.03.2024	41.5	6.9	-145(-27)	15	—	3 д 5 ч	+
4	Новая Зеландия	30.09.2007	10	7.4	98(76)	40	—	3 ч	—
5	Соломоновы острова	22.01.2017	135	7.9	98*(81)	46	17	11 д 22 ч	+
6	Перу	28.11.2021	126	7.5	-90*	28.9	36	15 д 17ч	+

произошедшего в 2013 г., и двух мелкофокусных в Киргизии и Новой Гвинее, произошедших в 2024 г. (табл. 1, события 1–3 и рис. 6а). Моментные магнитуды этих событий имеют значения от 6.7 до 7.0. Такой энергетический диапазон событий значительно увеличивает набор волновых форм, пригодных для обработки методом СИ. Статистика землетрясений показывает, что за девять лет с 2010 по 2018 гг. произошло 101 событие с $M_w \geq 7.1$, из них пригодными для обработки методом СИ оказалось только 21. Для полноты описания также проведены расчеты для событий 4–6 (табл. 1) с $7.4 \leq M_w \leq 7.9$. Землетрясения 2013 и 2007 гг. (1 и 4 из табл. 1) интересны тем, что сопровождаются другими достаточно мощными событиями с промежутком в 9 и 3 часа соответственно.

Для каждого землетрясения проведена обработка волновых форм вертикальных каналов для более чем 300 трехкомпонентных широкополосных станций, расположенных по всему миру,

с повышенной плотностью в Америке и Японии (рис. 6). На начальной стадии для всех записей выполнен учет характеристик прибора, устранен линейный тренд, средний уровень приведен к нулевому, уменьшена частота дискретизации до 10 Гц.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На первом шаге мы рассчитали глобальные коррелограммы для событий 1–4 (табл.1) с использованием процедуры, описанной в разделе Метод. Количество составленных для каждого события межстанционных пар приведено в табл. 2 (тип 1). Для трех событий волна I2* идентифицируется на кросс-корреляционных полях как самая сильная на малых эпицентральных расстояниях во временном диапазоне 2000–2900 с (рис. 7). На коррелограмме землетрясения 30.09.2007 г. I2* не обнаружена. Возможно, это связано с влиянием другого землетрясения с $M = 7.0$, произошедшего на 3 часа раньше,

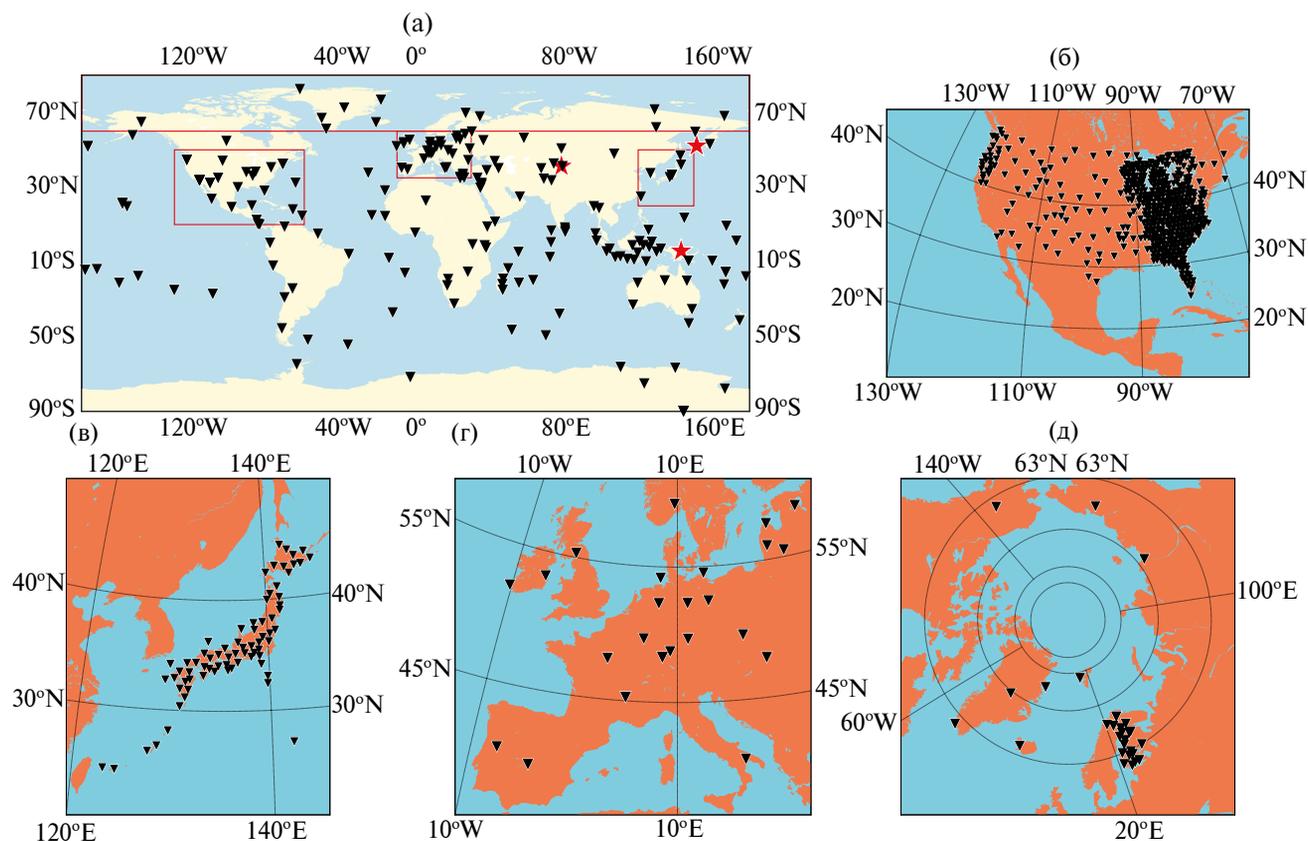


Рис. 6. Используемые землетрясения 1–3 из табл. 1 (красные звезды) и станции (треугольники): (а) сетей II, IU, G, GE; (б) US Array (США); (в) F-net (Япония); (г) сетей II, IU, G, GE в Европе; (д) сетей II, IU, G, GE, HE, FN севернее широты 60°. Красные прямоугольники, а на севере линия (а), ограничивают районы представленных региональных исследований.

Таблица 2. Количество пар станция–станция для всех проведенных в работе расчетов и принадлежность к типу исследования (1 — сравнение глобальных коррелограмм, 2 — коррелограммы для различных районов, 3 — исследование зависимости от широтной координаты станции, 4 — исследование зависимости от календарного времени)

Дата землетрясения, сейсм. сеть, район	Кол-во пар станций	Тип	Дата землетрясения, сейсм. сеть, район	Кол-во пар станций	Тип
24.05.2013, G, GE, IU, II, вся Земля	17391	1	23.03.2024, G, GE, IU, II, вся Земля	22578	1
22.01.2024, G, GE, IU, II, вся Земля	22155	1	30.09.2007, IU, II, вся Земля	3081	1
24.05.2013, US Array, США	127073	2	22.01.2024, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1830	3
24.05.2013, F-net, Япония	2701	2, 4	22.01.2024, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	3655	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, Европа	561	2	22.01.2024, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	816	3
24.05.2013, FN, HE, G, GE, IU, север	1378	2	23.03.2024, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1830	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, HE, FN, $50^\circ < \lambda_c < 90^\circ$	1485	3	23.03.2024, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	3655	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, $10^\circ < \lambda_c \leq 50^\circ$	2346	3	23.03.2024, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	737	3
24.05.2013, G, GE, IU, II, $-10^\circ < \lambda_c \leq 10^\circ$	940	3	22.01.2024, F-net, Япония	22791	4
23.03.2024, F-net, Япония	22791	4	22.01.2017, F-net, Япония	24090	4
			28.11.2021, F-net, Япония	24090	4

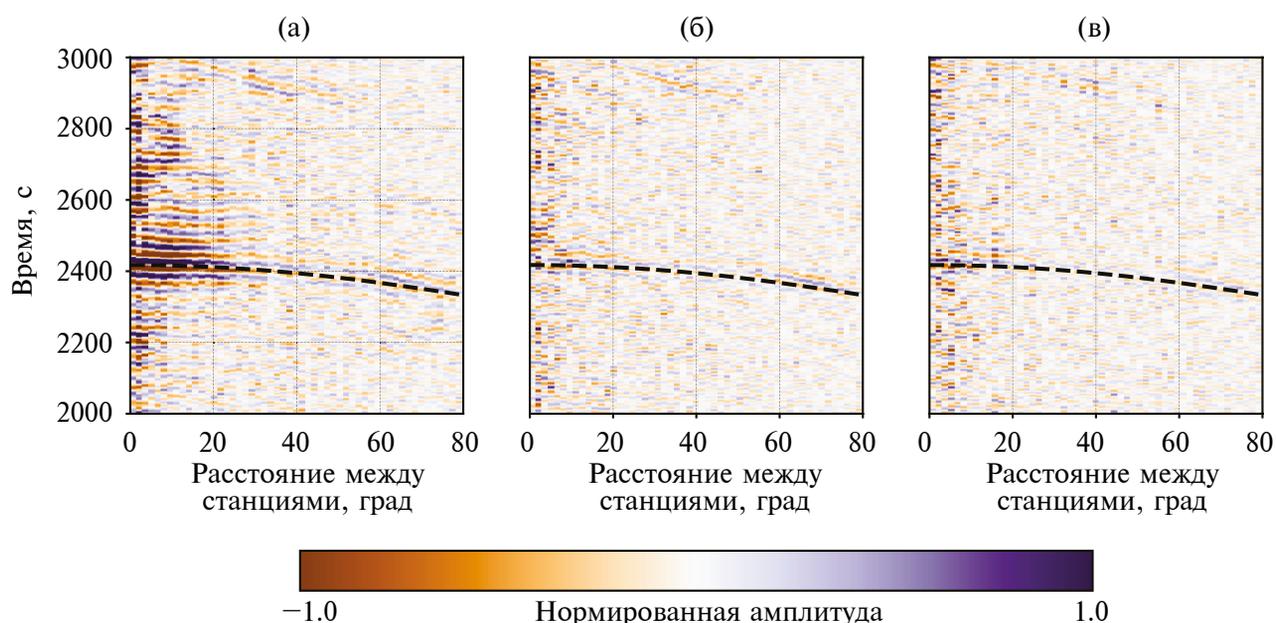


Рис. 7. Фрагменты коррелограмм с волной I2* по данным различных землетрясений: (а) 24.05.2013; (б) 22.01.2024; (в) 23.03.2024.

а также с малым количеством составленных меж-
станционных пар. По магнитуде, углу подвижки
(*Rake*) и длительности функции источника со-
бытие 4 в табл. 1 не выделяется среди остальных
событий. При 9-часовой разнице между силь-
ными землетрясениями (событие 1) искомые
аномалии на временах ~ 2400 с присутствуют.
На примере события 1 показано, аналогично
тестовым расчетам, что для разной длительности
записи: 10000–20000 с, 20000–30000 с интерфе-
ренционные картины близки. Среди разных
применяемых полосовых фильтров на длинных
периодах выявляется больше волновых анало-
гов. В итоге, при наличии более чем 17 тысяч
пар станций общемирового расположения,
 I_2^* выявляется для событий с M_w от 6.7 до 7.0,
с длительностью временной функции источника
менее 17 с (при использовании модели точечно-
го источника), при различных углах *Rake* (-73° ,
 42° , -145° — для первой нодальной плоскости;

-97° , 126° , -27° — для второй нодальной плос-
кости).

Примеры коррелограмм, построенные
по региональным сетям, для Охотского земле-
трясения 2013 г. представлены на рис. 8. Обра-
батывались плотные сети станций в Северной
Америке и Японии с пиковыми значениями
количества пар в диапазоне эпицентральных
расстояний $5-10^\circ$ и $0-5^\circ$ соответственно. Ме-
стоположение станций представлено на рис. 6.
Информация о количестве используемых пар
станций приведена в табл. 2 (тип 2), а распре-
деление этих пар по эпицентральным расстояниям
изображено на рис. 8. При анализе районов с ме-
нее плотным покрытием станциями — Европы
и северных районов, в основном со станциями
в Скандинавии, — мы видим волну I_2^* на корре-
лограммах для Европы и не видим для северных
районов, хотя количество станций, используе-
мых на севере, больше. В Европе станции рас-

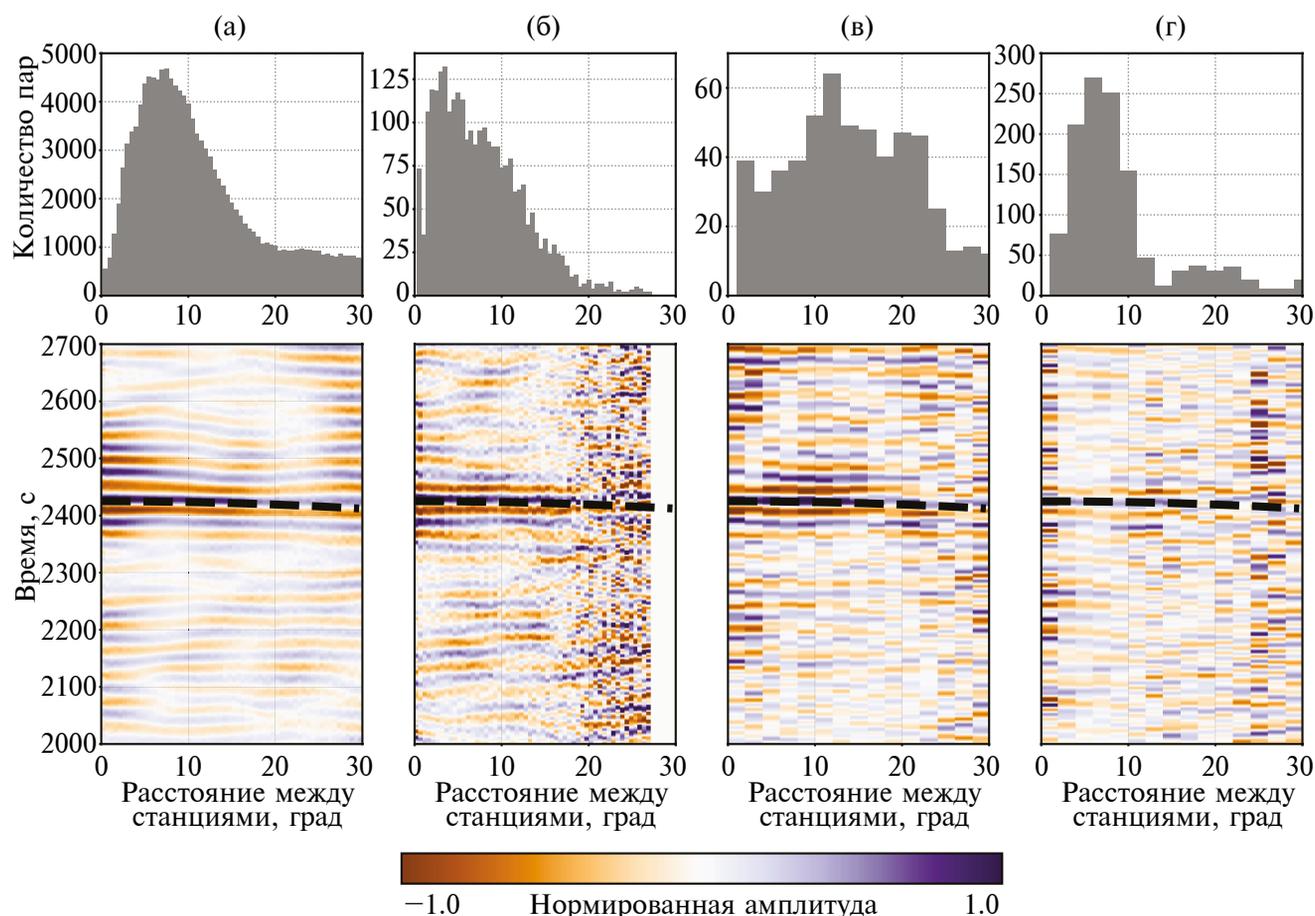


Рис. 8. Сверху — распределение количества станций в зависимости от эпицентрального расстояния с шагом 0.5° в (а) и (б) и 2° в (в) и (г). Снизу — фрагменты коррелограмм с волной I_2^* по данным землетрясения 24.05.2013 г. и станций: (а) US Array; (б) F-net; (в) сетей II, IU, G, GE в Европе; (г) сетей II, IU, G, GE, HE, FN севернее широты 60° .

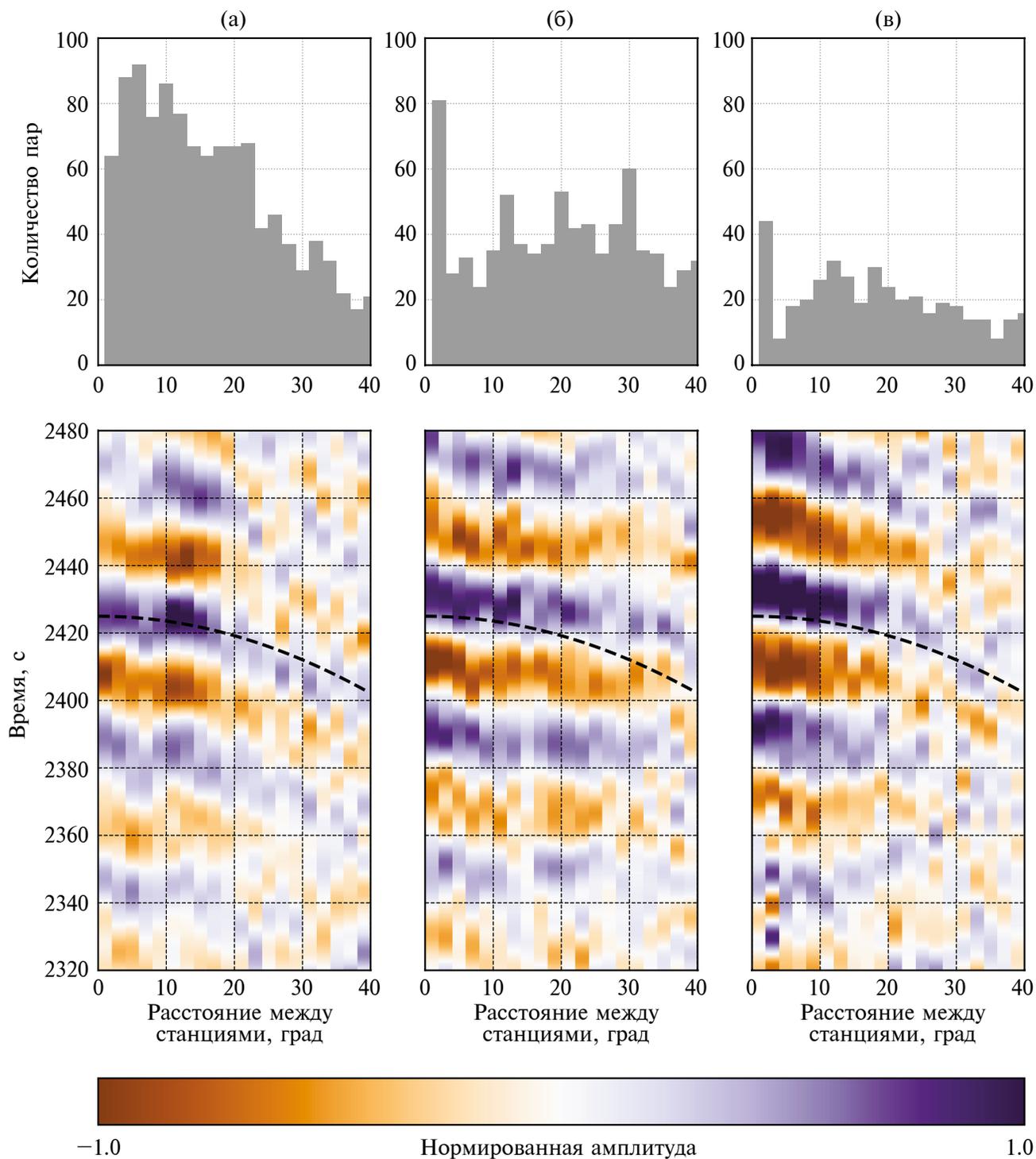


Рис. 9. Распределения количества станций в зависимости от эпицентрального расстояния с шагом 2.0° (сверху) и фрагменты коррелограмм с волной I_2^* (снизу) по данным землетрясения 24.05.2013 г. для полярных станций (а), среднеширотных (б) и экваториальных (в).

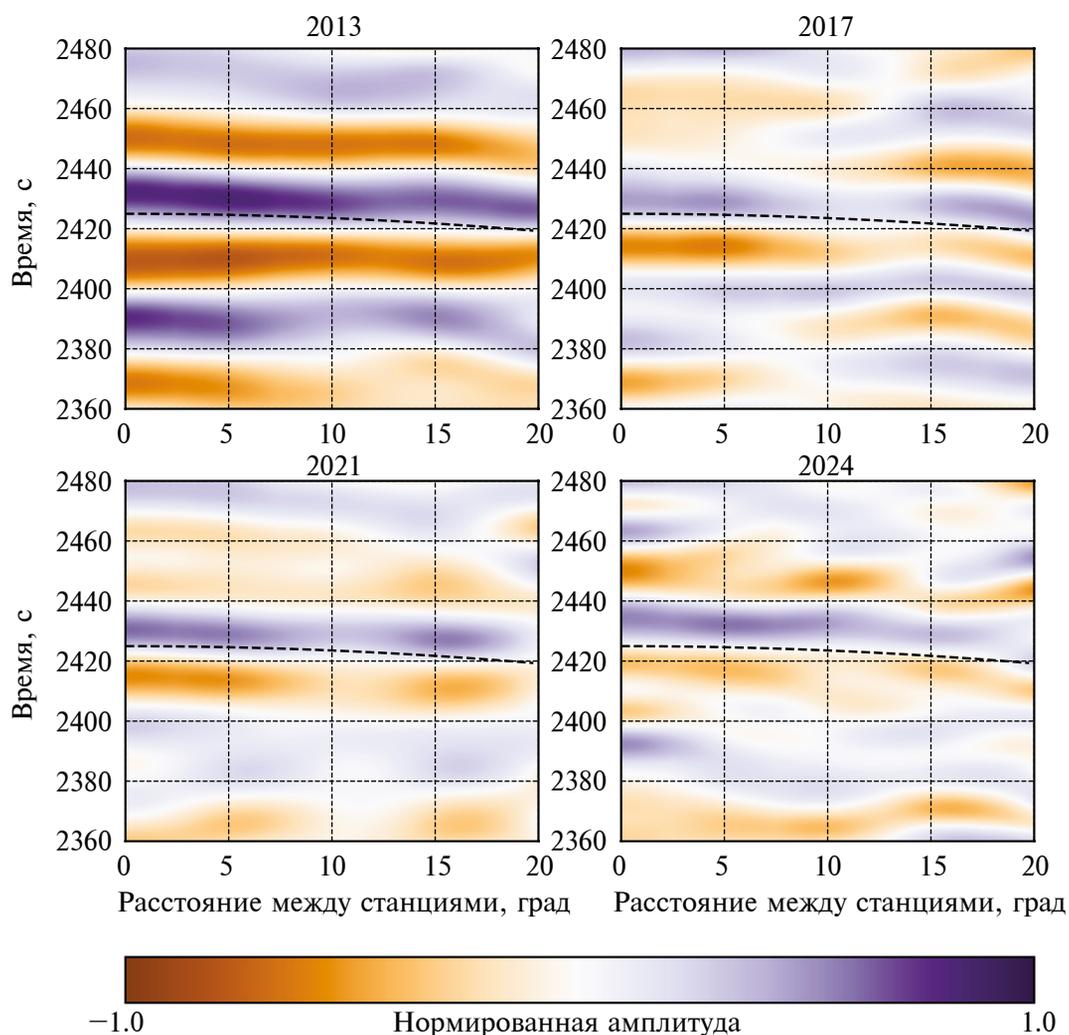


Рис. 10. Фрагменты коррелограмм с волной I2* по данным землетрясений 2013, 2017, 2021, 2024 гг. и сейсмической сети F-net.

положены более равномерно. Соответственно, слабое проявление волны I2* на рис. 8г может быть связано и с низкой плотностью станций, и с неравномерностью их распределения, и с затуханием во внутреннем ядре под этим районом.

На третьем шаге исследована зависимость времени пробега волны I2* от широтной координаты станции λ на примере землетрясений 1–3 (табл. 1). Для первого события результаты представлены на рис. 9. Даже без учета поправок на эллиптичность видно, что в группе на рис. 9а (широта станции $50^\circ < \lambda < 90^\circ$) время пробега меньше, чем на рис. 9б, в ($\lambda \leq 50^\circ$) на ~ 8 с. Средние эллиптические поправки $t_{эл}$ для группы а) составляют -3.5 с, для группы б) $t_{эл} = +1$ с, а для группы в) $t_{эл} = +2.6$ с. После коррекции на эллиптичность разница увели-

чивается и составляет 11.5 с между временами I2* для полярных и среднеширотных станций. Для землетрясений 2024 г. глобальные коррелограммы, построенные для различных широтных диапазонов, являются более шумными, но для события 2 тенденция к уменьшению времени пробега на полярных станциях также прослеживается. Мы не видим волну I2* на полярных и экваториальных станциях для события 3, хотя без разбиения на широтные группы волна I2* присутствует (рис. 7в) и для среднеширотных станций I2* также идентифицируется. Низкое качество коррелограмм, связанных с событием 23.03.2024 г., по сравнению с двумя другими событиями объясняется, скорее всего, механизмом очага (угол подвижки больше всего удален от вертикали по сравнению с аналогичным уг-

лом для остальных событий в табл. 1, только для события 3 угол подвижки (*Rake*) удовлетворяет неравенствам $-40^\circ < \textit{Rake} < 40^\circ$, или $\textit{Rake} > 140^\circ$, или $\textit{Rake} < -140^\circ$ как для первой, так и для второй нодальной плоскости).

В заключение для японской сети F-net принята попытка проследить кинематические вариации I_2^* с течением календарного времени. Расчеты проводились для событий 1–3, 5–6 из табл. 1. Количество составленных пар в 2013 г. было около 3000, а в 2017–2024 гг. более 20000. Рис. 10 демонстрирует хорошую согласованность возмущений в зоне волны I_2^* . Изменения времени пробега волны от календарного времени, связанное с предполагаемым более быстрым дифференциальным вращением IC [Wang et al., 2024], не выявлены. Стабильно высокие и низкие амплитуды прослеживаются на временном интервале 2400–2440 с. В окрестности этого интервала волновые картины различаются, что может быть связано с особенностями метода, в котором полезный сигнал проявляется при суммировании по большому количеству пар. Для события 3 с малым углом *Rake* в корреляционном поле в районе 2420 с по данным сети F-net аномалии не наблюдаются.

ВЫВОДЫ

1. Анализ методом СИ синтетических сейсмограмм виртуальной сети наблюдений показал, что введение дополнительного скачка скорости в IC приводит к размыванию коррелограммного поля I_2^* при малых расстояниях между парами станций наблюдения по сравнению со скоростной моделью без скачка скорости. Эта особенность может рассматриваться в качестве идентификационного признака присутствия дополнительной границы в IC.

2. Обработка записей отдельных землетрясений 2013 и 2024 гг. с $6.7 \leq M_w \leq 7.0$ на станциях мировых сетей подтверждает наличие в ядре анизотропии с быстрой осью, параллельной оси вращения Земли.

3. Временные изменения, обусловленные предполагаемым в работе [Wang et al., 2024] быстрым дифференциальным вращением IC, методом сейсмической интерферометрии в коррелограммах землетрясений 2013, 2017, 2021, 2024 гг., зарегистрированных в 2013 г. 2701

парой станций, а после 2017 г. более чем 20000 пар станций сейсмической сети F-net, не обнаружены.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 125012200561-3.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использованы данные Международной федерации цифровых сейсмологических сетей (FDSN Web Service client), Центра управления данными IRIS и Центра управления данными Национального исследовательского института наук о Земле и устойчивости к стихийным бедствиям (Япония, NIED F-net, DOI:10.17598/NIED.0005). Синтетические сейсмограммы рассчитывались с использованием Центра коллективного пользования вычислительными ресурсами Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН (ЦКП ВР МСЦ РАН, www.jssc.ru).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Краснощеков Д.Н., Овчинников В.М., Усольцева О.А.* О скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра Земли // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 434–438.
- Усольцева О.А., Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н.* Об особенностях переходной зоны от внешнего к внутреннему ядру Земли из характеристик волн РКПКР и РКРс-dif // Физика Земли. 2021. № 1. С. 1–14.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y.* Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1239–1260.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
- Boué P., Poli P., Campillo M., Roux P.* Reverberations, coda waves and ambient noise: correlations at the global scale and retrieval of the deep phases // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 391. P. 137–145.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.047>
- Campillo M., Paul A.* Long-range correlations in the diffuse seismic coda // Science. 2003. V. 299. P. 547–549.
- Cormier V.F., Stroujkova A.* Waveform search for the innermost inner core // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 96–105.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. № 4. P. 297–356.
[https://doi.org/10.1016/00319201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/00319201(81)90046-7)

- Helfrich G., Mainprice D.* Anisotropy at the inner core boundary // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 21. P. 11959–11967.
- Ishii M., Dziewonski A.M.* The innermost inner core of the earth: evidence for a change in anisotropic behaviour at the radius of about 300 km // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2002. V. 99. P. 14026–14030.
- Kennett B.L.N., E.R. Engdahl, R. Buland* Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // *Geophysical Journal International.* 1995. V. 122. № 1. P. 108–124.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Lima Costa de T., Tkalčić H., Waszek L.* A new probe into the innermost inner core anisotropy via the global coda-correlation wavefield // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2022. V. 127. P. e2021JB023540.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023540>
- Ma X., Tkalčić H.* Seismic low-velocity equatorial torus in the Earth's outer core: Evidence from the late-coda correlation wavefield // *Sci. Adv.* 2024. V. 10. P. eadn5562.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.adn5562>
- Ma X., Tkalčić H.* CCREM: New Reference Earth Model From the Global Coda-Correlation Wavefield // *JGR Solid Earth.* 2021.
<https://doi.org/10.1029/2021JB022515>
- Montagner J.-P., Kennett B.L.N.* How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models // *Geophysical Journal International.* 1996. V. 125. № 1. P. 229–248.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x>
- Morelli A., Dziewonski A., Woodhouse J.* Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times // *Geoph. Res. Lett.* 1986. V. 13. P. 1545–1548.
- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M.* Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8. № 1–10.
<https://doi.org/10.1029/2007GC001655>
- Nissen-Meyer T., van Driel M., Stähler S.C., Hosseini K., Hempel S., Auer L., Colombi A., Fournier A.* AxiSEM: broadband 3-D seismic wavefields in axisymmetric media // *Solid Earth.* 2014. V. 5. P. 425–445.
<https://doi.org/10.5194/se-5-425-2014>
- Pham T.-S.* Advancing correlation methods of earthquake coda in seismic body wave studies. Ph.D.Thesis. 2019. The Australian National University. 205 p.
- Song X., Helmberger D.V.* Seismic evidence for an inner core transition zone // *Science.* 1998. V. 282. P 924–927.
- Tkalčić H., Pham T.-S. Wang S.* The Earth's coda correlation wavefield: Rise of the new paradigm and recent advances // *Earth-Science Reviews.* 2020. V. 208.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103285>
- Tkalčić H., Pham T.-S.* Excitation of the global correlation wavefield by large earthquakes // *Geophysical Journal International.* 2020.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa369>
- Tkalčić H., Pham T.-S.* Shear properties of Earth's inner core constrained by a detection of J waves in global correlation wavefield // *Science.* 2018. V. 362. № 6412. P. 329–332.
<https://doi.org/10.1126/science.aau7649>
- Wang T., Song X., Xia X.X.* Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda // *Nature geoscience.* 2015. V. 8. № 3. P. 224–227.
<https://doi.org/10.1038/ngeo235>
- Wang T., Song X.* Support for equatorial anisotropy of Earth's inner-inner core from seismic interferometry at low latitudes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2018. V. 276. P. 247–257.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.03.004>
- Wang W.J.E., Pang Vidale G., Koper K.D., Wang R.* Inner core backtracking by seismic waveform change reversals // *Nature.* 2024. 10.1038/s41586-024-07536-4
- Wapenaar K., Draganov D., Snieder R., Campman X., Verdel A.* Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications // *Geophysics.* 2010. V. 75. № 5. P. 75A195–75A209.
<https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Zhan Z., Ni S., Helmberger D.V., Clayton R.W.* Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise // *Geophysical Journal International.* 2010. V. 182. № 1. P. 408–420.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04625.x>

Application of the Seismic Interferometry Method for Studying the Earth's Inner Core

O. A. Usoltseva^{a,*} and V. M. Ovchinnikov^{a,**}

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: kriukova@idg.ras.ru*

^{**}*e-mail: ovtch@idg.ras.ru*

Received October 14, 2024; revised November 30, 2024; accepted April December 25, 2024

Abstract — For a more detailed description of the dynamic processes and determination of the properties of the inner core regions, inaccessible to study by traditional methods, the seismic interferometry method, which is based on the technique of cross-correlation analysis of time series for different types of data, was applied in this work. Cross-correlation analyses of the seismic coda window with a start three hours after a strong event and the end 10 hours later are performed for all possible pairs of more than 300 stations and 6 large earthquakes (for each separately) occurring between 2013 and 2024. Synthetic cross-correlograms are calculated for models with different attenuation and an additional boundary in the inner core. Four different types of inner core studies by seismic interferometry were carried out: global, regional, station latitude-dependent, and calendar time-dependent. The stability of the PKIKPPKIKP wave on global correlograms, the possibility of its observation in areas with high and low density of seismic stations, the dependence of the wave travel time on the angle between the wave direction and the Earth rotation axis, and the stationarity of the wave for the time period from 2013 to 2024 were demonstrated.

Keywords: PKIKPPKIKP wave, late coda, global cross-correlogram, anisotropy

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ ЗОН ЛОКАЛИЗАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

© 2025 г. А. Н. Беседина^{1,2,*}, Е. В. Новикова¹, П. В. Белоклоков², В. П. Комзелева^{3,4},
Е. А. Кулик^{2,5}, Е. А. Маршакова^{6,7}, И. И. Нугманов⁸, К. Ю. Потапова^{3,4}

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
г. Долгопрудный, Россия

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

⁵Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

⁶Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

⁷Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия

⁸Университет Иннополис, г. Иннополис, Россия

*E-mail: besedina.an@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 20.10.2024 г.

После доработки 28.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Процессы, происходящие при взаимодействии блоков земной коры в зоне субдукции, находят отражение как в особенностях сейсмического режима, так и в распределении очагов сильнейших землетрясений исследуемой области. В данной работе проводится анализ особенностей зон локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги на основе данных двух каталогов: регионального каталога Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН и глобального международного каталога USGS NIEC геологической службы США за 1990–2024 гг. Объединение каталогов на основе модифицированного метода “ближайшего соседа” позволило удалить дубликаты — повторяющиеся землетрясения в исходных каталогах — и получить новый единый каталог, состоящий из 52574 землетрясений. Метод “ближайшего соседа” применен для выделения двух подмножеств: независимых и связанных землетрясений в пространстве и времени, которые далее использовались для анализа плотности сейсмических событий. Полученные закономерности сопоставлены с очаговыми характеристиками сильнейших землетрясений зоны субдукции. Предложенный подход позволил выделить зоны локализации потенциально возможных очагов мегаземлетрясений вдоль Курило-Камчатской дуги.

Ключевые слова: Курило-Камчатская дуга, зона субдукции, землетрясения, метод “ближайшего соседа”, дубликаты, контактные пятна, “асперити”, зона разрыва.

DOI: 10.31857/S0002333725020028, **EDN:** DKRDPB

ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская дуга является объектом сейсмологических наблюдений на протяжении более 120 лет [Федотов и др., 2011; Ломтев и др., 2012; Rhea et al., 2010]. Дуга простирается примерно на 2100 км от о. Хоккайдо, Япония, вдоль Курильских островов и тихоокеанского побережья Камчатского полуострова до пересечения с Але-

утской дугой в районе Командорских островов и является “в первом приближении однородной протяженной структурой” [Федотов и др., 2011]. Современная Курило-Камчатская зона субдукции состоит из трех сегментов с разной историей тектонического развития и разными геодинамическими режимами: Восточно-Камчатского, Южно-Камчатского и Курильского [Авдейко

и др., 2002]. Южно-Камчатский сегмент с севера ограничен Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, выраженной в аномалии по геофизическим параметрам слэба [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022] и в проявлении моногенного вулканизма, приуроченного к повышенной трещиноватости земной коры [Агибалов и др., 2023].

Исследование сейсмичности Курило-Камчатской дуги последних лет представлено в многочисленных работах ФИЦ ЕГС РАН, ИФЗ РАН, ИТПЗ РАН, ИЗК СО РАН и др. Детально сейсмичность Камчатского региона рассмотрена в работах [Федотов и др., 1985; Злобин, 1987; Гордеев и др., 2006; Чебров и др., 2022; и др.]. Активно развиваются методы прогноза землетрясений [Федотов, Соломатин, 2019; Чебров и др., 2021; Завьялов и др., 2022], исследования вулканической активности [Гирина и др., 2018; Озеров и др., 2020; Green et al., 2020], детального изучения глубинных структур [Кулаков и др., 2011; Мороз, Гонтовая, 2018; Бушенкова и др., 2022], проводятся программы по расширению и уплотнению сейсмических сетей [Чебров и др., 2021; Soubestre et al., 2019; Senyukov et al., 2024], разрабатываются и внедряются современные программы и новые методы для работы с сейсмологическими данными [Гордеев и др., 2014; Матвеев и др., 2017; Абубакиров и др., 2018; Чеброва и др., 2020; Gusev et al., 1997; Skorkina et al., 2017].

Исследования распределения современной сейсмичности Курило-Камчатской зоны субдукции, выполненные на основе анализа различных каталогов (Геофизическая служба РАН и филиалы, NEIC, Гарвард и др.), показали, что большинство землетрясений расположено на глубинах до 80 км [Злобин и др., 2011]. При этом в положении эпицентров землетрясений наблюдается выраженная зональность при движении с востока на запад вкост простирания Курило-Камчатской дуги. Обзор тектонической сейсмичности западной Камчатки за последние 40 лет показывает сотни слабых и средних землетрясений, часто группирующихся вдоль неявно выраженных разломов [Гордеев и др., 2006]. Сейсмофокальная зона представляет ослабленную многочисленными тектоническими нарушениями систему протяженных глубинных разломов, погружающуюся от глубоководной впадины

к материку до глубин порядка 500–700 км под углом в среднем равным 50° [Симбирева и др., 1976; Полец, 2017; Rhea et al., 2010]. При этом наибольшее количество сильных глубоководных землетрясений Северного полушария за период инструментальных наблюдений зарегистрировано именно в пределах Курило-Камчатско-Охотского региона [Полец, 2017].

Разработанный С. А. Федотовым [Федотов, Славина, 1968] метод долгосрочного сейсмического прогноза позволяет оперировать понятием цикличности сейсмического процесса и выделить 17-летний эффективный период повторяемости сильнейших землетрясений и его гармоника для Курило-Камчатской дуги. На основе инструментальных и исторических данных было установлено, что средняя продолжительность сейсмического цикла между двумя последовательными землетрясениями с магнитудой $M \geq 7.7$ в определенном месте составляет 140 ± 60 лет или 120 ± 50 лет [Федотов, Соломатин, 2019]. Предложенная концепция позволяет выделять особые участки наибольшей вероятности возникновения сильнейших землетрясений ($M \geq 7.7$) — сейсмические бреши [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019].

Переход к шкале моментных магнитуд, рассмотренный в работе [Гусев, Шумилина, 2004], позволил провести надежное статистическое исследование повторяемости землетрясений Камчатки (1737–2000 гг.) и выделить временные вариации повторяемости землетрясений средних магнитуд. А. А. Гусев и Л. С. Шумилина отмечают, что при статистическом анализе долговременных каталогов Камчатки наблюдается отклонение графика повторяемости от линейной зависимости, что приводит к существенной недооценке повторяемости сильнейших землетрясений.

Понятие сейсмической бреши как участка накопления сейсмической энергии можно ассоциировать с зонами неровностей (“асперити”, контактные пятна), буквально “прочные, напряженные” пятна, в окружении которых происходит частичный сброс напряжений в межсейсмический период [Кочарян, Кишкина, 2020]. Согласно работе [Lay et al., 1982], модель неровностей служит основой для понимания процессов, происходящих в зонах субдукции по всему миру, и помогает объяснить

природу крупных землетрясений в этих регионах. В частности, особенное внимание уделяется изучению формы, размеров, пространственного распределения неровностей в зоне субдукции, а также феноменологическому наблюдению о приуроченности очагов повторных землетрясений к одному и тому же участку разлома [Кочарян, Кишкина, 2020]. Такие исследования подкрепляют методологические основы долгосрочного сейсмического прогноза С. А. Федотова по выделению наиболее вероятных мест будущих сильнейших землетрясений в местах накопления сейсмической энергии [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019]. Л. И. Лобковский с соавторами [Лобковский и др., 2013] также указывают на существующие аномалии поля современных движений земной поверхности по данным регистрации сигналов глобальных навигационных спутниковых систем в Курило-Камчатской зоне субдукции.

Локальные особенности упругих характеристик земной коры, а также наличие зон сжатия и растяжения, находят отражение в очаговых параметрах землетрясений (функция источника (*source time function*), приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0), которые описывают характеристики разрыва [Lay et al., 2009; Ye et al., 2018]. Таким образом, для понимания механизмов формирования сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги, исследования зоны разрыва необходимо изучать локальные особенности поля напряжений, в частности, особенности распределения неровностей (“асперити”).

В данной работе проведен комплексный анализ фоновой сейсмичности, выделенных афтершоковых последовательностей, а также параметров разрыва сильнейших землетрясений зоны субдукции. Используемый подход позволил выделить пространственно-временные особенности распределения сейсмичности в областях локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

В зоне субдукции в Курило-Камчатском вулканическом поясе происходит погружение Тихоокеанской океанической плиты под Евразийскую континентальную. Тихоокеанская плита опускается со скоростью ~ 80 мм/год, которая изменяется от 77 мм/год на 55° с. ш. до 83 мм/год

на 47° с. ш. [DeMets et al., 1990; Steblov et al., 2003]. Сближение плит происходит почти перпендикулярно простиранию Камчатской зоны субдукции, и активные деформации внутри дуги относительно незначительны [Tibaldi, 2004].

Количественное сравнение магнитуд сильнейших землетрясений в различных зонах субдукции выявило закономерную связь размеров крупных землетрясений с двумя параметрами: возрастом субдуцирующей литосферы и скоростью сближения плит [Ruff, Kanamori, 1983; Kelleher, McCann, 1976]. Согласно работе [Ruff, Kanamori, 1983], самые крупные землетрясения происходят в зонах молодой литосферы и высокой скорости сближения плит, в то время как зоны со старой литосферой и малой скоростью сближения плит асейсмичны в отношении больших землетрясений. А. Ю. Полец [Полец, 2017] отмечает, что в целом сейсмическая активность и глубина до подошвы фокального слоя зависит от возраста островной дуги: ограниченное распространение сейсмических событий на меньшие глубины происходит, когда активность уменьшается или дуга становится старше.

По результатам сейсмотомографии на поверхности слэба фиксируется Авачинский разлом [Бушенкова и др., 2022], который является южной границей аккреции Кроноцкой палеодуги в Восточно-Камчатском сегменте [Авдейко, Бергаль-Кувикас, 2015]. Существование зоны глубокофокусных землетрясений в районах Курильских островов и Южной Камчатки, а также особенности сейсмической структуры литосферы и мантии показывают, что юг Камчатки, как и Северные Курилы, находится под влиянием схожих тектонических процессов [Мороз, Гонтовая, 2018]. По наблюдениям авторов работы [Suygucuse, Abers, 2006], с севера на юг изучаемого района происходит увеличение возраста слэба от 92 до 106 млн лет, увеличиваются скорость движения плиты с 77 до 79 км/млн лет и термальный параметр с 56 до 65 км.

Высокая изостатическая гравитация над восточным побережьем Камчатки отражает наличие холодной субдуцированной плиты и заканчивается примерно в 120 км к югу от Камчатско-Алеутского выступа субдукции. Вариации гравитационного поля вдоль зоны субдукции, часто совпадающие с изменениями морфологии и рельефа побережья, связаны

с изменчивой структурой передней дуги. Вдоль Курило-Камчатской зоны субдукции отсутствие очагов сильных землетрясений на протяжении около 600 км к югу от 49° с. ш. совпадает с областью относительно высокой силы тяжести [Song, Simons, 2003].

Существование восходящего астеносферного потока в зоне стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг было недавно подтверждено детальными сейсмотомографическими построениями по объемным волнам [Koulakov et al., 2020]. В работе [Кулаков и др., 2011] вдоль Курило-Камчатской дуги на глубине 50 км прослеживается четкое разделение литосферы на океаническую часть с повышенными скоростями сейсмических волн и окраинно-континентальную, которая характеризуется пониженными скоростями. Граница между этими двумя зонами проходит точно по Курильским островам и вблизи восточного побережья Камчатки. Такое зонирование можно объяснить различной структурой и составом литосферы в этих частях. Низкоскоростная сейсмическая аномалия под Камчаткой интерпретируется как утолщенная кора и литосфера континентального типа.

ДАнные И МЕТОды

Территориально Курило-Камчатская дуга как объект исследования находится в зоне ответственности Камчатского (КФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский) и Сахалинского филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (СФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск). Вся территория исследования охвачена каталогом USGS NIEC (Геологическая служба США), каталогом мирового агентства ISC.

На данном этапе работы были использованы каталоги КФ ФИЦ ЕГС РАН и USGS NIEC за период инструментальных сейсмологических наблюдений с 1990 по 2024 гг. На рис. 1 представлены эпицентры землетрясений из различных каталогов в пределах Курило-Камчатской дуги. В табл. 1 представлена сводная информация о содержании каталогов сейсмических событий, включая количество событий в каталоге и магнитуду представительной регистрации M_c . Район

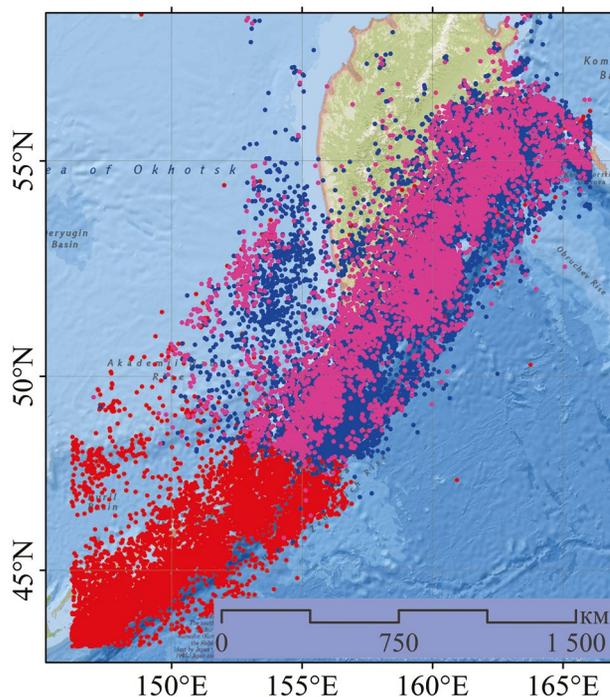


Рис. 1. Участок исследования Курило-Камчатской дуги с эпицентрами землетрясений из каталогов КФ ФИЦ ЕГС РАН (синий), USGS NIEC (красный), а также землетрясений, присутствующих в обоих каталогах (фиолетовый).

исследований ограничен координатами левого нижнего угла 42.90° с. ш., 146.18° в. д., правого верхнего угла 59.68° с. ш., 166.05° в. д. Для детальных исследований использовалась прямоугольная область 3257×719 км² с ориентацией на северо-восток (53°). Эта область охватывает сейсмофокальную зону Курило-Камчатской дуги. В пределах области детальных исследований были исключены землетрясения с глубиной гипоцентров более 200 км.

Многие события после сильных землетрясений могут быть пропущены из-за высокого уровня шума, который может возникать из-за технических ограничений разных конфигураций сетей регистрации [Vorobieva et al., 2022]. Использование для анализа результатов регистрации сейсмических событий из разных каталогов позволяет расширить объем выборки событий. Однако при таком подходе необходимо решать задачу удаления дубликатов — записей различных каталогов, относящихся к одному и тому же сейсмическому событию.

Объединение каталогов землетрясений представляется перспективным методом улучшения

Таблица 1. Параметры каталогов

Источник	Количество событий	Магнитуда M_c	Параметры закона Гутенберга–Рихтера	
			a	b
USGS NIEC (Геологическая служба США)	16322	3.92	8.10	0.97
КФ ФИЦ ЕГС РАН	39006	2.96	8.24	1.04
Объединенный каталог	52574	3.89	8.49	0.99
Объединенный каталог после удаления дубликатов	46479	3.34	8.06	0.95
Объединенный каталог после удаления связанных событий	41252	3.96	10.79	1.57

полноты и представительности сейсмического каталога различных регионов [Zare et al., 2014; Sawires et al., 2019; Gvishiani et al., 2022]. Наиболее часто для эпицентральных расстояний и времени используется заданное пороговое значение для событий из разных каталогов, в пределах которых записи могут быть потенциальными дубликатами. П. Н. Шебалин [Шебалин, 2018] отмечает, что достаточно надежным подходом для выделения афтершоковых последовательностей (иначе, связанных событий) является корреляционный вариант пространственно-временной метрики, предложенный в работе [Baiesi, Paczuski, 2004] и дополненный методом определения порогового значения [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Данный метод основан на представлении потока сейсмических событий в виде двух множеств: (1) землетрясений, которые являются независимыми, и (2) землетрясений, возникающих как следствие других землетрясений (связанные события) [Шебалин, 2018]. Если определить в пространстве “время — магнитуда” меру связи между землетрясениями, то сейсмичность может быть представлена деревом связей между “ближайшими соседями”. Корреляционная метрика (функции “ближайшего соседа”) для каждой пары события $\{i, j\}$ имеет вид [Zaliapin et al., 2008]:

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

где: $t_{ij} = (t_j - t_i)$ — время между двумя событиями; $r_{ij} = (r_j - r_i)$ — расстояние между двумя событиями; M_i — магнитуда события; d — фрактальная

размерность пространственного распределения землетрясений; b — наклон распределения Гутенберга–Рихтера. Для расчета фрактальной размерности d , которая определяет вес пространственной компоненты относительно веса временной компоненты, был использован метод Минковского–Буле (*box-counting*) на основе местоположений эпицентров землетрясений [Falconer, 1990]. Далее для каждого события j определялся его уникальный “ближайший сосед” i на основе минимизации метрики η_{ij} :

$$\eta_{ij} = \min(\eta_{ij}, i < j). \quad (2)$$

Нормированное время и расстояние на магнитуду события можно представить в виде [Zaliapin et al., 2008]:

$$T_{ij} = \tau_{ij} 10^{-bM_i/2}, \quad R_{ij} = r_{ij}^d 10^{-bM_i/2}, \quad (3)$$

где $\eta_{ij} = T_{ij} R_{ij}$. Такое представление удобно использовать для визуализации результата разделения множеств.

В работе [Vorobieva et al., 2022] предложена двухэтапная модификация метрики “ближайшего соседа” для разделения афтершоков (связанных событий) и дубликатов в объединенном каталоге, которые происходят близко в пространстве и времени (рис. 2):

1. Дубликаты не имеют причинной связи, поскольку записи одного и того же землетрясения разными сетями являются независимыми событиями; разница во времени может быть как положительной, так и отрицательной.

2. Дубликаты не образуют дерево, а формируют пары, в которых события обязательно принадлежат разным исходным каталогам.

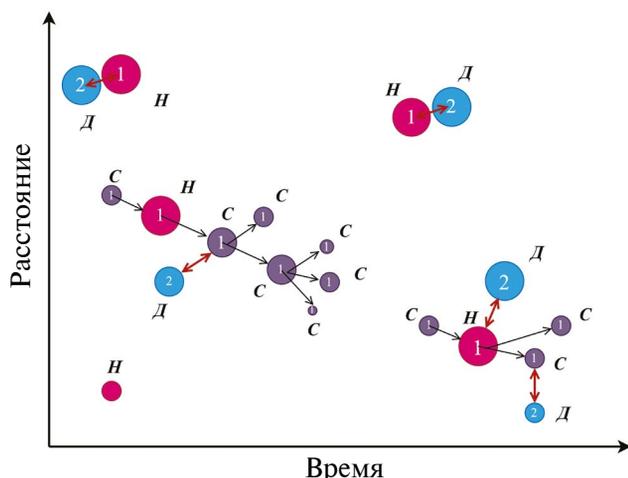


Рис. 2. Схема, поясняющая работу алгоритма идентификации дубликатов и декластеризации на основе метрики “ближайшего соседа” в пространстве и времени. Цифры в кружках определяют принадлежность события к каталогу. Буквами обозначены: *H* — независимые события, *C* — связанные события, *D* — дубликаты.

В данной работе при объединении каталогов использовались следующие атрибуты: координаты эпицентра, глубина гипоцентра, дата и время события, моментная магнитуда. Из каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН были исключены данные, превышающие 2 стандартных отклонения от среднего значения ошибки по глубине и эпицентральному расстоянию. Для каталога NEIC (USGS) использовались данные, которые были классифицированы как землетрясения. События, для которых в обоих каталогах присутствовали нулевые значения глубины для гипоцентров, также были исключены из дальнейшего анализа.

Также была проведена унификация магнитуд отобранных землетрясений, был выполнен переход к шкале моментных магнитуд M_w . Для каталога КФ ФИЦ ЕГС РАН использовалась регрессионная зависимость из работы [Абубакиров и др., 2018]. Для событий, выходящих за диапазон использования регрессионной модели, значения M_w уточнялись по каталогу GCMT (Гарвард). Для событий из каталога NEIS (USGS) для значений магнитуд, рассчитанных по данным сейсмического момента, использовались исходные значения; для магнитуд m_b проводился пересчет в локальную магнитуду ML , а затем в моментную магнитуду M_w [Чубарова и др., 2010; Абубакиров и др., 2018].

В качестве основного каталога был выбран каталог КФ ФИЦ ЕГС РАН, все события которого были помечены категорией “1”. События каталога USGS NEIC получили категорию “2”. Такой выбор не влияет на результат идентификации дубликатов, поскольку задача поиска “ближайшего соседа” является симметричной [Vorobieva et al., 2022]. Алгоритм устанавливает соответствие между событиями из двух каталогов, после чего выполняется классификация землетрясений на уникальные и дубликаты, используя метод иерархической агломеративной кластеризации Уорда [Ward, 1963] в мерах евклидовой метрики (рис. 3). Рисунок 3 построен в

координатах $DT_\sigma = DT/\sigma_T$ и $DL_\sigma = \sqrt{\frac{DX^2}{\sigma_X^2} + \frac{DY^2}{\sigma_Y^2}}$, где DT, DX, DY — разница

во времени и координатах для двух событий; $\sigma_T, \sigma_X, \sigma_Y$ — соответствующие среднеквадратичные отклонения случайных величин. Проверка корректности идентификации дубликатов проводилась в предположении нормального распределения параметров DT, DX, DY и слабой зависимости дисперсии от магнитуды и времени события [Vorobieva et al., 2022; Gvishiani et al., 2022].

Для каждого исходного каталога, объединенного каталога и всех последующих процедур преобразования объединенного каталога

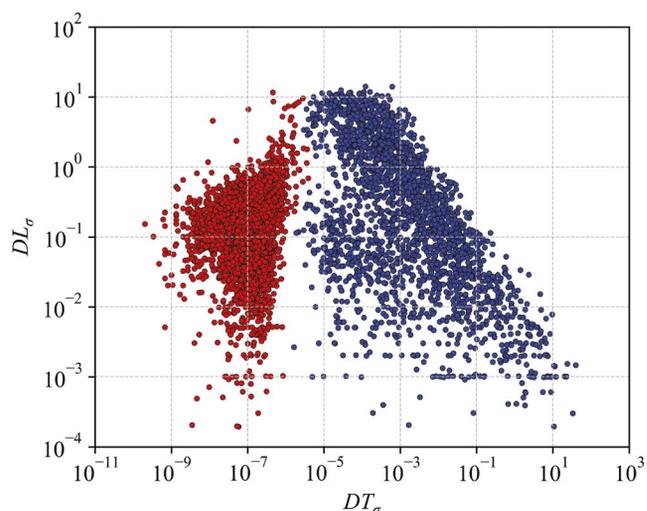


Рис. 3. Пространственно-временная структура результатов идентификации дубликатов, где $DT_\sigma = DT/\sigma_T$, $DL_\sigma = \sqrt{\frac{DX^2}{\sigma_X^2} + \frac{DY^2}{\sigma_Y^2}}$. Красным цветом показаны события, идентифицированные как дубликаты, синим — связанные события.

(идентификация и удаление дубликатов, декластеризация) проведена оценка полноты с определением представительной магнитуды M_C . Оценка полноты каталога землетрясений проводилась по методу, описанному в работе [Wiemer, 2000]. Выполнялась проверка гипотезы на соответствие модельному распределению Гутенберга–Рихтера. Результаты определения M_C и параметров a , b закона повторяемости представлены в табл. 1. Следует отметить, что в работах [Гусев, Шумилина, 2004; Vorobieva et al., 2018] статистически подтверждено наличие существенных флуктуаций уровня сейсмичности, что влияет на результат оценки полноты каталогов и вариацию представительной магнитуды в пространстве и времени. В работе [Чебров и др., 2013] показано, что расстановка системы наблюдений КФ ФИЦ ЕГС РАН позволяет регистрировать события с представительной магнитудой для всего региона — 3.5. При этом оценка 2.96 является артефактом, связанным с тем, что при совокупном анализе всего каталога оценка локального весьма представительного района вблизи г. Петропавловск-Камчатский и групп вулканов влияет на значения магнитуды M_C , полученной по всей территории.

После исключения из анализа землетрясений-дубликатов проводилась декластеризация объединенного каталога. Фоновая сейсмичность (независимые события) моделировалась как пуассоновское поле со стационарной временной компонентой, равномерной случайной пространственной компонентой и распределением магнитуд по закону Гутенберга–Рихтера [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Была проведена генерация независимых событий и расчета метрики “ближайшего соседа” η_{ij} для синтетического каталога с учетом области исследования, количества событий, представительной магнитуды, временного интервала наблюдений, фрактальной размерности и параметра b закона Гутенберга–Рихтера.

Наблюдаемая сейсмичность следует бимодальному распределению метрики “ближайшего соседа”: одна из мод аналогична таковой в пуассоновском поле (независимые события), другая же — представлена событиями, расположенными значительно ближе во времени и пространстве, то есть представляют кластеры связанных событий. Используя в качестве по-

рогового значения 1-й процентиль, который был предложен в работе [Ostapchuk et al., 2022] и который равен в нашем случае -4.58, была проведена декластеризация объединенного каталога на независимые и связанные множества событий (рис. 4). Расчетное пороговое значение было определено по результатам моделирования синтетического каталога землетрясений, распределение которых в пространственно-временных координатах соответствует пуассоновскому полю [Zaliapin et al., 2008; Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Анализируя как одномерное распределение метрики “ближайшего соседа” η_{ij} , так и двумерное распределение нормированных параметров времени и расстояния, был выбран порог, по которому 99% всех событий рассматривались как независимые.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ данных многолетних наблюдений сейсмической активности позволяет получить уникальную информацию о структуре очагов землетрясений, характере постсейсмических процессов и широко применяется для оценок сейсмической опасности [Шебалин, 2018]. При этом именно процедура декластеризации потока сейсмических событий, которая позволяет разделить все землетрясения из каталога на независимые (фоновая сейсмичность) и связанные землетрясения (форшоки и афтершоки, которые формируют кластерную сейсмичность), расширяет возможности интерпретации сейсмических данных. Исследование афтершоковых последовательностей проводится для изучения очага сильных землетрясений, выделения области локализации разрыва, хотя вопрос корректности использования размеров зоны афтершоков для оценки области разрыва остается открытым для дальнейших исследований [Yabe, Ide, 2018; Neo et al., 2021]. Например, для землетрясений в Калифорнии с $M > 5.4$ получено, что площадь области афтершоков составляет 0.5–5.4 площади разрыва основного землетрясения [Neo et al., 2021]. В свою очередь каталоги независимых землетрясений используют для выделения зон формирования контактных пятен (“асперити”) в плоскости разлома [Ostapchuk et al., 2022]. Можно предполагать, что комплексный анализ фоновой и кластерной сейсмичности позволит выделить

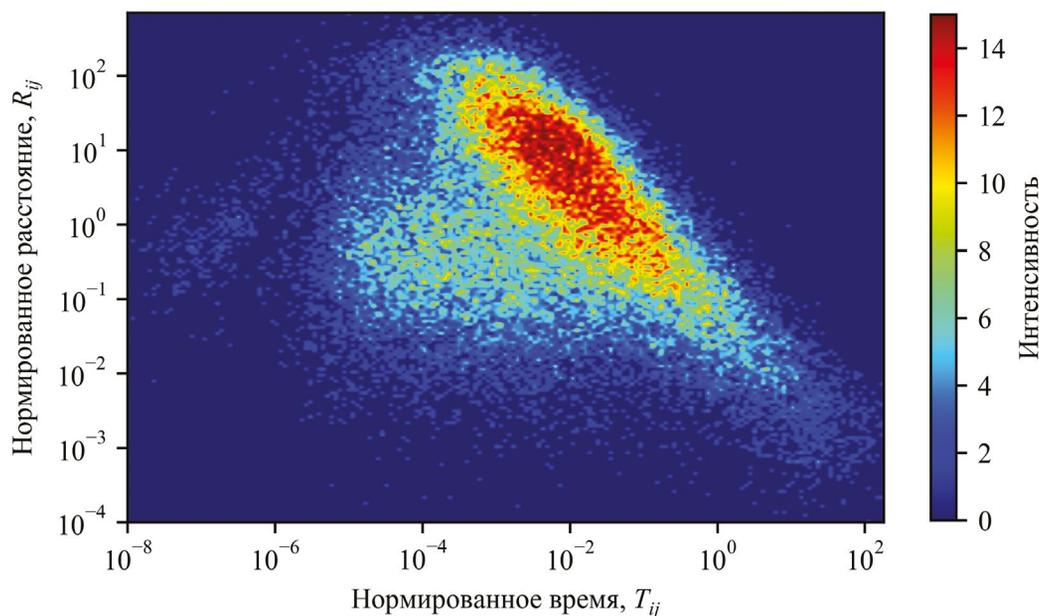


Рис. 4. Распределение функции “ближайшего соседа” для событий объединенного каталога в осях нормированного времени и расстояния.

наиболее вероятные участки локализации неровностей поверхности скольжения разломной зоны.

Результаты декластеризации объединенного каталога Курило-Камчатской дуги за период с 1990 по 2024 гг. приведены на рис. 5. Оба множества независимых и связанных событий по большей части группируются в одних и тех же областях зоны субдукции, хотя присутствуют очевидные различия (рис. 5).

Для более детального исследования двух множеств событий были построены карты нормированной плотности количества землетрясений (рис. 6). Карты плотности рассчитывались с использованием геоинформационных технологий. Пространство области исследования было разделено на равные ячейки размером 10 км. На данном этапе исследований было принято решение об использовании равномерного разбиения области на сетку, что является эффективным способом подсчета плотности исходных точечных данных, без привлечения дополнительной информации о “естественных” границах агрегации данных [Bennett, Vale, 2023]. Вокруг центра каждой ячейки выделялась окружность с радиусом 100 км и рассчитывалось количество событий, попадающих в эту окружность, которое далее делилось на ее площадь (км²).

Расчет карты плотности проводился по данным координат эпицентров для получения информации о пространственных закономерностях. На данном этапе исследования было принято решение не использовать магнитуды событий для создания матрицы весовых коэффициентов. Значения на картах плотности нормировались на максимальную величину каждого из множеств (независимых и связанных событий) для получения сопоставимого представления в интервале [0; 1]. На картах наблюдаются несколько обособленных зон с повышенной плотностью количества событий, которые имеют различное пространственное расположение для фоновой и кластерной сейсмичности. Полученные карты плотности сопоставлены с областями разрывов сильнейших ($M \geq 7.8$) землетрясений Курило-Камчатской дуги (табл. 2), построенными на основе распределения облака афтершоков [Johnson, Satake, 1999; Burgmann et al., 2005; Rhea et al., 2010]. Наиболее интенсивная область на карте фоновой сейсмичности (рис. 6а) соответствует области наибольшего смещения по разлому при катастрофическом землетрясении 1952 г. с $M_w = 9.0$, при котором произошел срыв трех зон “асперити” с общей областью разрыва протяженностью 600–700 км [Johnson, Satake, 1999]. Эпицентральная область этого события, наоборот, более интенсивно проявляется

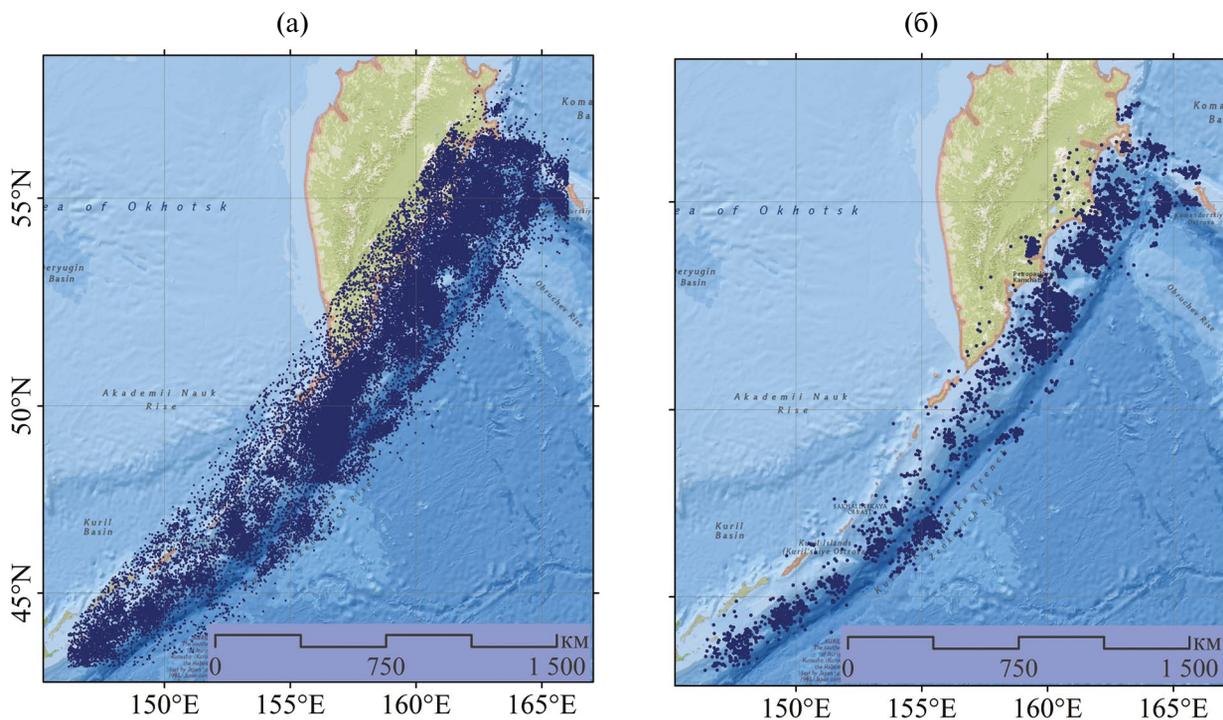


Рис. 5. Независимые (а) и связанные (б) землетрясения, полученные после объединения двух каталогов (удаления дубликатов) и последующей декластеризации полученного объединенного каталога.

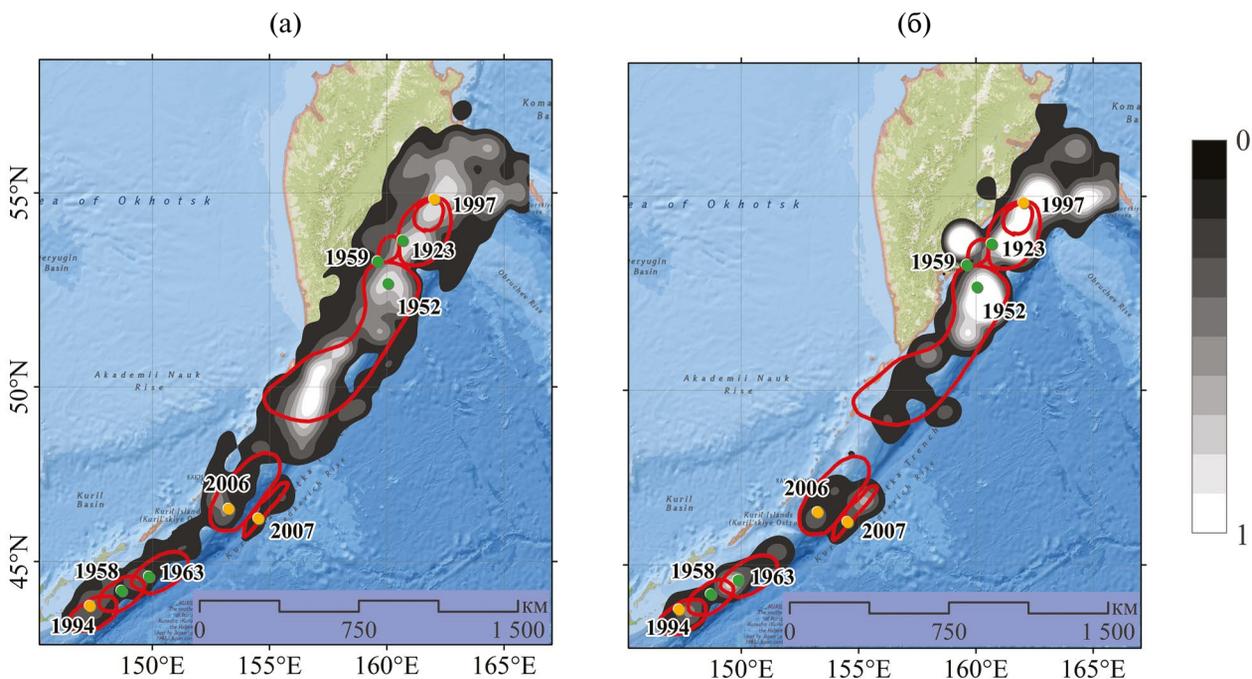


Рис. 6. Карты плотности количества независимых (а) и связанных (б) землетрясений в сопоставлении с областями разрыва (красные линии) сильнейших землетрясений ($M \geq 7.8$) Курило-Камчатской дуги из табл. 2. Эпицентры землетрясений до 1990 г. отмечены зелеными точками, после 1990 г. — желтыми точками. Цифрами обозначен год события.

Таблица 2. Сильнейшие землетрясения Курило-Камчатской дуги с $M \geq 7.8$

№	Дата	M_w	Источник
1	03.02.1923	8.5	[Burgmann et al., 2005]
2	04.11.1952	9.0	[Burgmann et al., 2005]
3	06.11.1958	8.4	[Rhea et al., 2010]
4	04.05.1959	8.2	[Johnson, Satake, 1999]
5	13.10.1963	8.5	[Rhea et al., 2010]
6	04.10.1994	8.3	[Rhea et al., 2010]
7	05.12.1997	7.8	[Burgmann et al., 2005]
8	15.11.2006	8.3	[Rhea et al., 2010]
9	13.01.2007	8.1	[Lay et al., 2009]

на карте связанных событий (рис. 6б), охватывая также зоны афтершоков землетрясений 1923 г., 1997 г., а также частично зону землетрясения 1959 г. При этом на карте кластерной сейсмичности (рис. 6б) отмечается отсутствие событий в интервале $47-48.5^\circ$ северной широты. Стоит отметить, что землетрясения 1923, 1952 и 1959 гг. выходят за временной интервал анализа сейсмичности в данной работе (1990–2024 гг.), однако их очаговые области находят отражение на картах плотности событий. Усиление интенсивности плотности как для связанных, так и для независимых событий наблюдается при всех сильнейших землетрясениях Курило-Камчатской дуги за инструментальный период наблюдений (табл. 2).

Для совместного анализа фоновой и связанной сейсмичности проводилось объединение двух карт плотностей. Для этого выполнялось поэлементное скалярное перемножение нормированных матриц плотностей событий. Для повышения контрастности результирующей карты дополнительно извлекался квадратный корень из найденной объединенной матрицы плотности. Полученная объединенная карта представлена на рис. 7 в сопоставлении с очагами землетрясений с $M_w \geq 7$ за 1990–2024 гг.

Эпицентры всех отмеченных землетрясений расположены в местах усиления интенсивности плотности событий. Для каждого землетрясения показана функция источника (*source time function*), полученная из базы данных SCARDEC [Vallée, Douet, 2016] <http://scardec.projects>.

sismo.ipgp.fr/Vallee_Douet_SCARDECdatabase_PEP12016.pdf. Функция источника описывает процесс распространения разрыва в очаге. Как правило, наличие нескольких выраженных экстремумов этой функции связывают со сложной структурой очаговой области, существованием неровностей (нескольких контактных пятен) в области разрыва. Как видно на рис. 7, для Курило-Камчатской зоны субдукции характерна простая — однокупольная форма функции источника, исключения составляют землетрясения 2006 и 2020 гг. с выраженными тремя и двумя максимумами соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

С учетом существующих представлений геомеханики разломов для сейсмогенной зоны на поверхности скольжения сильнейших землетрясений характерно наличие неровностей (“асперити”), которые занимают значительную контактную площадь и представляют собой участки фрикционной нестабильности со свойствами скоростного разупрочнения. Как правило, на таких участках происходит старт динамического разрыва [Scholz, 2019; Кочарян, Кишкина, 2020]. Асейсмические участки, а также области за пределами сейсмогенной зоны обладают свойствами скоростного упрочнения, на таких участках происходит снижение скорости разрыва и остановка, если размер участка достаточно велик. Также существуют почти нейтральные “фоновые” по отношению к скорости и смещению берегов разлома зоны.

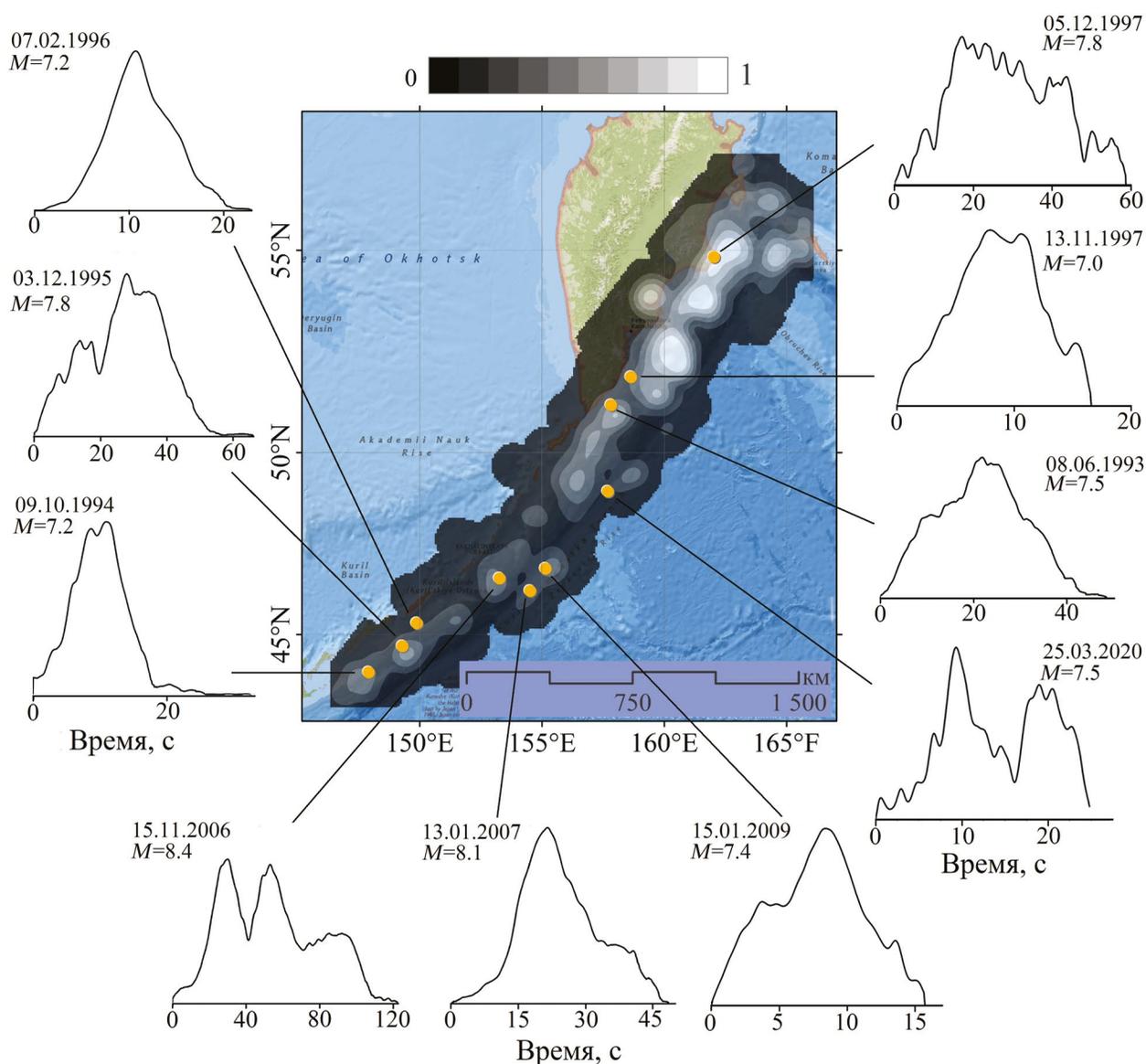


Рис. 7. Объединенная карта плотности количества независимых и связанных событий. Желтыми символами отмечены землетрясения с $M_w \geq 7$ за 1990–2024 гг. Для каждого землетрясения показана функция источника из базы данных SCARDEC [Vallée, Douet, 2016].

Построенная объединенная карта плотности количества фоновых и кластеризованных (связанных) событий использовалась для выделения предполагаемых областей “асперити” на поверхности скольжения, которые представляют собой участки повышенной плотности сейсмических событий (более светлые области на рис. 7 и рис. 8). Полученные результаты сопоставлялись с существующими представлениями

о структуре зоны субдукции Курило-Камчатской дуги (рис. 8). В модели 1 предполагается, что “асперити” соответствуют распределению области афтершоков сильнейших землетрясений за инструментальный период наблюдений (рис. 6) [Johnson, Satake, 1999; Burgmann et al., 2005; Rhea et al., 2010]. В модели 2 распределение зон “асперити” построено с помощью численного моделирования на основе областей наи-

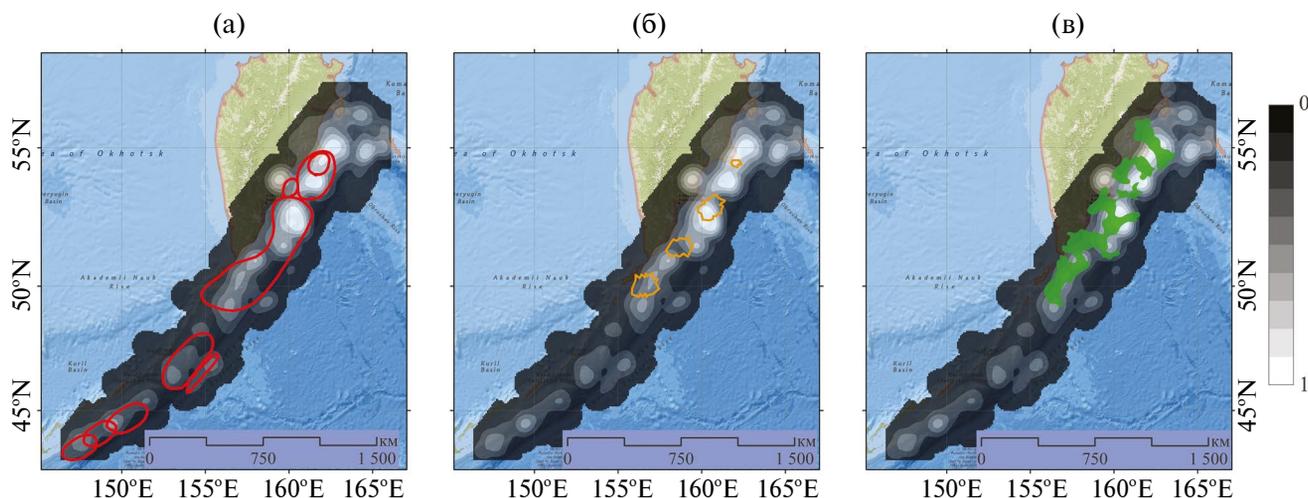


Рис. 8. Объединенная карта плотности количества событий в сопоставлении с моделями “асперити” для Курило-Камчатской зоны субдукции: (а) модель 1 [Johnson, Satake, 1999; Burgmann et al., 2005; Rhea et al., 2010], линии красного цвета; (б) модель 2 [Burgmann et al., 2005], линии желтого цвета; (в) модель 3 [Vorobieva et al., 2018], области зеленого цвета.

большого смещения по разлому при некоторых землетрясениях [Burgmann et al., 2005]. В модели 3 на основе анализа графика повторяемости выделены области сильного (“асперити”) и слабого (асейсмические деформации) сцепления вдоль области разлома; первые соответствуют областям, где происходит больше сильных землетрясений, вторые — областям, где чаще происходят более слабые события [Vorobieva et al., 2018].

Стоит отметить, что использование модели 1 может давать завышенные размеры областей “асперити”. Во-первых, как отмечалось ранее, облако афтершоков может превышать размеры области разрыва [Neo et al., 2021]. Во-вторых, обобщение опубликованных данных, проведенное в работе [Кочарян, Кишкина, 2020], показывает, что протяженность контактных пятен (областей “асперити”) в среднем в 1.5–3 раза меньше, чем длина разрыва. Таким образом, линейный размер области “асперити” может быть существенно меньше размера облака афтершоков. Модель 2 очерчивает существенно меньшую площадь по сравнению с моделью 1. В качестве контактных пятен рассматриваются три локальных участка области разрыва землетрясения 1952 г. (M_w 9.0), на которых смещение по разлому составило больше 6 м [Johnson, Satake, 1999]. Здесь “асперити” рассматриваются как полностью замкнутые области, которые не излучают сейсмические колебания на межсейсмической стадии, они окружены областями, по которым

может происходить асейсмическое скольжение. Для получения лучшей сходимости данных при инверсии со скоростью и направлением движения поверхности на основе GPS-данных авторы работы [Burgmann et al., 2005] дополнили модель областью “асперити”, соответствующей Кроноцкому землетрясению 1997 г. (M_w 7.8). Модель 3 основана на анализе декластеризованного сейсмического каталога Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН за 1997–2017 гг. Она показывает хорошее соответствие расположения участков сильного сцепления с областями повышенной плотности событий на объединенной карте, полученной в данной работе.

Стоит отметить, значительную опасность могут представлять не только сами области “асперити”, где может произойти срыв контактных пятен при землетрясении, но также совместный срыв нескольких областей, который может привести к более сильному событию. Например, вдоль Курило-Камчатской дуги С. А. Федотов и А. В. Соломатин [Федотов, Соломатин, 2019] выделяют в среднем до 20 участков наибольшей вероятности возникновения сильнейших землетрясений с длиной разрыва от 100 до 200 км и шириной 50 или 100 км. Авторы 5-летних сейсмических прогнозов [Федотов и др., 2011; Федотов, Соломатин, 2019] неоднократно указывают, что в связи с накопленной нереализованной упругой энергией в пределах Курило-Камчатской дуги существует потенциальная возможность

возникновения мегаземлетрясения с $M \geq 8.5$, способного охватить (объединить) несколько сейсмических брешей. При этом средняя вероятность сильных землетрясений ($M \geq 7.7$), происходящих в любом заданном месте зоны субдукции в течение пяти лет (2019–2024 гг.), находится в пределах от 3.6% до 4.2% [Федотов, Соломатин, 2019].

Результаты численного моделирования также указывают на то, что в очаге сильных землетрясений происходит почти одновременный срыв нескольких контактных зон [Dragoni, Tallarico, 2016; Будков, Кочарян, 2021; Кочарян, Остапчук, 2022]. Восстановление распределения смещений в очаге для сильных землетрясений часто демонстрирует наличие нескольких контактных зон, например, землетрясение на Камчатке 1952 г. с $M_w = 9.0$ [Johnson, Satake, 1999], землетрясение на Аляске 1964 г. с $M_w = 9.2$ [Christensen, Beck, 1994], землетрясение Ландерс 1992 г. с $M_w = 7.3$ [Kanamori et al., 1992], землетрясение в Кобе 1995 г. с $M_w = 6.9$ [Kikuchi, Kanamori, 1996], землетрясение Паркфилд 2004 г. с $M_w = 6.2$ [Johanson et al., 2006], землетрясение Мауле 2010 г. с $M_w = 8.8$ [Delouis et al., 2010] и др.

Обобщая полученные результаты, на объединенной карте плотности событий можно выделить крупные области, которые могут включать несколько контактных пятен в соответствии с идеей о потенциальной возможности возникновения сильного землетрясения, способного охватить несколько “асперити”. Выделение контура, соответствующего области разрыва потенциального землетрясения, выполнено методом оптимизации Дженкса. Границы классов создаются таким образом, чтобы наилучшим образом сгруппировать схожие значения и максимизировать различия между классами (минимизация дисперсии внутри классов и максимизация дисперсии между классами). Пороговым значением для выделения областей на объединенной карте плотности событий было выбрано значение 0.12. При этом из рассмотрения были исключены внутриплитные землетрясения (область афтершоков Симуширского землетрясения 2007 г.), области сочленения Алеутской и Курило-Камчатской дуг, а также материковые области афтершоков в районе вулканов Жупановский и Карымский (рис. 9).

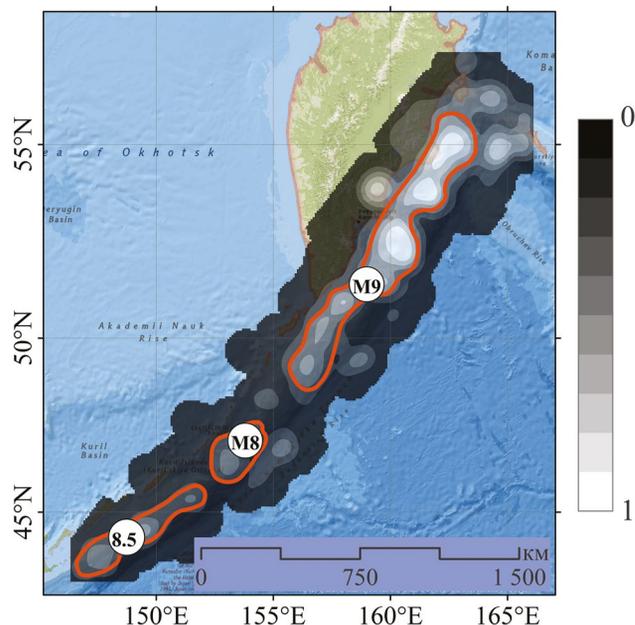


Рис. 9. Объединенная карта плотности независимых и связанных событий. Оранжевые линии очерчивают контуры, соответствующие областям разрыва потенциальных сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги с магнитудами 8, 8.5 и 9.

Оценка магнитуды потенциального события для выделенных зон проводилась по корреляционным соотношениям между линейным масштабом события L и величиной скалярного сейсмического момента M_0 для крупных землетрясений с разломами $L > 50$ км [Kocharyan, 2014]:

$$M_0 = 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26}. \quad (4)$$

Выполненные оценки показали, что вдоль Курило-Камчатской дуги выделены зоны локализации потенциально возможных очагов мегаземлетрясений с магнитудами 8, 8.5 и 9. Оценка максимальной магнитуды проводилась с учетом следующих линейных размеров выделенных структур: 708.5, 332.5 и 1468 км. Области разрыва таких событий могут представлять собой объединение от 2 до 5 зон “асперити”.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный в данной работе подход позволил расширить район исследования за счет объединения двух исходных каталогов и провести анализ сейсмичности во всей зоне субдукции Курило-Камчатской дуги. В качестве инфор-

мативного параметра была выбрана плотность сейсмических событий. На картах плотности независимых и связанных событий за последние 34 года наблюдений (с 1990 г.) выделяются эпицентральные зоны и области наибольших смещений при разрывах сильнейших землетрясений за инструментальный период наблюдений (с 1923 г.). Это соответствует представлению о том, что крупные землетрясения контролируются расположением зон “асперити”, информация о которых находит отражение как в особенностях сейсмического режима фоновых землетрясений, так и в кластерной сейсмичности.

Совместный анализ плотности независимых и связанных землетрясений показал хорошее соответствие между построенной моделью зон “асперити” и независимыми моделями, построенными на основе распределения области афтершоков сильнейших землетрясений, областей наибольшего смещения по разлому при некоторых сильных землетрясениях, а также областей сильного и слабого сцепления, полученных при анализе сейсмических каталогов.

Выделены области, которые могут соответствовать зонам локализации потенциально возможных очагов мегаземлетрясений с магнитудами 8, 8.5 и 9. События таких магнитуд могут произойти при одновременном срыве нескольких контактных пятен на плоскости разлома.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность профессору, докт. физ.-мат. наук Г.Г. Кочаряну и канд. физ.-мат. наук А.А. Остапчуку за ценные комментарии, советы и замечания при подготовке статьи. Авторы также выражают благодарность анонимным рецензентам за внимательное прочтение статьи и сделанные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Концептуализация исследования и формулировка научных задач выполнена А. Н. Бесединой в рамках проекта Российского научного фонда № 22-17-00204. Решение научных задач выполнено в рамках проекта научной школы “Геофизика природных катастроф” при финансовой поддержке Фонда целевого капитала МФТИ. Обсуждение и представление результа-

тов выполнены в рамках геофизической школы на мероприятии-спутнике Конгресса молодых ученых в г. Петропавловск-Камчатский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абубакиров И. Р., Гусев А. А., Гусева Е. М., Павлов В. М., Скоркина А. А. Массовое определение моментных магнитуд M_w и установление связи между M_w и M_L для умеренных и слабых камчатских землетрясений // Физика Земли. 2018. № 1. С. 37–51.
- Агибалов А. О., Бергаль-Кувикас О. В., Зайцев В. А., Макеев В. М., Сенцов А. А. Взаимосвязь морфометрических параметров рельефа, характеризующих трещиноватость верхней части литосферы, и проявлений вулканизма Малко-Петропавловской зоны // Геофизические процессы и биосфера. 2023. Т. 22. № 2. С. 122–133.
- Авдейко Г. П., Бергаль-Кувикас О. В. Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 1–13.
- Авдейко Г. П., Попруженко С. В., Палуева А. А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64.
- Будков А. М., Кочарян Г. Г. Численное моделирование распространения сверхдвигового разрыва по разломам с однородной и гетерогенной поверхностью // Динамические процессы в геосферах. 2021. № 13. С. 10–19.
- Бушенкова Н. А., Бергаль-Кувикас О. В., Гордеев Е. И., Чебров Д. В., Кулаков И. Ю., Абкадыров И. Ф., Яковлев А. В., Ступина Т. А., Новгородова А. М., Дроздина С. Я. Структура надсубдукционного комплекса центральной зоны Камчатки по данным плотных сейсмологических сетей. Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога / Озеров А. Ю. (ред.). 2022. С. 95–98.
- Гирина О. А., Лупян Е. А., Сорокин А. А., Мельников Д. В., Романова И. М., Кашницкий А. В., Уваров И. А., Мальковский С. И., Королев С. П., Маневич А. Г., Крамарева Л. С. Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2018. 192 с.
- Гордеев Е. И., Бергаль-Кувикас О. В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 502. № 2. С. 72–76.
- Гордеев Е. И., Гусев А. А., Левина В. И., Леонов В. Л., Чебров В. Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
- Гордеев Е. И., Гирина О. А., Лупян Е. А., Сорокин А. А., Ефремов В. Ю., Мельников Д. В., Маневич А. Г., Романова И. М., Королев С. П., Крамарева Л. С. Возможности использования данных гиперспектральных спутниковых наблюдений для изучения активности вулканов Камчатки с помощью геопортала Volsatview // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 1. С. 267–284.

- Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.
- Завьялов А.Д., Морозов А.Н., Алешин И.М., Иванов С.Д., Холодков К.И., Павленко В.А. Метод среднесрочного прогноза землетрясений “Карта ожидаемых землетрясений” (КОЗ): опыт использования и перспективы развития // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 2. С. 114–131.
- Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 527–529.
- Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 185.
- Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 6. С. 9–24.
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Мезоструктура зоны скольжения тектонического разлома // Физическая мезомеханика. 2022. Т. 25. № 5. С. 94–105.
- Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
- Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А., Владимирова И.С., Рамазанов М.М., Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Особенности строения и сейсмотектоники Курильской системы дуга-желоб // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. № 3 (33). С. 94–109.
- Ломтев В.Л. К строению и истории Курило-Камчатского глубоководного желоба (СЗ Тихого океана) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 3. С. 36–47.
- Матвеев Е.А., Чеброва А.Ю., Иванов В.Ю., Иванова Е.И., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Ромашева Е.И., Токарев А.В., Чемарев А.С. Развитие интерфейса доступа к сейсмологической информации ЕИССД. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Шестой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 2017. С. 1–7.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. О глубинном строении Южной Камчатки по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1147–1161.
- Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А., Белоусов А.Б., Демянчук Ю.В. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19.
- Полец А.Ю. Глубокофокусные землетрясения и тектоническое поле современных напряжений в Курило-Охотском регионе // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2017. № 1 (191). С. 26–37.
- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Фиофилактов В.Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 70–85.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968. № 2. С. 8–31.
- Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз (ДССП) для Курило-Камчатской дуги на VI 2019–v 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017–V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 6–22.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010–VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 3–27.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов в ней, связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сениюков С.Л., Сергеев В.А., Яцук В.В. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18.
- Чебров Д.В., Салтыков В.А., Дроздина С.Я., Ромашева Е.И., Митюшкина С.В., Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Раевская А.А., Матвеев Е.А. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 2016–2017 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2022. № 25. С. 164–175.
- Чебров Д.В., Тихонов С.А., Дроздин Д.В., Дроздина С.Я., Матвеев Е.А. 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.
- Чеброва А.Ю., Чемарев 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.
- Чубарова О.С., Гусев А.А., Чебров В.Н. Свойства колебаний грунта при Олюторском землетрясении 20.04.2006 г. и его афтершоках по данным цифровой регистрации // Вулканология и сейсмология. 2010. № 2. С. 57–70.
- Шебалин П.Н. Математические методы анализа и прогноза афтершоков землетрясений: необходимость смены парадигмы // Чебышевский сборник. 2018. Т. 19 (4). С. 227–242.
- <https://doi.org/10.22405/2226-8383-2018-19-4-227-242>
- Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Review E—Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics. 2004. V. 69. № 6. P. 066106.
- Bennet L., Vale F. Spatial Statistics Illustrated. Redlands, California: Esri Press. 2023. 185 p.

- Bürgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., Hilley G., Levin V.E., Apel E.* Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2005. V. 110. № B7.
- Christensen D.H., Beck S.L.* The rupture process and tectonic implications of the great 1964 Prince William Sound earthquake // *Pure and applied geophysics*. 1994. V. 142. P. 29–53.
- 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 // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. № 17.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophysical Journal International*. 1990. V. 101. № 2. P. 425–478.
- Dragoni M., Tallarico A.* Complex events in a fault model with interacting asperities // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 257. P. 115–127.
- Falconer D.S.* Selection in different environments: effects on environmental sensitivity (reaction norm) and on mean performance // *Genetics Research*. 1990. V. 56. № 1. P. 57–70.
- Green R.G., Sens-Schönfelder C., Tilmann F., Dreiling J., Luehr B., Shapiro N., Koulakov I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Gordeev E., Droznin D.* Magmatic and sedimentary structure beneath the Klyuchevskoy volcanic group, Kamchatka, from ambient noise tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 3. P. e2019JB018900.
- Gusev A.A., Gordeev E.I., Guseva E.M., Petukhin A.G., Chebrov V.N.* The first version of the Amax (M_w , R) relationship for Kamchatka // *Pure and Applied Geophysics*. 1997. V. 149. P. 299–312.
- 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*. 2022. V. 12. № 10. P. 5010.
- Johanson K.M., Burgmann R., Larson K.* Frictional properties on the San Andreas fault near Parkfield, California, inferred from models of afterslip following the 2004 earthquake // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2006. V. 96. № 4B. P. S321–S338.
- Johnson J.M., Satake K.* Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka. Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones. 1999. P. 541–553.
- Kanamori H., Thio H.K., Dreger D., Hauksson E., Heaton T.* Initial investigation of the Landers, California, earthquake of 28 June 1992 using TERRAScope // *Geophysical Research Letters*. 1992. V. 19. № 22. P. 2267–2270.
- Kelleher J., McCann W.* Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction // *Journal of Geophysical Research*. 1976. V. 81. P. 4885–4896.
- Kikuchi M., Kanamori H.* Rupture process of the Kobe, Japan, earthquake of Jan. 17, 1995, determined from teleseismic body waves // *Journal of Physics of the Earth*. 1996. V. 44. № 5. P. 429–436.
- Kocharyan G.G.* Scale effect in seismotectonics // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5(2). P. 353–385. <https://doi.org/10.5800/GT2014520133>
- Koulakov I., Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., Luehr B.G., Gordeev E.I., Jakovlev A., Abkadyrov I., Chebrov D.V., Bushenkova N., Droznina S.Y., Senyukov S.L., Novgorodova A., Stupina T.* Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 10. P. e2020JB020097. <https://doi.org/10.1029/2020JB020097>
- Lay T., Kanamori H., Ruff L.* The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes // *Earthquake Prediction Research*. 1982. V. 1. P. 3–71
- Lay T., Kanamori H., Ammon C., Hutko A., Furlong K., Rivera L.* The 2006–2007 Kuril Islands great earthquake sequence // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2009. V. 114. № B11.
- 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*. 2021. V. 111. № 1. P. 424–438.
- Ostapchuk A., Polyatykin V., Popov M., Kocharyan G.* Seismogenic patches in a tectonic fault interface // *Frontiers in Earth Science*. 2022. V. 10. P. 904814.
- Rhea S., Tarr A.C., Hayes G., Villaseñor A., Furlong K.P., Benz H.M.* Seismicity of the earth 1900–2007, Kuril-Kamchatka arc and vicinity: U.S. Geological Survey Open-File Report. 2010. 2010–1083-C, scale 1:5,000,000.
- Ruff L., Kanamori H.* Seismic coupling and uncoupling at subduction zones // *Tectonophysics*. 1983. V. 99. № 2–4. P. 99–117.
- Sawires R., Santoyo M.A., Peláez J.A., Corona Fernández R.D.* An updated and unified earthquake catalog from 1787 to 2018 for seismic hazard assessment studies in Mexico // *Scientific data*. 2019. V. 6. № 1. P. 241.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge university press. 2019.
- Skorkina A.A., Gusev A.A.* Determination of corner frequencies of source spectra for subduction earthquakes in Avacha Gulf (Kamchatka) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58 (7). P. 844–854.
- Senyukov S.L., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Shapiro N.M., Nuzhdina I.N.* The KISS Network in 2015–2016: Catalogs and Comparison of Processing Results with Operational Estimates from Permanent Network // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2024. V. 60. № 2. P. 300–313.
- Song T.A., Simons M.* Large Trench-Parallel Gravity Variations Predict Seismogenic Behavior in Subduction Zones // *Science*. 2003. V. 301. P. 630–633
- Soubestre J., Seydoux L., Shapiro N.M., de Rosny J., Droznin D.V., Droznina S.Y., Senyukov S.L., Gordeev E.I.* Depth Migration of Seismovolcanic Tremor Sources Below the Klyuchevskoy Volcanic Group (Kamchatka) Determined from a Network-Based Analysis // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46. № 14. P. 8018–8030.

- Steblov G., Kogan M., King R., Scholz C., Burgmann R., Frolov D.* Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 24. P. 1924.
- Syracuse E.M., Abers G.A.* Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 5. P. Q05017.
- Tibaldi A.* Recent Surface Faulting Investigated in Kamchatka Volcanic Arc // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2004. V. 85. № 14. P. 133–136.
- Vallée M., Douet V.* A new database of Source Time Functions (STFs) extracted from the SCARDEC method // *Phys. Earth Planet. Int.* 2016. № 257. P. 149–157.
- Vorobieva I.A., Gvishiani A.D., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Barykina Y.V., Antipova A.O.* Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging earthquake catalogs // *Frontiers in Earth Science*. 2022. V. 10. P. 820277.
- Vorobieva I., Shebalin P., Soloviev A.* Tracing asperities in Kamchatka area using break of slope in magnitude–frequency distribution // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2018. V. 20. P. 15860.
- Yabe S., Ide S.* Why do aftershocks occur within the rupture area of a large earthquake? // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. № 10. P. 4780–4787.
- Ye L., Kanamori H., Lay T.* Global variations of large megathrust earthquake rupture characteristics // *Science Advances*. 2018. V. 4 (3). P. eaao4915
- Ward Jr J.H.* Hierarchical grouping to optimize an objective function // *Journal of the American statistical association*. 1963. V. 58. № 301. P. 236–244.
- Wiemer S.* Earthquake statistics and earthquake prediction research. Institute of Geophysics; Zürich, Switzerland. 2000.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in Southern California I: Identification and stability // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118 (6).
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V., Wong H.* Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // *Physical review letters*. 2008. V. 101. № 1. P. 018501.
- Zare M., Amini H., Yazdi P., Sesetyan K., Demircioglu M.B., Kalafat D., Tsereteli N.* Recent developments of the Middle East catalog // *Journal of seismology*. 2014. V. 18. № 4. P. 749–772.

Peculiarities of Localization Zones of the Strongest Earthquakes in the Kuril-Kamchatka Arc

A. N. Besedina^{a, b, *}, E. V. Novikova^a, P. V. Beloklokov^b, V. P. Komzeleva^{c, d}, E. A. Kulik^{b, e},
E. A. Marshakova^{f, g}, I. I. Nugmanov^h, and K. Yu. Potapova^{c, d}

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia*

^c*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

^d*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

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

^f*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^g*Kamchatka Branch of the Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

^h*Innopolis University, Innopolis, Russia*

*e-mail: besedina.an@idg.ras.ru

Received October 20, 2024; revised November 28, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The processes occurring during the interaction of crustal blocks in the subduction zone are reflected both in the features of the seismic regime and in the distribution of the strongest earthquake sources in the study area. In this paper we analyze the peculiarities of localization zones of the strongest earthquakes of the Kuril-Kamchatka arc on the basis of data of two catalogs: regional catalog of Kamchatka branch of FRC GS RAS and global international catalog of USGS NIEC of US Geological Service for 1990–2024. Combination of catalogs based on a modified nearest neighbor method allowed us to remove duplicates — repeated earthquakes in initial catalogs — and to obtain a new unified catalog consisting of 52574 earthquakes. The nearest neighbor method was applied to identify two subsets: independent and connected earthquakes in space and time, which were further used to analyze the density of seismic events. The obtained regularities were compared with the focal characteristics of the strongest earthquakes of the subduction zone. The proposed approach allowed us to identify zones of localization of potential mega-earthquake sources along the Kuril-Kamchatka arc.

Keywords: Kuril-Kamchatka arc, subduction zone, earthquakes, nearest neighbor method, duplicates, contact patches, “asperity”, rupture zone

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ МАНТИИ В РАЙОНЕ О. САХАЛИН ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН

© 2025 г. А. Г. Гоев^{1,*}, С. И. Орешин², Д. В. Костылев^{3,4}, Н. В. Костылева⁴

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

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

³Сахалинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

⁴Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: goev@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 03.02.2025 г.

После доработки 14.02.2025 г.

Принята к публикации 18.02.2025 г.

В работе представлены оценки рельефа границ зоны фазовых переходов мантии на глубинах около 410 и 660 км по данным сети сейсмических станций о. Сахалин методом функций приемника. Проанализирован представительный набор данных, состоящий из 2500 индивидуальных PRF. Выявлено, что граница 660 испытывает опускание в центральной и северной частях острова. Граница 410 демонстрирует сильное поднятие в южной части о. Сахалин, с последующим опусканием ниже стандартных значений во всем регионе исследований. Высказано предположение о связи погружения границы 410 с присутствием в зоне фазовых переходов горячего вещества нижней мантии в северной части острова.

Ключевые слова: зона фазовых переходов, мантия, PRF, зона субдукции, Сахалин.

DOI: 10.31857/S0002333725020037, EDN: DKRXCV

ВВЕДЕНИЕ

Активные континентальные окраины являются предметом изучения мировой сейсмологии, т.к. во многом они являются ключом для понимания процессов как активной современной, так и палеогеодинамики. В последние десятилетия в связи с развитием сетей сейсмических станций, а также методов обработки и анализа данных исследования зон субдукции в различных районах Земли активно развиваются [Mishra et al., 2019; Han et al., 2020; Bianchi et al., 2021]. В частности, были получены подтверждения гипотезы о существовании разрывов (или окон) в различных субдуцирующих Тихоокеанских слэбах (погружающихся частях океанической литосферы) [Mark et al., 2022; Lloyd et al., 2020; Fichtner et al., 2018]. Совсем недавно наличие

такого явления было показано в районе центральной Японии [Sun et al., 2022]. Глобальные томографические модели (например, [Fukao, Obayashi, 2013]) и геолого-геохимические данные [Авдейко и др., 2001] предполагают возможное наличие таких же нарушений (или возможных отрывов слэба) в Дальневосточном регионе РФ, однако из-за отсутствия современных локальных сейсмологических наблюдений эти гипотезы пока не нашли своих подтверждений либо опровержений.

Отдельное внимание в исследованиях уделяется взаимодействию слэба и границ зоны фазовых переходов верхней мантии [Ishii, Ohtani, 2022; Goes et al., 2022 и ссылки в них]. Зона фазовых переходов мантии (MTZ) является слой, лежащий на глубинах, близких к 410–660 км.

Изучение характеристик этой области имеет важнейшее значение, т.к. она во многом контролирует массоперенос между верхней мантией и нижележащими частями Земли и существенно влияет на конвективные мантийные процессы. Оливин, основной минерал в составе верхней мантии, испытывает фазовый переход в вадслеит при P - T -условиях, существующих на глубине, близкой к 410 км, далее происходит переход вадслеита в рингвудит на глубине порядка 520 км, и рингвудитав бриджманит и магнезиовюстит на глубине около 660 км [Ringwood, 1991]. Каждый из фазовых переходов сопровождается изменением кристаллической структуры вещества с увеличением плотности, особенно заметной для переходов на глубинах 410 и 660 км. Этот фактор, влияющий на скоростные характеристики среды, делает сейсмологические методы основными при изучении этих границ.

Глубины залегания границ 410 и 660 км, а также мощность MTZ варьируются для различных регионов и даже в пределах одного региона. Важным фактором, влияющим на характеристики зоны фазовых переходов, является температурный режим. Так, при погружении в MTZ холодной субдуцирующей литосферы граница 410 км поднимается вверх, тогда как граница 660 км опускается, в результате чего мощность зоны растет [Helffrich, 2000]. При повышении температуры (например, вблизи горячего плюма) наблюдается обратный эффект.

Одной из немногих работ, в рамках которой использовались и обсуждались прямые наблюдения особенностей зоны фазовых переходов южной части Дальневосточного региона РФ, является работа [Винник и др., 1997]. При этом в ней исследовался обширный регион, который также включал в себя территории Японии, Китая и Кореи (30–60° с. ш. и 110–150° з. д.). В ней, на основе метода функций приемника [Винник, 2019], показано, что мощность MTZ, а также рельеф границ 410 и 660 км существенно меняется в рамках исследуемой территории, однако качество (преимущественно аналоговые записи) и, небольшое для такого региона, количество использованных в работе данных не позволило авторам достичь приемлемого площадного разрешения. Дальнейшие экспериментальные исследования MTZ Дальневосточного региона РФ не проводились, а имеющиеся работы

[Тараканов и др., 2015] связаны с пересмотром результатов работы [Винник и др., 1997] ввиду отсутствия современных данных. В представленной работе приводятся новые современные данные о строении MTZ в районе о. Сахалин с использованием метода функций приемника на основе анализа представительного набора широкополосных сейсмических данных.

МЕТОДИКА

В работе для изучения характеристик зоны фазовых переходов в верхней мантии был использован метод приемных функций, основанный на анализе обменных волн P - S (метод PRF) [Винник, 2019]. При прохождении падающей волны через контрастную сейсмическую границу формируется обменная волна, амплитуда и время вступления которой зависят от характеристик границы и от глубины конверсии, соответственно. В частности, для границ 410 и 660 км амплитуда составляет порядка 2–4% от амплитуды первой падающей волны. В качестве источников возбуждения использовались телесеismicкие события, находящиеся в диапазоне эпицентральных расстояний 40–100° (эпицентральные расстояния, соответствующие параметрам луча от 8.2 до 4.4 с/град) и с магнитудой более 5.5. Такие параметры обеспечивают достаточную глубину проникновения луча, а также различимость вступления первой падающей волны. Для дальнейшего анализа отбирались записи с отношением сигнал/шум более 3, а также близкие к импульсной форме вступления первой падающей волны. Последующий процесс расчета PRF стандартизован и включает в себя частотную фильтрацию, переход в лучевую систему координат и деконволюцию. В предложенном исследовании исходные сейсмограммы фильтровались полосовым фильтром Баттерворта второго порядка с полосой пропускания 5–30 с. Далее трехкомпонентные записи P -волн от землетрясения переводились вращением из стандартной географической системы координат (Z , N , E) в лучевую систему (L , Q , T), где L -компонента соответствует главному направлению движения в продольной волне, а Q и T соответствуют SV - и SH -компонентам. Далее осуществлялась стандартизация (деконволюция) L -, Q -, T -компонент в предположении, что L -компонента является функцией источника,

то есть с точностью до нормирующего коэффициента определяется формой P -волны, подошедшей к подошве исследуемой структуры под сейсмической станцией, и минимально зависит от самой структуры. L -компонента в результате деконволюции приближается к стандартному импульсному источнику типа дельта функции, а на Q -компоненте выделяются зарегистрированные обменные волны. Полученную таким образом Q -компоненту будем называть индивидуальной PRF.

Для выявления обменных волн от целевых сейсмических границ индивидуальные PRF суммируются с поправками, которые зависят от параметра луча данной падающей волны и глубины границы обмена (строится стек). На практике суммарные трассы рассчитываются для многих предполагаемых глубин конверсии. Все события приводятся к одним значениям параметра луча — 6.4 с/град, а затем для каждой целевой глубины и для каждого события рассчитываются индивидуальные временные поправки, на которые сдвигается каждая трасса перед суммированием.

Для пространственной локализации районов, к которым приурочены полученные результаты, проводилось суммирование индивидуальных PRF в соответствии с “точками обмена”. Для данного события и для данной глубины были вычислены области, в которых были сформированы обменные волны и, соответственно, области, которые они характеризуют. После этого индивидуальные PRF складывались по регионам в соответствии с ожидаемым взаимодействием субдуцирующей плиты и границ 410 и 660.

ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе были использованы записи девяти широкополосных сейсмических станций Сахалинского филиала Единой геофизической службы РАН (СФ ЕГС РАН), установленные на о. Сахалин, ближайшей к острову части материка и южной части Курильских островов (рис. 1). Суммарное количество волновых форм, соответствующих описанным выше критериям, составило около 2500. В табл. 1 приведены данные по использованным сейсмическим станциям, а также по количеству отобранных индивидуальных PRF.

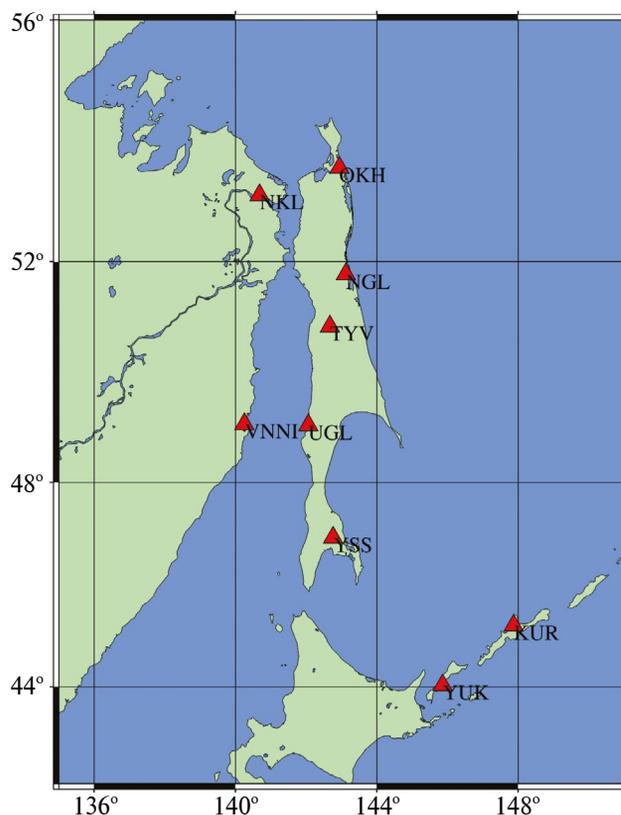


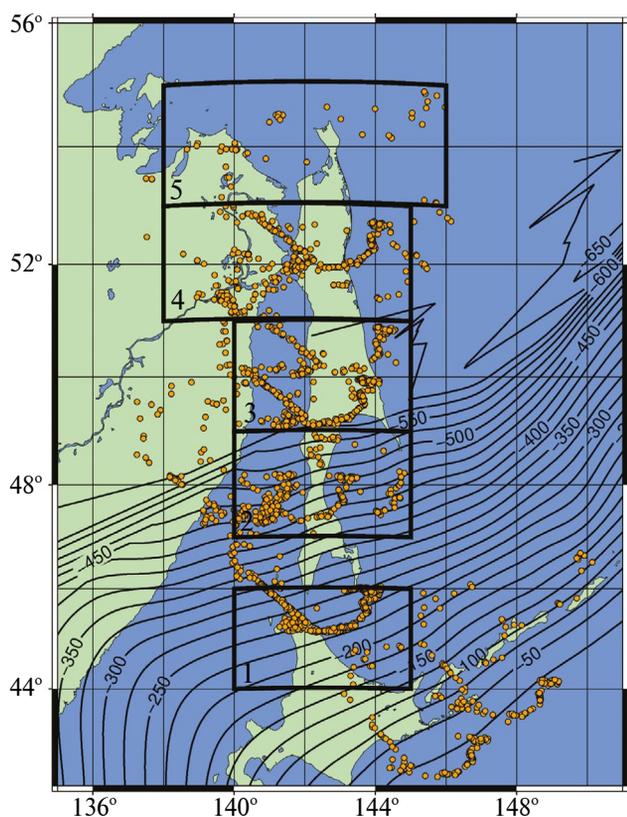
Рис. 1. Положение сейсмических станций, использованных в работе (красные треугольники).

Согласно глобальной модели глубины погружения слэба, конфигурация мест установки выбранных сейсмических станций является оптимальной для изучения возможных аномалий глубин залегания границ зоны фазовых переходов при взаимодействии с холодным Тихоокеанским слэбом [Hayes et al., 2018]. С учетом его характерной мощности около 100 км можно ожидать взаимодействия с границей 410 в наиболее южной части о. Сахалин, с последующим проникновением в MTZ и погружением к границе 660 в центральной части о. Сахалин. С целью подробного исследования рельефа границ зоны фазовых переходов регион исследования был разделен на 5 областей. Для всех индивидуальных PRF были рассчитаны точки обмена для глубины 535 км и для каждой из областей было проведено суммирование (строились стэки) записей в соответствии с ними (рис. 2).

Суммарные PRF для каждого из пяти районов представлены на рис. 3. На стеках уверенно обнаруживаются обменные волны от границ 410 и 660. Критерием выделения этих волн являются характерные амплитуды около 1–2%

Таблица 1. Список использованных широкополосных сейсмических станций, а также количество индивидуальных PRF по каждой из них

Название станции	Код станции	Начало архива	Число PRF
Оха	OKH	2005	297
Николаевск-на-Амуре	NKL	2013	65
Ноглики	NGL	2012	180
Тымовское	TYV	2005	485
Ванино	VNNI	2012	138
Углегорск	UGL	2012	190
Южно-Сахалинск	YSS	1993	856
Южно-Курильск	YUK	2012	130
Курильск	KUR	2012	134

**Рис. 2.** Карта региона исследований. Оранжевыми точками показаны точки обмена PRF для глубины 535 км. Черными прямоугольниками показаны области, для которых производилось суммирование. Изолиниями показана глубина залегания кровли слэба согласно глобальной модели [Hayes et al., 2018].

от первой падающей волны P , наблюдаемые времена вступления, близкие к 44 с для 410 и 68 с для 660 (здесь и далее за 0 принимается время вступления первой продольной волны),

и обнаружение вступлений на суммированных трассах, близких к 400 и 700 км [Структура ..., 1988; Kennett, Engdahl, 1991]. На единственном стеке, соответствующем области № 4, из-за сильной помехи не удастся идентифицировать обменную волну от границы 410. В табл. 2 для каждого района представлены наблюдаемые времена вступлений целевых фаз, а также суммарное количество PRF.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Как уже отмечалось выше, в соответствии со стандартной кинематической моделью Земли IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] времена регистрации обменных волн P - S от границ 410 и 660 составляют 44 и 67.9 с. Наблюдаемые вариации времен вступления этих фаз на сейсмограммах могут быть объяснены двояко. С одной стороны, на времена вступления могут влиять локальные кинематические параметры среды над изучаемыми границами, которые практически наверняка не соответствуют средним параметрам модели IASP91. Так, например, при аналогичных исследованиях MTZ на щитах обычно наблюдаются синхронные уменьшения наблюдаемых времен P_{410s} и P_{660s} на 1–1.5 секунды, что объясняется средними повышенными скоростями в верхней мантии. Вторым возможным объяснением аномалий является изменение глубины залегания границы. Так, при погружении границы время вступления обменной волны будет увеличиваться, и наоборот.

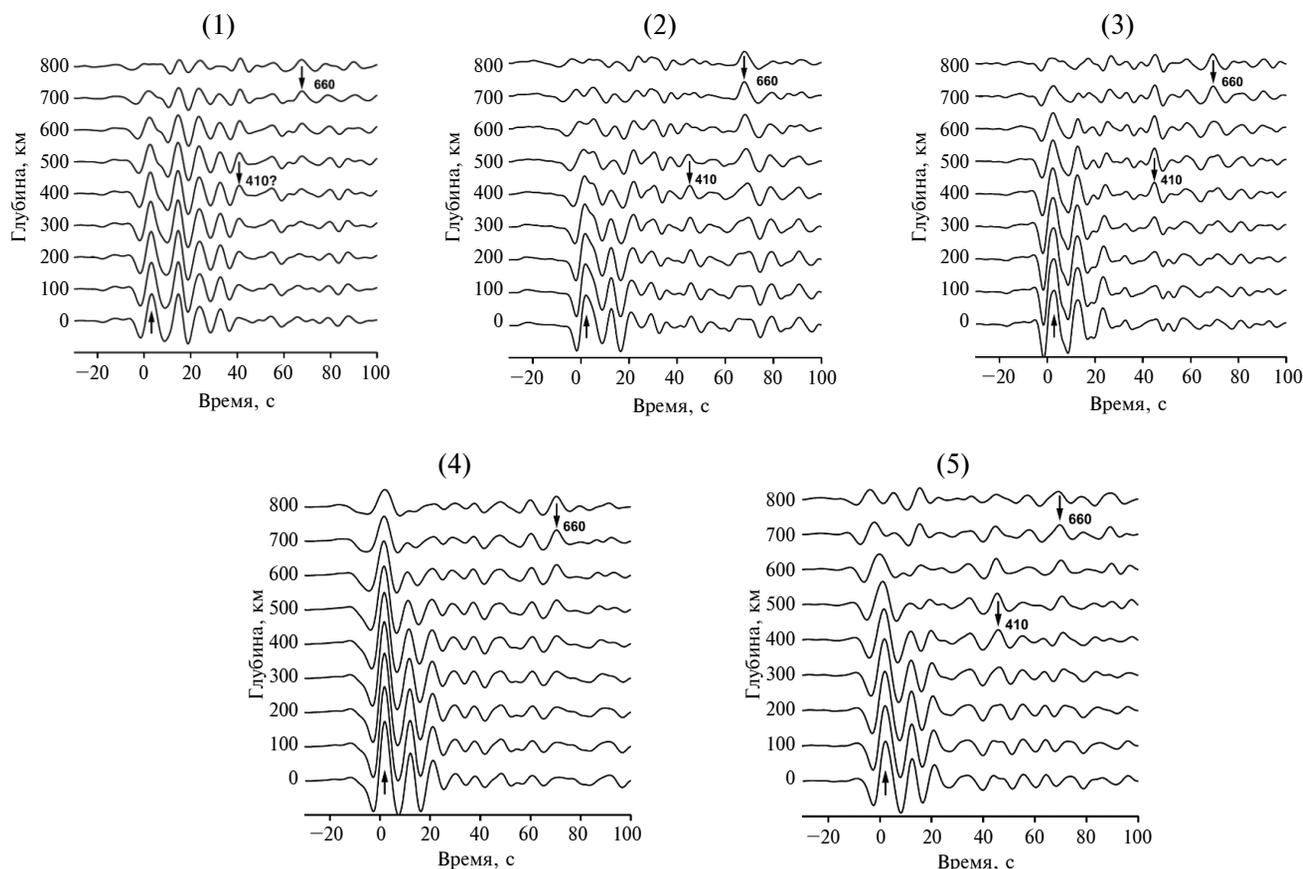


Рис. 3. Стеки, полученные суммированием индивидуальных PRF в соответствии с точками обмена. Номера над стеками соответствуют областям на рис. 2. Отмечены обменные волны от границ 410 и 660.

С учетом локальной тектоники зоны субдукции и наличия подтверждений выраженной топографии MTZ в регионе исследований мы будем интерпретировать наблюдаемые аномалии преимущественно изменениями глубин залегания границ 410 и 660 км.

Область № 1 (см. табл. 2), характеризующую самую южную часть о. Сахалин, выделяет яркая отрицательная аномалия времени вступления фазы P410s -3.2 с (здесь и далее мы будем вычитать теоретическое время из наблюдаемого, $t_{\text{набл}} - t_{\text{iasp91}}$). Эта аномалия свидетельствует в пользу существенного поднятия границы 410. При этом время вступления фазы P660s, с учетом характерной погрешности измерения ± 0.2 с, является стандартным. Такое поведение границ MTZ находится в полном соответствии с ожиданиями в соответствии с моделью субдукции (см. рис. 2), т.к. этот регион является областью проникновения слэба в зону фазовых переходов и взаимодействия его холодной погружающейся литосферы с границей 410.

Область № 2 отличается аномалией времени вступления фазы P410s обратного знака, составляющей $+1.2$ с, что может свидетельствовать о погружении границы 410. Как и для области № 1 не фиксируется взаимодействие слэба с границей 660.

В северной части о. Сахалин (области № 3–5) наблюдаются выраженные положительные аномалии глубины залегания границы 660, составляющие 1.6 – 2.5 с. Такие значения свидетельствуют о погружении этой границы. При этом наблюдаемые невязки недостаточно велики, чтобы предполагать прорыв этой границы слэбом и его проникновение в нижнюю мантию. В целом эти результаты не вступают в противоречие с данными сейсмической томографии [Fukao, Obayashi, 2013]. Неожиданными являются значения невязок фаз от границы 410, демонстрирующие стабильно положительные значения 0.8 – 1.8 с.

Граница 410 демонстрирует сложный рельеф. В диапазоне широт 44 – 46° она проявляет сильный

Таблица 2. Наблюденные времена вступлений обменных волн от границ 410 и 660 для каждого региона, а также суммарное количество индивидуальных PRF

Область	Широта (°)	Долгота (°)	PRF	t_{410} (с)	t_{660} (с)
1	44–46	140–145	647	40.8	67.7
2	47–49	140–145	374	45.2	67.9
3	49–51	140–145	563	44.8	69.5
4	51–53	138–145	399	–	70.4
5	53–55	138–146	51	45.8	69.6

подъем при прорыве ее слэбом. Такой результат, как уже отмечалось, вполне ожидаем, а локализация этого взаимодействия находит свое подтверждение в результатах сейсмической томографии [Liu, Zhao, 2016]. Однако, начиная с 53° северной широты и далее до 55°, вопреки ожидаемому возврату к стандартным значениям, представленные данные демонстрируют прогиб границы 410. Вероятнее всего, такой эффект вызван влиянием разогретого вещества нижней мантии.

На данный момент мы не можем предложить однозначной гипотезы возникновения этого разогретого вещества над слэбом. С нашей точки зрения, вероятными могут являться две гипотезы. В работе [Cui et al., 2023], на основе анализа данных о строении границы 660 в районе Курильских островов, высказано предположение о наличии перегретой, частично подплавленной мантии под субдуцирующим слэбом. Таким образом, если предположить наличие окна или трещины в слэбе в районе исследования (как, например, это продемонстрировано под Японией [Sun et al., 2022]), этот материал мог вступить во взаимодействие с границей 410 и вызвать ее опускание. С другой стороны, в работе [Guo, Zhou, 2021] показано, что для стагнирующих в MTZ слэбов может быть характерен захват горячего вещества нижней мантии над слэбом при перемещении его фронта по границе 660. Такой процесс также может объяснить представленные в работе данные. Для более уверенной интерпретации выявленных эффектов необходимо проанализировать данные станций, расположенных на материке.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена за счет гранта РФФИ № 25-27-00240 и с использованием данных, полученных

на уникальной научной установке — “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГИГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. 428 с.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др.* Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. М.: Наука. 1988. 221 с.
- Винник Л.П.* Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.
- Винник Л.П., Косарев Г.Л., Петерсен Н.В.* Передаточные функции мантии в дальневосточной зоне субдукции // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 3. С. 379–382.
- Тараканов Р.З., Веселов О.В., Андреева М.Ю.* О возможной границе фазовых переходов на глубине 350 км для зоны перехода от континента к океану // Докл. РАН. 2015. Т. 460. № 5. С. 585–588.
- Bianchi M.B., Assumpção M., Koch C., Beck S.* Effect of the cold Nazca Slab on the depth of the 660 km discontinuity in South America // Journal of South American Earth Sciences. 2021. V. 112. Part 1. 103607.
DOI: 10.1016/j.jsames.2021.103607
- Cui Q., Zhou Y., Liu L., Gao Y., Li G., Shengfeng Zhang S.* The topography of the 660-km discontinuity beneath the Kuril-Kamchatka: Implication for morphology and dynamics of the northwestern Pacific slab // Earth and Planetary Science Letters. 2023. V. 602. 117967.
- Fichtner A., van Herwaarden D.P., Afanasiev M., Simutè S., Krischer L., Çubuk-Sabuncu Y., Taymaz T., Colli L., Saygin E., Villaseñor A. et al.* The collaborative seismic earth model: generation 1 // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. № 9. P. 4007–4016.
- Fukao Y., Obayashi M.* Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km

discontinuity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 5920–5938.

Fukao Y., Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 5920–5938.

Goes S., Yu C., Ballmer M.D. et al. Compositional heterogeneity in the mantle transition zone // *Nature Review Earth & Environment*. 2022. V. 3. P. 533–550

DOI: 10.1038/s43017-022-00312-w

Guo Z., Zhou Y. Stagnant slabs and their return flows from finite-frequency tomography of the 410-km and 660-km discontinuities // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. e2020JB021099.

Han R., Li Q., Huang R., Zhang H. Detailed structure of mantle transition zone beneath southeastern China and its implications for thinning of the continental lithosphere // *Tectonophysics*. 2020. V. 789. 228480.

DOI: 10.1016/j.tecto.2020.228480

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. V. 362. P. 58–61.

DOI: 10.1126/science.aat4723

Helfrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38. № 1. P. 141–158.

Ishii T., Ohtani E. Dry metastable olivine and slab deformation in a wet subducting slab // *Nature Geoscience*. 2021. V. 14. P. 526–530.

DOI: 10.1038/s41561-021-00756-7

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* 1991 V. 105. P. 429–465.

Liu X., Zhao D. P and S wave tomography of Japan subduction zone from joint inversions of local and teleseismic travel times and surface-wave data // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 252. P. 1–22.

DOI: 10.1016/j.pepi.2016.01.002

Lloyd A.J., Wiens D.A., Zhu H., Tromp J., Nyblade A.A., Aster R.C. et al. Seismic structure of the Antarctic upper mantle imaged with adjoint tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 3. 2019JB017823.

DOI: 10.1029/2019JB017823

Mark H.F., Wiens D.A., Ivins E.R., Richter A., Mansour W., Magnani M.B. et al. Lithospheric erosion in the Patagonian slab window, and implications for glacial isostasy // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. e2021GL096863.

DOI: 10.1029/2021GL096863

Mishra S., Prajapati S., Teotia S. S. Mantle Transition Zones (MTZ) discontinuities beneath the Andaman Subduction Zone // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020.

DOI: 10.1016/j.jseae.2019.104102

Ringwood A. E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 2083–2110.

Sun M., Yu Y., Gao S., Liu K. Stagnation and tearing of the subducting northwest Pacific slab // *Geology*. 2022. V. 50. № 6. P. 676–680.

Features of the Sakhalin Mantle Phase Transition Zone Based on Converted Wave Data

A. G. Goev^{a,*}, S. I. Oreshin^b, D. V. Kostylev^{b,c}, and N. V. Kostyleva^d

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

^c*Sakhalin Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

^d*The Institute of Marine Geology and Geophysics of the far Eastern branch of the Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

*e-mail: goev@idg.ras.ru

Received November 11, 2024; revised December 1, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The research presents the phase transition zone boundaries' topography estimates at the depths of about 410 and 660 km on the basis of data set obtained by Sakhalin island seismic station network using receiver function method. A representative data set consisting of 2500 individual PRFs was analyzed. We revealed a depression in the 660 km boundary in the central and northern parts of the island. The 410 km boundary is significantly elevated in the south Sakhalin, while within the rest of the island it is depressed in comparison to the expected standard depth. It has been suggested that the subsidence of the 410 boundary is connected with the presence of hot lower mantle matter in the phase transition zone in the northern part of the island.

Keywords: phase transition zone, mantle, PRF, subduction zone, Sakhalin

УДК 55.343.6

ИНСТАНТОННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ФОРШОК—АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

© 2025 г. Л. М. Богомолов^{1,*}, М. В. Родкин^{1,2,**}, В. Н. Сычев¹

¹Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

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

*E-mail: bleom@mail.ru

**E-mail: rodkin@mitp.ru

Поступила в редакцию 14.10.2024 г.

После доработки 01.12.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

В сейсмологии из практических и теоретических соображений весьма важно описание процессов форшоковой и афтершоковой активизации. Эмпирически установлена аналогия математических соотношений, описывающих характер прямого и обратного законов Омори—Утсу. Исследования обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) выявили еще более тесную аналогию свойств форшоков и афтершоков. Такая аналогия распространяется также на характеристики процесса активизации, в частности, на аномальные изменения наклона графика повторяемости. В качестве унифицирующей модели всего форшок—афтершокового процесса в данной работе предложено использовать кинетические уравнения, имеющие решения в виде локализованных во времени сильно выраженных максимумов, называемых инстантонами (по аналогии с солитонами — локализованными волнами). Наглядный образ инстантонного решения — график производной по времени от логистической зависимости, описывающей переходный процесс. Скорость такого процесса сначала значительно возрастает, достигает максимума, а затем асимптотически убывает до нуля.

Цель работы — продемонстрировать эффективность использования инстантонной модели, которая обобщает модель саморазвивающихся процессов (СРП), но не предусматривает развитие физически нереализуемой сингулярности, обычно моделирующей взрывной рост числа фор- и афтершоков в окрестности главного события. Сравнение новой модели с эмпирическими данными проводится на примере землетрясений в наиболее обеспеченной средствами регистрации южной части о-ва Сахалин за 2003–2023 гг. Показано удовлетворительное сходство теоретических и эмпирических временных зависимостей как для ООСЗ, построенной для территории в пределах (44.5° – 50.5° с. ш., 141.5° – 43.5° в. д.), так и для отдельных сильных землетрясений на Сахалине.

Ключевые слова: форшоки, афтершоки, обобщенная окрестность сильного землетрясения, активизация, математическая модель, кинетическое уравнение, инстантон, южная часть о. Сахалин.

DOI: 10.31857/S0002333725020045, EDN: DLIACW

ВВЕДЕНИЕ

Форшоковые и афтершоковые последовательности дают богатую информацию о закономерностях сейсмического процесса в том или ином регионе и традиционно привлекают к себе самое пристальное внимание [Родкин, 2020; Malyshev, Tikhonov, 2007; Zavyalov et al., 2020; 2022]. Эти последовательности отражают процесс деструкции среды в области вокруг очага землетрясения [Гольдин, 2003]. Но коли-

чественное описание форшоков и афтершоков проводилось, как правило, отдельно. Возможно, это обусловлено различием кинетических моделей, в которых форшоки были индикатором развития неустойчивости (в частности, нарастающей в режиме с обострением, быстрее экспоненциального роста [Мальшев, Тихонов, 1991; Varnes, 1989]), а афтершоки — проявлением процессов релаксации после главного сейсмического события. Однако само сходство

хорошо известных математических выражений для прямого и обратного законов Омори (спадающие со временем степенные зависимости, если время отсчитывать от момента главного удара) свидетельствует, что общий, унифицированный подход к последовательностям форшоков и афтершоков возможен.

Еще более тесную аналогию между ними показали исследования обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ), [Родкин, 2008]. Было убедительно показано, что сходство распространяется также на аномалии изменения наклона графика повторяемости (средней магнитуды землетрясения) и на ряд других характеристик процесса активизации [Родкин, 2020; Rodkin, Tikhonov, 2016]. При этом все выявляемые в ООСЗ аномалии допускают вполне определенную количественную параметризацию. Естественно, в разных случаях значения параметров соответствующих регрессионных соотношений и такие характеристики, как некое характерное отношение числа форшоков и афтершоков варьируют. Обобщения, полученные для ООСЗ, определяют требования к параметрам кинетических моделей для всего потока фор- и афтершоковых событий. Количество параметров, с очевидностью, должно быть больше, чем в законе Омори (исходно призванного описывать только динамику афтершоков).

Значительное продвижение к построению унифицированной модели форшоков и афтершоков достигнуто в работе [Fagaoni, 2020], где предложен модельный сейсмический лагранжиан, в котором роль обобщенной координаты играет активность $n(t)$, т.е. число событий в единицу времени. В этой работе получено кинетическое нелинейное уравнение второго порядка:

$$d^2n/dt^2 + \frac{1}{2n}(dn/dt)^2 - \frac{5}{2}\sigma^2n^3 = 0, \quad (1)$$

где σ — параметр, который входит в закон Омори и определяет характерное время уменьшения $n(t)$ после момента максимума, отождествляемого с главным событием. Первый интеграл уравнения (1) можно записать в форме:

$$\frac{dn}{dt} = \pm \sigma n^2, \quad \sigma > 0, \quad (2)$$

совпадающей с известным уравнением первого порядка, решение которого описывает закон

Омори для афтершоков в случае знака “минус” $n(t) = 1/(c + \sigma t)$, $c = \text{const} > 0$, и обратный закон Омори для форшоков в случае знака “плюс” $n(t) = 1/(c + \sigma t)$, $t < c/\sigma$, [Смирнов, Пономарев, 2020]. При этом численные значения параметра σ и постоянной интегрирования c , вообще говоря, различаются для форшоков и афтершоков [Zavyalov et al., 2022].

Из (2) вытекает, что также справедливо уравнение $\frac{1}{n}(dn/dt)^2 - \sigma^2n^3 = 0$, приведенное в работе [Fagaoni, 2020] при обсуждении аналогии с моделью Большого Взрыва в космологии. Если домножить это уравнение на неопределенный параметр Λ и вычесть из (1), легко показать, что любые решения кинетического уравнения (1) $n(t)$ также удовлетворяют семейству уравнений с параметром Λ наряду с (1):

$$d^2n/dt^2 + \frac{1 - 2\Lambda}{2n}(dn/dt)^2 - \frac{5 - 2\Lambda}{2}\sigma^2n^3 = 0, \quad (3)$$

$$\Lambda = \text{const}.$$

При $\Lambda = 1/2$ второй член в (3) обращается в нуль, а третий — отрицательный и (3) принимает форму уравнения “релаксатора”, т.е. нелинейного осциллятора с мнимой частотой $i\omega$ (зависящей от амплитуды, $\omega^2 \sim \sigma^2n^2$). Такие уравнения описывают релаксационный процесс.

Важно отметить, что уравнения первого порядка типа (2) с фиксированными значениями параметров в правой части, не могут адекватно описывать нарастающую и спадающую ветвь активности $n(t)$ из-за наличия особой точки типа устойчивый узел при максимальном значении $n(t)$. Этим как раз и определяется, что для построения унифицированной модели всего фор-афтершокового процесса необходим переход к уравнениям второго порядка.

Уравнение (1), как и (2), описывает неограниченный рост активности форшоков, т.е. сингулярность решения в момент главного события. Это не отвечает реальным наблюдениям да и вообще физически бессмысленно. Таким образом, модели с сингулярностью теряют применимость при приближении к главному событию, что является главным препятствием для построения общей кинетической модели. В обзоре [Zavyalov et al., 2022] описан другой подход к согласованию временных зависимостей форшоков и афтершо-

ков, в котором афтершоки описываются уравнением (2), а форшоки — логистическим уравнением Ферхюльста. Решения логистического уравнения описывают сравнительно плавное снижение скорости роста $n' = dn/dt$ и приближение $n(t)$ к новому стационарному уровню. А в момент главного события проводится “сшивка” с решением (2) — спадающим решением. Для обобщения этого подхода при описании более сложной временной зависимости потоков событий за несколько суток до и после главного события может использоваться логистическое уравнение общего вида:

$$dn/dt = \gamma n^k (n_s - n), \quad (4)$$

в котором — γ , k , n_s постоянные параметры. Уравнение (4) переходит в уравнение Ферхюльста при $k = 1$, а в случае $k = 2$ оно использовалось для описания переходных сейсмических процессов [Смирнов, Пономарев, 2020]. За счет подбора параметров k , n_s можно аппроксимировать особенность форшоков для некоторых землетрясений в Сахалин-Курильском регионе (рис. 1, по материалам [Тихонов и др., 2008; Tikhonov, Kim, 2010]). Для этих событий наблюдается резкое уменьшение n' после “взрывного” роста активности форшоков (уравнение Ферхюльста описывает более плавное уменьшение).

Для рассматриваемого региона в работах [Мальшев, Тихонов, 1991; Malyshev, Tikhonov, 2007] были установлены закономерности во временном потоке форшоков перед главным событием — рост активности происходит с на-

растающим темпом (в режиме с обострением по терминологии синергетики [Малинецкий, Потапов, 2002]), который довольно хорошо описывается уравнением саморазвивающихся процессов, СРП, [Мальшев, Тихонов, 1991; Voight, 1989; Malyshev, Tikhonov, 2007]:

$$dn/dt = \left| An^\lambda - n_1^\lambda \right|^{\alpha/\lambda}, \quad (5)$$

где A , n_1 , α , λ — коэффициенты, которые подбираются при сравнении с эмпирическими данными для $n(t)$. С использованием модельного уравнения СРП был сделан заблаговременный прогноз Невельского землетрясения 02.08.2007 г., $M_w = 6.2$ [Tikhonov, Kim, 2010]. Однако решения уравнения саморазвивающихся процессов содержат сингулярность, из-за чего в цитированных работах А. И. Мальшева и И.Н. Тихонова рост $n(t)$ искусственно ограничивается асимптотой (обрезание особенности по терминологии математической физики). Представляет несомненный интерес такое обобщение модели СРП, при котором устраняется физически бессмысленная сингулярность, но сохраняется соответствие с наблюдениями (как для случаев ряда отдельных форшоковых последовательностей (рис. 1), так и по результатам построения обобщенной окрестности сильного землетрясения [Родкин, 2008; 2020]. Одним из вариантов такого обобщения является инстантонная модель, описанию которой посвящена данная работа. Предлагаемые уравнения этой модели как альтернатива уравнению СРП могут быть полезны как для совершенствования подходов к предсказанию землетрясений, так

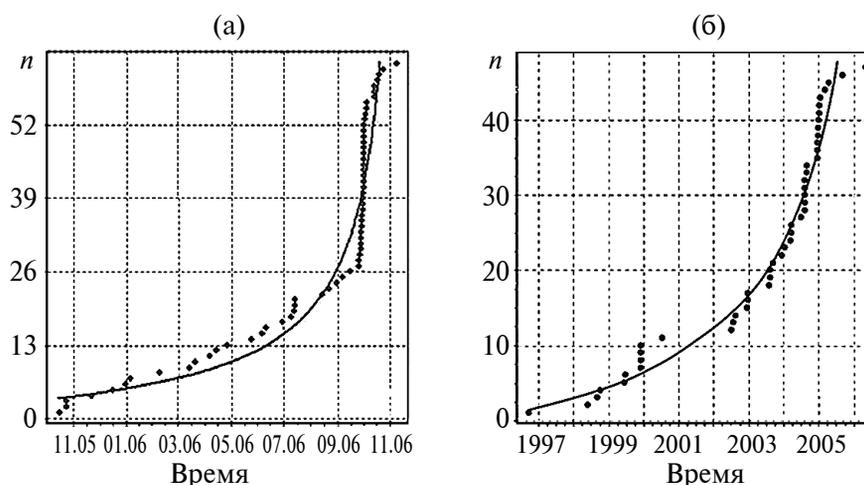


Рис. 1. Скорость накопления количества событий за месяц n , перед Симуширским землетрясением 15.11.2006 г., $M_s = 7.9–8.2$ (а), и Горнозаводским землетрясением 17.08.2006 г., $M = 5.6$ (б), по материалам работ [Тихонов и др., 2008; Tikhonov, Kim, 2010]. Линии регрессии с сингулярностью проведены согласно авторским работам.

и для понимания процесса развития сейсмической неустойчивости.

При построении обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) [Родкин, 2020] можно получить еще один пример нетривиальной зависимости активности $n(t)$ от времени с переходом от форшоков к афтершокам. На рис. 2 показана характерная зависимость суточного числа форшоков и афтершоков для в ООСЗ, построенной по каталогу ISC [Родкин, 2020]. На рис. 2 (левая панель) заметна тенденция замедления роста суточного числа событий в ближайшей окрестности перед совмещенной датой сильных событий. На графике точки отвечают плотности по времени для групп из 50 последующих в ООСЗ событий с шагом 25 событий, основные события исключены.

На графике для афтершоков (рис. 2, правая панель) на интервале длительностью несколько часов после главного события имеется участок квазиплато, а спад по закону Омори начинается позже. Это можно моделировать с использованием уравнений (2) и (4), если точку перехода от растущего решения к спадающему искусственно сместить вправо от времени главного события. Но унифицированного описания временной зависимости $n(t)$ в ООСЗ до и после главного события еще не проводилось.

В данной работе для унифицированного описания форшок–афтершоковых последовательностей (без перехода от одного управляющего уравнения к другому) рассматриваются кинетические уравнения второго порядка, сходные по форме с (1), (3), но имеющие непрерывные

решения в виде локализованных во времени всплесков $n(t)$. Такие решения, описывающие возмущения физических полей, называются инстантонами. Название “инстантоны” подчеркивает их аналогию с солитонами, т.е. пространственно-локализованными волновыми возмущениями, которая проявляется при замене в уравнениях для волновой формы текущей координаты x на время t . Инстантоны используются в ряде разделов теоретической физики как упрощенная модель переходных процессов (или переходов между состояниями системы в квантовой механике до и после туннелирования через барьер [Вайнштейн и др., 1982]). Однако математический аппарат квантовой механики для получения инстантонных решений чрезвычайно сложен. Вместе с тем имеется и наглядный образ инстантона — график производной по времени от логистической (S -образной) зависимости. Скорость такого процесса сначала значительно возрастает, достигает максимума, а затем асимптотически убывает до нуля. Простейшие два варианта выражения для инстантонов можно представить в форме:

$$y_1(t) = \frac{A_{1m}}{\text{ch}^2(t/t_s)}; \quad y_2(t) = \frac{A_{2m}}{1 + (t/t_s)^2}, \quad (6)$$

где параметры A_{1m} , A_{2m} определяют максимальную амплитуду, а параметр t_s — ширину интервала со всплеском величины $y(t)$, сопоставляемой здесь с числом сейсмических событий в единицу времени (обычно, сутки): $y \leftrightarrow n$. Действительно, при интегрировании выражений для y_1 , y_2 получаются “классические” логистические зависимости

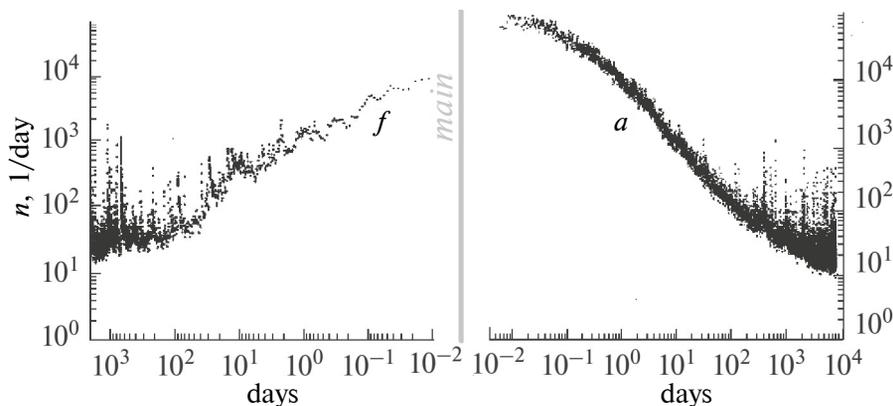


Рис. 2. Временная зависимость суточного числа форшоков и афтершоков в ООСЗ для каталога ISC по материалам работы [Родкин, 2020]. Точки отвечают средним значениям для последовательных по времени групп землетрясений, пояснения в тексте.

$$\begin{aligned} F_1(t) &= A_{1m} t_s (tht/t_s + 1), \\ F_2(t) &= A_{2m} t_s (\arctgt/t_s + \pi/2). \end{aligned} \quad (7)$$

Примечательно, что в формуле (6) $y_1(t)$ совпадает с решением “солитонного” уравнения Кортевега-де-Фриза при замене аргумента t/t_s на фазу волны $(x-vt)$, v — скорость волны.

В настоящей работе будем использовать возмущения (инстантоны) с более сложной формой и большим числом параметров, чем в (6). Цель — показать эффективность использования инстантонной модели форшок—афтершоковых последовательностей на примере землетрясений в южной части о. Сахалин.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Сформулируем требование к модельным зависимостям $n(t)$ и описывающим их кинетическим уравнениям. При удалении от момента пиковой активности ход графиков $n(t)$ должен соответствовать обобщенному закону Омори—Утсу, [Utsu, 1961], $n(t) \sim 1/(c \pm t)^p$, где параметр c и показатель степени p — положительные величины, время t отсчитывается от момента главного события. Важно отметить, что для форшочков это подразумевает сходство с решениями уравнений Фойгта—Варнса [Vagnes, 1989; Voight, 1989] и модели СРП [Тихонов и др., 2017; Malyshev, Tikhonov, 2007] вне некоторого интервала до главного события. Заметим также, что по результатам анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения (рис. 2) число афтершоков сильно превышает число форшочков, и степенной рост числа форшочков происходит медленнее, чем спад числа афтершоков.

Рассмотрим сначала кинетические (дифференциальные) уравнения, решением которых являются пикированные зависимости (5), описывающие резкое нарастание модельной функции $y(t)$, прохождение локального максимума (пикового значения) и последующий резкий спад. Стоит подчеркнуть, что у зависимостей $y_1(t)$, $y_2(t)$ нарастающая и спадающая ветви зеркально симметричны относительно оси $t = 0$, и они не могут описывать различие графиков нарастания/спада активности (условно, форшок и афтершоковых зависимостей). Далее будем расширять параметризацию. Зависимости из (6) являются решениями следующего

нелинейного дифференциального уравнения первого порядка:

$$\begin{aligned} dy/dt &= \pm(2/t_s) y^\beta \sqrt{1-y}, \quad y = \frac{n}{n_m}, \\ n_m &= (n_{1m}, n_{2m}), \end{aligned} \quad (8)$$

что легко проверяется подстановкой $n = y_1(t)$ при значении коэффициента $\beta = 1$ и $n = y_2(t)$ при $\beta = 3/2$. В правой части (8) положительный знак соответствует нарастающей ветви решения (форшоки), отрицательный — спадающей (афтершоки). Уравнение (8) может быть использовано вместо (5) для описания эпизодов режима с обострением в сейсмических последовательностях, которые станут называться форшоками лишь в случае реализации главного события. Но оно еще не обеспечивает описание всей зависимости $n(t)$.

Пикированные зависимости из (6) также удовлетворяют дифференциальному уравнению второго порядка:

$$d^2y/dt^2 - (dy/dt)^2 (\beta/y) + (2/t_s^2) y^{2\beta} = 0, \quad (9)$$

в котором первые два слагаемых имеют такую же форму, что и в уравнениях (1), (3), полученных при лагранжевом подходе, но отличаются от них коэффициентами. В случае $\beta = 3/2$ третье слагаемое в (9), как и в (1), пропорционально n^3 . А для случая $\beta = 1$ оно $\sim n^2$, т.е. несколько отличается от (1). Из (8), (9) вытекает, что выражения $y_1(t)$, $y_2(t)$ из (6) также являются решениями следующего семейства уравнений с параметром Λ :

$$\begin{aligned} \frac{d^2y}{dt^2} - \left(\frac{dy}{dt}\right)^2 (\beta + \Lambda/2)/y + 2y^{2\beta} (1 - \Lambda)/t_s^2 + \\ + 2(\Lambda/t_s^2) y^{2\beta-1} = 0. \end{aligned} \quad (10)$$

При выборе параметра $\Lambda = -2\beta$ или $\Lambda = 1$ уравнение (10) принимает упрощенную форму, что будет использовано в следующем разделе. Сопоставляя (9) и (1), (10) и (3), естественно допустить, что уравнения такого типа при расширении функциональной зависимости от активности $n = y n_m$ и возможном добавлении слагаемых могут моделировать варианты последовательностей сейсмических событий с различным отношением числа форшочков и афтершоков (мы коснемся этого вопроса в обсуждении). В следующем разделе решается задача отыскания и верификации обобщающего кинетического уравнения для зависимости $n(t)$.

КИНЕТИЧЕСКИЕ УРАВНЕНИЯ ИНСТАНТОНОВ. РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ

Общую форму кинетического уравнения для унифицированного описания форшок–афтершоковых последовательностей можно вывести из следующих соображений. Рассмотрим вспомогательное выражение, имеющее минимум:

$$Z(t) = A_f e^{-ft} + A_a e^{at}, \quad (11)$$

в котором A_f, A_a, f, a — постоянные коэффициенты. Минимум этого выражения достигается при $t_m = (f+a)^{-1} \ln(A_f/aA_a)$ и равен $Z_{\min} = A_f^2 f(a+f)/(A_a a^2) \exp[-f/(a+f)]$.

При выборе коэффициентов $fA_f = aA_a$ точка минимума приходится на $t=0$, что удобно для дальнейшего, при этом минимальное значение $Z(0) = Z_{\min} = A_f + A_a$. Если сопоставить точку Z_{\min} с моментом главного события, то монотонно растущая функция $F(Z)$ может описывать в общих чертах зависимость среднего времени между последовательными сейсмическими событиями: оно сначала уменьшается по мере приближения к главному событию, а потом, после него, начинает увеличиваться. Зависимость активности от времени при этом может моделироваться монотонной функцией от обратной величины $1/Z$, в частности, степенной функцией (эмпирически наблюдаемое, начиная с некоторого удаления от момента главного события).

Выражение (11) с экспоненциальными слагаемыми при любых значениях коэффициентов A_f и A_a является решением линейного дифференциального уравнения:

$$\frac{d^2 Z}{dt^2} + (f-a) \frac{dZ}{dt} - f a Z = 0. \quad (12)$$

Для перехода от (12) к модельному кинетическому уравнению для активности $n(t)$ используем степенную функцию $n(t) = 1/Z^s$, вводя при этом еще один параметр — s . В результате получим вместо (12) следующее уравнение:

$$\frac{d^2 n}{dt^2} - \frac{(s+1)}{sn} \left(\frac{dn}{dt} \right)^2 + (f-a) \frac{dn}{dt} + s f a n = 0. \quad (13)$$

Запишем также уравнение для величины, обратной $n(t)$ — среднего интервала между сейсмическими событиями $T(t) = 1/n$:

$$\frac{d^2 T}{dt^2} - \frac{(s-1)}{sT} \left(\frac{dT}{dt} \right)^2 + (f-a) \frac{dT}{dt} - s f a T = 0. \quad (14)$$

Обратим внимание, что нелинейность в уравнениях (13), (14) появляется только вследствие нелинейной зависимости $n(Z)$, $T(Z)$.

В случае $s=2$, представляющем наибольший интерес для данной работы, решение кинетического уравнения (13) можно записать в форме:

$$n(t) = n_0 (A_f + A_a)^2 / (A_f e^{-ft} + A_a e^{at})^2, \quad (15)$$

где n_0, A_f, A_a — постоянные коэффициенты, за счет которых можно обеспечить выполнение начальных или граничных условий для уравнения (13). Стоит отметить, что коэффициент n_0 определяет значение $n(t)$ при $t=0$ и совпадает с максимальным значением активности в теоретически выделенном (простейшем) случае $A_f = A_a, f = a$. Временная зависимость $n(t)$ в (15) имеет определенное сходство с классическим инстантоном $y_1(t)$, определенным в (6): наличие ярко выраженного максимума и экспоненциальное убывание при $t \rightarrow \pm \infty$. Зависимость $n(t)$ в (15) при $f > a$ описывает более растянутый во времени спад активности после прохождения максимума по сравнению с ее нарастанием.

Можно показать, что в частном случае $f=a$ уравнение (13), где $s=2$, переходит в уравнение (10) с параметрами $\beta=1, \Lambda=1$. На рис. 3 показаны примеры зависимости $n(t)$, описываемой решением (15), при $A_f = A_a$. В случае рис. 3а имеем равенство параметров $f=a$, и график $n(t)$ симметричен относительно оси $t=0$, а сама зависимость $n(t)$ сводится к простой функции $n(t) = n_0 c h^{-2} a t$. Для этой зависимости ход графика на интервале 2–10 сут после максимума весьма близок к спадающей зависимости $n(t) = K/(c+t)^p$, где n выражено в 1/сут, $K=963, c=2.92, p=4.87$ (т.е. по закону Омори–Утсу). Случай на рис. 3б — пример несимметричного инстантона при $f > a$. В этом случае также показано, что зависимость (15) на интервале, лежащем правее точки перегиба графика, мало отличается от уже приведенной зависимости с параметрами $K=972, c=5.1, p=3.7$. На рис. 3в представлен случай, когда нарастание $n(t)$ происходит за малое время до точки максимума, что может ассоциироваться со сценарием отсутствия форшоков вплоть до нескольких суток до главного события. Случай на рис. 3г — пример, когда спад $n(t)$ после прохождения максимума происходит быстрее нарастания. Подобные случаи в сейсмологии, когда форшоков больше, чем афтершоков, изредка реализуются [Гульельми и др., 2024]. Случай, когда $f \gg a$, представлен

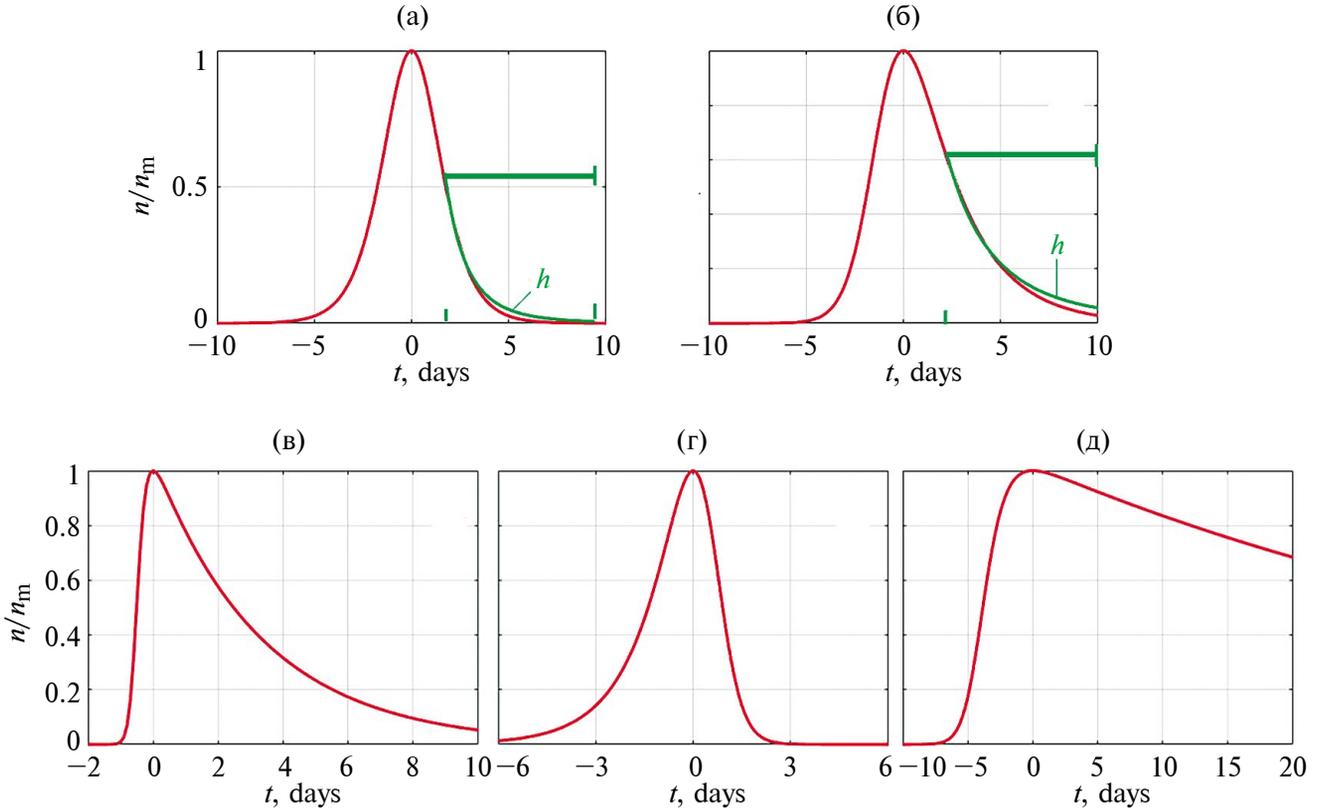


Рис. 3. Характерные зависимости от времени решений кинетического уравнения (13) при $s = 2$ с нормировкой на максимальное значение активности: (а) $f = a = 1, A_r = A_a = 1$; (б) $f = 0.8, a = 0.2, A_r = 1, A_a = 4$; (в) $f = 6, a = 0.15, A_r = 1, A_a = 40$; (г) $f = 0.4, a = 1.6, A_r = 4, A_a = 1$; (д) $f = 1, a = 0.01, A_r = 1, A_a = 100$. В случаях (а), (б) маркером h указаны графики зависимости $n(t) = K/(c + t)^p$, значения K, c, p приведены в тексте. Интервалы наложения графиков отмечены полосой.

на рис. 3д. Этот последний случай, возможно, имеет отношение к моделированию потоков медленных или тихих землетрясений [Кочарян, 2016] скорее, чем к форшок—афтершоковым последовательностям.

Выражение для инстантонов другого класса с формой, отличной от (15), и кинетическое уравнение для них можно вывести, модифицируя зависимость $y_2(t)$ в формуле (5). Потребуем, чтобы активность $n(t)$ асимптотически убывала при $t \rightarrow \infty$ по степенному закону $\sim 1/t^p$ (в соответствии с законом Омори—Утсу). Подходящая форма для такого гипотетически возможного инстантона (говорим о гипотезе до подтверждения сходства с экспериментальными данными) определяется следующей рациональной функцией:

$$n(t) = n_m (2t/t_m)^p / (1 + t^2/t_m^2)^p, \quad (16)$$

где n_m — максимальное значение активности, которое достигается при $t = t_m$. В рассматриваемом

случае время главного события сопоставляется с t_m , а не с моментом $t \approx 0$, как в (5), (15).

Рассмотрим вспомогательное выражение $V(t)$, связанное с $n(t)$ из (16) соотношением $n \sim 1/V^p$:

$$V(t) = t_m/t + t/t_m. \quad (17)$$

Используя то, что это выражение имеет минимум при $t = t_m$, повторим для него вышеописанный прием: запись относительного простого дифференциального уравнения и последующий переход к уравнению для $n(t)$. Вычисляя первую и вторую производную от (17) и исключая явную запись t , можно получить следующее уравнение:

$$d^2V/dt^2 - 2t_m^{-1/2}(1/t_m - dV/dt)^{3/2} = 0. \quad (18)$$

Переходя от $V(t)$ к активности $n(t)$, нормированной на максимальное значение n_m , запишем кинетическое уравнение в окончательной форме:

$$d^2n/dt^2 - \frac{p+1}{pn}(dn/dt)^2 + \frac{pn_m}{t_m^2}(n_m/n)^{\frac{p+1}{2p}} \times \left[\left(n/n_m \right)^{\frac{p+1}{p}} + \frac{t_m}{pn_m} dn/dt \right]^{3/2} = 0. \quad (19)$$

В уравнении (19) в третьем слагаемом стоит нелинейная функция от активности $n(t)$ и скорости ее изменения. Этим оно отличается от кинетического уравнения (13), содержащем слагаемые, линейно зависящие от n и dn/dt .

На рис. 4 показаны примеры зависимости $n(t)$, описываемой выражением (16), т.е. решением (19) с начальным условием $n(0) = 0$, при разных значениях параметров t_m , p . Задание значений этих параметров равносильно второму начальному условию $n(0) = n_0$. Для сравнения с формой инстантона (15) на рис. 4а также приведен график этой зависимости, значения параметров f , a , A_r , A_a подобраны так, чтобы графики получились сходными, при заданных t_m , p в (16), и при сдвиге по времени могли бы “совмещаться”, т.е. аппроксимировать друг друга на некотором интервале. На рис. 4б, 4в показаны примеры, как видоизменяется форма (16) при изменениях параметров t_m , p . Оба этих параметра влияют на положение максимума и на характерное время спада $n(t)$.

В окрестности максимума (сопоставляемого с временем главного события) и далее на некотором интервале спадающих ветвей зависимостей (15) и (16) графики получаются довольно близкие при соответствующем подборе параметров. Различия появляются на больших временах,

когда $n(t)$ в (16) убывает пропорционально $(t/t_m)^{-p}$ — по закону Омори–Утсу, а в (15) — экспоненциально, т.е. быстрее. Зависимость (16) содержит меньше параметров, чем (15). Из-за этого формы растущей и спадающей ветвей в (16) жестко связаны друг с другом. А для модельного инстантона (15) есть возможность варьировать поведение растущей и спадающей ветвей $n(t)$ отдельно, прежде всего за счет подбора параметров f , a .

СРАВНЕНИЕ МОДЕЛИ С РЕЗУЛЬТАТАМИ НАБЛЮДЕНИЙ

Выбор региона, где теоретическая модель увязывается с эмпирическими данными, исходит из следующего. На юге о. Сахалин (рис. 5) развернута сеть сейсмостанций ФИЦ ЕГС РАН. По данным этой локальной сети составлен каталог, включающий в себя параметры 21079 событий ($0.1 \leq M_w \leq 6.2$), которые зарегистрированы за период 2003–2023 гг. [Содержание ежегодников..., 2024]. На рис. 5 показано расположение эпицентров этих землетрясений, а также наиболее крупных разломов, согласно работе [Zelenin et al., 2022]. Сейсмическая активность на Сахалине сосредоточена главным образом в земной коре (10–30 км). Наиболее сильные землетрясения приурочены к Западно-Сахалинской, Центрально-Сахалинской разломным зонам и Восточно-Сахалинскому разлому.

С 2004 г. регистрируется примерно постоянный уровень сейсмической активности. Всплеск активности в 2007 г. обусловлен большим количеством афтершоков Невельского земле-

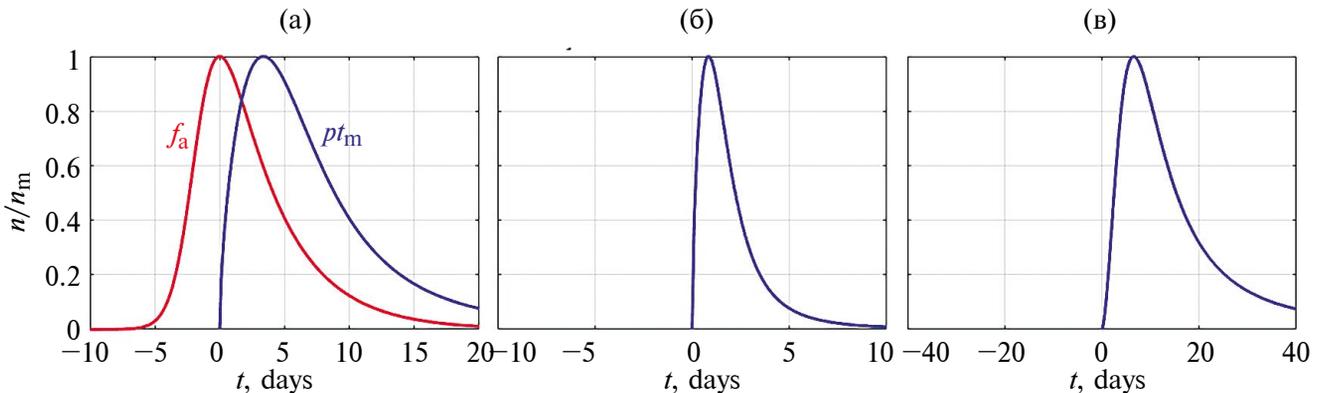


Рис. 4. Характерные зависимости от времени решений кинетического уравнения (19) с нормировкой на максимальное значение активности: (а) $p = 0.6$, $t_m = 8$; (б) $p = 0.6$, $t_m = 2$; (в) $p = 1.5$, $t_m = 8$. Графики на панели (а): маркер pt_m — решение (19), маркер f_a — сопоставляемая зависимость (15) с параметрами: $f = 0.72$, $a = 0.12$, $A_r = 1$, $A_a = 6$.

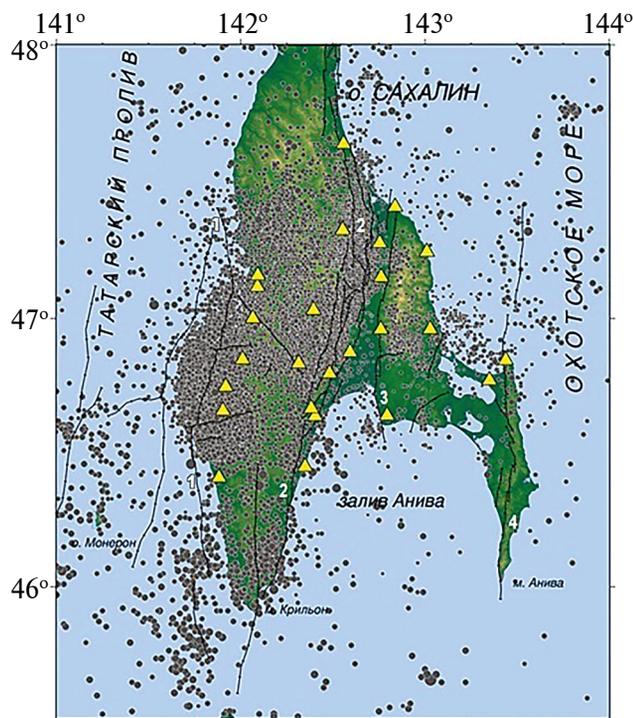


Рис. 5. Расположение сейсмостанций сети Сахалинского филиала ФИЦ ЕГС РАН и эпицентров землетрясений на территории южной части о. Сахалин за период 2003–2023 гг. Черными линиями показаны крупнейшие разломные зоны: 1 — Западно-Сахалинская, 2 — Центрально-Сахалинская, и региональные разломы: 3 — Сусунайский, 4 — Восточно-Сахалинский (Хоккайдо-Сахалинский), согласно работам [Воейкова и др., 2007; Zelenin et al., 2022].

трясения (2007.08.02, $M_w = 6.2$) [Tikhonov, Kim, 2010]. Представительным (статистически достоверным) диапазоном магнитуд можно считать $M_w \geq 2.0$, далее, при сопоставлении с инстантной моделью, рассматриваются события с такими магнитудами.

Для сравнения с сейсмологическими данными использовалось кинетическое уравнение (13) и его решение (15). Выбор инстантона с такой формой определялся тем, что он более универсален по сравнению с (16) и, благодаря наличию 4-х параметров f , a , A_r , A_a , позволяет моделировать с большей гибкостью различные случаи динамики форшоков и афтершоков.

Кроме того, имеет значение, что решения кинетического уравнения (19) оказались более чувствительными к изменениям параметров, чем уравнения (13).

При подборе параметров в качестве стартовых значений использовались $s = 2$, $f = a = 0.5$ 1/сут, $A_r = A_a = 1$. При таком стартовом выборе выражение (15) описывает снижение активности через двое суток после максимума в 9.5 раза. Для параметра n_0 бралось максимальное значение из эксперимента, параметр A_r задавался произвольно, а параметр A_a принимался равным $A_a = A_r f / a$ (см. пояснение к формуле (13) и рис.3). Далее методом перебора вариантов с быстрой визуализацией (используя возможности Matlab) подбирались значения f , a . Соответствие между модельной зависимостью с выбранными параметрами и эмпирическими данными контролировалось по коэффициенту детерминации R^2 [Айвазян, Мхитарян, 2001], который вычислялся в интервалах ± 10 или ± 20 суток. Если значения R^2 оказывались меньше 0.5 (минимально приемлемого уровня, согласно работе [Магнус и др., 2004]), продолжался подбор и уточнение параметров f , a .

Используемые для сравнения временные зависимости сейсмичности для обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) построены по данным каталога землетрясений южной части о. Сахалин [Содержание ежегодников..., 2024]. По этому каталогу для территории в пределах 44.5° – 50.5° с. ш., 141.5° – 143.5° в. д. (см. рис. 3) было отобрано 475 событий с $M_w \geq 3.5$, условно рассматриваемых как “сильные” — для применения методики ООСЗ для компактной зоны. Радиус окрестности сильного землетрясения задавался как десятикратный размер очага $L = 10 R$, определяемый, согласно работам [Соболев, 1993; Родкин, 2020], по формуле:

$$R[\text{км}] = 10^{0.5 M_w - 1.9}. \quad (20)$$

Круговая область с радиусом $10 R$ почти заведомо превышает зону сильного влияния главного события, но обеспечивает большую статистику; далее будем называть такие совокупности событий до и после главного землетрясения условными форшоками и афтершоками. Выборка ограничена событиями представительного диапазона магнитуд ($M_w \geq 2.0$).

На рис. 6 представлен результат построения ООСЗ для юга Сахалина с суточным распределением числа событий до и после совмещен-

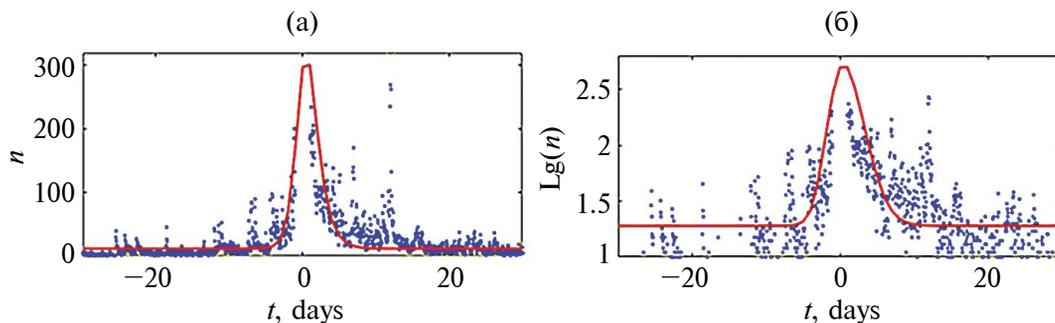


Рис. 6. Временная зависимость суточного числа форшоков и афтершоков в ООСЗ для каталога юга о. Сахалин и ее аппроксимация (сплошная линия) с помощью инстантонного решения (15) с параметрами (а) $f=0.4$, $a=0.4$, $n_m=300$, $A_f=A_a=1$; (б) — та же зависимость и ее аппроксимация в логарифмическом масштабе на интервале ± 10 суток от главного события.

ной даты главного события. Для построенной ООСЗ всего просуммировано 55412 событий, в интервал времени 30 сут до главного события попало 9705 событий, а в интервал 30 сут после него — 23479. На день главного события приходится 22228 событий (резкое возрастание), и на графике на рис. 6 не отображены данные об активности в этот “нулевой” день. При построении графика ООСЗ весь выбранный интервал времени был разбит на часовые интервалы, затем проводилось суммирование за час с привязкой к выбранному часу. Далее происходил сдвиг интервала на один час. Для наглядного отображения выбранный час переводился в часть суток, и на графиках на оси абсцисс отображались отсчеты в днях.

По графику на рис. 6 видно, что рост активности замедляется за 2–3 сут до главного события. Обратный закон Омори (нарастающая гиперболическая зависимость) в принципе не может описывать такое поведение. А решение кинетического уравнения (13), которое на рис. 6 показано сплошной линией и в аналитическом виде приведено в (15), описывает как резкое нарастание активности для ООСЗ перед главным событием, так и замедление роста $n(t)$ в последние несколько суток до “дня 0”. На интервале ± 10 сут от совмещенной даты главного события коэффициент детерминации эмпирической и теоретической зависимости $n(t)$, R^2 составляет 0.62, что превышает минимальное значение 0.5, при котором аппроксимация считается приемлемой [Айвазян, Мхитарян, 2001; Магнус и др., 2004]. Это свидетельствует об удовлетворительном соответствии графиков на рис. 6 для эмпирических данных и теоретической модели.

Стоит отметить, что приемлемую аппроксимацию зависимости активности в ООСЗ можно получить также с помощью уравнения (9) в случае $\beta=1$, если отдельно подбирать параметры для спадающей и нарастающей ветви.

Рассмотрим теперь соответствие временных зависимостей форшоков и афтершоков для наиболее сильных землетрясений в южной части о. Сахалин в период 2003–2023 гг.: Невельского землетрясения 02.08.2007, $M_w=6.2$ и Горнозаводского землетрясения 17.08.2006, $M_w=5.9$. Эмпирические временные зависимости сейсмической активности $n(t)$ строились для выборок событий, произошедших внутри круговых зон вокруг эпицентров Невельского и Горнозаводского землетрясений. Радиусы круговых зон выбирались как десятикратные размеры очагов $L=10R$, R определено выражением (20). Для Невельского землетрясения, согласно (20), радиус $R=17.8$ км, так что $L=178$ км. В пределах этой зоны в течение 200 сут (100 сут до и 100 после главного события) произошло 1331 событие с магнитудой выше 2, из них 125 — условные форшоки и 1139 — условные афтершоки, в нулевой день — 67 событий.

В интервал длиной 50 сут до главного события попадает 65 событий, а в интервал 50 сут после него — 995 событий, всего 1127 событий (вместе с 67 событиями нулевого дня). Таким образом, даже для одного события статистика позволяет повторить построения, подобные рис. 6. Аналогичная картина имеет место для Горнозаводского землетрясения, у которого радиус очага $R=11.2$ км и радиус круговой зоны выбран $L=112$ км. Внутри этой зоны за 100 сут до главного события было 32 события, за 100 сут

после него — 558, и в нулевой день — 94 (всего 684 события). А на интервал длиной ± 50 сут приходится 643 события, из них до дня главного события — 23, после — 526, а на день главного события — 94. Заметим, что в приведенных данных по выборке событий с $M_w \geq 2$ число условных афтершоков примерно на порядок превышает число условных форшоков (как и в случае ООСЗ, рис. 2). Такое соотношение типично. Но для всех событий из каталога имеет место нетипичное соотношение событий за 100 и 50 сут до и после рассматриваемых Невельского и Горнозаводского землетрясений: количество условных форшоков и афтершоков сравнимо. Это может объясняться худшей представительностью слабых событий, $M_w < 2$ в афтершоковых последовательностях.

На рис. 7 приведены сейсмическая активность до и после дня Невельского (график а) и Горнозаводского (график б) землетрясений. Сплошными линиями показаны теоретические зависимости, параметры которых подобраны для наилучшего сходства экспериментальными данными. На рис. 7 наглядно прослеживается приемлемое соответствие между модельной (теоретической) и эмпирической зависимостями $n(t)$ на кратковременных интервалах перед и после главных событий. Длительность таких интервалов составляет $\pm (10-12)$ сут в случае Невельского землетрясения и $\pm (8-10)$ сут в случае Горнозаводского землетрясения.

В заключение раздела поясним различие между графиками сейсмической активности на рис. 8 и на рис. 1, основанное на материалах

работ [Тихонов и др., 2008; Tikhonov, Kim, 2010]. Зависимости $n(t)$, представленные на рис. 7, подразумевают суточное число событий, причем в расчет приняты все события с магнитудой выше представительной из каталога, попадающие в выбранную круговую зону. В случае рис. 1 (по работам [Тихонов и др., 2008; Tikhonov, Kim, 2010]) под активностью понимается накопление числа событий за более продолжительное время (месяц, т.е. около 30 сут), причем рассматривались события с магнитудой выше пороговой, произошедшие на всей территории южной части о. Сахалин и прилегающего шельфа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модели прямого и обратного каскада Омори обычно принято описывать отдельно. Имеет место, однако, значительное сходство в их режимах при обращении знака времени, что указывает на перспективность их рассмотрения в рамках единой модели. В настоящей работе предложена одна из подобных моделей, названная инстантонной и предназначенная для описания временных зависимостей форшоков и афтершоков в первые несколько суток или недель до и после главного события. Модели инстантонов соответствует трактовка деформационных процессов в области вокруг готовящегося очага землетрясения как перехода между состояниями “до” и “после” главного события. На качественном уровне такая трактовка почти тривиальна. Но при количественном описании форшок—афтершоковых последовательностей как проявлений единого деформационного про-

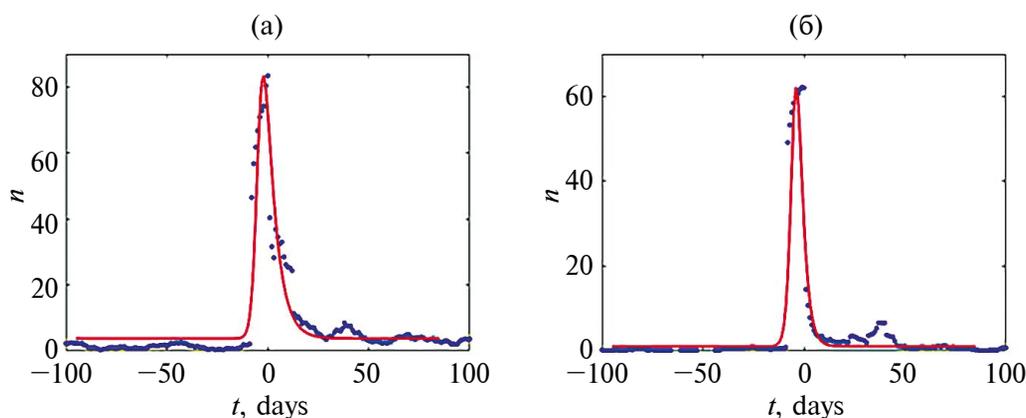


Рис. 7. Сейсмическая активность до и после землетрясений: (а) — Невельского, 02.08.2007 г., $M_w = 6.2$; (б) — Горнозаводского, 17.08.2006 г., $M_w = 5.9$ и их аппроксимации с помощью инстантонных решений (15). Параметры аппроксимации: $f = 0.4$, $a = 0.1$, $n_m = 87$, $A_f = A_a = 1$ (а); $f = 0.37$, $a = 0.19$, $n_m = 86$, $A_f = A_a = 1$ (б).

цесса в земной коре возникают математические затруднения. Выше было показано на примере Сахалина, что инстантонная модель позволяет преодолеть такие проблемы.

Рассмотрим сходные черты и различия моделей форшоков—афтершоковых последовательностей: инстантонов и эмпирических зависимостей, обычно описываемых прямым и обратным законом Омори. Графики на рис. 6, рис. 7 показывают, что инстантонная модель визуально сглаживает различия профилей временных зависимостей форшоков и афтершоков. Это происходит благодаря тому, что в первые несколько суток числа событий с $M_w \geq 2$, произошедших до и после главного события, сопоставимы. И только на интервалах ± 50 сут и длиннее афтершоков становится значительно больше, чем форшоков.

Инстантонная модель описывает непрерывное, без физически неоправданной расходимости, изменение сейсмической активности вблизи максимального значения (увязанного с временем главного события). Для афтершоков этот результат хорошо известен [Zavyalov et al., 2020; 2022], он может быть получен при “лагранжевом” подходе к описанию процесса затухания афтершоков [Faraoni, 2020]. Уже неоднократно отмечалось, что из упрощенного кинетического уравнения $dn/dt = -\sigma n^\alpha$ (упрощение по сравнению с записями (4), (5), взятыми со знаком “минус”) вытекает зависимость по Омори—Утсу

$$n(t) = n_m / (1 + Bt)^p, \quad (21)$$

где n_m — максимальное значение активности при $t = 0$, $p = 1/(\alpha - 1)$, $B = \sigma (\alpha - 1) n_m^{\alpha - 1}$, и эта зависимость описывает квазиплато на малых временах после главного события. Различие между зависимостями $n(t)$ для инстантонной модели и для (21) заключается лишь в деталях, в частности, в длительности переходного участка от “плато” к быстрому спаду.

Для стадии форшоков инстантонная модель описывает зависимость, радикально отличную от обратного закона Омори $n(t) \sim 1/(c - t)^p$, $t < c$. Действительно, нарастающая степенная зависимость $n(t)$, характерная для режима с обострением [Малинецкий, Потапов, 2002] и определяемая уравнением $dn/dt = \sigma n^\alpha$ [Varnes, 1989; Voight, 1989], исключает наличие точки

перегиба и участка плато. Но так как сингулярность $n(t)$ физически нереализуема, то модель режима с обострением (как и вышеупомянутая модель СРП) теряет применимость незадолго до главного события. В инстантонной модели конечность $n(t)$ получается автоматически при решении кинетического уравнения типа (13). Эта модель может объяснить некоторые случаи, когда отмечался “дефицит” форшоков по сравнению с обратным законом Омори. Такой эффект намечается, например, при построении обобщенной окрестности сильного события (см., например, рис. 2, левая панель).

В работах [Тихонов и др., 2017; Malyshev, Tikhonov, 2007] для землетрясений в Сахалин-Курильском регионе предложено использовать десятикратное возрастание активности как прогнозный признак (при условии, что эмпирические последовательности соответствуют решениям уравнения (5) или уравнения Фойгта—Варнса). Модельную зависимость (15), т.е. инстантон, также можно использовать для той же цели — выделения возможного предвестника по сейсмическим данным. Но при этом изменится способ вычисления интервала времени до момента возрастания $n(t)$ в 10 раз по сравнению с началом интервала, на котором установлена аппроксимация наблюдаемой последовательности событий. Осознавая определенную условность требуемого увеличения интенсивности в 10 раз, но имея в виду примеры весьма точного прогноза времени события по методу [Тихонов и др., 2008; Tikhonov, Kim, 2010], можно предложить альтернативу этому подходу в рамках инстантонной модели. Возможен следующий метод оценки t_{10} . В качестве исходных данных для оценочного расчета можно выбрать несколько точек эмпирической зависимости активности в начале интервала, $t = -t_i$, с заданным шагом по времени τ : $n_0 = n(-t_i)$, $n_1 = n(-t_i + \tau)$, $n_2 = n(-t_i + 2\tau)$. Принимая в выражении (15) для упрощения $A_f = A_a$ и учитывая, что момент $t = 0$ близок к моменту максимума, получим систему алгебраических уравнений:

$$\begin{aligned} n_0 &= n_m / (e^{-ft_i} + e^{at_i})^2, \\ n_k &= n_m / (e^{-ft_i + k\tau} + e^{at_i - kat})^2, k = 1, 2, \dots, \\ 10n_i &= n_m / (e^{-ft_{10}} + e^{at_{10}})^2. \end{aligned} \quad (22)$$

При численном решении системы (22) можно найти значения параметров f , a и определить, существует ли решение для t_{10} , т.е. может ли реализоваться десятикратное возрастание активности, по сравнению со значением $n_0 = n(-t_i)$. В случае, когда решение для времени t_{10} существует, для ориентировочной оценки можно использовать следующее выражение:

$$t_{10} = \tau \ln 10 / \ln(n_1/n_0), \quad (23)$$

которое может быть получено из (15) для случая, когда в начальный момент времени, t_i , выполняется соотношение $\exp(ft_i) \gg \exp(-at_i)$, т.е. начало аппроксимированного интервала далеко до максимума $n(t)$.

Завершая обсуждение новой модели, стоит упомянуть возможности ее дальнейшего развития и применения. Модель инстантона, описываемая уравнением (15), допускает последующее обобщение, при котором значения параметров n_0 , f , a задаются различными на разных интервалах времени, например, до и после главного события. Это позволяет описать случаи, когда имеет место скачок активности в момент главного события, при переходе от форшоков к афтершокам. Такой скачок довольно типичен для землетрясений, в отличие от случаев разрушения при условиях близких к нормальным (в частности, при лабораторных исследованиях АЭ [Rodkin et al., 2021]). Вместе с тем для приповерхностных землетрясений, к которым относятся выше рассмотренные Невельское 02.08.2007 г. и Горнозаводское 15.07.2006 г. события, скачок обычно не проявляется, или его сложно зарегистрировать из-за перегрузки систем регистрации и вынужденного пропуска афтершоков в первые десятки или сотни секунд после главного события. Возникновение скачка, по всей видимости, связано с более сложным физическим механизмом реализации обычных землетрясений, важной роли при этом глубинного флюида и фазовых превращений. Этот вопрос, очевидно, требует дальнейших исследований. Для анализа существования такого скачка может быть полезным модельное выражение (15) или его обобщение.

Заметим также, что модель инстантона в форме (16) представляется перспективной и для описания форшок—афтершоковых последовательностей на более длинных интервалах

времени, чем рассмотренные в данной работе (поскольку при $t \rightarrow \infty$ эта модель переходит в закон Омори—Утсу). Для адаптации этой модели к описанию форшоков необходимо введение в нее дополнительных параметров, а также сравнение с экспериментальными данными для наиболее сильных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование кинетических нелинейных уравнений, имеющих инстантонные решения, для моделирования потока сейсмических событий перед и после главного удара позволяет унифицировать описание форшоковых и афтершоковых последовательностей. Эти уравнения описывают временные зависимости, которые согласуются с наблюдаемыми форшок—афтершоковыми последовательностями в интервале длиной до 10 суток до и после главного события. С общезначимой точки зрения непрерывные временные зависимости сейсмической активности с максимумом в момент главного события могут быть интерпретированы как то, что в зонах, существенно превышающих радиус очага, в среде реализуется процесс релаксации накопленной энергии. Инстантонное описание обобщает естественным образом модель саморазвивающихся процессов (СРП), в рамках которой была выделена стадия взрывного роста числа форшоков перед главным событием, имеющая значение как один из прогнозных признаков. Инстантонная модель для описания форшок—афтершоковых последовательностей имеет более узкий диапазон применимости (вблизи главного события) по сравнению с прямым и обратным законом Омори, она является скорее уточнением, но не альтернативой этим классическим результатам. Тем не менее эта модель, в особенности ее вариант, представленный выражением (16), имеет принципиальную теоретическую и методологическую значимость. Она подтверждает возможность “сквозного” описания сейсмической активности в окрестности сильного землетрясения, отражающего непрерывный во времени деформационный процесс.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИТПЗ РАН и ИМГиГ ДВО РАН, тема FWWM-2024-0001.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность И. А. Воробьевой за важные рекомендации по работе.

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-rg.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айвазян С.А., Мхитарян В.С.* Прикладная статистика. Основы эконометрики (в 2-х т.). М.: Юнити-Дана. 2001. 1088 с.
- Вайнштейн А.И., Захаров В.И., Новиков В.А., Шифман М.А.* Инстантонная азбука // УФН. 1982. Т. 136. № 4. С. 553–591.
- Войкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И.* Неотектоника и активные разломы Сахалина. М.: Наука. 2007. 187 с.
- Гольдин С.В.* Физика “живой” Земли. Проблемы геофизики XXI века / Николаев А. В. (отв. ред.). М.: Наука. 2003. С. 17–36.
- Гульельми А.В., Завьялов А.Д., Зотов О.Д., Клайн Б.И.* Неполные симметричные триады тектонических землетрясений. Тезисы докладов 6-й Всероссийской тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН. 2024. С. 49.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- Магнус Я.Р., Катышев П.К., Пересецкий А.А.* Эконометрика. Начальный курс. М.: Дело. 2004. 576 с.
- Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б.* Современные проблемы нелинейной динамики (2-е изд., испр. и доп). М.: Эдиториал УРСС. 2002. 358 с.
- Мальшев А.И., Тихонов И.Н.* Закономерности динамики форшок-афтершоковых последовательностей в районе Южных Курильских островов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 1. С. 134–138.
- Мальшев А.И., Тихонов И.Н.* Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика земли. 2007. № 6. С. 37–51.
- Родкин М.В.* Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 1–12.
- Родкин М.В.* Типовая фор- и афтершоковая аномалия — эмпирика, интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 64–76.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 312 с.
- Содержание ежегодников — “Землетрясения России” (gsras.ru) URL: <http://www.gsras.ru/zr/contents.html> (дата обращения 10.09.2024).
- Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спирин А.И.* Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 3–17.
- Тихонов И.Н., Михайлов В.И., Мальшев А.И.* Моделирование последовательностей землетрясений юга Сахалина, предвещающих сильные толчки, с целью краткосрочного прогноза времени их возникновения // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 1. С. 5–14
- Faraoni V.* Lagrangian formulation of Omori’s law and analogy with the cosmic Big Rip. // Eur. Phys. J. C. 2020. V. 80. № 5. P. 445–450.
<https://doi.org/10.1140/epjc/s10052-020-8019-2>
- Malyshev A.I., Tikhonov I.N.* Nonlinear regular features in the development of the seismic process in time // Izv. Physics of the Solid Earth. 2007. V. 43. № 6. P. 476–489.
- Rodkin M.V., Tikhonov I.N.* The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake // Physics and Chemistry of the Earth. 2016. V. 95. P. 73–84.
- Rodkin M., Patonin A., Shikhova N., Ponomarev A., Smirnov V.* Comparison of fore- and aftershock activity in the generalized vicinity of large earthquakes, rock bursts and acoustic emission events: 7th General Assembly (GA) of the European Seismological Commission, 19–24 September 2021. Session 21: Physics of earthquake preparation process: from laboratory experiments to earthquake forecast. № 493.
- Tikhonov I.N., Kim Ch.U.* Confirmed prediction of the 2 August 2007 M_w 6.2 Nevelsk earthquake (Sakhalin Island, Russia) // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 85–93.
- Utsu T.* A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Mag. 1961. V. 30. P. 521–605.
- Varnes D.J.* Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity // Pure and Applied Geophysics. 1989. V. 130(4). P. 661–686.
<https://doi.org/10.1007/bf00881603>
- Voight B.* A relation to describe rate-dependent material failure // Science. 1989. V. 243. № 4888. P. 200–203.
<https://doi.org/10.1126/science.243.4888.200>
- Zavyalov A.D., Guglielmi A.V., Zotov O.D.* Three problems in aftershock physics // J. Volcanol. Seismol. 2020. V. 14. P. 341–352.
<https://doi.org/10.1134/S0742046320050073>
- Zavyalov A., Zotov O., Guglielmi A., Klain B.* On the Omori Law in the Physics of Earthquakes // Appl. Sci. 2022. V. 12. P. 9965–9982.
<https://doi.org/10.3390/app12199965>
- 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. P. 4489–4503.

Instanton Representation of Foreshock—Aftershock Sequences

L. M. Bogomolov^{a,*}, M. V. Rodkin^{a,b,**}, and V. N. Sychev^a

^a*Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

^b*Institute of earthquake prediction theory and mathematical geophysics, RAS, Moscow, Russia*

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

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

Received October 14, 2024; revised December 1, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — Descriptions of the processes of foreshock and aftershock activations are of great significance in seismology, both for practical and theoretical reasons. An analogy of mathematical expressions describing the origin of the direct and inverse Omori—Utsu laws has been established empirically. Investigations of the generalized vicinity of a large earthquake (GVLE) have revealed an even closer analogy between the properties of foreshocks and aftershocks. This similarity also applies to the characteristics of the activation process, in particular, anomalous changes in the slope of the repeatability plot. It is proposed in this paper to use kinetic equations for the unifying model of the entire foreshock-aftershock process, the equations having solutions in the form of dependencies with explicit maxima, localized in time and called instantons (by analogy with solitons—localized waves). A clear pattern of an instanton solution is a plot of the time derivative of the logistic dependence describing the transition process. The speed of such a process first increases significantly, reaches a maximum, and then asymptotically decreases to zero.

The aim of the work is to demonstrate the efficiency of using the instanton model, which generalizes the model of self-developing processes (SDP), but does not provide for the development of physically unrealistic singularity which is a pattern usually simulating an explosive growth in the number of foreshocks and aftershocks in the vicinity of the main event. A comparison of the new model with empirical data is performed by the example of earthquakes in the southern part of Sakhalin Island in 2003–2023. This zone is the most equipped with facilities for seismic events registration. The satisfactory correspondence between theoretical and empirical temporal dependences is shown both for the GVLE built for the territory within (44.5°–50.5° N., 141.5°–143.5° E.) and for individual strong earthquakes on Sakhalin.

Keywords: Foreshocks, aftershocks, generalized vicinity of a large earthquake, activation, mathematical model, kinetic equation, instanton, southern part of Sakhalin Island

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 2025 г. Ю. Ф. Копничев^{1,*}, И. Н. Соколова^{2,**}

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Обнинск, Россия

*E-mail: yufk777@mail.ru

**E-mail: sokolovain@gsras.ru

Поступила в редакцию 16.10.2024 г.

После доработки 29.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности в районе Южной Камчатки. Исследованы характеристики облака афтершоков сильного землетрясения 17.08.2024 г. ($M_w = 7.0$). Показано, что в районе Южной Камчатки сформировались кольцевые структуры сейсмичности в трех диапазонах глубин: 0–33, 34–70 и 71–110 км. Как и в других зонах субдукции, структуры характеризуются пороговыми значениями магнитуд (соответственно M_{p1} , M_{p2} и M_{p3}), а также длинами больших осей ($L1$, $L2$ и $L3$). Эпицентры землетрясения 17.08.2024 г. и его наиболее сильных афтершоков попадают на выделенную здесь неглубокую кольцевую структуру ($M_{p1} = 5.3$), что подтверждает предположение о подготовке в районе Южной Камчатки сильного землетрясения.

Ранее были построены корреляционные зависимости параметров M_{p1} и M_{p2} от магнитуд M_w сильных землетрясений для запада Тихого океана (в диапазоне $M_w = 7.0–9.0$). Используя эти зависимости, мы оценили магнитуду возможного здесь сильнейшего события: $M_w = 8.6 \pm 0.2$. Обсуждаются причины формирования кольцевых структур сейсмичности на разных глубинах в зонах субдукции.

Ключевые слова: литосфера, кольцевые структуры сейсмичности, сильные землетрясения, глубинные флюиды.

DOI: 10.31857/S0002333725020055, EDN: DLIRYS

ВВЕДЕНИЕ

В последние 15 лет установлено, что перед многими сильными и сильнейшими неглубокими землетрясениями ($M_w \geq 7.0$, $h \lesssim 40$ км) в литосфере зон субдукции выделяются области повышенного содержания флюидов. Такие области характеризуются относительно высоким поглощением короткопериодных поперечных волн, а также формированием кольцевых структур сейсмичности [Копничев, Соколова, 2011а; 2011б; 2015; 2018; 2021; 2022; 2023; 2024а]. Следует отметить, что подобные структуры ранее были выделены в земной коре некоторых континентальных районов [Соболев, 1993]. В работах

авторов было установлено, что такие структуры часто формируются перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции. Длительность формирования указанных структур в подавляющем большинстве случаев не превышает 50 лет, в среднем она близка к 25–30 годам [Копничев, Соколова, 2011а; 2015; 2018]. Существенно, что полученные данные могут быть использованы для определения мест и оценки магнитуд готовящихся сильных землетрясений, а также, возможно, для их среднесрочного прогноза. Примеры успешного прогноза мест и магнитуд Симеоновского землетрясения 22.07.2020 г. ($M_w = 7.8$), а также Чигникского землетрясения 29.07.2021 г. ($M_w = 8.2$) по пара-

метрам кольцевых структур в районе Юго-Западной Аляски приведены в работах [Копничев, Соколова, 2021; 2022]. В настоящей статье с этой целью рассматриваются некоторые элементы сейсмичности в районе Южной Камчатки.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В районе Курило-Камчатской дуги Тихоокеанская плита погружается под Североамериканскую со скоростью $\sim 7\text{--}8$ см/год. В работе [Bürgmann et al., 2005] приведены данные о результатах анализа скоростей деформации в районах Северных Курил и Камчатки, полученных методом GPS. Из нее следует, что на самом севере Курил наблюдаются высокие скорости скольжения океанической плиты. В то же время в районе Южной Камчатки (примерно до 54.5°N) скорости скольжения резко падают — это соответствует существованию “зацепов” (*asperities*), на которых происходит накопление деформаций.

В районе между 50° и 55°N , начиная с 1900 г., произошло 3 сильнейших неглубоких землетрясения с $M_w \geq 8.0$ (табл. 1, рис. 1) [Engdahl, Villasenor, 2002]. Великое Камчатское землетрясение 04.11.1952 г. ($M_w = 9.0$) было третьим по силе сейсмическим событием XX века, практически равным по магнитуде Суматра-Андаманскому землетрясению 26.12.2004 г. и Великому землетрясению Тохоку 11.03.2011 г. Очаг этого события имел размеры около 600 км, он породил цунами, распространившееся по всему Тихому океану. Следует также отметить сильное землетрясение 17.05.1841 г. с $M \sim 8.4$, произошедшее в районе Южной Камчатки (рис. 1). По данным работы [Федотов и др., 2007], средний период повторяемости событий с $M \geq 7.7$ в районе Курило-Камчатской дуги составляет 140 ± 60 лет. После 1959 г. в районе Южной Камчатки не зарегистрировано событий с $M_w > 7.8$, в то время как в районах Южных и Центральных Курил в 1963–2007 гг. произошло 5 землетрясений с $M_w > 8.0$.

Ранее [Копничев, Соколова, 2024б] были исследованы неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Северных Курил и Камчатки. Использовался метод, основанный на анализе отноше-

Таблица 1. Сильнейшие землетрясения в районе Южной Камчатки (в области $50^\circ\text{--}55^\circ\text{N}$, с начала XX-го века)

Дата	$\varphi^\circ\text{N}$	$\lambda^\circ\text{E}$	h , км	M_w
03.02.1923	53.85	160.76	35	8.5
04.11.1952	52.75	159.50	—	9.0
04.05.1959	53.37	159.66	35	8.0
05.12.1997	54.80	162.00	37	7.8

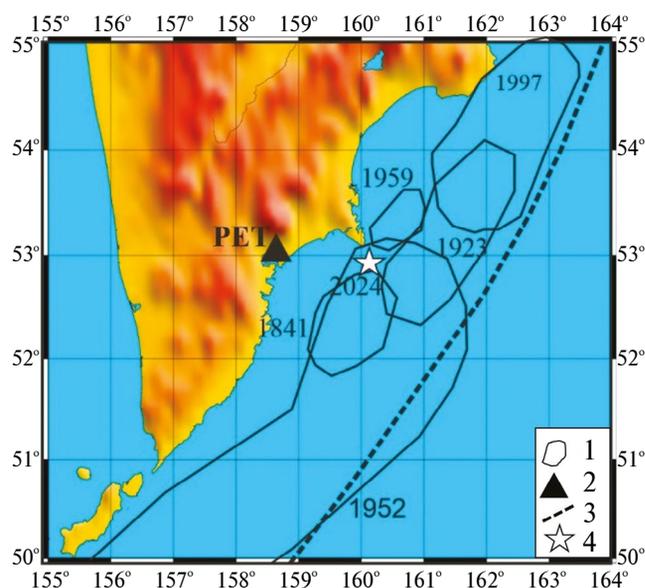


Рис. 1. Карта района исследований: 1 — очаговые зоны сильных и сильнейших землетрясений ($M_w = 7.8\text{--}9.0$); 2 — сейсмическая станция; 3 — глубоководный желоб; 4 — эпицентр Шипунского землетрясения 17.08.2024 г.

ния максимальных амплитуд в группах S_n и P_n (параметра S_n/P_n). Обработывались данные, полученные сейсмическими станциями Петропавловск (PET) и Крутоберегово (КГВ). Указанные станции расположены соответственно вблизи города Петропавловск-Камчатский (рис. 1) и около широты 56°N . Показано, что поглощение S -волн гораздо выше в районах Южной и Центральной Камчатки по сравнению с районами Центральных и Северных Курил. Установлено, что аномально высокое поглощение S -волн наблюдается в области, ограниченной координатами 52°N и 54°N . Ниже рассматриваются некоторые характеристики кольцевых структур сейсмичности в указанной области Камчатки.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использовались каталоги NEIC Геологической службы США (за период 01.01.1973–01.10.2024 гг.) [USGS, 2024]. Мы рассматривали характеристики сейсмичности в области Южной Камчатки, ограниченной координатами 52.5° – 54° N и 159° – 162° E.

Методика выделения кольцевых структур подробно описана в работах [Копничев, Соколова, 2015; 2018]. Здесь мы только заметим, что обычно изучаются характеристики сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км. Выбор величины 33 км в качестве нижней границы первого диапазона отчасти связан с тем, что нередко она приписывается коровым землетрясениям, для которых глубины гипоцентров оцениваются с довольно большой погрешностью. В то же время для более глубоких событий этот параметр может определяться точнее благодаря анализу фаз *sP* и *pS*. По нашему мнению, разделение сейсмичности на два указанных диапазона может также оправдываться довольно большой мощностью соответствующих слоев литосферы.

В каждом диапазоне находятся наибольшие пороговые значения магнитуд (соответственно $M_{п1}$ и $M_{п2}$), для которых выделяются кольцевые структуры. Помимо пороговых значений магнитуд, структуры характеризуются также длинами больших осей (соответственно $L1$ и $L2$). Кроме того, в некоторых случаях (в первую очередь для достаточно высоких значений $M_{п1}$ и $M_{п2}$) рассматриваются характеристики сейсмичности на глубинах 71–110 км [Копничев, Соколова, 2023]. В этом диапазоне глубин кольцевые структуры характеризуются соответственно параметрами $M_{п3}$ и $L3$.

Отметим, что для неглубоких событий величины $M_{п1}$ всегда на 2–3 единицы меньше величин M_w соответствующих сильных землетрясений. В случае, когда на основании анализа сейсмичности могут быть выделены две кольцевые структуры с одинаковыми значениями $M_{п1}$ или $M_{п2}$, выбирается кольцо с большей величиной L или с большим количеством точек, по которым оно прослеживается.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Рассмотрим некоторые характеристики сейсмичности в области, расположенной к востоку

и северо-востоку от г. Петропавловск-Камчатский (между 52.5° и 54.0° N), где не было достаточно сильных землетрясений после 1959 г. Мы разобьем эти данные на две группы по времени: до довольно сильного Шипунского землетрясения 17.08.2024 г. ($M_w = 7.0$, $h = 29$ км) и начиная с этой даты. На рис. 2 показаны элементы сейсмичности в диапазоне глубин 0–33 км, проявившиеся в первой группе. Видно, что здесь образовалась крупная кольцевая структура ($M_{п1} = 5.3$, $L1 \sim 140$ км), ориентированная в направлении на северо–северо-восток. Структура сформировалась в 1973–2020 гг., наибольшая магнитуда ($M = 6.0$) соответствует землетрясению 1973 г. Из рис. 3 следует, что наблюдается значительное увеличение суммарной сейсмической энергии в 1973–1990 гг. и 2016–2020 гг.

На рис. 4 представлены данные о сейсмичности в диапазоне глубин 34–70 км (в первой группе событий). В данном случае в 1980–2023 гг. образовалась небольшая кольцевая структура ($M_{п2} = 5.2$, $L2 \sim 45$ км), вытянутая в северо-восточном направлении. Наибольшая магнитуда ($M = 5.5$) соответствует землетрясению 2010 г. На востоке кольцо сейсмичности на широте $\sim 53.3^{\circ}$ N почти соприкасается с кольцом, сформировавшимся в диапазоне глубин 0–33 км.

На рис. 5 показаны элементы сейсмичности в рассматриваемом районе, проявившиеся

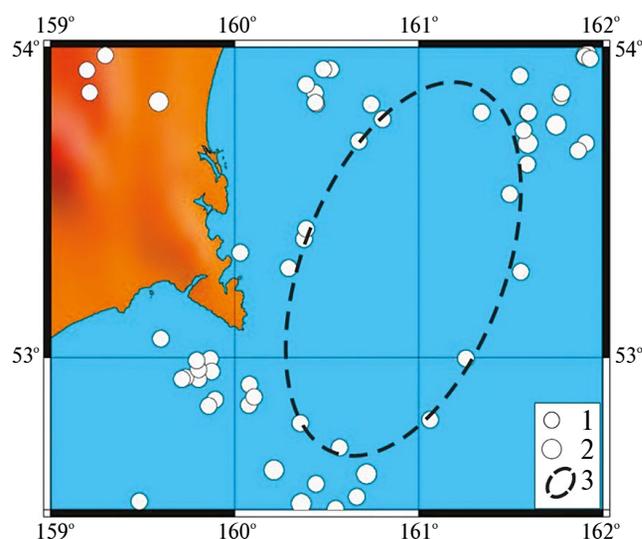


Рис. 2. Элементы сейсмичности на глубинах 0–33 км в области между 52.5° и 54° N (в первой группе событий). Магнитуды событий: 1 — $M = 5.3$ – 5.9 ; 2 — $M = 6.0$ – 6.9 ; 3 — кольцевая структура.

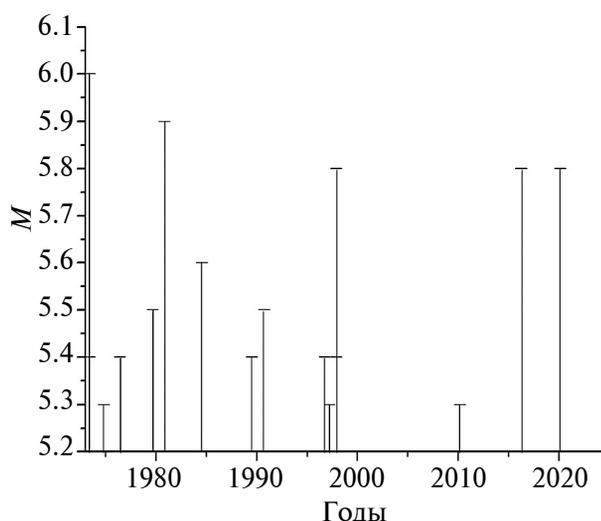


Рис. 3. Зависимость магнитуд землетрясений от времени в области кольцевой структуры на рис. 2.

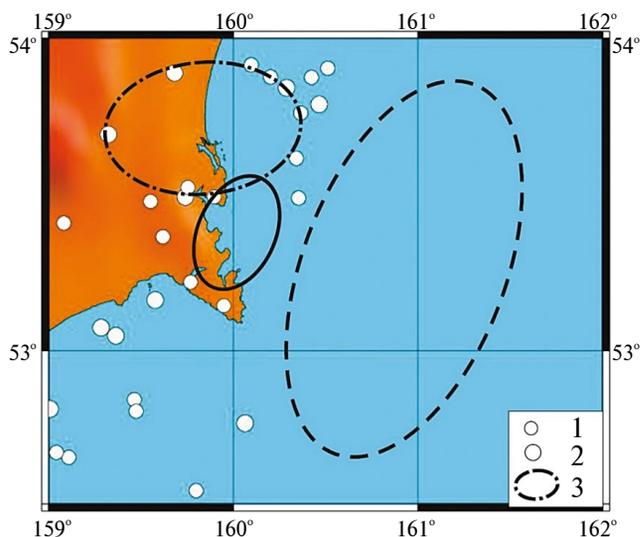


Рис. 5. Элементы сейсмичности на глубинах 71–110 км в области между 52.5° и 54° N. Магнитуды событий: 1 — $M = 4.6–4.9$; 2 — $M = 5.0–5.9$; 3 — кольцевая структура на глубинах 71–110 км. Остальные обозначения — на рис. 2 и рис. 4.

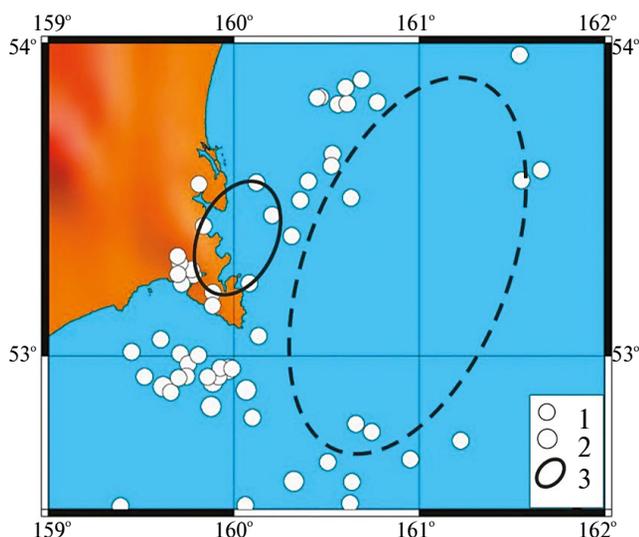


Рис. 4. Элементы сейсмичности на глубинах 34–70 км в области между 52.5° и 54° N. Магнитуды событий: 1 — $M = 5.2–5.9$; 2 — $M = 6.0–6.9$; 3 — глубокая кольцевая структура. Остальные обозначения — на рис. 2.

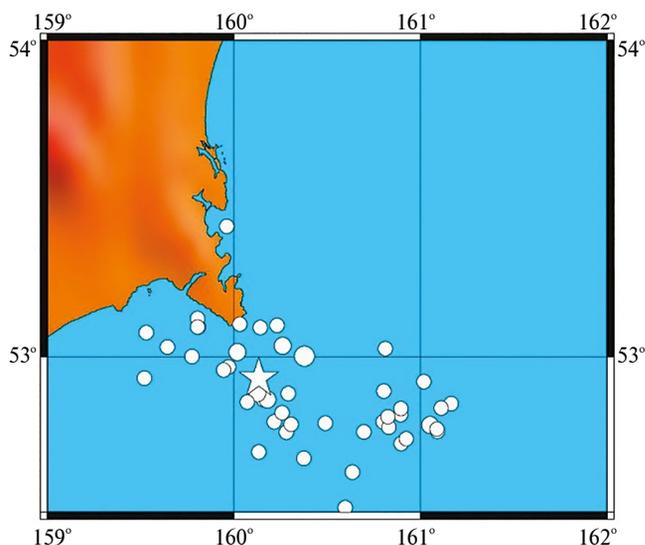


Рис. 6. Облако афтершоков Шипунского землетрясения 17.08.2024 до 01.10.2024 гг. ($M \geq 4.1$). Звездочка — эпицентр этого события.

в диапазоне глубин 71–110 км (в первой группе событий). В данном случае образовалась кольцевая структура с $M_{п3} = 4.6$ и $L_3 \sim 70$ км, вытянутая в субширотном направлении.

На рис. 6 представлено облако афтершоков Шипунского землетрясения размером ~ 110 км, простирающееся в запад–северо-западном направлении. Использована информация о параметрах афтершоков из каталога NEIC Геологической службы США [USGS, 2024]. Глубины собы-

тий варьируются в диапазоне 14–72 км (рис. 7). Большинство афтершоков ($\sim 59\%$) расположено на глубинах 20–40 км, вместе с тем значительное количество ($\sim 37\%$) — в диапазоне 40–72 км. Важно отметить, что эпицентры этого события и его сильнейших афтершоков ($M = 5.3–6.0$) попадают на неглубокую кольцевую структуру, сформировавшуюся до 17.08.2024 г. (рис. 8). Здесь мы учитываем особенности разрабо-

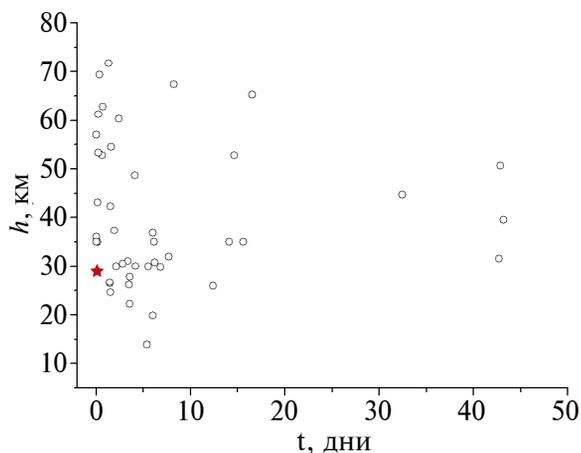


Рис. 7. Глубины афтершоков Шипунского землетрясения с $M \geq 4.1$ во времени (с 17.08 по 30.09 2024 г.). Звездочка — главное событие.

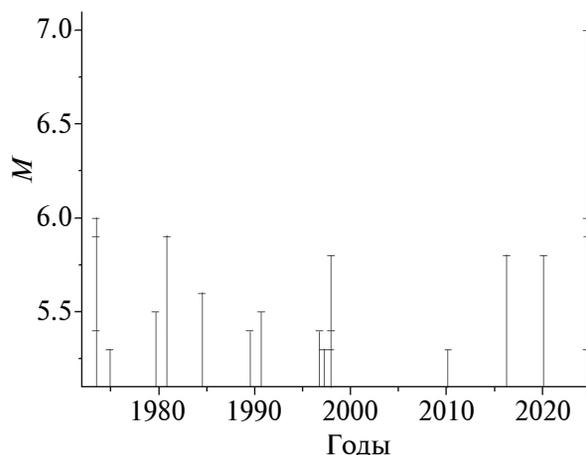


Рис. 9. Зависимость магнитуд землетрясений от времени в области кольцевой структуры на рис. 8.

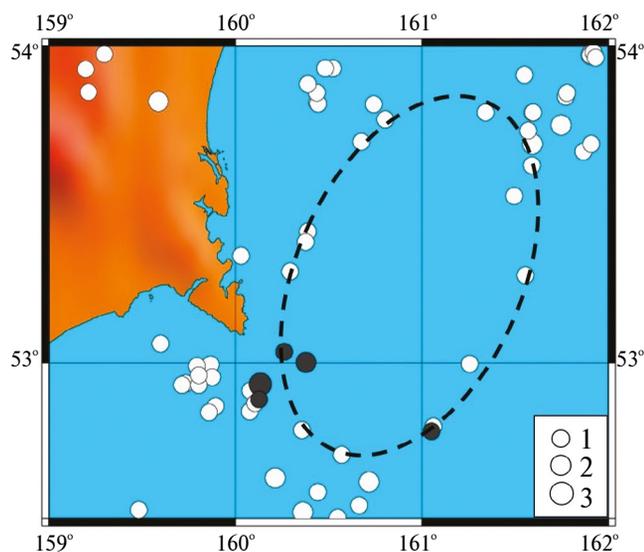


Рис. 8. Неглубокая кольцевая структура, сформировавшаяся после Шипунского землетрясения 17.08.2024 г. (с учетом первой (белые кружки) и второй групп событий (залитые кружки)). Градации M : 1 — 5.3–5.9; 2 — 6.0–6.9; 3 — 7.0.

танной ранее методики выделения кольцевых структур, согласно которой структура считается сформированной, если ее ширина не превышает $1/4$ длины малой оси соответствующего эллипса [Копничев, Соколова, 2018].

Интересно, что при учете второй группы событий кольца сейсмичности на глубинах 34–70 и 71–110 км после Шипунского землетрясения не изменились.

Рис. 9 иллюстрирует зависимость магнитуд неглубоких событий в области кольцевой

структуры с учетом Шипунского землетрясения и его сильнейших афтершоков (до 01.10.2024 г.). Наблюдается резкий рост суммарной энергии событий в 2016–2024 гг.

ОЦЕНКИ МАГНИТУДЫ, ПОЛОЖЕНИЯ ЭПИЦЕНТРА И ГЛУБИНЫ ГИПОЦЕНТРА ВОЗМОЖНОГО СИЛЬНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПО ПАРАМЕТРАМ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР

Для оценки магнитуды мы использовали корреляционные зависимости пороговых значений магнитуд от энергии главных событий, полученные в работе [Копничев, Соколова, 2018] для зон субдукции на западе Тихого океана:

$$M_{п1} = -1.88 + 0.85 M_w, r = 0.89, \quad (1)$$

$$M_{п2} = -0.95 + 0.70 M_w, r = 0.94, \quad (2)$$

где r — коэффициент корреляции.

Из выражений (1) и (2), подставляя значения $M_{п1}$ и $M_{п2}$, находим прогнозную величину магнитуды возможного сильного землетрясения: $M_w = 8.6 \pm 0.2$. Конечно, полученную оценку следует рассматривать лишь в качестве первого приближения.

Из публикаций [Копничев, Соколова, 2011а; 2015; 2022] следует, что во многих случаях эпицентры прогнозируемых сильных землетрясений находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения колец сейсмичности,

формируемых на глубинах 0–33 и 34–70 км. Отсюда следует, что можно ожидать положения эпицентра землетрясения с M_w более 8 на широтах поблизости от 53.5°–53.6° N.

В работе [Копничев, Соколова, 2023] показано, что пороговые значения магнитуд для колец сейсмичности существенно различаются в зависимости от глубин гипоцентров сильных землетрясений, перед которыми они формируются (при прочих равных условиях). В табл. 2 указаны области вариации величин разностей $M_{п1}-M_{п3}$ и $M_{п2}-M_{п3}$, соответствующих кольцевым структурам на западе Тихого океана для диапазонов глубин гипоцентров 10–40 и 42–110 км. Видно, что указанные величины для колец сейсмичности в области между 52.5° и 54° N заведомо попадают в интервалы, соответствующие неглубоким сильным землетрясениям.

Таблица 2. Прогнозные величины $M_{п1}-M_{п3}$ и $M_{п2}-M_{п3}$ для рассматриваемой области в районе Камчатки относительно разброса данных для запада Тихого океана

Параметр	Неглубокие события	Глубокие события	Камчатка (прогноз)
$M_{п1}-M_{п3}$	0.3–1.5	-0.3...0.5	0.7
$M_{п2}-M_{п3}$	0.3–1.0	-0.2...0.4	0.6

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Камчатки, так же, как и во многих других зонах субдукции, формируются кольцевые структуры сейсмичности в трех диапазонах глубин. Эпицентры большинства неглубоких сильных землетрясений находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения кольцевых структур на глубинах 0–33 и 34–70 км. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что мелкие кольца оконтуривают жесткие блоки литосферы, а глубокие — относительно мало вязкие блоки, в которых, помимо твердой фазы, присутствует заметная доля флюидов [Копничев, Соколова, 2010; 2011б]. На границах обоих типов блоков происходит подъем глубинных флюидов, о чем свидетельствует достаточно высокая сейсмичность по отношению к внутренним частям блоков (как показано в работах [Husen, Kissling, 2001; Копничев и др., 2009; Копничев, Соко-

лова, 2018; Yamazaki, Seno, 2003; Ogawa, Neki, 2007], подъем глубинных флюидов в литосфере сейсмоактивных районов происходит в первую очередь в результате землетрясений). В областях пересечения или наибольшего сближения мелких и глубоких колец сейсмичности достигается наибольшая мощность двухфазного слоя. В случае, если флюиды формируют связную сеть, на кровле такого слоя наблюдается концентрация напряжений, причем уровень избыточных напряжений пропорционален мощности слоя [Каракин, Лобковский, 1982; Gold, Soter, 1984/1985]. Концентрация напряжений и может приводить к подвижке при сильном землетрясении. В этой связи заметим, что в рассматриваемом районе все три кольцевые структуры сближаются в небольшой области, что может свидетельствовать о еще большей толщине двухфазного слоя по сравнению со случаем возможного пересечения двух колец сейсмичности на глубинах до 70 км. Кроме того, значительное количество глубоких афтершоков Шипунского землетрясения (рис. 7), которые произошли за короткий отрезок времени и связаны с миграцией флюидов, также может облегчать подготовку сильнейшего события. Следует заметить, что формирование кольцевых структур и реализация глубоких афтершоков служат отражением процессов самоорганизации геологических систем, в конечном счете приводящих к уменьшению потенциальной энергии Земли [Летников, 1992].

Полученные ранее данные свидетельствуют о том, что во многих случаях наблюдается резкий рост уровня сейсмичности в областях кольцевых структур в интервалах времени до 10–15 лет перед сильными землетрясениями [Копничев и др., 2009; Копничев, Соколова, 2011а; 2022]. Учитывая, что начало скачкообразного подъема выделения сейсмической энергии в структуре, приведенной на рис. 8, приходится на 2016 г., можно предполагать, что наиболее вероятное время реализации сильнейшего землетрясения в области между 52.5° и 54° N, основанное на анализе параметров колец сейсмичности, соответствует интервалу 2026–2031 гг.

Полученные данные позволяют сделать вывод, что к востоку и северо-востоку от г. Петропавловск-Камчатский может готовиться достаточно сильное сейсмическое событие с $M_w > 8$, гипоцентр которого должен находиться на сравнительно небольших глубинах (до 40 км). По анало-

гии с данными для многих землетрясений в зонах субдукции можно ожидать, что эпицентр такого события будет располагаться вблизи области наибольшего сближения кольцевых структур на глубинах 0–33 и 34–70 км. С учетом предполагаемого времени подготовки сейсмического события в этой области целесообразно проводить мониторинг различных геофизических полей и геохимических параметров глубинных флюидов с целью среднесрочного прогноза возможного сильного землетрясения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (в рамках государственного задания ИФЗ РАН по теме FMWU-2022-0003 и государственного задания ФИЦ ЕГС РАН № 075-00604-25-00).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Каракин А.В., Лобковский Л.И.* Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 268. № 2. С. 324–329.
- Копничев Ю.Ф., Гордиенко Д.Д., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в сейсмически активных и слабосейсмических районах // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 49–64.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S -волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2010. № 6. С. 34–51.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w = 9.0$) в районе северо-восточной Японии // Докл. РАН. 2011а. Т. 440. № 2. С. 246–249.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных S -волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w = 8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом // Геофизические исследования. 2011б. Т. 12. № 3. С. 22–33.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности в районе северного Чили и успешный прогноз места и магнитуды землетрясения Икике 01.04.2014 г. ($M_w = 8.2$) // Вестник НЯЦ РК. 2015. Вып. 4. С. 153–159.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на западе и востоке Тихого океана // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 1. С. 109–124.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности, сформировавшиеся в районе Аляски: оправдавшийся прогноз места и магнитуды Симеоновского землетрясения 22 июля 2020 г. ($M_w = 7.8$) // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 3. С. 50–60. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.3.03>
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности в районе Юго-Западной Аляски: оправдавшийся прогноз места и магнитуды Чигникского землетрясения 29.07.2021 г. ($M_w = 8.2$) // Геофизические процессы и биосфера. 2022. Т. 21. № 1.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Характеристики кольцевой сейсмичности на глубинах до 110 км перед сильными и сильнейшими землетрясениями в тихоокеанских зонах субдукции // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 4. С. 41–51.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Кольцевые структуры сейсмичности в районе Камчатки: возможная подготовка сильного землетрясения // Российский сейсмологический журнал. 2024а. Т. 6. № 2. С. 42–51. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2024.2.03>. EDN: NVOLSJ
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения короткопериодных S -волн в районах Курил и Камчатки и их связь с сильными и сильнейшими землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2024б. № 1. С. 22–35. <https://doi.org/10.31857/S0203030624010034>
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 229 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.
- Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на 2006–2011 гг. и успешный прогноз Средне-Курильского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 3–25.
- Bürgmann R., Kogan M., Steblov M., Hilley G., Levin V., Apel E.* Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B07405.
- Engdahl E., Villasenor A.* Global seismicity: 1990–1999. In: Earthquake & engineering seismology. Part A. Academic Press. An imprint of Elsevier Science. 2002. P. 665–690.
- Gold T., Soter S.* Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes // Pure Appl. Geophys. 1984/1985. V. 122. P. 492–530.
- Husen S., Kissling E.* Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847–850.
- Ogawa R., Heki K.* Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L06313. <https://doi.org/10.1029/2007GL029340>
- Yamazaki T., Seno T.* Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B4. <https://doi.org/10.1029/2002JB001918>
- USGS. Search Earthquake Catalog. Earthquakes. [Site]. – URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>. (Дата обращения 01.10.2024).

Ring-Shaped Seismicity Structures in the Region of South Kamchatka: Possible Preparation for Great Earthquake

Yu. F. Kopnichev^{a,*} and I. N. Sokolova^{b,**}

^a*Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Obninsk, Russia*

**e-mail: yufk777@mail.ru*

***e-mail: sokolovain@gsras.ru*

Received October 16, 2024; revised November 29, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — We have been studying some seismicity characteristics in the region of South Kamchatka. Aftershock characteristics for large earthquake of August 17, 2024 ($M_w = 7.0$) were investigated. It was shown that ring-shaped seismicity structures were formed in the South Kamchatka within three depth intervals: 0–33, 34–70 and 71–110 km. Similarly to the other subduction zones, the structures are characterized by threshold magnitude values (M_{r1} , M_{r2} and M_{r3} correspondingly) and also by big axes lengths ($L1$, $L2$ and $L3$). Epicenters of the large earthquake of August 17, 2024 and its strongest aftershocks lie on the shallow ring-shaped seismicity structure ($M_{r1} = 5.3$). This effect confirms an assumption on a preparation of great earthquake in the region of the South Kamchatka. Earlier correlation dependences of M_{r1} and M_{r2} parameters on M_w values of major earthquakes for the west of Pacific Ocean were created (within an interval of $M_w = 7.0-9.0$). Using these dependences we estimated magnitude of possible great earthquake in this area: $M_w = 8.6 \pm 0.2$. The reasons for ring-shaped structures formation in different depth ranges of the subduction zones are discussed.

Keywords: lithosphere, ring-shaped seismicity structures, large earthquakes, deep fluids

УДК 539.4+550.34

РАЗВИТИЕ ЗОНЫ НАРУШЕННОЙ ПОРОДЫ В ОКРЕСТНОСТИ ДИНАМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖКИ ПО ТЕКТОНИЧЕСКОМУ РАЗЛОМУ

© 2025 г. А. М. Будков¹, Г. Г. Кочарян¹ *, З. З. Шарафиев¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: gevorgkidg@mail.ru

Поступила в редакцию 06.11.2024 г.

После доработки 27.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

В статье приведены результаты 2D-расчетов процесса формирования зоны нарушенной породы при развитии динамического сдвига по горизонтальному тектоническому разлому. Исследованы различные режимы скольжения — субрелеевский (скорость распространения разрыва V_r не превышает скорости релеевской волны в среде) и сверхсдвиговый (величина V_r выше скорости поперечных волн). Рассмотрен вклад механизмов отрыва и сдвига в развитие нарушенной зоны вблизи разлома на разной глубине. Проведена оценка степени изменения физико-механических свойств массива на разных расстояниях от разлома. Показано, что на больших глубинах литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На малых же глубинах механизм разрушения отрывом становится преобладающим. Сброс напряжений, связанный с появлением трещин отрыва, приводит к резкому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва. Увеличение прочности на отрыв приводит к увеличению размеров зоны сдвигового разрушения. У сверхсдвиговых разрывов зона разрушения может иметь сложный, неоднозначный характер. Изменение скорости распространения продольных волн C_p более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной близости от плоскости скольжения на расстоянии 10–20 м. На больших расстояниях величина $\frac{dC_p}{C_p}$

не превышает 10%. На малых глубинах могут иметь место трещины отрыва, которые распространяются на значительные расстояния от плоскости скольжения.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, динамический разрыв, разрушение геоматериала, численное моделирование.

DOI: 10.31857/S0002333725020064, **EDN:** DLNAWY

ВВЕДЕНИЕ

В рамках решения общей задачи построения физической модели очага землетрясения одним из ключевых вопросов является корректное задание параметров, структуры и свойств зоны нарушенной породы в окрестности будущего разрыва [Lapusta et al., 2019; Кочарян, 2021]. Медленные движения земной коры в межсейсмический период приводят к распределенной деформации [Collettini et al., 2014] и формированию вблизи свободной поверхности так называемых “цветковых” структур, которые

определяют дифференциацию осадочного чехла над активными разломами, расположенными в коренных породах [Стефанов, Бакеев, 2015; Леонов и др., 2020; Леонов, 2022]. Обследование же сейсмогенных разломных зон демонстрирует высокую степень локализации косейсмических деформаций. Примеров высоко локализованных плоскостей скольжения множество в разных типах горных пород и на разных масштабах, например [Кочарян, 2021 и ссылки там]. Вне локализованной основной поверхности скольжения (PSZ) неизменно наблюдаются зоны

повреждения микро- и макротрещинами. Эту зону повышенной плотности трещин обычно называют зоной влияния (зоной динамического влияния) разлома (в англоязычной литературе “*damage zone*”) [Шерман и др., 1983; Шерман, 2014].

Средний размер зоны влияния W в направлении нормальном к плоскости скольжения растёт по мере увеличения длины разлома L и накопления кумулятивного перемещения бортов D [Кочарян, 2016; Perrin et al., 2016; и др.]. Физический механизм формирования, а значит, и размеры зон динамического влияния, и их механические и гидравлические характеристики не описываются существующими теориями механики разрушения [Torabi et al., 2023]. Классические решения механики трещин, рассматривающие распространение плоских круглых или эллиптических трещин сдвига в упругой (упруго-пластической) среде, не описывают закономерности формирования зон повреждения в направлении нормальном к плоскости трещины. В таких моделях разломы представляют собой трещины сдвига с равномерно распределённым трением и концентрацией напряжений в носике трещины [Костров, 1975; Kostrov, Das, 2005; и др.].

Аналитические соотношения и численные расчёты, например, [Scholz, 2019], а также лабораторные исследования процесса распространения сдвиговой трещины в образцах скальной породы [Moore, Lockner, 1995] демонстрируют наличие нарушенной зоны вблизи вершины трещины (зона текучести, *processing zone*), через которую после достижения критической плотности трещин малого размера происходит рост магистрального разрыва. В соответствии с линейной механикой трещин радиус зоны пластичности в носике трещины пропорционален её длине и обратно пропорционален квадрату литостатического давления, т.е. радикально снижается с глубиной [Poliakov et al., 2002; Rice et al., 2005]. В то же время геологические данные свидетельствуют о замедлении роста ширины зоны повреждения, начиная с определенной длины разлома [Кочарян, 2016; Torabi et al., 2023; Kolyukhin, Torabi, 2012]. Кроме того, исходя из парадигмы распространения разрыва землетрясения по уже существующему разлому, неясно, какую именно характерную длину надо использовать для оценки радиуса зоны пластич-

ности в “носике” разлома, рассматривая его как трещину. Ясно, что это, скорее всего, отнюдь не полная длина разломной зоны, а размер некоторого относительно небольшого участка.

Попытки численно смоделировать зону пластической деформации вне распространяющегося разлома предпринимались неоднократно [Andrews, 1976; 2005; Rice et al., 2005; и др.]. При этом во всех расчетных моделях “разрушение” все еще остается условной характеристикой. Начало пластической деформации определяется, как правило, по критерию Друкера–Прагера [Drucker, Prager, 1952]. Размеры зоны повреждения в окрестности разлома либо оцениваются по величине некоторой условной предельной пластической деформации (эта величина сильно различается в разных работах), либо по расположению контура огибающей сети образующихся вторичных трещин [Okubo et al., 2019]. Ширина зоны пластичности оказалась связана с длиной разрыва, направлением приложенного статического напряжения [Templeton, Rice, 2008], а в 3D-случае и с глубиной сейсмогенного слоя [Ampuero, Mao, 2017]. Более поздние 2D- [Okubo et al., 2019] и псевдо 3D- [Preus et al., 2020] расчёты позволяют проследить эволюцию зоны динамического разрушения на разных глубинах для одиночного разлома [Okubo et al., 2019] и сети взаимодействующих нарушений [Preus et al., 2020].

Уровень поврежденности в нарушенной зоне оказывает существенное влияние на механическое поведение разломов. Степень трещиноватости определяет проницаемость массива горных пород, а следовательно, влияет на величину порового давления и, как следствие, на эффективную прочность разлома. Наличие трещин способствует прохождению механохимических превращений [Бернштейн, 1987]. Правильное понимание процесса формирования и развития зоны влияния является одним из важных условий при построении расчетных моделей в различных задачах геомеханики разломов.

При численном моделировании напряженно-деформированного состояния в эпицентральных областях крупных землетрясений или в окрестности подземных сооружений используются усредненные механические свойства разломной зоны. При этом как размеры, так и механические свойства зоны влияния зача-

стую берутся в известной степени произвольно, на основе результатов наблюдений вблизи свободной поверхности [Морозов и др., 2020]. Это может приводить к очевидной переоценке характеристик разломной зоны, а следовательно, к ошибкам при расчетах параметров НДС участка коры.

В настоящей работе приводятся результаты 2D-расчета процесса формирования зоны нарушения массива горной породы при распространении динамической подвижки по тектоническому разлому. Рассмотрен вклад механизмов отрыва и сдвига в развитие нарушенной зоны вблизи разлома на разной глубине. Проведена оценка степени изменения физико-механических характеристик массива на разных расстояниях от разлома.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И РАСЧЕТНАЯ МОДЕЛЬ

Задача о распространении разрыва решалась в плоской постановке (рис. 1). Зона контакта блоков горной породы представляла собой горизонтальную плоскость с заданными фрикционными свойствами. Сопротивление сдвигу по границе между блоками (плоскость $y=0$), следуя работе [Ida, 1972], задавалось в виде трения с разупрочнением:

$$\tau = T(\Delta u) \operatorname{sign} \left(\frac{\partial \Delta u}{\partial t} \right), \quad \frac{\partial \Delta u}{\partial t} \neq 0, \quad (1)$$

где: $T(\Delta u) = \begin{cases} \tau_u - \frac{(\tau_u - \tau_f)\Delta u}{d_0}, & \Delta u < d_0; \\ \tau_f, & \Delta u \geq d_0 \end{cases}$; u — относительное перемещение берегов; τ_u — пиковая

фрикционная прочность; τ_f — остаточная фрикционная прочность; d_0 — амплитуда перемещения, при котором трение снижается до остаточного значения. В расчетной области задано однородное поле сдвиговых напряжений $\sigma_{xy} = \tau_0$, наложенное на поле литостатических напряжений, величина которых определяется глубиной расположения участка скольжения. Величина τ_0 задавалась ниже пиковой фрикционной прочности τ_u .

Проведена серия расчетов, в каждом из которых задавалось напряженное состояние массива, соответствующее определенной фиксированной глубине y_f .

В качестве меры прочности разлома используем относительную величину:

$$S = \frac{\tau_u - \tau_0}{\tau_0 - \tau_f}, \quad (2)$$

где τ_0 — уровень фоновых напряжений. Этот параметр используется многими авторами (например, см. работу [Andrews, 1976]), при анализе режимов распространения разрыва. Соотношение (2) удобно интерпретировать на графике, показанном на рис. 2. На этом графике на плоскости $(\tau_0 - \tau_f)$ разграничены области, в которых реализуется разная скорость распространения разрыва. Значения нормированы на величину пиковой фрикционной прочности τ_u . При соотношении прочностных параметров разлома и фоновых напряжений, соответствующих области расположенной ниже прямой 1 ($S > 1.77$), разрыв в упругой сплошной среде распространяется со скоростью ниже скорости волны Релея, что характерно для большинства землетрясений. При $S < 1.77$ (область, лежащая на рис. 2, выше прямой 1) скорость распространения разрыва может достигнуть величины, превышающей ско-

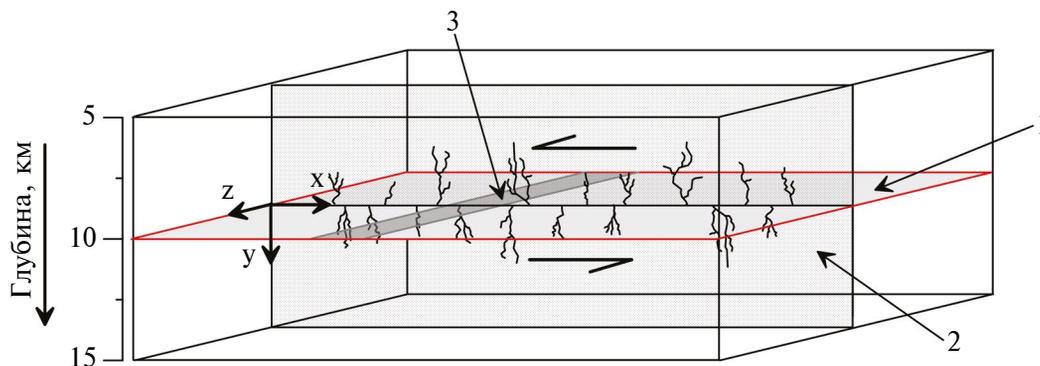


Рис. 1. Постановка задачи: 1 — плоскость разлома; 2 — плоскость 2D-расчета процесса разрушения; 3 — зона нуклеации.

рость поперечной волны. При соотношении параметров, соответствующих зоне, расположенной между прямыми 1 и 2 ($0.8 < S < 1.77$), перед фронтом первичного разрыва развивается локальная область концентрации напряжений, в результате чего образуется отделенная от основной части разрыва вторичная трещина, передний фронт которой начинает распространяться как сверхсдвиговой разрыв, а задний фронт быстро сливается с основным разрывом [Будков, Кишкина, 2024]. Такой механизм иногда называют “Mother-Daughter Transition” [Lu et al., 2009]. При $S < 0.8$ механизм перехода в сверхсдвиговой режим изменяется — скорость разрыва непрерывно возрастает от субрелеевской до скорости поперечной волны, а затем и превышает ее. Вторичная трещина при этом не образуется [Будков, Кишкина, 2024].

Как видно из рис. 2, чем более “пластичный” разлом (выше отношение $\frac{\tau_f}{\tau_u}$), тем более высокий уровень средних напряжений τ_0 требуется, чтобы реализовался переход к сверхсдвиговому разрыву. Для прочных, хрупких разломов такой переход может произойти даже при относительно небольшом уровне фоновых напряжений.

В расчетах для инициирования распространения разрыва на небольшом участке контактной границы $x_0 - L_0 \leq x \leq x_0 + L_0$ (аналог зоны нукле-

ации разрыва [Scholz, 2019]) искусственно задавалось смещение, на 10% превышающее пороговое значение u_0 , при котором трение выходит на уровень фоновых напряжений τ_0 . В результате формировался разрыв, распространяющийся в обе стороны вдоль плоскости контакта с заданной скоростью $V_{r0} = 0.6C_s$. Процесс инициирования подробно исследован в наших предыдущих работах [Будков и др., 2022; Кочарян и др., 2022], в которых, в частности, было установлено существование минимальной длины участка инициирования, при которой распространение разрыва не затухает в непосредственной близости от места старта.

Подчеркнем, что в использованной постановке плоскость $x = x_0$ (x_0 — координата точки инициирования разрыва) не является плоскостью симметрии. Точка инициирования разрыва является центром симметрии. В связи с этим инициирование разрыва производилось в точке $x = x_0$ плоскости $y = 0$ в обе стороны. В силу центральной симметрии задачи при анализе расчетных данных можно ограничиться рассмотрением полуплоскости $x > x_0$.

Численное моделирование процесса распространения разрыва проводилось в двумерной плоской постановке с помощью вычислительного комплекса [Архипов и др., 2002], разработанного на основе лагранжева численного метода “Тензор”. Уравнения, описывающие в декартовой системе координат движение и напряженное состояние твердого деформируемого материала, имеют вид:

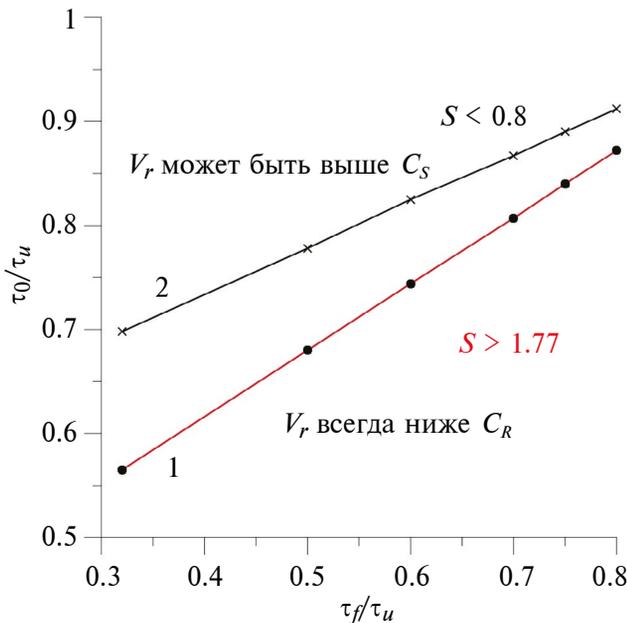


Рис. 2. Соотношение между мерой прочности S , пиковой τ_u и остаточной τ_f фрикционной прочностью разлома, уровнем фоновых напряжений τ_0 .

$$\begin{aligned} \frac{dp}{dt} + \rho \operatorname{div} \mathbf{v} &= 0, \quad v_x = \frac{dx}{dt}, \quad v_y = \frac{dy}{dt}, \\ \rho \frac{dv_x}{dt} - \frac{\partial s_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial x} &= 0, \\ \rho \frac{dv_y}{dt} - \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} &= \rho g, \\ \rho \frac{d\varepsilon}{dt} - s_{xx} \dot{\varepsilon}_{xx} - s_{yy} \dot{\varepsilon}_{yy} - s_{zz} \dot{\varepsilon}_{zz} - 2s_{xy} \dot{\varepsilon}_{xy} - \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt} &= 0, \end{aligned} \tag{3}$$

где: x, y, z — координаты (оси x и y лежат в плоскости задачи; ось z — перпендикулярна этой плоскости); t — время; v_x, v_y — компоненты вектора скорости \mathbf{v} ; g — ускорение свободного падения; ρ — плотность; P — давление; s_{ij} — девиатор тензора напряжений; $\dot{\varepsilon}_{ij}$ — девиатор тензора скоростей деформаций; ε — удельная внутренняя

энергия; d/dt — лагранжева производная по времени: $\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla)f$.

Уравнения движения (3) замыкаются соотношениями, определяющими связь между напряжениями и деформациями материала.

Рассмотрен контакт двух блоков скальной породы. Процесс деформирования материала блоков описывался с помощью уравнения состояния Мурнагана [Мелош, 1994]:

$$P(\epsilon) = \frac{K^0}{n} \left[(1 - \epsilon)^{-n} - 1 \right] \quad (4)$$

($\epsilon = 1 - \rho_0/\rho$ — объемная деформация, K^0 — модуль объемного сжатия), дополненного критерием сдвигового разрушения породы в виде обобщенного условия Мизеса:

$$s_{ij}s_{ij}/2 = Y^2(P)/3. \quad (5)$$

Величина прочности породы на сдвиг $Y(P)$ задается уравнением

$$Y(P) = Y_0 + \frac{\mu P}{1 + \mu P/(Y_{PL} - Y_0)}. \quad (6)$$

Параметры Y_0, Y_{PL} соответствуют сцеплению и предельному значению сдвиговой прочности породы. Процесс сдвигового деформирования рассчитывается на основе соотношений закона Гука и закона пластического течения Прандтля—Рейсса.

Расчеты показали, что процесс распространения разрыва может сопровождаться формированием интенсивной волны разгрузки. В связи с этим модель деформирования скальной породы была дополнена алгоритмом учета разрушения отрывом. В разработанном алгоритме критерием возникновения разрушения отрывом является соотношение максимальных величин растягивающих напряжений в рассматриваемой точке σ_{ii} (диагональные компоненты тензора напряжений в главной системе координат) и предела прочности породы на отрыв R_{pi} .

В процессе численного решения задачи в каждой ячейке расчетной сетки на каждом шаге по времени тензор напряжений переводится в главную систему координат и полученные величины растягивающих напряжений сравниваются с соответствующими величинами предела прочности на растяжение R_{pi} . В случае выполне-

ния условия $\sigma_{ii} > R_{pi}$ считается, что в направлении, перпендикулярном оси i , возникла трещина и следует изменить величины P , τ_{xx} , τ_{yy} и τ_{xy} так, чтобы они соответствовали напряжениям в разрушенном материале. Приведение напряжений в ячейке к состоянию разрушенного материала производится по следующему алгоритму.

Полагается, что при раскрытии трещины движение среды происходит перпендикулярно поверхности трещины. В этом случае достаточно скорректировать только вызвавшее отрыв главное напряжение σ_{ii} и привести его к текущему значению прочности на отрыв R_{pi} с сохранением неизменными остальных главных напряжений. Текущее значение прочности R_{pi} зависит от степени разрушения грунта и определяется из уравнения:

$$\frac{dR_{pi}}{dt} = \frac{R_p}{Q_*} \left(-\frac{dW_d}{dt} \right), \quad (7)$$

где: R_p — начальная прочность на отрыв; W_d — диссипированная в результате разрушения энергия; Q_* — предельное значение энергии неупругого деформирования грунта при отрыве. То есть прочности на отрыв по осям 1, 2 и 3 главной системы координат в процессе деформирования могут отличаться друг от друга. Для определения величины Q_* можно использовать соотношение $Q_* = \frac{R_p^2}{2E} \eta$, где E — модуль Юнга, η — коэффициент ($\eta = 0.2-0.5$).

Приращение за шаг по времени величины диссипированной энергии:

$$\Delta W_d = \sum_{i=1}^3 \sigma_i \Delta \epsilon_i^p, \quad (8)$$

где $\Delta \epsilon_i^p$ — приращение пластической деформации вдоль оси i . Если предположить, что приращения деформаций связаны с приращениями напряжений посредством постоянных Ляме:

$$\lambda \Delta V^p + 2\mu \Delta \epsilon_i^p = \Delta \sigma_i, \quad (9)$$

то в общем случае для одновременного разрушения по нескольким направлениям имеем:

$$\Delta W_d = \frac{1}{2\mu} \sum_{i=1}^3 \sigma_i \left(Q_i - \frac{\lambda}{3K} \sum_{i=1}^3 Q_i \right), \quad (10)$$

где $Q_i = \begin{cases} \sigma_i - R_{pi} & \text{при } \sigma_i > R_{pi} \\ 0 & \text{при } \sigma_i \leq R_{pi} \end{cases}$.

В случае, если в рассматриваемой ячейке расчетной сетки зафиксировано разрушение отрывом, после приведения главных напряжений к соответствующим текущим значениям прочности на отрыв, полученные значения главных напряжений σ'_{ii} преобразуются назад в исходную систему координат x, y, z .

В рамках лагранжева подхода численное моделирование процесса сдвигового деформирования нарушений сплошности реализованы с помощью задания на контакте блоков специального граничного условия — контактной границы с проскальзыванием. При этом тангенциальные компоненты тензора напряжений на контактной границе определяются с помощью выбранной для проведения расчета данного участка границы модели сдвигового деформирования межблокового контакта, в данном случае — в виде трения с разупрочнением (1). Использовался следующий набор констант модели среды, примерно соответствующий горной породе типа диабаз или габбро: $\rho_0 = 2.992 \text{ г/см}^3$, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, $c_p = 6 \text{ км/с}$, $c_s = 3.46 \text{ км/с}$, $n = 3$, $\mu = 0.8$, прочности $Y_0 = 0.12 \text{ ГПа}$, $Y_{PL} = 0.75 \text{ ГПа}$. Прочность породы на отрыв $R_p = 5 \text{ МПа}$. Уровень фоновых сдвиговых напряжений $\tau_0 = 73.8 \text{ МПа}$. Параметры модели трения: $d_0 = 8 \text{ мм}$, остаточная прочность $\tau_f = 55.2 \text{ МПа}$, а пиковая фрикционная прочность

τ_u менялась в соответствии с параметром S (см. соотношение (2)), который варьировался в диапазоне $0.4 \leq S \leq 2$.

В принятой постановке разрушение геоматериала происходит за счет достижения некоторого предельного уровня деформации при суммировании динамических напряжений, возникающих при распространении иницированного разрыва, и начального поля статических напряжений.

Анализ принятой постановки задачи (рис. 3а) показал, что с учетом поля литостатических напряжений при заданной величине начальных сдвиговых напряжений и прочностных характеристиках породы скальный массив на глубинах более $\sim 15 \text{ км}$ становится изначально разрушенным [Будков, Кочарян, 2024]. Это означает, что в рассматриваемой постановке задачи на больших глубинах расчеты распространения разрыва теряют смысл.

С другой стороны, наличие фоновой сдвиговой компоненты напряжений $\tau_0 = 73.8 \text{ МПа}$ приводит к тому, что на глубинах менее 4 км возникают растягивающие напряжения, превышающие заданную прочность породы на отрыв. Этот факт иллюстрирует рис. 3б, на котором показаны зависимости от глубины диагональных компонент тензора литостатических напряжений в главных осях при наличии фонового сдвига τ_0 . Сжимающие напряжения считаются

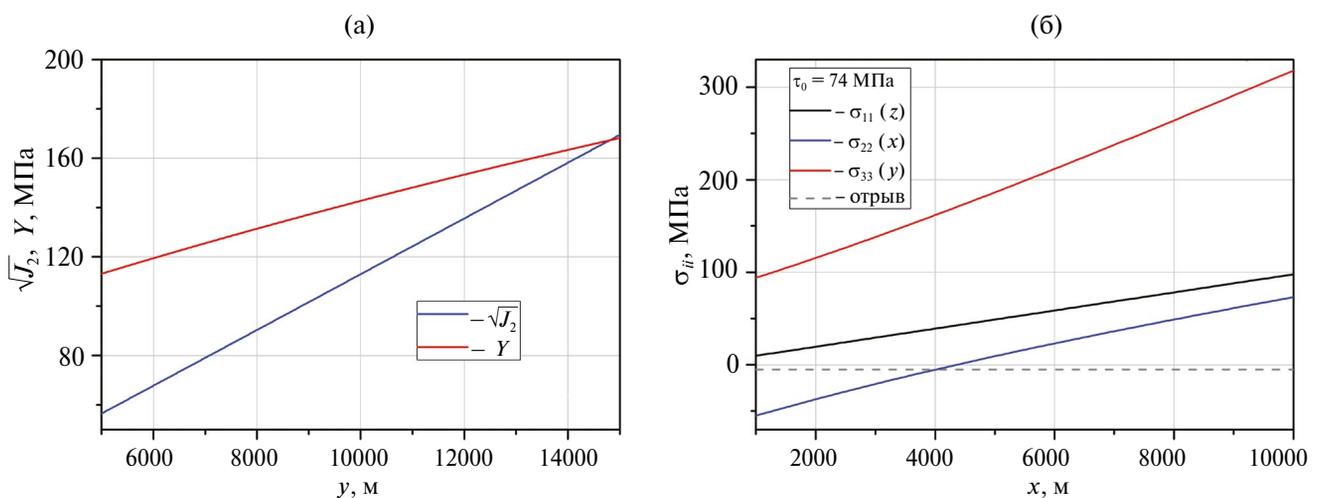


Рис. 3. Особенности соотношения параметров поля напряжений и прочности породы на различных глубинах для принятой постановки задачи: (а) — зависимости от глубины корня квадратного из второго инварианта тензора литостатических напряжений и предела прочности породы на сдвиг; (б) — зависимости от глубины диагональных компонент тензора литостатических напряжений в главных осях. Пунктиром показана прочность породы на отрыв. Расчеты проводились для случая фонового поля сдвиговых напряжений $\tau_0 = 73.8 \text{ МПа}$ (по данным работы [Будков, Кочарян, 2024]).

положительными. Пунктиром показана прочность породы на отрыв.

Таким образом, диапазон глубин расположения разлома в рассматриваемой постановке задачи ограничен интервалом $\sim 5\text{--}14$ км.

Расчеты проводились на ПЭВМ с процессором 11th Gen Intel(R) Core(TM) i5-11400F 2.60 GHz. Средняя продолжительность одного расчета ~ 15 час.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА

Режим распространения разрыва

На рис. 4 показаны годографы вступления разрыва на различной глубине для разрывов с субрелеевским режимом распространения ($S=2$). На рис. 4 и далее для нормировки расстояния используется параметр $L_c = \frac{8\mu(\lambda + \mu)}{\pi(\lambda + 2\mu)} \frac{G}{(\tau_0 - \tau_f)^2}$ — критическая гриффитсовская полудлина трещины [Andrews,

1976]. Здесь λ и μ — коэффициенты Ляме; $G = \frac{1}{4}(\tau_u - \tau_f)d_0$ — эффективная энергия трещинообразования. Все характерные размеры указываются в единицах $L_c - \hat{L} = L/L_c$, а время нормировано, как $\hat{t} = (t \cdot c_s)/L_c$. На оси абсцисс в качестве переменной используется приведенное расстояние до центра инициации $\Delta \hat{x} = (x - x_0)/L_c$.

На рис. 4 во всех вариантах расчета установленная скорость распространения разрыва (~ 2.76 км/с на глубинах 7 и 9 км и ~ 2.46 км/с на глубине 6 км) не превышает скорость волны Релея (3.18 км/с). В идеально упругой среде (линия 4) скорость распространения разрыва ~ 3.1 км/с — выше, чем в вариантах расчета, учитывающих процесс разрушения породы. Диссипация энергии, связанная с пластическим течением, замедляет распространение разрыва в субрелеевском режиме. Отметим, что наиболее низкая скорость распространения разрыва соот-

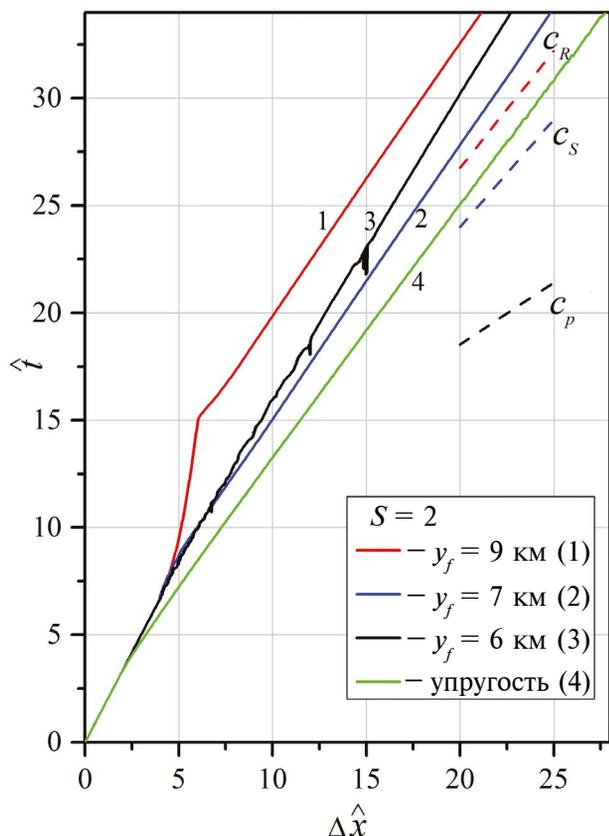


Рис. 4. Годографы вступления разрыва на различной глубине. Параметр $S=2.0$.

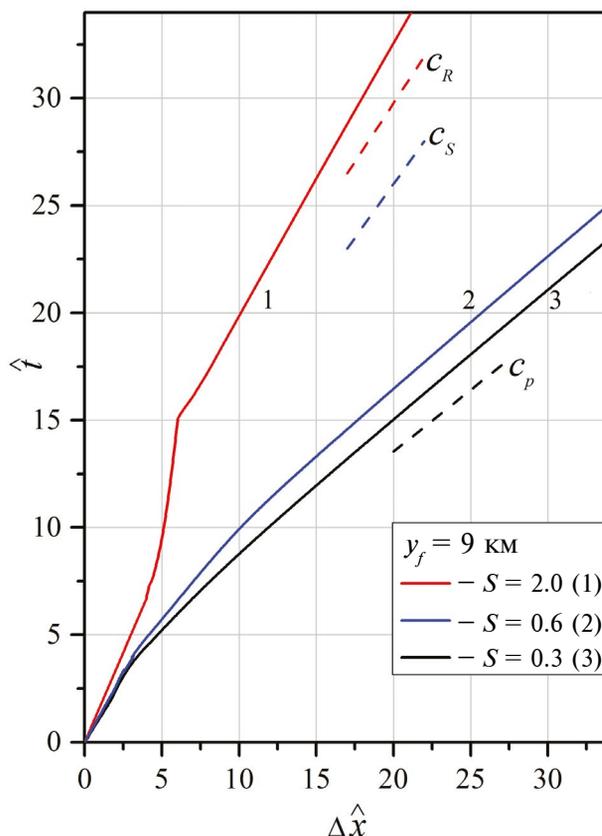


Рис. 5. Годографы вступления разрыва на глубине 9 км для разрывов с разным значением параметра S .

ветствует глубине 6 км. Дело в том, что на глубине $y_f = 6$ км относительно низкая величина литостатических напряжений приводит к тому, что прочность массива по отношению к деформациям растяжения оказывается невысокой. На глубине же $y_f = 9$ км массив ослаблен по отношению к деформациям сдвига. В варианте расчета $y_f = 7$ км напряженно-деформированное состояние оказывается более сбалансировано и эффективная прочность массива является максимальной среди рассмотренных вариантов. Об этом, в частности, свидетельствует сравнение размеров зон разрушения породы в окрестностях разрыва, которое будет рассмотрено ниже.

Поскольку параметры τ_f и τ_0 в расчетах оставались постоянными, то изменение параметра S означает изменение величины пиковой фрикционной прочности τ_c . Как видно из рис. 5, при снижении величины фрикционной прочности разрыва ($S = 0.4$ и $S = 0.6$) происходит непосредственный переход в режим суперсдвига без образования вторичной трещины. При этом скорость распространения разрыва практически не зависит от глубины (рис. 6а). Картина меняется с ростом фрикционной прочности при увеличении параметра S (рис. 6б, 6в). Более того, согласно расчетным данным, при $S = 0.7$ на глубине 7 км механизм перехода в режим суперсдвига отличается от такового на глубинах 6 и 9 км. На глубине 7 км — это механизм прямого перехода, на глубинах 6 и 9 км — механизм образования дочерней трещины. Убедиться в этом можно, рассмотрев дополнительно годограф момента начала активной фазы срыва (момента, когда в процессе разупрочнения смещение на разрыве достигнет величины u_0 , при котором трение снижается до уровня фоновых напряжений в массиве τ_0). Для глубины 6 км это линия 4 на рис. 6б. Характерный перегиб на годографе соответствует началу формирования перед разрывом дочерней трещины, скорость распространения которой далее быстро выходит на скорость, близкую к скорости продольных волн. Незначительное смещение границы перехода к режиму дочерней трещины по сравнению с аналитическим решением для упругой среды $S = 0.8$ [Andrews, 1976] связано с диссипацией энергии при пластической деформации.

На годографах, соответствующих вариантам расчетов $S = 0.8$ на глубине 6 и 9 км (рис. 6в),

не видно перехода в режим суперсдвига. Скорее всего, этот переход находится за пределами расчетной области. Дело в том, что по мере приближения к границе субрелеевского режима точка перегиба годографа удаляется от центра инициации [Будков и др., 2022].

Из анализа годографов распространения разрыва на разной глубине (рис. 6) можно сделать вывод, что для разрывов с механизмом “Mother-Daughter Transition” (варианты расчета $S = 0.7$ и $S = 0.8$) положение области перехода к режиму суперсдвига зависит от степени диссипации энергии в зоне разрушения. Как и для субрелеевских разрывов (рис. 4), самым затратным с точки зрения расходов энергии на пластическое деформирование оказывается разрыв на глубине 6 км, а самым “экономичным” — на глубине 7 км.

Конфигурация разрушенной зоны

Разные режимы распространения разрыва определяют особенности формирования зоны динамического разрушения геоматериала в окрестности плоскости скольжения разлома. На рис. 7 — рис. 10 приведены конфигурации зон нарушенной породы в некоторых расчетных вариантах. На рисунках черным цветом отмечена зона сдвигового разрушения, коричневым цветом отмечена зона комбинированного разрушения отрывом и сдвигом, зеленым и голубым — зоны разрушения отрывом. Зеленым — зона одиночных трещин отрыва растягивающим напряжением σ_{22} (ось 2 в главных осях тензора напряжений близка к оси x), голубым — зона парных трещин отрыва напряжениями σ_{11} и σ_{22} (ось 1 совпадает с осью z начальной декартовой системы координат).

На глубине 9 км (рис. 7а) литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На глубине 7 км разрушение отрывом слабо влияет на форму и размеры по латерали зоны нарушенной породы. Участки разрушенной сдвигом породы чередуются с участками трещин отрыва (рис. 7б). При дальнейшем уменьшении глубины механизм разрушения отрывом становится преобладающим (рис. 7в). Сброс напряжений, связанный с появлением трещин отрыва, приводит к резкому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва.

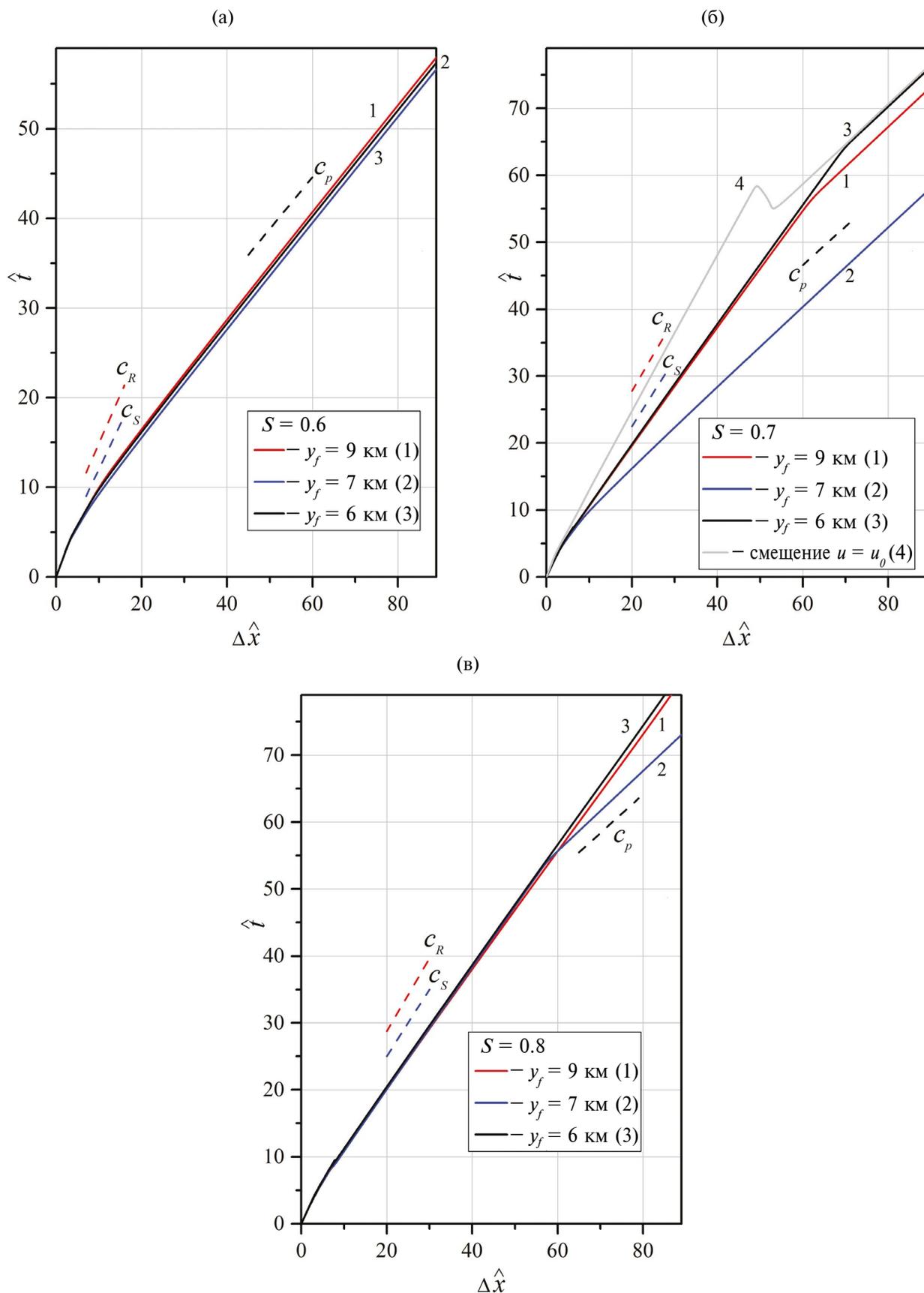


Рис. 6. Годографы вступления разрыва на различной глубине.

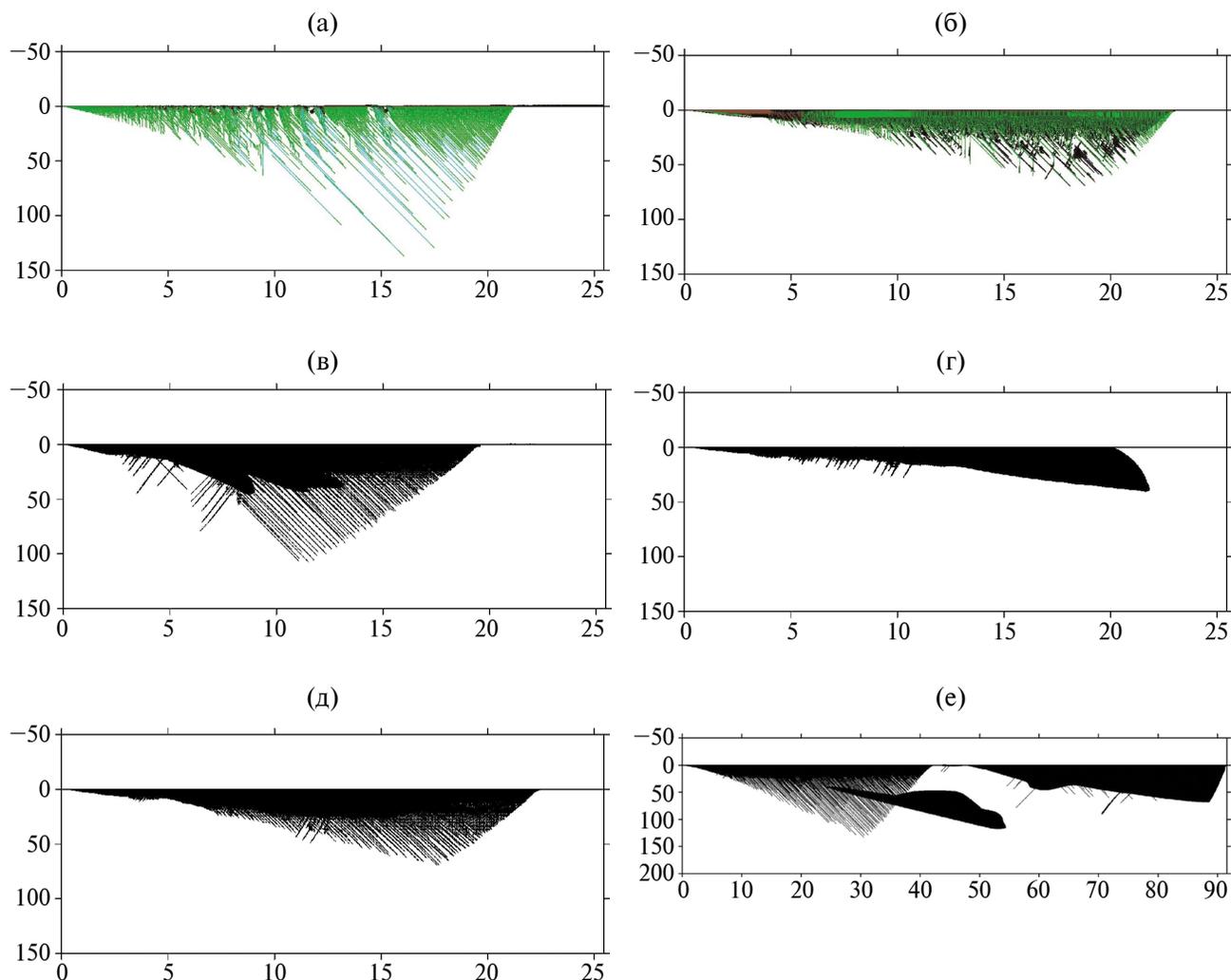


Рис. 7. Конфигурация зоны разрушения породы в нескольких вариантах расчета (вертикальный разрез). Черным цветом показана зона сдвигового разрушения, коричневым — зона комбинированного разрушения отрывом и сдвигом, зеленым и голубым — зоны разрушения отрывом. Ось абсцисс — приведенное расстояние $\Delta \hat{x}$ вдоль разлома от точки инициирования; ось ординат y — расстояние от плоскости разлома по латерали в метрах. В вариантах расчета (а)–(д) $S = 2$; приведенное время $\hat{t} = 31.7$. В варианте (е) — $S = 0.7$; $\hat{t} = 74.5$. Глубина расположения разлома: (а), (г) — $y_f = 6$ км; (б), (д) — $y_f = 7$ км; (в), (е) — $y_f = 9$ км. Варианты на рис. (г) и (д) — расчет без учета разрушения отрывом.

Увеличение прочности на отрыв приводит к росту размеров зоны сдвигового разрушения. Это хорошо видно из рис. 7г, 7д, на которых приведены результаты расчета распространения разрыва на глубинах 7 и 6 км в породе с бесконечно большой прочностью на отрыв. Сравнение рис. 7б, 7в и рис. 7г, 7д показывает резкое увеличение размеров зоны сдвигового разрушения в случае отсутствия разгрузки, связанной с отрывом.

В случае непосредственного перехода в режим суперсдвига без образования вторичной трещины ($S = 0.4–0.6$) конфигурация зоны разрушения не имеет выраженных особенностей и аналогич-

на вариантам, приведенным на рис. 7а–7д. При реализации перехода к суперсдвиговому режиму посредством механизма образования дочерней трещины зона разрушения становится неоднородной (рис. 7е), что является следствием особенностей диаграммы излучения сейсмического сигнала при сверхсдвиговом разрыве — процесса перераспределения энергии между P - и S -волнами. Структура волновых полей при распространении разрывов разного типа детально рассмотрена в работе [Будков и др., 2022].

Расчет конфигурации областей, внутри которых в расчетных ячейках превышен предел

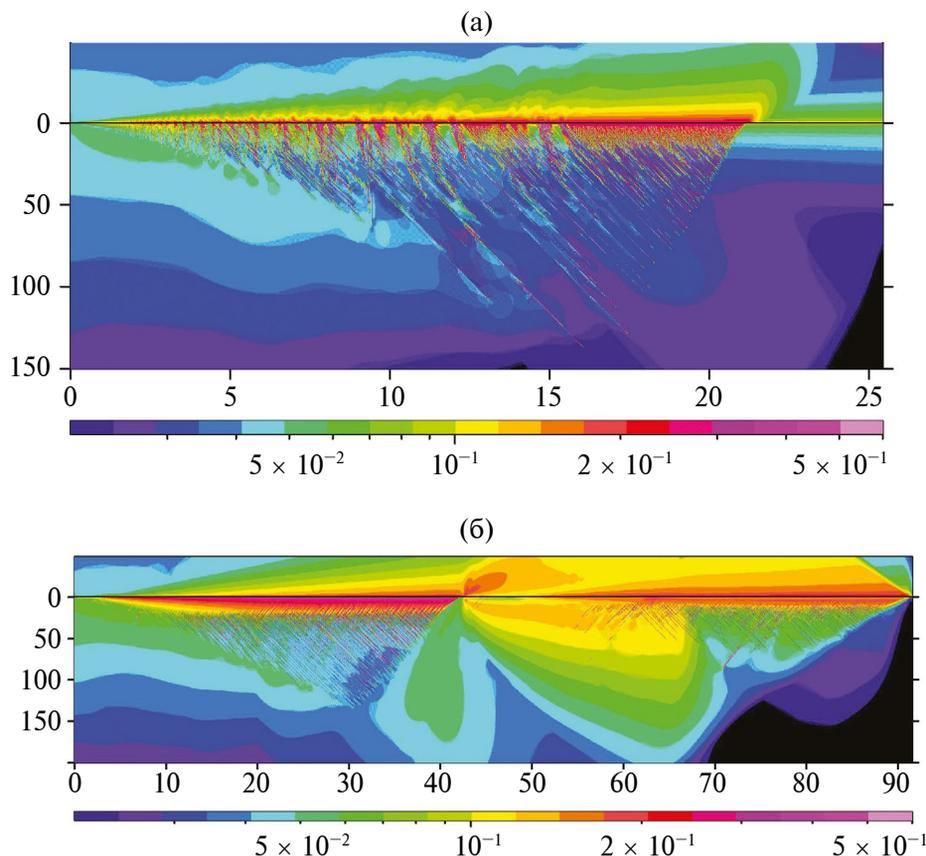


Рис. 8. Пространственное распределение величины относительного изменения скорости продольных волн в массиве $\frac{dC_p}{C_p}$ (вертикальный разрез): (а) $S = 2$; приведенное время $\hat{t} = 31.7$, глубина расположения разлома $y_j = 6$ км; (б) $S = 0.7$; $\hat{t} = 74.5$; $y_j = 9$ км. Длина вдоль разлома (ось абсцисс) показана в приведенных единицах. Ширина по латерали (ось ординат) показана в метрах. Цветная шкала — величина $\frac{dC_p}{C_p}$.

прочности породы на сдвиг или на отрыв, не дает возможности судить о степени нарушенности массива без дополнительной нормировки. В работе [Будков и др., 2023] было показано, что для оценки степени изменения механических характеристик примыкающего к разлому геоматериала, динамически нарушенного в результате подвижки вдоль поверхности скольжения, удобно использовать интенсивность сдвига — величину удвоенного корня квадратного из второго инварианта девиатора тензора деформаций [Качанов, 1969]. С привлечением обширных экспериментальных данных, полученных при подземных взрывах в скальных массивах, в работах [Будков и др., 2023; Будков, Кочарян, 2024] были предложены корреляционные зависимости, позволяющие на основе расчетных распределений величины интенсивности сдвига оценить степень

изменения различных физико-механических характеристик скальной породы в зоне интенсивных динамических нагрузок — скорости продольных волн, проницаемости, трещиноватости. На рис. 8 показано полученное с использованием этих зависимостей пространственное распределение величины относительного изменения скорости продольных волн $\frac{dC_p}{C_p}$ в массиве.

Как видно из результатов расчета, изменение скорости распространения продольных волн не вполне повторяет конфигурацию области, в которой превышен предел прочности (см. рис.7 и рис.8). Это объясняется тем, что нет однозначной связи между величиной интенсивности сдвига и выполнением критериев разрушения сдвигом или отрывом. Как правило, ближе к середине области, очерченной по результатам

расчетов разрушения, выполнение критериев разрушения сопровождается наличием больших деформаций среды. Однако ближе к краям зоны разрушения величина интенсивности сдвига может быть даже заметно меньше, чем в некоторых областях, где критерии разрушения не выполняются. Причем, чем сложнее волновая картина движения среды, тем слабее эта связь. Это особенно заметно при сопоставлении рис. 7е и рис. 8б.

На глубине 6 км (рис. 8а), где, как отмечалось выше, вклад разрушения отрывом довольно значителен, тонкие области интенсивного (свыше 30%) снижения величины C_p распространяются на расстояние около 25–30 м от плоскости скольжения. Непосредственно возле плоскости скольжения наблюдается полоса шириной около 10 м, где происходит существенное (свыше 20%) снижение скорости продольных волн.

Пример расчета зоны повреждений в окрестности сверхсдвигового разрыва приведен для глубины 9 км (рис. 8б). Здесь снижение величины C_p более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной близости от плоскости скольжения на расстоянии 10–20 м. На больших расстояниях значения параметра $\frac{dC_p}{C_p}$ не превышают 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты расчетов динамического распространения подвижки по тектоническому разлому показывают, что геометрия нарушенной зоны и физико-механические характеристики породы в ней существенным образом зависят от режима распространения разрыва и величины литостатического давления.

Для разрыва, распространяющегося в субрелеевском режиме, скорость распространения слабо зависит от глубины, а вариация величины V_r определяется диссипацией энергии при пластическом течении.

На больших глубинах литостатические напряжения полностью подавляют отрыв, и разрушение породы происходит исключительно за счет деформации сдвига. На малых же глубинах механизм разрушения отрывом становится преобладающим. Сброс напряжений, связанный с появлением трещин отрыва, приводит к рез-

кому уменьшению зоны разрушения сдвигом, которая локализована лишь в непосредственной близости от плоскости разрыва. Увеличение прочности на отрыв приводит к увеличению размеров зоны сдвигового разрушения.

При переходе к суперсдвиговому режиму посредством механизма образования дочерней трещины зона разрушения становится неодносвязанной. Дополнительно формирующаяся область разрушения, отделенная от плоскости контакта, обусловлена воздействием продольной волны.

Изменение скорости распространения продольных волн более чем на 15–20% имеет место лишь в непосредственной близости от плоскости скольжения на расстоянии 10–20 м.

На больших расстояниях величина $\frac{dC_p}{C_p}$ не превышает 10%. На малых глубинах могут иметь место трещины отрыва, которые распространяются на расстояния в первые десятки метров от плоскости скольжения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ. Проект № 22-17-00204.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов В.Н., Борисов В.А., Будков А.М. и др.* Механическое действие ядерного взрыва. М.: Физматлит. 2002. 550 с.
- Бернштейн В.А.* Механогидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987. 320 с.
- Будков А.М., Кишкина С.Б.* Один из сценариев распространения “быстрых” разрывов при землетрясениях // Физическая мезомеханика 2024. Т. 27. № 2. С. 102–111. https://doi.org/10.55652/1683-805X_2024_27_2_102-111
- Будков А.М., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Моделирование сверхсдвигового режима распространения разрыва по разлому с гетерогенной поверхностью // Физика Земли. 2022. № 4. С. 135–150. <https://doi.org/10.31857/S0002333722040019>
- Будков А.М., Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б.* Оценка изменения проницаемости массива горных пород в окрестности подземного взрыва по экспериментальным данным и результатам численного моделирования // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2023. № 1. С. 12–21.
- Будков А.М., Кочарян Г.Г.* О влиянии разрушения отрывом на формирование зоны нарушенного материала в окрестности динамического сдвига по разлому в кристаллическом массиве горных пород // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т. 16. № 2. С. 1–10.

- https://doi.org/10.26006/29490995_2024_16_2_1
Качанов Л.М. Основы теории пластичности. М.: Наука. 1969. 420 с.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М. 1975. 176 с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- 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.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721040062>
- Кочарян Г. Г., Будков А.М., Кишкина С.Б.* Влияние структуры зоны скольжения разлома на скорость распространения разрыва при землетрясении // *Физическая мезомеханика*. 2022. Т. 25. № 4. С. 84–93.
https://doi.org/10.55652/1683-805X_2022_25_4_84
- Леонов М.Г.* Морфоструктура внутриконтинентальных осадочных бассейнов и фрактальная геометрия // *Динамические процессы в геосферах*. 2022. Т. 14. № 1. С. 3–16.
https://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_3
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Бакеев Р.А., Лаврушина Е.В., Стефанов Ю.П.* Тектоническая эволюция системы “фундамент–чехол” и морфоструктурная дифференциация осадочных бассейнов // *Геотектоника*. 2020. № 2. С. 3–17.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X20020083>
- Мелюш Г.* Образование ударных кратеров. М.: Мир. 1994. 335 с.
- Морозов В.Н., Татаринцев В.Н., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., *M* 7.4) // *Вулканология и сейсмология*. 2020. № 2. С. 43–54.
<https://doi.org/10.31857/S0203030620020042>
- Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.* Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания // *Физика Земли*. 2015. № 4. С. 81–93.
<https://doi.org/10.7868/S0002333715040110>
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.
- Ampuero J.P., Mao X.* Upper limit on damage zone thickness controlled by seismogenic depth // *Fault Zone Dynamic Processes: Evolution of Fault Properties During Seismic Rupture*. 2017. V. 227. P. 243–253.
<https://doi.org/10.1002/9781119156895.ch13>
- Andrews D.J.* Rupture Propagation with Finite Stress in Antiplane Strain // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 3575–3582.
<https://doi.org/10.1029/JB081i020p03575>
- Andrews D.J.* Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone // *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.* 2005. V. 110. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2004JB003191>
- Collettini C., Carpenter B.M., Viti C., Cruciani F., Mollto S., Tesi T., Trippetta F., Valoroso L., Chiaraluce L.* Fault structure and slip localization in carbon-ate bearing normal faults: an example from the Northern Apennines of Italy // *Journal of Structural Geology*. 2014. V. 67. P. 154–166.
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.017>
- Drucker D.C., Prager W.* Soil mechanics and plastic analysis or limit design // *Q. Appl. Math.* 1952. V. 10. P. 157–165.
<https://doi.org/10.1090/qam/48291>
- Ida Y.* Cohesive force across tip of a longitudinal-shear crack and Griffiths specific surface-energy // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 3796–3805.
<https://doi.org/10.1029/JB077i020p03796>
- Kostrov B.V., Das Sh.* Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge Univ. Press. 2005. 286 p.
- Kolyukhin D., Torabi A.* Statistical analysis of the relationships between faults attributes // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. B05406.
<https://doi.org/10.1029/2011JB008880>
- Lapusta N.E., Dunham J.-P., Avouac M., Denolle Y. et al.* Modeling Earthquake Source Processes: from Tectonics to Dynamic Rupture. Report to National Science Foundation. http://www.seismolab.caltech.edu/pdf/MESP_White_Paper_Main_Text_8_March_2019.pdf
- Moore D.E., Lockner D.A.* The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite // *J. Struct. Geol.* 1995. V. 17. № 1. P. 95–114.
- Okubo K., Bhat H. S., Rougier E., Marty S., Schubnel A., Lei Z., Knight E. E., Klinger Y.* Dynamics, radiation and overall energy budget of earthquake rupture with coseismic off fault damage // *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.* 2019. V. 124. P. 11771–11801.
<https://doi.org/10.1029/2019jb017304>
- Perrin C., Manighetti I., Ampuero J.P., Cappa F., Gaudemer Y.* Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. № 5. P. 3666–3685.
- Poliakov A. N. B., Dmowska R., Rice J. R.* Dynamic shear rupture interactions with fault bends and off-axis secondary faulting // *J. Geophys. Res. -Sol. Ea.* 2002. V. 107. № B11. ESE-6.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000572>
- Preuss S., Ampuero J.P., Gerya T., van Dinther Y.* Characteristics of earthquake ruptures and dynamic off-fault deformation on propagating faults // *Solid Earth*. 2020. V. 11. P. 1333–1360.
<https://doi.org/10.5194/se-11-1333-2020>
- Rice J.R., Sammis C.G., Parsons R.* Off-fault secondary failure induced by a dynamic slip pulse // *B. Seismol. Soc. Am.* 2005. V. 95. P. 109–134.
<https://doi.org/10.1785/0120030166>

Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Cambridge University Press. 2019. 512 p.

<https://doi.org/10.1017/9781316681473>

Templeton E.L., Rice J.R. Off-fault plasticity and earthquake rupture dynamics: 1. Dry materials or neglect of fluid pressure changes // J. Geophys. Res.-Sol. Ea. 2008. V. 113. P. 1–19.

<https://doi.org/10.1029/2007JB005529>

Torabi A., Rudnicki J., Alaei B., Buscarnera G. Envisioning faults beyond the framework of fracture mechanics // Earth-Science Reviews. 2023. V. 238. P. 104358.

<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104358>

Xiao L., Nadia L., Ares J.R. Analysis of supershear transition regimes in rupture experiments: The effect of nucleation conditions and friction parameters // Geophysical Journal International. 2009. V. 177. № 2. P. 717–732. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04091>

Emergence of a Zone of Disturbed Rock in the Vicinity of Dynamic Slip Along a Tectonic Fault

A. M. Budkov^a, G. G. Kocharyan^{a, *}, and Z. Z. Sharafiev^a

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

Received November 6, 2024; revised November 27, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The article presents results of 2D simulations of formation of a zone of disturbed rock during the development of a dynamic shear along a horizontal tectonic fault. Different sliding regimes are studied: the sub-Rayleigh one (the rupture propagation velocity V_r does not exceed the velocity of Rayleigh wave in the medium) and the supershear one (the V_r value is higher than the velocity of transverse waves). Contributions of tear and shear mechanisms to the process of emerging zone of disturbed rock in the vicinity of a fault at different depths is considered. The degree of alteration in physical and mechanical properties of rock at different distances from the fault is assessed. It is shown that at large depths lithostatic stresses completely suppress rupture, and rock destruction occurs solely due to shear deformation. At shallow depths, the tear mechanism becomes predominant. The stress release associated with emerging of tensile cracks leads to an abrupt decrease of the zone of shear fracture. This zone is localized only in the immediate vicinity of the rupture plane. An increase in the tearing strength leads to an increase in the size of the shear fracture zone. In supershear ruptures, the fracture zone can have a complex, non-simple character. A change in the propagation velocity of longitudinal waves C_p by more than 15–20% occurs only in the immediate vicinity of the slip plane at a distance of 10–20 m. At large distances, the degree of change in the value does not exceed 10%. At shallow depths, there may be tensile cracks that propagate over significant distances from the slip plane.

Keywords: fault, earthquake, dynamic rupture, destruction of geomaterial, numerical simulations

УДК 550.348.436

ПРИРОДА АНИЗОТРОПНОГО ОТКЛИКА ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ СРЕДЫ НА ПРОХОЖДЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

© 2025 г. И. А. Пантелеев^{1,*} Д. В. Ложкин^{1,**} В. Ляховский^{2,***}, Э. Шалев^{2,****}

¹Институт механики сплошных сред УрО РАН, ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь, Россия

²Геологическая служба Израиля, г. Иерусалим, Израиль

*E-mail: pia@icmm.ru,

**E-mail: lozhkin.d@icmm.ru,

***E-mail: vladimir.lyakhovsky@gmail.com,

****E-mail: eyal2shalev@gmail.com

Поступила в редакцию 23.11.2024 г.

После доработки 07.12.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Мониторинг изменения порового давления или уровня воды в наблюдательных скважинах показывает значительные колебания как при прохождении P -волн и волн Релея, так и при прохождении S -волн и волн Лява. Недавние измерения в скважине показали азимутальную зависимость колебаний порового давления относительно ориентации напряжений и направления простираения разломной зоны. В зоне активной разломной зоны анизотропия, индуцированная трещиноватостью, соответствует преимущественной ориентации микротрещин и других дефектов сплошности среды. Настоящая работа посвящена разработке модифицированного уравнения Скемптона для количественного описания изменений порового давления в коллекторе, вызванных прохождением поверхностных волн и связанных с ориентацией и главными значениями тензора напряжений и поврежденности (трещиноватости) пород. Разработанные соотношения позволяют описать азимутальную зависимость отклика порового давления с помощью безразмерного параметра, определяемого как отношение амплитуд колебаний давлений, вызванных сдвиговой компонентой и объемной деформацией. Согласно предложенной теоретической модели, максимальный пороупругий отклик коллектора на прохождение сейсмической волны проявляется в случае субпараллельности направлений преимущественной трещиноватости пород и максимального горизонтального напряжения.

Для верификации предложенной теоретической модели использованы данные мониторинга порового давления в резервуаре, используемом под захоронение сточных вод Арбакл (Оклахома, США). Показано, что наблюдаемое разнообразие отклика порового давления в скважинах, расположенных в окрестностях разломной зоны, пересекающей резервуар, на прохождение сейсмических волн от разноудаленных сейсмических событий с высокой точностью описывается разработанной моделью.

Ключевые слова: пороупругий отклик, гидрогеологические эффекты, индуцированная трещиноватостью анизотропия, нелинейная механика, тензор поврежденности.

DOI: 10.31857/S0002333725020079, EDN: DLPOCG

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы при решении различных задач геодинамики, геофизики и геомеханики часто рассматриваются в приближении изотропного линейно-упругого материала с постоянными

скоростями упругих волн. Однако хорошо известно, что породы, слагающие верхний слой земной коры, могут быть весьма неоднородными и содержать дефекты сплошности различного типа: разномасштабные трещины, каверны, границы блоков и т.д. Эти дефекты могут оказывать

значительное влияние на физические и механические свойства пород, вызывая, в частности, анизотропию скоростей упругих волн [Виноградов и др., 1989; 1992; Егоркин, Егоркин, 1986; Chesnokov, Zatsepin, 1991; Nur, Simmons, 1969; Nur, 1971; Bonner, 1974; Lockner et al., 1977; Sayers, 2002; Stanchits et al., 2006; Browning et al., 2018]. Индуцированная дефектами анизотропия скоростей упругих волн в горных породах связана с наличием преимущественной ориентации дефектов, которая в свою очередь вызвана процессами формирования и деформирования породы в поле приложенных гравитационных и тектонических сил. Степень анизотропии зависит от ряда факторов, таких как плотность трещин, их ориентация, величина и вид напряженно-деформированного состояния породы. По мере изменения этих факторов может меняться отклик породы на прохождение сейсмических волн или упругих волн другой природы. Анизотропия скоростей упругих волн, индуцированная дефектами сплошности, также наблюдается вблизи крупных активных разломов и других сред с высоким уровнем трещиноватости [Crampin 1987; Leary et al., 1990; Miller, Savage 2001; Peng, Ben-Zion, 2004]. Учет индуцированной анизотропии поврежденных (трещиноватых) пород имеет важное значение для различных геофизических и геомеханических приложений, таких как сейсморазведка и геомеханическое моделирование резервуаров углеводородов.

В отличие от линейно-упругих материалов изменение объема при деформировании горных пород зависит от компонент девиатора напряжений. Так при воздействии негидростатической нагрузки трещиноватые породы могут демонстрировать значительную объемную деформацию еще до достижения предельной нагрузки [Lockner et al., 1992; Schmitt, Zoback 1992; Renard et al., 2019]. Согласно классической теории поропругости Био [Biot, 1941], изменение порового давления флюида в трещиноватопористой среде при недренированных условиях (когда отток флюида отсутствует или затруднен) определяется исключительно изменением среднего напряжения

$$\Delta P_f = B \Delta \sigma_m, \quad (1)$$

где: P_f — поровое давление; σ_m — среднее напряжение в твердом скелете; $B = \beta M / K_u$ — коэффи-

циент Скемптона, определяемый коэффициентом Био β , модулем Био M и недренированным модулем объемного сжатия K_u . Многочисленные лабораторные экспериментальные исследования поропругого поведения горных пород показали, что девиаторные напряжения могут оказывать существенное влияние на поровое давление [Wang, 1997; Lockner, Stanchits, 2002; Hamiel et al., 2005], а их связь определяется уравнением Скемптона [Skempton, 1954]:

$$\Delta P_f = B \left(\Delta \sigma_m + 2 \left(A - \frac{1}{3} \right) \Delta \sigma_d \right), \quad (2)$$

где σ_d — дифференциальное напряжение; A — дополнительный коэффициент Скемптона. Таким образом, величина дополнительного коэффициента Скемптона определяет чувствительность флюидонасыщенной породы к изменению девиаторных напряжений и возможность описания ее поведения в приближении линейного поропругого тела.

Подземные воды, заключенные в коллекторах различного типа, выступают своеобразным индикатором напряженного состояния водовмещающих пород. В естественных условиях поропругий отклик среды на экзогенные и эндогенные факторы приводит к соответствующим вариациям уровня водоносных горизонтов (порового давления). Это явление лежит в основе многих исследований, которые можно разделить на три направления. К первому направлению относится определение типа коллектора на основе гармонического анализа по гидрогеологическому отклику на приливы и изменение атмосферного давления [Rahi, Halihan, 2013]. Для безнапорного водоносного горизонта барометрический отклик является частотно-зависимым в отличие от этого же параметра для напорного горизонта. Согласно низко- и высокочастотным барометрическим откликам можно судить об ограниченности водоносного горизонта [Lai et al., 2013].

Второе направление посвящено оценке фильтрационных свойств флюидонасыщенных массивов и зон динамического влияния разломов по отклику на изменение атмосферного давления и приливные воздействия. Отклик порового давления в закрытой скважине на медленные изменения напряжений может рассматриваться в рамках квазистатической поропругой теории

[Барабанов и др., 1988; Копылова, Болдина, 2019; Hsieh et al., 1987; Burbey, 2010; Xue et al., 2016]. Анализ приливного отклика широко используется для оценки коллекторских свойств водонасыщенной среды [Cutillo, Bredehoeft, 2011; Doan et al., 2006] и направлен на исследование фазового сдвига между приливными волнами, выделенными в вариациях уровня водоносных горизонтов, и объемной деформации пласта.

Третье направление составляют исследования, направленные на изучение гидрогеологических эффектов, вызванных землетрясениями, и установленных не только в сейсмоактивных регионах, но и в платформенных условиях [Вартанян, 2019; Волейшо и др., 2007; Горбунова и др., 2015; Копылова, Болдина, 2019; 2020; 2021; Kitagawa et al., 2011; Wang, Manga, 2010]. Многолетние наблюдения за реакцией подземных вод на землетрясения позволили выделить основные типы гидрогеологических эффектов: предвестники, косейсмические и постсейсмические вариации уровня подземных вод [Киссин, 2015]. Предвестники прослеживаются в виде гидрогеологических, гидрогеохимических и температурных аномалий в наблюдательных скважинах и источниках перед землетрясениями [Копылова, Болдина, 2021; Вартанян, 2002; 2019; Копылова, Болдина, 2021]. Постсейсмические эффекты могут быть связаны с формированием магистрального разрыва, сопровождаемого системой оперяющих трещин, необратимыми деформациями в дискретной блоково-иерархической геосреде, локальными изменениями структуры порово-трещинного пространства после прохождения сейсмических волн. Соответственно, косейсмические вариации уровня воды или порового давления в закрытой скважине вызваны прохождением сейсмических волн и могут быть как скачкообразными, так и постепенными.

В приближении линейной пороупругости предполагается, что уровень воды должен реагировать только на прохождение P -волн и волн Релея, имеющих существенную объемную деформационную составляющую. Сдвиговые волны (S -волны) и волны Лява не вызывают значительных изменений уровня воды, поскольку их распространение сопровождается сдвиговой деформацией среды, напрямую не сжимающей или не расширяющей порово-трещинное про-

странство. Однако, как и в случае с лабораторными экспериментами, многочисленные скважинные измерения показали, что уровень воды (поровое давление) в измерительных скважинах реагирует на прохождение волн Лява [Wang et al., 2009]. При этом наблюдается устойчивая однозначная связь между вызванными волной объемными и дифференциальными деформациями и колебаниями порового давления, определяемая также уравнением Скемптона, записанном в деформациях [Shalev et al., 2016a; 2016b; Lutzky et al., 2020].

Наличие преимущественной ориентации в зонах динамического влияния активных разломов может приводить к азимутальной зависимости пороупругой реакции водонасыщенного коллектора на проходящие волны [Crampin, 1989; Winterstein, 1990]. В работе [Shalev et al., 2016b] введены два коэффициента M и N , связывающие изменение порового давления с объемной и сдвиговой компонентами деформации:

$$dP_f = Md\varepsilon_v + Nd\varepsilon_d, \quad (3)$$

где ε_v — объемная деформация; ε_d — дифференциальная деформация. На основе длительных скважинных измерений установлено, что величина коэффициента N зависит от степени трещиноватости породы коллектора, и может быть использована для ее оценки по сейсмологическим и гидрогеологическим данным. Новые результаты мониторинга порового давления в скважине, пройденной вблизи активной разломной зоны в районе резервуара сброса сточных вод Арбакл (Оклахома, США), представленные в работе [Barbour, Beeler, 2021], показали, что отношение коэффициентов N/M уравнения Скемптона в деформациях (3), оцененное по вариациям порового давления в скважине при прохождении телесеismicических волн от удаленных землетрясений, имеет азимутальную зависимость. Этот факт указывает на анизотропию пороупругого отклика флюидонасыщенного коллектора на прохождение сейсмических волн, которая не описывается уравнением Скемптона (3).

Целью настоящей работы является развитие теоретических представлений о связи вариаций порового давления с вариациями объемных и сдвиговых деформаций, вызванных прохождением сейсмических волн, учитывающих как степень трещиноватости анизотропного

коллектора, так и ее преимущественную ориентацию. Новая формулировка уравнения Скемптона базируется на ранее разработанной авторами анизотропной пороупругой модели деформирования трещиновато-пористой флюидонасыщенной среды [Lyakhovsky et al., 2022a], учитывающей преимущественную ориентировку трещиноватости пород в поле приложенных напряжений.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОРОУПРУГОГО ОТЛИКА ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОЙ СРЕДЫ

Для произвольного трехосного напряженно-деформированного состояния среды уравнение Скемптона (2) было переписано через октаэдрическое напряжение τ_{oct} в виде [Henkel, 1960; Henkel, Wade, 1966]

$$\Delta P_f = B \left(\Delta \sigma_m + \frac{3A-1}{\sqrt{2}} \Delta \tau_{oct} \right), \quad (4)$$

где $\tau_{oct} = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2}$ — октаэдрическое напряжение; σ_i — главные напряжения. При $A = \frac{1}{3}$ уравнение (4) сводится к уравнению линейной пороупругости (1) с одним коэффициентом Скемптона. В случае $A < \frac{1}{3}$ вариации порового давления ниже вариаций, предсказываемых теорией Био, что неоднократно подтверждалось в лабораторных экспериментах [Scmitt, Zoback, 1992; Lockner, Byerlee, 1994; Lockner, Stanchits, 2002; Paterson, Wong, 2005].

В общем случае изменение порового давления коллектора, анизотропия упругих свойств которого индуцирована трещиноватостью, не может быть выражено только через инварианты тензора напряжений и деформаций, поскольку пороупругий отклик должен меняться при вращении приложенной нагрузки. Запишем изменение порового давления в уравнении (4) в виде зависимости от компонент девиатора напряжений:

$$\Delta P_f = B \Delta \sigma_m + A^*_{ij} \Delta \tau_{ij}, \quad (5)$$

где $\tau_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma_m \delta_{ij}$ — компоненты девиатора напряжений; A^*_{ij} — компоненты дополнительно-го тензорного коэффициента Скемптона. Известные скалярный и тензорный коэффициенты

Скемптона могут быть найдены в общем виде из решения системы двенадцати уравнений:

$$\begin{cases} B = \frac{\partial P_f}{\partial \sigma_m} \Big|_{\tau_{ij}=\text{const}} \\ A^*_{ij} = \frac{\partial P_f}{\partial \tau_{ij}} \Big|_{\sigma_m=\text{const}} \end{cases}. \quad (6)$$

Сложность системы уравнений (6) заключается в том, что в общем случае невозможно получить ее полную математическую формулировку.

Как было сказано ранее, колебания порового давления, вызванные распространением сдвиговых волн и волн Лява, значительно усиливаются в сильно трещиноватых породах [Shalev et al., 2016b]. Для поверхностных волн такого типа приращение полной деформации в системе координат, связанной с направлением распространения волны (x_1 — направление распространения волны, x_2 — направление ортогональное к направлению распространения волны), может быть представлено в виде суммы приращения объемной деформации $d\varepsilon_v$ и приращения сдвиговой компоненты $d\varepsilon_{12}$, связанной с тангенциальной компонентой смещения в волне. Тогда соотношение (5) в системе координат, связанной с направлением распространения волны, может быть записано в виде

$$dP_f = B_\Phi d\sigma_m + A_\Phi d\tau_{oct}, \quad (7)$$

где: приращения среднего и октаэдрического напряжений определяются через приращения соответствующих деформаций:

$$\begin{aligned} d\sigma_m &= \frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_v} d\varepsilon_v + \frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_{12}} d\varepsilon_{12} \\ d\tau_{oct} &= \frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_v} d\varepsilon_v + \frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_{12}} d\varepsilon_{12} \end{aligned}. \quad (8)$$

Коэффициенты B_Φ и A_Φ в этом случае определяются уравнениями

$$B_\Phi = \frac{\beta M}{\frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_v} - \frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_{12}} \frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_{12}}}, A_\Phi = \frac{\beta M}{\frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_v} - \frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_{12}} \frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_v}}, \quad (9)$$

где β , M — коэффициент и модуль Био соответственно. Таким образом, для нахождения коэф-

коэффициентов в модифицированном уравнении Скемптона (7) необходимо выбрать определяющие соотношения, связывающие компоненты тензора напряжений и деформаций и учитывающие тензорный характер развития поврежденности (трещиноватости) во флюидонасыщенной геосреде.

Ранее в работе авторов [Lyakhovsky et al., 2022a] была предложена модель нелинейного анизотропного пороупругого тела с тензорными поврежденностью и пористостью. Степень трещиноватости описывается с помощью тензора поврежденности второго ранга Ω_{ij} , главные направления которого задают направления ортотропии материала, а главные значения определяют изменение эффективной площади поперечных сечений, перпендикулярных к каждой из осей ортотропии. Преимущество такого представления заключается в возможности определения компонент тензора для любого набора разноориентированных ансамблей микротрещин, полученного по томографическим или петрофизическим данным. Для описания эффекта направленного уплотнения вместо скалярного параметра пористости вводится тензорная величина Ψ_{ij} , след которой отражает пористость материала [Пантелеев и др., 2022; Lyakhovsky et al., 2022b]. Разработанная модель наследует основные черты ранее разработанных нелинейных моделей деформирования геосреды со скалярными параметрами поврежденности и пористости [Namiel et al., 2004; 2005], а взаимодействие двух введенных тензорных параметров позволяет описать различные сценарии неупругого деформирования трещиноватой пористой среды [Lyakhovsky et al., 2022a].

Свободная энергия деформируемого трещиноватого (поврежденного) пористого материала, согласно этой модели, имеет вид:

$$F = \left[\frac{\lambda_0}{2} I_1^2 + \mu_0 I_2 \right] + \left[\gamma \xi_0 I_2^{(\Omega)} - \gamma I_1^{(\Omega)} \sqrt{I_2^{(\Omega)}} \right] + \frac{M}{2} \left[\beta I_1 - \zeta + \Psi_{ij} \delta_{ij} \right]^2, \quad (10)$$

где: λ_0, μ_0 — коэффициенты Ламе однородного (неповрежденного) материала; γ — дополнительный упругий модуль, определяющий зависимость упругих свойств от вида напряженно-деформированного состояния и усиление нелинейности деформационного отклика с ростом поврежденности; I_1, I_2 — первый и второй

инварианты тензора деформаций; $I_1^{(\Omega)}, I_2^{(\Omega)}$ — первый и второй инварианты симметризованного тензора эффективных деформаций $\varepsilon_{ij}^{(\Omega)} = \frac{1}{2} (\varepsilon_{ik} \Omega_{kj} + \Omega_{ik} \varepsilon_{kj})$; ξ_0 — материальный параметр, контролирующий переход от залечивания микротрещин к их росту; ζ — объемная доля флюида (отношение объема флюида к элементарному объему материала). Третий член в соотношении (10) с модулем Био M и коэффициентом Био β отличается от классической линейной пороупругости только членом $\Psi_{ij} \delta_{ij}$. В исходном недеформированном состоянии в условиях полного насыщения и равенства нулю порового давления флюид занимает все поровое пространство, т.е. $\zeta = \Psi_{ij} \delta_{ij}$. В общем случае изменение тензорной величины Ψ_{ij} описывает необратимое изменение геометрии порового пространства, что при неизменности объемной доли флюида ($\zeta = \text{const}$) приводит к увеличению или уменьшению порового давления.

Дифференцирование свободной энергии по компонентам тензора деформации приводит к выражению для компонент тензора напряжений:

$$\sigma_{lm} = \left[\lambda_0 I_1 \delta_{lm} + 2\mu_0 \varepsilon_{lm} \right] - \gamma \Omega_{lm} \sqrt{I_2^{(\Omega)}} + \gamma \left(\xi_0 - \frac{1}{2} \frac{I_1^{(\Omega)}}{\sqrt{I_2^{(\Omega)}}} \right) \frac{\partial I_2^{(\Omega)}}{\partial \varepsilon_{lm}} + \beta M (\beta I_1 - \zeta + \Psi_{ij} \delta_{ij}) \delta_{lm}, \quad (11)$$

где $\frac{\partial I_2^{(\Omega)}}{\partial \varepsilon_{lm}} = \frac{1}{2} (\Omega_{li} \varepsilon_{ik} \Omega_{km} + \Omega_{mi} \varepsilon_{ik} \Omega_{kl}) + \frac{1}{2} (\Omega_{lj} \varepsilon_{mk} \times \Omega_{kj} + \Omega_{mj} \varepsilon_{ik} \Omega_{kj})$. Дифференцирование по объемной доле флюида ζ приводит к выражению для порового давления

$$P_f = M (-\beta I_1 + \zeta - \Psi_{lm} \delta_{lm}). \quad (12)$$

Из соотношения (12) видно, что на величину порового давления оказывает влияние упругая деформация твердого скелета ($-\beta I_1$), объемная доля флюида ζ и необратимое изменение порового пространства, описываемое сверткой $\Psi_{lm} \delta_{lm}$.

Чтобы вычислить коэффициенты B_Φ и A_Φ в терминах упругих свойств, компонент тензора поврежденности и текущего состояния, необходимо вычислить все производные, входящие в (9) с использованием определяющего соотношения (11).

Матрица жесткости K_{ijkl} представляет собой приращение компонент тензора напряжений σ_{lm} при малом приращении компонент тензора деформаций ε_{ij} :

$$K_{ijnm} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial \varepsilon_{nm}} = (\lambda_0 + \beta^2 M) \delta_{ij} \delta_{nm} + 2\mu_0 (\delta_{in} \delta_{jm} + \delta_{im} \delta_{jn}) - \frac{\gamma}{2} \frac{\Omega_{ij}}{\sqrt{I_2^\Omega}} \frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{nm}} + \gamma \left(\xi_0 - \frac{1}{2} \frac{I_1^\Omega}{\sqrt{I_2^\Omega}} \right) \frac{\partial^2 I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{ij} \partial \varepsilon_{nm}} - \frac{\gamma}{2} \left(\frac{\partial I_1^\Omega}{\partial \varepsilon_{nm}} \frac{1}{\sqrt{I_2^\Omega}} - \frac{1}{2} \frac{I_1^\Omega}{I_2^\Omega} \frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{nm}} \right) \frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{ij}}. \quad (13)$$

С использованием матрицы жесткости приращение среднего напряжения может быть найдено как

$$d\sigma_m = -\frac{1}{3} tr \left[\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial \varepsilon_{nm}} d\varepsilon_{nm} \right] = -\frac{1}{3} K_{ijnm} \delta_{ij} d\varepsilon_{nm}. \quad (14)$$

Раскладывая приращение полной деформации в виде $d\varepsilon_{nm} = -\frac{1}{3} d\varepsilon_v \delta_{nm} + d\varepsilon_{nm}^d$ получаем выражение для недренированного модуля объемного сжатия K_u , являющегося производной среднего напряжения по объемной деформации:

$$\frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_v} = K_u = \frac{1}{9} K_{ijnm} \delta_{ij} \delta_{nm}. \quad (15)$$

С учетом (13) недренированный модуль объемного сжатия может быть найден через инварианты $I_1^{(\Omega)}, I_2^{(\Omega)}$ и их производные из соотношения

$$K_u = \lambda_0 + \beta^2 M + \frac{2}{3} \mu_0 - \frac{2\gamma}{9} \left(\frac{\Omega_{nn}}{\sqrt{I_2^\Omega}} \Omega_{mi} \varepsilon_{ik} \Omega_{km} - \left(\xi_0 - \frac{1}{2} \frac{I_1^\Omega}{\sqrt{I_2^\Omega}} \right) \times \right. \\ \left. \times \Omega_{ij} \Omega_{ij} - \frac{I_1^\Omega (\Omega_{mi} \varepsilon_{ik} \Omega_{km})^2}{2 I_2^\Omega \sqrt{I_2^\Omega}} \right), \quad (16)$$

которое при $\gamma = 0$ редуцируется к хорошо известному соотношению линейной порупругости $K_u = \lambda_0 + \beta^2 M + \frac{2}{3} \mu_0$.

Производная среднего напряжения по сдвиговой компоненте деформации ε_{12} может быть найдена через матрицу жесткости как

$$\frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_{12}} = -\frac{1}{3} K_{ij12} \delta_{ij}. \quad (17)$$

Соответственно, полное выражение для этой производной имеет вид:

$$\frac{\partial \sigma_m}{\partial \varepsilon_{12}} = -\frac{\gamma}{3} \left[-\frac{1}{2} \frac{\Omega_{kk}}{\sqrt{I_2^\Omega}} \frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{12}} + 4 \left(\xi_0 - \frac{1}{2} \frac{I_1^\Omega}{\sqrt{I_2^\Omega}} \right) \times \right. \\ \left. \times \Omega_{1m} \Omega_{m2} - (\Omega_{mi} \varepsilon_{ik} \Omega_{km}) \times \right. \\ \left. \times \left(\frac{2\Omega_{12}}{\sqrt{I_2^\Omega}} - \frac{1}{2} \frac{I_1^\Omega}{I_2^\Omega} \frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{12}} \right) \right], \quad (18)$$

где $\frac{\partial I_2^\Omega}{\partial \varepsilon_{12}} = \frac{1}{2} (\Omega_{1i} \varepsilon_{ik} \Omega_{k2} + \Omega_{i2} \varepsilon_{ik} \Omega_{1k}) + \frac{1}{2} (\Omega_{1j} \varepsilon_{k2} \Omega_{kj} + \Omega_{j2} \varepsilon_{1k} \Omega_{kj})$.

Для вычисления производных октаэдрического напряжения перепишем его в произвольной системе координат, необязательно связанной с главными осями тензора напряжений:

$$\tau_{oct} = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2} = \\ = \frac{1}{3} \sqrt{3S_2 - S_1^2}, \quad (19)$$

где $S_1 = \sigma_{kk} = -3\sigma_m$, $S_2 = \sigma_{ij} \sigma_{ij}$. Используя соотношения, приведенные выше, получаем:

$$\frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_v} = \frac{1}{18\tau_{oct}} \left[3 \frac{\partial S_2}{\partial \varepsilon_v} - 2S_1 \frac{\partial S_1}{\partial \varepsilon_v} \right] = \frac{-\tau_{ij} K_{ijnm} \delta_{nm}}{9\tau_{oct}}, \quad (20)$$

$$\frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_{12}} = \frac{1}{18\tau_{oct}} \left[3 \frac{\partial S_2}{\partial \varepsilon_{12}} - 2S_1 \frac{\partial S_1}{\partial \varepsilon_{12}} \right] = \frac{\tau_{ij} K_{ij12}}{3\tau_{oct}}, \quad (21)$$

где τ_{ij} — компонент деватора напряжений.

Подстановка найденных производных среднего и октаэдрического напряжений по объемной деформации и сдвиговой компоненте приводит к выражениям для коэффициентов B_Φ и A_Φ в модифицированном уравнении Скемптона (7):

$$B_\Phi = \frac{9\beta M \tau_{ij} K_{ij12}}{9K_u \tau_{ij} K_{ij12} - K_{ij12} \delta_{ij} \tau_{ij} K_{ijnm} \delta_{nm}}, \quad (22)$$

$$A_\Phi = \frac{9\beta M \tau_{oct} K_{ij12} \delta_{ij}}{9K_u \tau_{ij} K_{ij12} - K_{ij12} \delta_{ij} \tau_{ij} K_{ijnm} \delta_{nm}}$$

Видно, что найденные коэффициенты зависят от текущего уровня приложенных напряжений τ_{ij} и τ_{oct} , а не только от физических (материальных) параметров, что крайне неудобно при использовании их для анализа конкретных геофизических данных. От этого недостатка можно избавиться, перейдя от уравнения Скемптона в напряжениях (7) к уравнению Скемптона в деформациях

$$dP_f = M_\Phi d\varepsilon_v + N_\Phi d\varepsilon_{12}. \quad (23)$$

Коэффициенты M_Φ и N_Φ могут быть найдены через коэффициенты уравнения (7) с использованием соотношений

$$M_\Phi = B_\Phi K_u, N_\Phi = A_\Phi \frac{\partial \tau_{oct}}{\partial \varepsilon_{12}} = A_\Phi \frac{\tau_{ij} K_{ij12}}{3\tau_{oct}}. \quad (24)$$

Следуя работе [Barbour, Beeler, 2021], найдем отношение этих коэффициентов:

$$\begin{aligned} \frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u} &= \frac{1}{3K_u} K_{ij12} \delta_{ij} = \\ &= \frac{1}{3K_u} (K_{1112} + K_{2212} + K_{3312}). \end{aligned} \quad (25)$$

Полученное выражение для $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ обладает рядом преимуществ. Во-первых, оно определяется только материальными параметрами, величиной главных компонент и ориентацией тензора поврежденности, а также видом напряженно-деформированного состояния. Во-вторых, полученное выражение имеет прозрачный физический смысл. Отношение коэффициентов, определяющих пороупругий отклик флюидонасыщенного поврежденного материала на изменение объемной и сдвиговой деформации, равно отношению среднего модуля, связывающего диагональные компоненты тензора напряжений со сдвиговой компонентой деформации ε_{12} , к недренированному модулю объемного сжатия. В случае $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u} \ll 1$ можно говорить о нечувствительности поврежденной флюидонасыщенной среды к прохождению сдвиговых волн и волн Лява, а при $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u} \approx 1$ о высокой чувствительности среды, сопоставимой с пороупругим откликом нахождение P -волн и волн Релея.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОРОУПРУГОГО ОТКЛИКА ВОДОНАСЫЩЕННОЙ ТРЕЩИНОВАТОЙ СРЕДЫ В ОКРЕСТНОСТИ АКТИВНОГО РАЗЛОМА

Для оценки влияния трещиноватости, имеющей преимущественную ориентацию, на отношение коэффициентов $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ в модифицированном уравнении Скемптона (23) в случае воздействия на трещиноватую флюидонасыщенную среду в районе активного разлома поверхностной волны рассмотрим следующую задачу. Сдвиговая разломная зона находится в поле природных напряжений, ориентированных следующим образом (рис. 1): вертикальная компонента тензора напряжения (отрицательная σ_v) действует вдоль оси Z , минимальное горизонтальное напряжение $Sh_{\min} = \sigma_v + \Delta$ ориентировано вдоль оси X , максимальное горизонтальное напряжение $Sh_{\max} = \sigma_v - \Delta$ — вдоль оси Y . Параметр Δ определяет уровень напряжений, обеспечивающих выполнение критерия активизации разломной зоны. Разломная зона ориентирована к направлению действия максимального горизонтального напряжения под углом Кулона–Мора θ , определяемым углом внутреннего трения среды φ как $\theta = \frac{\pi}{4} \pm \frac{\varphi}{2}$. Направление прихода поверхностной волны задается углом $\omega \in [0, 2\pi]$ и определяет локальную систему координат OX^*Y^* , в которой будет оцениваться отношение коэффициентов $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$, что влечет необходимость вращения всех тензорных величин на соответствующий угол.

Для нахождения зависимости $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода волны ω были выбраны следующие значения материальных параметров, характерные для песчаников [Wang, 2000]: параметр Ламе $\lambda_0 = 30$ МПа, отношение параметров Ламе $\mu_0 = 2.5\lambda_0$, модуль Био $M = 2.84\lambda_0$ и коэффициент Био $\beta = 0.7$, угол внутреннего трения $\varphi = 40^\circ$. Для принятых значений материальных параметров получаем $\xi_0 = -1$ и дополнительный модуль близок модулю сдвига $\gamma \sim \mu_0$.

Будем рассматривать два случая ориентации трещиноватости (поврежденности) (см. рис. 1):

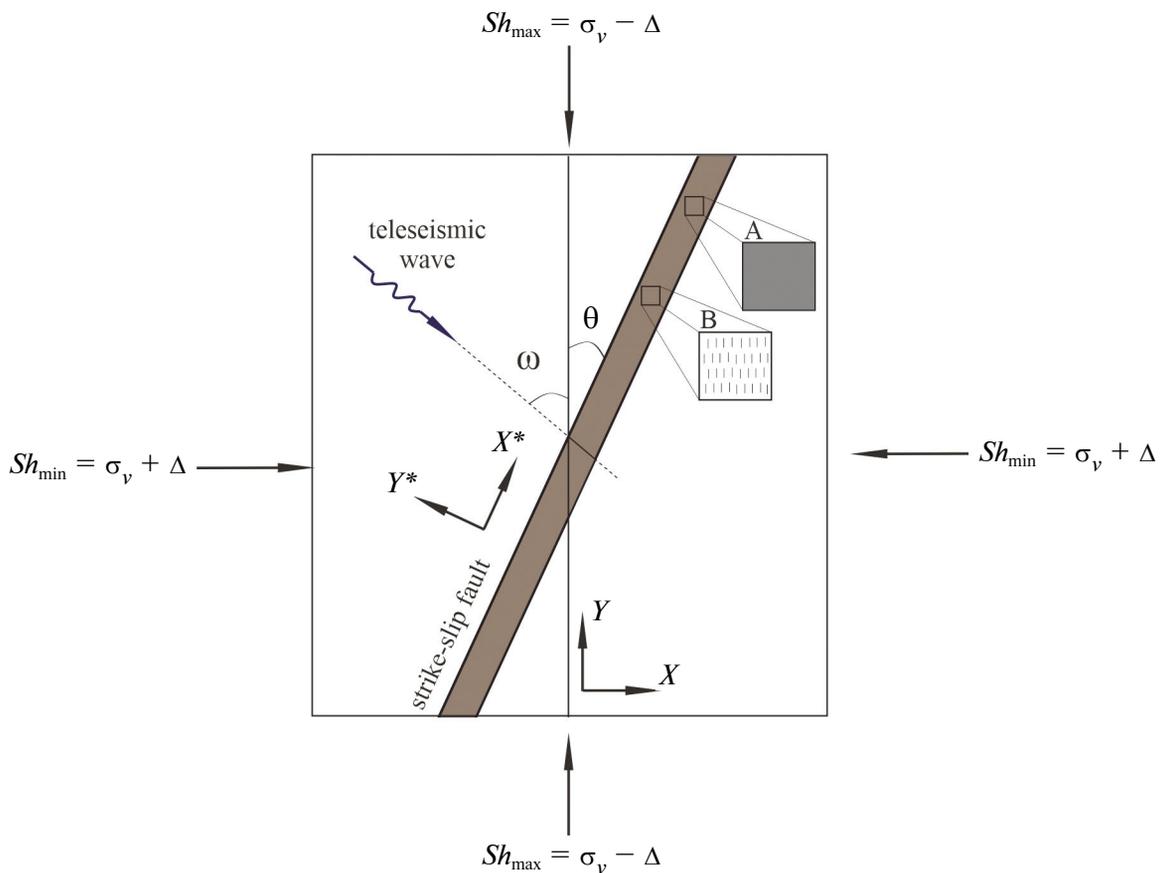


Рис. 1. Ориентация зоны сдвига и два варианта ориентации трещиноватости: А – изотропная трещиноватость (равновероятно ориентированная); В – трещиноватость, ориентированная параллельно оси максимального горизонтального сжатия.

изотропную трещиноватость, характеризующуюся равновероятным распределением микротрещин по ориентации (случай А), трещиноватость, ориентированную параллельно оси максимального горизонтального сжатия (случай В). Необходимо отметить, что второй случай ориентации трещиноватости соответствует многочисленным экспериментальным наблюдениям [Reches, Lockner, 1994] и ранее был теоретически предсказан в рамках нелинейной модели упругости с тензорным параметром поврежденности как оптимальный угол ориентации трещиноватости в районе сдвигового разлома, доставляющий максимум скорости диссипации энергии [Пантелеев, Ляховский, 2022]. Оба случая характеризуются заданным средним уровнем поврежденности $\alpha = \frac{1}{3}(\Omega_x^2 + \Omega_y^2 + \Omega_z^2) = 0.3$. Соответственно, компоненты тензора поврежденности для случая изотропной поврежденности А равны $\Omega_x = \Omega_y = \Omega_z = \sqrt{0.3}$, для случая В –

$\Omega_y = \Omega_z = 0, \Omega_x = \sqrt{0.9}$. Реальные зоны разломов, вероятно, будут иметь сложные распределения ориентации трещиноватости, однако и в этом случае можно выделить преимущественную ориентацию. Несмотря на одинаковую среднюю поврежденность для случаев А и В, величина параметра Δ , определяющая условие начала роста поврежденности, будет различной: $\frac{\Delta}{\sigma_v} = 0.47$ для случая А, $\frac{\Delta}{\sigma_v} = 0.39$ для случая В.

Процедура расчета зависимости отношения коэффициентов $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода волны и включает несколько этапов. Сначала для заданных главных напряжений, ориентации разломной зоны, ориентации трещиноватости и компонент тензора поврежденности в предположении тонкого поврежденного слоя рассчитываются компоненты тензора деформации

в системе координат разломной зоны. Подробное описание алгоритма нахождения компонент тензора деформаций в тонком поврежденном слое представлено в работе [Пантелеев, Ляховский, 2022]. Далее для заданного угла прихода ω рассчитываются все компоненты тензора поврежденности и деформации в системе координат, связанной с направлением прихода волны (углом ω). После этого, согласно соотношениям (13) и (16), вычисляются компоненты матрицы жесткости K_{ijm} и недренированный модуль объемного сжатия K_u , которые подставляются в соотношение (25) для расчета $\frac{N_\Phi}{B K}$. Процедура повторяется для следующего значения угла прихода волны ω .

На рис. 2 приведена зависимость отношения коэффициентов модифицированного уравнения Скемптона $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода волны ω . В отличие от того, что предсказывает традиционное уравнение Скемптона (соотношение (7)), представленная зависимость имеет периодический характер, симметричный относительно нуля. Относительные амплитуды отклика порового давления по модулю при варьировании угла прихода волны представлены на рисунке 2б штрихпунктирной линией. Так, существуют направления (на рис. 2б обозначены n_k), для которых отклик поврежденной среды на прохождение поверхностной волны будет полностью отсутствовать. Эти направления соответствуют направлениям действия главных горизонтальных напряжений. Наряду с этим есть направления m_k , для которых такой отклик будет максимальным.

Эти направления соответствуют углам $\frac{\pi}{4} \pm \frac{\pi}{2}$, т.е. направлениям действия максимальных касательных напряжений в среде. При этом знак отклика, определяющий увеличение или уменьшение порового давления при прохождении сейсмической волны, зависит от того, совпадает ли направление сдвига в волне с направлением сдвига в разломной зоне.

Также необходимо отметить, что коэффициент N_Φ более чем на порядок величины меньше коэффициента $B_\Phi K_u$, определяющего реакцию порового давления на изменение объемной деформации.

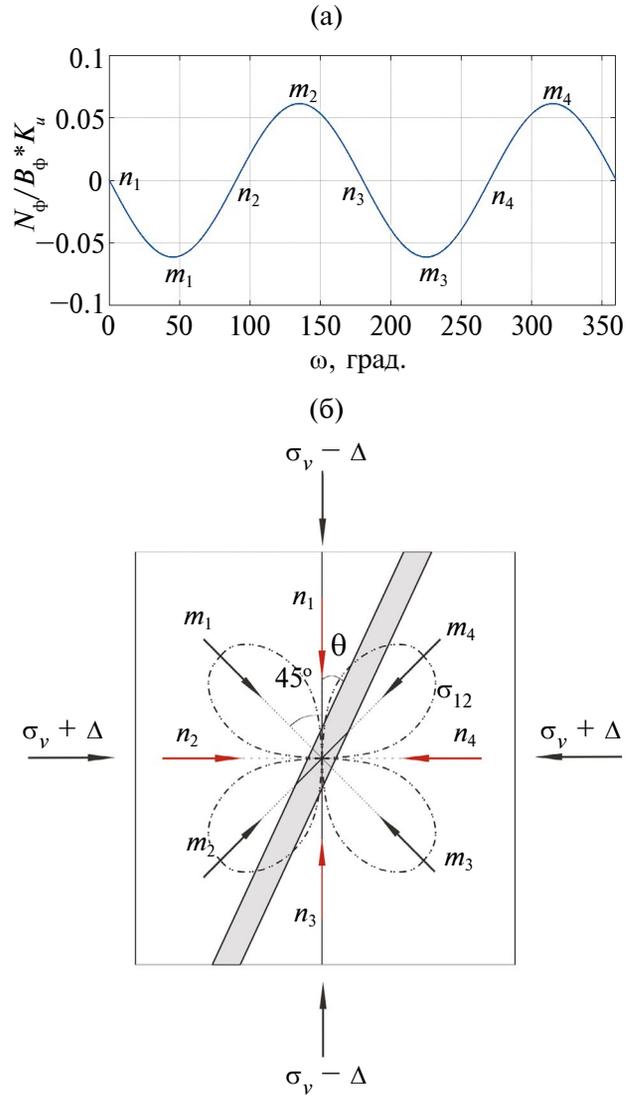


Рис. 2. Зависимость отношения $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода волны для случая изотропной поврежденности (а), углы максимального по модулю (m_i) и нулевого (n_i) отклика порового давления на прохождение поверхностной волны (б).

В случае анизотропной поврежденности (случай В) зависимость отношения коэффициентов $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода волны ω имеет такую же форму (рис. 3) и углы нулевого и максимального откликов, как и в случае А. При этом максимальная амплитуда отклика порового давления фактически на порядок превышает амплитуду для случая изотропной поврежденности (случай А).

Увеличение амплитуды отклика для случая В связано с тем, что данное направление трещи-

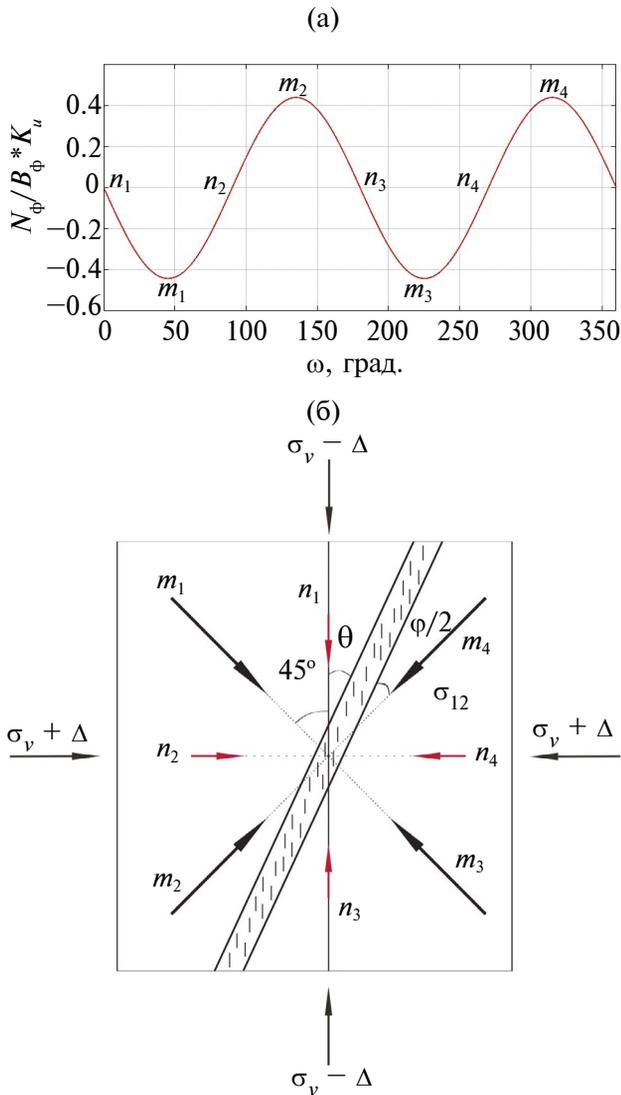


Рис. 3. Зависимость отношения $\frac{N_\phi}{B_\phi K_u}$ от угла прихода волны для случая трещиноватости, ориентированной параллельно оси максимального горизонтального напряжения, случай В (а), углы максимального по модулю (m_i) и нулевого (n_i) отклика порового давления на прохождение поверхностной волны (б).

новатости (параллельное направлению действия максимального горизонтального напряжения) является оптимальным с точки зрения роста трещин, согласно работе [Reches, Lockner, 1994], которые в дальнейшем объединяются в более крупные трещины вдоль простирания разлома, накапливая сдвиг. Необходимо отметить, что совпадение углов нулевого и максимального по модулю откликов со случаем изотропной поврежденности обусловлено в данном случае соосностью тензора действующих напряжений и тензора поврежденности. Для преимуществен-

ной трещиноватости, повернутой относительно направления действия главных напряжений, зависимость отношения коэффициентов $\frac{N_\phi}{B_\phi K_u}$ от угла прихода волны ω будет несимметрична относительно нуля и будет иметь сдвиг по фазе (нулевой отклик будет наблюдаться для углов, отличных от $0 \pm \frac{\pi}{2}n$).

Проведенные численные расчеты для модельной сдвиговой зоны показывают, что наличие трещиноватости, параллельной направлению действия максимального горизонтального напряжения, обеспечивает высокую чувствительность флюидонасыщенной поврежденной среды на прохождение сейсмических волн сдвигового типа. Тогда как ориентированные случайным образом трещины (изотропная поврежденность) или ориентированные близко к направлению действия минимального горизонтального напряжения значительно менее эффективны. Деформация, вызванная прохождением волны, в этом случае вряд ли может привести к явно выраженным колебаниям порового давления.

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДИФИЦИРОВАННОГО УРАВНЕНИЯ СКЕМПТОНА НА ДАННЫХ СКВАЖИННОГО МОНИТОРИНГА

Для верификации модифицированного уравнения Скемптона, у которого коэффициенты зависят как от вида напряженно-деформированного состояния, так и от величины главных компонент и ориентации тензора поврежденности, были использованы данные комплексного скважинного мониторинга резервуара для утилизации сточных вод Арбакл, Оклахома, США [Barbour, Beeler, 2021]. На основе анализа сейсмологических, тектонофизических и геологических данных в работе [Kolawole et al., 2019] показано, что разломы в Оклахоме простираются с северо-востока на юго-запад и с северо-запада на юго-восток. На рис. 4 приведена сводная схема возможных ориентаций разломной зоны, ориентаций направления действия максимального горизонтального напряжения и расположения эпицентров сейсмических событий относительно наблюдательной скважины в районе резервуара Арбакл. Видно, что зоны возможного расположения разломов благоприятно ориентированы относительно направления максималь-

ного горизонтального напряжения (под острым углом θ) [Alt, Zoback, 2017]. Сейсмологические данные для указанных на рис. 4 сейсмических событий были использованы для оценки отношения коэффициентов $\frac{M}{N}$ уравнения Скемптона в деформациях (соотношение (3)). В результате проведенного анализа установлено, что величина $\frac{M}{N}$ имеет явно выраженную азимутальную зависимость [Barbour, Beeler, 2021]. Верификация предложенного модифицированного уравнения Скемптона заключалась в сопоставлении теоретической зависимости отношения коэффициентов от угла прихода волны, построенной с использованием соотношения (25), с величинами, оцененными по данным скважинного мониторинга вариации порового давления при прохождении сейсмических волн от семи выделенных событий и представленными в таблице № 2 в работе [Barbour, Beeler, 2021].

Для построения теоретической зависимости отношения коэффициентов $B_\phi K_u$ от угла прихода волны по соотношению (25) необходимо иметь информацию о трех углах и двух скалярных величинах: угле ω между направлением

SH_{\max} и направлением прихода сейсмической волны, угле ориентации разлома θ относительно направления SH_{\max} , ориентации трещиноватости ϕ относительно направления SH_{\max} , среднем уровне поврежденности α и отношении $\frac{\Delta}{\sigma_v}$. В связи с тем, что максимальная величина $\frac{M}{N}$, оцененная для выделенных сейсмических событий, близка к единице, то в качестве первого приближения был выбран случай В с трещиноватостью, ориентированной параллельно направлению SH_{\max} . При этом было учтено, что по оценкам, приведенным в работе [Alt, Zoback, 2017], в районе резервуара Арбакл имеет место следующее соотношение природных напряжений $\sigma_v = SH_{\max} > SH_{\min}$, $\sigma_v = 10$ МПа. Используя это соотношение, получаем безразмерное соотношение $\frac{SH_{\min}}{\sigma_v} = 1 - \frac{\Delta}{\sigma_v}$, зависящее только от параметра Δ . Оценка неизвестных параметров осуществлялась путем решения задачи минимизации невязки между рассчитанной по соотношению (25) теоретической кривой и оценками отношения $\frac{M}{N}$ для семи представленных сейсмических событий:

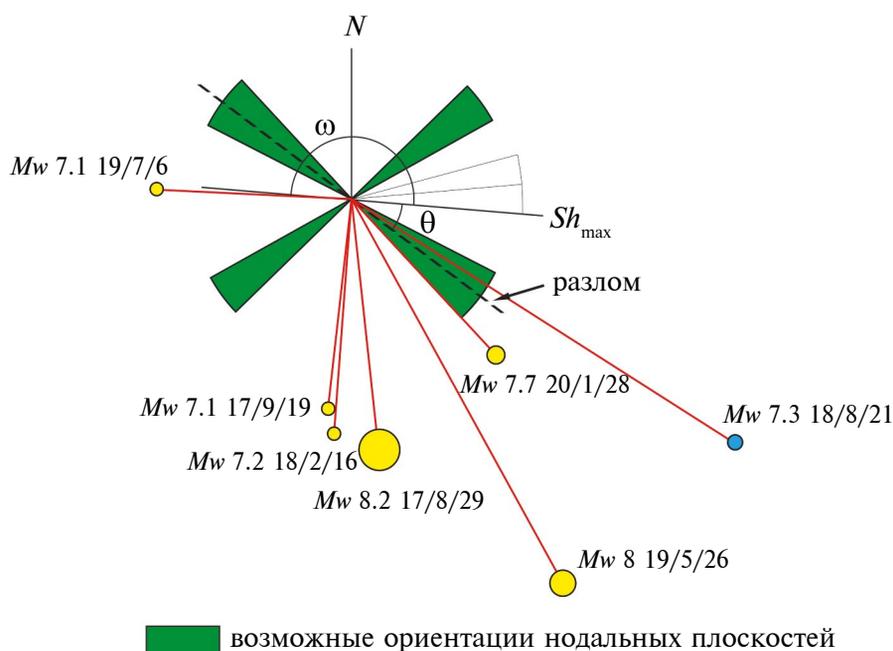


Рис. 4. Интервалы возможной ориентации разломов, ориентации оси максимального горизонтального напряжения и положение сейсмических событий относительно наблюдательной скважины в районе резервуара Арбакл [Barbour, Beeler, 2021].

$$\sum_{i=1}^7 \left(\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}(\omega, \Delta, \theta, \alpha, \phi) - \left(\frac{M}{N} \right)_i \right)^2 \rightarrow \min, \quad (26)$$

$$0 \leq \omega \leq 2\pi, 0 \leq \Delta \leq 5 \text{ МПа},$$

$$24^\circ \leq \theta \leq 37.5^\circ,$$

$$0.01 \leq \alpha \leq 0.8, -10^\circ \leq \phi \leq 10^\circ.$$

При решении задачи минимизации методом прямого поиска (методом Хука–Дживса) учитывались следующие ограничения на величину управляющих параметров:

- угол ω прихода волны варьируется в интервале от 0 до 2π ;
- параметр Δ может принимать значения от 0 до 5 МПа;
- угол наклона разломной зоны относительно направления SH_{\max} θ изменяется в интервале от 24 до 37.5° , что, с одной стороны, определяется имеющимися оценками [Kolawole et al., 2019] (см. рис. 4), а с другой стороны определяет диапазон вариации угла внутреннего трения среды от 15 до 42° ;
- средняя поврежденность α может принимать значения в интервале от 0.01 до 0.8;
- угол наклона трещиноватости ϕ относительно направления SH_{\max} варьируется в пределах $\pm 10^\circ$.

В результате решения задачи минимизации получено, что наилучшее соответствие между теоретической кривой и оцененными по данным скважинного мониторинга значениями отношения коэффициентов уравнения Скемптона имеет место для следующих величин заданных (управ-

ляющих) параметров: параметр $\Delta = 3.88$ МПа, ориентация разломной зоны $\theta = 32^\circ$ относительно направления SH_{\max} , что соответствует углу внутреннего трения в 26° , средний уровень поврежденности $\alpha = 0.4$, трещиноватость ориентирована относительно направления SH_{\max} под углом $\phi = 6^\circ$. Таким образом, полученный набор ориентаций показывает, что ситуация в районе резервуара Арбакл действительно близка к случаю В, рассмотренному ранее.

На рис. 5 представлено сравнение найденной теоретической зависимости $\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$ от угла прихода сейсмической волны ω , рассчитанной для условия резервуара Арбакл, и оценок, полученных по сейсмологическим данным для семи сейсмических событий [Barbour, Beeler, 2021]. Видно, что отношение коэффициентов в уравнении Скемптона для шести из семи сейсмических событий с погрешностью менее 3% описывается построенной теоретической кривой. При этом для седьмого события имеет место ошибка в исходной оценке $\frac{M}{N}$, так как событие с моментной магнитудой 7.7 имеет близкий азимут, но существенно большее отношение коэффициентов $\frac{M}{N}$. Таким образом, полученный результат показывает, что модифицированное выражение для коэффициентов в уравнении Скемптона, построенное на основе нелинейной модели анизотропной пороупругости с тензорной поврежденностью, позволяет описать азимутальную

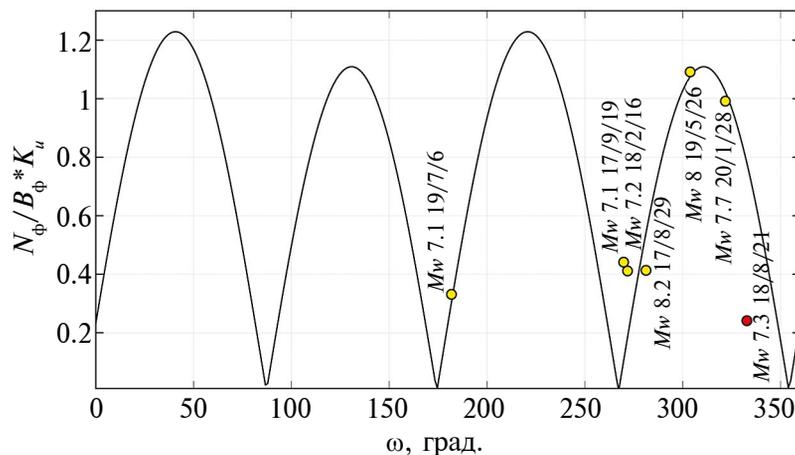


Рис. 5. Сравнение расчетной кривой (соотношение (25)) и сейсмологических данных для отклика порового давления ($\frac{N_\Phi}{B_\Phi K_u}$), индуцированного преимущественно ориентированной трещиноватостью пород.

зависимость отклика порового давления на прохождение сейсмических волн, обнаруженную в результате анализа данных мониторинга порового давления в реальном объекте. Предложенное соотношение (25) может быть использовано для оценки ориентации трещиноватости флюидонасыщенного коллектора в районе активных разломных зон по данным вариаций порового давления на прохождение поверхностных сейсмических волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе нелинейной анизотропной пороупругой модели с тензорными параметрами уплотнения и поврежденности предложено модифицированное уравнение Скемптона, записанное в деформациях, и аналитическое выражение для отношения его коэффициентов, связывающее вариации порового давления с объемными и сдвиговыми деформациями, индуцированными прохождением поверхностной сейсмической волны. Разработанные соотношения связывают отклик порового давления с азимутом прихода сейсмической волны, направлением максимального горизонтального напряжения, простиранием разломной зоны и трещиноватости в районе разломной зоны. Предложенное уравнение позволяет описать обнаруженную при мониторинге разломной зоны в районе резервуара Арбакл (Оклахома, США) азимутальную зависимость пороупругого отклика на прохождение телесеизмических волн от удаленных землетрясений и определить ориентацию разломной зоны и направление действия максимального горизонтального напряжения, соответствующих инструментальным оценкам.

Проведенные численные расчеты показали, что максимальный пороупругий отклик на прохождение сейсмической волны имеет место, когда трещиноватость пород преимущественно ориентирована по направлению действия максимального горизонтального напряжения. В этом случае вариации порового давления при прохождении сейсмической волны на порядок могут превышать величину вариаций, имеющих место для хаотично ориентированной (изотропной) трещиноватости пород. Предложенное соотношение для отношения коэффициентов уравнения Скемптона может быть использовано

для оценки направления преимущественной трещиноватости флюидонасыщенного коллектора в зоне влияния активных разломов по данным вариаций порового давления на прохождение поверхностных сейсмических волн от удаленных землетрясений.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 19-77-30008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Калачев А.А., Савин И.В.* Частотная характеристика системы скважина — водоносный горизонт по данным наблюдений за уровнем подземных вод // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 3. С. 41—50.
- Вартамян Г.С.* Геодинамический мониторинг и прогноз сильных землетрясений // Отечественная геология. 2002. № 2. С. 62—65.
- Вартамян Г.С.* Глобальная эндодренажная система: некоторые флюидофизические механизмы геодинамических процессов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 53—78.
- Виноградов С.Д., Троицкий П.А., Соловьева М.С.* Влияние трещиноватости и напряжений в среде на параметры распространяющихся упругих волн // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 4. С. 42—56.
- Виноградов С.Д., Троицкий П.А., Соловьева М.С.* Изучение распространения упругих волн в среде с ориентированной трещиноватостью // Физика Земли. 1992. № 5. С. 14—34.
- Волейшо В.О., Куликов Г.В., Круподерова О.Е.* Геодинамический режим Камчатско-Курильского и Сахалинского сейсмоактивного региона по данным ГГД-мониторинга // Разведка и охрана недр. 2007. № 5. С. 20—24.
- Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Свинцов И.С.* Реакция подземных вод на прохождение сейсмических волн от землетрясений на примере ГФО “Михнево” // Динамические процессы в геосферах. Вып. 7. М.: ГЕОС. 2015. С. 60—67.
- Егоркин А.В., Егоркин А.А.* Анизотропия скоростей поперечных волн в консолидированной коре Сибири // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 11. С. 106—112.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скважинах Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ООО “Камчатпресс”. 2019. 144 с.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Эффекты сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине: экспериментальные данные и модели // Физика Земли. 2020. № 4. С. 102—122.

- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Гидрогеологические предвестники землетрясений и вулканических активизаций по данным наблюдений в скважинах полуострова Камчатка // Науки о Земле и недропользование. Гидрогеология и инженерная геология. 2021. Т. 44. № 2. С. 141–150.
- Пантелеев И.А., Ляховский В.А.* Ориентация трещиноватости в хрупком твердом теле при традиционном трехосном сжатии // Изв. РАН. Механика твердого тела. 2022. № 5. С. 70–92.
- Пантелеев И.А., Ляховский В., Мубассарова В.А., Карев В.И., Шевцов Н.И., Шалев Э.* Тензорная компакция пористых пород: теория и экспериментальная верификация // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 234–243.
- Alt R.C., Zoback M.D.* In situ stress and active faulting in Oklahoma // Bull. seism. Soc. Am. 2017. V. 107. P. 216–228.
- Barbour A.J., Beeler N.M.* Teleseismic waves reveal anisotropic poroelastic response of wastewater disposal reservoir // Earth Planetary Physics. 2021. V. 5. № 6. P. 547–558.
- Biot M.A.* General theory of three-dimensional consolidation // Journal of Applied Physics. 1941. V. 12. № 2. P. 155–164.
- Bonner B.P.* Shear wave birefringence in dilating granite // Geophysical Research Letters. 1974. V. 1. № 5. P. 217–220.
- Browning J., Meredith P.G., Stuart C., Harland S., Healy D., Mitchell T.M.* A directional crack damage memory effect in sandstone under true triaxial loading // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. № 14. P. 6878–6886.
- Burbey T.J.* Fracture characterization using Earth tide analysis // Journal of Hydrology. 2010. V. 380. P. 237–246.
- Chesnokov E.M., Zatepin S.V.* Effects of applied stress on effective elastic anisotropy in cracked solids // Geophys. J. Int. 1991. V. 107. P. 563–569.
- Crampin S.* Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy // Nature. 1987. V. 328. № 6130. P. 491–496.
- Crampin S.* Suggestions for a consistent terminology for seismic anisotropy // Geophys. Prospect. 1989. V. 37. № 7. P. 753–770.
- Cuttillo P.A., Bredehoeft J.D.* Estimating Aquifer Properties from the Water Level Response to Earth Tides // Ground Water. 2011. V. 49. № 4. P. 600–610.
- Doan M.L., Brodsky E.E., Priour R., Signer C.* Tydal analysis of borehole pressure — A tutorial. H.: Schlumberger Research report. 2006. 62 p.
- Hamiel Y., Lyakhovsky V., Agnon A.* Coupled evolution of damage and porosity in poroelastic media: theory and applications to deformation of porous rocks // Geophys. J. Int. 2004. V. 156. P. 701–713.
- Hamiel Y., Lyakhovsky V., Agnon A.* Rock dilation, nonlinear deformation, and pore pressure change under shear // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 237. P. 577–589.
- Henkel D.J.* The shear strength of saturated remoulded clay: Proc. Res. Conf. Shear Strength Cohesive Soils Boulder, Color. 1960. P. 533–540.
- Henkel D.J., Wade N.H.* Plane strain tests on a saturated remoded clay // J. Soil Mech. Found. Div. 1966. V. 92. № 6. P. 67–80.
- Hsieh P., Bredehoeft J., Farr J.* Determination of aquifer transmissivity from earth tide analysis // Water Resources Res. 1987. V. 23. P. 1824–1832.
- Kitagawa Y., Itaba S., Matsumoto N., Koizumi N.* Frequency characteristics of the response of water pressure in a closed well to volumetric strain in the high frequency domain // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № B08301. P. 1–12.
- Kolawole F., Johnston C.S., Morgan C.B., Chang J.C., Marfurt K.J., Lockner D.A., Reches Z., Carpenter B.M.* The susceptibility of Oklahoma's basement to seismic reactivation // Nat. Geosci. 2019. V. 12. P. 839–844.
- Kopylova G., Boldina S.* Preseismic groundwater ion content variations: observational data in flowing wells of the Kamchatka peninsula and conceptual model // Minerals. 2021. V. 11. № 7. P. 731.
- Lai G., Ge H., Wang W.* Transfer functions of the well-aquifer systems response to atmospheric loading and Earth tide from low to high-frequency band // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. P. 1904–1924.
- Leary P.C., Crampin S., McEvilly T.V.* Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: An overview // J. geophys. Res. 1990. V. 95. P. 11105–11114.
- Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V., Ponomarev A., Sidorin A.* Chapter 1 observations of quasistatic fault growth from acoustic emissions // Int. Geophys. 1992. V. 51. P. 3–31.
- Lockner D.A., Byerlee J.D.* Dilatancy in hydraulically isolated faults and the suppression of instability // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. P. 2353–2356.
- Lockner D.A., Stanchits S.A.* Undrained poroelastic response of sandstones to deviatoric stress change // J. geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2353.
- Lockner D.A., Walsh J.B., Byerlee J.D.* Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite // J. geophys. Res. 1977. V. 82. P. 5374–5378.
- Lutzky H., Lyakhovsky V., Kurzon I., Shalev E.* Hydrological response to the Sea of Galilee 2018 seismic swarm // J. Hydrol. 2020. V. 582. P. 124499.
- Lyakhovsky V., Panteleev I., Shalev E., Browning J., Mitchell T.M., Healy D., Meredith P.G.* A new anisotropic poroelasticity model to describe damage accumulation during cyclic triaxial loading of rock // Geophys. J. Int. 2022a. V. 230. P. 179–201.
- Lyakhovsky V., Shalev E., Panteleev I., Mubassarova V.* Compaction, strain, and stress anisotropy in porous rocks // Geomech. Geophys. Geo-Energy Geo-Resources. 2022b. V. 8. P. 1–17.
- Miller V., Savage M.* Changes in seismic anisotropy after volcanic eruptions: evidence from Mount Ruapehu // Science. 2001. V. 293. P. 2231–2233.
- Nur A.* Effects of stress on velocity anisotropy in rocks with cracks // J. geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2022–2034.
- Nur A., Simmons G.* Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study // J. geophys. Res. 1969. V. 74. P. 6667–6674.

- Paterson M.S., Wong T.F.* Experimental Rock Deformation: The Brittle Field. B.: Springer. 2005. 348 p.
- Peng Z., Ben-Zion Y.* Systematic analysis of crustal anisotropy along the Karadere–Düzce branch of the North Anatolian fault // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 159. P. 253–274.
- Rahi K.A., Halihan T.* Identifying aquifer type in fractured rock aquifers using harmonic analysis // *Ground water.* 2013. V. 51. № 1. P. 76–82.
- Reches Z., Lockner D.* Nucleation and growth of faults in brittle rocks // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1994. V. 99. № B9. P. 18159–18173.
- Renard F., McBeck J., Kandula N., Cordonnier B., Meakin P., Ben-Zion Y.* Volumetric and shear processes in crystalline rock approaching faulting // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2019. V. 116. P. 16234–16239.
- Sayers C.M.* Stress-dependent elastic anisotropy of sandstones // *Geophys. Prospect.* 2002. V. 50. P. 85–95.
- Schmitt D.R., Zoback M.D.* Diminished pore pressure in low-porosity crystalline rock under tensional failure: apparent strengthening by dilatancy // *J. geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 273–288.
- Shalev E., Kurzon I., Doan M.-L., Lyakhovsky V.* Sustained water level changes caused by damage and compaction induced by teleseismic earthquakes // *J. geophys. Res.* 2016a. V. 121. P. 4943–4954.
- Shalev E., Kurzon I., Doan M.-L., Lyakhovsky V.* Water-level oscillations caused by volumetric and deviatoric dynamic strains // *Geophys. J. Int.* 2016b. V. 204. P. 841–851.
- Skempton A.W.* The pore-pressure coefficients A and B // *Geotechnique.* 1954. V. 4. P. 143–147.
- Stanchits S., Vinciguerra S., Dresen G.* Ultrasonic velocities, acoustic emission characteristics and crack damage of basalt and granite // *Pure appl. Geophys.* 2006. V. 163. P. 975–994.
- Wang C.-Y., Chia Y., Wang P., Dreger D.* Role of S waves and Love waves in coseismic permeability enhancement // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 9.
- Wang C.-Y., Manga M.* Earthquakes and Water. B.: Springer-Verlag. 2010. 228 p.
- Wang H.F.* Effects of deviatoric stress on undrained pore pressure response to fault slip // *J. geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 17943–17950.
- Wang H.F.* Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydro geology. P.: Princeton University Press. 2000. 304 p.
- Winterstein D.F.* Velocity anisotropy terminology for geophysicists // *Geophysics.* 1990. V. 55. P. 1070–1088.
- Xue L., Brodsky E.E., Erskine J., Fulton P.M., Carter R.* A permeability and compliance contrast measured hydrogeologically on the San Andreas Fault // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2016. V. 17 P. 858–871.

Nature of Anisotropic Response of Fluid Saturated Medium to Surface Seismic Wave Propagation

I. A. Panteleev^{a,*}, D. V. Lozhkin^{a,**}, V. Lyakhovsky^{b,***}, and E. Shalev^{b,****}

^a*Institute of Continuous Media Mechanics UB RAS, PRFC UB RAS, Perm, Russia*

^b*Geological Survey of Israel, Jerusalem, Israel*

**e-mail: pia@icmm.ru,*

***e-mail: lozhkin.d@icmm.ru,*

****e-mail: vladimir.lyakhovsky@gmail.com,*

*****e-mail: eyal2shalev@gmail.com*

Received November 23, 2024; revised December 7, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — Monitoring of pore pressure or water level changes in observation wells shows significant variations both during the passage of P and Rayleigh waves and during the passage of S and Love waves. Recent borehole measurements have shown an azimuthal dependence of pore pressure variations on the stress orientation and strike direction of the fault zone. In the active fault zone, the fracture-induced anisotropy corresponds to the preferred orientation of microcracks and other discontinuities in the medium. This paper is devoted to the development of a modified Skempton equation for a quantitative description of surface wave induced pore pressure variations in a reservoir, related to the orientation and principal values of the stress tensor and rock damage (fracturing). The developed relationships allow the azimuthal dependence of the pore pressure response to be described by a dimensionless parameter defined as the ratio of the amplitudes of the pressure variations caused by the shear component and the volumetric strain. According to the proposed theoretical model, the maximum poroelastic response of the reservoir to the passage of a seismic wave is manifested in the case of subparallelism of the directions of predominant rock fracturing and maximum horizontal stress.

Pore pressure monitoring data from the Arbuckle wastewater disposal reservoir (Oklahoma, USA) are used to verify the proposed theoretical model. It is shown that the observed diversity of pore pressure response in wells located in the vicinity of a fault zone intersecting the reservoir to the passage of seismic waves from seismic events at different distances is described with high accuracy by the developed model.

Keywords: poroelastic response, hydrogeological effects, damage-induced anisotropy, nonlinear mechanics, damage tensor

УДК 551.4.044:528.88:551.2

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СДВИГОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РАЗНОРАНГОВЫХ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ НА ОСНОВЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛИНЕАМЕНТОВ

© 2025 г. А. Д. Свечеревский^{1,*}, С. А. Устинов^{1,2}, Д. С. Лапаев¹, В. А. Петров¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

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

*E-mail: alexey@svecherevskiy.ru

Поступила в редакцию 11.11.2024 г.

После доработки 02.12.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

С помощью авторского программного обеспечения удалось осуществить детальное выделение линеаментов на различных масштабных уровнях для района Обручевской системы разломов западного Прибайкалья. Выделенные линеаменты значительно дополняют закартированный каркас разрывных нарушений и согласуются с простираем соответствующих по рангу разрывных структур. На основе анализа относительной удельной плотности линеаментов локального масштабного уровня, отражающих опережающие мегатрещины крупных разломов, установлены неоднородные зоны динамического влияния региональных структур, которые разделены на относительно однородные сегменты. Для каждого выделенного сегмента и каждой структуры в целом с помощью разработанного программного обеспечения “Lineament Stress Calculator” проведена реконструкция параметров сдвиговых напряжений с использованием модели П. Л. Хэнкока. Ранее доказано, что основные черты раннепалеозойского этапа развития региона в процессе аккреции Ольхонского террейна к южной окраине Сибирского кратона сопровождалась активизацией правосдвиговых смещений по ЮЗ–СВ аккреционным швам и процессами активного метаморфизма. Полученными результатами подтверждено, что магистральные разломы ЮЗ–СВ простираются, субпараллельные краевому шву Сибирской платформы, на раннем этапе развития формировались как правые сдвиги при ориентировке оси сжатия $\approx 90^\circ$. Разломы второго порядка СЗ–ЮВ ориентировки определены как левые сдвиги и, вероятно, закладывались в это время как антитетические сколы по отношению к магистральным структурам, получив свое развитие при дальнейших структурных перестройках региона.

Ключевые слова: линеаментный анализ, структурно-тектонический анализ, напряженно-деформированное состояние, поле напряжений-деформаций, модель сдвига, разлом, западное Прибайкалье.

DOI: 10.31857/S0002333725020085, EDN: DLZQVO

ВВЕДЕНИЕ

Нарушения земной поверхности, которые возможно идентифицировать в результате анализа данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), представлены структурами различной природы и возраста. Линейные элементы, отчетливо прослеживаемые в рельефе, получили название “линеамент” [Hobbs, 1904] и в большинстве случаев маркируют зоны разломов

различного порядка, механизма формирования и возраста. На выделении и интерпретации подобных линейных элементов рельефа основан линеаментный анализ, который считается одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений [Кац и др., 1986].

Выделение линеаментов производится либо в ручном режиме оператором, либо с помощью

специализированного программного обеспечения (ПО). Наиболее широкое распространение среди геологов получило ПО “LESSA”, которое позволяет проводить автоматическое выделение и наиболее комплексную интерпретацию линейных элементов при решении разноплановых задач [Zlatopolsky, 1992].

Часто при проведении структурно-геоморфологических исследований главной проблемой является достоверное выделение разноранговых разрывных структур и их методически верная тектонофизическая интерпретация в контексте геологической истории развития исследуемой территории. В соответствии с представлениями Е.М. Андерсона, выделяются три основных типа разломов: сбросы, сдвиги и надвиги [Anderson, 1905]. В настоящее время большинство специалистов допускают отрывной характер разрушения горных пород, но для описания кинематики смещения по образованному разрыву используют в основном модели сдвига. Это во многом определяется тем, что сдвиговые перемещения смежных блоков вдоль границ разрывных нарушений легче выявлять [Кузьмин, 2018].

На основе результатов моделирования установлено, что внутренняя разрывная структура разломов эволюционирует в рамках нескольких стадий однонаправленно, от многочисленных мелких разрывов, через избирательное разрастание одних и переход в пассивное состояние других при межстадийных перестройках, к единому магистральному шву [Семинский, 2003; Борняков и др., 2014].

В контексте представляемого исследования необходимо отметить, что локализованные участки сдвига окружены зонами поврежденного материала, где трещиноватость снижается по экспоненциальному закону по мере удаления от осевой части магистрального разрыва [Шерман и др., 1983; Faulkner et al., 2011; Шерман, 2014]. Они названы зонами “динамического влияния разломов”, которые имеют крайне неоднородное строение по интенсивности развития трещиноватости и ширине в зависимости от глубины, из-за увеличивающихся среднего давления и температуры, а также сложной геометрии разрыва по простиранию [Anders, Wiltschko, 1994; Wilson et al., 2003; Семинский, 2003; Faulkner et al., 2018].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Западное Прибайкалье представляет собой южную окраину Сибирского кратона. Установлено, что на ранних этапах наибольшее влияние на формирование региона оказала коллизия Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента, отколовшегося от Алданской провинции около 1 млрд лет назад. Этому процессу сопутствовало формирование Ольхонского террейна. На этапе дрейфа Баргузинский микроконтинент претерпел значительные метаморфические изменения в условиях субдукционной обстановки. Процесс сопровождался активным вулканизмом и образованием задугового бассейна, на месте которого в дальнейшем сформировался Ольхонский террейн (рис. 1). Установлено, что



Рис. 1. Схема возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое — раннем палеозое по работам [Гладкочуб и др., 2010; 2014]: 1 — Баргузинский микроконтинент; 2 — островная дуга; 3 — задуговый бассейн; 4 — зона задугового спрединга; 5 — неопротерозойская рифтовая зона на юго-востоке Сибирского кратона; 6 — палеосубдукционная зона; 7 — предполагаемый трансформный разлом; 8 — направление возможной миграции Баргузинского микроконтинента в неопротерозое — раннем кембрии.

начало развития задугового бассейна в пределах активной окраины происходило 840–800 млн лет назад [Гладкочуб и др., 2010; 2014].

Косое причленение Ольхонского террейна к южной окраине Сибирского кратона в каледонское время (~ 490–460 млн лет назад) привело к образованию коллизионной горной системы. Эти события сопровождалась активизацией правосдвиговых разломов и глубоким метаморфизмом пород ольхонской серии. Дальнейшая денудация в некоторой степени нивелировала рельеф сформированных структур, однако свидетельства ранних тектонических событий сохранились [Федоровский и др., 1995; Зорин и др., 2009]. После завершения коллизионных процессов в мезозое регион вошел в фазу относительной тектонической стабильности.

Кайнозойский этап связан с тектонической инверсией, выраженной в смене обстановки сжатия на растяжение, что характерно для позднеорогенной стадии [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002]. Также в это время началось формирование Байкальской рифтовой зоны.

Важно отметить, что предложенные предшественниками модели мезокайнозойского этапа тектогенеза Прибайкалья [Петров и др., 2008] и пространственно-временного развития впадин в мезозое и кайнозое [Лунина и др., 2009] демонстрируют значительные различия. При этом в достаточной мере обосновано только современное напряженное состояние растяжения в СЗ–ЮВ направлении, определенное на основе данных о механизмах очагов землетрясений [Мишарина, Солоненко, 1977; Мельникова, Радзиминович, 2007]. Эти результаты также подтверждаются данными о палеонапряжениях, полученными с использованием геолого-структурных и тектонофизических методов [San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002; Черемных, 2006; Петров и др., 2008; Лунина и др., 2009]. Однако ранняя эволюция напряженно-деформированного состояния земной коры Прибайкалья остается дискуссионной и требует дополнительных структурных исследований, особенно в отношении разломных зон и слабо нарушенных блоков.

Большинство разломов представляют собой долгоживущие структуры, которые сформировались задолго до кайнозоя и многократно активизи-

ровались на различных этапах тектонической эволюции западного Прибайкалья [Плешанов, Чернов, 1971; Семинский, 2003]. Для палеозойской эры в пределах всей зоны установлено преимущественное региональное сжатие в СЗ–ЮВ направлении, которое также способствовало формированию системы надвигов [Александров, 1990; Delvaux et al., 1995; 1997; Федоровский, 1997]. Основное надвиговое событие произошло в палеозое [Александров, 1990], но структуры сжатия вновь активизировались при более поздних тектонических событиях. В работе [Плешанов, Чернов, 1971] подчеркивается тесная генетическая связь кайнозойских разрывов Байкальской рифтовой зоны с докембрийскими структурами. Возраст последней активности остается плохо установленным и варьирует от мезозоя до миоцена–плиоцена в разных моделях [Александров, 1990; Delvaux et al., 1995; 1997; Лунина и др., 2009; Mats, Perepelova, 2011].

Объектами проведенных реконструкций являются разломы Обручевской системы, которая на современном этапе развития представляет северо-западное плечо Байкальского рифта [Семинский и др., 2012] (рис. 2). Три наиболее протяженных разлома ЮЗ–СВ простирания в различных исследованиях имеют отличающиеся друг от друга наименования. Например, Прибайкальский [Государственная..., 2009] и Прихребтовый [Семинский и др., 2012; 2013; Черемных и др., 2018; Cheremnykh et al., 2020]; Академический часто называют Морским [Аржанникова, Гофман, 2000; Brink, Taylor, 2002; Petit, Dévercherè, 2006; Jolivet et al., 2009; Семинский и др., 2012; Arzhannikova, Arzhannikov, 2019] или Ольхонским [Леви и др., 1997; Delvaux et al., 1997; Мац и др., 2001; Mats et al., 2007]. Чтобы избежать путаницы, в данной статье использованы названия, фигурирующие на государственной геологической карте масштабом 1:1000000 (лист N-48), на правах официально утвержденного документа [Государственная..., 2009].

Приморский глубинный разлом отлично выражен в рельефе в виде уступа и потому является наиболее изученным геолого-структурными и тектонофизическими методами [Mats et al., 2007; San'kov et al., 1997; Lunina et al., 2002]. Данный разлом выступал в качестве генеральной структуры, вдоль которой происходило

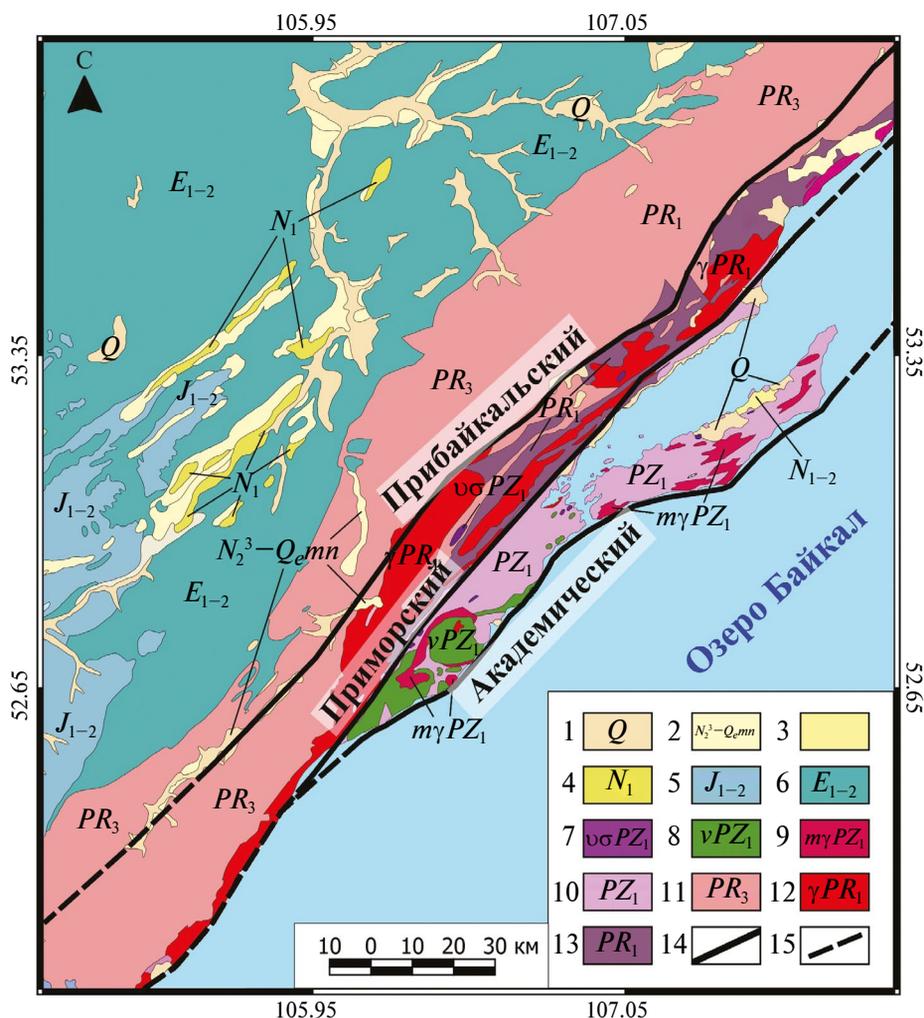


Рис. 2. Геологическая схема района Обручевской системы разломов Байкальской рифтовой зоны по данным работ [Gladkochub et al., 2008; Государственная..., 2009; Донская и др., 2013; Гладkochуб и др., 2014; Donskaya et al., 2017; Cheremnykh et al., 2020]: 1 — прибрежные озерные отложения и аллювий террас речных долин; 2 — Манзурская свита, осадочные отложения; 3 — Халагайская и Харандинская свиты объединенные, осадочные отложения; 4 — Баяндайская свита, осадочные отложения; 5 — Юрские отложения чехла сибирской платформы; 6 — отложения нижнего и среднего кембрия Сибирского кратона; 7 — Атарханский перидотит-габбровый комплекс; 8 — Озерский габбро-диоритовый комплекс; 9 — Ольхонский мигматит-гранитный комплекс; 10 — раннепалеозойские метаморфические комплексы Ольхонского террейна; 11 — верхнепротерозойские отложения (Байкальская группа); 12 — Приморский гранитный комплекс; 13 — фундамент раннепротерозойского кратона; 14 — основные разломы; 15 — предполагаемые простирания сместителей основных разломов.

активное скольжение блоков Ольхонского террейна относительно Сибирской платформы без значительных преобразований ее структуры. Чернорудско-Баракчинская зона к юго-востоку от Приморского разлома содержит метаморфизованные породы, свидетельствующие о высоких температурах и давлениях, достигнутых в процессе аккреции и коллизии [Скляр и др., 2013]. В кайнозой, в процессе формирования Байкальской рифтовой зоны, Приморский разлом начал функционировать как сброс в условиях растяжения коры [Обухов, Ружич, 1971;

Шерман, Днепровский, 1989; Lunina et al., 2002, Mats et al., 2007]. На неотектоническом этапе основной сместитель дизъюнктива формировался как сброс с незначительной левосторонней сдвиговой компонентой [Черемных, 2011].

Гораздо в меньшей степени изучены Прибайкальский и Академический разломы. Прибайкальский разлом условно разделяет Сибирскую платформу и Прибайкальский прогиб от Прибайкальской складчатой области. Он отличается значительной протяженностью и мощной зоной деформаций, в пределах ко-

торой получили максимальное развитие все разновидности тектонитов, локализованные в раннедокембрийских и рифейских породах.

Академический разлом, отделяющий юго-восточную часть Ольхонского выступа от Байкальской впадины, также является важным элементом региональной тектоники, хотя его выраженность в рельефе проявлена слабо из-за частичного простиранья под водами озера Байкал.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Линеаменты в представляемой работе, в отличие от большинства подобных исследований, выделялись не по космоснимкам, а на основе подготовки, обработки, визуализации и автоматизированного анализа цифровой модели рельефа (ЦМР), что обеспечивает более точное обнаружение большего количества линейных элементов. Для создания ЦМР использовались данные FABDEM с пространственным разрешением 30 м на пиксель [Hawker et al., 2022].

В соответствии с предлагаемой методикой для учета всех структурных особенностей рельефа при выделении линеаментов осуществлялось создание схем теневого рельефа, которое реализовано с помощью авторского ПО “DEM Maker”. Это позволяет визуализировать рельеф с использованием ЦМР под различными углами освещения, применяя нелинейную направленную фильтрацию, что минимизирует ошибки выделения линейных структур, возникающие из-за значительно затененных или засвеченных участков. Фильтрация изображения производилась по четырем направлениям: С–Ю (0°), СВ–ЮЗ (45°), В–З (90°) и ЮВ–СЗ (135°). Для отражения всех структурных особенностей рельефа, в соответствии с общепринятыми методиками [Енох et al., 2021], достаточно учитывать позиции источника света в обозначенных четырех направлениях. Направления фильтрации Ю–С (180°), ЮЗ–СВ (225°), З–В (270°) и СЗ–ЮВ (315°) демонстрируют абсолютно идентичные обозначенным выше направлениям результаты выделения линеаментов.

Для автоматического построения линеаментной сети авторами разработано ПО “Line Maker”. Данный инструмент осуществляет оптимальное выделение линеаментов с использованием фильтров и алгоритмов, специально адаптиро-

ванных для анализа выявленных геоморфологических особенностей исследуемого региона с учетом расчлененности рельефа.

Используемый подход, принимая во внимание высокое пространственное разрешение исходной ЦМР, позволил выделить на территории множество непротяженных линеаментов, которые могут быть проинтерпретированы в качестве так называемых “мегатрещин”, оперяющих протяженные разрывные структуры и условно относящихся к локальному масштабному уровню [Петров и др., 2010; Ребецкий и др., 2017]. Для выделения линеаментов низших рангов пространственное разрешение ЦМР искусственно занижалось, и процедура выделения линейных элементов повторялась. Таким образом удалось сгруппировать различные по протяженности и ориентировкам линеаменты, которые не повторяют, а дополняют друг друга на всей площади исследуемой территории. Каждой группе присвоен ранг, исходя из отношения протяженности самих линеаментов к масштабу площади, на которой они расположены. Выделенные группы отнесены к четырем масштабным уровням: региональному, субрегиональному, надлокальному и локальному (рис. 3). Для построения линеаментов “регионального” уровня эмпирически подобрано разрешение ЦМР 800 метров на пиксель, для “субрегионального” — 400 метров на пиксель, для “надлокального” — 120 метров на пиксель, а для “локального” разрешение ограничилось максимальным для исходной ЦМР, т.е. 30 метров на пиксель. Стоит отметить, что в случае с “региональным” масштабным уровнем дальнейшее занижение качества ЦМР приводило к резкому сокращению количества линеаментов, а также к ошибкам наложения на геоморфологически выраженные структуры, поэтому было принято решение оставить разрешение 800 метров на пиксель как наиболее оптимальное для построения самых протяженных линеаментов.

С целью последующей сегментации разломных зон для линеаментов различных масштабных уровней строились розы-диаграммы и схемы относительных удельных плотностей их распределения. Для обеспечения корректности интерпретации данных и наглядного представления пространственного распределения линеаментов эмпирически определены

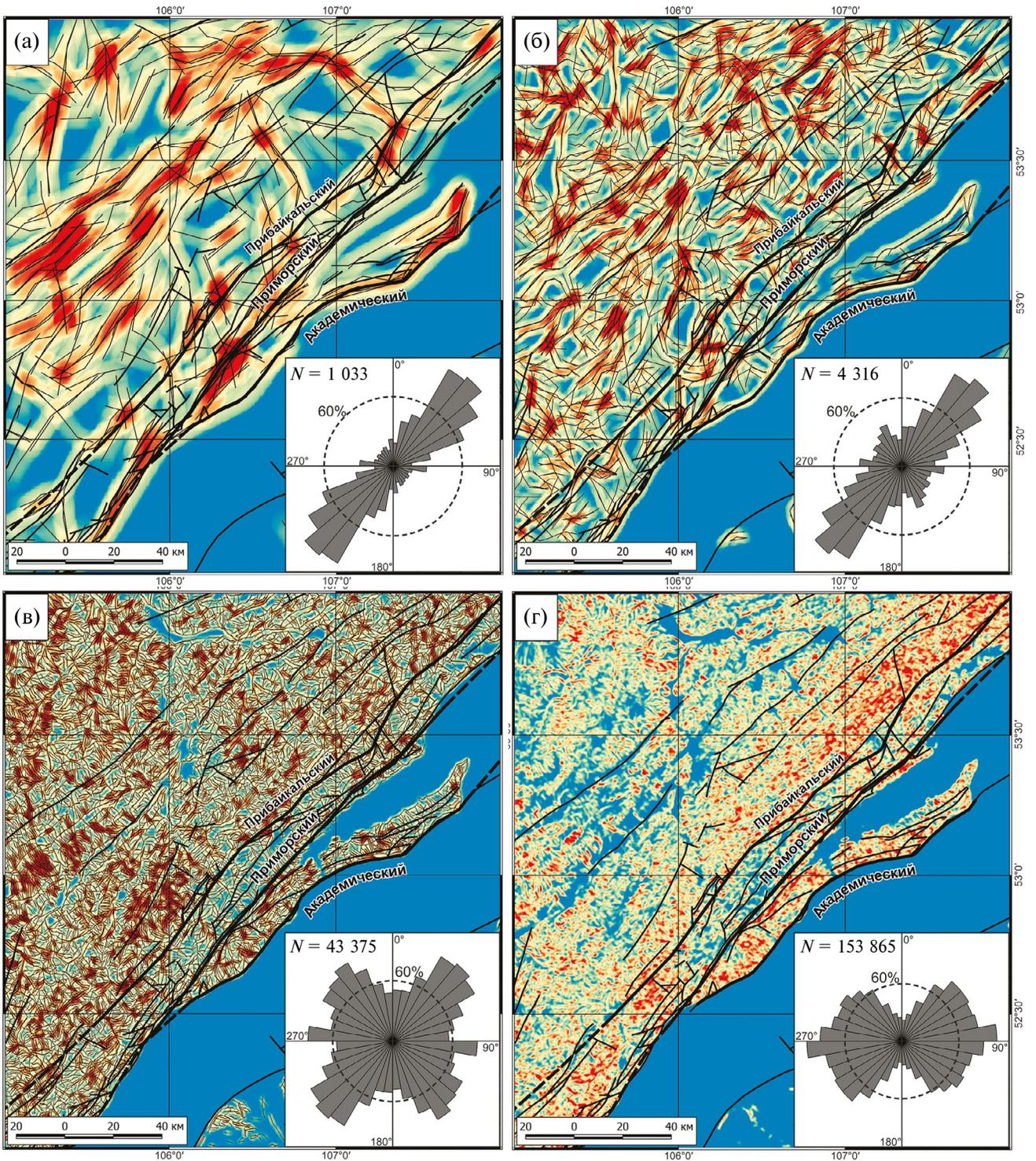


Рис. 3. Схемы относительной удельной плотности и розы-диаграммы ориентировки выявленных линейментов для различных масштабных уровней Обручевской системы разломов Байкальской рифтовой зоны: (а) — региональный; (б) — субрегиональный; (в) — надлокальный; (г) — локальный. Толстые черные линии — разломы Обручевской системы и другие установленные разрывные нарушения, тонкие черные линии — выявленные линейменты. От синих к красным областям показано увеличение относительной удельной плотности линейных объектов. N — количество выявленных линейментов на определенном масштабном уровне.

оптимальные параметры расчета схем плотности (радиус поиска и размер пикселя) объектов для каждого из масштабных уровней. Это позволило создать схемы относительной удельной плотности с отображением локальных минимумов и максимумов скопления линейных объектов, по которым в дальнейшем производилась сегментация разломных зон.

Построенные розы-диаграммы иллюстрируют основные азимуты простираения линейаментов на всех исследуемых масштабных уровнях и согласуются с простираением соответствующих по рангу известных разрывных структур. При этом выделенные разноранговые линейаменты значительно дополняют известный каркас разрывных нарушений. На региональном уровне наблюдается ЮЗ–СВ простираение наиболее протяженных линейаментов, что соответствует ориентировкам ранее установленных и заверенных региональных разрывных нарушений Обручевской системы. На субрегиональном масштабном уровне линейаменты преимущественно сохраняют ЮЗ–СВ ориентировки, однако начинают проявляться слабовыраженные системы разрывов второго ранга ЮВ–СЗ и субширотного простираения. При рассмотрении надлокального масштабного уровня отчетливо проявляются три системы линейаментов — ЮЗ–СВ, ЮВ–СЗ и субширотного простираения. На локальном масштабном уровне, при анализе наименее протяженных линейаментов, выстраивается основная субширотная система с затухающими менее проявленными системами ЮЗ–СВ и ЮВ–СЗ ориентировки (см. рис. 3).

Для решения задачи реконструкции параметров регионального поля напряжений-деформаций (ПНД), кинематики основных разломов на определенном этапе геологического развития региона на основе интерпретации выделенных линейаментов рассмотрены наиболее распространенные и заверенные в результате лабораторных экспериментов тектонофизические модели формирования парагенезиса оперяющих трещин магистрального разлома в зоне сдвига. Модель П. Л. Хэнкока [Hancock, 1985], как наиболее комплексная, легла в основу проведенных нами реконструкций.

Специально для интерпретации ориентировок выделенных линейаментов создано ПО “Lineament Stress Calculator” (LSC). Про-

граммный алгоритм автоматически определяет наличие сдвига и его тип в исследуемой части разлома, а также анализирует и классифицирует оперяющие разрывные структуры по типам на основе их пространственного положения и азимута простираения относительно сместителя магистральной структуры, который определяется по формуле:

$$\Theta_{отн} = (\Theta_c - \Theta_p + 360) \bmod 360,$$

где: Θ_c — азимут оперяющей структуры (R -, R' -, P -, X - или T -трещин); Θ_p — азимут главного разлома; $\bmod 360$ — операция взятия остатка от деления на 360, чтобы результат оставался в пределах от 0 до 360° .

Разработанная концепция дает возможность реконструировать тип сдвига — правый или левый, а также косвенно оценить интенсивность смещений или доказать их отсутствие. На интенсивность смещений указывает отношение количества сколов к количеству других типов трещин.

Для формализации метода используется достаточно простой, установленный на основе многочисленных проведенных лабораторных экспериментов [Черемных и др., 2017; Корбутяк и др., 2018; Фролова и др., 2019] принцип формирования оперяющих трещин в зоне магистрального разлома на фоне сдвига и применена следующая формула:

$$\Delta N = (N_1 + N_3) - (N_2 + N_4),$$

где: N_1 — количество оперяющих структур с азимутом простираения от 0 до 90° (первая четверть) относительно сместителя магистрального разлома; N_2 — количество оперяющих структур с азимутом простираения от 90 до 180° (вторая четверть) относительно сместителя магистрального разлома; N_3 — количество оперяющих структур с азимутом простираения от 180 до 270° (третья четверть) относительно сместителя магистрального разлома; N_4 — количество оперяющих структур с азимутом простираения от 270 до 360° (четвертая четверть) относительно сместителя магистрального разлома (рис. 4).

Правый сдвиг определяется при $\Delta N > 0$, левый сдвиг — при $\Delta N < 0$, $\Delta N \approx 0$ указывает на симметричное распределение оперяющих структур, что может означать отсутствие сдвиговой компоненты или, в редких случаях, реверсе

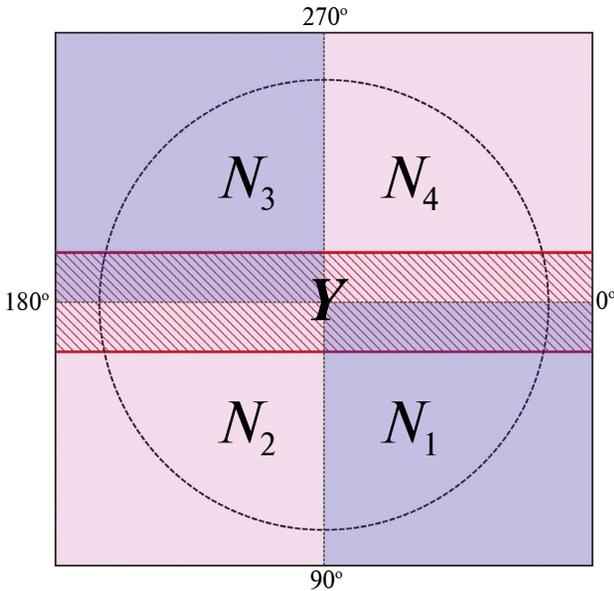


Рис. 4. Схема расположения четвертей (N_1-N_4) пространственного распределения оперяющих структур относительно ориентировки сместителя магистрального разлома (красная штриховка — Y).

сдвига по магистральной структуре, когда на начальном этапе, например, происходили правые сдвиги, а потом, в результате смены параметров ПНД, наблюдался левый сдвиг. Формализованный подход для определения типа кинематики разлома подтвержден в многочисленных лабораторных экспериментах по моделированию обстановки сдвига. Первыми формируются сколы двух типов R и R' . В процессе продолжающегося сдвига количественно будут преобладать R -сколы, однако бывают случаи, когда R -скол после формирования магистрального сместителя сливается с R' -сколом, образуя единую структуру. Система $R-T-R'$, в зависимости от типа сдвига, будет значительно преобладать над другими типами трещин в зоне разлома.

После установления кинематики магистрального разлома следующим шагом является классификация непротяженных линейментов (мегатрещин) в пределах отдельных сегментов магистрального разрыва (Y). На основе лабораторных опытов установлено, что угол трения для основных типов горных пород составляет φ в диапазоне $30-40^\circ$. Синтетические сколы (R) и вторичные синтетические сколы (P) при сдвиговых смещениях ориентированы под углом $\varphi/2$, то есть приблизительно $15-20^\circ$ относительно азимута простираения главного разлома. Антитетические сколы (R), обладающие сдвиговой

компонентой, противоположной смещениям по основному разлому, ориентированы под углом $(90^\circ - \varphi/2)$ к направлению генерального сдвига, что составляет примерно $60-75^\circ$. Биссектриса острого угла между синтетическими и антитетическими сколами (R - и R') отражает ориентировку оси максимального сжатия, обозначаемую σ_1 , биссектриса тупого угла — ось растяжения — σ_3 (рис. 5). Именно в этой зоне, под углом около 45° к направлению генерального сдвига, формируются трещины отрыва (T), субпараллельные оси максимального сжатия.

Считается, что R -, R' -сколы (сдвиги) и T -трещины (отрывы) являются первичными структурами, которые образуют единую триаду, доминирующую над всеми остальными структурами в зоне сдвига до формирования магистрального разлома [Гзовский, 1975]. Вторичные P - и X -сколы (сдвиги), которые противоположны друг другу по кинематике, формируются в результате подвижек по магистральной структуре. Однако их вклад в развитие общей системы структур в зоне сдвига менее выражен по сравнению

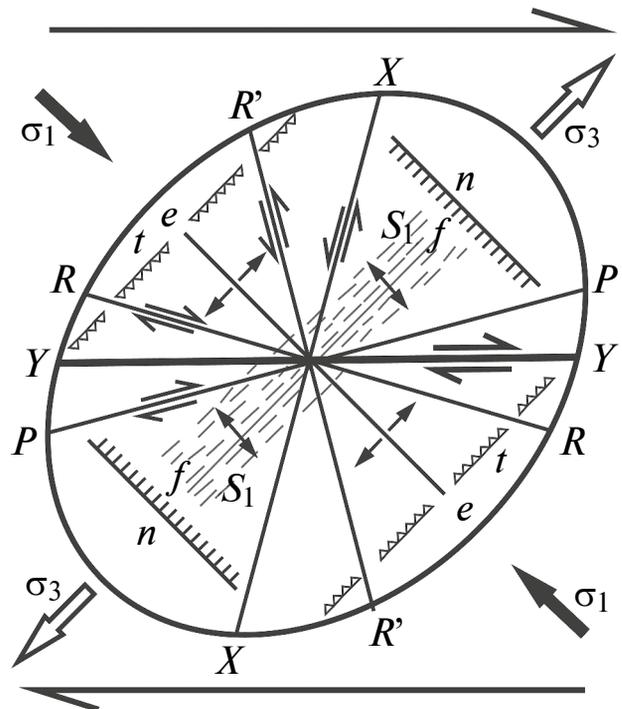


Рис. 5. Системы эшелонированных структурных элементов, образующихся в сдвиговой разломной зоне при простом скальвании [Hancock, 1985]: Y — магистральный сдвиг; R и R' — сопряженные сколы Риделя; X , P — вторичные сдвиги; e — отрывы; n — сбросы; t — взбросы; f — складки; S_1 — кливаж; σ_1 — ось максимального сжатия; σ_3 — ось максимального растяжения.

с R - и R' -сколами, что также подтверждается лабораторными опытами [Черемных и др., 2017; Корбутяк и др., 2018; Фролова и др., 2019].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе анализа созданной для локального масштабного уровня схемы относительной удельной плотности линеаментов, наиболее вероятно отражающих оперяющие крупные протяженные структуры мегатрещины, выявлено чередование областей с максимальной и минимальной плотностью объектов по простиранию (ЮЗ–СВ) региональных разломов Обручевской системы (рис. 6). Также от предполагаемого сместителя протяженных разломов до некоторого удаления от нее плотности выявленных линейных объектов формируют четкие зоны максимумов и минимумов, которые могут быть проинтерпретированы как вероятные зоны динамического влияния данных региональ-

ных структур. При этом ширина зон влияния не является одинаковой на всем протяжении разрывных нарушений, напротив, наблюдаются локальные “расширения” и “сужения”. Подобные зоны выделены и для разрывных структур второго ранга (в масштабе исследуемой площади) СЗ–ЮВ простирания.

Для каждой установленной зоны динамического влияния разломов и каждого выделенного сегмента проводились реконструкции параметров ПНД с помощью ПО LSC. В зоне Прибайкальского разлома выделено 17 сегментов и классифицированы 12172 линеамента (рис. 7). Структуры, отнесенные к магистральному сместителю Прибайкальского разлома (Y), идентифицированы в количестве 921 шт. Первичные (синтетические) сколы (R) наиболее проявлены — их количество составляет 1757 шт. Также хорошо проявлены предполагаемые Т-трещины (1553 шт.). Антитетических сколов (R') выявлено 1439 шт. Эта первичная триада трещин имеет простирание в четвертях N_1 и N_3 относительно магистральной структуры. Вторичные P - и X -сколы простираются в области четвертей N_2 и N_4 в количестве 608 и 665 шт. соответственно. Количественное отношение R -, R' - и Т-структур к P - и X -трещинам составляет 3.7. Таким образом, ориентировки доминирующей первичной триады оперяющих трещин свидетельствуют о правосторонней сдвиговой кинематике Прибайкальского разлома.

Примечательно, что в большинстве сегментов Прибайкальского разлома сколы Риделя (R') проявляются СЗ–ЮВ простиранием, что соответствует большинству крупных (второго ранга) геоморфологически выраженных нарушений этого региона. Данные структуры, в соответствии с примененной моделью, характеризуются противоположной (левосдвиговой) кинематикой относительно магистральных разломов. Региональная ось сжатия зоны всего Прибайкальского разлома имеет ориентировку, близкую к субширотной. Установленные оси сжатия и растяжения в сегментах Прибайкальского разлома варьируются в пределах 30° и в целом соотносятся с региональными параметрами ПНД.

В области простирания Приморского разлома выделено и классифицировано 6459 линеаментов. В структуре разломной зоны

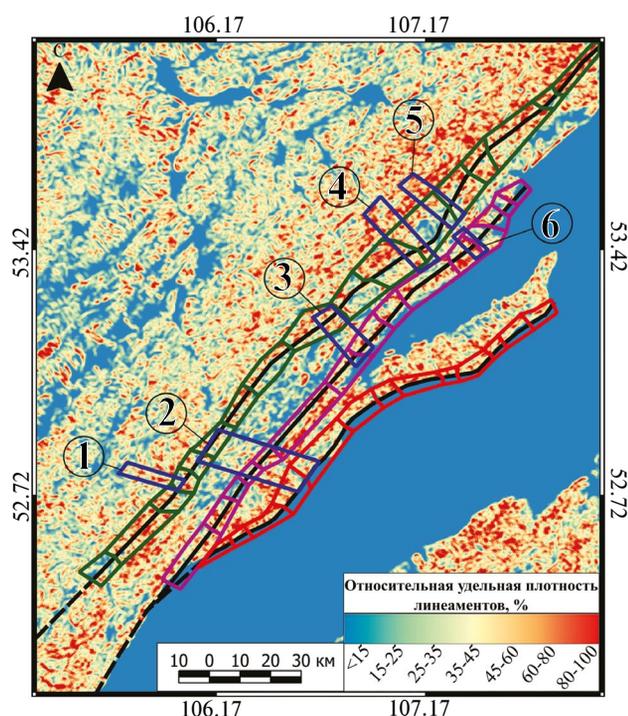


Рис. 6. Схема относительной удельной плотности линеаментов локального масштабного уровня и выделенные зоны динамического влияния с однородными сегментами зон разноранговых разломов: зеленый — Прибайкальский разлом; фиолетовый — Приморский разлом; красный — Академический разлом; синий — зоны влияния разрывов второго ранга: 1 — Хидусская зона, 2 — Ангинская зона, 3 — Сарминская зона, 4 — Среднеиликтинская зона, 5 — Правоиликтинская зона, 6 — Зундукская зона.

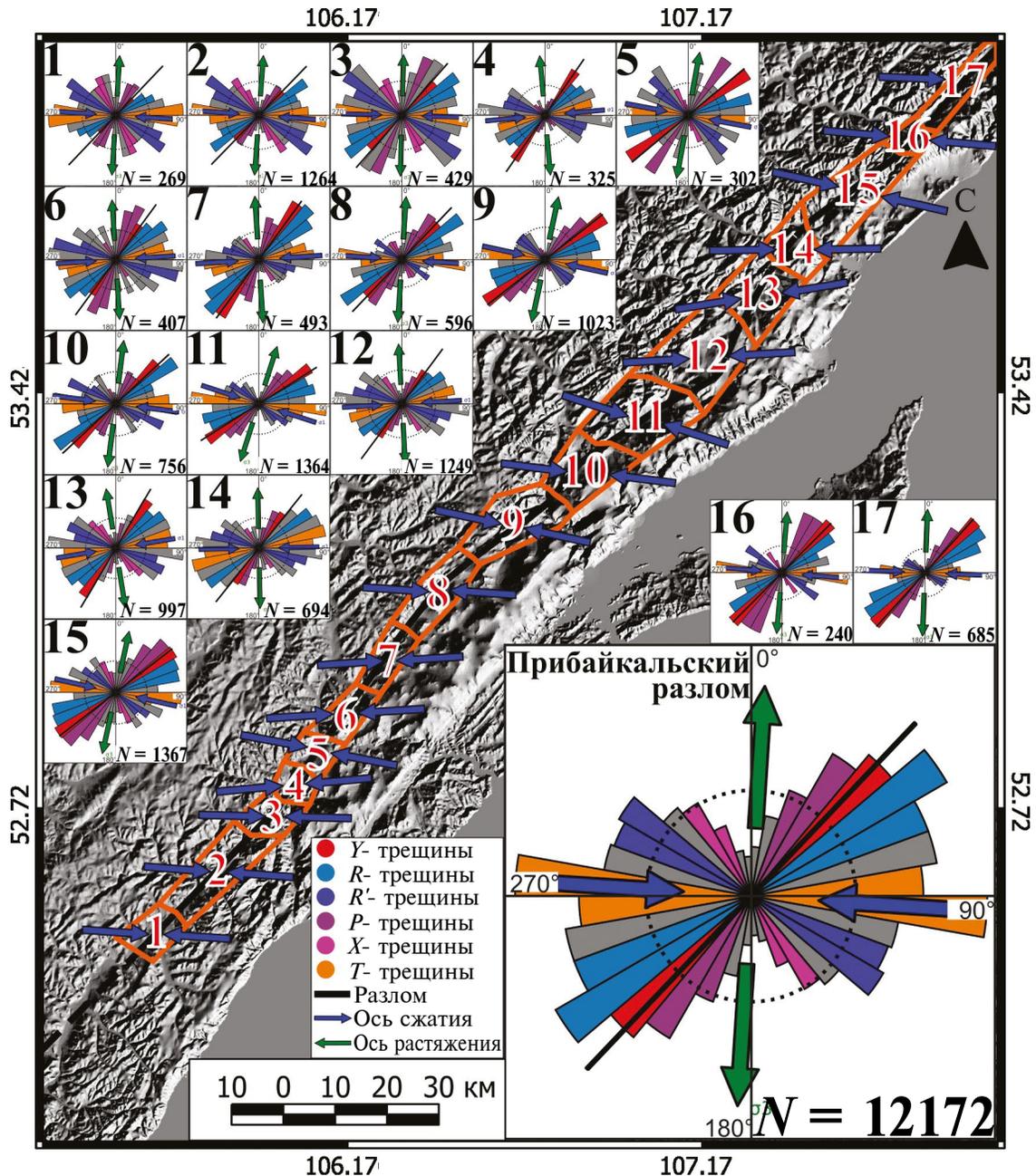


Рис. 7. Результат тектонофизической интерпретации параметров ПНД на основе анализа мегатрещин для зоны Прибайкальского разлома и ее сегментов с помощью ПО LSC. Цифрами указаны номера сегментов зоны разлома и соответствующие им розы-диаграммы.

выделено 15 сегментов (рис. 8). Относящиеся к магистральному сместителю (Y) мегатрещины идентифицированы в количестве 647 шт. Как и в случае с Прибайкальским разломом, большинство из классифицированных структур определяются как синтетические сколы (R) — 927 шт. Т-трещины также хорошо проявлены (678 шт). Антитетических сколов (R') 703 шт. Эти системы первичных оперяющих структур имеют ориентировки, попадающие в N_1 и N_3 .

Простирающиеся в диапазоне N_2 и N_4 P - и X -трещины определяются в количестве 382 и 418 шт., соответственно. Количественное отношение R -, R' - и T -структур к P - и X - трещинам составляет 2.9, что свидетельствует об однозначной праводвиговой кинематике Приморского разлома. Ось сжатия в зоне динамического влияния разлома ориентирована субширотно, а по сегментам Приморского разлома расположена близко к субширотной ориентировке и варьи-

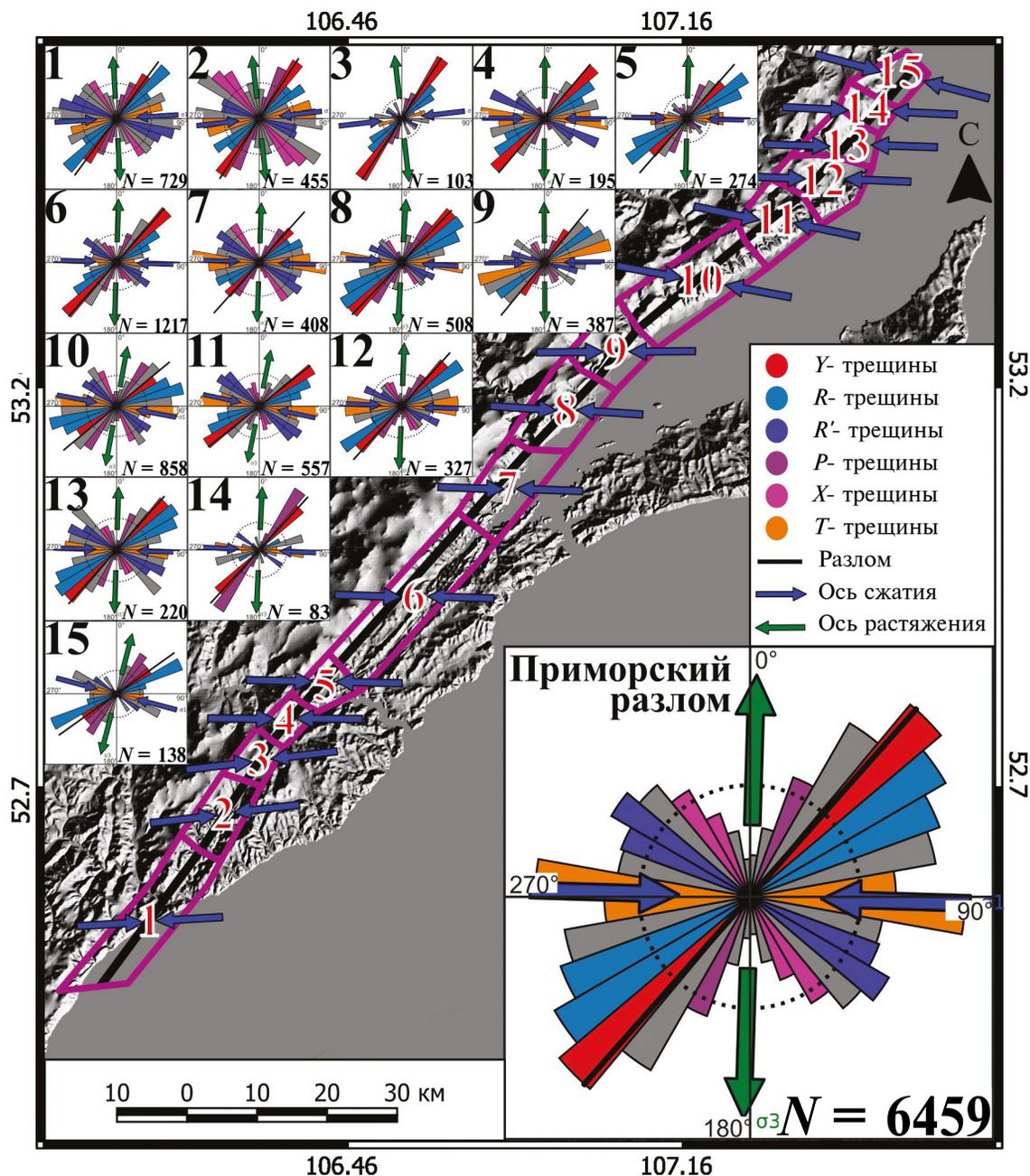


Рис. 8. Результат тектонофизической интерпретации параметров ПНД на основе анализа мегатрещин для зоны Приморского разлома и ее сегментов с помощью ПО LSC. Цифрами указаны номера сегментов зоны разлома и соответствующие им розы-диаграммы.

руется весьма незначительно, не превышая 15° . Для зоны Приморского разлома также характерно СЗ–ЮВ простирание R' -трещин, которые отчасти выходят за условные границы зоны динамического влияния разлома и пересекают соседнюю зону Прибайкальского разлома.

Академический разлом, простирающийся по береговой части юго-западного Прибайкалья и западной границе острова Ольхон, частично скрыт водами озера Байкал, что усложняет

реконструкцию параметров ПНД при его формировании. Однако большинство сегментов зоны разлома также показали правостороннюю сдвиговую кинематику. Полученная картина имеет схожие черты с Прибайкальским и Приморским разломами. В разломной зоне выделено 13 сегментов (рис. 9). На всем ее протяжении классифицированы 3433 линеамента. Структуры, подчеркивающие магистральную структуру (Y), выявлены в количестве 502 штук.

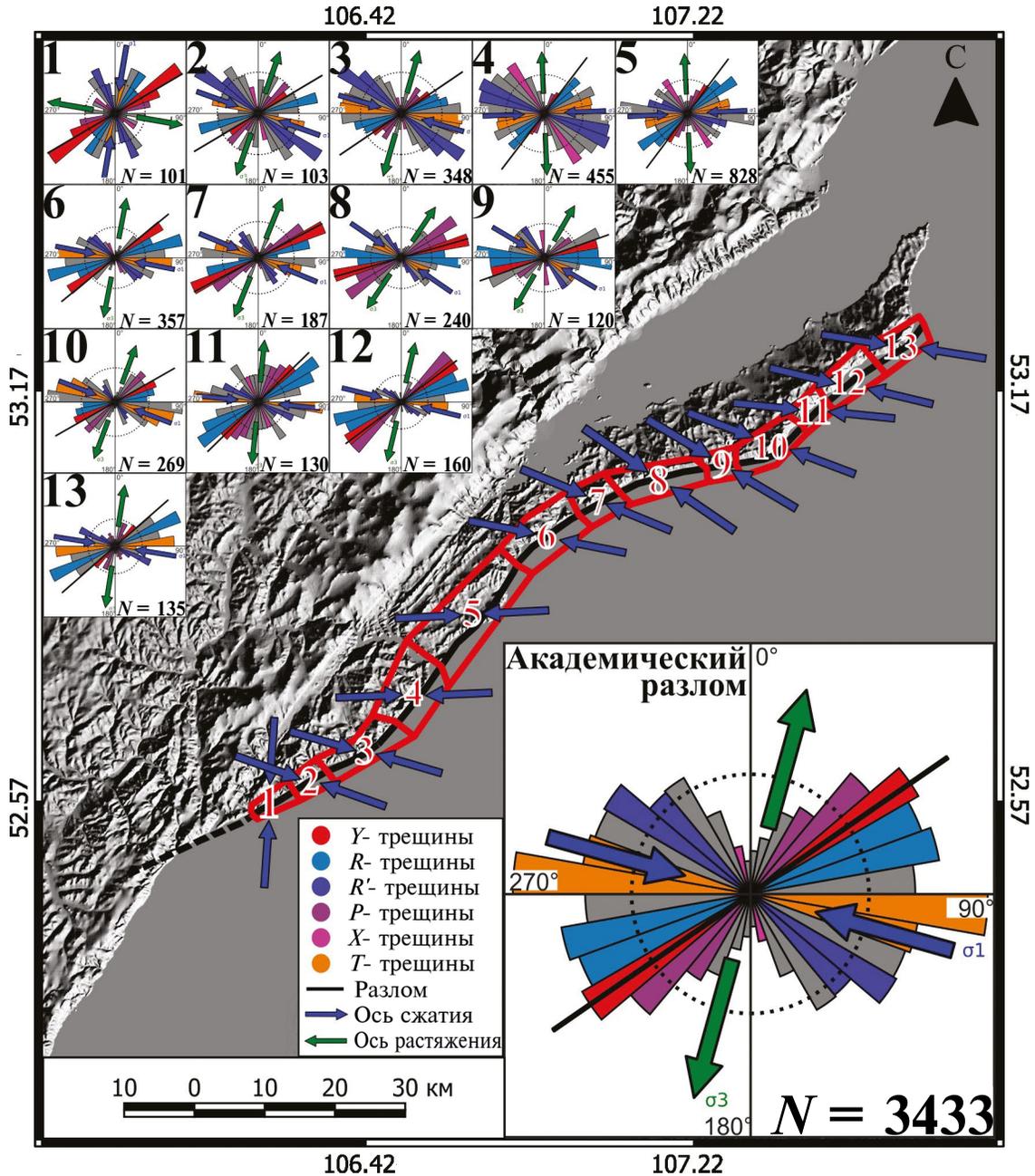


Рис. 9. Результат тектонофизической интерпретации параметров ПНД на основе анализа мегатрещин для зоны Академического разлома и ее сегментов с помощью ПО LSC. Цифрами указаны номера сегментов зоны разлома и соответствующие им розы-диаграммы.

R-сколы, как и в предыдущих случаях, являются наибольшей по количеству группой, включающей 611 объектов. Т-трещин выделено 389 шт. Антитетические сколы (*R'*) идентифицированы в количестве 529 шт. *P*-, *X*-трещины, как и в случаях с другими разломами Обручевской системы, выявляются в меньшинстве — 342 и 198 шт. соответственно. Количественное отношение *R*-, *R'*- и Т-структур к *P*- и *X*- трещинам равно 2.8. Таким образом, даже несмотря на неполную

выраженность структур в рельефе, удалось однозначно установить правостороннюю сдвиговую компоненту Академического разлома. Ось сжатия для зоны влияния Академического разлома ориентирована на 120° . Оси сжатия, установленные для сегментов разлома, варьируются более значительно, чем для других исследуемых структур — от субширотной до СЗ–ЮВ. Вероятнее всего, такой обширный диапазон ориентировок осей сжатия в сегментах обусловлен именно

плохой геоморфологической выраженностью, а также сложной геометрией сместителя разлома, измененной вследствие более поздних геодинамических событий.

Выделенные по результатам анализа схем относительной удельной линейной плотности линейных разломные зоны СЗ–ЮВ простирания имеют очень хорошую геоморфологическую выраженность. Каждая из этих зон в рельефе представлена ущельем и речной долиной, секущей складчатую область Прибайкалья. Выделенные зоны однозначно являются частью общего тектонического каркаса района Обручевской системы разломов и относятся к разрывным нарушениям второго порядка. Для каждой из установленных зон системы данных структур доминирующее простирание оперяющих мегатрещин находится в диапазонах значений, относящихся к четвертям N_2 и N_4 , что однозначно указывает на левостороннюю сдвиговую компоненту (рис. 10). Вполне вероятно, что данные системы разломов изначально закладывались как антитетические (R') структуры по отношению к магистральным более протяженным разрывам ЮЗ–СВ простирания. Дальнейшие этапы активизации, выраженные в инверсии параметров ПНД и левосторонних сдвигах по главным ЮЗ–СВ структурам, а также смене обстановки сжатия на растяжение при раскрытии Байкальского рифта, способствовали более мощному развитию данных СЗ–ЮВ структур.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные ранее многими учеными структурно-тектонифизические реконструкции на основе анализа данных ДЗЗ, топографических основ, полевых и лабораторных исследований зон разрывных нарушений Прибайкалья позволили реконструировать различные этапы развития региона, обозначенные в разделе “Объект исследования” данной статьи. В контексте проведенных изысканий имеет смысл сравнить полученные авторами результаты с интерпретацией линейных элементов, осуществленной предшественниками.

Так, в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла ручным способом откартированы линейные элементы, отражающие тектонические и особенно неотектонические деформации. Выявлено два основных тектонических этапа: взбросо- и сбросообразование. При анализе слабовыраженных

в рельефе линейных элементов проявился парагенез левостороннего сдвига, который является более поздним по отношению к этапу сжатия. Данные результаты относятся к вероятным возрастам от позднего мезозоя до плиоцен-четвертичного [Черемных, 2018; Cheremnykh et al., 2020].

На основе автоматического выделения линейных элементов и их анализа с помощью ПО “LESSA” для зоны сочленения Байкальской рифтовой зоны и южной окраины Сибирской платформы определена предполагаемая ширина и ее морфоструктурные особенности, такие как клавишное строение. Выделены геоблоки, незначительно подвергшиеся влиянию современной фазы активности. Доказано, что элементы древней структуры реактивируются в плиоцен-четвертичное время в разных геодинамических условиях. Молодые (позднеплейстоцен-четвертичные) сбросы и сбросо-сдвиги часто используют плоскости древних разломов, представлявших собой взбросы и надвиги. Отмечается, что полученные результаты с использованием линейного анализа соответствуют процессам, происходившим не ранее плиоцен-четвертичного времени. Также, подобно представленным в данной статье результатам, на основе анализа схем относительных удельных плотностей мегатрещин относительно региональных структур определена ширина зон динамического влияния протяженных разломов [Иванченко, Горбунова, 2021; Ivanchenko et al., 2022].

Необходимо отметить, что в приведенных выше работах предшественников, касающихся тектонофизической интерпретации линейных элементов Прибайкалья, изначально использовался отличающийся от примененного в данном исследовании способ выделения линейных элементов. Линейные элементы рельефа ранее маркировались ручным способом на основе топографических основ. Их положение также уточнялось с помощью визуального анализа ЦМР, созданной по данным радиолокационных съемок SRTM или ASTER. Количество выделенных в данных работах линейных элементов для тех же областей отличается в меньшую сторону от выделенных в представляемом исследовании в сотни, а иногда и тысячи раз, в зависимости от масштабного уровня генерализации ЦМР. При этом акцент сделан на экспертном выделении более молодых, отчетливо прояв-

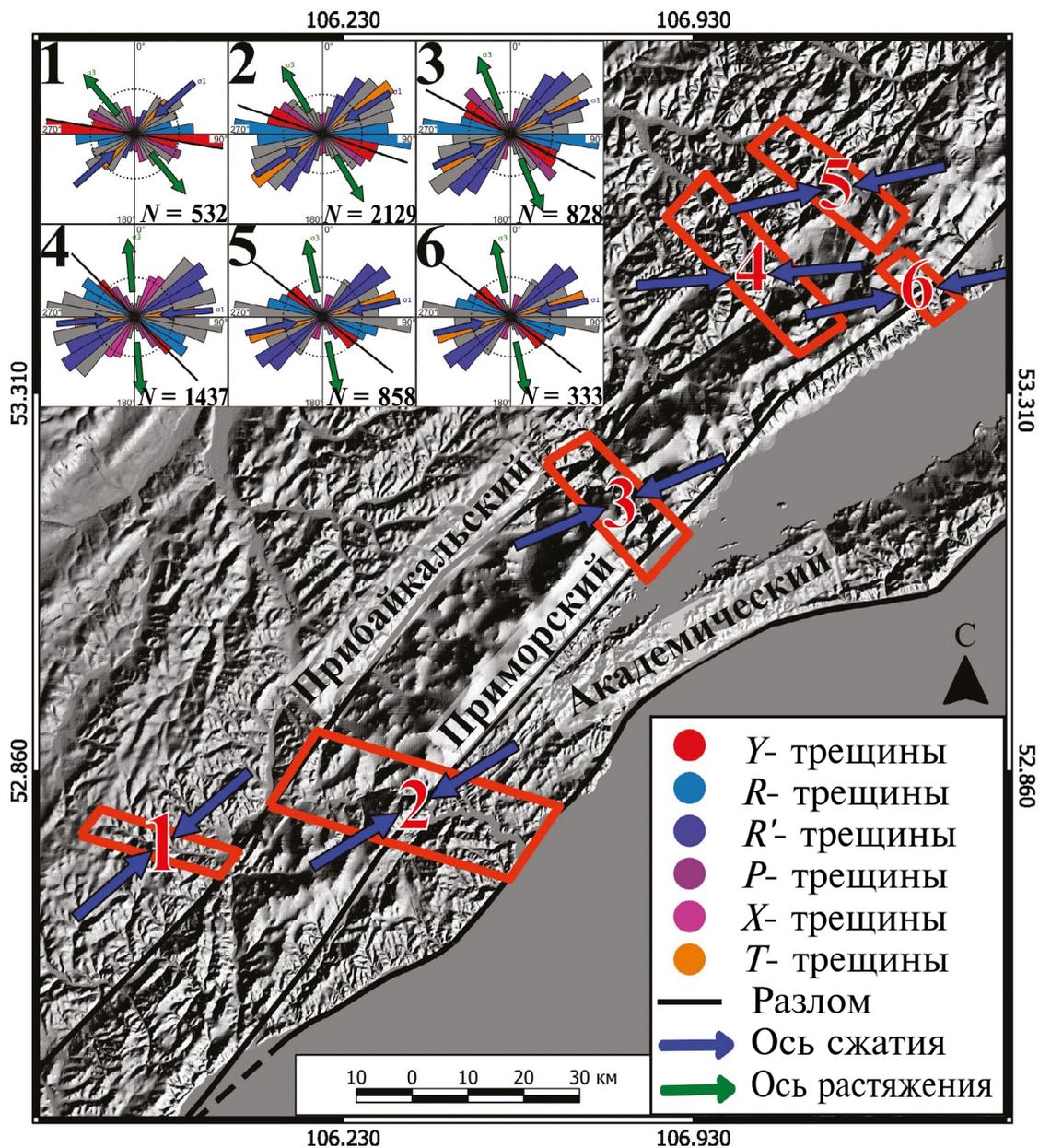


Рис. 10. Результат тектонофизической интерпретации параметров ПНД на основе анализа линеаментов для системы зон разломов ЮВ–СЗ простирания с помощью ПО LSC. Цифрами указаны номера сегментов зоны разлома и соответствующие им розы-диаграммы.

ленных структур, маркируемых линеаментами, что на основе сравнения со структурными парагенезисами разломных зон [Семинский, 2014] позволило выявить несколько этапов развития, которые в целом согласуются с полученными ранее результатами с помощью структурно-парагенетического анализа разрывов и трещиноватости массивов горных пород Прибайкалья [Черемных и др., 2018; Cheremnykh et al., 2020]. Данные исследования, как отмечают авторы,

крайне детально отражают эволюцию структурно-тектонического развития региона преимущественно на неотектоническом этапе.

В представляемом исследовании применен подход автоматического выделения линеаментов с помощью разработанного авторами ПО на основе ЦМР, что позволяет маркировать и проводить автоматическую интерпретацию большого количества разноранговых линеаментов (см. рис. 3). Важно отметить, что при интерпретации

линеаментов акцент сделан на реконструкции параметров именно сдвиговых напряжений для воссоздания обстановки ранних этапов развития западного Прибайкалья, связанных с раннепалеозойскими коллизионными процессами, которые, по мнению многих исследователей, происходили на фоне правосдвиговых крупноамплитудных смещений по основным магистральным разломам. Данный этап в геологической истории Прибайкалья установлен исключительно с помощью геодинамических реконструкций. Учитывая доказанную тесную генетическую связь кайнозойских разрывов Байкальской рифтовой зоны с докембрийскими структурами, результаты структурно-геоморфологического анализа должны отражать и более ранние этапы развития региона, что и доказано в рамках представленного исследования. Данный вывод не согласуется с представлениями о том, что выделяемые в регионе линеаменты, выделенные автоматически с помощью ПО “LESSA”, соответствуют тектоническим структурам исключительно плиоцен-четвертичного времени [Иванченко, Горбунова, 2021; Ivanchenko et al., 2022]. Как уже отмечалось выше, предыстория тектонического развития западного Прибайкалья обусловлена всеми предыдущими этапами, которые, безусловно, находят свое отражение в современной линеаментной сети. Причем древние процессы аккреции и коллизии проявились гораздо мощнее по сравнению с более молодыми процессами активизации территории, которые во многом наследуют их структурные черты. При достаточной статистически значимой выборке объектов и ее методически верной тектонофизической интерпретации появляется возможность реконструкции данных ранних этапов, связанных преимущественно со сдвиговыми напряжениями.

В дальнейшем авторы планируют учесть в созданном ПО модели формирования парагенезисов не только сдвиговых, но и сбросовых и взбросовых зон для более детальной интерпретации линеаментов и выделения других этапов эволюции долгоживущих разломов не только западного Прибайкалья, но и других сейсмоактивных территорий. Кроме того, в применяемых моделях в дальнейшем необходимо учитывать преобладание сжимающих или растягивающих напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе авторского подхода к выделению и тектонофизической интерпретации линеаментов, а также специально разработанного для решения этой задачи программного обеспечения “DEM Maker”, “Line Maker” и “Lineament Stress Calculator”, включающего фильтрацию цифровой модели рельефа, выделение линейных элементов рельефа в зависимости от геоморфологических особенностей исследуемого региона и интерпретацию пространственного положения данных линейных объектов с помощью модели формирования парагенезиса оперяющих трещин магистрального разлома в зоне сдвига П. Л. Хэнкока, для района Обручевской системы разломов западного Прибайкалья удалось выделить линеаменты на различных масштабных уровнях и провести для них реконструкцию параметров сдвиговых напряжений.

Установлено, что выделенные на четырех масштабных уровнях (региональный, субрегиональный, надлокальный, локальный) линеаменты значительно дополняют известный каркас разрывных нарушений и согласуются с простираем соответствующих по рангу известных разрывных структур. При этом непротяженные линеаменты рассматривались в качестве мега-трещин, оперяющих протяженные разрывные структуры.

Для каждого из рассмотренных разломов Обручевской системы на основе анализа относительной удельной плотности предполагаемых оперяющих разрывных структур установлены неоднородные зоны динамического влияния региональных разломов ЮЗ–СВ простираения, которые разделены на относительно однородные сегменты.

Для каждого выделенного сегмента зоны динамического влияния разломов с помощью разработанного программного обеспечения проведена реконструкция параметров поля напряжений-деформаций. Таким образом установлено, что магистральные разломы ЮЗ–СВ простираения, субпараллельные краевому шву Сибирской платформы, на раннем этапе развития формировались как правые сдвиги при ориентировке оси сжатия $\approx 90^\circ$. Разломы СЗ–ЮВ ориентировки определены как левые сдвиги и, вероятно, закладывались как антитетические

сколы по отношению к магистральным структурам, получив свое развитие при дальнейших структурных перестройках региона.

Полученные результаты отражают основные черты раннепалеозойского этапа развития региона в процессе аккреции Ольхонского террейна к южной окраине Сибирского кратона, что сопровождалось активизацией праводвиговых смещений по главным ЮЗ–СВ региональным разломам (аккреционным швам) и процессами активного метаморфизма.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-10087, <https://rscf.ru/project/20-77-10087/>

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят канд. геол.-мин. наук Фролову Наталью Сергеевну и Корбутяк Анну Николаевну — ведущего и научного сотрудников кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова за возможность участия в лабораторных опытах по моделированию сдвига, которые позволили уточнить используемые в работе модели формирования парагенезиса оперяющих магистральный разрыв трещин. Также авторы признательны заведующему лабораторией тектонофизики ИФЗ РАН докт. физ.-мат. наук Ребечко Юрию Леонидовичу за критические замечания по реализации методики. Помимо прочего, авторы благодарны старшему научному сотруднику лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН канд. геол.-мин. наук Черемных Александру Викторовичу за детальное рецензирование и многочисленные ценные замечания, которые учтены при подготовке статьи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров В.К.* Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука. 1990. 103 с.
- Аржанникова А.В., Гофман Л.Е.* Проявление неотектоники в зоне влияния Приморского разлома // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 811–818.
- Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А.* Основные закономерности разломообразования в литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 5(4). С. 823–861.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев., С.А.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.* Фрагмент раннепалеозойской (500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. РАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48 — Иркутск. Объяснительная записка / Под ред. Е.П. Миронюка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2009. 574 с.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Д.* Синметаморфические гранитоиды (~ 490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
- Зорин Ю.А., Скляр Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга — задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее — раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. № 3. С. 209–226.
- Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М.* Формализованный линеаментный анализ геологических структур Прибайкалья // Физика Земли. 2021. № 5. С. 223–234.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линеаментной тектоники. М.: Недра. 1986. 144 с.
- Корбутяк А.Н., Фролова Н.С., Мишакина А.А.* Физическое моделирование структурообразования в осадочном чехле над разломом фундамента. Сопоставление с эшелонированными нефтегазоносными валлообразными поднятиями севера Западно-Сибирской плиты // Картографик. 2018. № 3 (285). С. 57–67.
- Кузьмин Ю.О.* Современные аномальные деформации земной поверхности в зонах разломов: сдвиг или раздвиг? // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 967–987.
- Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А.* Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”. 2009. 316 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: изд-во СО РАН филиал “Гео”. 2001. 252 с.

- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сейсмико-тектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 543–545.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов и поле тектонических напряжений. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Наука. 1977. С. 71–78.
- Обухов С.П., Ружич В.В. Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО РАН. 1971. С. 65–68.
- Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28.
- Петров В.А., Мострюков А.О., Васильев Н.Ю. Структура современного поля напряжений мезозойско-кайнозойского цикла деформации Байкальской рифтовой зоны // Геофизические исследования. 2008. Т. 9. № 3. С. 39–61.
- Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Шукин С.И. Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое оруденение в районе Стрельцовой кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 4. С. 310–320.
- Плешанов С.П., Чернов Ю.А. О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений западного Прибайкалья с разломами докембрийского заложения // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. 1971. С. 51–54.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 235 с.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск: изд-во СО РАН. Филиал “Гео”. 2003. 244 с.
- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Чермных А.В., Постеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны северозападного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геологогеофизических исследований по профилю п. Баяндай — м. Крестовский // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 250–269.
- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Чермных А.В., Постеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Заринов Р.М., Чермных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геологогеофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 3. С. 203–278.
- Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1. Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах на примере Западного Прибайкалья // Геотектоника. 2013. № 3. С. 58–77.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. Тектоника и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.
- Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф., Черneckий А.Г. Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баимской рудной зоны (западная Чукотка). Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI-го Тектонического совещания. 2019. С. 320–324.
- Чермных А.В. Разломно-блоковое строение земной коры и напряженное состояние в зонах региональных разломов восточного побережья озера Байкал // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 250–258.
- Чермных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011. № 1. С. 135–142.
- Чермных А.В., Гладков А.С., Чермных А.С. Экспериментальное исследование формирования сети разрывов Накынского поля Якутской алмазоносной провинции // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 1. С. 66–82.
- Чермных А.В., Чермных А.С., Бобров А.А. Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1372–1383.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. 1989. 158 с.
- Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- Anders M.H., Wiltschko D.V. Microfracturing, paleostress and the growth of faults // J. Struct. Geol. 1994. V. 16. № 6. P. 795–815.
- Anderson E.M. The dynamics of faulting // Transactions of the Edinburgh Geological Society. 1905. № 8. P. 387–402.
- Arzhannikova A., Arzhannikov S.G. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // Geomorphology. 2019. V. 342. P. 140–149.
- Brink U.S., Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: insights into intracontinental rifting // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B7. <https://doi.org/10.1029/2001JB000300>
- Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the

- Buguldeika Fault Junction // *Journal of Geodynamics*. 2020. V. 141–142. P. 101797.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // *Tectonophysics*. 1995. V. 252. № 1. P. 61–101.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // *Tectonophysics*. 1997. V. 282. № 1. P. 1–38.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepkhina E.N., Cheong W., Kim J.* Pre-collisional (0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2017. 42. P. 243–263.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016>
- Enoh M.A., Okeke F.I., Okeke U.C.* Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria // *Geod. Cartogr.* 2021. V. 47. P. 34–44.
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J.* Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2011. V. 116. № 5. P. 1–11.
- Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M.* Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 1. P. 226–241.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A.* Petrology, geochronology, and tectonic implications of ca. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. Lond.* 2008. V. 165. P. 235–246.
<https://doi.org/10.1144/0016-76492006-125>
- Hancock P.L.* Brittle microtectonics: principles and practice // *J. of Struct. Geol.* 1985. V. 7. № 3/4. P. 437–457.
- Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J.T., Sampson C.C., Neal J.C.* A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed // *Environmental Research Letters*. 2022. V.17. № 2. P. 24016.
- Hobbs W.H.* Lineaments of the Atlantic Border Region // *Geological Society. American Bulletin*. 1904. V. 15. P. 483–506.
- Ivanchenko G.N., Gorbunova E.M., Cheremnykh A.V.* Some Possibilities of Lineament Analysis in Mapping Faults of Different Ranks: Case Study of the Baikal Region // *Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physic.* 2022. V. 58. № 9. P. 1086–1099.
<https://doi.org/10.1134/S0001433822090092>
- Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.* How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. V. 28. P. TC3008.
<https://doi.org/10.1029/2008TC002404>
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Cheremnykh A.V.* Fracturing in the Primorsky fault zone (Baikal Rift system) // *Russ. Geol. Geophys.* 2002. V. 43. № 5. P. 446–455.
- Mats V.D., Lobatskaya R.M., Khlystov O.M.* Evolution of faults in continental rifts: morphotectonic evidence from the south-western termination of the North Baikal basin // *Earth Science Frontiers*. 2007. V. 14. № 1. P. 207–219.
- Mats V.D., Perepelova T.I.* A new perspective on evolution of the Baikal Rift // *Geosci. Front.* 2011. V. 2. № 3. P. 349–365.
- Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 11. P. Q11016.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001265>
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*. 1997. V. 21. № 2. P. 435–455.
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M.* Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California // *J. Struct. Geol.* 2003. №. 25. P. 1855–1873.
- Zlatopolsky A.A.* Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis — experimental results // *Computers & Geoscience*. 1992. V. 18. № 9. P. 1121–1126.

Reconstruction of Parameters of Shear Stresses During the Formation of Multi-Rank Faults in the Western Baikal Region Based on Tectonophysical Interpretation of Lineaments

A. D. Svecherevskiy^{a, *}, S. A. Ustinov^{a, b}, D. S. Lapaev^a, and V. A. Petrov^a

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**e-mail: alexey@svecherevskiy.ru*

Received November 11, 2024; revised December 2, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The author's software made it possible to perform a detailed identification of lineaments at various scale levels for the region of the Obruchev fault system of the western Baikal region. The identified lineaments significantly complement the mapped framework of faults and are consistent with the strike of fault structures of the corresponding rank. Based on the analysis of the relative specific density of lineaments of the local scale level, reflecting the feathering megacracks of large faults, heterogeneous zones of dynamic influence of regional structures were established, which were divided into relatively homogeneous segments. For each identified segment and each structure as a whole, using the developed software "Lineament Stress Calculator", a reconstruction of shear stress parameters was carried out using the P.L. Hancock's model. It has been previously proven that the main features of the Early Paleozoic stage of the region development during the accretion of the Olkhon terrane to the southern margin of the Siberian craton were accompanied by activation of right-lateral strike-slip displacements along the SW-NE accretionary sutures and active metamorphism processes. The obtained results confirm that the main faults of the SW-NE strike, subparallel to the marginal suture of the Siberian platform, were formed at the early stage of their development as right-lateral strike-slips with the compression axis orientation of $\approx 90^\circ$. Second-order faults of the NW-SE orientation are defined as left-lateral strike-slips and were probably formed at that time as antithetical shears in relation to the main structures, having received their development during further structural rearrangements of the region.

Keywords: lineament analysis, structural-tectonophysical analysis, stress-strain state, stress-strain field, shear model, fault, western Baikal region

УДК 550.8.056 (530.34)

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ НЕОДНОРОДНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД ПО ВАРИАЦИЯМ МИКРОСЕЙСМИЧНОСТИ, ВОЗНИКАЮЩЕЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗАКАЧКИ ЖИДКОСТИ

© 2025 г. Е. В. Новикова^{1,*}, Н. А. Барышников^{1,**}, С. Б. Турунтаев¹, М. А. Тримонова¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: e.novikova@idg.ras.ru

**E-mail: baryshnikov.na@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 11.10.2024 г.

После доработки 29.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Определение свойств неоднородных коллекторов по данным об эволюции микросейсмичности является важной задачей при разработке месторождений. Анализ распространения микросейсмических событий, возникающих при закачке/отборе флюида, позволяет получить ценную информацию о проницаемости и напряженном состоянии пласта. В настоящей статье рассматривается обратная задача определения фильтрационных свойств коллектора по данным о распространении микросейсмических событий. Для этого исследуется влияние различных геологических факторов на распределение очагов микросейсмических событий. Для выявления корреляционных связей между параметрами геологической модели и эволюцией микросейсмичности были использованы методы машинного обучения. Из-за недостаточной вариативности натуральных данных для обучения модели была создана искусственная база каталогов микросейсмических событий, содержащих координаты очагов и времена их возникновения. Для этого проведено численное моделирование закачки жидкости и генерации микросейсмических событий в синтетических моделях проницаемых сред с разным геологическим строением. Таким образом, предложен комплексный подход к восстановлению фильтрационных свойств неоднородных коллекторов по данным об эволюции микросейсмичности с использованием методов машинного обучения. Предложенная методика может быть применена для оптимизации разработки месторождений, повышения эффективности извлечения флюидов и снижения рисков, связанных с возникновением нежелательной техногенной сейсмической активности.

Ключевые слова: техногенная сейсмичность, фильтрация жидкости, проницаемость, численное моделирование, машинное обучение.

DOI: 10.31857/S0002333725020091, EDN: DMCNEA

ВВЕДЕНИЕ

Закачка флюида в процессе разработки месторождений углеводородов может сопровождаться возникновением индуцированной сейсмичности [Адушкин, Турунтаев, 2015; Shapiro, 2015]. Мониторинг микросейсмических событий является одним из методов анализа процессов в геофизических объектах (месторождениях полезных ископаемых, крупномасштабных подземных объектах и т. д.). Он осуществляется с помощью сети станций, регистрирующих слабые сейсмиче-

ские сигналы. В результате анализа распространения облака микросейсмических событий могут быть получены важные сведения о процессах, протекающих в пределах исследуемого объекта, определены механические и фильтрационные свойства среды, получены данные о ее структуре и наличии неоднородностей. Ранее в ряде работ была показана возможность использования данных о распространении облака микросейсмических событий для оценки проницаемости однородной и анизотропной среды [Shapiro,

2015]. Возможность решения обратной задачи — определения локальной проницаемости неоднородной пористой среды по данным об изменении микросейсмической активности — была экспериментально продемонстрирована в ходе нашей предыдущей работы [Turuntaev и др., 2013]. Однако методики, позволяющей по данным о распространении облака микросейсмических событий в неоднородной среде оценить фильтрационные свойства на масштабах коллектора, до сих пор предложено не было.

Цель данной работы — определить возможность восстановления пространственного распределения фильтрационных свойств неоднородных геологических сред по вариациям микросейсмичности. Решение подобных обратных задач осложнено высокой степенью неопределенности и наличием нелинейных связей. Глубокие нейронные сети позволяют эффективно моделировать сложные нелинейные зависимости, что делает их эффективным инструментом для решения задач такого рода. Основная проблема создания методик на основе глубокого обучения для анализа распределенных геофизических полей состоит в отсутствии необходимого количества натуральных данных для обучения. Один из возможных путей для решения данной проблемы состоит в использовании синтетических данных для обучения модели. Для их создания мы предлагаем методику достаточно быстрого численного моделирования закачки жидкости и генерации микросейсмических событий в средах с различной геологической структурой. С помощью этой методики был создан набор из 130 тысяч синтетических микросейсмических каталогов для различных геологических условий. Полученные синтетические данные были использованы для создания модели глубокого обучения, которая позволяет по распространению облака микросейсмических событий восстанавливать пространственное распределение проницаемости модельной геологической среды. Ниже представлено подробное описание всех этапов разработки и обучения модели.

МЕТОДИКА БЫСТРОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОБЛАКА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Численное моделирование процесса распространения облака микросейсмических событий

вследствие закачки жидкости проводилось в два этапа. На первом этапе решалась задача распространения порового давления жидкости в результате закачки в скважину, расположенную в определенной точке среды. На втором этапе по данным о распространении порового давления моделировалось распространение источников микросейсмических событий. Важно отметить, что обратные связи между этапами моделирования (например, изменение проницаемости среды под влиянием порового давления или раскрытия трещин) отсутствовали, так как это существенно усложнило бы процесс вычисления, что критично для задачи создания объемной обучающей выборки для машинного обучения.

Модельная среда представляла собой неоднородный коллектор размером $4 \times 4 \times 1$ км и глубиной залегания 1 км (рис. 1). Закачка флюида производилась в нагнетательную скважину, расположенную в центре рассматриваемого коллектора, отбор производился через добывающие скважины, расположенные по углам. Для каждого расчета величины расхода подбирались исходя из приемистостей скважин таким образом, чтобы суммарный расход добывающих скважин был примерно равен расходу нагнетательной скважины и при этом максимальные отклонения величин давления на скважинах от начального уровня находились в заданных пределах: до +0.5 МПа для нагнетательной скважины и до -0.05 МПа для добывающей.

Для получения изменяющегося во времени поля порового давления на первом этапе моделирования численно решалось уравнение однофазной неустановившейся фильтрации жидкости в проницаемой среде [Баренблатт и др., 1984]:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \frac{k}{m\eta} \left(\frac{1}{\beta_f} + \frac{1}{\beta_m} \right)^{-1} \Delta P + q, \quad (1)$$

где: выражение $\frac{k}{m\eta} \left(\frac{1}{\beta_f} + \frac{1}{\beta_m} \right)^{-1}$ — коэффициент пьезопроводности; k — проницаемость среды; η — вязкость жидкости; m — пористость среды; β_f и β_m — сжимаемости флюида и пористого скелета; P — давление жидкости; t — время; q — источник флюида.

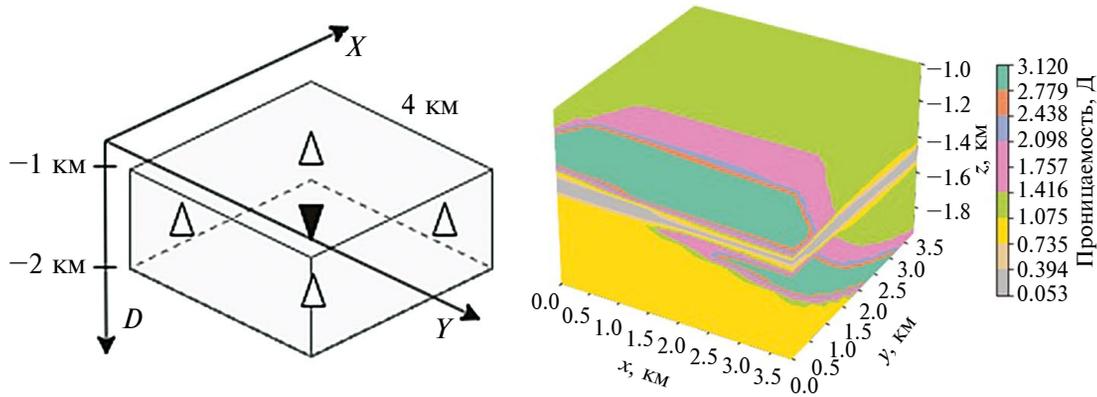


Рис. 1. Схема рассматриваемой задачи (слева). Пример пространственного распределения проницаемости модельного коллектора (справа).

Вычисление сжимаемости флюида и пористого скелета производится следующим образом:

$$\beta_f = \rho_f \frac{dP}{d\rho_f} \text{ и } \beta_m = m \frac{dP}{dm}, \quad (2)$$

где ρ_f — плотность жидкости.

Параметры модельной среды, такие как проницаемость среды, вязкость жидкости, пористость среды, плотность жидкости, представлены в табл. 1. Свободный член q в уравнении (1) представляет собой источник жидкости. Он пропорционален расходу закачиваемой жидкости, коэффициент пропорциональности определяется приемистостью скважины. В качестве начального условия задается гидростатическое

распределение давления, в качестве граничных условий — нулевой градиент давления (непроницаемые границы).

Для численного решения задачи о распространении порового давления использовалась библиотека PyPDE [Zwicker, 2020], написанная на языке Python для решения дифференциальных уравнений. На рис. 2 показан пример горизонтального разреза модели проницаемости в плоскости, содержащей скважины, и распределение порового давления в ней на некотором шаге вычисления.

На втором этапе моделирования данные о распространении порового давления использовались для решения задачи о распространении

Таблица 1. Параметры модельной среды

m	ρ_f , кг/м ³	η , сП	β_f , МПа	β_m , МПа
0.2	10^3	2	10^4	10^4

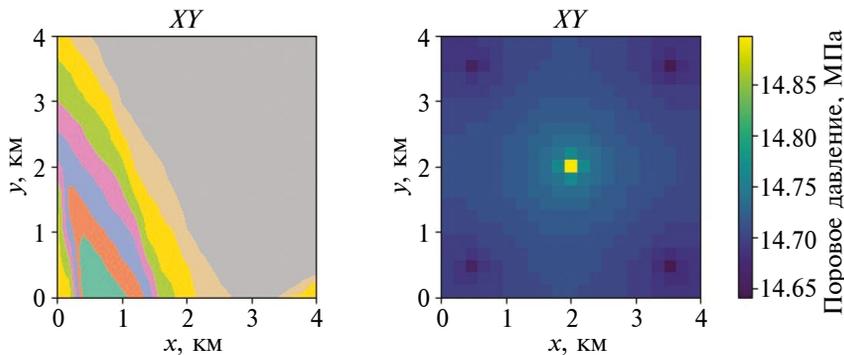


Рис. 2. Горизонтальный разрез модели проницаемости в плоскости расположения скважин (слева). Распределение порового давления на некотором шаге вычисления (справа).

облака микросейсмических событий. Для этого в каждый элементарный объем модели помещается некоторое количество $N \gg 1$ “инициаторов” событий. Каждый инициатор представляет собой некую существующую трещину, характеризующую направлением вектора нормали \vec{n}_i , которое задавалось через азимут α_i и угол наклона плоскости трещины γ_i (в данной работе трещины были ориентированы вертикально), и параметрами закона трения Кулона: коэффициентом трения μ_i и сцеплением C_i (табл. 2). Конкретные величины указанных параметров для каждой трещины задавались случайным образом: направления вектора нормали к трещинам распределены по нормальному закону, коэффициенты трения и сцепления — согласно распределению Вейбулла [Адушкин, Турнтаев, 2015]:

$$C_i \sim W(C_0, \lambda_C, k), \mu_i \sim W(\mu_0, \lambda_\mu, k),$$

$$\alpha_i \sim N(\alpha_0, \sigma_\alpha^2), \gamma_i \sim N(\gamma_0, \sigma_\gamma^2). \quad (3)$$

Начальное напряженное состояние породы характеризовалось тензором напряжений \vec{T}'_0 .

Для каждого элемента среды данный тензор вычислялся исходя из литостатического давления:

$$\vec{T}'_\sigma = \begin{pmatrix} \frac{v}{1-v} \int_0^H \rho_s(z) g dz & 0 & 0 \\ 0 & \frac{v}{1-v} \int_0^H \rho_s(z) g dz & 0 \\ 0 & 0 & \int_0^H \rho_s(z) g dz \end{pmatrix}, \quad (4)$$

где: ρ_s — плотность среды; H — глубина; v — коэффициент Пуассона. Далее нормальное σ_n и касательное τ напряжения для каждой трещины вычислялись по заданной ориентации вектора нормали \vec{n} к плоскости трещины (рис. 3):

$$\vec{s} = \vec{T}'_0 \cdot \vec{n} \quad (5)$$

$$\sigma_n = (\vec{T}'_0 \cdot \vec{n}) \cdot \vec{n} \quad (6)$$

$$\tau = \sqrt{\vec{s} \cdot \vec{s} - \sigma_n^2} \quad (7)$$

Событие для каждой i трещины считалось произошедшим, если для нее выполнялось усло-

Таблица 2. Параметры трещин

C_0 , МПа	λ_C , МПа	μ_0	λ_μ	k	α_0 , °	γ_0 , °
0.10	0.03	0.83	0.02	1.8	45	90

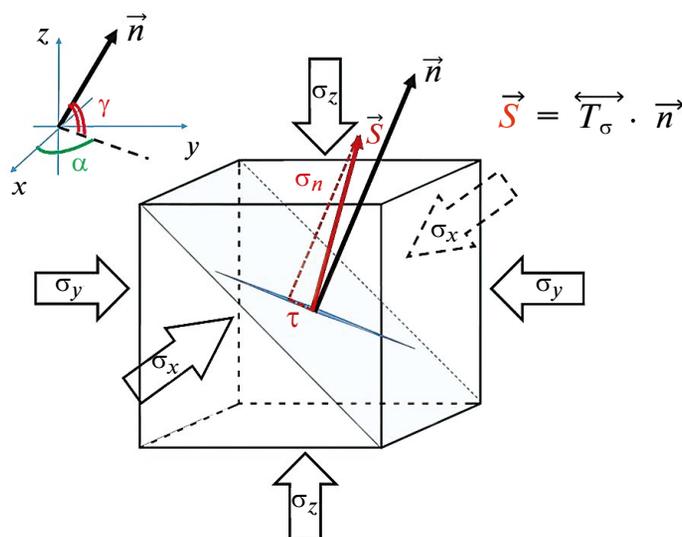


Рис. 3. Схема пересчета тензора эффективных напряжений в величины нормального σ_n и сдвигового τ напряжения на отдельной трещине. Нормаль \vec{n} к плоскости трещины задана углами α, γ , \vec{s} — вектор полного напряжения.

вие Кулона–Мора [Адушкин, Турунтаев, 2015; Shapiro, 2015; Zoback, 2012]:

$$\tau_i \geq C_i + \mu_i(\sigma_{ni} - P). \quad (8)$$

Таким образом, в каждом элементарном объеме среды имелось N потенциальных источников микросейсмических событий со случайно распределенными параметрами. В процессе распространения порового давления для определенной части из них выполнялся критерий (8). При этом за число событий на каждом шаге вычислений считалось приращение количества инициированных трещин (каждая трещина могла стать источником события только один раз). После нормировки на число трещин результат моделирования представлял собой плотность сейсмических событий (рис. 4), которая на следующем этапе использовалась для составления модельных каталогов событий.

СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КАТАЛОГОВ СОБЫТИЙ

В природе фильтрационные свойства горных пород разнообразны и непостоянны, они могут меняться с течением времени в связи с естественными природными процессами (землетрясения, эрозия почв из-за подземных течений, выход метанов из подземных газовых хранилищ на поверхность). Записей и информации о различном структурном строении пород существует не так много, и они не отличаются сильной ва-

риативностью из-за ограниченного количества мест проведения сейсмического мониторинга. Для достижения цели настоящего исследования необходимо иметь большую базу данных о среде: ее строении, составе, изменении порового давления вследствие закачки жидкости. Так как натуральных данных недостаточно, была использована база данных синтетических геологических моделей с различным строением и свойствами пород (рис. 5), которые были получены авторами работы [Jessell и др., 2022] в результате численного моделирования случайного набора комбинаций геологических процессов: поэтапное деформирование начальной слоистой структуры, сдвиги, неоднородные включения, выветривание и формирование осадочных пород.

Данные модели представляют из себя трехмерные матрицы со сторонами 4 км и шагом сетки 20 м, содержащие метки класса и величины плотностей породы, соответствующие 35 различным горным породам. Каждой породе нами было присвоено случайное значение проницаемости в соответствии с таблицей (табл. 3) параметров логнормального распределения для четырех типов пород [Scibek, 2020].

Таким образом был создан набор данных, содержащий 130 тысяч случайных геологических моделей. Для каждой такой модели по описанной ранее методике было проведено моделирование изменения во времени поля порового давления и плотности микросейсмических событий в результате закачки жидкости. Далее полученная плотность микросейсмических событий нормировалась таким образом, чтобы ее

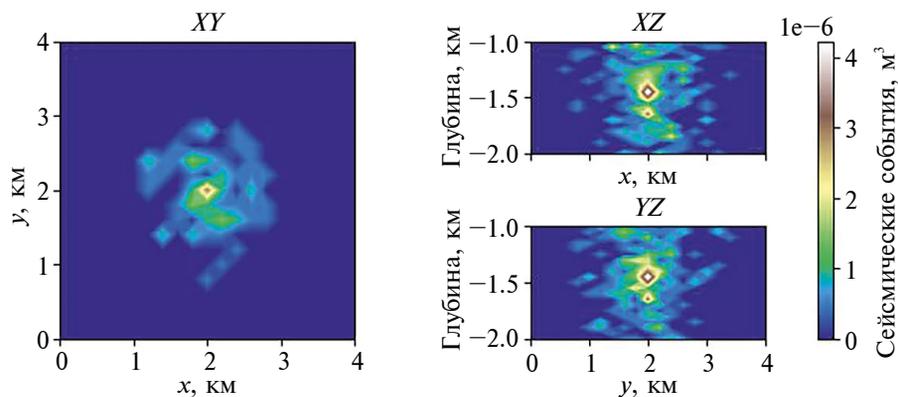


Рис. 4. Пространственное распределение событий, произошедших от момента начала закачки. Показаны события во взаимно перпендикулярных плоскостях, проходящих через точку закачки жидкости. На цветовой шкале отражена плотность сейсмических событий — отношение количества событий в элементарном объеме модели к количеству инициаторов событий N .

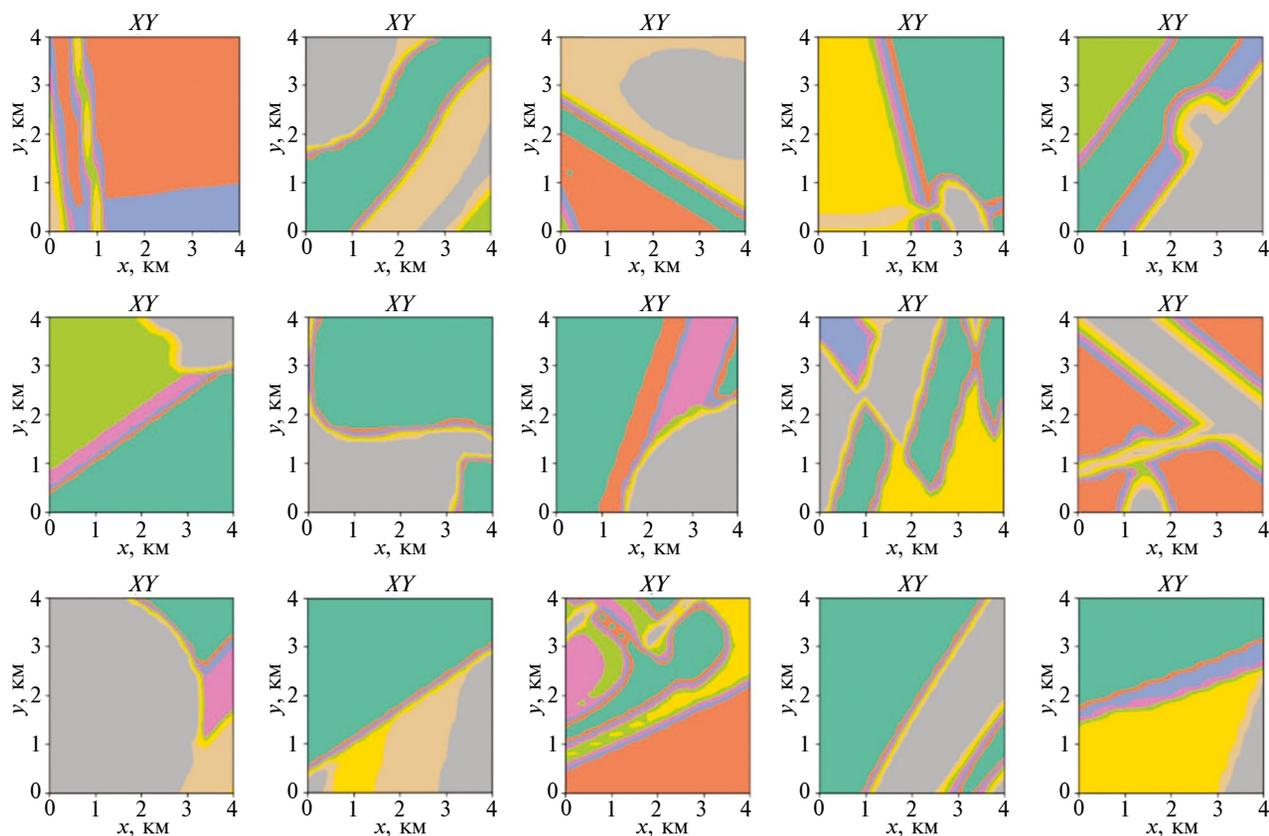


Рис. 5. Пример синтезированных моделей неоднородного коллектора: разрез модели проницаемости в плоскости XY, содержащей точку расположения источника.

Таблица 3. Параметры логнормального распределения, использованного при выборе случайного значения проницаемости для четырех типов пород

Тип горной породы	Средняя проницаемость ($\log_{10}(\text{Мд})$)	СКО ($\log_{10}(\text{Мд})$)
Интрузивные	1.56	0.58
Метаморфические	2.00	0.57
Вулканические	2.77	0.46
Осадочные	3.08	0.23

интеграл по пространству и времени был равен заданному числу событий — 1000. После чего генерировался случайный каталог событий: в каждом элементе среды на каждом шаге по времени событие инициировалось с вероятностью, пропорциональной плотности событий. Это было необходимо, чтобы избежать корреляции между количеством событий и остальными парамет-

рами геологической модели: так как проницаемость пород варьировалась в диапазоне трех порядков, то моделирование без нормировки плотности событий привело бы к существенному различию суммарного количества событий. Нашей же целью было создать модель машинного обучения, восстанавливающую параметры среды на основе распределения событий, но не их суммарного количества. Дополнительно в каталоги было добавлено значение магнитуды событий, которое назначалось случайным образом, исходя из экспоненциального распределения так, чтобы выполнялся линейный закон повторяемости землетрясений. Величина магнитуды в предложенной модели не несет дополнительной информации о среде, но может быть использована в дальнейшем в случае зависимости параметров закона повторяемости от распределенных геофизических величин (поровое давление, напряженно-деформированное состояние, характеристики среды [Ritz et al., 2022]). В результате для каждой модели среды

был получен каталог из примерно 1000 событий, содержащий время, координаты и магнитуду события (рис. 6).

МОДЕЛЬ ГЛУБОКОГО МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ СРЕДЫ

Модель глубокого обучения — это сложный математический алгоритм, который принимает на вход исходный набор (вектор или тензор) данных и последовательно применяет к нему линейные преобразования и функции активации. Линейные преобразования изменяют входной вектор, задавая его новое представление в пространстве признаков. Функции активации — “нейроны” — это дифференцируемые нелинейные функции, которые позволяют модели учитывать сложные зависимости в данных и выявлять нелинейные закономерности, недоступные при использовании только линейных операций. Коэффициенты линейных преобразований настраиваются в процессе обучения, которое сводится к оптимизации функционала качества (функции потерь), например, минимизации среднеквадратичного отклонения между предсказаниями модели и целевыми значениями.

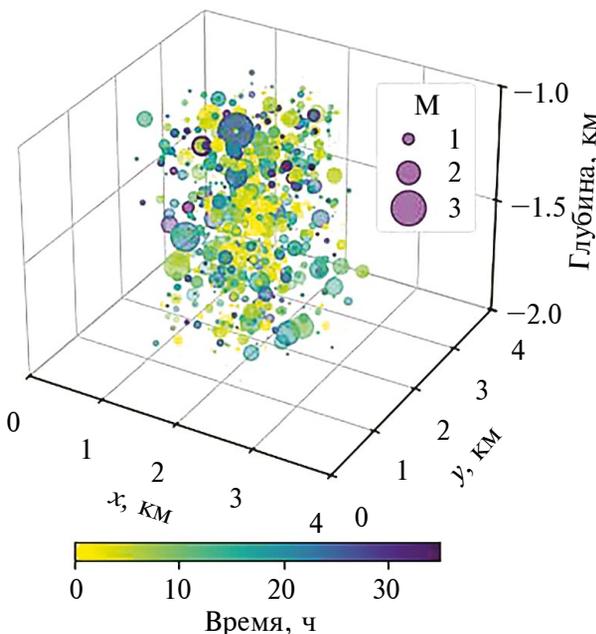


Рис. 6. Пример распределения микросейсмических событий разной магнитуды в разные моменты времени.

ями. Для этого используется метод градиентного спуска (или его разновидности), который вычисляет направление и шаг изменения параметров на основе градиента функционала. Обучение модели происходит итеративно: на каждом шаге вычисляются ошибки, обновляются параметры, и процесс повторяется. Одна полная обработка всего набора данных называется эпохой, а обучение модели обычно включает множество эпох, чтобы обеспечить достижение оптимального результата.

Схема предлагаемой нами модели глубокого обучения для восстановления фильтрационных свойств неоднородного коллектора по данным о распространении облака микросейсмических событий показана на рис. 7.

Модель была реализована с использованием библиотеки глубокого обучения Pytorch, программный код модели доступен по адресу [https://github.com/idlgfd/permeability_reconstruction_network/blob/main/the_whole_workflow.ipynb]. На вход модели подается каталог из $N = 1000$ событий, каждое событие представлено вектором из 5 значений (t, x, y, d, M) . Далее каждое событие кодируется вектором чисел из 27 значений. Для этого используется полносвязный слой, состоящий из последовательности 5 линейных слоев и функций активации (ReLU). Поле этого массива закодированных векторов событий поступает в модуль трансформер-энкодера [Vaswani et al., 2017]. Данный модуль, построенный на основе скалярных произведений входящих векторов данных, преобразует каждый вектор с учетом контекста всех прочих векторов. В работе была использована стандартная реализация трансформер-энкодера из библиотеки Pytorch. Далее вектора событий преобразуются в трехмерные матрицы $(3, 3, 3)$, после чего массив получившихся матриц поступает на вход сверточной нейронной сети, состоящей из 5 сверточных (Transposed convolution 3D) слоев с ядром $(3, 3, 3)$, последовательно повышающих размерность массива матриц событий до конечного размера модели среды $(21, 21, 21)$. При этом каждое событие выступает в роли отдельного канала исходного “изображения”. В результате на выходе модели получается матрица с размерностью $(21, 21, 21)$, представляющая собой трехмерное пространственное распределение проницаемости пласта.

T , час	X , км	Y , км	D , км	M
1	2	2.1	-1.5	0.1
2	2.1	1.9	-1.2	0.3
...
N	3.8	2.9	-1.9	0.0

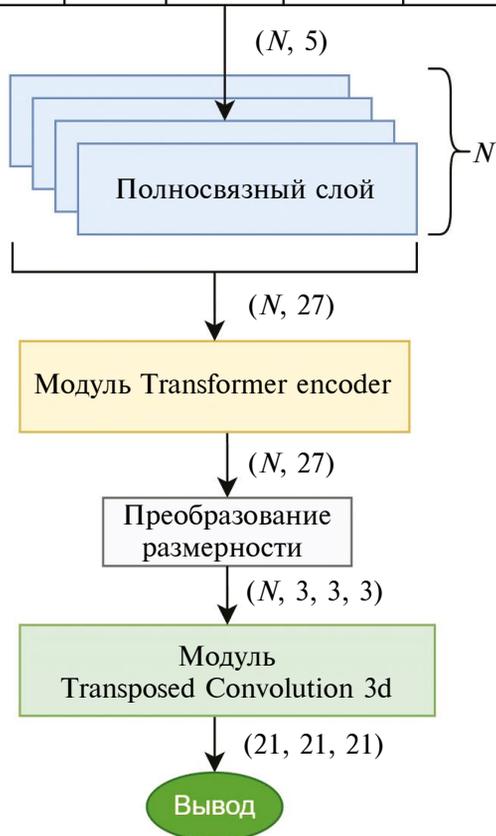


Рис. 7. Схема реализованной модели. В скобках указаны размерности тензоров данных, получаемых на каждом этапе работы модели, $N = 1000$ — количество событий в одном каталоге.

ОБУЧЕНИЕ МОДЕЛИ

В процессе обучения в качестве функции потерь было использовано среднеквадратическое отклонение десятичных логарифмов проницаемости модели пласта (выраженной в миллиардах). При этом матрица из попарных отклонений в каждой точке модели пласта дополнительно умножалась на маску из коэффициентов штрафа.

$$l = \frac{1}{21^3} \sum_{x,y,d} f_{x,y,d} \cdot \left(\log(k_{x,y,d}) - \log(\hat{k}_{x,y,d}) \right)^2,$$

где: k — матрица истинной проницаемости; \hat{k} — матрица предсказанной проницаемости; f — матрица коэффициентов штрафа (мультипликатор). Дело в том, что события в исходных данных в основном сгруппированы вокруг нагнетающей скважины и практически отсутствуют ближе к границам модельного пласта. Из-за этого большинство точек пласта относится к областям, где не произошло ни одного события, и в которых, следовательно, нет никакой информации для оценки проницаемости среды. Модели неоткуда брать информацию об этих точках, поэтому без введения дополнительных коэффициентов штрафа обучение становится неэффективным. Маска коэффициентов штрафа представляет собой пространственное нормированное распределение средней плотности событий по всей обучающей выборке (рис. 8). В центре, где количество событий максимально, коэффициент штрафа равен 1, на периферии — 10^{-3} . Введение маски штрафов позволило придать большее значение ошибкам в тех областях модельного пласта, где больше информации для более точной оценки проницаемости, и меньшее значение в областях, в которых нужная информация скорее всего отсутствует. Тем самым нам удалось повысить точность предсказания модели там, где оно в принципе возможно.

Для обучения модели был использован оптимизатор Adam. Обучение проводилось с использованием технологии CUDA на видеокарте пользовательского уровня (NVIDIA GeForce 1660 GTX Super). Время обучения 1 эпохи составляло порядка 20 минут. Для удовлетворительного обучения модели на использованной обучающей выборке было достаточно 30 эпох, приращение точности на последующих эпохах было незначительным. В процессе обучения была проведена оптимизация параметров самой модели (размерности и количество линейных слоев, количество слоев трансформер-энкодера, размерность ядра сверточных слоев), а также параметров обучения (скорость обучения), обеспечивающих минимальное значение функции потерь при обучении в течение 5 эпох.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 9 показан пример исходного и восстановленного трехмерного пространственного распределения проницаемости для одного

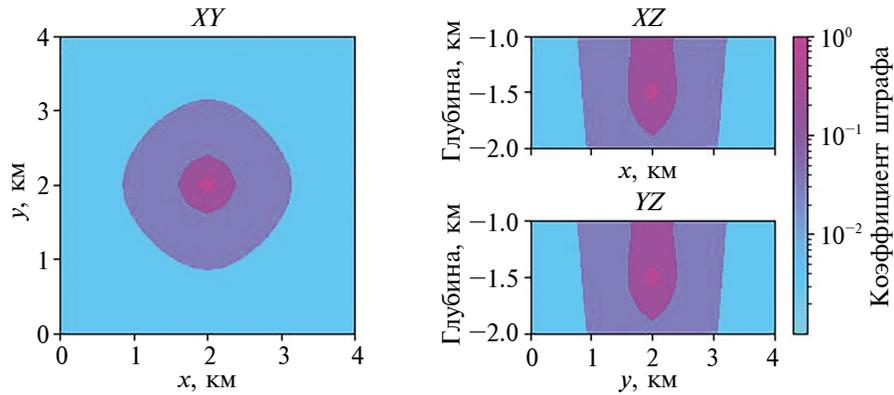


Рис. 8. Маска штрафов — пространственное распределение мультипликатора функции потерь. Показаны горизонтальный и два вертикальных среза, проходящих через точку нагнетания жидкости в центре пласта.

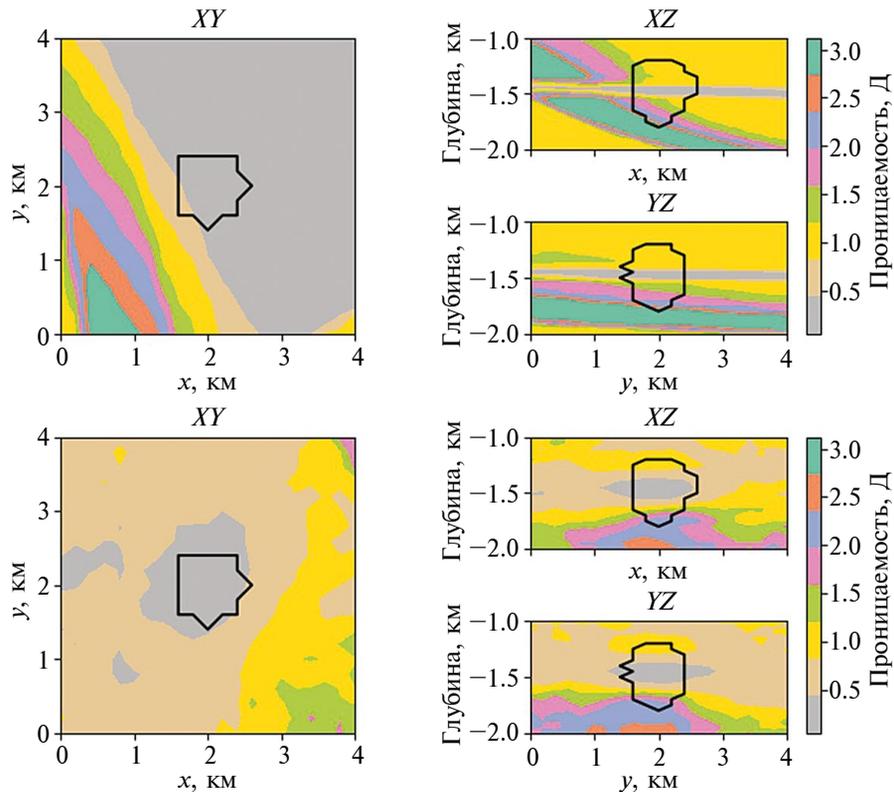


Рис. 9. Пример исходного (сверху) и восстановленного (снизу) трехмерного пространственного распределения проницаемости модельного пласта. Показаны горизонтальный и два вертикальных среза, проходящих через точку нагнетания жидкости в центре пласта. Контуром отмечена область с наибольшей точностью восстановления ($\sigma \leq \log_{10}(2) \approx 0.3$).

из модельных каталогов событий тестовой выборки. Контуром обведена область вблизи точки нагнетания жидкости с наибольшей точностью восстановления (далее о ней будет рассказано подробнее).

В ходе применения модели на данных тестовой выборки было установлено, что модель

способна достаточно точно выделять области с большим контрастом проницаемости. При этом мелкомасштабные детали, такие как прослойки породы или включения, выделяются гораздо хуже. На рис. 10 показаны результаты применения модели для восстановления проницаемости однородного коллектора с различной

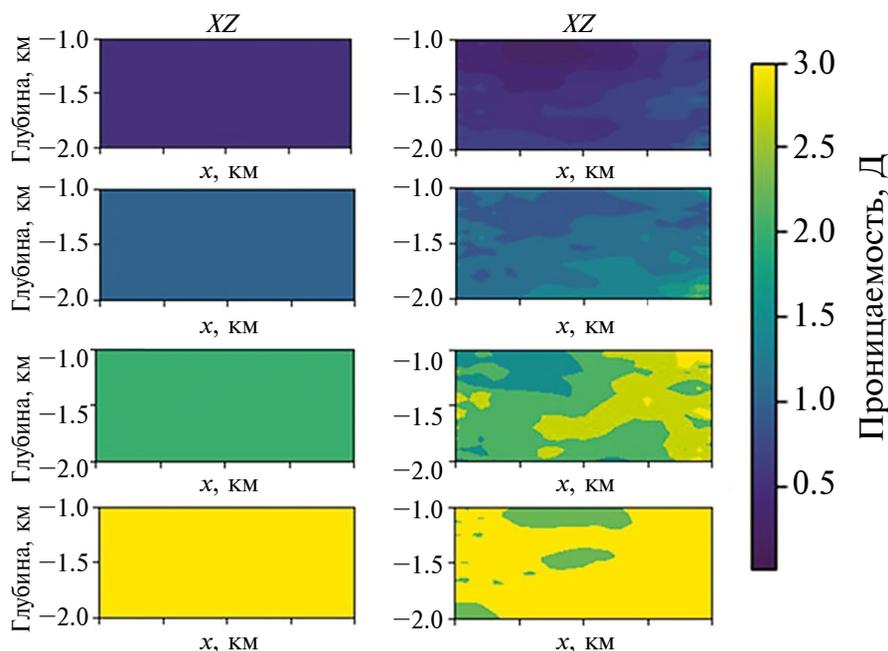


Рис. 10. Результат восстановления фильтрационных свойств для набора однородных моделей коллектора. Слева представлены исходные значения проницаемости, справа — восстановленные (разрез в плоскости XZ).

проницаемостью (слева показаны исходные данные, справа — восстановленные). На рис. 11 показаны результаты восстановления проницаемости однородного коллектора, содержащего слой более проницаемой породы. На рис. 12 показаны графики соответствия, построенные по тем же данным: слева — для однородного коллектора, справа — для коллектора, содержащего слой более проницаемой породы (на графике отражена проницаемость слоя). Оценка точности восстановленных значений проницаемостей в однородных коллекторах производилась в области около нагнетательной скважины (в кубе со стороной 240 м), в коллекторах с более проницаемым слоем — в аналогичной области внутри более проницаемого слоя.

В ходе анализа ошибок также было проведено восстановление пространственного распределения проницаемостей для всей тестовой выборки. Было установлено, что ошибка определения проницаемости в каждой отдельной ячейке модельного пласта распределена по закону, близкому к логнормальному, что эквивалентно нормальному закону распределения ошибки определения порядка величины проницаемости $\log_{10}(k - \hat{k}) \sim N(\sigma^2, 0)$. Это является следствием вида функции потерь: в процессе обучения минимизировалось среднеквадратичное отклоне-

ние десятичных логарифмов проницаемости. Таким образом, средняя относительная ошибка определения (с учетом асимметрии) не зависит от самой величины проницаемости (см. Приложение 1). На рис. 13 показано пространственное распределение параметра σ — стандартного отклонения ошибки определения порядка величины проницаемости, усредненного по всей тестовой выборке. Наибольшая точность модели достигается в точке закачки жидкости. Средняя ошибка определения порядка проницаемости (измеренной в миллиардах) в этой области составила около 0.18, что эквивалентно средней относительной ошибке определения самой проницаемости около 50% (в большую сторону, учитывая асимметрию распределения). Контуром на рис. 9 и рис. 10 отмечена область с параметром $\sigma \leq \log_{10}(2) \approx 0.3$, что эквивалентно средней относительной ошибке в 100%.

На рис. 14 показан график зависимости того же параметра σ от среднего по тестовой выборке количества событий в каждой ячейке модельного пласта. Пунктирной линией показана линейная регрессия. Можно видеть, что средняя ошибка убывает с увеличением числа событий, однако для достижения относительной ошибки порядка 25% ($\log_{10}(\sigma) - 1 \approx 0.25$) необходимо на порядок большее количество событий.

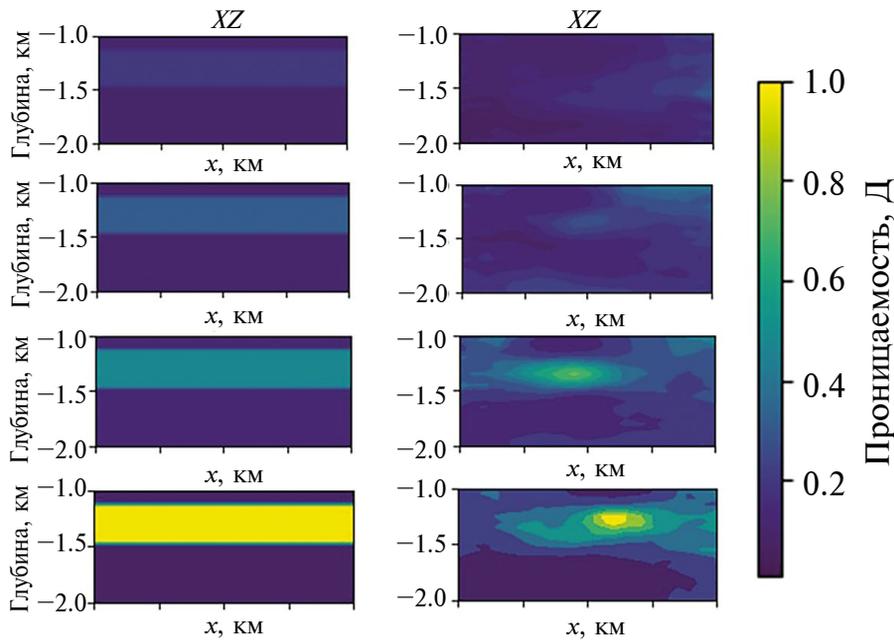


Рис. 11. Результат восстановления фильтрационных свойств для набора однородных моделей коллектора с более проницаемым слоем пород. Слева представлены исходные значения проницаемости, справа — восстановленные проницаемости (разрез в плоскости XZ).

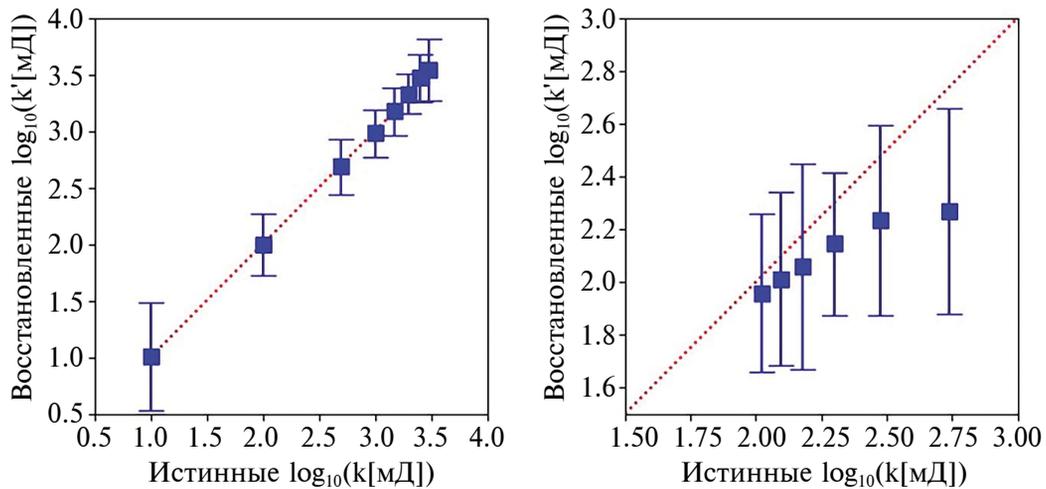


Рис. 12. Сравнение истинных и восстановленных значений логарифма проницаемости для однородных коллекторов (слева) и для однородных коллекторов с более проницаемым слоем (справа).

ОБСУЖДЕНИЕ

Основная проблема создания методик на основе глубокого обучения для анализа распределенных геофизических полей состоит в недостатке реальных данных для обучения моделей. В рамках данного исследования мы сгенерировали обширный синтетический набор данных, включающий 130 тысяч моделей геоло-

гической среды с суммарной площадью порядка полумиллиона квадратных километров, что сопоставимо с площадью Франции. Обучение моделей на меньших объемах данных (10 тысяч моделей) к удовлетворительным результатам не привело. При этом получение реальных данных даже такого масштаба и однородности в настоящее время практически невозможно.

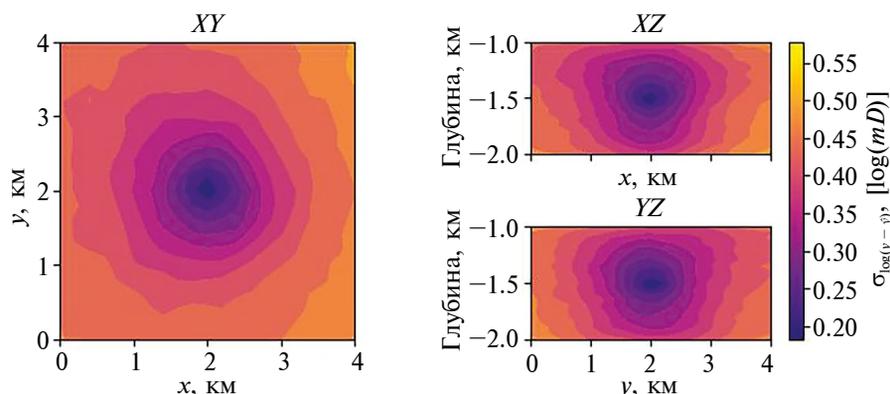


Рис. 13. Пространственное распределение параметра σ (стандартного отклонения ошибки определения порядка величины проницаемости), усредненного по всей тестовой выборке. Показаны горизонтальный и два вертикальных среза, проходящих через точку нагнетания жидкости в центре пласта.

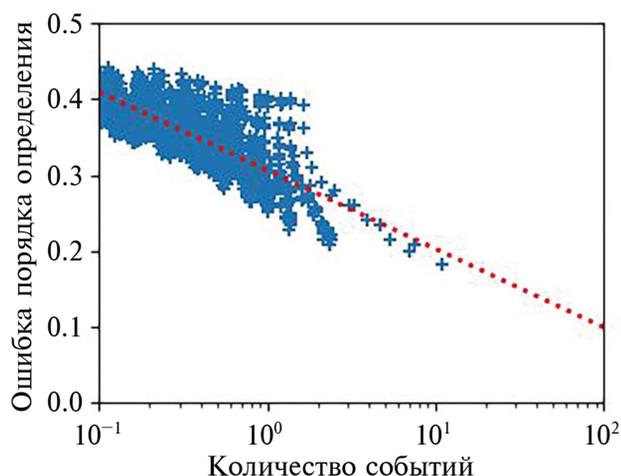


Рис. 14. Зависимость параметра σ от среднего по тестовой выборке количества событий в каждой ячейке модельного пласта. Пунктирной линией показана линейная регрессия.

Использование синтетических данных позволяет решить проблему недостатка данных, однако создает другую проблему, связанную с их неполным соответствием реальным данным.

В данной работе моделировался процесс распространения облака микросейсмических событий. Минимальный набор параметров среды, необходимый для проведения подобного численного моделирования, включает в себя параметры закона трения (коэффициент трения, сцепление), механические параметры (плотность, коэффициент Пуассона, объемный модуль сжатия), фильтрационные (пористость, проницаемость), свойства флюида (вязкость, сжимаемость, плотность), структурные (ориен-

тация трещиноватости). То есть даже в предельно упрощенном варианте расчет требует большого объема данных, существенно влияющих на результат и сильно рознящихся в зависимости от рассматриваемого коллектора. Создание обучающей выборки, охватывающей все возможные комбинации пространственного распределения данных параметров, представляется невозможным. Помимо этого, на возникновение и кластеризацию микросейсмических событий существенно влияют локальная неоднородность поля напряжений и наличие крупномасштабных разломов [Dichiarante et al., 2021]. В данной работе было использовано упрощенное представление о литостатическом распределении давления, не допускающее возникновения кластеров событий: все события локализируются вблизи нагнетательной скважины. Чтобы исправить этот недостаток, необходимо либо иметь достаточно точные сведения о неоднородном строении коллектора, либо в соответствии с некоторой моделью варьировать пространственное распределение напряжений при создании данных для обучения. Оба этих варианта на данный момент представляются мало осуществимыми. Сказанное выше приводит нас к выводу, что получение полезной с практической точки зрения методики восстановления фильтрационных свойств среды по данным о распространении облака микросейсмических событий возможно только в рамках более локальных сценариев. Данные для обучения модели должны специально создаваться под конкретные имеющиеся сведения о строении и свойствах рассматриваемого пласта, историю закачки жидкости и результаты сейсмического

мониторинга. Это позволит существенно сузить набор и диапазон варьируемых свойств при создании синтетических данных и в результате получить более специализированную, но зато и более точную модель для восстановления фильтрационных свойств. Представленную в данной работе методику можно рассматривать как дополнительный способ анализа данных микросейсмического мониторинга с целью получения сведений о свойствах массива, не требующий существенных финансовых затрат и дополнительного оборудования.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования предложена методика для восстановления пространственного распределения фильтрационных свойств неоднородного коллектора по данным о распространении облака микросейсмических событий, вызванного закачкой/отбором жидкости. Методика включает в себя создание базы данных синтетических каталогов событий для набора модельных неоднородных сред с использованием численного моделирования динамики поля порового давления в условиях рассматриваемой задачи, которая затем используется для создания модели на основе метода глубокого машинного обучения. Разработанная методика применена к задаче об эволюции микросейсмичности, вызванной закачкой жидкости с постоянным расходом в модельный неоднородный коллектор. Полученная в результате модель позволяет восстанавливать крупномасштабные неоднородности среды внутри области с радиусом порядка 250 м вокруг нагнетательной скважины. Ограничения модели связаны прежде всего с необходимостью учета большого числа параметров геофизических полей, которые могут быть неизвестны, а также с недостаточным количеством реально регистрируемых событий. Возможное практическое использование разработанной методики предполагает целевое создание модели под конкретные параметры района наблюдения и данные сейсмического мониторинга. В таком виде ее можно рассматривать как дополнительный способ анализа данных микросейсмического мониторинга с целью получения сведений о свойствах массива, не требующий существенных финансовых затрат и дополнительного оборудования.

ПРИЛОЖЕНИЕ. ОЦЕНКА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ОШИБКИ ПРИ ЛОГНОРМАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВЕЛИЧИНЫ

Пусть σ — параметр стандартного отклонения в логнормальном распределении ошибки определения проницаемости k , то есть $\log_{10}(k - \hat{k}) \sim N(\sigma^2, 0)$. Тогда величина логарифма проницаемости, определенного моделью $\hat{y} = \log_{10}(\hat{k})$, с учетом доверительного интервала, будет лежать в промежутке $y - 3 * \sigma < \hat{y} < y + 3 * \sigma$, а средняя величина ее ошибки составит σ . Тогда величина проницаемости будет лежать в промежутке $k * 10^{-3\sigma} < \hat{k} < k * 10^{3\sigma}$, а относительная ошибка попадет в интервал $1 - 10^{-3\sigma} < \frac{k - \hat{k}}{k} < 10^{3\sigma} - 1$, то есть не будет зависеть от величины самой проницаемости. Среднюю ошибку определения проницаемости при этом можно оценить как $1 - 10^{-\sigma}$ и $10^{\sigma} - 1$ в меньшую и большую сторону соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В. В., Турунтаев С. Б. Техногенная сейсмичность — индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015а. 364 с.
- Баренблатт Г. И., Ентов В. М., Рыжик В. М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра. 1984. 211 с.
- Dichiarante A.M., Langet N., Bauer R.A., Goertz-Allmann B.P., Williams-Stroud S.C., Kühn D., Oye V., Greenberg S.E., Dando B.D.E. Identifying geological structures through microseismic cluster and burst analyses complementing active seismic interpretation // Tectonophysics. 2021. Т. 820. С. 229107.
- Jessell M., Guo J., Li Y., Lindsay M., Scalzo R., Giraud J., Pirot G., Cripps E., Ogarko V. Into the Noddyverse: a massive data store of 3D geological models for machine learning and inversion applications // Earth Syst Sci Data. 2022. Т. 14. № 1. С. 381–392.
- Ritz V., Rinaldi A. P., Wiemer S. Transient evolution of the relative size distribution of earthquakes as a risk indicator for induced seismicity // Commun Earth Environ. 2022. Т. 3.
- Scibek J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites // Sci Data. 2020. Т. 7. № 1. С. 95.
- Shapiro S. Fluid-Induced Seismicity. Cambridge: Cambridge University Press. 2015.
- Turuntaev S., Ereemeeva E., Zenchenko E. Laboratory study of microseismicity spreading due to pore pressure change // J. Seismol. 2013. Т. 17.

Vaswani A., Shazeer N.M., Parmar N., Uszkoreit J., Jones L., Gomez A.N., Kaiser L., Polosukhin I. Attention is all you need. *Adv Neural Inf Process Syst.* 2017. Т. 2017-Decem. № Nips. С. 5999–6009.

Zoback M. D. Managing the seismic risk posed by wastewater disposal // *Earth Magazine.* 2012. С. 38–43.

Zwicker D. A Python package for solving partial differential equations // *J. Open Source Softw.* 2020. Т. 5. № 48. С. 2158. [idglgfd/permeability_reconstruction_network](https://github.com/idglgfd/permeability_reconstruction_network) [Электронный ресурс].

URL: https://github.com/idglgfd/permeability_reconstruction_network (дата обращения: 15.08.2024).

Reconstruction of the Spatial Distribution of Filtration Properties of Heterogeneous Geologic Media Based on Variations of Microseismicity Resulting from Fluid Injection

E. V. Novikova^{a,*}, N. A. Barishnikov^{a,**}, S. B. Turuntaev^a, and M. A. Trimonova^a

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: e.novikova@idg.ras.ru*

^{**}*e-mail: baryshnikov.na@idg.ras.ru*

Received October 10, 2024; revised November 29, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — Determining the properties of heterogeneous reservoirs based on microseismic evolution data is an important task in field development. Analyzing the propagation of microseismic events occurring during fluid injection/withdrawal provides valuable information about permeability and stress state of the reservoir. In this paper, we consider the inverse problem of determining reservoir filtration properties from microseismic event propagation data. For this purpose, the influence of various geological factors on the distribution of microseismic event sources is investigated. Machine learning methods were used to identify correlations between geologic model parameters and microseismicity evolution. Due to the insufficient variability of in-situ data, an artificial database of catalogs of microseismic events containing the coordinates of sources and their occurrence times was created to train the model. For this purpose, numerical modeling of fluid injection and generation of microseismic events in synthetic models of permeable media with different geological structure was carried out. Thus, a comprehensive approach to the restoration of filtration properties of heterogeneous reservoirs from microseismicity evolution data using machine learning methods is proposed. The proposed methodology can be applied to optimize field development, improve the efficiency of fluid extraction and reduce the risks associated with the occurrence of undesirable anthropogenic seismic activity.

Keywords: anthropogenic seismicity, fluid filtration, permeability, numerical modeling, machine learning

УДК 550.34,539.37

АКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩАЯ ПОДГОТОВКУ ДИНАМИЧЕСКОГО ПРОСКАЛЬЗЫВАНИЯ ПО МОДЕЛЬНОМУ ГЕТЕРОГЕННОМУ РАЗЛОМУ МЕТРОВОГО МАСШТАБА

© 2025 г. К. Г. Морозова^{1, *}, Д. В. Павлов¹, А. А. Остапчук¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: morozova.kg@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 25.11.2024 г.

После доработки 27.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Закономерности распределения участков тектонических разломов с разными фрикционными свойствами в значительной степени контролируют динамику их скольжения. Невозможность прямого изучения структуры разломных зон на сейсмогенных глубинах делает особенно актуальным разработку методов диагностики, позволяющих получать информацию о структурных особенностях областей формирования очагов землетрясений и тем самым прогнозировать динамику скольжения.

В настоящей работе представлены результаты лабораторных экспериментов, в которых исследовались закономерности излучения упругих колебаний в процессе эволюции напряженно-деформированного состояния модельного разлома, имеющего пространственно-неоднородную структуру плоскости скольжения. Модельный разлом представлял собой нагруженный контакт блоков диабаз и имел размер 750×120 мм². На интерфейсе разлома были сформированы две зоны круглой формы диаметром по 100 мм, которые обладают повышенной прочностью со свойством скоростного разупрочнения, так называемые асперити. В ходе экспериментов изменялось относительное расположение таких зон. Процесс формирования динамического проскальзывания, обусловленного разрушением асперити, сопровождался излучением большого количества акустических импульсов, регистрируемых в полосе частот 20–80 кГц. В ходе экспериментов данные о пространственном распределении импульсов позволяют выявить две отдельные контактные области только при расстояниях между этими участками более 20 мм. При этом наблюдаются различия в статистике импульсов, излученных на различных асперити.

Ключевые слова: тектонический разлом, асперити, акустическая эмиссия, медленное скольжение, пространственно-временной анализ, лабораторный эксперимент.

DOI: 10.31857/S0002333725020107, EDN: DMQDJH

ВВЕДЕНИЕ

Многообразие режимов скольжения по тектоническим разломам формирует непрерывный ряд событий от крипа и событий медленного скольжения до динамических сейсмогенных подвижек при обычных землетрясениях [Peng, Gombert, 2010]. Понимание механизмов подготовки, инициирования и остановки скольжения является одной из наиболее актуальных задач сейсмологии [Кочарян, 2021].

С точки зрения физики трения считается, что основным фактором, определяющим динамику скольжения по разлому, является

пространственная неоднородность фрикционных свойств плоскости скольжения [Fagereng, Bell, 2021]. Обследования эксгумированных с сейсмогенных глубин разломов демонстрируют наличие радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков разломов [Collettini et al., 2019]. Для одних характерна высокая величина фрикционной прочности, соответствующая закону Байерли, а материал демонстрирует свойство скоростного разупрочнения (сопротивление сдвигу снижается при увеличении скорости скольжения). Другие участки разломов характеризуются низ-

кими значениями коэффициента трения и сложены материалами со свойством скоростного упрочнения. Косейсмический разрыв в рамках такой структурной модели разлома стартует в окрестности границы области, характеризующейся свойством скоростного разупрочнения. На участках со свойством скоростного упрочнения скорость разрыва быстро снижается, вновь увеличиваясь в соседних областях со свойством скоростного разупрочнения. Если размер зоны скоростного упрочнения достаточно велик, то происходит остановка разрыва [Kocharyan et al., 2021]. В численных экспериментах показано, что в зависимости от плотности зон со свойством скоростного разупрочнения на разломе могут быть реализованы как быстрые, так и медленные режимы скольжения [Dublanchet et al., 2013].

Понимание процессов формирования и реализации различных режимов скольжения в значительной степени достигается благодаря лабораторным исследованиям динамики деформирования модельных разломов, в которых могут быть исследованы многие аспекты развития и инициирования динамической неустойчивости на разломе [Соболев, Пономарев, 2003; Кочарян, 2016]. Несмотря на то что условия проведения лабораторных экспериментов далеки от условий, характерных для сейсмогенных глубин, в них удается исследовать динамику деформирования разломов с пространственно-неоднородной структурой [Corbi et al., 2017; Vuijze et al., 2021] и особенности развития динамической неустойчивости [Кочарян и др., 2021; Gouyon et al., 2022].

В настоящей работе представлены результаты лабораторных экспериментов, которые направлены на исследование пространственно-временных закономерностей развития актов проскальзывания на разломах с различной конфигурацией асперити. Судя по полученным результатам, оказывается возможным выявить статистические различия в закономерностях акустической эмиссии (АЭ), локализованных на отдельных асперити на различных стадиях эволюции модельного разлома.

МЕТОДИКА

Эксперименты проводились на установке двухосного нагружения РАМА [Кочарян и др., 2022], включающей два контактирующих блока,

которые под действием нормального (σ_n) и сдвигового (τ) усилий сдвигаются друг относительно друга (рис. 1). Нормальное давление создавалось 4 домкратами и составляло 2 МПа, сдвиговое усилие прикладывалось к подвижному блоку одним домкратом, шток которого двигался с постоянной скоростью u_s .

Контакт между подвижным $B1$ ($Д \times В \times Ш$): ($750 \times 175 \times 120$ мм³) и неподвижным $B2$ ($800 \times 175 \times 120$ мм³) блоками представляет собой зону скольжения (интерфейс) модельного разлома. На интерфейсе были сформированы участки повышенной прочности A (лабораторный аналог асперити), представляющие собой зоны круглой или овальной формы, выполненные из цементно-песчаной смеси. Асперити имели прочный контакт с поверхностями блоков. Остальная площадь интерфейса модельного разлома была выполнена фторопластом толщиной 4 мм. Подробно процесс создания асперити на модельном разломе описан в работе [Гридин и др., 2023]. В ходе экспериментов изменялось расстояние между асперити. Были рассмотрены 5 конфигураций: “сдвоенный асперити”, представляющий собой зону овальной формы с большими полуосями 200 и 100 мм, а также два круглых асперити диаметром 100 мм на расстояниях 4, 23, 58, и 300 мм друг от друга.

В ходе экспериментов относительное смещение блоков измерялось с точностью 0.3 мкм системой из 4 лазерных датчиков перемещения (в диапазоне частот 0–5 кГц). Лазерные датчики ($D1$ – $D4$) были установлены на подвижном блоке ($B1$), а мишени — на неподвижном блоке. Распределение датчиков смещения вдоль модельного разлома позволяло контролировать относительное перемещение блоков на концах модельного разлома и в зонах асперити. Реги-

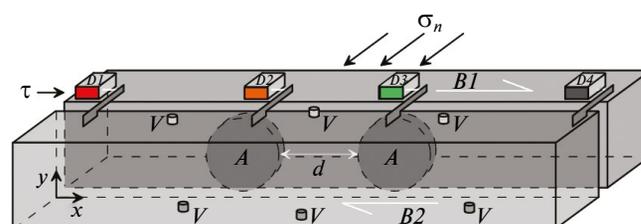


Рис. 1. Схема экспериментальной установки РАМА: $B1$, $B2$ — подвижный и неподвижный блоки; $D1$ – $D4$ — лазерные датчики перемещения; V — датчик АЭ; A — асперити; d — расстояние между асперити.

страция упругих колебаний, сопровождающих эволюцию модельного разлома, велась шестью датчиками акустической эмиссии (АЭ) Vallen Systeme VS30-V (рабочий диапазон частот 20–80 кГц) с предусилителями Vallen Systeme АЕР5 с усилением 34 дБ. Датчики АЭ (АЭ) располагались на верхней и нижней поверхностях неподвижного блока В2. Все датчики крепились на поверхности блоков на парафиновую смазку, обеспечивающую удовлетворительный акустический контакт. Частота дискретизации регистрируемого сигнала составляла 1 МГц.

Детектирование импульсов АЭ (определение момента вступления и окончания) проводилось с использованием метода STA/LTA [Allen, 1978]. Далее выполнялось уточнение времени первого вступления с помощью информационного критерия Акаике [Carpinteri et al., 2012]. В двухинтервальной модели АИС сигнала рассчитывался в скользящем окне 2 мс согласно следующему выражению:

$$AIC(k) = k \lg\{S(A[1, k])\} + (N - k - 1) \lg\{S(A[k + 1, N])\}, \quad (1)$$

где: N — длина окна; k — момент, разделяющий окно на два интервала; S — дисперсия. Момент времени, при котором величина АИС принимает минимальное значение, интерпретируется как момент вступления волны.

Для каждого зарегистрированного импульса АЭ определялись амплитуда (A_s), длительность, энергия и координаты источника. Координаты определялись по разнице прихода волны на датчики методом невязки на сетке размером $1 \times 1 \text{ мм}^2$. Невязка рассчитывалась по формуле:

$$N = \sum (dt_{ij} - DT_{ij})^2, \quad i, j = 1, 2, 3, 4, \quad (2)$$

где: dt_{ij} — рассчитанная разность времен прихода на датчики; DT_{ij} — измеренная разность времен прихода на датчики; i, j — номера датчиков в группе, по которой проводилась локация импульсов. Локация выполнялась по группам из 4 датчиков, после чего все события, лоцированные каждой группой, объединялись в единый каталог. Погрешность определения координат составляла 20 мм. Скорость распространения волны была определена независимо ультразвуковым методом и равнялась 6530 м/с. На рис. 2 показаны временные вариации сигнала АЭ,

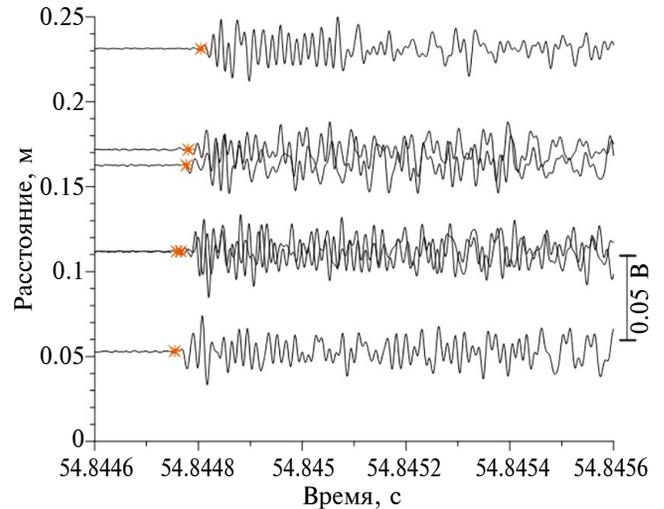


Рис. 2. Пример локации импульса АЭ. Представлены записи АЭ на разных расстояниях от источника. Времена вступления показаны желтыми звездочками.

пришедшего на различные датчики АЭ в зависимости от расстояния до источника импульса, а также результаты детектирования импульса согласно критерию АИС (соотношение 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 3 представлен пример параметров эволюции модельного разлома, на интерфейсе которого сформированы два асперити. Начальная стадия эволюции идентична для всех проведенных экспериментов — наблюдается линейный рост сдвигового усилия почти пропорционально времени (до $t \sim 40$ с). При достижении сдвигового усилия порядка 60–65% от предела прочности наблюдается снижение скорости нарастания сдвигового усилия. По мере нагружения начинают отчетливо проявляться зоны локализации асперити, на которых фиксируются наиболее низкие смещения (оранжевая и зеленая кривые на рис. 3б), и при напряжениях, близких к предельным, дефицит достигает 3 мкм. На заключительной стадии эволюции происходит резкий сброс сдвигового усилия и наблюдается один или последовательность двух независимых актов проскальзывания (АП). В качестве АП рассматривается интервал времени, при котором скорость смещения берегов разлома превышает скорость выдвигания штока домкрата (скорость нагружения). В проведенных экспериментах инициирование актов проскальзывания обусловлено разрушением асперити, и первым разрушалось пятно, ближе к домкрату (пятно

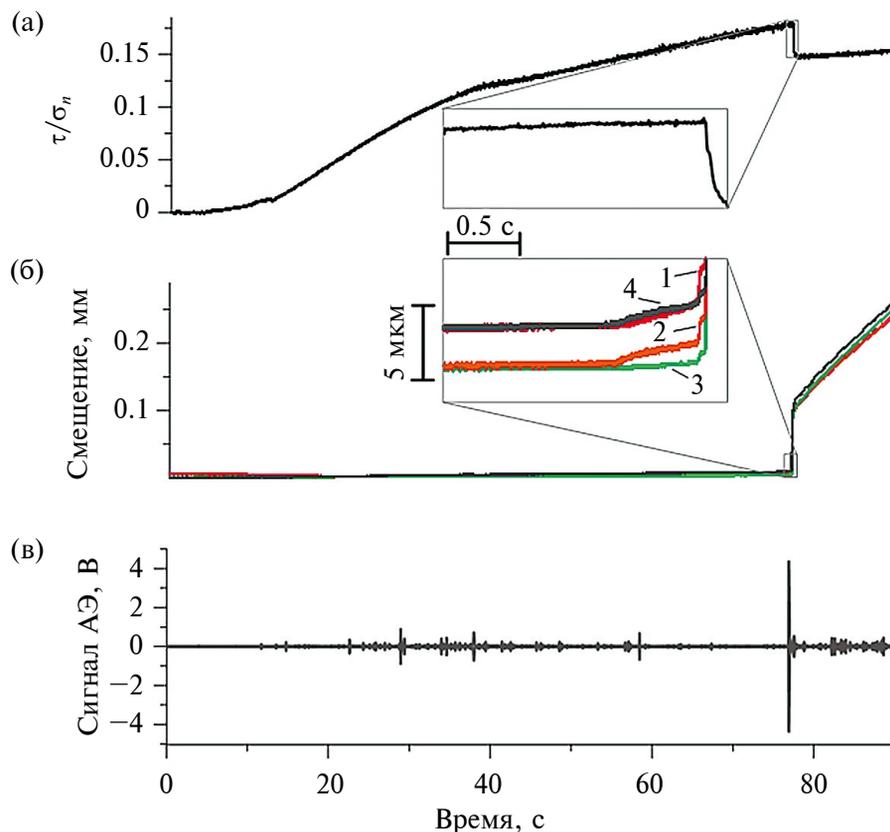


Рис. 3. Результаты регистрации процесса деформирования модельного разлома с двумя асперити: (а) — зависимость сдвигового усилия от времени; (б) — зависимость межблокового перемещения от времени (цвета линий соответствуют цветам лазерных датчиков перемещения D на рис.1); (в) — запись сигнала АЭ. На врезках представлен участок, соответствующий заключительному двухсекундному интервалу нагружения.

слева, которому соответствует оранжевая линия на рис. 3б). Разрушением зоны асперити в данном случае называется отрыв асперити от одного из блоков.

Конфигурация асперити модельного разлома фактически предопределяет закономерности реализации АП. При конфигурации асперити “овал” ($d = 0$ мм) и при расстоянии между асперити $d = 4$ мм наблюдался один АП. При расстоянии между асперити более 5 мм фиксируются два АП. Параметры АП представлены в таблице. При реализации двух АП первым является медленное событие. Скорость смещения при втором событии примерно на порядок выше.

В процессе нагружения регистрировалось большое количество импульсов АЭ. Результаты локаций импульсов, сопровождающих процесс эволюции модельного разлома, представлены на рис. 4. Излучение импульсов АЭ происходит по всей площади интерфейса на протяжении всего процесса нагружения, при этом импульсы

с наибольшей амплитудой фиксируются в зонах локализации асперити. Статистика импульсов АЭ описывается законом повторяемости Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944]:

$$\lg N = a - b \cdot \lg(A_s), \quad (3)$$

где N — число импульсов с амплитудой меньше A_s ; a , b — положительные константы. Параметр b -value, определяющий наклон графика повторяемости, является скейлинговым параметром системы [Turcotte, 1999].

Конфигурация интерфейса модельного разлома определяет закономерности реализации АП. Пространственное распределение импульсов АЭ позволяет выявлять структурные особенности интерфейса. На рис. 5 представлена плотность распределения импульсов АЭ в плоскости разлома. В случае, когда интерфейс выполнен только из фторопласта (рис. 5а), выявляются отдельные ячейки локализации импульсов АЭ. Учитывая отсутствие очевидных

Параметры актов проскальзывания при различных расстояниях между асперити

d , мм	V_{max} , мм/с	W , мкм	Dt , с
0	65	140	—
4	60	110	—
23	0.2 / 24	2.5 / 25	0.05...0.5
58	0.2 / 20	2.0 / 20	0.05...1
300	1 / 10	5 / 20	2...12

Примечания: V_{max} — максимальная скорость относительного смещения берегов разлома, W — средняя амплитуда смещения при АП, Dt — временная задержка между АП (диапазон изменения). При реализации двух АП их параметры указаны через “/”.

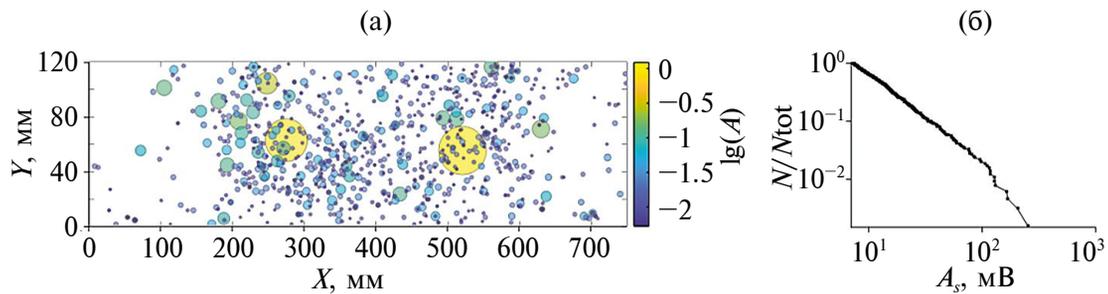


Рис. 4. Локализация зарегистрированных импульсов АЭ (а); и закон повторяемости Гутенберга–Рихтера (б). Модельный разлом содержал два асперити, расположенных на расстоянии 23 мм. Размер и цвет круга соответствуют амплитуде импульса АЭ (а); статистика АЭ описывается соотношением $\lg N = 3.1 - 1.53 \lg A_s$ (б).

источников АЭ, это может указывать на особенности подготовки модельного разлома, когда достаточно сложно проконтролировать чистоту фторопласта по всей площади интерфейса. При наличии асперити наблюдается сильная пространственная неоднородность локализации источников АЭ, которые концентрируются не только на участках локализации асперити или в их окрестности. В этой связи наибольшую информативность дает рассмотрение распределения импульсов вдоль простирания разлома (ось ОХ). Для конфигурации “овал” (рис. 5б) наблюдается увеличение плотности очагов в зоне асперити с относительным повышением к правому краю. Для конфигураций с двумя асперити наблюдается различие в распределении импульсов вдоль разлома. Если при расстоянии 4 мм наблюдается фактически один широкий максимум, то при расстояниях 23 мм и более наблюдаются два максимума. При этом расстояние между максимумами увеличивается по мере увеличения расстояния между асперити.

Импульсы АЭ инициируются на каждом из асперити в течение всего цикла нагружения,

при этом имеются различия в статистике Гутенберга–Рихтера при различных конфигурациях интерфейса и закономерностях реализации АП. В случае, когда фиксируется один АП, b -value совпадают для ансамблей импульсов АЭ, локализованных в окрестности левого (ближнего к домкрату нагружаемому торцу) и правого асперити. В случае двух АП статистика импульсов АЭ показывает существенное отличие, а именно для левого асперити b -value на 0.2–0.3 меньше, чем для правого. Разрушение левого асперити (первого по очереди) приводит к инициированию АП с низкой скоростью относительного смещения берегов (таблица), которое не сопровождается какой-либо аномалией сигналов АЭ. После разрушения в зоне локализации левого асперити излучаются импульсы существенно меньшей амплитуды, в то время как для импульсов АЭ из зоны локализации правого асперити максимальная амплитуда не изменяется (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ

Установление взаимосвязей между режимами скольжения тектонических разломов

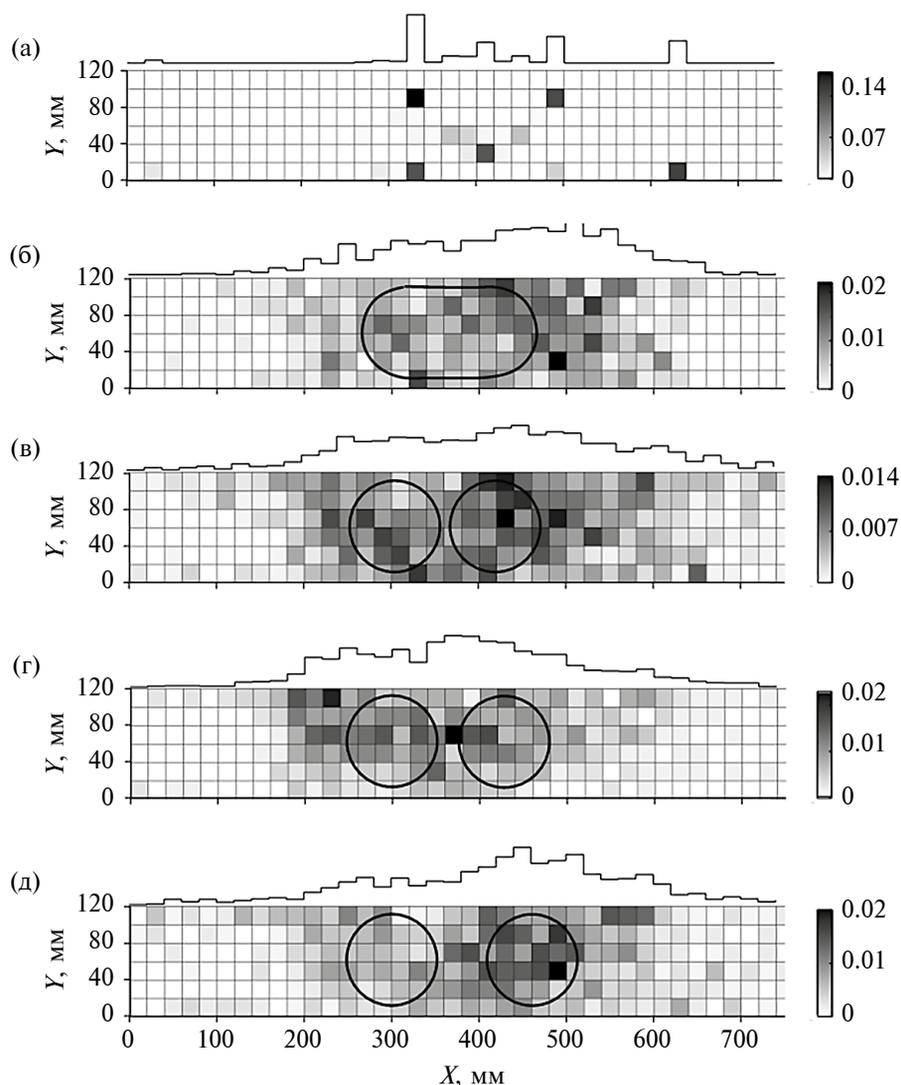


Рис. 5. Пространственное распределение импульсов АЭ в плоскости скольжения при различных конфигурациях интерфейса модельного разлома. Представлены случаи отсутствия асперити, когда интерфейс сложен слоем фторопласта (а) и когда расстояния между асперити составляют $d = 0$ мм (б); $d = 4$ мм (в); $d = 23$ мм (г); и $d = 58$ мм (д). Градации серого соответствуют количеству импульсов в ячейке, нормированному на общее их количество. Вдоль верхней границы пространственного распределения показана относительная линейная плотность очагов вдоль плоскости разлома.

и закономерностями излучения сейсмических и акустических импульсов является необходимым для создания методов пассивного контроля напряженно-деформированного состояния (НДС) тектонических разломов и определения возможного момента инициирования динамических подвижек по разлому. В природе корреляционные связи могут быть выявлены на основе проведения синхронных геодезических и сейсмологических наблюдений [Frank

et al., 2016; Vorobieva et al., 2016]. В то время как простейшая модель сейсмического цикла включает только быстрые подвижки, в большинстве случаев модель эволюции должна включать как быстрые, так и медленные режимы скольжения [Гридин и др., 2023]. Структура тектонического разлома оказывает большое влияние на развитие скольжения, и, как показывают лабораторные эксперименты [Corbi et al., 2017], расстояние между асперити является одним из ключевых

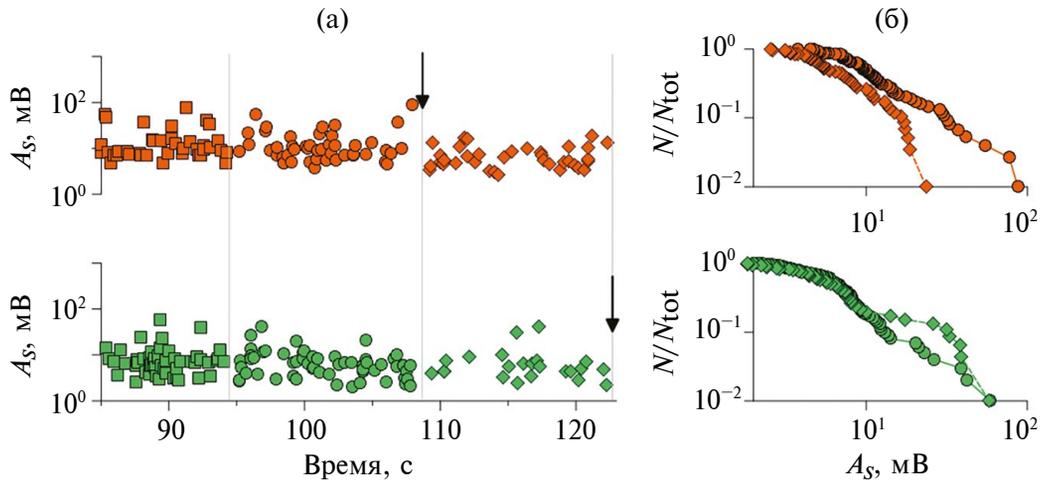


Рис. 6. Временные вариации амплитуды (а) и закон повторяемости Гутенберга–Рихтера (б) импульсов АЭ на финальной стадии нагружения модельного разлома, содержащего два асперити, расположенных на расстоянии 300 мм. Оранжевый цвет — импульсы, локализованные в зоне левого асперити, которое расположено ближе к нагружаемому торцу и которое разрушается первым. Зеленый — импульсы, локализованные в зоне правого пятна. Стрелками отмечены моменты актов проскальзывания, сплошные линии — границы интервалов (длительность 12 с), для которых представлена статистика в (б). Кругами обозначены импульсы, излученные в течение 12 с перед первым АП, ромбами — между первым и вторым АП.

параметров, определяющих закономерности сброса накопленных напряжений.

Проведенные эксперименты показали, что пространственный анализ закономерностей локализации импульсов АЭ позволяет выявлять структурные особенности интерфейса разлома. Асперити проявляются как области повышенной плотности количества импульсов, что указывает на то, что они являются активно излучающими областями интерфейса [Ostapchuk et al., 2022; Беседина и др., 2025]. При этом разрушение асперити не обязательно будет сопровождаться излучением высокоамплитудных импульсов. В природе низкая амплитуда медленных событий делает задачу их детектирования в данных геодезического и сейсмологического мониторинга чрезвычайно сложной.

Тектонические напряжения реализуются посредством как быстрых, так и медленных режимов скольжения, которые могут иметь место на одном и том же сегменте разлома [Veedu, Barbot, 2016]. Существующие системы мониторинга не всегда могут надежно детектировать медленные режимы скольжения, что является важным условием корректной оценки напряженно-деформированного состояния разлома. Как можно заключить из данных, представленных на рис. 6, в качестве индикатора медленных подвижек может выступать изменение

статистики импульсов АЭ. После медленного проскальзывания резко снижается амплитуда импульсов, излучаемых из зоны разрушенного пятна, то есть статистика форшоков имеет существенно более низкую величину b -value, чем статистика афтершоков. Изменения величины b -value надежно фиксируются при крупных землетрясениях [Gulia, Wiemer, 2019], что нельзя сказать о медленных событиях. В отсутствие выраженного основного толчка изменение b -value не рассматривается как индикатор медленного основного события. Возможен ли такой сценарий в природе? Если разлом содержит два асперити, то, как показывают описанные в этой статье эксперименты, подготовка быстрой подвижки (в природе — крупного землетрясения) при анализе сейсмических данных будет сопровождаться резким снижением доли высокоамплитудных импульсов (рис. 6а), что в природе ассоциируется с сейсмическим затишьем [Соболев, 1993; Wyss et al., 2004]. Однако если задержка между медленной и быстрой подвижками будет достаточно короткой (таблица), то затишье не будет зарегистрировано.

Представленные в настоящей работе результаты показывают важность понимания структурных особенностей тектонических разломов и корректной интерпретации наблюдений. Анализ и интерпретация сейсмологиче-

ских данных должны осуществляться на основе построения физически корректной структурной модели объекта, что в свою очередь дает возможность численного моделирования процесса эволюции тектонического разлома.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10087).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беседина А.Н., Новикова Е.В., Белоклоков П.В. и др.* Особенности зон локализации сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги // *Физика Земли*. 2025. № 2. С. 19–35.
- Гридин Г.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Новикова Е.В., Остапчук А.А., Павлов Д.В.* Развитие процесса скольжения по гетерогенному разлому. Крупномасштабный лабораторный эксперимент // *Физика Земли*. 2023. № 3. С. 139–147.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- 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.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721040062>
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Hongwen J., Пантелеев И.А.* Лабораторные исследования закономерностей фрикционного взаимодействия блоков скальной породы метрового масштаба. Методика и первые результаты // *Физика Земли*. 2022. № 6. С. 162–174.
- Соболев Г.А.* Физические основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Allen R.* Automatic earthquake recognition and timing from single traces // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1978. V. 68. P. 1521–1532.
- Buijze L., Guo Y., Niemeijer A.R., Ma S., Spiers C.J.* Effects of heterogeneous gouge segments on the slip behavior of experimental faults at dm scale // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116652>
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M.M., Carpenter B.M., Viti C.* Beyond Byerlee Friction, Weak Faults and Implications for Slip Behavior // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 519. P. 245–263.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011>
- Corbi F., Funicello F., Brizzi S., Lallemand S., Rosenau M.* Control of asperities size and spacing on seismic behavior of subduction mega thrusts // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 8227–8235.
<https://doi.org/10.1002/2017GL074182>
- Dublanchet P., Bernard P., Favreau P.* Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 2225–2245,
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50187>
- Fagereng Å., Beall A.* Is complex fault zone behaviour a reflection of rheological heterogeneity? // *Phil. Trans. R. Soc.* 2021. A 379: 20190421.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0421>
- Frank W., Shapiro N. M., Husker A., Kostoglodov V., Gusev A.A., Campillo M.* The evolving interaction of low-frequency earthquakes during transient slip // *Science Advances*. 2016. V. 2. № 4. P. e1501616.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.1501616>
- Gounon A., Latour S., Letort J., ElArem S.* Rupture nucleation on a periodically heterogeneous interface // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. P. e2021GL096816.
<https://doi.org/10.1029/2021GL096816>
- Gulia L., Wiemer S.* Real-time discrimination of earthquake foreshocks and aftershocks // *Nature*. 2019. V. 574. P. 193–199.
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1606-4>
- Gutenberg, B. & Richter, C. F.* Frequency of earthquakes in California // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1944. V. 34. P. 185–188.
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Fault Sliding Modes — Governing, Evolution and Transformation. Multiscale Biomechanics and Tribology of Inorganic and Organic Systems / Ostermeyer G.P., Popov V.L., Shilko E.V., Vasiljeva O.S. (eds.). Cham.: Springer. 2021. P. 323–358.
https://doi.org/10.1007/978-3-030-60124-9_15
- Ostapchuk A., Polyatykin V., Popov M., Kocharyan G.* Seismogenic patches in a tectonic fault interface // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 904814.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.904814>
- Peng Z., Gombert J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // *Nature Geoscience*. 2010. V. 3. № 9. P. 599–607.
<https://doi.org/10.1038/ngeo940>
- Turcotte D.L.* Self-organized criticality // *Rep. Prog. Phys.* 1999. V. 62. P. 1377.
<https://doi.org/10.1088/0034-4885/62/10/201>
- Veedu D. M., Barbor S.* The Parkfield tremors reveal slow and fast ruptures on the same asperity // *Nature*. 2016. V. 532. P. 361–365.
<https://doi.org/10.1038/nature17190>
- Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C.* Break of slope in earthquake size distribution and creep rate along the San Andreas Fault system // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. P. 6869–6875.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069636>
- Wyss M., Soboлев G., Clippard J.D.* Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods // *Earth Planet Sp.* 2004. V. 56 Pp. 725–740, 554, 116652.

Acoustic Emission Accompanying Preparation of Dynamic Slip on a Model Heterogeneous Fault of Meter Scale

K. G. Morozova^{a, *}, D. V. Pavlov^a, and A. A. Ostapchuk^a

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**e-mail: morozova.kg@idg.ras.ru*

Received November 25, 2024; revised November 27, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — Regularities in distribution of tectonic fault sections with different frictional properties control to a great extent the dynamics of fault sliding. The impossibility of directly studying the structure of fault zones at seismogenic depths makes it especially important to develop diagnostic methods that would provide information on the structural features of earthquake sources formation areas and, thereby, predict the sliding dynamics.

This work presents results of laboratory experiments directed to studying regularities of elastic wave emission during shear deformation of a model fault with a spatially inhomogeneous structure of the sliding interface. The model fault was a loaded contact of diabase blocks $750 \times 120 \text{ mm}^2$ in size. Two round zones, each 100 mm in diameter, were made at the interface. Those zones had high strength showing the property of velocity weakening, the so-called asperities. The relative position of asperities changed in experiments.

The process of dynamic slip formation, caused by asperity disruption, was accompanied by emission of a great number of acoustic pulses that were recorded in the frequency range of 20–80 kHz. During the experiments, the data on spatial distribution of pulses allow to detect two separate contact regions only when the distance between these regions exceeded 20 mm. Differences in the statistics of pulses emitted at different asperities were observed.

Keywords: tectonic fault, asperity, acoustic emission, slow slip, spatio-temporal analysis, laboratory experiment

УДК 539.42

ЭВОЛЮЦИЯ МИКРОТРЕЩИН В ПРОЦЕССЕ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД: РЕНТГЕНОВСКАЯ МИКРОТОМОГРАФИЯ И МЕТОД ДИСКРЕТНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

© 2025 г. Е. Е. Дамаскинская^{1,*}, В. Л. Гиляров¹, Ю. С. Кривоносов², А. В. Бузмаков², В. Е. Асадчиков², Д. И. Фролов¹

¹Физико-технический институт им. А. Ф. Иоффе, г. Санкт-Петербург, Россия

²Национальный исследовательский центр “Курчатовский институт”, г. Москва, Россия

*E-mail: Kat.Dama@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 10.10.2024 г.

После доработки 26.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

В работе выполнено прямое наблюдение микротрещин, образующихся в образце горной породы под действием одноосной сжимающей нагрузки. Детектирование дефектов в объеме осуществлялось с помощью рентгеновской компьютерной микротомографии. Особенность проводимых экспериментов состоит в том, что выполнялась томографическая съемка образца, находящегося под действием нагрузки. На основе анализа томографических сечений вычислены фрактальная размерность и относительный объем микротрещин на трех этапах нагружения. Построены трехмерные модели дефектной структуры, которые иллюстрируют изменение морфологии магистральной трещины. С помощью модели дискретных элементов проведены численные эксперименты по разрушению образцов гетерогенных материалов. Исследовано изменение фрактальной размерности магистральных трещин в процессе их роста. Установлено хорошее согласие результатов компьютерного моделирования и лабораторных экспериментов, что указывает на адекватность предложенной модели и позволяет в дальнейших исследованиях использовать ее для изучения поведения локальных параметров, которые не могут быть измерены экспериментально.

Ключевые слова: рентгеновская компьютерная микротомография, эволюция дефектов, компьютерное моделирование, метод дискретных элементов, фрактальная размерность.

DOI: 10.31857/S0002333725020113, EDN: DMTQKD

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени накоплено большое число экспериментальных данных, показывающих, что разрушение горных пород на различных масштабах — от сантиметровых образцов до землетрясений — является многостадийным процессом [Lockner et al., 1991; Petružálek et al., 2013; Namiel et al., 2006; Kuksenko et al., 1996; Smirnov et al., 2010; Xinglin Lei, Shengli Ma, 2014; Tal Y. et al., 2020], развивающимся во времени и пространстве. В лабораторных экспериментах процесс разрушения вызван появлением и развитием дефектной структуры — совокупности микротрещин, образующихся под действием механической нагрузки.

В связи с этой задачей работы является прямое наблюдение и дальнейший анализ дефектов, развивающихся в объеме образца природного гетерогенного материала (горной породы) под действием одноосной сжимающей нагрузки.

Экспериментальным методом, который позволяет визуализировать дефекты и определить их геометрические характеристики в объеме массивного непрозрачного образца, является рентгеновская компьютерная микротомография (X-ray µCT). Основное преимущество данного метода состоит в том, что при исследовании образец сохраняет свою целостность.

В работах [Sheng-Qi Yang et al., 2015; Zabler et al., 2008; Yujun Zuo et al., 2022; Yongming Yang et al., 2016; Zhou et al., 2008; Re, 2012; Peng RuiDong et al., 2011; Liu et al., 2018] с помощью X-ray microCT проводилось исследование микротрещин, образовавшихся под действием механической нагрузки. Как правило, томографическая съемка выполнялась либо после завершения механических испытаний, либо после каждого этапа нагружения [Sheng-Qi Yang et al., 2015; Zabler et al., 2008; Yujun Zuo et al., 2022; Yongming Yang et al., 2016]. При этом в процессе томографической съемки образец находился в ненагруженном состоянии.

В работах [Zhou et al., 2008; Re, 2012] описаны эксперименты, в которых проводились томографические исследования образцов, находящихся в нагруженном состоянии. Наблюдалось развитие системы трещин по мере увеличения нагрузки. Однако количественного исследования распространения трещин не выполнялось.

Результаты, полученные с помощью томографических исследований, позволяют анализировать только морфологию трещин. В то же время для выявления физических причин развития разрушения требуются представления о локальных значениях различных механических параметров (деформаций и напряжений). В настоящее время экспериментальные методы не позволяют измерить данные локальные параметры.

В данной работе проведено сопоставление особенностей развития магистральной трещины в компьютерной модели разрушения, основанной на методе дискретных элементов, с экспериментальными данными. В случае удовлетворительного согласия результатов данная модель послужит инструментом для исследования локальных параметров.

ЭКСПЕРИМЕНТ

В качестве материала для исследований был выбран песчаник Berea. Песчаник Berea состоит из 85–90% кварца, 1–2% плагиоклаза, 3–6% полевого шпата, 2–6% каолинита, 6–8% кальцита [Ghurcher et al., 1991] с характерным размером зерна 20 мкм. Образцы имели цилиндрическую форму ($d = 10$ мм, $h = 20$ мм). Торцы образцов дополнительно шлифовались для обеспечения их плоскопараллельности. Боковая поверхность образцов перед экспериментами фиксировалась с помощью термоусадочного материала для предотвращения рассыпания в процессе деформирования.

Особенность экспериментов состояла в том, что выполняли томографическую съемку образца, находящегося под действием нагрузки. Для этого была разработана специальная переносная нагрузочная ячейка (см. рис. 1), которая, с одной стороны, обеспечивает необходимую

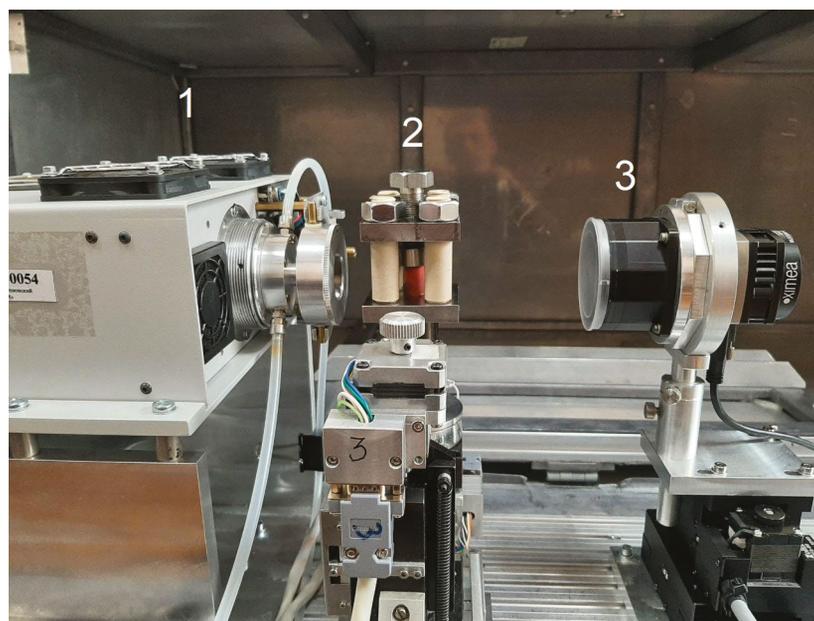


Рис. 1. Экспериментальная установка. Рентгенооптическая часть рентгеновского микротомографа “МИКРОТОМ”: 1 — источник, 2 — нагрузочная ячейка с образцом, 3 — детектор.

нагрузку, а с другой стороны, обладает достаточной прозрачностью в рентгеновском диапазоне, что позволяет проводить томографический эксперимент.

Томографические измерения были выполнены на конусно-лучевом рентгеновском микротомографе “МИКРОТОМ”, разработанном и созданном в НИЦ “Курчатовский институт” [Кривоносов др., 2023]. На рис. 1. приведена фотография оптической части микротомографа с установленной на нем нагрузочной ячейкой и образцом. В томографе используется микрофокусный полихроматический рентгеновский источник с прострельным анодом из молибдена и размером фокусного пятна 15–20 мкм. Для эксперимента было выбрано ускоряющее напряжение 80 кВ. Томографические проекции образца, измеренные под разными углами, регистрировали рентгеновским детектором XIMEA с матрицей размером 2968×5056 элементов и размером пикселя 8.5 мкм. Эксперименты проводили в следующей геометрии: расстояние источник — образец 50 мм и источник — детектор 150 мм, геометрическое увеличение $M = 3.0$. В каждом эксперименте регистрировали 720 проекций в диапазоне углов 360° . Восстановление трехмерных изображений объектов выполняли с помощью FDK алгоритма [Feldkamp et al., 1984]. Чтобы уменьшить “эффект чаши”, который является артефактом и возникает вследствие “ужесточения” полихроматического пучка при прохождении через образец, между источником и образцом устанавливали Al-фильтр толщиной 0.36 мм. Кроме этого, для полного устранения чашевидного артефакта к исходным нормированным и логарифмированным синограммам применяли процедуру автоматической гамма-коррекции, описанной в работе [Ingacheva, Chukalina, 2019]. Также отметим, что с учетом предложенной геометрии эксперимента томография была выполнена не для всего образца целиком, а для его центральной части высотой 7 мм.

До начала испытаний проводилось томографическое исследование всей партии образцов песчаника. Для дальнейших экспериментов отбирались образцы без структурных аномалий, которые могли стать концентраторами напряжений и источниками развития разрушения.

Эксперимент проходил в несколько этапов. На первом этапе образец подвергался одноосному сжатию в ячейке до нагрузки 5.5 кН. Ячейку

помещали в томограф и проводили съемку. На втором этапе нагрузку увеличивали до 6.7 кН и вновь проводили съемку. Затем образец выдерживали 24 часа под нагрузкой. Далее при попытке еще увеличить нагрузку образец потерял устойчивость. После чего была выполнена финальная томографическая съемка.

Важно подчеркнуть, что в течение эксперимента образец все время находился под действием нагрузки.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Лабораторный эксперимент

На рис. 2 показаны сечения образца по высоте, полученные на трех этапах нагружения. В данных экспериментах контраст связан с поглощением рентгеновских лучей при прохождении через объект исследования. После томографической реконструкции получают картины распределения рентгенооптической плотности в различных горизонтальных сечениях образца. Градации серого соответствуют различной рентгенооптической плотности материала. Черные линии — трещины. Видно, что после первого этапа нагружения трещина проходит не через весь образец (рис. 2а). Увеличение нагрузки приводит к распространению трещины (рис. 2б). Выдержка в течение суток при нагрузке 6.7 кН привела к тому, что образец потерял устойчивость. Хорошо видно, что трещина стала еще более разветвленной (рис. 2в).

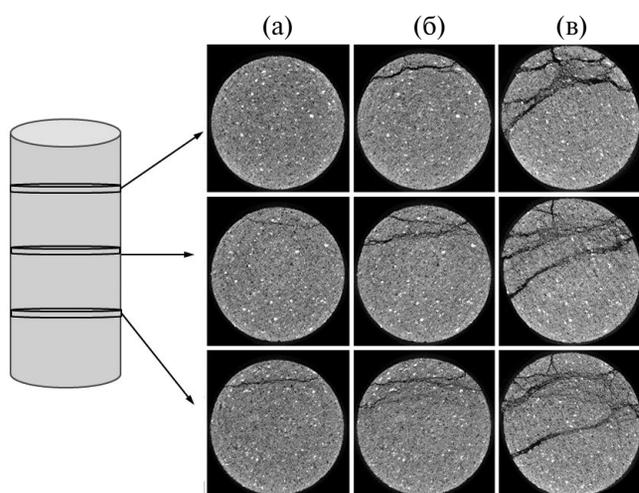


Рис. 2. Распределение рентгенооптической плотности в сечениях образца, расположенных в верхней, центральной и нижней частях, после первого (а), второго (б) и третьего (в) этапов нагружения.

Чтобы сегментировать трещины, образовавшиеся в образце в процессе поэтапного нагружения, проводили бинаризацию томограмм с использованием глобального порога.

Для дальнейшего анализа морфологии трещин применялась теория фракталов. В работах [Yujun Zuo et al., 2022; Yongming Yang et al., 2016; Peng Rui Dong et al., 2011; Liu et al., 2018] вычислялась фрактальная размерность трещин или пор. Было показано, что фрактальная размерность чувствительна к степени гетерогенности материала, к виду напряженного состояния. В данной работе в качестве количественной характеристики дефектной структуры была выбрана фрактальная размерность, которая вычислялась методом *box counting* (BCM) [Yongming Yang et al., 2016; Ju et al., 2014; Xie, 1993; Peng et al., 2011]. Строилась зависимость числа кубов, которые располагаются на границе трещина–материал, от длины стороны куба. Полученная зависимость аппроксимировалась степенным законом, показатель степени давал оценку фрактальной размерности. По существу это размерность D_0 из набора фрактальных размерностей Реньи [Божокин, Паршин, 2001]. Таким образом, была определена фрактальная размерность трехмерных поверхностей трещин на основе трехмерных моделей реконструкции трещин.

Установлено, что после 1-го этапа нагружения (при нагрузке 5.5 кН) фрактальная размерность трещины равна 1.8. Это означает, что трещина является ажурной и близкой по размерности к плоскости. Увеличение нагрузки до 6.7 кН приводит к развитию системы трещины — фрактальная размерность увеличивается до 2.3. На третьем этапе деформирования значение фрактальной размерности достигает величины 2.6. И действительно, видно, что система трещин становится более разветвленной и занимает практически весь объем образца. Этот результат наглядно иллюстрирует трехмерная визуализация трещин, построенная по результатам томографии (рис. 3).

Далее был проведен детальный анализ морфологии системы трещин. Для этого весь набор томографических срезов разделили на 6 частей (*sample part*) по высоте образца (каждая часть содержит 130 томографических срезов, что соответствует ~ 1.3 мм). На рис. 4 показаны

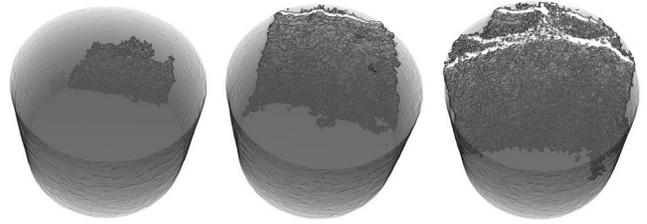


Рис. 3. Трехмерная визуализация системы микро-трещин после трех этапов нагружения. Темно-серые объекты сложной геометрической формы внутри образца — образовавшаяся трещина.

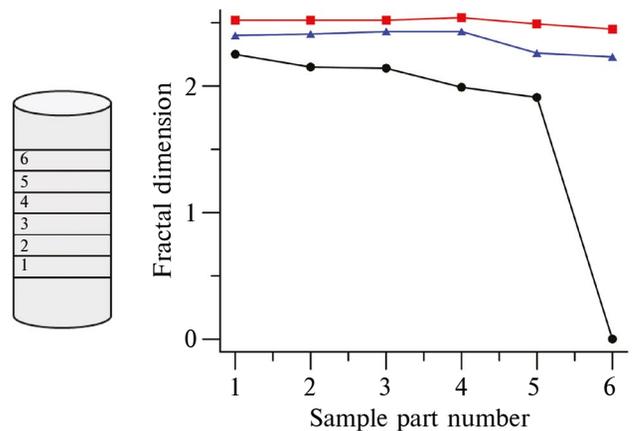


Рис. 4. Значения фрактальной размерности системы трещин в различных частях образца после 1-го (черная линия), 2-го (синяя линия) и 3-го (красная линия) этапов нагружения.

значения фрактальной размерности трещин, вычисленные в каждой части образца на трех этапах нагружения.

Видно, что после первого этапа в верхней части (*sample part* 6), где трещина еще не образовалась, фрактальная размерность, как и должно быть, равна 0. Далее (*sample part* 4, 5) фрактальная размерность трещины меньше 2, т.е. трещина является ажурной. Ближе к нижнему основанию образца (*sample part* 1–3) фрактальная размерность трещины больше 2.

После второго этапа нагружения система трещин распространилась (проросла) через весь образец. В верхней части фрактальная размерность близка к 2 (2.3–2.4), т.е. трещина имеет форму плоскости. После третьего этапа нагружения фрактальная размерность во всех частях образца имеет значение около 2.5.

На рис. 5 показаны значения относительного объема трещины после каждого этапа нагружения, вычисленные в каждой части. Отчетливо видно,

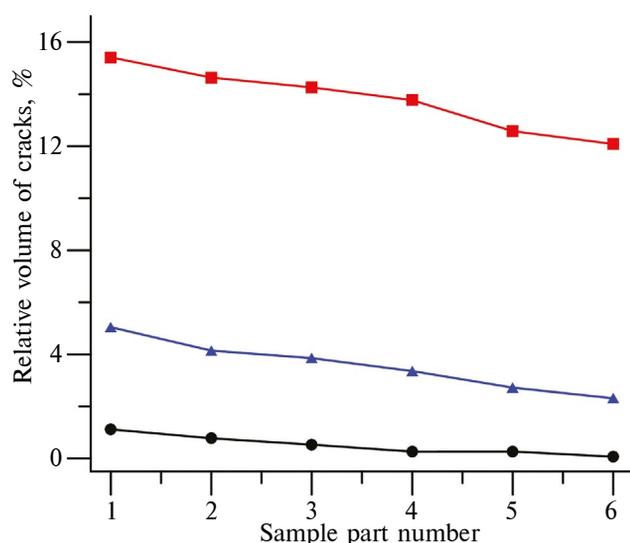


Рис. 5. Значения относительного объема системы трещин в различных частях образца после 1-го (черная линия), 2-го (синяя линия) и 3-го (красная линия) этапов нагружения.

что объем, занимаемый трещиной, растет. Средний относительный объем составляет 0.5%, 3.6% и 13.8% после 1-го, 2-го и 3-го этапов нагружения соответственно. Это является еще одним подтверждением того факта, что система трещин постепенно распространяется на весь объем образца.

Компьютерное моделирование разрушения методом дискретных элементов

Для того чтобы выявить связь локальных параметров, которые не могут быть измерены экспериментально, с макроскопическими проявлениями ранее построена компьютерная модель разрушения гетерогенного материала. Модель основана на методе дискретных элементов (DEM) и подробно описана в работе [Гиляров, Дамаскинская, 2022]. Мы использовали модель связанных частиц (BPM — *bonded particle model*) [Potyondy, Cundall, 2004], которая помогает детально изучить эволюцию дефектов. Расчеты методом дискретных элементов производились в свободно распространяемом пакете программ MUSEN [Dosta, Skorych, 2020]. Модель материала (горной породы) — сферические частицы одного или разных размеров, которые имитируют зерна, и связи между частицами, которые имитируют межзеренные границы.

В модели BPM зарождение трещин определяется разрывом связей между частицами, а их распространение — слиянием множества разо-

рванных связей. Для того чтобы получить трещину из набора связей, разорвавшихся от начала эксперимента до определенного времени, необходима процедура кластеризации (объединение разорванных связей согласно выбранному алгоритму, что будет описано далее). Таким образом, под дефектами в данной работе понимаются кластеры разорванных связей.

Схема компьютерного эксперимента аналогична описанной в работе [Гиляров, Дамаскинская, 2022]. Моделировалось одноосное сжатие: образец помещался в виртуальный пресс, нижняя плита которого была неподвижна, а верхняя перемещалась вниз с постоянной скоростью. Эксперимент заканчивался, когда образец разделялся на части. В процессе эксперимента через равные промежутки времени — интервал сохранения данных — записывался большой набор механических параметров, который использовался для дальнейшего анализа. Этот интервал времени выбирался, исходя из условия стационарности процесса на его протяжении. В настоящей работе такими параметрами были координаты центров связей, разорванных в процессе деформирования образца, и времена разрыва этих связей.

Были проведены численные эксперименты с различными по структуре образцами. Варьировались материал и размеры частиц, материал и диаметр связей. Во всех случаях удалось обнаружить общие закономерности фрактальных свойств очагов разрушения (магистральных трещин) [Hilarov, Damaskinskaya, 2023]. В данной работе эти результаты приведены на примере одного типа образцов.

В модели так же, как и в лабораторном эксперименте, образцы имеют форму цилиндров диаметром 10 мм и высотой 20 мм. Цилиндр заполняется сферическими частицами из кварца, ортоклаза и олигоклаза (число частиц 33670). Размеры частиц представляют собой набор величин со средним значением 0.08 мм и стандартным отклонением 0.025 мм, полученный генератором случайных чисел с нормальным распределением. Все связи имеют свойства ортоклаза, диаметр 0.04 мм.

На рис. 6 показано изменение напряжения в процессе эксперимента. Видно, что данный образец разрушился хрупко, что характерно для песчаника.

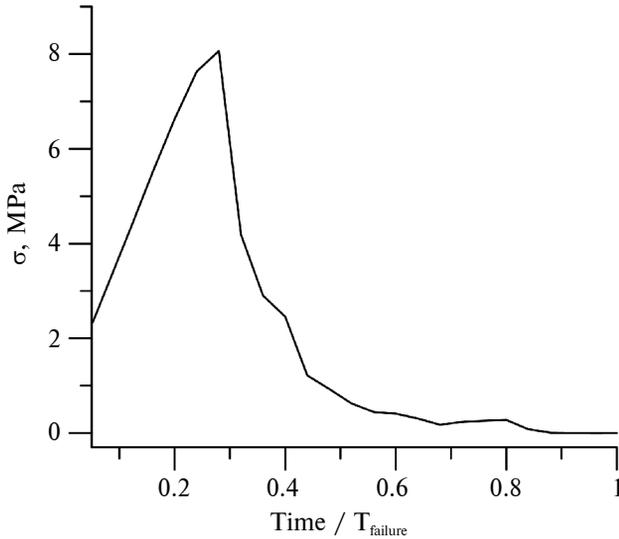


Рис. 6. Изменение напряжения на образце в компьютерном эксперименте. Ось абсцисс — нормированное время эксперимента. (T_{failure} — момент времени, в который образец разделился на части).

Для исследования эволюции дефектов была проведена кластеризация разорванных связей с помощью алгоритма DBSCAN (*density-based spatial clustering of applications with noise* [Ester et al., 1996]), который выполняет кластеризацию на основе плотности составляющих кластер объектов.

Кластеризация связей, разорвавшихся от начала нагружения до момента времени t_n , позволяет получить картину трещин, которые образовались к моменту t_n . При этом размер трещины принимается равным числу связей, объединенных в данный кластер.

В компьютерных экспериментах так же, как и в лабораторных, мы изучали фрактальные свойства магистральной трещины. Фрактальная размерность вычислялась, исходя из пространственного расположения связей, образующих трещину в различные моменты времени.

В качестве основной характеристики рассматривается корреляционная фрактальная размерность D_2 , рассчитанная на основании корреляционной функции Грассбергера и Прокаччи [Grassberger, Procaccia, 1983] (корреляционного интеграла):

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{j=1}^N \sum_{i=j+1}^N H(r - r_{ij}). \quad (1)$$

Здесь: r_{ij} — расстояние между парой разорванных связей, в качестве координат которых

выбирались координаты их центров; N — число анализируемых разрывов; H — функция Хевисайда, равная единице, если ее аргумент неотрицателен, и равная нулю в противоположном случае. Таким образом, функция (1) равна числу пар событий, расстояние между которыми не превосходит r . Если рассматриваемая система обладает масштабной инвариантностью, зависимость $C(r) \propto r^d$, т.е. представляет собой степенную функцию с показателем степени, равным фрактальной размерности множества. Размерность d в этом случае называется корреляционной фрактальной размерностью. Как показано в работах [Grassberger, Procaccia, 1983; Шустер, 1988], эта величина равна размерности D_2 из набора фрактальных размерностей Реньи [Шустер, 1988].

Проведен анализ изменения фрактальной размерности магистральной трещины (максимального кластера) в процессе компьютерного эксперимента (рис. 7). В начале трещина представляет собой дефект близкий к плоскому с фрактальной размерностью ($D_2 \sim 2$). Его рост приводит к тому, что разрушение захватывает все больший объем, что сопровождается увеличением фрактальной размерности. Более детально развитие магистральной трещины описано нами в работе [Дамаскинская, Гиляров, 2024].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе исследована морфология микротрещин, развивающихся в объеме образца горной породы. Непосредственное наблюдение дефек-

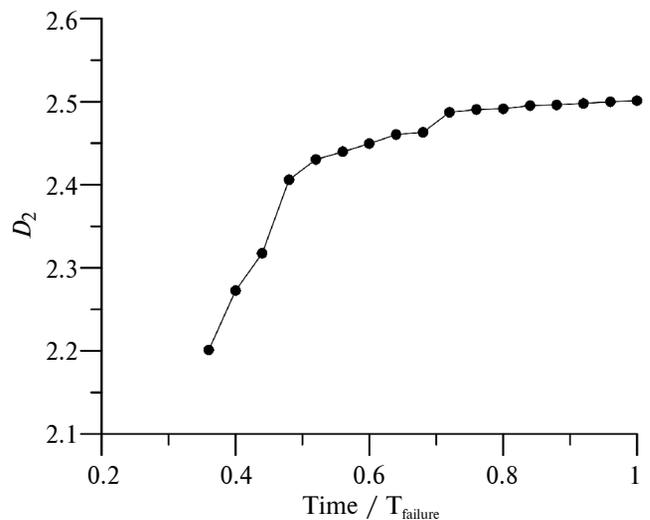


Рис. 7. Изменение фрактальной размерности магистральной трещины в компьютерном эксперименте.

тов в непрозрачном образце, находящемся под действием нагрузки, выполнено с помощью рентгеновской компьютерной микротомографии. На основе анализа томографических срезов вычислены относительная объемная доля и фрактальная размерность трещин на трех этапах нагружения. Установлено, что оба параметра увеличиваются по мере увеличения нагрузки. Это показывает, что система микротрещин становится более развитой и постепенно занимает все больший объем. Данный вывод иллюстрируют построенные трехмерные модели дефектной структуры.

С помощью компьютерной модели разрушения гетерогенного материала, основанной на методе дискретных элементов, исследовано развитие дефектов в процессе нагружения. Компьютерные эксперименты позволили выявить детали образования фрактальных структур магистральных трещин. Хорошее согласие результатов лабораторного и компьютерного экспериментов позволяет говорить о возможности модели описывать структуру развивающейся трещины.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФТИ им. А.Ф. Иоффе в части постановки задачи, анализа результатов и компьютерного моделирования.

Работа выполнена в рамках Государственного задания НИЦ “Курчатовский институт” в части проведения и обработки томографических экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Божокин С.В., Паршин Д.А.* Фракталы и мультифракталы. Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”. 2001. 128 с.
- Гиляров В.Л., Дамаскинская Е.Е.* Моделирование акустической эмиссии и разрушения поликристаллических гетерогенных материалов методом дискретных элементов // ФТТ. 2022. Т. 64. № 6. С. 676–683.
- Дамаскинская Е.Е., Гиляров В.Л.* Особенности эволюции дефектной структуры в модели дискретных элементов // ФТТ. 2024. Т. 66. № 1. С. 142–148.
- Кривоносов Ю.С., Бузмаков А.В., Григорьев М.Ю., Русаков А.А., Дымшиц Ю.М., Асадчиков В.Е.* Лабораторный конусно-лучевой рентгеновский микротомограф // Кристаллография. 2023. Т. 68. № 1. С. 160–165.
- Шустер Г.* Маломерный хаос. М.: Мир. 1988. 240 с.
- Dosta M., Skorych V.* MUSEN: An open-source framework for GPU-accelerated DEM simulations // SoftwareX. 2020. V. 12. P. 100618.
- Ester M., Kriegel H.-P., Sander J., Xu X.* A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise. Proceedings of the Second International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining (KDD-96) / Evangelos Simoudis, Jiawei Han, Usama M. Fayyad (eds.). AAAI Press. 1996. P. 226.
- Feldkamp L.A., Davis L.C., Kress J.W.* Practical Con-Beam Algorithm // Journal of the Optical Society of America A. 1984. V. 1. P. 612–619.
- Ghurcher P.L., French P.R., Shaw J.G., and Schramm L.L.* Rock Properties of Berea Sandstone, Baker Dolomite, and Indiana Limestone. SPE International Symposium on Oil field Chemistry. 1991. SPE21044 P. 431–446.
- Grassberger P., Procaccia I.* Characterization of Strange Attractors // Phys. Rev. Lett. 1983. V. 50. P. 346–348.
- Hamiel Y., Katz O., Lyakhovskiy V., Reches Z., Fialko Yu.* Stable and unstable damage evolution in rocks with implications to fracturing of granite // Geophys. J. Int. 2006. V. 167. P. 1005–1016.
- Hilarov V.L., Damaskinskaya E.E.* Fractal features of fracture centers in heterogeneous materials revealed by discrete element method // Mater. Sci. Engin. Technol. 2023. V. 54. № 12. P. 1554–1559.
- Ingacheva A.S., Chukalina M.V.* Polychromatic CT Data Improvement with One-Parameter Power Correction // Mathematical Problems in Engineering. 2019. Article ID 1405365.
- Ju Y., Zheng J.T., Epstein M., Sudak L., Wang J.B., Zhao X.* 3D numerical reconstruction of well-connected porous structure of rock using fractal algorithms // Comput. Methods Appl. Mech. Eng. 2014. V. 279. № 7. P. 212–226.
- Kuksenko V., Tomilin N., Damaskinskaya E., and Lockner D.* A two-stage model of fracture of rocks // Pure Appl. Geophys. 1996. V. 146. № 2. P. 253–263.
- Liu P., Ju Y., Gao F., Ranjith P. G., Zhang Q.* CT identification and fractal characterization of 3-D propagation and distribution of hydrofracturing cracks in low-permeability heterogeneous rocks // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 2156–2173.
- Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V., Ponomarev A., Sidorin A.* Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite // Nature. 1991. V. 350. P. 39–42.
- Peng R.D., Yang Y.C., Ju Y., LingTao Mao, YongMing Yang.* Computation of fractal dimension of rock pores based on gray CT images // Chinese Sci Bull. 2011. V. 56. P. 3346–3357.
- Petrušálek M., Vilhelm J., Rudajev V., Lokajiček T., Svitek T.* Determination of the anisotropy of elastic waves monitored by a sparse sensor network // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 2013. V. 60. P. 208–216.
- Potyondy D.O., Cundall P.A.* A bonded-particle model for rock // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. 2004. V. 41. P. 1329–1364.
- Re J.X.* Computerized Tomography Examination of Damage Tests on Rocks under Triaxial Compression // Soil and Rock Behavior and Modeling. 2012. [https://doi.org/10.1061/40862\(194\)34](https://doi.org/10.1061/40862(194)34)

Sheng-Qi Yang, P.G. Ranjith, Yi-Lin Gui. Experimental Study of Mechanical Behavior and X-Ray Micro CT Observations of Sandstone Under Conventional Triaxial Compression // *Geotech. Test. J.* 2015. V. 38. № 2. P. 179–197.

Smirnov V.B., Ponomarev A.V., Benard P., Patonin A.V. Regularities in transient modes in the seismic process according to the laboratory and natural modeling // *Izv. Phys. Solid Earth.* 2010. V. 46. P. 104–135.

Tal Y., Goebel T., J-P Avouac. Experimental and modeling study of the effect of fault roughness on dynamic frictional sliding // *Earth and Planetary Science Letters.* 2020. V. 536. P. 116133.

Xie H.P. *Fractals in Rock Mechanics.* CRC PRESS, Boca Raton. 1993. — 464 p.

Xinglin Lei, Shengli Ma. Laboratory acoustic emission study for earthquake generation Process // *Earthq Sci.* 2014. V. 27. № 6. P. 627–646.

Yongming Yang, Yang Ju, Fengxia Li, Feng Gao, Huafei Sun. The fractal characteristics and energy mechanism of crack propagation in tight reservoir sandstone subjected to triaxial stresses // *Journal of Natural Gas Science and Engineering.* 2016. V. 32. P. 415e422.

Yujun Zuo, Zhibin Hao, Hao Liu, Chao Pan, Jianyun Lin, Zehua Zhu, Wenjibin Sun, Ziqi Liu. Mesoscopic damage evolution characteristics of sandstone with original defects based on micro-ct image and fractal theory // *Arabian Journal of Geosciences.* 2022. V. 15. P. 1673.

Zabler S., Rack A., Manke I., Thermann K., Tiedemann J., Harthill N., Riesemeier H. High-resolution tomography of cracks, voids and micro-structure in greywacke and limestone // *Journal of Structural Geology.* 2008. V. 30. P. 876–887.

Zhou X.P., Zhang Y.X., Ha Q.L. Real-time computerized tomography (CT) experiments on limestone damage evolution during unloading // *Theoretical and Applied Fracture Mechanics.* 2008. V. 50. P. 49–56.

Evolution of Microcracks in the Rock Deformation Process: X-Ray Microtomography and Discrete Element Method

E. E. Damaskinskaya^{a,*}, V. L. Gilyarov^a, Yu. S. Krivonosov^b, A. V. Buzmakov^b,
V. E. Asadchikov^b, and D. I. Frolov^a

¹*Ioffe Institute, St. Petersburg, Russia*

²*National Research Center “Kurchatov Institute”, Moscow, Russia*

*e-mail: kat.dama@mail.ioffe.ru

Received October 10, 2024; revised November 26, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — In this study, we directly observed microcracks formed in a sample of rock under uniaxial compressive load. Detection of defects in the volume was carried out with the help of X-ray computed microtomography. The peculiarity of the experiments is that a tomographic image of the sample was taken directly under mechanical load. Based on the analysis of tomographic slices, the fractal dimension and relative volume of microcracks were calculated at three stages of loading. Three-dimensional models of the defect structure were constructed to illustrate the change in the morphology of the main crack. Numerical experiments on the fracture of samples of heterogeneous materials have been carried out using the discrete element model. The change in the fractal dimension of main cracks in the process of their growth was investigated. A good agreement between the results of computer simulations and laboratory experiments has been established, which indicates the adequacy of the proposed model and allows in further studies to use it to study the behavior of local parameters that cannot be measured experimentally.

Keywords: X-ray computed microtomography, defect evolution, computer modeling, discrete element method, fractal dimension

УДК 550.34

О РЕЖИМЕ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

© 2025 г. М. В. Родкин^{1, 2, *}

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

²Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), г. Москва, Россия

*E-mail: rodkin@mitp.ru

Поступила в редакцию 15.10.2024 г.

После доработки 02.12.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Проблема вызванной сейсмичности имеет важный как практический, так и теоретический аспект. Практический аспект связан с опасностью вызванной сейсмичности. В ряде случаев опасность сильной вызванной сейсмичности приводила к закрытию важных промышленных проектов. Теоретический аспект связан с известным парадоксом сейсмичности, о невозможности реализации обычных землетрясений на глубинах более нескольких десятков километров. Отсюда следует, что физика вызванных, как правило, приповерхностных землетрясений может отличаться от физики большинства более глубоких событий. Рассмотрены примеры ряда областей вызванной сейсмичности, представляющих собой как окрестности крупных водохранилищ, так и области интенсивной добычи углеводородного и рудного сырья. Во всех рассмотренных районах, более или менее определенно, выявляется ряд общих тенденций. После роста вызванной сейсмичности, даже и при продолжающемся сильном техногенном воздействии, наблюдается тенденция спада сейсмической активности. Также, методом анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ), для зон вызванной сейсмичности выявляется близость интенсивности фор- и афтершокового процесса, что контрастирует со случаем обычной сейсмичности, для которой активность афтершокового процесса обычно много сильнее. Можно предположить, что спад вызванной сейсмичности связан с разгрузкой исходных тектонических напряжений, а близость интенсивности фор- и афтершокового процесса указывает на отличие физического механизма вызванных приповерхностных землетрясений от обычных, более глубоких землетрясений.

Ключевые слова: вызванная сейсмичность, спад сейсмической активности со временем, отличие физики приповерхностных землетрясений.

DOI: 10.31857/S0002333725020127, EDN: DMUUQV

ВВЕДЕНИЕ

С самого открытия явления вызванной сейсмичности [Carder, 1945; Гупта, Растиги, 1977; Gupta, 1983] физика этого явления остается не вполне понятной, дискуссии по этому вопросу продолжают до настоящего времени [Gupta, 2022]. Первые примеры зарегистрированной вызванной сейсмичности были связаны с закачками воды и с заполнением крупных водохранилищ. Затем эффекты вызванной сейсмичности наблюдались также при добыче углеводородов (как обычных, так и сланцевых) и при горных разработках как шахтным, так и открытым мето-

дом [Davis, Frohlich, 1993; Погожин, 1996; Llenos, Michael, 2013; Van Thienen-Visser, Breunese, 2015; Krupnick, Echarte, 2017; Van der Baan K., Calixto, 2017; Адушкин и др., 2000; Dempsey, Suckale, 2023; Беседина и др., 2024; и многие др.].

Было показано, что иницирующие техногенные воздействия, как правило, слишком малы, чтобы непосредственно порождать землетрясения. В связи с этим иногда различают вызванную и инициированную сейсмичность, где во втором случае техногенное воздействие играет роль триггера. Заметим, что в случае проведения детальных исследований палеосейсмичности

часто оказывалось, что землетрясения в данном районе происходили и ранее [Рогожин, 1996], а в ряде случаев рост сейсмичности может порождаться естественной изменчивостью сейсмического режима или быть кажущимся, связанным с улучшением системы регистрации [Годзи-ковская и др., 1998]. Считается, что техногенные воздействия, будь то изменение напряженного состояния или рост флюидного давления, обычно играют роль триггера, инициирующего реализацию землетрясения по уже имеющимся разломам, в соответствии с тектоническим полем напряжений. При этом неясным остается также вопрос, почему вызванная сейсмичность возникает в окрестности только малой доли случаев техногенного воздействия. Так, заполнение даже и глубоких водохранилищ, глубиной около 100 и более метров, далеко не всегда сопровождалось активизацией сейсмичности. При высоте столба воды около 100 м индуцированная сейсмичность наблюдалась примерно в 5% случаев, и даже при глубинах водохранилища от 150 до 250 м такая сейсмичность наблюдается только примерно в 25% случаев [Gupta, 2022]. Заметим, что убедительным аргументом в пользу существования эффекта вызванной сейсмичности является рост доли сейсмогенных водохранилищ с увеличением столба воды и практически отсутствие примеров всплесков сейсмичности вблизи многочисленных неглубоких (менее 50 м) водохранилищ.

Довольно часто вызванная сейсмичность возникала в областях, где ранее землетрясения не наблюдались, соответственно никаких антисейсмических мер при строительстве не предусматривалось. Число вызванных, пусть и не сильных, землетрясений иногда бывало весьма значительным. Так, например, сейсмичность в Оклахоме, районе интенсивной добычи сланцевой нефти, систематически оказывалась выше, чем в Калифорнии, известной своими сильными землетрясениями [Krupnick, Echarte, 2017; Van der Baan K., Calixto, 2017]. Если при этом в данном районе преобладали слабые или обводненные грунты, то даже несильные землетрясения могли вызывать существенный ущерб. В целом ряде случаев опасение развития сильной вызванной сейсмичности заставляло резко ограничивать антропогенную нагрузку или даже вовсе прекращать вполне успешные проекты. Так, например, рост вызванной сейсмичности

вблизи газового суперместорождения Гронинген привел сначала к резкому сокращению объема добычи, а затем к решению о полном прекращении эксплуатации этого месторождения, являвшегося основным поставщиком газа для стран Бенилюкса [Van Thienen-Visser, Breunese, 2015; Van Elk et al., 2017; Dempsey, Suckale, 2023]. Для контроля опасности вызванной сейсмичности широко используется правило алгоритма “Семафор”, согласно которому при локальном повторном, вблизи нагнетающей или добывающей скважины, заметном сейсмическом эффекте, эксплуатация данного объекта прекращается. Этот алгоритм, однако, не обеспечивает достаточного контроля опасности вызванной сейсмичности; достаточно часто землетрясения, полагаемые инициированными, возникают на значительном (до 2-х десятков километров) расстоянии от области техногенного воздействия и со значительным (годы) запаздыванием по времени [Родкин, Рукавишникова, 2018; Vorobieva et al., 2020].

Современный обзор данных о вызванной сейсмичности, в первую очередь, применительно к сейсмичности, вызванной заполнением водохранилищ, представлен в работах [Gillian et al., 2018; Gupta, 2022]. Отмечается, что вызванная сейсмичность отличается от обычной большими в среднем значениями *b-value*, относительно большей активностью форшокового процесса и относительно большей (чем по закону Бота) магнитудой сильнейшего афтершока. Заметим, что последние две особенности режима вызванной сейсмичности взаимосогласованы, а большие значения наклона графика повторяемости характерны также и для вулканических землетрясений, где флюидная фаза представлена расплавом. В целом вопрос остается дискуссионным. В работе [Telesca et al., 2022] отмечается аналогичность режима и характеристик вызванных и обычных землетрясений.

Особый практический интерес представляет оценка опасности вызванной сейсмичности и тенденций ее изменения. Диапазон предлагаемых решений здесь весьма большой: от ожидания, что сейсмичность может оказаться выше, чем в известных районах сейсмической активности, а максимальные магнитуды землетрясений могут достигать значений $M7+$, до наблюдения, что в ряде случаев после роста сейсмичности наблюдался ее спад [Gupta, 2022]. Такие случаи

приведены также в работах [Пуланова, Родкин, 2021; Chelidze et al., 2022; Rodkin, Lyubushin, 2023].

По-прежнему актуален и вопрос о механизме развития вызванной сейсмичности. Как известно, согласно известному парадоксу сейсмичности, землетрясения глубиной более нескольких десятков километров не могут реализовываться по общепринятой модели хрупкого разрушения и отдачи Рида [Касахара, 1985]. Были предложены варианты, связывающие возникновение более глубоких землетрясений с развитием высокого порового давления и фазовыми переходами вещества погружающихся литосферных плит [Bridgman, 1945; Калинин и др., 1989; Houston, 2015; Green, 2017; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Эти теоретические построения, однако, слабо подкреплялись сейсмологическими данными; характеристики разноглубинных землетрясений представлялись вполне аналогичными. Наличие теоретически ожидаемых различий характеристик разноглубинных землетрясений было показано в работах [Rodkin, 2022; Родкин, Липеровская, 2023]. Так, для среднеглубоких землетрясений с глубинами в интервале примерно от 30–50 до 100–150 км, возникновение которых связывалось с высоким флюидным давлением, была показана тенденция развития очага вверх, что и следовало ожидать в случае наличия в очаговой зоне легкого флюида и тенденции прорыва его по зонам трещиноватости вверх. Для более глубоких землетрясений, связываемых с фазовыми превращениями, наблюдается обратная тенденция — развитие очага вниз, в область больших температур. Такая же тенденция наблюдается и для верхнекоровых землетрясений. Но также можно ожидать различия характеристик землетрясений и для событий выше и ниже примерно 10 км. К этому интервалу глубин, согласно работам [Иванов, 1999; Иванов, Иванов, 2018], приурочен слой разделителя между областью преимущественно гидростатического давления флюида и литостатического. Отсюда можно ожидать, что инициированные, как правило, верхнекоровые, землетрясения будут отличаться от обычных, более глубоких землетрясений.

Таким образом, остаются неясными как тенденции изменения вызванной сейсмичности со временем, так и наличие, и характер отличия

вызванной сейсмичности от естественной. Ниже, по данным каталогов ряда областей развитой вызванной сейсмичности, рассматриваются тенденции изменения режима сейсмичности во времени как изменчивости потока событий, так и величин *b-value*. Также, методом анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения, выявляется значительное отличие относительной интенсивности фор- и афтершокового процесса от типичного для обычных землетрясений резкого доминирования числа афтершоков. Рассмотрение проводится для ряда случаев наиболее обеспеченных сейсмическими данными районов крупных водохранилищ и областей интенсивной добычи углеводородного и рудного сырья.

МЕТОД

Все приводимые ниже и удовлетворительно обеспеченные статистическими данными примеры развития вызванной сейсмичности рассматриваются единообразно. В скользящем временном или событийном окне рассчитываются значения интенсивности потока значимых событий и значения наклона графика повторяемости *b-value*. Нижняя граница значимых событий (в единицах магнитуды или энергетического класса) задается стандартным образом, по сохранению приемлемой линейности графика повторяемости землетрясений. Ширина окна в каждом отдельном случае выбирается как компромисс между приемлемыми детальностью по времени и точностью определения параметра. Под приемлемой точностью здесь понимается та, когда на графике достаточно четко проявляется тенденция изменения значений данного параметра со временем. К сожалению, не для всех каталогов вызванной сейсмичности такую тенденцию удастся выделить; для этого желательны каталоги примерно тысячи значимых событий, зачастую число таких событий много меньше.

Второй метод анализа базировался на построении обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ), где понятие сильного события определяется применительно к данному каталогу. Этим методом [Родкин, 2008; 2020; Rodkin, Tikhonov, 2016; Родкин, Рундквист, 2017; и др.] проводится масштабированное на размер очага сильного события суммирование данных

по окрестностям возможно большего числа сильнейших событий данного каталога. Каждое отдельное событие из такой окрестности характеризуется временем запаздывания или опережения относительно своего главного события и расстоянием до главного события, нормированным на размер очага главного события. Метод позволяет достаточно точно (что обычно невозможно иными способами) описать типичные особенности сейсмического режима.

Опыт применения метода ООСЗ говорит, что на качественном уровне результат слабо зависит от выбора формулы для расчета размера очага. Далее для нормировки расстояния принималась зависимость размера очага от магнитуды землетрясения [Соболев, 1993]

$$R, \text{ км} = 10^{0.5M-1.9}. \quad (1)$$

Формула (1) применяется здесь как более осредненная и потому более адекватная имеющимся данным, чем ее варианты с учетом анизотропии очага [Wells, Coppersmith, 1994]. Построение обобщенной окрестности сильного события позволяет выявить, имеют ли место для данной совокупности событий степенные режимы фор- и афтершоковой активности, какова типичная длительность этих процессов, их относительная интенсивность, и позволяет сравнить полученные значения с ранее определенными характеристиками обычного сейсмического процесса [Rodkin, Tikhonov, 2016; Родкин, 2020]. Далее, учитывая выявленные параметры длительности и характерных размеров афтер-

шоковой области, представляется возможным проверить выполнимость для вызванных землетрясений закона Бота. Описанная методика была применена к описанным ниже примерам вызванной сейсмичности, список рассмотренных локальных каталогов и их основные характеристики приведены в таблице.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ. ВЫЗВАННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ОБЛАСТИ ВОДОХРАНИЛИЩ КОЙНА И ВАРНА

На рис. 1 представлена схема расположения значимых ($M \geq 2.0$) землетрясений региона Койна–Варна; события $M \geq 4.0$ показаны большими красными точками [Shashidhar et al., 2019]. Видно, что район сейсмичности Варна (зеленые точки) более активен и более локализован, далее будем в большей степени использовать эти данные. Результаты для района Койна качественно аналогичны.

На рис. 2а представлен режим значимых событий района Варна, проведено осреднение скоростей потока событий для последующих групп из 16 событий. На рис. 2б дана зависимость текущих значений b -value для последующих групп из 50 событий с перекрытием 25 событий. Размеры групп выбраны из соображений получения достоверных тенденций изменения исследуемого параметра от времени. Точность оценки средних значений выборочно контролировалась бутстреп-методом, было показано, что временные тенденции в большинстве случаев выделяются вполне определенно.

Список рассмотренных локальных каталогов и характеристики каталогов

Каталог	Число значимых событий	Диапазон магнитуд/классов $M_c - M_{\max}$	Диапазон глубин, км	Отношение интенсивности потоков фор/афтершоков	Время активизации, дни
Койна	321	2–5	1–15	~ 0.3	50–100
Варна	538	2–5.1	1–13		
Гронинген	1238	0.9–3.6	1–3.5	~ 1	~ 100
Оклахома	6368	2.7–5.8	0–29	~ 0.6	~ 100
Жезказган	2576	3.0–7.6	мелкие	~ 2	~ 100
Северо-Уральский рудник	1536	3.5–8.6	до ~ 4.5	~ 1	~ 10
Сев. Кизеловский 1983–1998	5391	$Lg(E, \text{ Дж})$ 4.5–7.7	до ~ 4	~ 1	

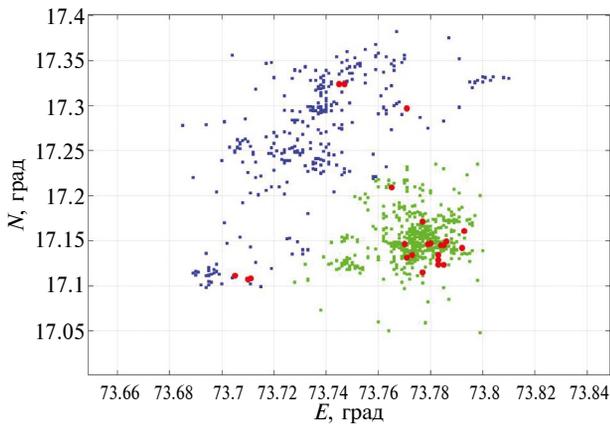


Рис. 1. Расположение событий в области водохранилищ Койна (синие точки) и Варна (зеленые). Показаны значимые события ($M \geq 2.0$) и более сильные ($M \geq 4.0$), красные точки.

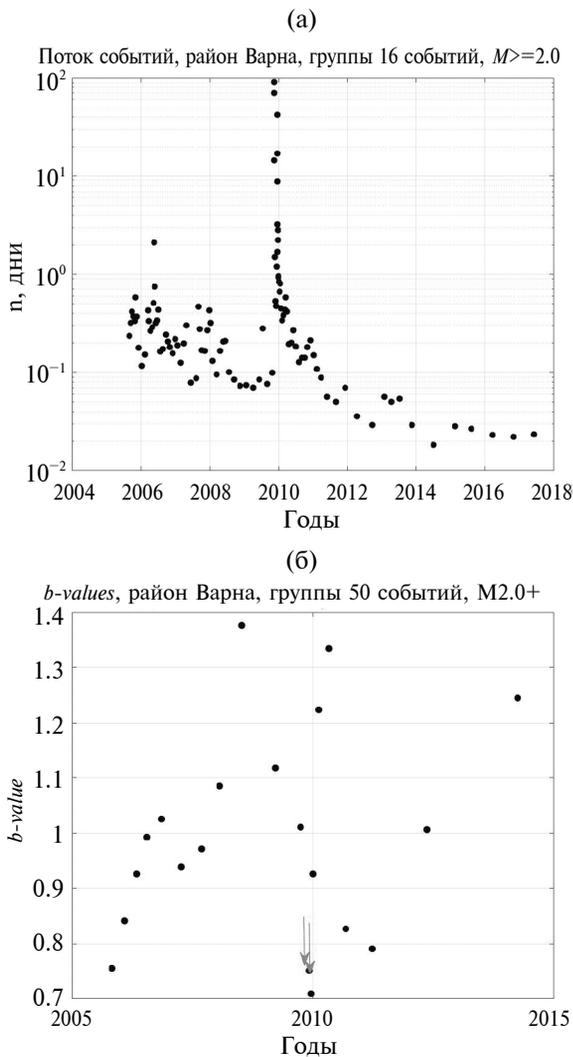


Рис. 2. Поток событий (а) и тенденция изменения b -value (б). Красными стрелками даны моменты двух сильнейших событий ($M \geq 5.0$).

Видны тенденции убывания интенсивности потока событий со временем, несмотря на примерно постоянный темп заполнения и спуска водохранилища и роста величин b -value, прерываемая моментом реализации двух сильнейших землетрясений, значения b -value рассчитывались методом максимального правдоподобия по формуле из работы [Аки, 1965].

На рис. 3 представлены данные расчета обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) для потока форшоков и афтершоков всего региона Койна–Варна. В качестве сильных событий использовались землетрясения $M \geq 3.5$. Рассматривались последовательные по времени группы из 20 событий и области, равные троекратно размеру очага главного события по формуле (1). Интенсивность потока афтершоков выше потока форшоков примерно в полтора-три раза (при разных методах сравнения), тогда как для типичных землетрясений это отношение близко к 10.

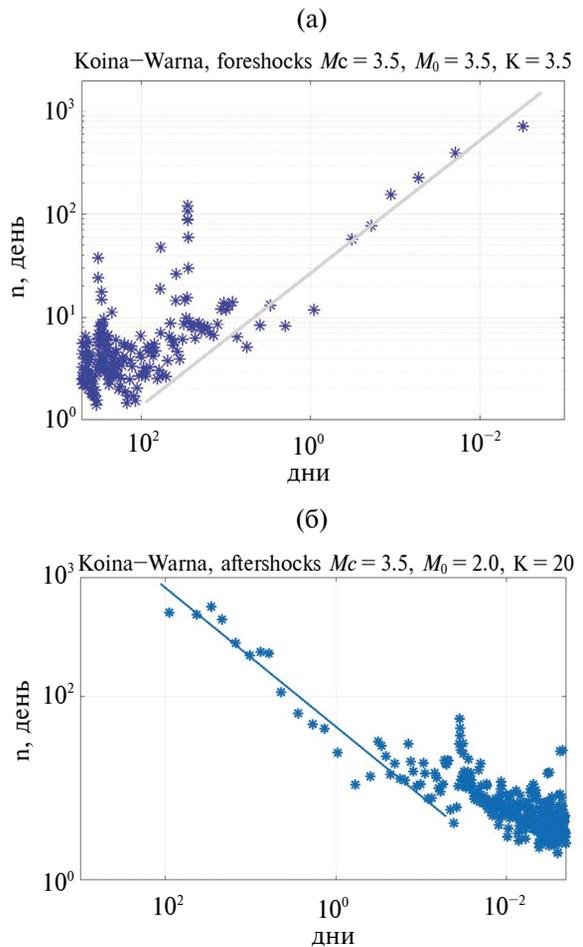


Рис. 3. Интенсивность потоков фор- и афтершоков для области Койна–Варна; интенсивность потока форшоков заметно меньше, но сравнима с интенсивностью потока афтершоков.

ВЫЗВАННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ ДОБЫЧЕ УВ. РАЙОН ГАЗОВОГО СУПЕРМЕСТОРОЖДЕНИЯ ГРОНИНГЕН (НИДЕРЛАНДЫ)

Заметная сейсмичность в районе газового суперместорождения Гронинген (Нидерланды) началась с 1990 г., уже после достаточно длительной эксплуатации месторождения. Тенденция роста величин b -value наблюдается все последующее время, а уменьшение потока значимых событий ($M \geq 0.9$) началось несколько раньше начала резкого сокращения добычи в 2015 г. В 2024 г., ввиду опасений роста вызванной сейсмичности и несмотря на коммерческую

эффективность проекта, было принято решение о полном прекращении добычи газа не позже 2030 г. Как будет видно из дальнейшего, возможно, это решение не было вполне оправданным.

На рис. 5 представлены графики фор- и афтершокового ООСЗ степенных каскадов землетрясений для области месторождения Гронинген. За сильные события приняты землетрясения $M \geq 2.5$, пороговая магнитуда $M_0 = 0.9$.

Для вызванной сейсмичности области месторождения Гронинген наблюдается устойчивый рост b -value и практически одинаковая активность форшокового и афтершокового каскадов по данным анализа ООСЗ. Спад интенсивности

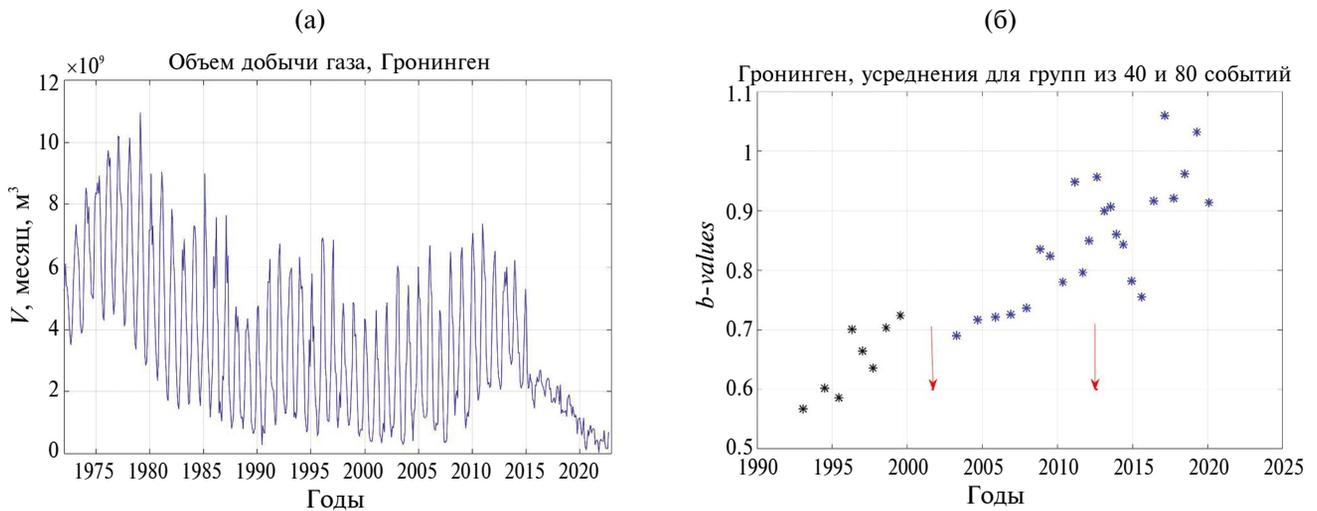


Рис. 4. Добыча газа на месторождении Гронинген (а), изменение интенсивности потока значимых событий и тенденция роста b -value (б). Стрелками на рис. 3б даны сильнейшие события $M = 3.6$, $M = 3.5$. Цвет точек отражает осреднение по группам из разного числа событий; для начального периода времени, с меньшим потоком событий, размер группы меньше.

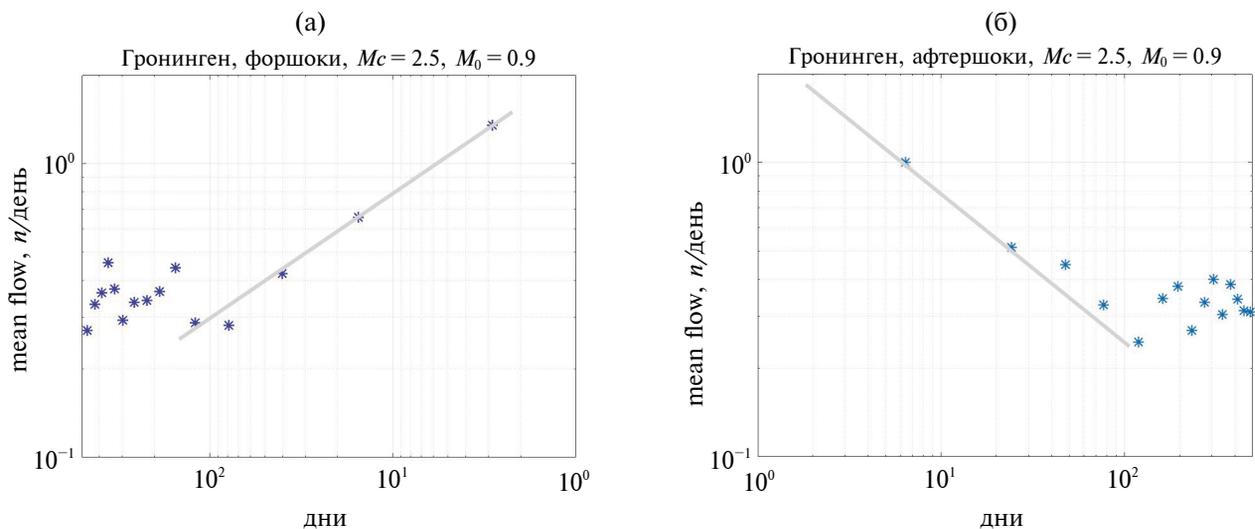


Рис. 5. Форшоковый (а) и афтершоковый (б) ООСЗ каскады для области месторождения Гронинген.

потока числа событий для этой области, однако, можно объяснить резким сокращением добычи газа после 2015 г. Такая интерпретация не проходит для области интенсивной добычи сланцевых УВ в Оклахоме (США).

РАЙОН ИНТЕНСИВНОЙ ДОБЫЧИ СЛАНЦЕВЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ, ОКЛАХОМА (США)

На рис. 6 представлены данные об интенсивности потока событий $M \geq 2.7$ и объемам закачек вод и добычи нефти в Оклахоме (США). Используемые ниже данные по сейсмическому режиму взяты с сайта <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>

<http://www.ocseweb.com/og/ogdatafiles2.htm/>; по положению скважин и по режиму закачек — с сайта Oklahoma Corporation Commission, <http://www.ocseweb.com/og/ogdatafiles2.htm/>. Видно, что резкий спад потока событий имеет место на фоне слабо меняющихся объемов закачек и добычи УВ.

На рис. 7 представлены данные по интенсивности фор- и афтершоковых каскадов в ООСЗ. Как основные события использовались 78 сильнейших событий с магнитудой $M \geq 4.0$. Видно, что максимальная интенсивность потока афтершоков выше, чем форшоков, примерно вдвое (при характерном отношении для обычных землетрясений примерно в 10 раз).

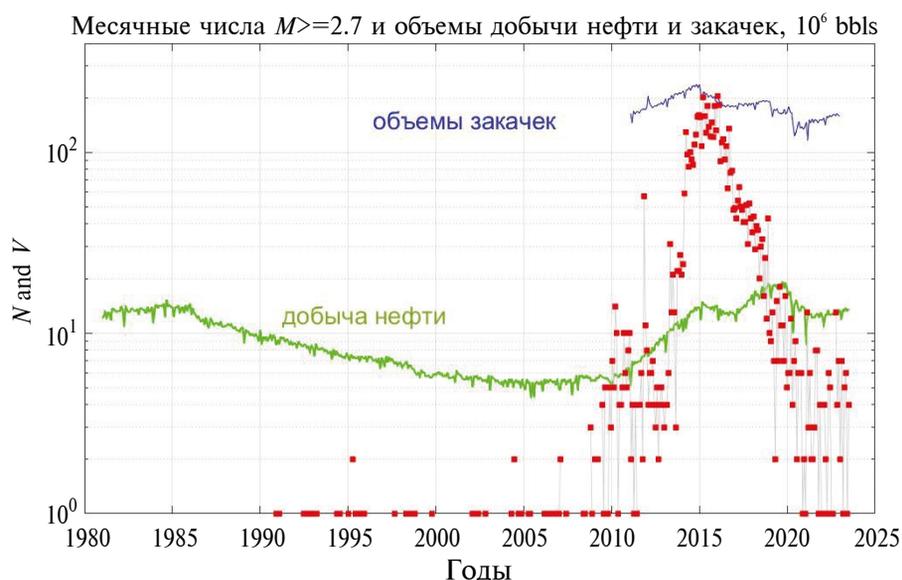


Рис. 6. Число значимых событий ($M \geq 2.7$, красные точки) в месяц и суммарные объемы добычи нефти и закачек в Оклахоме.

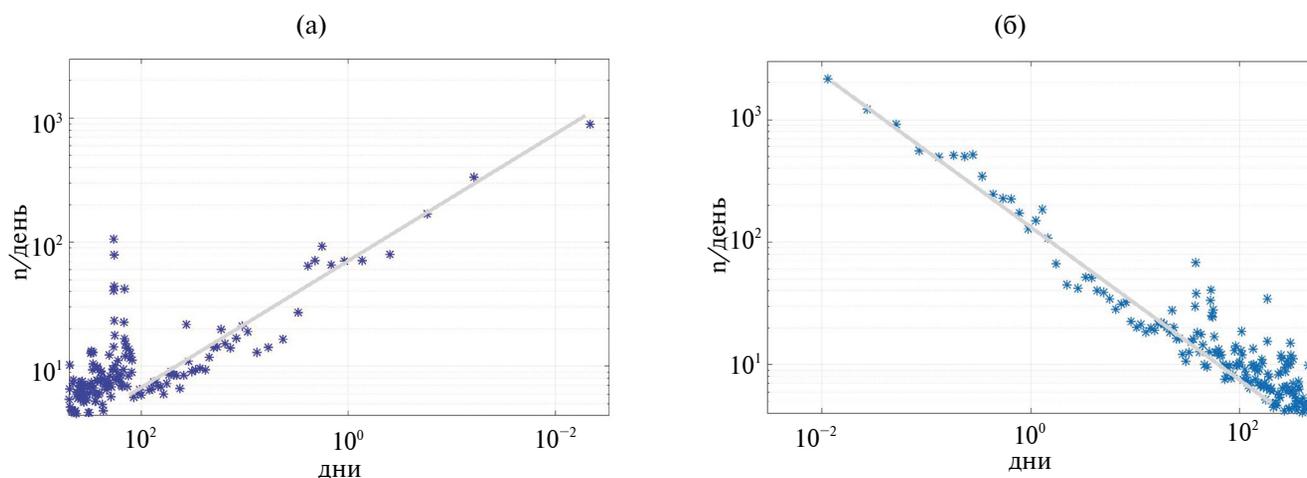


Рис. 7. Форшоковый (а) и афтершоковый (б) ООСЗ режимы, Оклахома.

ВЫЗВАННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ РУДНЫХ РАЗРАБОТКАХ

Для рассмотренных вызванной сейсмичности областей горнорудных комплексов (Жезказган полиметаллический рудный комплекс (свинец, медь, иные компоненты), Сев-Уральский бокситовый бассейн и Сев-Кизеловский угольный бассейн) информация в целом менее полная, в частности, имеются только отрывочные данные по объемам добычи. В некоторых случаях наблюдаются также непонятные вариации числа событий по времени суток. Энергия сейсмических событий оценивается не в магнитудах, а в энергетических классах или дается оценка

энергии события в Дж. Поэтому приведем лишь несколько примеров, подкрепляющих, однако, общие закономерности. На рис. 8 приведены данные по тенденции изменения b -value по Жезказгану. Четко видна тенденция роста со временем величин b -value (в терминах энергетических классов). Эта общая тенденция осложнена тремя эпизодами уменьшения величин b -value, сопряженными с моментами возникновения трех сильнейших событий с $K = 7.6, 7.0$ и 6.8 . В качестве достоверно регистрируемых событий были приняты горные удары с $K \geq 3.0$.

При построении обобщенной окрестности суммировались данные по окрестностям силь-

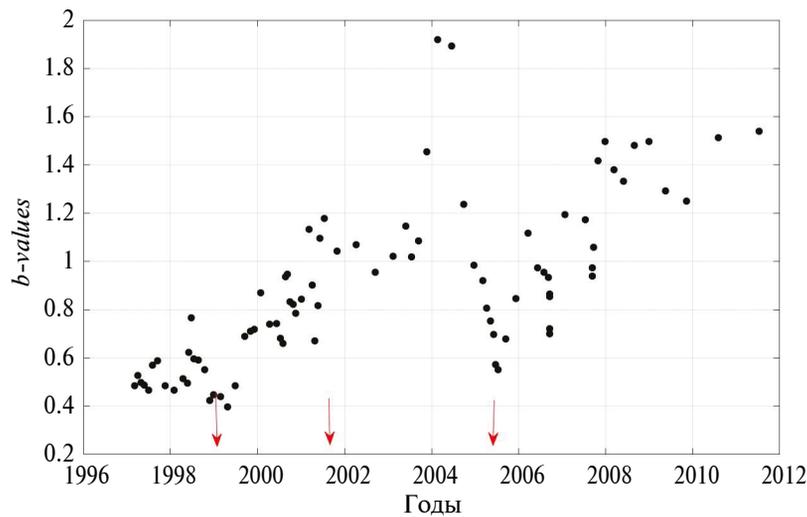


Рис. 8. Жезказган b -value. Стрелками указаны моменты трех сильнейших событий ($K = 7.6, 7.0$ и 6.8).

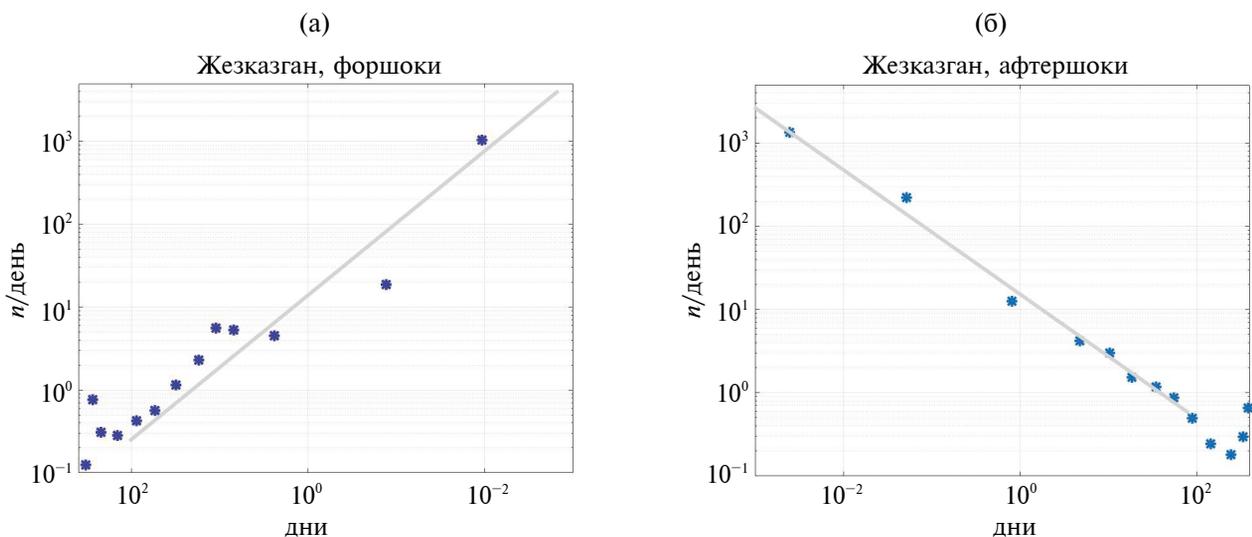


Рис. 9. Жезказган, форшоковый (а) и афтершоковый (б) ООСЗ каскады.

нейших событий ($K \geq 5.0$). Как видно из рис. 9, степенные каскады для фор- и афтершоков вполне симметричны. При построении ООСЗ рассматривались последовательные группы по $n = 40$ событий. Значимые события $K = 3$. Размеры области пересчитывались аналогично формуле (1) для случая классов горных ударов.

Результаты анализа по двум другим рассмотренным горнодобывающим областям дают качественно аналогичные результаты. Так же как и для Жезказгана, наблюдается тенденция роста величин наклона графика повторяемости и близость интенсивности форшокового и афтершокового процесса.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из вышесказанного видно, что наблюдаемые для разных районов сильного техногенного воздействия основные особенности режима инициированной сейсмичности довольно единообразны. Признаков сильного загрязнения сейсмических событий взрывами (специфических зависимостей числа событий от времени суток и от дней недели) не выявлено. Рассмотрим выявленные характерные особенности режима сейсмических событий по отдельности.

Во всех рассмотренных случаях наблюдается более или менее определенная тенденция увеличения наклона графика повторяемости сейсмических событий со временем. Эта тенденция указывает на уменьшение вероятности реализации более сильного события и может отвечать процессу релаксации тектонических напряжений при сильном длительном техногенном воздействии. Заметим, что увеличение наклона графика повторяемости полагается отвечающим уменьшению эффективных напряжений (росту различия между действующими напряжениями и критическими их значениями).

Общая тенденция увеличения b -value прерывается эпизодами подготовки и реализации редких сильных (для данного каталога) событий. При этом такие более сильные события часто имеют тенденцию располагаться на пространственно-временном удалении от областей максимальных техногенных воздействий. Можно предположить, что такие эпизоды связаны с подходом фронта возмущения, например, повышенного флюидного давления к очередной разломной зоне, нагруженной тектоническими

напряжениями. Перечисленные тенденции, как представляется, действуют на всем временном интервале развития вызванной сейсмичности как на фазе роста сейсмической активности, так и на фазе ее уменьшения.

Динамика интенсивности потока инициированных землетрясений обычно включает фазу сильного роста числа событий (иногда со значительным запаздыванием относительно начала техногенного воздействия) и фазу спада числа событий, эпизодически прерываемую всплесками сейсмической активности. Природа фазы уменьшения потока значимых сейсмических событий часто неоднозначна. Уменьшение числа событий будет иметь место при уменьшении техногенного воздействия, иногда по экономическим причинам, иногда в связи с опасностью вызванной сейсмичности. Заметим, что данные о величинах техногенного воздействия также известны далеко не всегда. Важно, что фаза спада числа сейсмических событий наблюдается и в тех случаях, когда уменьшение техногенного воздействия отсутствует. Примеры такого спада сейсмической активности наблюдались уже при самых ранних проявлениях вызванной сейсмичности, например, при заполнении водохранилища озера Мед (США). В этом случае тенденция спада сейсмической активности явно проявилась уже в середине 1940-х годов (см. обзоры [Гупта, Растоги, 1977; Gupta, 2022; и др.]). Но, пожалуй, до самого недавнего времени [Rodkin, Lyubushin, 2023] вопрос о систематичности такой особенности режима вызванной сейсмичности не поднимался, хотя на отдельные примеры спада сейсмичности со временем обращалось внимание [Gupta, 2022; Chelidze et al., 2023]. Во всяком случае, при решении практически важного вопроса о полном прекращении добычи газа на суперместорождении Гронинген (Нидерланды) тенденция естественного уменьшения вызванной сейсмичности специально не рассматривалась, хотя указания на тенденцию уменьшения ожидаемых величин M_{\max} и обсуждались [Vlek, 2023].

Заметим, что в плане трактовки вызванных землетрясений как триггерных фаза спада сейсмической активности естественным образом интерпретируется как следствие релаксации тектонических напряжений, для нового накопления которых в медленно деформируемых внутриконтинентальных областях требуется

значительное время. Заметим, что развитие фазы спада вызванной сейсмической активности свидетельствует в пользу того, что даже и слабые вызванные землетрясения по сути являются инициированными, так как они исчезают при релаксации исходных тектонических напряжений. Практическая важность вопроса о типичности развития фазы спада вызванной сейсмичности со временем не вызывает сомнений.

Перейдем к обсуждению результатов применения метода построения обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ). Результаты такого построения ожидаемо выявили существование для разных типов вызванных землетрясений степенных фор- и афтершоковых каскадов. Говорить о наличии или отсутствии наблюдаемого для обычных землетрясений дефицита числа поздних форшоков и ранних афтершоков в связи с недостаточным числом событий не представляется возможным. Достаточно уверенно выявляется, однако, относительно большая, чем для типичных землетрясений, активность форшокового процесса. Для обычных землетрясений, для разных каталогов длительность развития фор- и афтершокового каскадов (до их выхода на фоновый уровень) составляет примерно 100 дней. При этом скорость нарастания форшокового каскада к моменту обобщенного главного события меньше скорости спада афтершокового, а максимальная интенсивность форшокового каскада вблизи момента главного события примерно на порядок меньше максимальной интенсивности афтершокового каскада [Родкин, 2008; 2020; Rodkin, Tikhonov, 2016; Родкин, Рундквист, 2017; и др.].

По результатам построения ООСЗ по данным для вызванной сейсмичности результаты иные. При этом (таблица) намечается зависимость от глубины событий. Землетрясения в окрестности водохранилищ Варна–Койна и в Оклахоме встречаются до глубин 15–25 км. Соотношение интенсивности потоков афтершоков и форшоков для них составляет в полтора-три раза. В других случаях все землетрясения существенно мельче 10 км. Для всех этих случаев отношение максимального числа афтершоков и форшоков примерно одинаково (для Жезказгана форшоков даже больше). Такое различие отвечает практике работ по снижению опасности горных ударов на некоторых объектах. Если где-то намечается

рост числа слабых горных ударов, то в этой зоне разработки временно прекращаются и возобновляются после прекращения активности или более сильного и опасного горного удара. Можно предположить, что если бы интенсивность форшокового и афтершокового процесса были бы близки и для обычных землетрясений, то проблема прогноза землетрясений не стояла бы так остро.

Заметим, что при анализе методом ООСЗ данных по АЭ также выявилась близость интенсивности фор- и афтершокового каскадов [Mikhail Rodkin et al., 2021]. Предварительно можно предположить, что все приведенные случаи близкой интенсивности прямого и обратного каскадов отвечают условиям верхней коры и нормальным *PT*-условиям с преимущественно гидростатическими давлениями флюида. Таким образом, предварительно подтверждается еще один, ранее теоретически предсказанный [Иванов, 1990; Иванов, Иванов, 2018], уровень различия свойств земной коры, а соответственно, и физических механизмов развития сейсмической неустойчивости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Единообразным образом рассмотрен сейсмический режим ряда удовлетворительно обеспеченных статистическим материалом областей развития вызванной сейсмичности. Области представляют районы крупных водохранилищ, районы интенсивной добычи традиционных и сланцевых УВ и районы горнорудных предприятий. Во всех рассмотренных районах более или менее определенно выявляется ряд общих тенденций.

После роста вызванной сейсмичности, даже и при продолжающемся сильном техногенном воздействии, в рассмотренных случаях наблюдается тенденция спада сейсмической активности. Для всего интервала времени роста и спада сейсмической активности характерна тенденция роста величин наклона графика повторяемости землетрясений, эпизодически нарушаемая всплесками сейсмичности с реализацией более сильных событий и временным уменьшением величин *b-value*. Тенденция роста величин наклона графика повторяемости отвечает уменьшению вероятности реализации сильных опасных событий.

Следующий за ростом сейсмической активности спад числа значимых событий наблюдался и при уменьшении техногенной нагрузки, и при продолжающемся сильном техногенном стрессе. Можно предположить, что спад вызванной сейсмичности может быть связан как с уменьшением техногенной нагрузки (по коммерческим соображениям или из-за опасности вызванной сейсмичности), так и с релаксацией естественных тектонических напряжений. Восстановление последних в условиях стабильных чрезвычайно медленно деформируемых внутриконтинентальных областей, видимо, должно происходить достаточно медленно. Отметим также (см., например, рис. 1), что реализация относительно более сильных землетрясений имеет тенденцию происходить на большем расстоянии и с большей задержкой по времени [Родкин, Рукавишникова, 2018], чем основная масса вызванных землетрясений. По-видимому, это связано с распространением техногенно инициированных фронтов возмущения состояния геосреды до близлежащих разломных зон, нагруженных тектоническими напряжениями. Отсюда, с одной стороны, опасность вызванной сейсмичности выше, чем это предполагается в рамках широко используемой методики уменьшения риска вызванной сейсмичности “Семафор”, ориентированной на снижение опасности от землетрясений, реализующихся в непосредственной близости от зон техногенного воздействия. С другой стороны, с течением времени, видимо, следует ожидать развития описанного выше общего спада вызванной сейсмичности.

Построение обобщенной окрестности сильного события (ООСЗ) и для рассмотренных районов вызванной сейсмичности, и для ранее рассмотренных результатов экспериментальных наблюдений АЭ показало развитие степенных фор- и афтершоковых каскадов, во многом аналогичных получаемым при анализе данных по разным каталогам землетрясений. Однако для событий, реализующихся при нормальных условиях, и для сейсмичности верхнего горизонта земной коры (глубиной примерно до 10 км) наблюдается иное среднее соотношение числа фор- и афтершоков. Для обычных землетрясений максимальная интенсивность форшокового каскада в ООСЗ примерно на порядок меньше максимальной интенсивности афтершокового

каскада. По данным для акустической эмиссии [Rodkin et al., 2021] и для событий верхнего горизонта земной коры (представленные выше примеры) максимальные интенсивности фор- и афтершокового каскадов оказываются близкими. Такое различие может отвечать разным условиям сейсмического разрушения в верхнем горизонте земной коры (в условиях субгидростатических давлений флюида) и для случаев сублитостатического флюидного давления в более глубоких горизонтах земной коры.

Полученные результаты требуют дополнительного подтверждения. На данный момент они представляются имеющими определенный практический интерес, указывая на вероятно имеющее место систематическое уменьшение вызванной сейсмичности при длительном сильном техногенном воздействии и на различие условий реализации сейсмических событий в верхней части земной коры (выше примерно 10–15 км) и в более глубоких ее горизонтах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИТПЗ РАН и ИПНГ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор глубоко признателен А. Кийко (ЮАР) и В. И. Герману и Р. А. Дягилеву (Россия) за предоставление каталогов локальной сейсмичности областей месторождений Гронинген, Жезказгана, Североуральского бокситового и Северо-Кизеловского угольного бассейна).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Родионов В.Н., Турунтаев С.Б., Юдин А.Е. Сейсмичность месторождений углеводородов // Нефтегазовое обозрение. 2000. № 1. С. 4–15.
- Беседина А.Н., Гридин Г.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Павлов Д.В. Активизация сейсмоакустических событий после массовых взрывов на железорудном месторождении Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2024. № 1. С. 3–14.
- Годзиковская А.А., Стром А.Л., Бесстрашнов В.М. Водохранилища и землетрясения // Геоэкология. 1998. № 1. С. 105–112.
- Гунта Ч., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Наука. 1977. 237 с.

- Иванов С.Н.* Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Реологическая модель строения земной коры (модель 3-го поколения) // Литосфера. 2018. № 4. С. 3–18.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.* Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 158 с.
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Пуланова С.А., Родкин М.В.* Вызванная сейсмичность и загрязнение окружающей среды токсичными элементами при разработке сланцевых толщ. Проблемы региональной геологии запада Восточно-Европейской платформы и смежных территорий: материалы III Междунар. науч. конф. Республика Беларусь, Минск, 15 декабря 2021 г. / О.В. Лукашев (гл. ред.). Минск: БГУ. 2021. С. 82–88.
- Рогожин Е.А.* Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
- Родкин М.В.* Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–77.
- Родкин М.В., Рукавишников Т.А.* Вызванная сейсмичность: серьезная угроза добыче сланцевой нефти? // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 3. № 22. 11 с. <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2018-22.art.39>
- Родкин М.В.* Типовая фор- и афтершоковая аномалия — эмпирика, интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 64–76.
- Родкин М.В., Рундквист Д.В.* Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: изд-во “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Родкин М.В., Липеровская Е.В.* О различии физических механизмов разноглубинных землетрясений и характера их ионосферного отклика // Физика Земли. 2023. № 3. С. 48–62.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 314 с.
- Bridgman P.W.* Polymorphic Transitions and Geological Phenomena // American Journal of Science A. 1945. V. 243. № 1. P. 90–96.
- Carder D.S.* Seismic investigations in the Boulder Dam area, 1940–1944, and the influence of reservoir loading on earthquake activity // Bull Seismol. Soc. Am. 1945. V. 35. P. 175–192.
- Chelidze T., Matcharashvil T., Mepharidze E., Dovgal N.* Complexity in Geophysical Time Series of Strain/Fracture at Laboratory and Large Dam Scales: Review // Entropy. 2023. V. 25. № 3. P. 467. <https://doi.org/10.3390/e25030467>
- Davis S., Frohlich C.* Did (Or Will) Fluid Injection Cause Earthquakes? — Criteria for a Rational Assessment // J Seismological Research Letters. 1993. V. 64. P. 207–224.
- Dempsey D.E., Suckale J.* Physics-Based Forecasting of Induced Seismicity at Groningen Gas Field, The Netherlands: Post Hoc Evaluation and Forecast Update // Seismological Research Letters 2023. <https://doi.org/10.1785/0220220317>
- Green H.W.* Phase-transformation-induced lubrication of earthquake sliding // Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci. 2017. Sep 28. V. 375. № 2103. P. 20160008. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.0008>. PMID: 28827426; PMCID: PMC5580448.
- Gupta H.K.* Induced seismicity hazard mitigation through water level manipulation at Koyna, India: a suggestion // Bull. Seismol. Soc. Am. 1983. № 73. P. 679–682.
- Gupta H.K.* Artificial Water Reservoir-Triggered Seismicity (RTS): Most Prominent Anthropogenic Seismicity // Surveys in Geophysics. 2022. № 43. P. 619–659. <https://doi.org/10.1007/s10712-021-09675-z>
- Gillian T.R., Foulgera, Miles P. Wilsona, Jon G. Gluyasa, Bruce R. Juliana, Richard J. Daviesba* Global review of human-induced earthquakes // Earth-Science Reviews. 2018. № 178. P. 438–514.
- Houston H.* Deep earthquakes // Treatise on Geophysics. 2nd edition. 2015. V. 4. P. 329–354.
- Krupnick A., Echarte I.* Induced Seismicity Impacts of Unconventional Oil and Gas Development. RFF. Report. 2017. Goebel. T.H.W. 30 p.
- Llenos A.L., Michael A.J.* Modeling Earthquake Rate Changes in Oklahoma and Arkansas: Possible Signatures of Induced Seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. 2013. V. 103. № 5. P. 2850–2861. <https://doi.org/10.1785/0120130017>.
- Mikhail Rodkin, Andrey Patonin, Natalia Shikhova, Alexander Ponomarev, Vladimir Smirnov* Comparison of fore- and aftershock activity in the generalized vicinity of large earthquakes, rock bursts and acoustic emission events: 37th General Assembly (GA) of the European Seismological Commission, 19–24 September 2021. Session 21: Physics of earthquake preparation process: from laboratory experiments to earthquake forecast. 2021. № 493.
- Rodkin M.V., Tikhonov I.N.* The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake // Physics and Chemistry of the Earth. 2016 V. 95. P. 73–84.
- Rodkin M.V.* The Variability of Earthquake Parameters with the Depth: Evidences of Difference of Mechanisms of Generation of the Shallow, Intermediate-Depth, and the Deep Earthquakes // Pure Appl. Geophys. 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4>
- Rodkin M.V., Lyubushin A.A.* Can Induced Seismicity Decrease Under a Long Strong Anthropogenic Excitation? // Nov. Res. Sci. 2023. V. 14. № 3. P. NRS.000840. <https://doi.org/10.31031/NRS.2023.14.000840>
- Shashidhar D., Mallika K., Mahato C. et al.*, A Catalogue of Earthquakes in the Koyna–Warna Region, Western India (2005–2017) // Journal of the Geological Society of India. 2019. V. 93. № 1. P. 7–24. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1115-y>

Telesca L., Thai A.T., Lovallo M., Cao D.T. Visibility Graph Analysis of Reservoir-Triggered Seismicity: The Case of Song Tranh 2 Hydropower, Vietnam // *Entropy*. 2022. V. 24. P. 1620.

<https://doi.org/10.3390/e24111620>

Van der Baan K., Calixto F.J. Human-induced seismicity and large-scale hydrocarbon production in the USA and Canada // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18. № 7. P. 2467–2485.

Van Thienen-Visser K., Breunese J.N. Induced seismicity of the Groningen gas field: History and recent developments // *The Leading Edge*. 2015. V. 34. № 6. P. 664–671.

<https://doi.org/10.1190/tle34060664.1>

Van Elk J., Doornhof D., Bommer J., Bourne S., Oates S., Pinho R., Crowley H. Hazard and risk assessments for

induced seismicity in Groningen // *Netherlands Journal of Geosciences*. 2017. V. 96. № 5. P. 259–269.

<https://doi.org/10.1017/njg.2017.37>

Vlek C. Reflections and Some Questions about Assessing the Maximum Possible Earthquake in the Long-Exploited Groningen Gas Field // *Seismol. Res. Lett.* 2023. V. XX. P. 1–10.

<https://doi.org/10.1785/0220230084>

Vorobieva I., Shebalin P., Narreau C. Condition of Occurrence of Large Man-Made Earthquakes in the Zone of Oil Production, Oklahoma // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2020. V. 56. № 6. P. 911–919.

<https://doi.org/10.1134/S10693513200601309>

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *BSSA*. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.

On the Regime of the Induced Seismicity

M. V. Rodkin^{a, b, *}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of Russian Academy of Sciences (IEPT RAS), Moscow, Russia*

^b*Oil and Gas Research Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: rodkin@mitp.ru

Received October 15, 2024; revised December 2, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The problem of induced seismicity has both an important practical and theoretical aspects. The practical aspect is related to the danger of induced seismicity. In a number of cases, the danger of strong induced seismicity led to the closure of important industrial projects. The theoretical aspect is related to the well-known paradox of seismicity, which is the impossibility of the occurrence of conventional earthquakes at depths greater than several tens of kilometers. It follows that the physics of induced, usually near-surface earthquakes may differ from the physics of the deeper events. Examples of a number of areas of induced seismicity are considered, representing both the vicinity of large reservoirs and areas of intensive extraction of hydrocarbon and ore raw materials. In the considered areas a few common trends were more or less clearly identified. After the growth of induced seismicity, even with continuing strong technogenic impact, a tendency for seismic activity to decline is observed. Also, by analyzing the generalized vicinity of a large event (GVLE), the proximity of the fore- and aftershock process intensity is revealed for induced seismicity zones; which contrasts with the case of ordinary seismicity, for which the aftershock process activity is usually much stronger. It can be assumed that the decline in the induced seismicity is associated with the release of initial tectonic stresses, and the proximity of the fore- and aftershock process intensity indicates a difference in the physical mechanism of induced near-surface earthquakes from ordinary, deeper earthquakes.

Keywords: induced seismicity, decline in seismic activity over time, difference in the physics of near-surface earthquakes

УДК 550.34

К 20-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ МАЛОАПЕРТУРНОЙ ГРУППЫ “МИХНЕВО”. МОНИТОРИНГ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

© 2025 г. И. О. Китов¹, И. А. Санина^{1,*}, С. Г. Волосов¹, Н. Л. Константиновская¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: irina@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 14.10.2024 г.

После доработки 03.12.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

За 20 лет непрерывной работы малоапертурной сейсмической группы (МСГ) “Михнево” был накоплен огромный опыт регистрации сверхслабых сигналов, генерируемых региональной и глобальной сейсмичностью, разработаны и применены методы обработки данных с высокой разрешающей способностью, включая направленное суммирование и кросс-корреляцию волновых форм. В рамках данного обзора результатов инструментальных наблюдений и обработки рассмотрены два подхода к снижению порога регистрации сейсмических событий при мониторинге наведенной сейсмичности — использование станций группирования и метода кросс-корреляции волновых форм (ККВФ). Эффективность подходов по отношению к обнаружению, локации и идентификации слабых сейсмических источников проиллюстрирована афтершоковой последовательностью землетрясения вблизи г. Мариуполь, произошедшего 07.08.2016 г., а также афтершоками пятого и шестого объявленных взрывов в КНДР, обнаруженных за период с 09.09.2016 по 11.09.2021 гг. Координаты землетрясения были оценены с помощью данных МСГ “Михнево” и временной МСГ ИДГ РАН “Ростов Дон”. Точность локации сопоставима с точностью, обеспечиваемой 49 трехкомпонентными (3-С) станциями ФИЦ ЕГС РАН и Международной системы мониторинга (МСМ). За пять дней после землетрясения методом ККВФ было обнаружено и лоцировано относительно главного толчка 12 афтершоков. В обнаружении и оценке параметров также участвовали групповые станции МСМ AKASG и BRTR и 3-С станция МСМ KBZ. Сеть станций ФИЦ ЕГС РАН обнаружила 5 афтершоков, а МСМ ни одного. Локация взрывов в КНДР с помощью ККВФ позволила определить их относительное местоположение с точностью до 100–200 м. Шестой взрыв не удалось точно лоцировать относительно других из-за конечного размера его источника, вносящего значимые изменения дифференциального времени пробега, зависящие от направления на станцию. Метод ККВФ использовался и для обнаружения и идентификации слабых сейсмических событий в пределах полигона КНДР Пунгери с помощью шаблонных волновых форм от взрывов и афтершоков пятого и шестого испытаний, зарегистрированных на групповых станциях МСМ KSRS и USRK. За пятилетний период наблюдений было обнаружено 89 событий. По оценкам кросс-корреляционных характеристик сигналов на обеих станциях оказалось возможным разделить общую афтершоковую последовательность на две отдельные, связанные с процессами в зонах влияния пятого и шестого взрывов.

Ключевые слова: наведенная сейсмичность, афтершоки, землетрясения, подземные взрывы, малоапертурная сейсмическая группа МСГ “Михнево”, кросс-корреляция волновых форм.

DOI: 10.31857/S0002333725020139, EDN: DMWRVW

ВВЕДЕНИЕ

Изучение проявления сейсмичности в любом регионе неразрывно связано с возможностями сейсмической сети — магнитудным порогом, т.е. величиной минимальной магнитуды события, которое может быть обнаружено в соответствии

с принятыми центрами обработки данных статистическими критериями. Особенно ярко это проявляется на платформенных территориях, где исторически сейсмические станции расположены на расстояниях порядка 1000 км и больше друг от друга, а случающиеся время

от времени события в среднем имеют магнитуду (M_L), близкую к 2. Как показывает практика последних десятилетий, абсолютно асейсмичных территорий не существует. В отдельную группу выделяются относительно слабые сейсмические события, возникающие после сильных землетрясений, мощных взрывов или других крупномасштабных техногенных воздействий на природу, так называемая наведенная сейсмичность. Эти события вызывают все больший интерес в научной среде, так как позволяют более точно определить параметры вызвавших их источников для природных событий и оценить последствия воздействия на геологическую среду от техногенных источников. Под наведенной сейсмичностью мы понимаем последовательность сейсмических событий, вызванных возмущением напряженно-деформированного состояния и/или разрушением геологических структур под воздействием природного и/или техногенного характера. Без таких воздействий наблюдаемая сейсмичность отсутствовала бы. С точки зрения физики существует только два источника энергии наведенной сейсмичности. Во-первых, это запасенная в среде тектоническая энергия, получающая дополнительные локальные каналы преобразования в сейсмическую активность в связи с перераспределением напряжений и прочности пород после воздействия естественного (например, землетрясения) или антропогенного (например, большие подземные взрывы, наполнение водохранилищ, извлечение полезных ископаемых) характера. Во-вторых, это энергия, вносимая внешним по отношению к естественному напряженно-деформированному состоянию массива источником. Самым простым примером можно считать гравитационную энергию вышележащих слоев, вносимую в массив горных пород полостью, созданной большим подземным взрывом. Эта энергия в массивах горных пород в большинстве случаев реализуется через коллапс полости и образование столба обрушения, зачастую выходящего на свободную поверхность. Наведенная сейсмичность такого рода, пожалуй, наиболее ярко отражает термин “наведенная”. Самые большие подземные взрывы также дают пример наведенной сейсмичности первого рода, то есть высвобождения запасенной в массиве тектонической энергии, которое бы не произошло без внешнего влияния. Подземные взрывы мега-

тонного класса в районах с относительно высокой сейсмической активностью могут привести к активизации пассивных разломов регионального масштаба [Вискнам, 1969]. Волна от взрыва Benham на невадском испытательном полигоне мощностью порядка 1 Мт ТНТ стала причиной/триггером землетрясения с естественным для данного разлома механизмом источника. После этого землетрясения несколько месяцев наблюдались афтершоки с характеристиками, практически не отличимыми от других естественных афтершоковых последовательностей в этом районе. Как видно из приведенных выше примеров, комбинации источников энергии и механизмов преобразования этой энергии в сейсмические события могут быть различными, что делает интерпретацию частных случаев довольно сложной, как, например, разделение афтершоковой последовательности в непосредственной близости от взрыва Benham с афтершоковой последовательностью инициированного им землетрясения. Более детальный подход к определению понятия и анализу многочисленных разновидностей наведенной сейсмичности широко представлен в монографиях [Николаев, 1994; Адушкин, Турунтаев, 2015; Баранов, Шебалин, 2019; Смирнов, Пономарев, 2020].

Диапазон магнитуд источников, связанных с наведенной сейсмичностью, очень широк — от афтершоков землетрясения Тохоку в 2011 г. с магнитудами (M_w) ~ 7.5 до магнитуд -3.0 при разработке шахт. Основные усилия исследователей направлены на повышение точности определения координат событий, оценку динамических параметров и идентификации природы их источников, для чего развиваются глобальные и региональные, устанавливаются локальные и временные сейсмические сети, совершенствуются методы обработки экспериментальных данных.

Целью нашей публикации является иллюстрация преимуществ и перспективы использования специальных систем наблюдений — малоапертурных сейсмических групп (МСГ) и одного из методов обработки данных наблюдений — метода кросс-корреляции волновых форм (ККВФ) для снижения порога обнаружения и повышения точности локализации сейсмических событий отдельно стоящими региональными станциями группирования или

сетью таких станций. Такие станции и/или сети необходимы для непрерывного мониторинга слабой, в том числе наведенной, сейсмичности, особенно в асейсмичных районах в диапазоне магнитуд ниже 3. В качестве примера используются результаты деятельности малоапертурной группы (МСГ) “Михнево”, со дня организации которой в 2024 г. исполнилось 20 лет. МСГ входит в состав уникальной научной установки “Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево” УНУ СКГН” [Кочарян и др., 2022].

Обсуждение возможностей площадных сейсмических систем наблюдения или станций группирования началось в конце 1950-х гг. Академиком Г. А. Гамбурцевым было предложено использовать группы для повышения чувствительности глобальной сейсмической сети мониторинга подземных испытаний [Султанов, 1998]. По рекомендации Советской делегации на совещании в Женеве в 1958 г. сейсмические группы были предложены в качестве технического элемента системы контроля [Федоров и др., 1958]. Первый опыт совместной обработки данных плотной группы сейсмических датчиков относится к началу 1960-х годов. Ввиду успешности применения группового подхода было предложено использовать его для повышения детальности и информативности сейсмического мониторинга сейсмоопасных регионов. Основы применения малоапертурных групп (антенн) в составе сейсмологических сетей регионального типа были разработаны в ИФЗ РАН в 1996–1997 гг. под руководством А. В. Николаева. В общей концепции применения МСГ, разработанной в ИФЗ, содержатся конкретные предложения о необходимости стадийного решения проблемы оснащения ими региональных сетей и даны конкретные оценки эффективности применения МСГ в системах региональных сейсмологических наблюдений для регионов Северного Кавказа и Центральной России. Там же была предложена технология мониторинга пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния среды на базе наблюдений с помощью МСГ, предназначенных для решения задач, связанных с развитием методов средне- и краткосрочного прогноза землетрясений, тесно связанных с основными задачами сейсмотектоники.

В 1990-е годы Институтом физики Земли (ИФЗ) РАН при помощи мобильных сейсмических групп малой апертуры проводились исследования параметров тонкой пространственной структуры сейсмических волновых полей в различных районах Восточно-Европейской платформы (ВЕП), на Кавказе и на Балтийском щите. Были опробованы группы с различной конфигурацией, в том числе с кольцевой, типа NORESS: “Домодедово” в Московской области (1992 г.), “Стрижамент” на Северном Кавказе (1995 г.), RUKSA в Карелии (1999 г.). В начале 2000-х цифровая сейсмология набрала достаточную базу данных для наиболее эффективного использования сейсмических групп при решении различных научных и практических задач [Невский, 2003; Schaff, Richards, 2004; Gibbons, Ringdal, 2006; Gibbons et al., 2007; Sanina et al., 2010; Schweitzer et al., 2012].

Одновременно с этим разрабатывались теоретические основы методов определения параметров когерентности, рассеяния и поглощения сейсмических волн. Результаты, полученные при экспериментах в Московской области, имели принципиальное значение для обоснования возможности создания групп малой апертуры в условиях центральной части ВЕП. В развитие концепции использования МСГ на региональных расстояниях в 2004 г. в ступинском районе Московской области ИДГ РАН установил группу “Михнево” (международный код MHVAR), которая была использована для решения задач обнаружения и идентификации сейсмических источников на Восточно-Европейской платформе [Sanina et al., 2010].

Приборное оснащение группы, система передачи данных и синхронизации подробно описаны в работе [Волосов и др., 2012]. В центре группы в штольне на глубине около 20 м расположен центральный прибор, а остальные размещены в контейнерах на глубине около 0.5 м. Частота опроса на канал составляет 200 Гц и чувствительность 0.007 нм/с на отсчет. Для синхронизации данных создан программно-аппаратный комплекс, обеспечивающий маркировку каждого отсчета оцифрованных сейсмических данных признаком минутной метки непосредственно при регистрации отсчета. Внедренные технические решения защищены двумя патентами РФ.

Как отмечено выше, центральный прибор МСГ “Михнево” расположен в штольне на глубине 20 м, где 70 лет назад начала работать сейсмическая станция № 1 (“Земля Гамбурцева”). Теоретическое обоснование и экспериментальная проверка сейсмического метода контроля в СССР были поручены академику Г. А. Гамбурцеву и возглавляемому им Геофизическому институту АН СССР (ГЕОФИАН) [Адушкин и др., 2016]. Современные наблюдения, ведущиеся на МСГ “Михнево”, являются естественным продолжением и развитием методов контроля как за сейсмическими событиями на Восточно-Европейской платформе и сопредельных территориях, так и на испытательных площадках, расположенных на телесеismicких расстояниях от станции. Вот уже 20 лет МСГ “Михнево” является единственной подобной системой наблюдений в центральной части ВЕП.

Метод кросс-корреляции волновых форм (ККВФ) нашел широкое применение на региональных сетях трехкомпонентных (3-С) станций, где он используется с начала 1980-х годов, но особенно эффективно он может быть использован на станциях группирования [Adushkin et al., 2017]. В настоящее время имеется более чем двадцатилетний опыт массового применения ККВФ к большим архивам цифровых сейсмических записей. Метод ККВФ позволяет понизить порог обнаружения сейсмических сигналов и использовать практически всю информацию о форме сигнала для его идентификации в пространстве повторяющихся сейсмических событий, а также событий с известной функцией источника. Для региональных сейсмических фаз, имеющих сложную форму, широкий спектр и длительность в несколько десятков секунд, применение согласованного фильтра обеспечило снижение амплитудного порога обнаружения сигналов сейсмических событий на порядок величины, повышение точности относительной локации примерно на два порядка, а также значительно улучшило точность оценки магнитуды событий [Schaff, Richards, 2004; Bobrov et al., 2014]. На телесеismicких расстояниях разрешающая способность метода ККВФ по отношению к обнаружению и идентификации сигналов несколько снижается из-за меньшей длительности и сужения частотного диапазона сигналов от слабых источников, но все же достаточна для

понижения порога обнаружения на 0.5 единицы магнитуды [Bobrov et al., 2014; 2016a; 2016b].

Использование метода ККВФ на трехкомпонентных сейсмических группах (групповые станции, полностью состоящие из трехкомпонентных (3-С) сейсмических станций) на близрегиональных расстояниях обеспечивает значительное преимущество в обнаружении сигналов от повторяющихся событий перед любыми другими типами станций [Braun, Schweitzer, 2008; Gibbons et al., 2011; Kitov et al., 2016]. Преимущество 3-С групповой станции обусловлено ростом общей энергии шаблонного и искомого сигналов, а также специфичности, которая определяется как произведение ширины спектра сигнала над уровнем шума и его длительности [VanTrees, 1968], шаблонной волновой формы за счет увеличения общей длительности шаблона при увеличении числа каналов в три раза. За счет роста отношения сигнал/шум увеличивается число обнаруженных сейсмических сигналов от региональных источников, а увеличение специфичности волновой формы снижает поток ложных срабатываний детектора.

МАЛОАПЕРТУРНЫЕ ГРУППЫ

Основной особенностью применения малоапертурных сейсмических групп является подавление микросейсмического шума при суммировании когерентных сигналов на отдельных датчиках группы с известными теоретическими или эмпирическими задержками времен вступления. Набор задержек для вектора медленности, соответствующего положению искомого источника, позволяет не только снизить порог обнаружения, но и более точно оценить азимут и относительную скорость сигнала. Размеры МСГ настраиваются на когерентные свойства сигнала при его распространении вдоль группы и эффективную деструктивную интерференцию шума. Для регулярных региональных фаз со скоростями от ~ 3 км/с (R_g , L_g) до 8.5 км/с (P_n) оптимальная апертура составляет от 1 до 5 км.

В результате использования данных МСГ “Михнево” порог обнаружения сигналов от источников в пределах ВЕП был понижен примерно на единицу магнитуды, в региональный каталог были добавлены сотни событий, большинство из которых были идентифицированы как техногенные источники [Sanina et al.,

2010]. Многие из этих источников носят повторяющийся характер, что важно для применения оптимальных методов обнаружения.

Одним из важнейших преимуществ сейсмической группы по отношению к трехкомпонентной сейсмической станции является возможность оценки вектора медленности для вступающих сигналов. В большинстве случаев это позволяет отнести сейсмический сигнал к группе продольных, поперечных или поверхностных волн по величине скорости распространения вдоль свободной поверхности. Для оценки азимута и скалярной медленности вступающего сигнала эффективно используется *FK*-анализ [Kitov et al., 2016].

Опыт наблюдений на МСГ “Михнево” показал эффективность установки групп малой апертуры на территориях с мощным осадочным слоем, что значительно расширяет возможности применения подобных систем наблюдений в сейсмологической практике [Санина и др., 2008; 2009]. За годы эксплуатации накоплен огромный экспериментальный материал, который позволяет перейти от статистических оценок общего количества событий различной природы к решению фундаментальных задач, которые для территории центральной части ВЕП ранее не ставились: развитие методов дискриминации сейсмических событий; оценка диссипативных свойств среды; исследование структуры верхней мантии. Наблюдения за слабой сейсмичностью на МСГ “Михнево” открыли возможность развития нового подхода к контролю за состоянием площадок размещения особо ответственных объектов. Данные о сейсмических событиях, зарегистрированных на МСГ “Михнево”, начиная с 2005 г. публикуются в ежегодном издании ФИЦ ЕГС РАН “Землетрясения России” [Санина и др., 2019].

МЕТОД КРОСС-КОРРЕЛЯЦИИ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

Обнаружение сигналов

Условием успешной работы метода кросс-корреляции волновых форм как одного из вариантов метода согласованного фильтра является подобие искомым сигналов и шаблонных сигналов от так называемых мастер-событий (МС). Выбор источников сейсмических сигналов,

пригодных для использования в качестве мастер-событий, является важной задачей. Если для данной станции имеются записи исторических событий известной природы, то именно они могут быть использованы с оптимальной эффективностью обнаружения подобных сигналов. В отсутствие таких записей можно применить различные методы построения синтетической сейсмограммы, включая метод главных компонент, приложенный к записям от других источников и на других станциях [Bobrov et al., 2016b]. Мастер-событие определяет шаблонные волновые формы на всей совокупности станций, где были зарегистрированы сигналы, в дальнейшем ассоциированные с данным мастер-событием. Для более эффективной работы метода ККВФ координаты и время в очаге, как и другие основные параметры мастер-события, должны быть определены с самой высокой доступной точностью, а сами шаблонные волновые формы должны иметь как можно более высокое отношение сигнал/шум (*SNR*). Последнее требование может быть снижено для групп слабых событий, где повторяющиеся сигналы могут и не иметь высоких значений *SNR*, но их источники находятся на близких расстояниях друг от друга. Примерами таких групп являются сейсмические рои, сейсмические события в вулканах, афтершоки взрывов. Близкими с точки зрения кросс-корреляции можно считать расстояния порядка четверти длины волны сигнала. За пределами этой зоны даже для одинаковых сигналов коэффициент кросс-корреляции быстро падает ниже уровня 0.99–0.95. Особенно важно точно оценить эмпирические времена пробега до всех ассоциированных с МС станций, так как они используются вместо значений, полученных из годографов регулярных фаз, для локации искомого события относительно МС. Подробное описание используемого нами метода ККВФ дано в работах [Bobrov et al., 2014; 2016a; 2016b; Adushkin et al., 2015; 2016a; 2016b; 2017].

На региональных расстояниях сложность волнового поля связана с высокой неоднородностью скоростной структуры на пути распространения сигнала, что делает практически невозможным точное повторение формы сигнала для источников, далеко (в смысле потери когерентности) удаленных друг от друга. В качественной форме увеличение специфичности сигнала можно

интерпретировать как снижение вероятности случайного появления похожего сигнала. Математически коэффициент кросс-корреляции соответствует косинусу угла между векторами шаблонного и испытуемого сигналов. Таким образом, увеличение размерности пространства (т.е. длины сигнала в отсчетах), в котором определен вектор шаблонного сигнала, и обогащение частотного состава приводят к снижению вероятности встретить подобный сигнал как реализацию случайной шумовой помехи, так и от удаленного источника.

Все сигналы с высоким отношением сигнал/шум, надежно ассоциированные с сейсмическими источниками, могут служить в качестве шаблонных волновых форм для метода ККВФ. Естественной количественной мерой близости форм шаблонного и текущего сигнала является коэффициент кросс-корреляции (CC). Линейный фильтр, основанный на непрерывной кросс-корреляции текущего и заранее заданного (шаблонного) сигналов, называется согласованным фильтром. Выходом согласованного фильтра является временной ряд значений $CC(t)$, к которому могут применяться стандартные методы обнаружения сигнала.

Для дискретных записей на каждом из J каналов сейсмической группы или трехкомпонентной (3-С) станции — $u_j(t)$ ($j = 1, \dots, J$) и шаблонного сигнала длиной в N отсчетов на каждом канале m_{jn} ($n = 1, \dots, N$) коэффициент кросс-корреляции (CC_j) определяется соотношением:

$$CC_j(t) = m_{jn} \cdot u_{jn}(t) / (\|m_{jn}\| \cdot \|u_{jn}(t)\|), \quad (1)$$

где t — абсолютное время, которое принимает дискретные значения в соответствии с частотой опроса, а $\|\cdot\|$ определяет $L2$ -норму временного ряда или длину вектора сигнала. Агрегированный $CC(t)$ рассчитывается усреднением по всем каналам:

$$CC_j(t) = \sum_{j=1}^J CC_j(t) / J. \quad (2)$$

Полученная дискретная трасса $CC(t)$ имеет ту же частоту опроса, что и исходные волновые формы. Для МСГ “Михнево” частота дискретизации записи составляет 200 Гц. В автоматическом режиме рутинной обработки с помощью метода ККВФ с большим числом мастер-событий приходится снижать частоту дискретизации

до 50 Гц, чтобы сократить объем вычислений. Частота Найквиста в этом случае составляет 25 Гц, что заведомо достаточно для анализа высокочастотных региональных фаз.

К трассе $CC(t)$ применяется процедура обнаружения сигнала с помощью отношения средних абсолютных амплитуд в коротком (STA) и длинном (LTA) временных окнах, которое также используется в качестве оценки отношения сигнал/шум для кросс-корреляционных трасс — SNR_{cc} . Пороговое значение SNR_{cc} выбирается таким образом, чтобы обеспечить обнаружение как можно большего числа полезных сигналов при приемлемом потоке ложных срабатываний. Путем эмпирических оценок для МСГ “Михнево” нами выбрано пороговое отношение $SNR_{cc} > 3.5$. В режиме автоматического обнаружения региональных фаз для МСГ “Михнево” длина окна LTA равна 20 с, а для STA — 0.8 с, причем время оценки STA сдвинуто вперед относительно LTA на половину длины STA. Значения STA и LTA на каждой станции могут меняться в зависимости от решаемых задач.

Максимальное отношение уровней амплитуды коэффициента кросс-корреляции полезного сигнала и микросейсмического шума, а следовательно, и максимальное SNR_{cc} , может быть достигнуто в разных частотных диапазонах в зависимости от спектрального состава шума и функции источника, а также частотно-зависимого затухания на пути распространения. Для увеличения SNR_{cc} при стандартной обработке применяется гребенка фильтров 0.5–1.5 Гц, 1–3 Гц, 2–4 Гц, 3–6 Гц, 4–8 Гц и 6–12 Гц, которая охватывает диапазон максимумов спектров основных близ-региональных и региональных регулярных сейсмических фаз: P_g , P_b , P_n , L_g и R_g . Коэффициент кросс-корреляции рассчитывается после фильтрации в тех же частотных диапазонах и детектор по превышению порога отношения STA/LTA применяется последовательно к 6 трассам $CC(t)$. Если хотя бы одно из 6 значений $SNR_{cc}(t)$ для разных фильтров в данной точке времени превышает порог обнаружения, то сигнал считается найденным и проводится автоматический поиск максимального значения SNR_{cc} для этого сигнала в заранее заданном окне. Временной отсчет в пределах этого окна с максимальным абсолютным значением $|CC(t)|$ определяет время вступления. Значения CC

и SNR_{cc} в точке вступления сигнала являются его основными кросс-корреляционными характеристиками. Для кросс-корреляционных сигналов оцениваются и рутинные значения SNR и амплитуды, необходимые при использовании стандартных сейсмологических методов.

В рамках метода направленного приема на групповой станции вектор медленности обнаруженного сигнала определяется по пику суммарной мощности всех каналов. Для этого рассчитывается нормированная мощность сигнала, $P(S_e, S_n)$ как квадрат суммы индивидуальных трасс. Перед суммированием трасс сдвигаются друг относительно друга в соответствии с временами задержки, определяемыми значениями вектора медленности (S_e, S_n) фронта плоской волны:

$$P(S_n, S_e) = \frac{\sum_{f=f_1}^{f_2} \left| \sum_{j=1}^J F_j(f) \cdot e^{2\pi\sqrt{-1}f(S_n \cdot dnorth_j + S_e \cdot deast_j)} \right|^2}{J \cdot \sum_{f=f_1}^{f_2} \left\{ \sum_{j=1}^J F_j(f)^2 \right\}}, \quad (3)$$

где: $F_j(f)$ — уровень амплитудного спектра j -й трассы на частоте f ; S_e и S_n — компоненты вектора медленности в направлении восток–запад и север–юг соответственно; $deast_j$ и $dnorth_j$ — координаты j -го датчика относительно центрального датчика; f_1 и f_2 — нижний и верхний пределы спектра. Сумма $S_e \cdot deast_j + S_n \cdot dnorth_j$ определяет теоретические времена задержки вступления плоской волны на датчик j относительно центрального датчика.

Для многоканальной трассы коэффициента кросс-корреляции процедура FK -анализа полностью аналогична, за исключением того факта, что трассы $CC_j(t)$ для очень близких источников, в отличие от трасс во временной области, синхронизованы между каналами без сдвигов. Действительно, сигналы от двух одинаковых источников в одном месте практически идентичны, если их амплитуды гораздо выше уровня шума, и почти полностью синхронизируются на всех каналах сразу. Поэтому пики $CC_j(t)$ на всех каналах достигаются одновременно. Суммирование трасс без задержек наиболее эффективно подавляет шум на суммарной $CC(t)$ -трассе без потери энергии сигнала в синхронизированных пиках трасс $CC_j(t)$. Нулевое значение времен задержек между каналами $CC_j(t)$ соответствует

оценке вектора медленности для исходного сигнала, полученной с помощью FK -анализа. Центр координат для FK -анализа в пространстве кросс-корреляционных трасс соответствует вектору медленности сигнала во временной области. Так как трассы $CC_j(t)$ для очень близкого к МС источника должны быть полностью синхронизированы во времени, то увеличение отклонения пика медленности на FK -диаграмме трасс $CC_j(t)$ от центра координат при неизменной форме сигналов свидетельствует об увеличении расстояния до мастер-события. Снижение пикового значения $CC(t)$ также наблюдается при изменении механизма и/или временной функции источников при неизменном расстоянии между ними. Этот эффект служит основой различных методов идентификации типа источника.

Для сейсмической группы из 3-С датчиков FK -анализ оригинальных волновых форм малоэффективен из-за фазового сдвига между записями различных компонент движения на одном датчике. Для трасс коэффициента кросс-корреляции сигналы на всех каналах 3-С группы должны быть полностью синхронизованы по определению, что делает FK -анализ более эффективным по сравнению с аналогичной по конфигурации группой вертикальных датчиков. При этом оценки азимута и скалярной медленности становятся более точными.

Относительная магнитуда

Зная магнитуду мастер-события, можно определить магнитуду искомого события, основываясь на близости их амплитуд и формы сигналов. Динамическим параметром, определяющим относительную амплитуду двух сигналов от пространственно близких событий, является отношение норм сигналов: $|x|/|y|$, где x и y являются векторами сигналов от искомого события и МС соответственно [Bobrov et al., 2014; Schaff, Richards, 2014]. Логарифм отношения определяет разницу магнитуд двух событий или *относительную магнитуду*:

$$dRM = \log(|x|/|y|) = \log|x| - \log|y|. \quad (4)$$

Для каждой станции, i , магнитуда события может быть определена через сетевую магнитуду МС, $m_b(\text{МС})$ и dRM_i . Для события, зарегистрированного на N станциях, абсолютная магнитуда по объемным волнам равна $m_b = m_b(\text{МС}) + \sum dRM_i/N$. Расчет среднеквадрата

тичной амплитуды МС $|y|$ в каждом частотном окне производится один раз для выбранного шаблона, а для искомого события рассчитываются значения $|x|$ только для вступлений сигналов, найденных с помощью кросс-корреляции.

В табл. 1 приведены основные параметры шести объявленных испытаний в КНДР по оценке Международного центра данных (МЦД): дата, время в источнике, магнитуды m_b и M_s , а также относительные магнитуды $m_b(\text{rel})$, полученные по формуле (4). Наиболее важной особенностью оценки $m_b(\text{rel})$ методом ККВФ является существенно более низкое стандартное отклонение оценки сетевой магнитуды, полученной при усреднении станционных оценок магнитуды. Разброс станционных значений магнитуды, полученных стандартными методами, в 2–7 раз выше, чем разброс относительных магнитуд.

Если принять в качестве отсчетной магнитуду, полученную МЦД для КНДР-5 (5.09), то КНДР-1 будет иметь магнитуду $m_b = 3.93$, которая, на первый взгляд, значительно ниже магнитуды 4.08, по оценке МЦД. Известно, что для слабых событий магнитуда может быть немного завышена, так как определяется лучшими станциями с позитивным смещением оценки. Стандартное отклонение для $m_b(\text{МЦД})$ составляет 0.27, что делает разницу между оценками 4.08 и 3.93 статистически незначимой. Видимо, точность оценки относительной магнитуды по методу ККВФ более высока и надежна, особенно для слабых событий, обычно составляющих последовательности наведенной сейсмичности.

Относительная локация и ассоциация фаз с источником

Для двух пространственно близких событий коэффициент кросс-корреляции на данной сей-

смической группе с постоянной конфигурацией отдельных датчиков зависит от расстояния между событиями, сходства функций источников, разницы в распределении скорости и затухания сигнала вдоль путей распространения от двух источников, а также от изменения спектральных характеристик микросейсмического шума. В целом при увеличении расстояния между МС и искомым событием CC становится ниже. Помимо уменьшения CC , смещение эпицентра искомого события относительно МС приводит к изменению времени пробега до центрального канала группы, а также к изменению относительных времен пробега до других датчиков группы.

Для цифровых сигналов изменение относительных времен прихода между каналами дискретно. Смещение времен вступления имеет характерное значение, которое зависит от частоты опроса, расстояния между датчиками и разницы векторов медленности для пары мастер/искомое событие. Для данного канала сдвиг времени вступления dt , по отношению к опорному каналу, который обычно находится рядом с геометрическим центром сейсмической группы, может быть рассчитан в соответствии с простым соотношением:

$$dt = \mathbf{s} \cdot \mathbf{d}, \quad (5)$$

где \mathbf{s} — вектор медленности плоского фронта приходящей волны, а \mathbf{d} — вектор между опорным и данным датчиком. Для дискретизации с шагом ΔT временной сдвиг по отношению к опорному каналу отсутствует, когда $dt < \Delta T$, так как оцифрованные сигналы имеют одинаковое время вступления. Если наибольшее значение dt в данной сейсмической группе для волны от источника на телесеismicком расстоянии меньше ΔT , то все вступившие на отдельных каналах сигнала

Таблица 1. Параметры шести взрывов в КНДР

Событие	Дата	Время	m_b	m_b, stdev	$m_b(\text{rel})$	$m_b(\text{rel}), \text{stdev}$	M_s
КНДР-1	09.10.2006	01:35:28	4.08	0.27	3.93	0.12	—
КНДР-2	25.05.2009	00:54:43	4.51	0.30	4.54	0.06	3.56
КНДР-3	12.02.2013	02:57:51	4.92	0.32	4.96	0.07	3.95
КНДР-4	06.01.2016	01:30:00	4.82	0.35	4.85	0.05	3.92
КНДР-5	09.09.2016	00:30:01	5.09	0.34	5.09	0.05	4.17
КНДР-6	03.09.2017	03:30:01	6.07	0.25	6.11	0.04	4.91

лы эффективно синхронизированы. На основании (5) мы можем также определить расстояние между мастер- и искомым событиями, которое приводит к изменению во времени вступления на датчики группы относительно МС.

Используя данные нескольких групповых станций, можно с большой точностью определить положение искомого события относительно источника МС. Основанные на ККВФ методы обнаружения сигналов, ассоциации найденных сейсмических фаз с гипотезами событий, а также оценки относительного положения и магнитуды созданных гипотез событий были применены для локации взрывов и афтершоков землетрясений. Предположительные эпицентры источников искомого события размещаются в узлах локальной квадратной сетки с шагом от 50 м до 50 км (в зависимости от точности оценки времени вступления и скалярной медленности сигнала) с МС в центре. Наиболее вероятное местоположение искомого события определяется по минимуму среднеквадратической ошибки оценки времени в источнике, основываясь на формуле:

$$ot_{ji}^k = t_{ij} - tt_j + dt_{ij}^k, \quad (6)$$

где: ot_{ji}^k — расчетное время в источнике для эпицентра, расположенного в узле k ; t_{ij} — время вступления события i на станции j ; tt_j — время пробега для МС на станцию j , полученное из используемого для МС бюллетеня. Изменение времени вступления на станции для k -го узла, dt_k , рассчитывалось как скалярное произведение горизонтального вектора медленности на вектор из точки расположения МС в точку узла сетки с номером k (5):

$$dt_k = \mathbf{s} \cdot \mathbf{d}_k, \quad (7)$$

где \mathbf{s} — вектор медленности фронта приходящей волны, а \mathbf{d}_k — вектор между эпицентром МС и узлом. Медленность определялась скоростью распространения фаз, например, P , S или L_g . В отсутствии регионального годографа можно использовать стандартные значения из медленности модели IASP91. Процесс построения гипотезы события или обнаружения искомого источника вблизи МС называется *локальной ассоциацией* в отличие от *глобальной ассоциации*, в рамках которой предполагается, что любой сигнал может принадлежать любому источнику на земле. Сигналы, найденные МС методом ККВФ, могут принадлежать только близким к МС событиям.

При наличии заранее установленных критериев качества событий ассоциация вступлений с уникальным событием тесно связана с относительной локацией. Если для лучшего виртуального местоположения при локации созданная гипотеза события удовлетворяет критериям качества, то такая гипотеза события может быть помещена в автоматический бюллетень для дальнейшего интерактивного анализа. Для разных сейсмических агентств, центров и исследовательских институтов критерии качества различны, но обычно они опираются на совокупность уникальных параметров, вероятность случайного появления которой очень мала. Высокий уровень кросс-корреляции двух сигналов по сравнению с уровнем корреляции этих сигналов с шумом и посторонними сигналами является таким уникальным параметром. Поэтому гипотезы событий, созданные с помощью ККВФ, обладают дополнительной статистической надежностью по сравнению с такими же событиями, основанными только на стандартных параметрах: невязки времени пробега, вектора медленности и стационарной магнитуды. Локальная ассоциация фаз с сейсмическим событием в рамках ККВФ обычно создает более надежные гипотезы.

ОБНАРУЖЕНИЕ СИГНАЛОВ И ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ЛОКАЦИЯ ОБЪЯВЛЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ИСПЫТАНИЙ НА ПОЛИГОНЕ ПУНГЕРИ В КНДР

МСГ “Михнево” зарегистрировала телесейсмические P -волны от двух больших событий в КНДР в 2009 и 2013 гг., а также от остальных трех больших событий, произошедших в 2016 и 2017 гг. Событие 2006 г. имело меньшую энергию и не было обнаружено МСГ “Михнево” стандартными методами детектирования на групповых станциях, основанными на направленном приеме [Schweitzer et al., 2012]. Близкое расположение всех испытаний в КНДР позволяет применить метод кросс-корреляции волновых форм и обнаружить сигнал от события 2006 г., который находился ниже уровня сейсмического шума. Для детектирования был применен метод, основанный на отношении средних абсолютных амплитуд в коротком (STA) и длинном (LTA) временном окне: STA/LTA. Для анализа

сигналов от испытаний длительность окна STA составляет 0.5 с, а окна LTA — 60 с. Для повышения SNR_{cc} была применена фильтрация в шести частотных диапазонах: 0.5–2 Гц, 1–3 Гц, 2–4 Гц, 3–6 Гц, 4–8 Гц и 6–12 Гц, для чего был использован полосовой фильтр Баттерворта 3-го порядка.

Примеры шаблонных записей в шести частотных диапазонах на центральном вертикальном канале (C00) представлены на рис. 1. Они используются для расчета CC . Полученные кросс-корреляционные трассы подвергаются стандартной процедуре обнаружения сигнала ($STA/LTA > 3.5$), как и суммарные трассы при формировании лучей. На рис. 2 приведены трассы SNR_{cc} для трех случаев. Для взрыва 2009 г. максимальное значение SNR_{cc} сигнала, обнаруженного с помощью согласованного фильтра, составляет 10.7 (фильтр 5: 4–8 Гц). Сигнал от события 2006 г. (так же как и сигнал от 2009 г.) был обнаружен при помощи шаблона 2013 г. и имел $SNR_{cc} = 3.8$ для фильтра 4–8 Гц. Исходя из соотношения амплитуд событий 2009 и 2006 гг. можно сделать вывод, что согласованный фильтр повысил чувствительность МСГ “Михнево” примерно в 3 раза по сравнению с методом направленного приема и позволил обнаружить сигнал ниже уровня микросейсмического шума.

Для более детальной оценки порога обнаружения сигнала от события 2006 г. мы провели численное моделирование, смешивая запись на каждом канале МСГ “Михнево” с предшествующим сигналам микросейсмическим шумом, увеличенным в C раз, где $C > 1$. Увеличивая среднюю абсолютную амплитуду шума на каждом канале в C раз, мы понижали эффективное значение SNR для суммарных трасс так же в C раз. Например, для значений $C = 3$ (для 2009 г.) и $C = 6$ (для 2013 г.) оценки SNR для метода направленного приема упали до 4.6 и 4.0 с исходных 10.6 и 27.6 соответственно. Исходя из спада амплитуды сигнала с магнитудой и при постоянном уровне микросейсмического шума можно было бы ожидать обнаружение сигнала от взрыва 2006 г. на уровне $SNR = 4.0–4.5$.

Снижение отношения сигнал/шум как следствие увеличения уровня шума при неизменном сигнале позволяет напрямую сравнить методы направленного приема (НП) и ККВФ. На рис. 3 приведены кривые оценки SNR и SNR_{cc} при

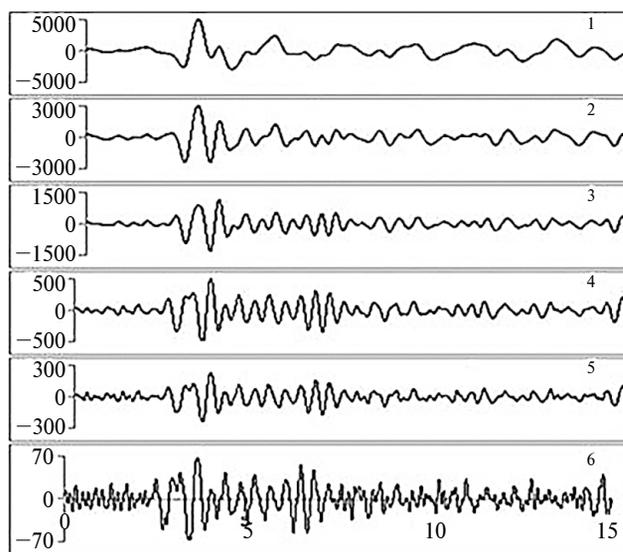


Рис. 1. Шаблоны волновых форм для канала C00 от события 2013 г. длиной 15 с. Фильтры указаны в верхнем правом углу каждой из панелей волновых форм: 1 — (0.5–2) Гц, 2 — (1–3) Гц, 3 — (2–4) Гц, 4 — (3–6) Гц, 5 — (4–8) Гц и 6 — (6–12) Гц.

увеличивающемся значении C для различных мастер-событий. Кривые STA/LTA относятся к методу НП и характеризуются быстрым спадом. Кривые CC получены по ККВФ и спадают значительно медленнее, хотя и с менее высоких начальных значений. Представлены случаи перекрестной 1/2 и 2/1, где 1 — сигнал 2013 г. и 2 — сигнал 2009 г., и автокорреляции 1/1 и 2/2. Автокорреляция дает более высокие значения SNR_{cc} , чем перекрестная корреляция. Уровень SNR_{cc} для автокорреляции тем выше, чем больше значение SNR исходных сигналов. Медленный спад свидетельствует о более эффективном подавлении шума при кросс-корреляции сигналов. Из рис. 3 можно сделать вывод, что обнаружение взрыва 2009 г. с помощью шаблона 2013 г. возможно при девятикратном увеличении уровня шума, в то время как метод НП обнаружил бы сигнал только при 7-кратном увеличении уровня.

Использование метода ККВФ на МСГ “Михнево” позволило примерно на порядок величины понизить порог обнаружения сигналов от различных источников по сравнению с трехкомпонентной станцией за счет подавления некоррелированного шума при формировании луча (~ 3.5 раза для 12 каналов) и применения согласованного фильтра (~ 3 раз). Для подзем-

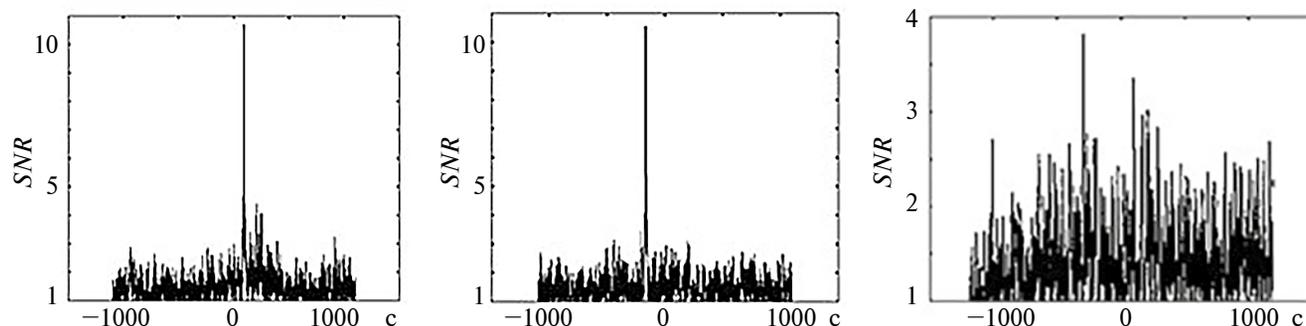


Рис. 2. Обнаружение сигналов с помощью кросс-корреляции на группе “Михнево”. Слева направо: SNC_{cc} для следующих пар мастер/искомое событие 2013/2009, 2009/2013, 2013/2006. Сигнал от события 2006 г. имеет $SNR_{cc} = 3.8$. Порог обнаружения $SNR_{cc} = 3.5$.

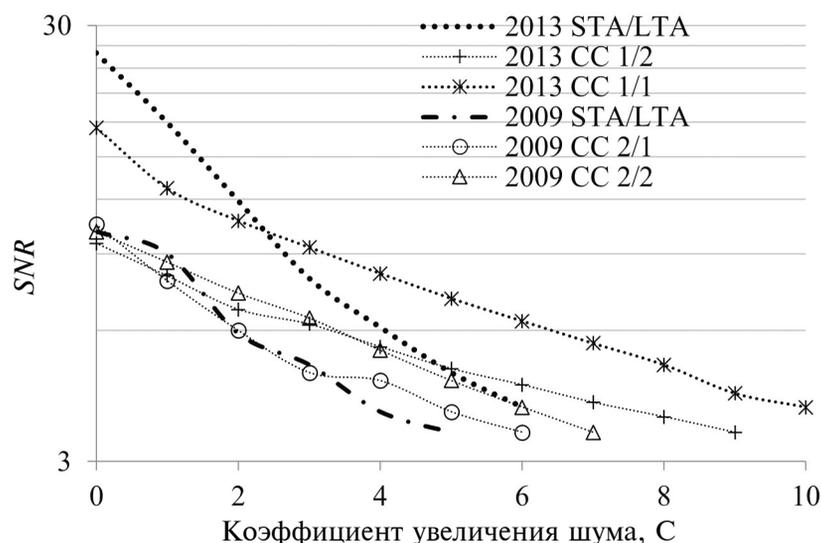


Рис. 3. Зависимость SNR для обычных и кросс-корреляционных трасс от уровня шума. По оси Y шкала логарифмическая.

ных взрывов снижение амплитудного порога обнаружения в 10 раз означает возможность обнаружения взрывного источника мощностью, так же пониженной в 10 раз.

С помощью ККВФ МСГ “Михнево” обнаружила сигналы от всех испытаний в КНДР. На рис. 4 представлена совместная относительная локация по соотношениям (5–7) для пяти взрывов в КНДР, проведенных в 2006, 2009, 2013 и (двух) в 2016 гг. при использовании станций МСМ, а также МСГ “Михнево”, вклад которой не меняет результатов локации. Местоположение события 09.09.2016 г. имеет жестко зафиксированные локальные координаты (0,0), а относительное расположение других событий определяется путем минимизации среднеквадратичной невязки дифференциальных времен про-

бега от мастер- и искомого события на станциях, где есть автоматические кросс-корреляционные вступления. Точность относительной локации 50–100 м, что достигается точностью оценки дифференциального времени пробега порядка 0.005 с. На МСГ “Михнево” частота оцифровки составляет 200 Гц или 0.005 с. На станциях МСМ шаг дискретизации варьируется от 0.05 с (20 Гц) до 0.0125 с (80 Гц). Для достижения одинаковой точности оценки времени вступления всеми станциями частота дискретизации была повышена до 200 Гц с помощью стандартной процедуры, основанной на преобразовании Фурье. При скорости P_n -волны 8 км/с шаг 0.005 с соответствует 40 м. Среднеквадратичная невязка дифференциального времени пробега для относительной локации взрывов в КНДР ниже

0.01 с или 80 м. Событие 2006 г. расположено в 2.3 км от центра координат и имеет точность оценки эпицентра порядка 250 м из-за слабых сигналов и большей неопределенности автоматической оценки времени вступления с помощью ККВФ. Важно отметить, что при высокой точности относительной локации абсолютная точность локации слабых событий приближается к точности локации больших мастер-событий с множеством станций.

Шестой взрыв имел размеры, при которых источник уже не мог считаться точечным. Время пробега в различных направлениях менялось по-разному, что приводило к значительным отклонениям от ожидаемых для точечного источника значений дифференциального времени пробега для сетки виртуальных местоположений. В результате среднеквадратичная невязка времени пробега превышала 0.2 с, что значительно превышало значения 0.01–0.02 с для пяти первых событий. Поэтому точность относительной локации составляла величину порядка 2 км, и относительное местоположение 6-го взрыва не показано на рис. 4.

ПРИМЕНЕНИЕ ККВФ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ И ЛОКАЦИИ АФТЕРШОКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Эффективность совместного использования станций группирования и метода ККВФ при обнаружении и определении координат событий хорошо иллюстрируется результатом восстановления афтершоковой последовательности тектонического землетрясения небольшой магнитуды. Вблизи г. Мариуполь 07.08.2016 г. произошло землетрясение с магнитудой 4.6 (ФИЦ ЕГС РАН), сопровождаемое серией афтершоков и приуроченное к южной периферийной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). На рис. 5 приведены сейсмические записи основного события на двух сейсмических группах ИДГ РАН.

Пример совместной локации события 07.08.2016 г. вблизи г. Мариуполь показан на рис. 6.

В результате локации по всей совокупности сейсмических станций были определены время в источнике $T_0 = 08:15:03$ и координаты события по данным ФИЦ ЕГС РАН 47.17° с. ш. и 37.52° в. д. (49 станций). По результатам совместной

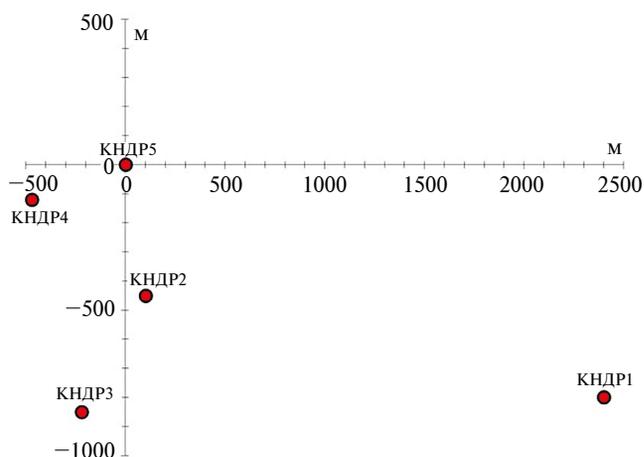


Рис. 4. Относительное местоположение эпицентров пяти объявленных взрывов в КНДР.

локации двух групп ИДГ РАН $T_0 = 08:15:06.3$, 47.16° с. ш. и 37.55° в. д. Как видно, сейсмические группы обеспечили высокую точность локации. Используя две сейсмические группы (AKASG, BRTR) и одну трехкомпонентную станцию (KBZ) МСМ, а также две станции группирования ИДГ РАН, удалось обнаружить двенадцать афтершоков, произошедших в течение 5 дней после главного события. Сейсмические станции ИДГ РАН располагались на расстояниях 3.28° — “Ростов Дон”, 7.96° — “Михнево”. Самые сильные три афтершока — 1, 12 и 3 — были зарегистрированы группой “Михнево” с магнитудами от 2.9–3.9. Эти события и запись главного события были использованы для создания шаблонов волновых форм. Обнаружение сигналов, оценка их магнитуды и относительная локация были проведены с помощью метода кросс-корреляции волновых форм.

Пример записи одного из афтершоков, зарегистрированных сейсмическими группами MHVAR и RD, произошедшего 11.08.2016 г. в 21:59:30 магнитудой 2.9, приведен на рис. 7. Общая схожесть сигналов отражается и в относительно высоких по сравнению с шумом значениях коэффициента кросс-корреляции между сигналами от землетрясения и его афтершоками, а большая длительность и специфичность этих сигналов приводит к высоким значениям SNR_{cc} , что является результатом эффективного подавления микросейсмического шума при одновременном использовании методов групповой обработки (направленного суммирования) и ККВФ.

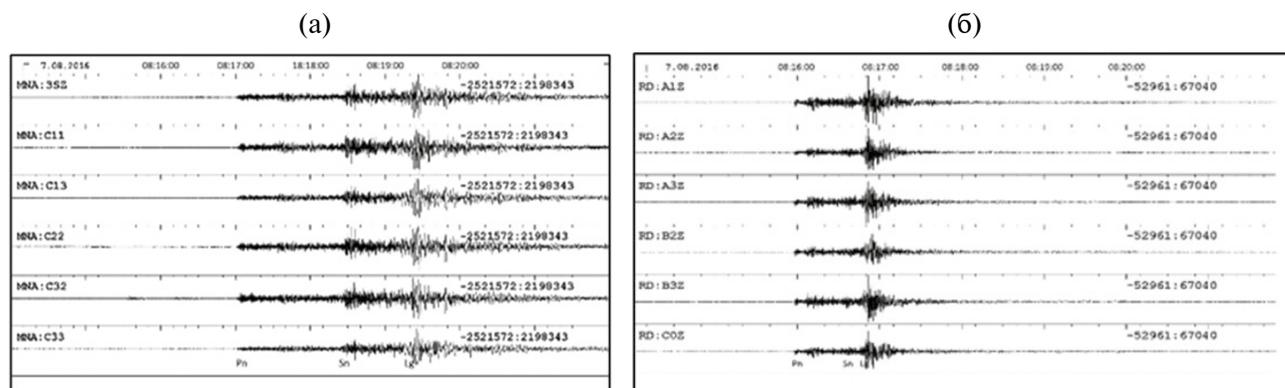


Рис. 5. Записи основного события на группах “Михнево” (а) и “Ростов Дон” (б). Коэффициенты пересчета для: MHVAR — $7.45 \cdot 10^{-6}$ мкм/с, RD — $3.16 \cdot 10^{-3}$ мкм/с [Санина и др., 2019].

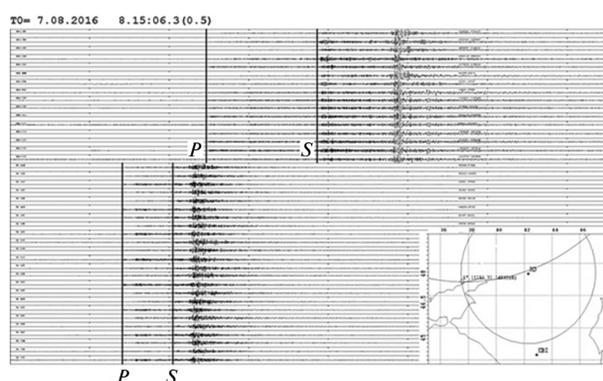


Рис. 6. Сейсмические записи на двух малоапертурных группах “Михнево” (вверху) и “Ростов-Дон” (внизу) и пример совместной локации на врезке. Вертикальные линии *P* и *S* отмечают вступления продольной и поперечной волн [Санина и др., 2019].

Выделение слабых сейсмических сигналов от афтершоков малой магнитуды было осложнено значительной техногенной нагрузкой на исследуемый регион и относительно высоким уровнем микросейсмического шума. Несмотря на сложные условия, было зарегистрировано двенадцать афтершоков, шесть из которых имели три и более ассоциированных станций из полного набора из пяти станций. Невязки времени в источнике для лучших афтершоков составляют сотые доли секунды, когда используются эмпирические времена пробега от главного толчка как мастер-события. Для таких невязок точность относительной локации составляет несколько сот метров, что создает условия для правильной сеймотектонической интерпретации положения и магнитуд афтершоков в системе региональных и локальных разломов.

В табл. 2 представлены параметры основного события и его афтершоков.

На рис. 8 приведена карта расположения выделенных афтершоков на фоне схемы тектонического районирования территории. Установленное расположение афтершоков хорошо коррелирует с известными тектоническими структурами, что косвенно подтверждает правильность определенных координат этих наведенных событий.

Сравнение разрешающей способности стандартных методов и метода ККВФ показывает большое преимущество последнего. Даже самые большие афтершоки не были обнаружены в МЦД при стандартной обработке данных со станций МСМ. Некоторые станции ФИЦ ЕГС РАН находятся гораздо ближе к эпицентру исследуемого землетрясения, что, видимо, позволяет им обнаруживать афтершоки с (относительной $m_b(\text{rel})$) магнитудой 3 и выше, что соответствует магнитудам $ML > 2.0-2.5$. Лучшее азимутальное покрытие и большее количество станций при совместном использовании сетей МСМ, ИДГ РАН и ФИЦ ЕГС РАН также позволит детально рассмотреть диаграммы направленности излучения различных фаз от главного события и афтершоков, используя станционные оценки относительной магнитуды.

РАЗЛИЧИЕ АФТЕРШОКОВ ПЯТОГО И ШЕСТОГО ВЗРЫВОВ В КНДР

Первый афтершок в серии подземных испытаний в КНДР был обнаружен только после пятого взрыва [Adushkin et al., 2017]. Это событие произошло через два дня после взрыва

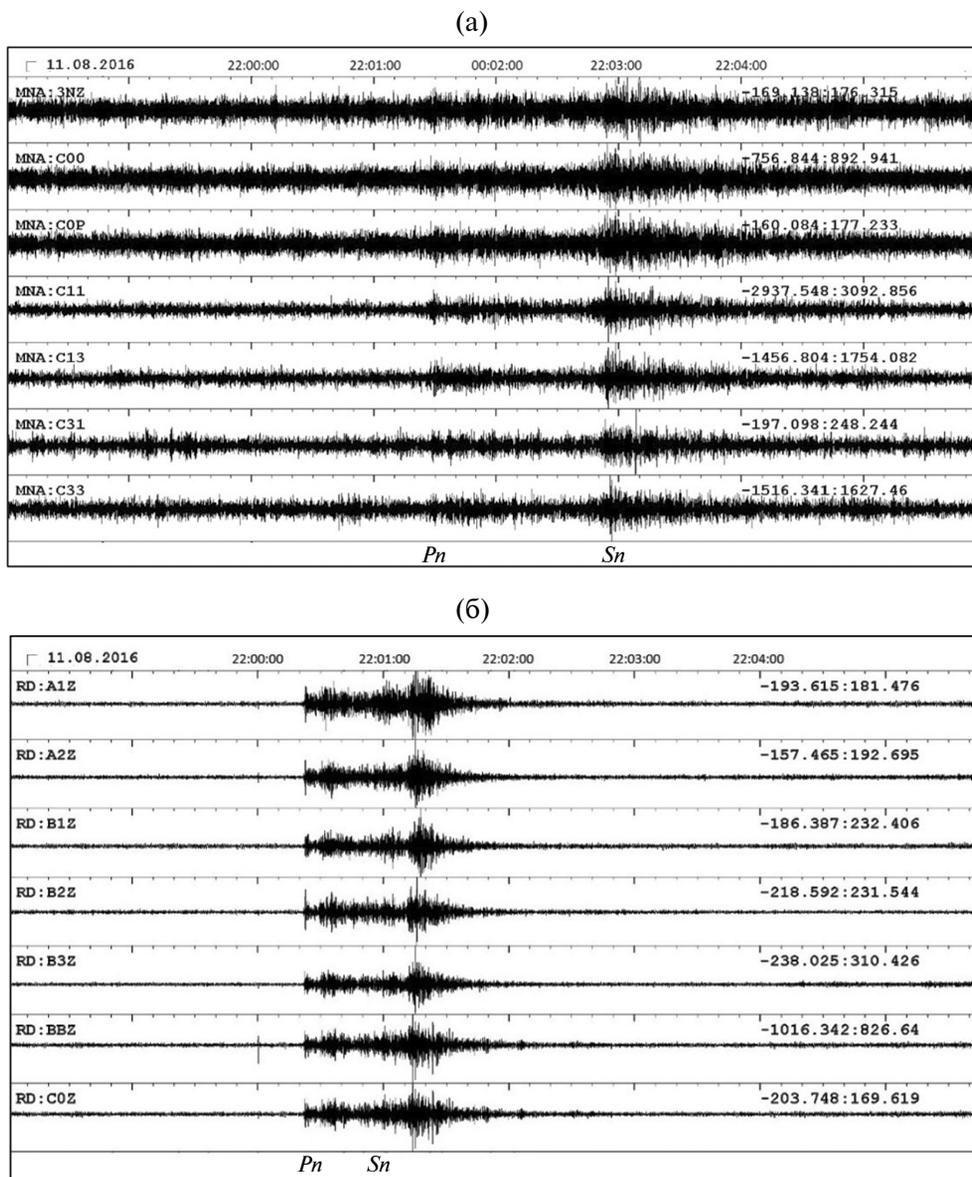


Рис. 7. Примеры записей на сейсмических группах: стационарной МНВАР (а) и временной RD (б) афтершока Мариупольского землетрясения 11.08.2016 г., время в очаге 21:59:30. Записи отфильтрованы в полосе 1–5 Гц, каналы вертикальные, названия каналов приведены слева, шкала амплитуд на записи — справа, величины даны в отсчетах АЦП. Коэффициенты пересчета: для МНВАР — $7.45 \cdot 10^{-6}$ мкм/с, для RD — $3.16 \cdot 10^{-3}$ мкм/с [Санина и др., 2019].

и было обнаружено с помощью метода ККВФ при использовании сигнала от третьего (2013 г.) взрыва в качестве шаблонного. Несмотря на различия в механизме источника и относительной амплитуде региональных фаз, удалось найти событие с относительной магнитудой m_b (по определению МЦД) около 2.1 [Adushki et al., 2017]. Так как это событие не было найдено в МЦД стандартными методами [Соупе et al., 2012], другие оценки магнитуды отсутствуют. Метод кросс-корреляции позволяет определить маг-

нитуду только по отношению к мастер-событию по формуле (4). Шестой взрыв в КНДР с магнитудой m_b (МЦД) = 6.07 (см. табл. 1) привел к возникновению более интенсивной афтершоковой последовательности, начиная с большого афтершока непосредственно (~ 8.5 мин) после взрыва.

Восстановление серии афтершоков взрывов в КНДР и единообразная оценка параметров обнаруженных событий начинаются с рутинной обработки данных на сейсмических групповых станциях MCM USRK и KSRS, расположенных

Таблица 2. Основное событие и афтершоки

№	Дата	Время			Координаты		RM	$RMS RM$
		час	мин	сек	шир.	долг.		
1	07.08.2016	8	15	3.941	47.17	37.52	0	0
2	07.08.2016	8	18	10.887	47.157	37.432	-0.92	0.305
3	07.08.2016	8	22	32.982	47.107	37.569	-1.86	0.12
4	07.08.2016	8	24	28.203	47.191	37.569	-1.82	0.233
5	07.08.2016	8	53	59.494	47.114	37.527	-2.29	0.095
6	07.08.2016	9	29	15.582	47.257	37.386	-2.33	0.035
7	07.08.2016	14	49	23.492	47.219	37.485	-2.64	0.25
8	07.08.2016	16	14	39.645	47.137	37.552	-2.04	0.342
9	07.08.2016	16	40	56.691	47.257	37.532	-2.38	0.273
10	09.08.2016	13	12	26.254	47.197	37.569	-2.16	0.388
11	11.08.2016	11	46	53.672	47.257	37.386	-2.30	0.195
12	11.08.2016	14	15	29.617	47.257	37.386	-1.95	0.120
13	11.08.2016	21	59	27.328	47.122	37.557	-1.91	0.343

Примечание: RM — относительная магнитуда, $RMS RM$ — стандартное отклонение относительной магнитуды.

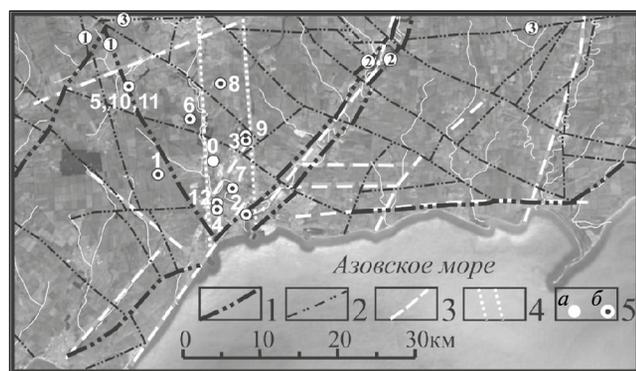


Рис. 8. Компиляционная схема неотектонических разломов и линейментов (составлена на основе работ [Китов и др., 2017; Санина и др., 2019]). 1–2 — неотектонические разломы (по материалам [Государственная..., 2012]): 1 — основные, 2 — второстепенные; 3 — линейменты; 4, 5 — эпицентр землетрясения 07.08.2016 г. (а) и его афтершоки (б); цифра — номер; цифры в кружках — номера разломов: 1 — Малоянисольский, 2 — Кальмиуский, 3 — Приморский.

на расстояниях 410 и 440 км соответственно от полигона за период с 2015 по 2021 гг. [Адушкин и др., 2021]. Для расчета кросс-корреляционных трасс мы используем 57 шаблонов многоканальных сигналов, полученных из 29 мастер-событий: 6 объявленных испытаний КНДР (станция

USRS начала работу только в конце 2008 г. и не зарегистрировала первый взрыв) и 23 афтершоков, обнаруженных в период с сентября 2016 г. по апрель 2018 г. [Kitov, Sanina, 2022]. Афтершоки, произошедшие за этот период, характеризуются наличием вступлений волн P_n , P_g , S_n и L_g с SNR , достаточным для использования соответствующих волновых форм в качестве шаблонных. Уже в этом наборе было выявлено различие во взаимной корреляции сигналов и было предварительно выделено две группы событий, как предполагалось, связанных с процессами постепенного продвижения к поверхности столба обрушения над полостями пятого и шестого взрывов. В дальнейшем начальная выборка из 23 афтершоков, в которую вошли представители обеих групп, показала достаточную эффективность и применялась без изменений. Совокупность 29 мастер-событий, произошедших на очень небольших расстояниях друг от друга, позволяла оценить уровень подобию новых сигналов по величине SNR_{cc} каждому шаблонному сигналу в отдельности. Если достаточное количество значений SNR_{cc} для сигналов, обнаруженных на станциях KSRS и USRK, превышает пороговое значение, то формируется гипотеза

события в пределах 10–12 км от полигона, то есть в пределах ± 1.5 с для изменения разности времен вступления на KSRS и USRK от взрывов, которая составляет 5.5 с. Непрерывная обработка данных с 2016 г. позволила определить параметры для статистически значимой гипотезы события, также называемые критериями определения события. (Все гипотезы событий, используемые в данной работе, были подтверждены в интерактивном анализе аналитиками МЦД.) Такой метод создания гипотез событий получил название метод мульти-мастера, что отражает одновременное использование множества похожих, но не идентичных шаблонов. Коэффициент кросс-корреляции и SNR_{rec} зависят от степени сходства самих сигналов и уровня микросейсмического шума. Поэтому два слабых, но практически идентичных сигнала могут иметь такое же значение SNR_{rec} , как и два менее похожих сигнала с высоким SNR . В нашем наборе мастеров представлены различные источники, что дает возможность найти множество похожих сигналов. Относительная локация афтершоков не проводилась в смысле достижения минимума невязок времени пробега, так как метод мульти-мастера не имеет такой возможности. Местоположение гипотез событий ограничено зоной применения виртуальной сетки локации в пределах 10–12 км от взрывов. Этот подход похож на локацию сейсмических событий с фиксированными координатами, что позволяет проверить саму гипотезу о возможном событии в данном месте, если невязки времени пробега находятся в пределах разрешенного интервала, как это принято в МЦД [Coyne et al., 2012].

В отличие от стандартной процедуры ассоциации сейсмических фаз, для повторяющихся событий можно учесть одно и то же физическое вступление несколько раз, если оно обнаружено шаблонами от близких, но разных событий. В основе этой процедуры лежит высокое сходство сигналов от пространственно близких событий. При расстоянии между событиями менее $1/4$ длины волны сигнала, используемого для ККВФ, CC должен быть выше 0.95 при отсутствии шумовой помехи. Небольшое изменение форм сигнала между близкими мастер-событиями может быть полезно для распознавания, если это изменение имеет физическую причину,

связанную с местоположением и механизмом источника. Доля вступлений из общего набора из 57 шаблонов, полученных на одной станции, является мерой надежности обнаружения соответствующего физического сигнала, который, возможно, скрыт в микросейсмическом шуме. Доля успешных обнаружений одного и того же физического сигнала для большого набора шаблонов похожа на частоту обнаружения отраженных импульсных сигналов как определяющего параметра эффективности работы радара. Разница в форме шаблона похожа на изменение частоты или ширины импульса. Поэтому мы рассматриваем одновременную ассоциацию вступлений от нескольких мастер-событий как версию работы радара, в которой кросс-корреляционные вступления представляются как согласованные с источником отражения от искомой цели. Согласованное детектирование сигналов на двух станциях в разных направлениях обеспечивает хорошую локацию найденных событий.

Возможность разделения афтершоков КНДР-5 и КНДР-6 в большой степени основано на наличии афтершока КНДР-5 [Adushkin et al., 2017], так как пятый взрыв был проведен за год до шестого. Шаблоны сигналов от пятого взрыва позволяют точно отличить его афтершоки (более высокие значения SNR_{rec}) от афтершоков КНДР-6. События, произошедшие в течение нескольких недель после КНДР-6 и связанные с обрушением кровли полости, используются в качестве шаблонов афтершоков КНДР-6. Пути распространения сигнала до USRK и KSRS практически идентичны для всех афтершоков, за исключением области вблизи источника, которая претерпела значительные структурные изменения, вызванные ударными волнами взрывов. Наблюдаемая разница формы сигналов, генерируемых событиями в двух кластерах, связана различием в их местоположении и с локальными условиями генерации/распространения сигнала. Надо отметить, что магнитуда взрыва КНДР-6 позволяет оценить радиус его упругого источника примерно в 1 км. Вряд ли эпицентр КНДР-6 был ближе 1 км от КНДР-5, так как зоны разрушения этих взрывов пересеклись бы, что могло привести к выходу продуктов детонации к поверхности. С другой стороны, взаимодействие столбов обрушения двух взрывов вряд ли бы было возможным при большем расстоянии между ними.

Двадцать девять мастер-событий разделены на три группы: КНДР-5 (12 шаблонов), КНДР-6 (10 шаблонов), а также 6 шаблонов взрывов плюс один шаблон афтершока КНДР-6, связанного с обрушением полости. Последняя группа не используется для разделения на кластеры. Группы созданы исходя из высокой корреляции между членами одной группы и относительно низкой корреляции с членами другой группы. Вновь найденный афтершок может быть отнесен к одной из групп в зависимости от уровня корреляции. Всего 61 афтершок из более 100 найденных в период между сентябрем 2016 г. и сентябрем 2021 г. можно уверенно отнести к одному из кластеров. Слабые афтершоки с низкими, но превышающими пороговые значениями SNR_{cc} ассоциированных сигналов могут не иметь достаточно выраженных свойств одного из кластеров.

Количественная разница афтершоков КНДР-5 и КНДР-6 определяется максимальным SNR_{cc} среди всех шаблонов из одной группы и средним значением SNR_{cc} в каждой группе шаблонов. На рис. 9 для каждого события, начиная с первого афтершока взрыва КНДР-5, представлена разность средних групповых значений SNR_{cc} ($dMean$) при кросс-корреляции с афтершоками, относящихся к кластерам взрывов КНДР-5 (красные круги) и КНДР-6 (черные ромбы). Для афтершоков, приписываемых КНДР-6, отрицательные значения разности $dMean$ получаются, так как средние SNR_{cc} в своей группе КНДР-6 на двух станциях значительно выше средних SNR_{cc} при кросс-корреляции с событиями в группе КНДР-5. И наоборот, эта разница положительна для предполагаемых афтершоков в группе КНДР-5. Еще одним используемым при идентификации параметром является разница максимальных значений SNR_{cc} для данного афтершока с мастерами в группах КНДР-5 и КНДР-6. Предполагается, что максимальное значение SNR_{cc} может быть достигнуто для каждого афтершока при кросс-корреляции с наиболее схожим по форме сигналом с самым высоким SNR . По совокупности двух параметров каждый афтершок может быть отнесен к одной из групп. Слабые афтершоки имеют относительно низкие значения SNR_{cc} , и поэтому их трудно различить как по максимальному в данном кластере, так и по среднему значению SNR_{cc} .

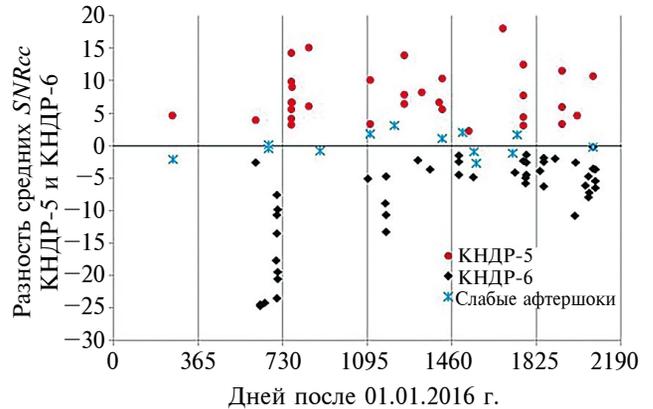


Рис. 9. Афтершоки в КНДР-5 (красные круги) находятся выше оси X , которая служит линией принятия решений. Афтершоки в КНДР-6 (черные ромбы) находятся ниже этой линии. Есть слабые события, которые нельзя отнести ни к одной из двух популяций из-за низких значений SNR_{cc} . Первый афтершок в КНДР-5 и события, следующие за КНДР-6, служат в качестве реперных для распознавания двух последовательностей афтершоков. Второй афтершок 03.09.2017 г. принадлежит кластеру КНДР-5.

Предварительная физическая интерпретация наблюдаемого разделения на две последовательности в первые годы после событий основана на механизме высвобождения гравитационной энергии, вызванной взаимодействием зон разрушения КНДР-5 и КНДР-6, которые имеют разные размеры и глубину заложения заряда. При различии энергии взрывов примерно на порядок величины, как следует из значений m_b , разница глубин заложения должна составлять несколько сотен метров, а расстояние между гипоцентрами должно быть не менее 1 км. Взаимодействие зон разрушения предполагает, что есть два отдельных кластера около гипоцентров КНДР-5 и КНДР-6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Двадцать лет работы малоапертурной сейсмической группы “Михнево” доказывают практически десятикратный выигрыш в снижении амплитудного порога детектирования сигналов, которые используются для обнаружения слабых источников. Это стало возможным благодаря последовательному применению наиболее чувствительных инструментальных методов регистрации сейсмических сигналов в совокупности с методами обнаружения сверхслабых сигналов и оценки их кинематических и динамических параметров. Приведенный выше обзор охваты-

вает часть основных результатов работы МСГ “Михнево”, отдельно или в сети с другими станциями, относящихся к обнаружению и локализации сейсмических событий, связанных с наведенной сейсмичностью. Среди важнейших достижений снижение порога обнаружения сигналов и повышение точности оценки их параметров (времени вступления, азимута прихода волны и ее скорости относительно поверхности), повышение точности локализации (вплоть до нескольких сотен метров), а также обнаружение сейсмических событий с низкой магнитудой. Работа нескольких 3-С датчиков на группе “Михнево”, а также многочисленные исследования, проведенные с помощью МСГ, полностью состоящих из 3-С приборов, убедительно показали возможности понижения порога обнаружения региональных сигналов и повышения точности оценок основных параметров обнаруженных сигналов. Групповые станции, состоящие из 3-С датчиков, являются важным шагом на пути развития инструментальных наблюдений на региональных расстояниях.

Параллельно с развитием инструментальных наблюдений с помощью станции группирования “Михнево” развивались и методы обработки данных, значительно повышающие чувствительность и разрешающую способность сейсмических антенн. К ним относится направленное суммирование трасс, в том числе применяемое к кросс-корреляционным трассам на станциях группирования, состоящих как из вертикальных датчиков, так и из трехкомпонентных сейсмических приборов. Метод согласованного фильтра вносит существенный вклад в возможности обнаружения сверхслабых сигналов на региональных и телесеизмических расстояниях. Кроме того, ККВФ позволяет использовать сейсмические группы для идентификации природы событий как за счет оценки подобия сигналов, так и повышения точности относительной (и возможно абсолютной) локализации событий. Повышение точности оценки вектора медленности сейсмических волн, а также оценки параметров, связанных со взаимной корреляцией сигналов, играют важную роль в построении статистически значимых гипотез событий при эффективном подавлении ложных гипотез, состоящих из неверно ассоциированных сигналов.

Для иллюстрации преимуществ групповых станций и методов ККВФ при исследовании

наведенной сейсмичности в данном обзоре приведены примеры афтершоковой активности после землетрясения в г. Мариуполь и после объявленных взрывов в КНДР. Мы использовали основанные на ККВФ методы обнаружения сигналов, ассоциации найденных сейсмических фаз с событиями, а также оценки относительно положения и магнитуды найденных событий. Эти методы были разработаны в ИДГ РАН для глобальных, региональных и локальных сетей сейсмических станций. Вся обработка идет в автоматическом режиме, включая создание шаблонных сигналов с помощью обычного детектора. Амплитуда некоторых сигналов, детектированных с помощью кросс-корреляции, так мала, что их было бы очень трудно найти в интерактивном режиме.

Нами было обнаружено 12 естественных наведенных событий (афтершоков) в течение 5 дней после землетрясения 2016 г. в г. Мариуполь, 6 из которых имели 3 и более ассоциированные станции из общего набора из 5 станций. Афтершоковая активность в пределах испытательного полигона КНДР, по-видимому, наблюдается до сих пор, но данные имеются только для периода, использованного в нашем обзоре. Сигналы от наведенных техногенных сейсмических событий (афтершоков) на полигоне в первые годы после двух самых крупных испытаний несут в себе информацию о принадлежности к кластеру, связанному с одним из двух взрывов. Значительное число повторяющихся, но немного различающихся сейсмических событий в пределах небольшой площади позволяет использовать методы, подобные радару, для численной оценки разницы для успешной дискриминации событий в двух кластерах. Разработанный нами метод мульти-мастера может быть использован для идентификации природы событий в любой области, где наблюдается достаточно высокая сейсмическая активность и есть сейсмические группы на региональных расстояниях.

Невязки времени в источнике для лучших по числу ассоциированных станций афтершоков составляют сотые доли секунды, когда используются эмпирические времена пробега от мастер-события. Для таких невязок погрешность относительной локализации составляет несколько сотен метров, что создает условия для правильной сейсмотектонической интерпретации положения

и магнитуд афтершоков в системе региональных и локальных разломов. Сравнение разрешающей способности стандартных методов и метода ККВФ показывает большое преимущество последнего. Даже самые большие по магнитуде афтершоки землетрясения в г. Мариуполь не были обнаружены в МЦД при стандартной обработке данных со станций МСМ. Некоторые станции ФИЦ ЕГС РАН находятся гораздо ближе к эпицентру исследуемого землетрясения, что, видимо, позволяет им обнаруживать афтершоки с магнитудой 3 и выше.

Следующим этапом в развитии метода ККВФ в применении к естественным и техногенным наведенным последовательностям сейсмических событий нам видится в совместном использовании станций различных сетей для подтверждения и уточнения сейсмологического бюллетеня. Лучшее азимутальное покрытие и большее количество станций при совместном использовании сетей МСМ, ИДГ РАН и ФИЦ ЕГС РАН также позволит детально рассмотреть диаграммы направленности излучения различных фаз от главного события и афтершоков, используя стационарные оценки относительной магнитуды.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена с использованием данных УНУ “Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево”” и в рамках государственного задания ИДГ РАН № FMWN-2025-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Турунтаев С.Б.* Техногенная сейсмичность — индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015. 364 с.
- 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.
- Адушкин В.В., Китов И.О., Санина И.А.* Кластеризация афтершоковой активности подземных взрывов в КНДР // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 501. № 1. С. 69–72.
<https://doi.org/10.31857/S2686739721110037>
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.
- Волосов С.Г., Королев С.А., Солдатенков А.М.* Система синхронизации записей станций малоапертурной сейсмической антенны “Михнево” // *Сейсмические приборы*. 2012. Т. 48. № 1. С. 26–34.
- Государственная геологическая карта Украины. Центральнoукраинская серия. L-37 VIII (Мариуполь), L-37 IX (Таганрог). Масштаб 1:200 000. Пояснительная записка. Киев: ДНВП “Геоинформ Украины”. 2012. http://geoinf.kiev.ua/wp/w/Viewer.php?pr1&umpl37-8&fmpkv_137-8_1.jpg
- Китов И.О., Санина И.А., Сергеев С.С., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л.* Обнаружение, оценка магнитуды и относительная локация слабых афтершоков с помощью кросс-корреляции волновых форм: землетрясение 7 августа 2016 г. в Мариуполе // *Сейсмические приборы*. 2017. Т. 53. № 2. С. 58–80.
- Кочарян Г.Г., Локтев Д.Н., Ряховский И.А., Санина И.А.* Уникальная научная установка “Среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево”” // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2.
- Невский М.В., Чулков А.Б., Морозова Л.А., Еременко О.А.* Проблемы и перспективы развития систем сейсмологических наблюдений в XXI веке. Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. 2003. С. 180–212.
- Николаев А.В.* Проблемы наведенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность / А. В. Николаев, И. Н. Галкин (ред.). М.: Наука. 1994. 222 с.
- Санина И.А., Габсатарова И.П., Черных О.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л.* Интеграция малоапертурной группы “Михнево” в систему сейсмических наблюдений на Восточно-Европейской платформе. Сейсмичность Северной Евразии: Материалы Международной конференции / А. А. Маловичко (отв. ред.). 2008. С. 264–268.
- Санина И.А., Черных О.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г.* Малоапертурная сейсмическая антенна “Михнево”: новые возможности изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы // *Докл. РАН*. 2009. Т. 428. № 4. С. 536–541.
- Санина И.А., Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А., Габсатарова И.П.* Сейсмотектоническая обстановка землетрясения 07 августа 2016г и его афтершоков // *Физика Земли*. 2019. № 2. С. 156–167.
<https://doi.org/10.31857/S0002-333720192156-167>
- Санина И.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л.* Уникальной научной установке “МИХНЕВО” ИДГ РАН — 15 // *Динамические процессы в геосферах*. 2019. № 11. С. 48–56.
<https://doi.org/10.26006/IDG.2019.11.38623>
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Султанов Д.Д., Роль Г.А., Гамбурцева* в создании сейсмического метода контроля за ядерными испытаниями. М.: ОИФЗ РАН. 1998. Т. 3. С. 188–193.
- Федоров Е.К., Тамм И.Е., Семенов Н.Н., Садовский М.А., Пасечник И.П. и др.* Доклад совещания экспертов по изучению методов обнаружения нарушений возможного соглашения о приостановке ядерных испытаний // *Атомная энергия* 1958. Т. 5. Вып. 4.

- Adushkin V.V., Kitov I.O., Konstantinovskaya N.L., Nepeina K.S., Nesterkina M.A., Sanina I.A.* Detection of ultraweak signals on the Mikhnevo small-aperture seismic array by using cross-correlation of waveforms // *Dokl. Earth Sci.* 2015. V. 460. № 2. P. 189–191.
- Adushkin V.V., Kitov I.O., Sanina I.A.* Application of a three-component seismic array to improve the detection efficiency of seismic events by the matched filter method // *Dokl. Earth Sci.* 2016a. V. 466. № 1. P. 47–50.
- Adushkin V.V., Kitov I.O., and Sanina I.A.* Decrease in signal detection threshold by waveform cross correlation method owing to the use of a seismic array of three-component sensors // *Geofiz. Issled.*, 2016b. V. 17. № 1. P. 5–28.
<https://doi.org/10.21455/gr2016.1-1>
- Adushkin V.V., Bobrov D.I., Kitov I.O., Rozhkov M.V., Sanina I.A.* Remote detection of aftershock activity as a new method of seismic monitoring // *Dokl. Earth Sci.* 2017. V. 473. № 1. P. 303–307.
- Bobrov D., Kitov I., Zerbo L.* Perspectives of cross correlation in seismic monitoring at the International Data Centre // *Pure Appl. Geophys.* 2014. V. 171. № 3–5. P. 439–468.
- Bobrov D.I., Kitov I.O., Rozhkov M.V., Friberg P.* Towards Global Seismic Monitoring of Underground Nuclear Explosions Using Waveform Cross Correlation. Part I: Grand Master Events // *Seismic Instruments.* 2016a. V. 52. № 1. P. 43–59.
- Bobrov D.I., Kitov I.O., Rozhkov M.V., Friberg, P.* Towards Global Seismic Monitoring of Underground Nuclear Explosions Using Waveform Cross Correlation. Part II: Synthetic Master Events // *Seismic Instruments.* 2016b. V. 52. № 3. P. 207–223.
- Braun T., Schweitzer J.* Spatial noise field characteristics of a three component small aperture test array in Central Italy // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2008. V. 98. № 4. P. 1876–1886.
- Bucknam R.C.* Geologic effects of the Benham underground nuclear explosion, Nevada Test Site // *Bull. Seismol. Soc. of Am.* 1969. V. 59. № 6. P. 2209–2219.
<https://doi.org/10.1785/BSSA0590062209>
- Coyne J., D. Bobrov, P. Bormann, E. Duran, P. Grenard, G. Haralabus, I. Kitov, Yu. Starovoit* Chapter 15: CTBTO: Goals, Networks, Data Analysis and Data Availability / P. Bormann (ed.). *New Manual of Seismological Practice Observatory.* 2012.
https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch15
- Gibbons S.J., Ringdal F.* The detection of low magnitude seismic events using array based waveform correlation // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 165. P. 149–166.
- Gibbons S.J., Schweitzer J., Ringdal F., Kværna T., Mykkeltveit S., Paulsen B.* Improvements to seismic monitoring of the European Arctic using three component array processing at SPITS // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2011. V. 101. № 6. P. 2737–2754.
- Gibbons S.J., Sorensen M.B., Harris D.B., Ringdal F.* The detection and location of low magnitude earthquakes in northern Norway using multichannel waveform correlation at regional distances // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2007. V. 160. N. 3–4. P. 285–309.
- Kitov I.O., Volosov S.G., Kishkina S.B., Konstantinovskaya N.L., Nepeina K.S., Nesterkina M.A., and Sanina I.A.* Detection of Regional Phases of Seismic Body Waves Using an Array of Three Component Sensors // *Seismic Instruments.* 2016. V. 52. № 1. P. 19–31.
- Kitov I.O., Sanina I.A.* Analysis of Sequences of Aftershocks Initiated by Underground Nuclear Tests Conducted in North Korea on September 9, 2016 and September 3, 2017 // *Seism. Instr.* 2022. V. 58. P. 567–580.
<https://doi.org/10.3103/S0747923922050097>
- Sanina I.A., Gabsatarova I.P., Chernykh O.A., Riznichenko O.U., Volosov S.G., Nesterkina M.A., Konstantinovskaya N.L.* The Mikhnevo small aperture array enhances the resolution property of seismological observations on the East European Platform // *J. Seismol.* 2010. V. 15. № 3. P. 545–556.
- Schaff D.P., Richards P.G.* Repeating seismic events in China // *Science.* 2004. V. 303. P. 1176–1178.
- Schweitzer J., Fyen J., Mykkeltveit S., Gibbons S.J., Pirli M., Kühn D., Kværna T.* Seismic arrays, in *New Manual of Seismological Practice Observatory* / Bormann. P. (ed.). 2012. Ch. 9.
https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP2_ch9
- Schaff D. P. and Richards P.G.* Improvements in magnitude precision, using the statistics of relative amplitudes measured by cross correlation // *Geophys. J. Int. Seismology.* 2014. V. 197. № 1. P. 335–350.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt433>
- Van Trees H.L.* *Detection, Estimation and Modulation Theory.* 1968. John Wiley and Sons.

The 20th Anniversary of the Installation of the Small-Aperture “Mikhnevo” Array. Monitoring Induced Seismicity

I. O. Kitov^a, I. A. Sanina^{a,*}, S. G. Volosov^a, and N. L. Konstantinovskaya^a

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: irina@idg.ras.ru*

Received October 14, 2024; revised December 3, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — Over 20 years of continuous operation of the small-aperture seismic array (SASA) “Mikhnevo”, a huge experience in recording ultra-weak signals generated by regional and global seismicity has been accumulated. High-resolution data processing methods have been developed and applied, including directional summation and waveform cross-correlation. Within the framework of this review of the results of instrumental observations and processing, two approaches to reducing the detection threshold for seismic events when monitoring induced seismicity are considered — the use of array stations and the method of waveform cross-correlation (WCC). The effectiveness of the approaches in relation to the detection, location, and identification of weak seismic sources is illustrated by the aftershock sequence of the earthquake near Mariupol that occurred on August 7, 2016, as well as the aftershocks of the fifth and sixth announced explosions in the DPRK, detected during the period from September 9, 2016, to September 11, 2021. The coordinates of the earthquake were estimated using the data of the “Mikhnevo” array and the temporary SASA of the IDG RAS “Rostov-Don”. The location accuracy is comparable to the accuracy provided by 49 three-component (3-C) stations of the FRC UGS RAS and the International Monitoring System (IMS). In the five days after the earthquake, 12 aftershocks were detected and located relative to the mainshock using the WCC method. The group stations of the IMS AKASG and BRTR and the 3-C station KBZ also participated in the detection and estimation of the parameters. The network of stations of the FRC UGS RAS detected 5 aftershocks, and the IMS did not detect a single one. The location of explosions in the DPRK using the WCC made it possible to determine their relative location with an accuracy of 100–200 m. The sixth explosion could not be accurately located relative to the others due to the finite size of its source, which introduced significant changes in the differential travel time, depending on the direction to the station. The WCC method was also used to detect and identify weak seismic events within the DPRK Punggye-ri test site using template waveforms from explosions and aftershocks of the fifth and sixth tests, recorded at the IMS array stations KSRS and USRK. Over a five-year observation period, 89 events were detected. Based on estimates of the cross-correlation characteristics of signals at both stations, it was possible to divide the general aftershock sequence into two separate ones associated with processes in the zones of influence of the fifth and sixth explosions.

Keywords: induced seismicity, aftershocks, earthquakes, underground explosions, small-aperture seismic array “Mikhnevo”, waveform cross-correlation

УДК 523.6

ВЫДЕЛЕНИЕ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ ПРИ ПАДЕНИИ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛ РАЗМЕРОМ 20–250 МЕТРОВ

© 2025 г. В. В. Шувалов^{1,*}, О. П. Попова¹, Д. О. Глазачев¹

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: shuvalov@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 27.09.2024 г.

После доработки 14.11.2024 г.

Принята к публикации 25.12.2024 г.

Приведены результаты расчетов разрушения, испарения и торможения каменных метеороидов размером от 20 до 250 метров в атмосфере Земли. Подробно исследуется перераспределение тепловой и кинетической энергии между конденсированным веществом метеороида, его парами и воздухом. Показано, что при размерах ударника в несколько десятков метров испаренное вещество не тормозится сразу, а долго летит вдоль траектории, постепенно передавая энергию воздуху. В результате основное энерговыделение в атмосфере происходит на стадии торможения струи паров, уже после того, как метеороид и его фрагменты полностью испарились.

Ключевые слова: астероидная опасность, численное моделирование, кратеры, метеороид, атмосфера, ударная волна.

DOI: 10.31857/S0002333725020146, EDN: DMYKII

ВВЕДЕНИЕ

При изучении движения метеороидов в планетных атмосферах одним из ключевых вопросов является определение энерговыделения в атмосфере. От этого энерговыделения зависят параметры ударной волны, которая доходит до поверхности планеты и может вызвать разрушения, интенсивность наблюдаемой световой вспышки, а также размеры кратера, если метеороид долетает до поверхности планеты. Для оценки энерговыделения при движении космических тел в атмосфере чаще всего используются приближенные полуаналитические модели (см., например, работы [Григорян, 1979; Zahnle, 1992; Hills, Goda, 1993; Чуба и др., 1993]), основанные на уравнениях физической теории метеоров [Бронштэн, 1981]. В этих моделях предполагается, что выделение энергии на любой высоте равно энергии, теряемой метеороидом, которая при этом определяется уменьшением его скорости (за счет торможения) и массы (за счет испаре-

ния). При этом считается, что пары мгновенно тормозятся в атмосфере, передавая ей свою энергию.

Другим способом изучения взаимодействия космических тел с планетными атмосферами является прямое численное моделирование движения метеороида в воздухе, основанное на решении уравнений гидродинамики. Такие модели впервые были разработаны и использованы для моделирования падения фрагментов кометы Шумейкер-Леви 9 на Юпитер [Crawford et al., 1994; Zahnle, Mac-Low, 1994; Shuvalov et al., 1999], а позднее использовались для моделирования Тунгусской катастрофы [Svetsov, 1996; Boslough, Crawford, 1997; Shuvalov, Artemieva, 2002; Boslough, Crawford, 2008] и торможения астероидов в плотной венерианской атмосфере [Korycansky et al., 2002; Шувалов, 2023; Шувалов, Иванов, 2024]. Гидродинамические модели более сложные и трудоемкие, но позволяют более детально изучить процесс разрушения,

испарения и торможения метеороида в воздухе. В частности, в работе [Shuvalov, Artemieva, 2002] показано, что при падении Тунгусского космического тела происходило сложное перераспределение энергии между твердым веществом, парами и воздухом, которое не описывается приближенными полуаналитическими моделями. Более того, само понятие энерговыделения в атмосфере требует пояснения. После полного испарения метеороида (и, казалось бы, полной передачи энергии метеороида воздуху на соответствующих высотах) образуется высокоскоростная струя (со скоростью, близкой к начальной скорости метеороида), которая продолжает лететь вниз и, соответственно, переносит энергию на более низкие высоты. Окончательная передача энергии воздуху происходит не там, где тормозится и испаряется метеороид, а там, где тормозится эта высокоскоростная струя.

Целью данной работы является детальное изучение перераспределения энергии между твердым веществом, парами и воздухом и между разными ее формами (т.е. между кинетической и тепловой) в процессе фрагментации, абляции и торможения метеороида в атмосфере Земли. В первом параграфе статьи описываются постановка задачи и метод ее решения. Во второй части рассматриваются результаты численного моделирования падения каменных астероидов размером 20–250 м. В заключении обсуждаются полученные результаты и возможности их использования для разработки более адекватных приближенных моделей.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для расчета деформации, фрагментации, испарения и торможения метеороида в атмосфере использовалась модель, подробно описанная в работах [Shuvalov, Artemieva, 2002; Шувалов, Трубецкая, 2007]. Для решения уравнений гидродинамики в этой модели используется гидродинамический код SOVA [Shuvalov, 1999], который позволяет явно выделять границы между областями, занятыми веществами с разными уравнениями состояния (в рассматриваемом случае между конденсированным веществом метеороида, его парами и воздухом). При рассмотрении метеороидов размером в несколько десятков метров и бóльших можно пренебречь их прочностью (квазижидкое приближение), поскольку

такие тела начинают заметно деформироваться на высотах, где аэродинамические нагрузки настолько велики, что полностью разрушают тело, превращая его в груды обломков (*sandbag* согласно терминологии в работе [Svetsov et al., 1995]). Перенос излучения в рассматриваемой модели описывается в приближении лучистой теплопроводности.

Рассматривались падения сферических каменных метеороидов диаметром от 20 до 250 м со скоростью $U_0 = 20$ км/с вертикально и под наиболее вероятным углом падения 45° . Для описания термодинамики конденсированного вещества метеороида использовалось табличное уравнение состояния, полученное по программе ANEOS [Thompson, Lauson, 1972]. Также в расчетах использовались табличные уравнения состояния и таблицы пробегов излучения в воздухе [Кузнецов, 1965; Авилова и др., 1970] и парах Н-хондрита [Косарев, 1999].

Рассматривалась двумерная осесимметричная задача в координатах (r, z) . Ось z направлена вдоль траектории, r — расстояние в перпендикулярном траектории направлении. Расчеты проводились в системе координат, связанной с метеороидом. Скорость набегающего потока в начальный момент времени была равна начальной скорости метеороида. По мере торможения метеороида скорость набегающего потока уменьшалась так, чтобы метеороид все время находился вблизи начала координат. Плотность и давление воздуха в набегающем потоке соответствовали высоте полета, для чего использовалась модель стандартной атмосферы CIRA-86. Расчетная сетка состояла из 251×411 ячеек в направлениях r и z соответственно. В центральной области (81×191 ячеек) вокруг метеороида пространственный шаг был равен $D/60$, вне ее шаг увеличивался по геометрической прогрессии с тем, чтобы описать расширяющееся облако фрагментов разрушенного метеороида и протяженный метеорный след.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис. 1 и 2 показаны основные стадии взаимодействия с атмосферой астероида диаметром 50 м, падающего на Землю со скоростью 20 км/с под углом 45° . На высоте 40 км метеороид еще сохраняет свою первоначальную форму и начальную скорость. Центральная часть метеор-

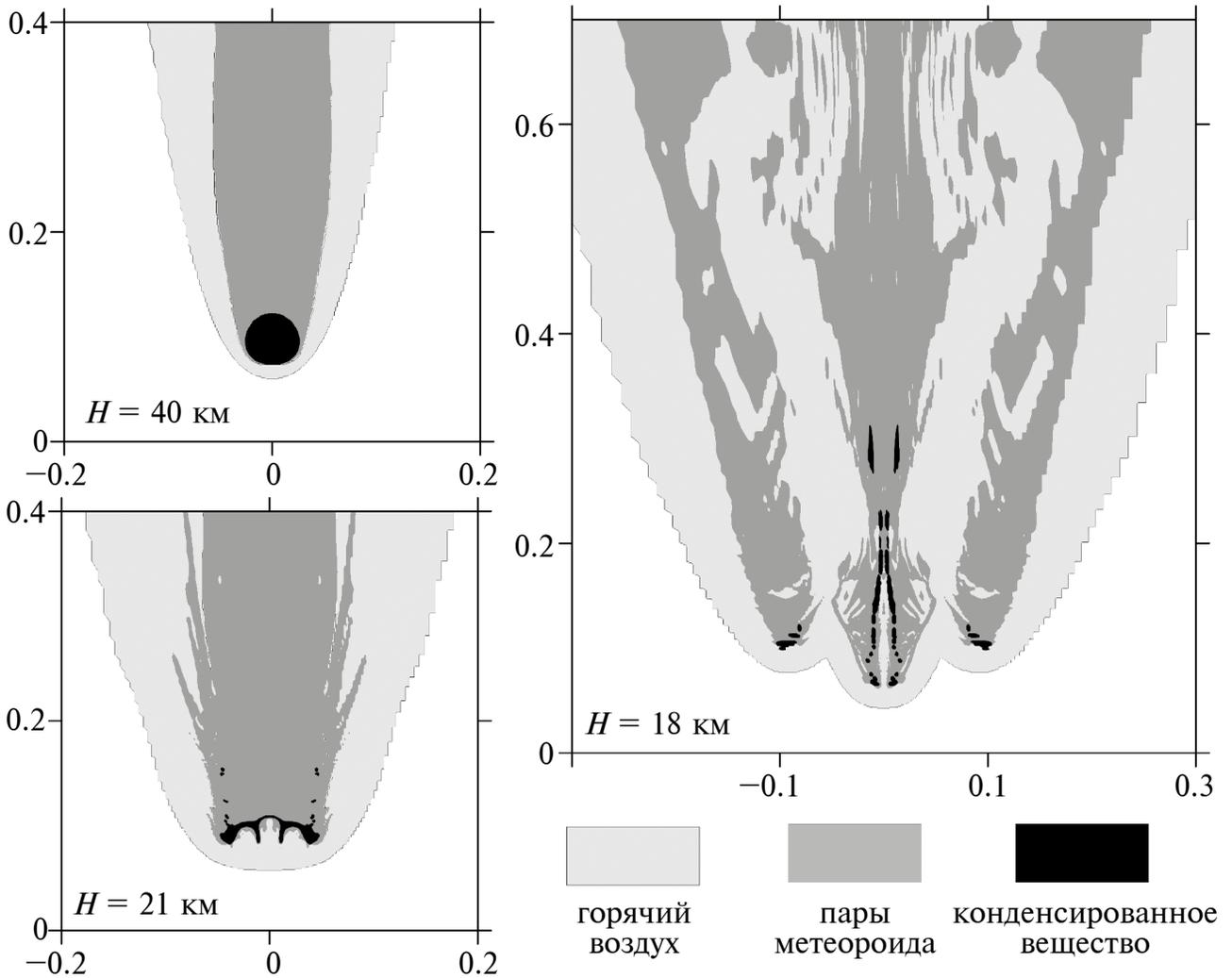


Рис. 1. Распределения конденсированного вещества метеороида (показано черным цветом), паров метеороида (показаны темно-серым цветом) и ударносжатого воздуха (показан светло-серым цветом) при полете метеороида диаметром 50 м на разных высотах H . Все расстояния указаны в км.

ного следа заполнена парами более холодными, чем ударносжатый воздух. По мере уменьшения высоты полета и, соответственно, увеличения аэродинамических нагрузок метеороид начинает деформироваться, превращаясь из шара в диск. При этом из-за развития гидродинамических неустойчивостей на поверхности метеороида образуются неоднородности. Характерная форма такого расплющенного метеороида показана на рис. 1 и 2 в момент, когда он находится на высоте 21 км.

После увеличения эффективного диаметра метеороида в 1.5–2 раза происходит его фрагментация, образуется струя, состоящая из фрагментов разрушенного метеороида, испаренного вещества и нагретого ударной волной воздуха.

Скорость этой струи в начальный момент близка к начальной скорости метеороида. Фрагментация приводит к резкому увеличению испаряемой поверхности и, соответственно, усилению абляции. Диаметр струи также резко увеличивается, что приводит к увеличению эффективного диаметра облака фрагментов метеороида, более сильному его торможению и, соответственно, увеличению энерговыделения в атмосфере.

На рис. 3б для рассматриваемого варианта показаны зависимости от высоты полета энергии и скорости метеороида (или его фрагментов, или паров), кинетической и тепловой энергии паров и горячего воздуха. Высота полета H здесь и далее определяется как $H = Z \sin(\alpha)$, а скорость — как dZ/dt , где Z — нижняя граница

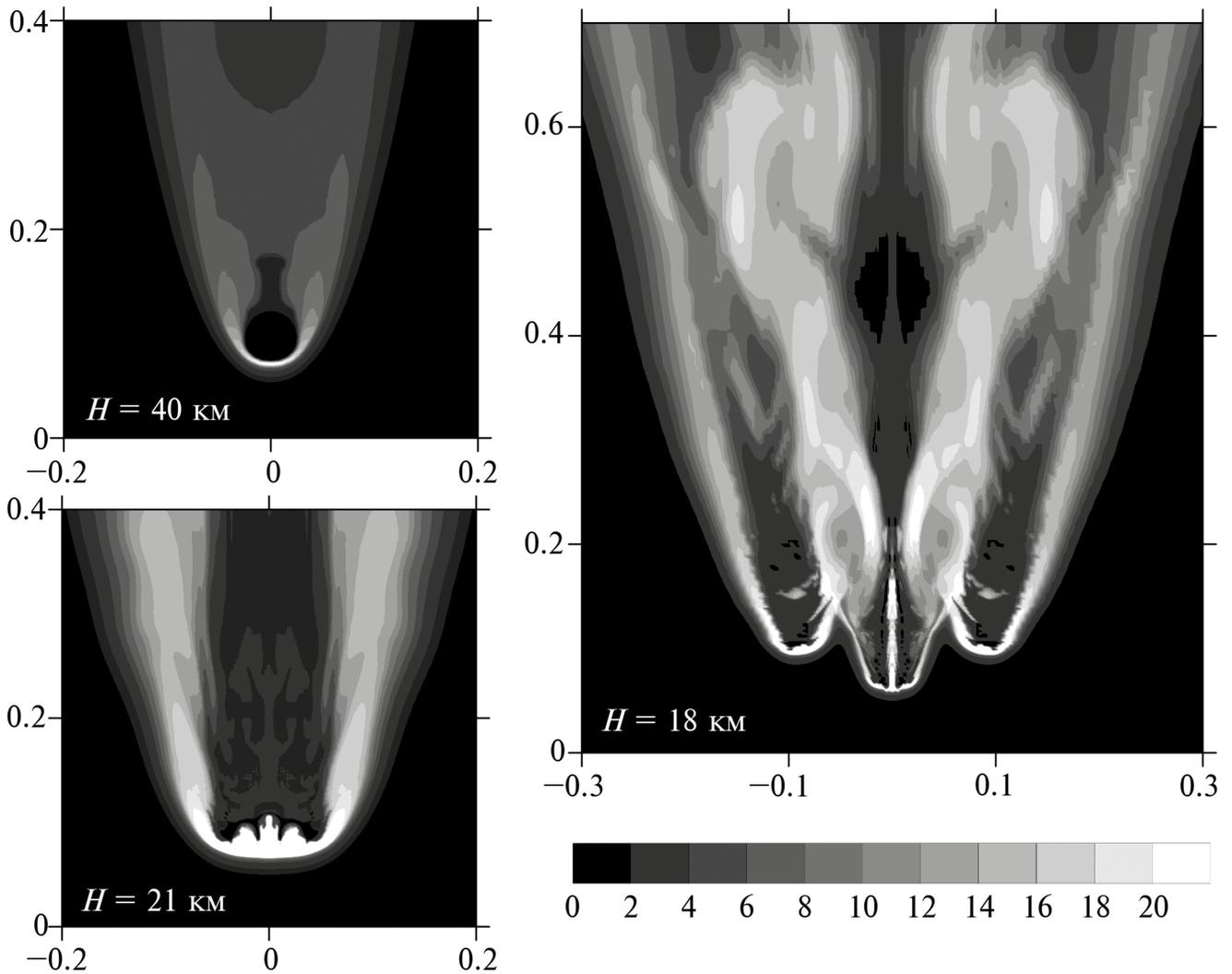


Рис. 2. Распределения температуры в кК при полете метеороида диаметром 50 м на разных высотах H . Все расстояния указаны в км.

области, занятой веществом метеороида (конденсированным или парами); α — угол наклона траектории. На высотах более 30 км энергии паров и горячего воздуха малы, менее одного процента от начальной энергии метеороида. Фрагментация начинается на высоте около 21 км. К этому моменту кинетическая энергия паров составляет несколько процентов от начальной энергии метеороида, при этом она много больше их тепловой энергии и тепловой и кинетической энергии ударносжатого воздуха. Это говорит о том, что пары почти не тормозятся и продолжают лететь за метеороидом. После фрагментации, как уже говорилось выше, испарение становится более интенсивным, эффективная площадь поперечного сечения облака фрагментов увеличивается, и начинает заметно

увеличиваться энергия ударносжатого воздуха. Непосредственно за фронтом ударной волны кинетическая и тепловая энергии воздуха равны друг другу, но из-за торможения кинетическая энергия быстро переходит в тепло. Более плотные и холодные пары тормозятся медленнее, поэтому вплоть до момента торможения воздушно-паровой струи их кинетическая энергия заметно больше тепловой.

На рис. 4б показаны интенсивность потери энергии метеороидом размером $D = 50$ м (за счет испарения и торможения) и интенсивность выделения энергии в воздухе, которая определяется как производная от энергии воздуха по высоте полета H , в зависимости от высоты полета H . Видно, что интенсивность потери энергии метеороидом (которая в приближенных

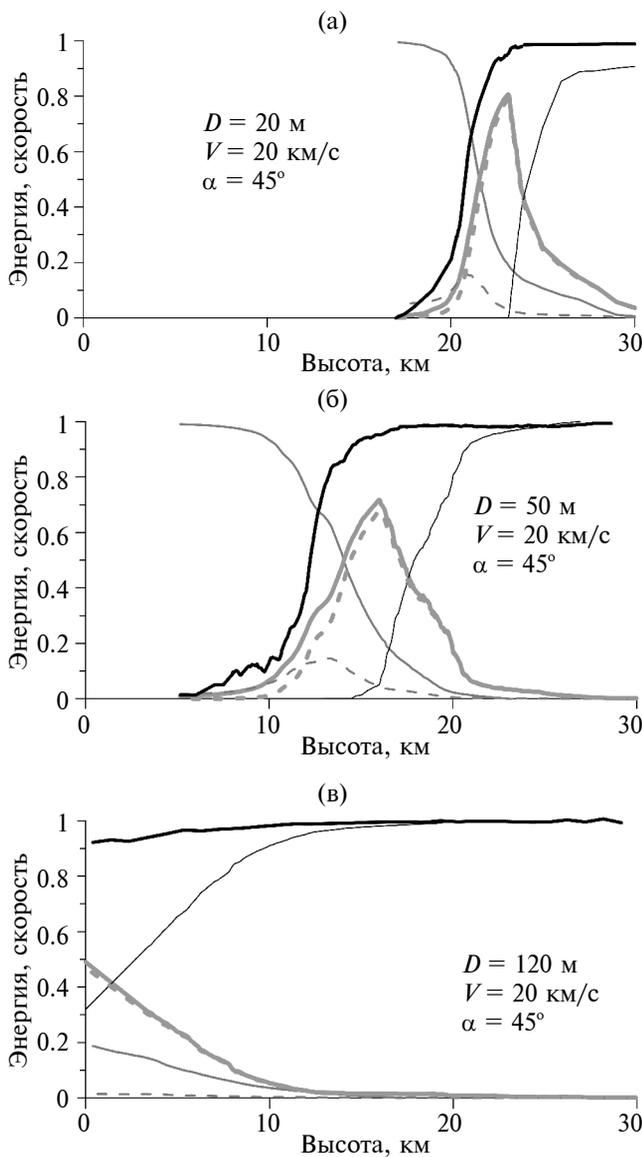


Рис. 3. Зависимости от высоты полета H энергии метеороида или его фрагментов (тонкая черная линия), полной (толстая серая линия) и кинетической вдоль траектории (пунктирная толстая серая линия) энергии паров, полной (тонкая серая линия) и кинетической вдоль траектории (пунктирная тонкая серая линия) энергии ударносжатого воздуха и скорости метеора (толстая черная линия) при падении метеороидов размером $D = 20$ м (а), $D = 50$ м (б) и $D = 120$ м (в). Все энергии отнесены к начальной энергии метеороида E_{m0} , а скорость отнесена к начальной скорости метеороида.

полуаналитических моделях отождествляется с энерговыделением в атмосфере) заметно отличается от интенсивности выделения энергии в воздухе. Пики интенсивностей сдвинуты примерно на пять километров друг от друга. Максимальное увеличение энергии воздуха

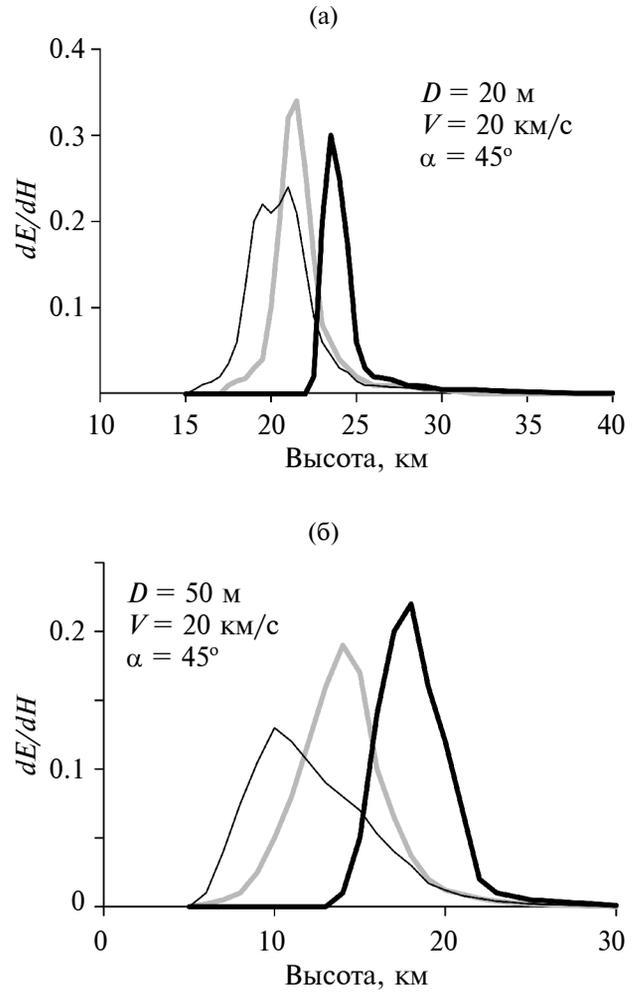


Рис. 4. Зависимости от высоты полета H интенсивности потери энергии метеороидами с начальным размером $D = 20$ м (а) и 50 м (б) dE_m/dH (толстые черные линии) и интенсивности выделения энергии в воздухе dE_α/dH (толстые серые линии). $E_m(H)$ и $E_\alpha(H)$ — зависимости энергии конденсированного вещества метеороида E_m и воздуха E_α от высоты полета H . Тонкие черные кривые показывают распределение энергии воздуха по высоте H в момент времени, когда пары затормозились. Все энергии отнесены к начальной энергии метеороида E_{m0} .

происходит на высоте полета, где фрагменты метеороида уже полностью испарились. Участок траектории, на котором метеороид теряет свою энергию, короче, чем участок траектории, на котором происходит передача энергии воздуху.

При изменении размера метеороида характерная картина перераспределения энергии, показанная на рис. 3б, качественно не изменяется, но все кривые сдвигаются вправо, если размер метеороида уменьшается, и влево, если размер

метеороида увеличивается. В качестве примера на рис. 3а и 3в показаны зависимости от высоты полета энергии и скорости метеороида (или его фрагментов), кинетической и тепловой энергии паров и горячего воздуха при падении метеороида диаметром $D = 20$ и 120 м с той же скоростью 20 км/с под тем же углом 45° . В последнем случае фрагменты разрушенного метеороида долетают до поверхности, потеряв около 70% начальной энергии E_{m0} . Однако энергия воздуха в этот момент составляет лишь около 20% от E_{m0} . Остальные 50% — это энергия паров (в основном кинетическая). Вариант с $D = 20$ м соответствует падению Челябинского космического тела под углом 45° . Формально квазижидкое приближение для таких размеров ударника уже не работает, но расчеты [Shuvalov et al., 2018] показали, что результаты, полученные в таком приближении, неплохо соответствуют наблюдательным данным. С увеличением размера метеороида длина отрезков траектории, на которых происходит его торможение, испарение и передача энергии воздуху, увеличивается.

Изменение энергии воздуха происходит во фронте ударной волны, генерируемой метеороидом, его фрагментами или состоящей из паров и ударнонагретого воздуха струей. Нагретый ударной волной воздух какое-то время продолжает двигаться вниз вдоль траектории, увлекаемый метеороидом, его фрагментами или воздушно-паровой струей. За счет этого движения энергия, полученная воздухом на какой-то высоте, переносится на более низкие высоты. Это хорошо видно на рис. 4б, где тонкой черной линией показано распределение энергии в воздухе по высоте в момент времени, когда пары затормозились. Это распределение заметно (на 3 – 4 км) сдвинуто вниз по сравнению с кривой dE_{air}/dH и почти на 10 км по сравнению с кривой dE_m/dH , описывающей интенсивность потерь энергии метеороидом.

На рис. 4а показаны аналогичные распределения для случая падения метеороида с начальным диаметром $D = 20$ м. Качественно кривые выглядят так же, как в случае $D = 50$ м, но сдвиги между кривыми заметно меньше.

Сложный характер перераспределения энергии между конденсированным веществом метеороида, его парами и воздухом влияет не только на параметры баллистической ударной

волны и импульса излучения, но и определяет непосредственное воздействие на поверхность, если метеороид, его осколки или пары долетают до поверхности. На рис. 5а для метеороидов разного размера, падающих под углом 45° и вертикально, показаны энергии конденсированного вещества метеороида и паров в момент столкновения с поверхностью Земли. При наиболее вероятном угле падения 45° при начальных размерах метеороида от 80 до 100 м до поверхности долетает только струя паров, при этом ее энергия может быть достаточно большой, до 60% начальной энергии метеороида. При больших размерах ударника до поверхности долетает смесь паров и конденсированного вещества, доля и энергия которого увеличивается с увеличением размера. Кривые для вертикальных падений ведут себя качественно так же, но сдвинуты в сторону меньших размеров.

На рис. 5б показаны зависимости от размера ударников эффективного диаметра метеороида в момент удара. Эффективный диаметр определяется как диаметр цилиндра, ось которого совпадает с траекторией и внутри которого содержится 95% вещества метеороида (конденсированного или испаренного). Максимальный размер облака паров и фрагментов в 10 – 15 раз превышает начальный размер метеороида. Этот размер, так же как и энергия фрагментов в момент удара по твердой поверхности, определяет параметры образующегося кратера.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Детальное численное моделирование испарения, деформации, фрагментации и торможения метеороидов в атмосфере Земли показало, что используемое в приближенных полуаналитических моделях предположение о том, что энерговыделение в атмосфере определяется потерями энергии метеороида за счет испарения и торможения, является очень грубым. При размерах ударника в несколько десятков метров испаренное вещество не тормозится сразу, а долго летит вдоль траектории, постепенно передавая энергию воздуху. Более того, нагреваемый ударной волной воздух вместе с парами продолжает двигаться вниз и передает свою кинетическую энергию окружающему воздуху на более низких высотах. В результате можно получить три кривые, которые в том или ином смысле могут ассо-

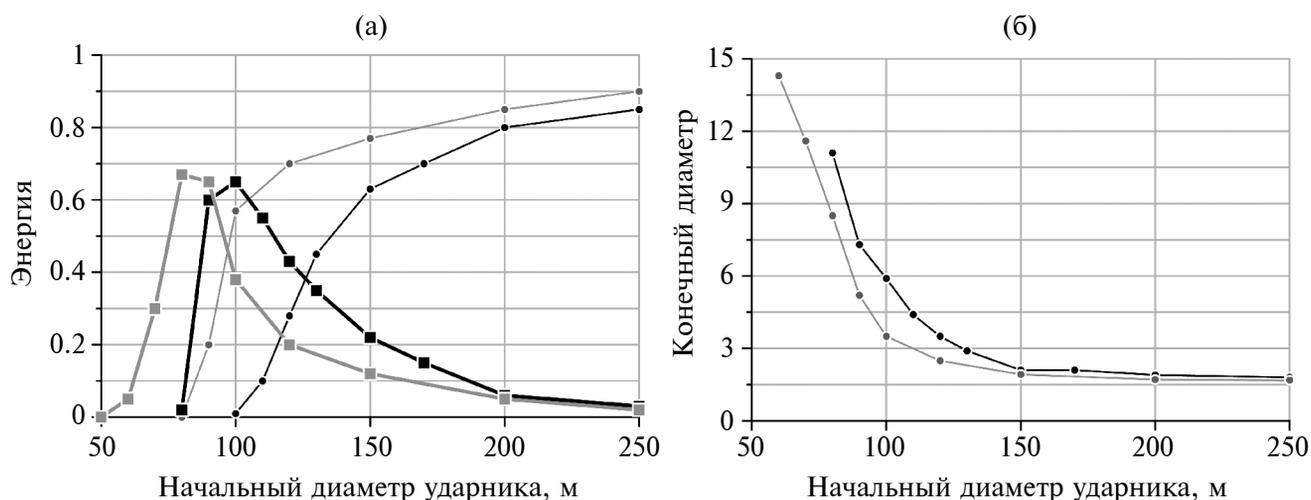


Рис. 5. Зависимости от начального диаметра ударника: (а) — относительной энергии метеороида или его фрагментов E_m/E_{m0} (тонкие кривые) и относительной энергии паров метеороида E_v/E_{m0} (толстые кривые); (б) — относительного эффективного диаметра D/D_0 астероида (или облака его фрагментов и/или паров) в момент удара по твердой поверхности. Черные кривые показывают результаты расчетов для угла падения 45° , серые — 90° .

цироваться с энерговыделением в атмосфере. Эти кривые показаны на рис. 4. Первая кривая соответствует потерям энергии метеороида за счет торможения и испарения. Это то, что называется энерговыделением в приближенных моделях. Вторая кривая — реальное увеличение энергии воздуха (тепловой и кинетической) при пролете метеороида на разных высотах. И третья кривая — распределение энергии воздуха по высоте после того, как все затормозилось.

Какую из трех кривых более разумно использовать, не вполне ясно и, по-видимому, зависит от того, какие эффекты (ударная волна на поверхности, излучение, воздействие на ионосферу) важнее в конкретной рассматриваемой задаче. Вторая кривая связана с текущей амплитудой головной ударной волны, и можно предположить, что она должна неплохо коррелировать со световой кривой, так как свечение болида тоже в большой степени определяется интенсивностью ударной волны. Энергия, полученная воздухом в ударной волне на одной высоте, переносится струей на более низкие высоты. Это приводит к усилению ударной волны, распространяющейся к поверхности Земли. Поэтому третья кривая, как нам кажется, определяет параметры ударной волны на больших расстояниях и, соответственно, возможные повреждения на поверхности Земли. Но эти вопросы требуют более детального изучения. Первая

же кривая описывает исключительно энергию конденсированного вещества метеороида и непосредственно к энерговыделению в атмосфере отношения не имеет.

Расчеты показывают, что с уменьшением размера тела кривые приближаются друг к другу, и уже для метровых тел, по-видимому, используемое в простых полуаналитических моделях предположение о том, что энерговыделение в атмосфере определяется потерями энергии метеороидом за счет испарения и торможения, оказывается вполне приемлемым.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 125012200624-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авилова И.В., Биберман Л.М., Воробьев В.С. и др. Оптические свойства горячего воздуха. М.: Наука. 1970. 320 с.
 Бронштэн В.А. Физика метеорных явлений. М.: Наука. 1981. 416 с.
 Григорян С.С. О движении и разрушении метеоритов в атмосферах планет // Космические исследования. 1979. Т. 17. № 6. С. 875–893.
 Косарев И.Б. Расчет термодинамических и оптических свойств паров вещества космических тел, вторгающихся в атмосферу Земли // Инженерно-физический журн. 1999. Т. 72. № 6. С. 1067–1075.

- Кузнецов Н.М. Термодинамические функции и ударные адиабаты воздуха при высоких температурах. М.: Машиностроение. 1965. 463 с.
- Шувалов В.В., Трубецкая И.А. Гигантские болиды в атмосфере Земли // *Астрономический вестник*. 2007. Т. 41. № 3. С. 241–251.
- Шувалов В.В., Иванов Б.А. Трехмерное моделирование торможения астероида в атмосфере Венеры // *Динамические процессы в геосферах*. 2023. Т. 15. № 1. С. 54–62.
- Шувалов В.В., Иванов Б.А. Ударные структуры на Венере как результат разрушения астероидов в атмосфере // *Астрономический вестник*. 2024. Т. 56. № 2. С. 241–251.
- Boslough M.B., Crawford D.A. Shoemaker-Levy 9 and plume-forming collisions on Earth. *Near-Earth Objects / Remo J.L. (ed.)*. New York: N.Y. Academy of Sciences. 1997. P. 236–282.
- Boslough M.B.E., Crawford D.A. Low-altitude airbursts and the impact threat // *International Journal of Impact Engineering*. 2008. V. 35. № 12. P. 1441–1448.
- Chyba C.F., Thomas P.J., Zahnle K.J. The 1908 Tunguska explosion: atmospheric disruption of a stony asteroid // *Nature*. 1993. V. 361. № 6407. P. 40–44.
- Crawford D.A., Boslough M.B., Trucano T.G., Robinson A.C. The impact of Comet Shoemaker-Levy 9 on Jupiter // *Shock Waves*. 1994. V. 4. № 1. P. 47–50.
- Hills J.H., Goda M.H. The fragmentation of small asteroids in the atmosphere // *Astronomical J.* 1993. V. 105. № 3. P. 1114–1144.
- Korycansky D.G., Zahnle K.J., Mac Low M.-M. High-resolution simulations of the impacts of asteroids into the Venusian atmosphere II: 3D models // *Icarus*. 2002. V. 157. P. 1–23.
- Shuvalov V.V. Multi-dimensional hydrodynamic code SOVA for interfacial flows: Application to thermal layer effect // *Shock Waves*. 1999. V. 9. № 6. P. 381–390.
- Shuvalov V.V., Artem'eva N.A., Kosarev I.B. 3D hydrodynamic code SOVA for multimaterial flows, application to Shoemaker-Levy 9 comet impact problem // *Int. J. Impact Engineering*. 1999. V. 23. P. 847–858.
- Shuvalov V.V., Artemieva N.A. Numerical modeling of Tunguska-like impacts // *Planetary and Space Science*. 2002. V. 50. P. 181–192.
- Shuvalov V.V., Ivanov B.A. Impact Structures on Venus as a Result of Asteroid. Destruction in the Atmosphere // *Solar System Research*. 2024. V. 58. № 2. P. 220–230.
- Svetsov V.V., Nemtchinov I.V., Teterev A.V. Disintegration of Large Meteoroids in Earth's atmosphere: Theoretical models // *Icarus*. 1995. V. 116. № 1. P. 131–153.
- Shuvalov V.V., Trubetskaya I.A. Aerial bursts in the terrestrial atmosphere // *Solar System Research*. 2007. V. 41. № 3. P. 220–230.
- Thompson S.L., Lauson H.S. Improvements in the Chart-D radiation hydrodynamic code III: Revised analytical equation of state. Rep. SC-RR-71 0714. Albuquerque, NM: Sandia Laboratories. 1972. 119 p.
- Zahnle K.J., Mac-Low M.M. The Collision of Jupiter and Comet Shoemaker-Levy 9 // *Icarus*. 1994. V. 108. № 1. P. 1–17.
- Zahnle K.J. Airburst origin of dark shadows on Venus // *J. Geophysical Research*. 1992. V. 97. № E6. P. 10243–10255.

Energy Release in the Atmosphere Induced by the Impact of Meteoroids 20–200 Meters in Size

V. V. Shuvalov^{a,*}, O. P. Popova^a, and D. O. Glazachev^a

^a*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**e-mail: shuvalov@idg.ras.ru*

Received September 27, 2024; revised November 14, 2024; accepted December 25, 2024

Abstract — The results of calculations of destruction, evaporation and deceleration of stony meteoroids with sizes from 20 to 200 meters in the Earth's atmosphere are presented. The redistribution of thermal and kinetic energy between the condensed matter of the meteoroid, its vapors, and air is studied in detail. It is shown that when the size of the impactor is several tens of meters, the vaporized matter is not decelerated immediately, but flies along the trajectory for a long time, gradually transferring energy to the air. As a result, the main energy release in the atmosphere occurs at the stage of vapor jet deceleration, after the meteoroid and its fragments have completely vaporized.

Keywords: asteroid hazard, numerical modeling, craters, meteoroid, atmosphere, shock wave