

ISSN 0002-3337

Номер 3

Май - Июнь 2023



# ФИЗИКА ЗЕМЛИ

[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)

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



# СОДЕРЖАНИЕ\*

Номер 3, 2023

Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса <i>Г. Г. Кочарян, А. Н. Беседина, Г. А. Гридин, К. Г. Морозова, А. А. Остапчук</i>	3
Возможный сейсмогенно-триггерный механизм эмиссии метана, разрушения ледников и потепления климата в Арктике и Антарктике <i>Л. И. Лобковский, А. А. Баранов, М. М. Рамазанов, И. С. Владимиров, Ю. В. Габсатаров, Д. А. Алексеев</i>	33
О различии физических механизмов разноглубинных землетрясений и характера их ионосферного отклика <i>М. В. Родкин, Е. В. Липеровская</i>	48
О механизмах генерации избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре <i>Ю. Л. Ребецкий</i>	63
Сейсмогидрогеологические эффекты как проявление триггерного воздействия землетрясений на подземные воды (на примере скважин Петропавловск-Камчатского полигона, полуостров Камчатка) <i>Г. Н. Копылова, С. В. Болдина</i>	78
Слабая сейсмичность и сильнейшие землетрясения на фоне вариаций поля поглощения <i>S</i> -волн <i>О. И. Аптикаева</i>	96
Сейсмические явления, связанные с извержением вулкана в районе архипелага Тонга 15 января 2022 г. <i>В. М. Овчинников, О. А. Усольцева</i>	110
Дистанционное зондирование электромагнитных эффектов извержения вулкана Тонга 15 января 2022 г. <i>Б. Г. Гаврилов, Ю. В. Поклад, И. А. Ряховский, В. М. Ермак</i>	122
Численное моделирование выброса вещества в атмосферу при наклонном падении десятикилометровых астероидов в океан <i>В. В. Шувалов</i>	131
Развитие процесса скольжения по гетерогенному разлому. Крупномасштабный лабораторный эксперимент <i>Г. А. Гридин, Г. Г. Кочарян, К. Г. Морозова, Е. В. Новикова, А. А. Остапчук, Д. В. Павлов</i>	139
Совместный акустический и деформационный мониторинг трещины гидроразрыва в лабораторном эксперименте <i>Е. В. Зенченко, П. Е. Зенченко, В. А. Начев, С. Б. Турунтаев, Т. К. Чумаков</i>	148
Влияние структуры на особенности разрушения горных пород: моделирование методом дискретных элементов и лабораторный эксперимент <i>В. Л. Гиляров, Е. Е. Дамаскинская, И. Д. Гесин</i>	158
Влияние горных работ на сейсмоактивность массива пород подземных рудников Хибин <i>М. М. Каган, А. А. Козырев, А. Ю. Моторин, А. А. Стрешнев</i>	168

\* В выпуск журнала (2022, № 3) вошли статьи, подготовленные по материалам докладов, сделанных на Шестой Международной конференции “Триггерные эффекты в геосистемах” (21–24 июня 2022 г., г. Москва, ИДГ РАН им. академика М. А. Садовского), и одобренных Организационным комитетом конференции для публикации в Специальном выпуске.



## ТРЕНИЕ КАК ФАКТОР, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ИЗЛУЧАТЕЛЬНУЮ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПОДВИЖЕК ПО РАЗЛОМАМ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИНИЦИИРОВАНИЯ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2023 г. Г. Г. Кочарян<sup>1</sup>, \*, А. Н. Беседина<sup>1</sup>, Г. А. Гридин<sup>1</sup>, К. Г. Морозова<sup>1</sup>, А. А. Остапчук<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: gevorgkidg@mail.ru

Поступила в редакцию 25.10.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

В статье представлен концептуальный обзор состояния исследований сопротивления разломных зон сдвигу. Публикации последних лет проанализированы в контексте подходов, сформулированных в нескольких докладах, сделанных авторами на 6-й конференции “Триггерные эффекты в геосистемах”. Анализ результатов, полученных различными группами исследователей в последние два–три десятилетия, демонстрирует, что определяющее значение для закономерностей инициирования и распространения разрыва, играют фрикционные свойства материала-заполнителя зоны скольжения. Совершенствование методов обработки данных регистрации параметров слабой сейсмичности, направленных на оценку “медленности” микроземлетрясений, приуроченных к зоне разлома, может привести к созданию новых подходов к мониторингу разломных зон для получения косвенной информации о материальном составе зоны скольжения разлома, а, следовательно, и о его потенциальной “сейсмогенности”. В настоящее время подобные методы могут оказаться востребованы при решении задач снижения ущерба от землетрясений, инициированных техногенной деятельностью.

**Ключевые слова:** разлом, структура сейсмогенных разломов, режимы скольжения, трение, микро-сейсмический мониторинг.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030067, **EDN:** JZZKZN

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепризнано, что разрыв в очаге землетрясения редко происходит в результате сдвигового разрушения неповрежденного участка коры. Значительная доля землетрясений происходит в результате повторного сдвига по части или по всей поверхности сформированного разлома как следствие фрикционной нестабильности в процессе деформирования массива горных пород под действием тектонических и гравитационных сил. При этом большая часть многокилометровых перемещений по сейсмогенным разломам связана именно с косейсмическими и постсейсмическими подвижками [Scholz, 2019].

Одним из важных достижений сейсмологии и механики разломообразования за последние 20 лет является открытие и классификация режимов перемещений по тектоническим разломам, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения к динамическому разрушению [Ide et al., 2007; Peng, Gombert, 2010; Кочарян, 2016; Кузьмин, 2019; и др.]. В ходе таких событий доля энергии деформации,

идушая на излучение сейсмических колебаний значительно меньше, чем при “нормальных” землетрясениях. В ходе эпизодов медленного скольжения (SSE – *slow slip events*) сейсмическое излучение не регистрируется вовсе. Если изначально предполагалось, что переходные режимы скольжения и SSE характерны лишь для значительных глубин, в окрестности упруго-пластического перехода, то за последние годы геофизические наблюдения в сочетании с численными моделями и лабораторными экспериментами показали, что непрерывный спектр поведения разломов является обычным явлением для разломов земной коры на всех глубинах, например [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Более того, разрывы с низкой величиной приведенной сейсмической энергии (отношение величины излученной энергии к значению скалярного сейсмического момента) недавно были зарегистрированы в рое микроземлетрясений, индуцированном горными работами [Беседина и др., 2020; 2021].

Исследование условий возникновения этих, пока слабо изученных, переходных режимов де-

формирования разломов представляет большой интерес как с точки зрения совершенствования фундаментальных представлений о механике очага землетрясений, так и при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород [Ружич и др., 2020; 2022]. Некоторые авторы надеются снизить потенциальную угрозу именно путем изменения режима скольжения по разлому [Filiprov et al., 2006; Мирзоев и др., 2009].

Лабораторные эксперименты продемонстрировали, что возможность реализации того или иного режима деформирования разлома напрямую определяется соотношением между упругими характеристиками вмещающего массива и фрикционными свойствами зоны скольжения [Rice, Ruina, 1983; Kocharyan et al., 2017; Кочарян, 2016]. В этой связи при построении аналитических и численных моделей процесса, во главу угла выдвигаются эффективные фрикционные характеристики зоны скольжения, которые неотделимы от структуры разломной зоны.

Новые сведения о строении разломов и динамике их деформирования появляются, в последние два–три десятилетия, во многом благодаря исследованию проблем, связанных с обеспечением сейсмобезопасности территорий. Хотя проблема пока далека от решения, палеосейсмологические исследования участков, поднятых с сейсмогенных глубин, глубинное бурение зон разломов, лабораторные эксперименты и численное моделирование позволили получить богатый наблюдательный и экспериментальный материал, который нуждается в обобщении.

В недавнем обзоре [Кочарян, 2021] были проанализированы актуальные публикации по широкому кругу проблем, посвященных процессу зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам земной коры. В настоящей статье мы сочли целесообразным более детально рассмотреть результаты недавних исследований структуры и фрикционных свойств областей скольжения разломных зон. Интерес к этой тематике обусловлен развиваемым в ИДГ РАН подходом к мониторингу разломных зон для получения косвенной информации о потенциальной “сейсмогенности” участка массива горных пород [Беседина и др., 2020; 2021; и др.]. Элементы этого подхода были представлены в нескольких докладах, сделанных авторами на 6-й конференции “Триггерные эффекты в геосистемах”.

## СТРУКТУРА ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ

Многие годы исследованием структуры разломных зон занимались геологи, а физико-меха-

нические свойства пород исследовали в лаборатории специалисты горного дела и физики. Вплоть до 80-х–90-х годов прошлого века размеры зоны разлома чаще всего оценивались по внешним проявлениям на поверхности или на участках пересечения зоны разлома горными выработками (обычно на глубинах первые сотни метров, реже 1–2 км). Геофизические обследования таких областей давали заметно большие значения эффективной ширины разломной зоны, по сравнению с визуальными определениями [Кочарян, Спивак, 2003]. Это привело к довольно устойчивым представлениям о том, что для крупного разлома, ширина зоны ослабленного, по сравнению с вмещающим массивом, материала распространяется на сотни метров – первые километры [Шерман, 2014].

Характеристика внутренней структуры разломных зон является важным шагом на пути к пониманию макроскопических свойств геологических разломов, включая их механические, сейсмогенные и гидравлические свойства. Этой теме в последние 30 лет было посвящено множество исследований, например, [Семинский, 2003; Шерман, 2014; Sibson, 2003; Chester, Chester, 1998; Faulkner et al., 2010; Fagereng, Sibson, 2010; Colletini et al., 2019; 2022; и др.]. Это привело к тому, что наши представления о структуре зон массивов горных пород, вмещающих крупные разломы, в последние годы значительно расширились.

Проведенные исследования показали, что зона интенсивных деформаций пород распространяется на десятки-сотни метров в направлении нормальном плоскости нарушения. Высокая степень локализации деформации в зоне разлома в условиях высоких температур и давлений, как правило, приводит к формированию структуры состоящей из ядра разлома – зоны, где локализована большая часть деформации, и зоны динамического влияния, образованной поврежденным материалом с повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, трещиноватостью и вторичными небольшими разломами с относительно малой амплитудой смещения (например [Семинский, 2003; Faulkner et al., 2010]).

При полевых исследованиях строения эксгумированных геологических объектов в качестве основных признаков древних косейсмических разрывных нарушений обычно используются зеркала скольжения и псевдотахилиты – продукты фрикционного плавления отдельных участков [Sibson, 1977; Ружич, 1997; Faulkner et al., 2008; Smith et al., 2013; Матвеев и др., 2022; и др.]. Кроме того, критериями выявления глубинных сейсмогенных разрывов является ультракатаклитический характер переработки пород в разломах, состав новообразованного минерального заполнения трещин и минеральных образований на

плоскостях зеркал скольжения, термохимические последствия фрикционного разогрева вещества горных пород в виде пленочного стекловидного покрытия зеркал скольжения. Исследования тонкой структуры минерализации поверхностей зеркал скольжения и более поздних секущих трещин позволяют оценить возраст сейсмодислокации и  $P$ - $T$ -условия образования подвижки [Ружич и др., 2018].

Ядро сейсмогенного разлома, расположенного в низкопористых кристаллических породах, как правило, состоит из одной или нескольких зон катаклазитов, внутри которых можно обнаружить полосы интенсивного уменьшения размера зерен геоматериала – зоны скольжения (зона магистрального сместителя – *principal slip zone*; PSZ) [Sibson, 2003]. Некоторые разломы имеют относительно простую архитектуру с единственной PSZ, окруженной зоной повышенной трещиноватости. В то же время другие содержат ряд PSZ, которые в некоторых случаях пересекаются, формируя сложные зоны анастомоза, слои или линзы [Colletini et al., 2019; Volpe et al., 2022].

Косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования [Sibson, 2003]. Здесь уместно отметить, что для обозначения материала-заполнителя зоны сместителя в англоязычной литературе используется термин “*fault gouge*”, который, по сути дела, объединяет термины “глинка трения” и “продукты катакластического метаморфизма”. Заполнитель центральной части разлома (*fault gouge*) представляет собой несвязанный геоматериал (по крайней мере, на современных обнажениях) состоящий менее чем на 30% по массе из крупных (>2 мм) обломков, который может иметь как слоистую (сланцеватую), так и случайную структуру. Термин “несвязанная” определяется как “способность быть разделенной на составляющие гранулы пальцами или при помощи перочинного ножа” [Woodcock, Mort, 2008].

Традиционно предполагалось, что *fault gouge* формируется на относительно малых глубинах (выше нижней границы зеленосланцевой фации,  $T < 250$ – $350^\circ\text{C}$ ) в зоне хрупкого разрушения, в результате фрикционного износа и катакластических деформаций (скольжение по границам зерен, растрескивание зерен и др.), тогда как на больших глубинах имеют место квазипластические деформации, формирующие породы милонитической серии [Scholz, 2019]. Результаты лабораторных экспериментов, проведенных в последние годы, показали, что квазихрупкое разрушение может происходить в существенно более широком диапазоне  $P$ - $T$ -условий, чем считалось ранее.

Показано, что динамические сдвиги в кальциевом *gouge* могут происходить при таких высоких температурах, как  $550^\circ\text{C}$ . При этом, исследования шлифов образцов, которые продемонстрировали хрупкий механизм разрушения, показали характерную милонитовую микроструктуру (удлинение зерен, выровненные удлиненные порфиороклеты, перекристаллизация) [Verberne et al., 2015]. Авторы статьи [Pec et al., 2016] показали, что наличие кварца обеспечивает локальное нарастание высоких механических напряжений, которые затем вызывают измельчение и разрушение кристаллической решетки в минералах с более слабыми атомными связями (полевые шпаты и слюды) и образование нанокристаллического, частично аморфного материала, по которому может происходить скольжение. Исследования шлифов на микро и нано уровне при сдвиге слоя мафической породы в диапазоне очень высоких давлений (обжимающее давление  $0.5 \text{ ГПа} \leq P_c \leq 1.5 \text{ ГПа}$ ) показали, что при температуре  $600^\circ\text{C}$  наблюдался преимущественно хрупкий механизм деформирования, а переход к вязкой деформации происходил в процессе повышения температуры до  $800^\circ\text{C}$  [Marti et al., 2017]. В качестве возможных механизмов квазихрупкого разрушения при высоких давлениях и температурах в работе [Pec et al., 2016] обсуждаются следующие процессы. В первом случае зоны частично аморфного материала, образованного путем твердотельной аморфизации, формируют зону ослабления, пронизывающую слой милонитизированной породы. Во втором – высокая концентрация напряжений на границе раздела между зоной проскальзывания и вмещающей породой вызывает разрушение разлома хрупкой трещиной.

Классическим примером экстремальной локализации является разлом Punchbowl в Южной Калифорнии с толщиной зоны магистрального сместителя не более чем 1–10 см [Evans, Chester, 1995]. По данным работы [Chester, Chester, 1998] на одном из участков разлома Punchbowl из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого катаклазитового слоя толщиной от 4 см до 1 м. Внутри последнего обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, представляющая собой слой ультракатаклазитов около 1 мм толщиной, которая служила поверхностью скольжения на последних нескольких километрах перемещения [Chester et al., 2005].

Повторная активизация может происходить и через очень большие промежутки времени. Так активный в архее разлом Pretorius, пересекающий горные выработки глубокой шахты в Южной Африке, испытал в то время множественные сдвиги вдоль богатой кварцем PSZ. В 2004 г. произошла активизация разлома в виде землетрясения маг-

нитудой  $M = 2.2$ . Обнаруженный при обследовании выработок на глубине 3.6 км очаг этого землетрясения представляет собой косейсмический сдвиг вдоль слоев *gouge* толщиной 1–5 мм расположенных в четырех квазиплоских сегментах древней разломной зоны [Heesakkers et al., 2011].

За последние два десятилетия в рамках обширных программ International Ocean Discovery Program (IODP; <https://www.iodp.org/>) и International Continental Scientific Drilling Program (ICDP; <https://www.icdp-online.org/home/>) на многих участках суши и океанического дна были осуществлены проекты по бурению через активные разломные зоны. В большинстве случаев глубина скважин была относительно невелика (1–3 км). Тем не менее эти исследования являются единственным “окном”, позволяющим достоверно установить, что происходит при динамическом скольжении по разлому в натуральных условиях при давлениях порядка килобара. Были получены уникальные данные о строении разломных зон, *P-T*-условиях в зоне скольжения, фрикционных свойствах разломной глинки трения, проницаемости, процессах массопереноса и быстрого залечивания зоны поврежденного материала [Brodsky et al., 2009; McNeil et al., 2019; и др.].

Детальный обзор результатов бурения крипающей секции зоны Сан-Андреас (проект SAFOD), разломов Nojima (землетрясение  $M_w = 6.9$  1995 Кобе, Япония), Chelungpu (землетрясение Chi-Chi,  $M7.6$  Тайвань, 1999) и землетрясения Тохоку ( $M9.0$  2011, Япония) приведен в монографии [Кочарян, 2016] и статьях [Ружич, Кочарян, 2017; Кочарян, 2021], где приведены ссылки на оригинальные публикации.

В последние годы получены некоторые дополнительные данные. Так в зоне землетрясения Кобе, Япония 1995 г.  $M_w = 6.9$  пробурено несколько дополнительных скважин глубиной до 1800 м, пересекающих разлом Nojima на глубинах от 261 до 904 м [Lin, Nishiwaki, 2019]. В результате выполненных каротажных исследований и анализа структуры керна на микро- и мезо- уровне установлено, что зона магистрального сместителя разлома представляет собой тонкую малопрочную низкопроницаемую зону, выполненную разломной глиной трения толщиной от 10 до 30 см, обрамленную с обеих сторон высокопроницаемой породой. При этом слои глины трения почти везде могут быть разделены на несколько тонких подслоев разного цвета, по которым наблюдалось перемещение. По мнению авторов [Lin, Nishiwaki, 2019] смещения вдоль этих подслоев (PSZ) представляют собой следы подвижек палеоземлетрясений, произошедших в течение позднего плейстоцена-голоцена.

Бурение через разлом Альпина в Новой Зеландии продемонстрировало необычайные анома-

лии температурного градиента, давления и скорости перетока флюида, связанные главным образом с тем, что центральная часть разлома является фактически непроницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов в висячем крыле и быстрому кальцинированию трещин в зоне разлома [Sutherland et al., 2017; Janku-Sarova et al., 2018]. По результатам бурения сделан вывод, что “на сейсмогенных глубинах разлом представляет собой либо единую зону сфокусированного локализованного хрупкого сдвига, либо состоит из нескольких нитей” [Boulton et al., 2017; Tou et al., 2015].

Разбуривание зоны Веньчуанского землетрясения  $M_w = 7.9$  2008 г. (Китай) позволило вскрыть шестью скважинами плоскость косейсмического разрыва на глубинах от 589 до 2065 м [Xu, Li, 2019]. Во всех скважинах были идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., которые, имея толщину в доли миллиметра, располагались в сантиметровых слоях свежей глины трения с размерами зерен  $< 10$  мкм. Материал в этих слоях обогащен графитом, что может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения [Lin, 2019]. В работе [Kuo et al., 2018] проведена рентгеновская спектроскопия образцов, отобранных с шагом 1 см из ядра разлома землетрясения. Это позволило установить, что графит содержится только в слое *gouge*, тогда как в окружающей брекчии присутствуют только гетерогенно кристаллизованные углеродосодержащие материалы.

Краткая сводка результатов бурения некоторых разломных зон приведена в табл. 1.

Структура центральной части разлома зависит, в том числе, и от свойств вмещающей породы. Как отмечалось выше, ряд разломов в кристаллических породах демонстрирует центральную зону в виде ультракатакластического ядра с экстремально малым уменьшением размера зерен и локализацией сдвига вдоль PSZ [Sibson, 2003; Chester et al., 2005; Smith et al., 2013; и др.].

В пределах массивных карбонатов, по данным [De Paola et al., 2008; Fondriest et al., 2013; Collettini et al., 2014] типичной является локализация сдвига вдоль субпараллельных очень тонких ( $< 500$  мкм) зон, ограниченных поверхностями скольжения [De Paola et al., 2008; Collettini et al., 2014]. На некоторых участках таких разломов в явном виде присутствуют следы термического разложения и структурной сверхпластичности карбонатов, свидетельствующие о динамических сдвигах (см., например, [Rowe et al., 2012; Collettini et al., 2013; De Paola et al., 2015]).

В то же время существует множество наблюдений, в которых описывается совершенно иной тип ядра разлома. В отличие от описанных выше структур, они представляют собой взаимосвязан-

Таблица 1. Некоторые результаты, полученные при бурении разломных зон

Разломная зона	Кол-во скважин	Макс. глубина скважин	Порода	Описание магистральной части разломной зоны	Источник
San Andreas, США, участок крипа	2	~3000 м	Песчаник, гранодиорит,	В интервале шириной около 200 м выявлено семь участков с повышенной пористостью и пониженной плотностью, с эффективной шириной до 1.5 м. Обнаружены следы галька и серпентина. По сейсмическим данным, зона пониженных скоростей в окрестности магистральной части разлома – канал шириной 30–60 м, проникающий, по крайней мере, до глубины 7 км	[Zoback et al., 2010; Jerrpson et al., 2010; Ellsworth, Malin, 2011]
Nojima Fault, Япония, зона землетрясения Кобе 1995, $M_w = 6.9$	9	1800 м	Гранит	Плоскость разлома подсечена на 9 участках, на глубинах от 261 до 904 м. Зона поврежденных пород имеет ширину до 60 м. Центральная часть разлома представляет собой тонкую малопорную низкопроницаемую зону, выполненную разломной глиной трения толщиной от 10 до 30 см, обрамленную с обеих сторон высокопроницаемой породой. Слои глины трения содержат от 11 до 20 тонких подслоев разного цвета, которые представляют собой следы подвижек палеоземлетрясений возрастом до 56 млн лет	[Lin et al., 2007; Lockner et al., 2009; Lin, Nishiwaki, 2019]
Chelungpu Fault, Тайвань, зона землетрясения Chi-Chi 1999, $M = 7.6$	2	2000.3 м	Песчаник, алевролит, сланцы	Скважинами вскрыты зоны скольжения землетрясения Chi-Chi и нескольких палеоземлетрясений. Толщина зоны нарушенной породы разрыва землетрясения Chi-Chi составила 3.5–5 м. Основная зона скольжения (PSZ) – слой 0.3–2 см тонко перетертого материала, содержащего обломки матрицы, обломки глинистых агрегатов, смектита, а также в малых количествах остеклованный материал. Температура нагрева этой области составила 300–400°C. В зонах скольжения более древних сейсмических событий обнаружено большое количество псевдохлазитов и двухсантиметровые диски твердых черных ультракатаклизитов. Косейсмическая температура была неоднородна и в отдельных слоях псевдохлазитов и составляла 750–1750°C	[Ma et al., 2003; Boullier, 2011., и др.]
Yingxi-Weichuan Fault, Китай, зона Венчуаньского землетрясения 2008, $M_w = 7.9$	6	2339 м	Докембрийский гранитно-вулканический комплекс и подстилающие отложения	Вскрыто несколько разломных зон, каждая из которых содержала несколько зон сместителя. Во всех скважинах идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., расположенные в сантиметровых слоях свежей черной разломной глины трения, обогашенной графитом, что может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения.	[Xu Z., Li H., 2019; Lin, 2019; Kuo et al., 2014; 2018]
Alpina Fault, Новая Зеландия, после Зеландия землетрясения с $M \sim 8$ с рекуррентным временем ~330лет	3	893 м	Сланцы, граниты, гнейсы, ультрамилониты	Вскрыто несколько PSZ толщиной от 3 до 20 см внутри 2-х метрового слоя глины трения и ультракатаклизита. В зоне сместителя глина трения с необычайно низкими значениями пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения. В зоне влияния разлома выявлен уровень минерализации трещин существенно выше фонового. Центральная часть разлома является фактически непроницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов висячем крыле, динамическому ослаблению разлома из-за термического повышения порового давления и быстрому кальцинированию трещин в зоне влияния.	[Sutherland et al., 2017; Janku-Carova et al., 2018; Boulton et al., 2017; Toy et al., 2015]

ные, многократно пересекающиеся зоны сдвига, богатые филлосиликатами. Эти пересекающиеся сети имеют мощность до 50 м и содержат глинистые минералы, происходящие из различных протолитов. В литературе описан целый ряд подобных структур. Сведения о некоторых из них, описанных наиболее детально, приведены в табл. 2. Геометрия и внутренняя структура этих зон сдвига сильно напоминают зоны пластического сдвига высокой метаморфической степени. В целом следует отметить высокое содержание в ядре таких разломов слабых минералов – талька, каолинита, хлорита, иллита и т.д. Последние, обладая радикально отличающимися от вмещающей породы механическими свойствами, в значительной степени определяют и фрикционные свойства разломной зоны (участка разломной зоны) с высоким содержанием филлосиликатов.

Структура разломной зоны определяет возникновение особых гидрогеологических условий, которые в свою очередь оказывают влияние на прочность и фрикционные свойства разломной зоны [Sibson, 1992; Wibberley et al., 2008; Faulkner et al., 2010]. Ярким примером являются вышеупомянутые аномалии температуры и давления флюида, выявленные при бурении через разлом Альпина [Sutherland et al., 2017; Janku-Sarova et al., 2018]. Повышенное поровое давление флюида, снижающее эффективное нормальное напряжение, является одной из основных гипотез, объясняющих известные парадокс напряжений и парадокс теплового потока – несоответствие многих наблюдаемых/оцениваемых параметров закону трения Байерли и теории разломообразования Андерсона [Теркотт, Шуберт, 1985]. Для того, чтобы поровое давление оказалось столь высоким, по крайней мере для сбросов или сдвигов, необходимо вводить дополнительные предположения, например наличие изолированных слоев в центральной части разлома, ограниченных малопроницаемыми формациями [Rice, 1992; Киссин, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Кроме того, эта схема требует аномально малой величины отношения горизонтальной и вертикальной проницаемости  $\sim 10^{-6}$  [Scholz, 2019].

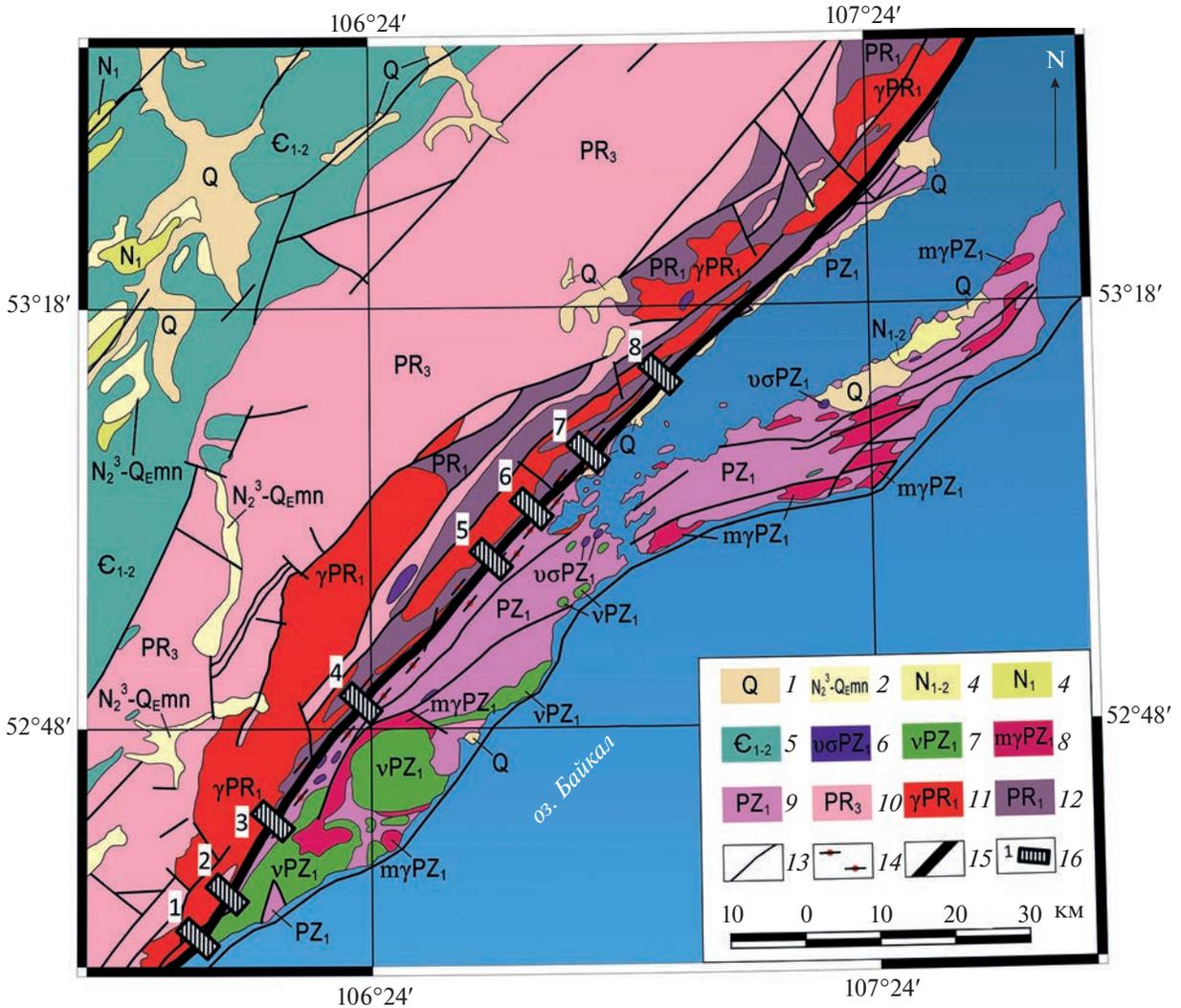
Второй важный механизм, оказывающий радикальное влияние на механические характеристики зоны разлома, это циркуляция флюидов, способствующая замещению сильных минеральных фаз слабыми [Colletini, Holdsworth, 2004; Schleicher et al., 2010; Warr et al., 2014]. Подобные процессы ослабления были широко задокументированы в зонах разломов, расположенных в различных вмещающих породах – в известняках [Tesei et al., 2013; Viti et al., 2014; Lacroix et al., 2015], доломитах [Colletini et al., 2009], сланцах [Alder et al., 2016], ультраосновных породах [Viti et al., 2018; Tesei et al., 2018] – по всему миру – для различных *P-T*-условий. В статье [Colletini et al.,

2019] этот процесс схематизирован следующим образом. На ранних стадиях деформации хрупкая трещиноватость и катаклазис приводят к увеличению проницаемости зоны разлома, способствуя притоку флюидов. Флюиды взаимодействуют с мелкозернистым катаклазитом, способствуя процессам растворения и осаждения, что приводит к замещению сильных минеральных фаз (кварц, полевой шпат, оливин, пироксен, кальцит, доломит) слабыми минеральными (глины, тальк, хлорит, мусковит, лизардит, волокнистый серпентин). С ростом деформации эти процессы приводят к развитию взаимосвязанной и богатой филлосиликатами микроструктуры, в которой значительная часть деформации реализуется в виде скольжения вдоль филлосиликатных квазиплоскостей, обладающих крайне низким трением [Tesei et al., 2018]. Кроме того, развитие рассланцованных сетей, богатых пластинчатыми минералами, делает разлом барьером с низкой проницаемостью для течения флюида в направлении перпендикулярном плоскости скольжения. В течение нескольких лет специалистами ИДГ РАН и ИЗК СО РАН проводилось исследование структуры и вещественного состава Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны (рис. 1). Анализ полученных материалов продемонстрировал выраженную вариабельность вещественного состава образцов горных пород как вкрест, так и вдоль простирания разлома. На основе петрографического описания образцов горных пород, отобранных вдоль профилей протяженностью до 2 км вкрест простирания Приморского разлома, были выявлены зоны наиболее интенсивных деформаций (ядро разлома) и определен преобладающий вещественный состав образцов горных пород, слагающих ядро разлома (табл. 3). Эти участки в результате денудации были эксгумированы с сейсмогенных глубин и содержат следы палеоземлетрясений возрастом до  $673 \pm 4.8$  млн лет [Ружич и др., 2018]. На 8 профилях Приморского разлома выделяются два типа сегментов. На сегментах первого типа локализовано ядро разлома, которое условно “однородно” по типу слагающих его пород. Для пород “однородного ядра” характерно свойство скоростного разупрочнения (VW). Сегменты второго типа характеризуются “неоднородным ядром” и породы их слагающих проявляют свойства как скоростного разупрочнения (VW), так и скоростного упрочнения (VS).

Таким образом, данные бурения и геологического обследования денудированных участков разломных зон, демонстрируют наличие радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков скольжения. Упомянутые выше парадокс напряжений и парадокс теплового потока, в совокупности с этими сведениями, привели к гипотезе существования “сильных” и “слабых” разломов [Lachenbruch, Sass, 1988;

Таблица 2. Некоторые сведения о строении сдвиговых зон в разных породах

Зона сдвига	Описание	Проголит	Глубина экзугмации	Источник
Сарбонегас, Испания	Ядро толщиной ~1 км, состоит из расслоенных и взаимосвязанных сетей зон, мощностью до 50 м, богатых хлоритом и иллитом	Слодяные сланцы	2–4 км	[Faulkner et al., 2003; Rutter et al., 2012; Solum, van der Pluijm, 2009]
Средняя тектоническая линия, Япония	Некоторые сегменты состоят из расслоенных пород толщиной несколько метров, богатых хлоритом	Гранитоиды	5–10 км	[Wibberley, Shimamoto, 2003; Jefferies et al., 2006]
Северо-Анатолийский разлом, Турция	Зоны мощностью в сотни метров, деформация в основном сосредоточена в пределах субпараллельных зон сдвига, богатых тальком, каолинитом и хлоритом	Доломиты, кварцесодержащие породы	<5 км	[Kaduri et al., 2017]
San Andreas в окрестности SAFOD, США	Данные по результатам бурения. Множество ветвей шириной до нескольких метров, сложенных расслоенными серпентинитовыми и смектитовыми глинами	Серпентиниты	3 км	[Zoback et al., 2010; Holdsworth et al., 2011]
Разлом Livingstone, Новая Зеландия	Серпентинитовый меланж шириной от десятков до нескольких сотен метров. Зона рассланцованного серпентинита сложена в основном волокнистым серпентинитом и лизардитом.	Ультрамафические породы	300–350°С	[Tarling et al., 2018]
Rodeo Cove, Калифорния, США	Зона сдвига толщиной 200 м, рассланцованный материал богатый хлоритом	Базальт	8–10 km	[Meneghini, Moore, 2008]
Chrystalls Beach меланж, Новая Зеландия	Иллит, мусковит	Песчаник, базальт	$T < 300^{\circ}\text{C}$	[Fagereng, Cooper, 2010; Fagereng, Sibson, 2010]
Надвиг в Аппенинах, Италия	Зоны мощностью от нескольких до сотен метров с концентрацией иллита и смектита в пределах рассланцованной сети в ядре разлома	Известняк, мергель	1–4 км	[Tesei et al., 2018]
Надвиг Pettido, Пиринеи, Испания	Рассланцованная зона сдвига толщиной в несколько метров, богатая иллитом и хлоритом	Известняк, песчаник	6–7 км	[Lacroix et al., 2011]
Тектонические меланжи Зона Мойн; разлом Kaga-kogam; Chrystalls Beach Новая Зеландия	Филлониты, филлосиликаты	Гнейсы, песчаники, metabазальты		[Wibberley, 2005; Wallis et al., 2015; Fagereng, Sibson, 2010; Kimura et al., 2012; Morley et al., 2017; Rowe et al., 2013]
Надвиг Monte Fico, о. Эльба, Италия	Зона сдвига мощностью 200 м, пересекающаяся сеть рассланцованных серпентинитов, лизардит, хлорит	Ультрамафические породы	$T < 300^{\circ}\text{C}$	[Viti et al., 2018]
Сброс Zuscalle, Италия	Ядро разлома толщиной до 8 м, богатое тальком и смектитом	Доломит	4–6 км	[Colletini et al., 2011]
Black Mountains detachment, Калифорния, США	Четко выраженные зоны скольжения, состоящие из рассланцованной брекчии, разломных глинок трения, где концентрируются слабые минеральные фазы (иллит, хлорит, смектит и сапонит)	Карбонаты, силикатные гнейсы, кварц-полевошпатовое основание	<3 км	[Hayman, 2006]
Egg Napper, Швейцария	Ядро разлома – сплошной слой черной разломной глинки трения толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров. На периферии гранитная вмещающая порода расстрессована хрупким образом. По направлению к ядру разлома следы флюидно-диффузионных процессов массопереноса, которые способствовали развитию материала, богатого хлоритом и иллитом	Гранит	$T < 300^{\circ}\text{C}$	[Manatschal, 1999]



**Рис. 1.** Геологическая карта района Приморского разлома с указанием мест отбора образцов горных пород: 1 – пляжно-озерные отложения оз. Байкал и аллювий террас речных долин; 2 – аллювий Манзурской свиты; 3 – аллювий Голуметской свиты; 4 – аллювий Баяндайской свиты; 5 – ниже- и среднекембрийские отложения Сибирского кратона; 6 – Атарханский перидотит-габбровый комплекс; 7 – Озёрский габбро-диоритовый комплекс; 8 – Ольхонский мигматит-гранитный комплекс; 9 – раннепалеозойские метаморфические комплексы Ольхонского террейна; 10 – отложения верхнего протерозоя (байкальская серия); 11 – Приморский гранитный комплекс; 12 – фундамент раннепротерозойского кратона; 13 – основные разломы; 14 – бластомилониты краевого шва Сибирского кратона; 15 – Приморский разлом; 16 – расположение профилей петрографического описания горных пород.

Fagereng, Sibson, 2010., и др.]. Для первых характерны высокая величина фрикционной прочности, соответствующая закону Байерли [Byerlee, 1978], а для вторых предполагаются крайне низкие статические коэффициенты трения материалов, слагающих центральную зону разлома [Moore, Lockner, 2011; 2013; 2021; Lockner et al., 2011]. В последние десять лет под влиянием нарастающего количества сведений о структурной неоднородности разломов и результатов лабораторных экспериментов, идея противопоставления “сильных” и “слабых” разломов трансформировалась в предположение о существовании в одной и той же разломной зоне “сильных” и “сла-

бых” участков [Кочарян, Батухтин, 2018; Collettini et al., 2019; Barnes et al., 2020; Bedford et al., 2022; Leah et al., 2022]. Такие представления соответствуют, в том числе, известному подходу, развитому сейсмологами для описания наблюдаемых параметров высокочастотного движения в ближней зоне землетрясений, согласно которому поверхность скольжения содержит особые участки – “неровности” (англ. *asperities*), которые представляют собой “прочные, напряженные” пятна, окруженные областями, где напряжение частично сбрасывается в межсейсмический период [Kanamori, Stewart, 1978].

**Таблица 3.** Петрографический тип пород ядра Приморского разлома на различных сегментах и возможный режим фрикционного поведения\*

Номер зоны	Название зоны	Преобладающий петрографический тип горной породы	Вероятная вариация сопротивления сдвигу с ростом скорости скольжения
1	с. Бугульдейка	Гранитогнейс	Разупрочнение
2	д. Куяда	Гранитогнейс	Разупрочнение
3	р. Таловка	Серицитовый сланец Гранитогнейс	Упрочнение Разупрочнение
4	р. Анга	Гранитогнейс Кварц-серицитовый сланец (>30% кварца)	Разупрочнение Разупрочнение
5	с. Черноруд	Гранитогнейс	Разупрочнение
6	р. Хорга	Хлорит-биотитовый сланец Гранитогнейс	Упрочнение Разупрочнение
7	р. Сарма	Хлоритовый сланец Биотитовый сланец Гранитогнейс	Упрочнение Упрочнение Разупрочнение
8	р. Курма	Мусковитовый сланец Гранит	Упрочнение Разупрочнение

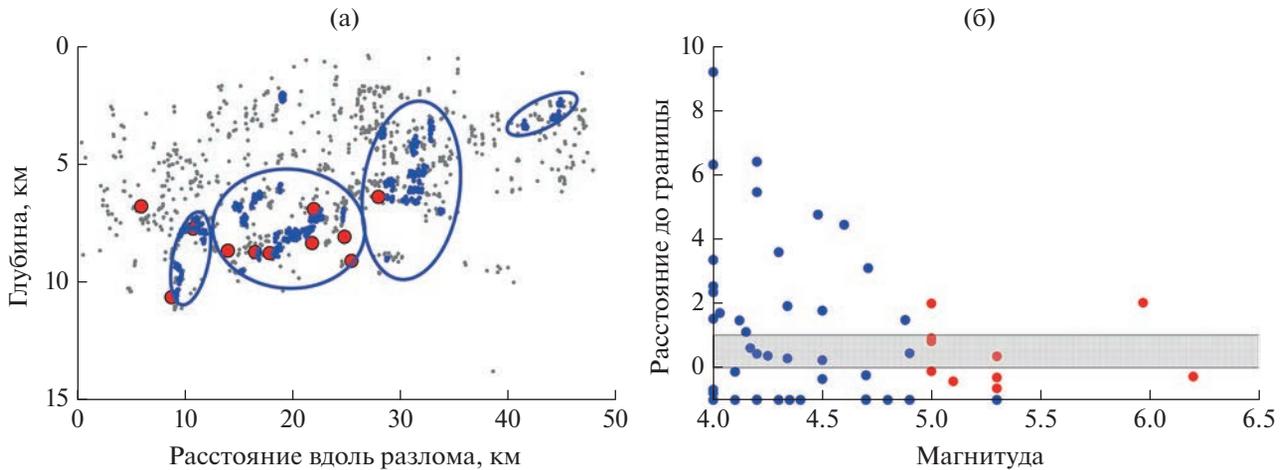
\* Смешанный режим скольжения подразумевает возможность реализации как динамических срывов, так и медленных мод скольжения.

С известной степенью условности можно выделить несколько структурных уровней неоднородности: субмиллиметровые особенности структуры геоматериала, сантиметровые—метровые блоки в брекчии и меланже, шероховатость и волнистость поверхности скольжения (см., например, [Sagy et al., 2007; Fagereng, 2011; Chen et al., 2020]). Повидимому, наибольшее значение в контексте рассматриваемой проблемы имеют локальные области контактной поверхности, в явном виде обладающие разными фрикционными свойствами.

Очевидными примерами зон с разными фрикционными свойствами, являются области, сформированные в основном кварцесодержащими породами и участки с высоким содержанием филлосиликатов. Так, например, в активной области Аппенин выходы эксгумированных пород фундамента схематически состоят из структурно-механических неоднородных зон распределенной деформации вдоль связанных между собой филлосиликатных горизонтов, окружающих кварцевые линзы мощностью до сотен метров [Volpe, 2022]. Такие области с разными фрикционными свойствами представляют собой, скорее всего, более-менее плотные кластеры *asperities* низшего уровня, расположенные на плоскости разлома, как правило, неравномерно. При проведении сейсмологических наблюдений эти области проявляются в виде топологически плотных кластеров гипоцентров фоновой сейсмичности [Ostapchuk et al., 2022]. Та-

кие кластеры являются основными элементами, определяющими интегральные закономерности сопротивления разлома сдвигу. Гипоцентры более крупных событий часто расположены вблизи границ таких областей [Yamanaka, Kikuchi, 2004]. Примеры анализа расположения гипоцентров и их приуроченности к областям *asperities* приведены на рис. 2. С определенной долей условности форму контактной области можно аппроксимировать эллипсом, оси которого совпадают с главными компонентами топологически плотных кластеров фоновой сейсмичности [Ostapchuk et al., 2022].

Анализ некоторых сведений о размерах *asperities* приведены в работе [Kocharyan, Kishkina, 2021], где собраны данные о так называемых повторных землетрясениях, разрывающих одну и ту же область [Uchida, Burgmann, 2019 и ссылки там], результаты построения модели разрыва по нескольким рядам данных: сведениям о параметрах сильных движений в ближней зоне, результатах регистрации сейсмических волн на региональных и телесеismicких расстояниях, данным геодезических наблюдений (радарной спутниковой интерферометрии *InSAR* или *GPS*). Авторы работы [Kocharyan, Kishkina, 2021] отмечают, что характерный размер областей, интерпретируемых как *asperity*, в среднем в 1.5–3 раза меньше длины оценок разрыва землетрясения. Размеры этих зон, определенные по телесеismic-



**Рис. 2.** Конфигурация контактных областей и локализация сейсмичности в плоскости скольжения тектонического разлома (по данным работы [Ostapchuk et al., 2022]): (а) — контактные области в плоскости скольжения одного из сегментов разлома Calaveras (США). Границы *asperities* показаны эллипсами. Серые точки — гипоцентры фоновой сейсмичности, голубые точки — гипоцентры, формирующие топологически плотные кластеры, красные точки — гипоцентры землетрясений с  $M_L \geq 4$ ; (б) — локализация очагов землетрясений с  $M_L \geq 4$  в окрестности *asperities*. Расстояние нормализовано на радиус очага. Расстояние “0” соответствует границе эллипса;  $< 0$  — локализации в пределах границ. Серая область (расстояние от 0 до 1) соответствует расположению фокусов землетрясений вблизи внешней границы. 9 из 11 землетрясений с  $M_L > 5$  локализованы внутри или вблизи границ *asperities*. Для событий с  $M_L > 4$  60% событий локализируются внутри или вблизи границ *asperities*.

ческим данным, оказываются еще меньше. Судя по всему, зоны *asperities* занимают около 20–30% от площади разрыва.

Макроскопически, некоторые разломные зоны характеризуются систематическим изменением свойств разлома вдоль простирания. Примеры подобного систематического изменения приведены в работе [Peggin et al., 2016], где проанализированы данные о распределении косейсмических смещений и скоростей распространения разрыва для 27 крупных землетрясений. Авторы продемонстрировали, что свойства разломной зоны систематически изменяются по простиранию. От конца разлома по направлению к области его геологического зарождения будут снижаться жесткость и эффективная прочность материала, вмещающего зону скольжения. Кроме того, в результате многокилометровых сдвигов крупные макронеровности (*asperities*) будут становиться все более плоскими и пологими, т.е. поверхность скольжения становится более “гладкой”, а ее эффективная прочность, по мнению авторов работы [Peggin et al., 2016] скорее всего, уменьшается по сравнению со “свежим” участком из-за снижения уровня концентрации нормальных напряжений в зонах крупномасштабных шероховатостей.

Поскольку, как отмечалось выше, основной косейсмический сдвиг может быть локализован внутри ультракатаклизитового ядра в зоне толщиной менее 1–5 мм, то макроскопические эффекты трения в значительной степени определяются процессами, происходящими на микроуровне

[Chen et al., 2013]. В этой связи большое значение для понимания закономерностей вариаций сопротивления сдвигу разломных зон имеют результаты лабораторного изучения трения горных пород.

## ТРЕНИЕ

Для определения сдвиговой прочности  $\sigma_s$  любых нарушений сплошности массива горных пород — от сомкнутой трещины до тектонического разлома обычно используется уравнение Кулона:

$$\sigma_s = \sigma_{s0} + \sigma_n \mu, \quad (1)$$

где:  $\sigma_n$  — эффективное нормальное давление;  $\sigma_{s0}$  — сцепление;  $\mu = \operatorname{tg} \varphi$  — коэффициент трения ( $\varphi$  — угол трения) на поверхности раздела — параметры, определяемые экспериментально.

Обобщение данных по лабораторному исследованию коэффициентов трения горных пород выполнено Дж. Байерли в ставшей классической работе [Byegee, 1978], которая к настоящему времени процитирована более 5000 раз. Байерли показал, что значения  $\mu$  для сухих скальных пород, полученные при средних (5–100 МПа) и высоких (до 2000 МПа) уровнях давлений, довольно слабо зависят от типа породы и шероховатости поверхности, и закон трения описывается соотношением:

$$\tau = \begin{cases} 0.85\sigma_n, & \sigma_n < 200 \text{ МПа} \\ 0.5 + 0.6\sigma_n, & \sigma_n > 200 \text{ МПа} \end{cases} \quad (2)$$

Применимость соотношения (2) для широкого круга объектов неоднократно подтверждалась и на натуральных объектах таких, как, например, распределение углов падения сейсмогенных разрывов в соответствии с теорией разломообразования Андерсона. Примеры такого рода распределений, построенных по механизмам очагов неглубоких землетрясений, можно найти во многих работах, например [Colletini et al., 2019].

Другое свидетельство применимости закона трения Байерли к разломам земной коры получено из измерений *in situ* параметров поля напряжений, например, [Zoback, Zoback, 2002]. Многочисленные свидетельства указывают на то, что хрупкая кора критически напряжена почти повсюду, т.е. многие разломы находятся на грани фрикционного разрушения [Townend, Zoback, 2000; Zoback, 2010; и др.] в соответствии с законом Байерли (2). Широкое распространение индуцированной сейсмичности, несмотря на очень скромные изменения давления в фундаменте, и наблюдение того, что активированные разломы хорошо ориентированы в пределах современного поля напряжений [Walsh, Zoback, 2016; Schoenball, Ellsworth, 2017], убедительно подтверждают гипотезу о сильно напряженной коре с гидростатическим давлением жидкости и трением Байерли. Как показывают результаты многочисленных измерений напряжений в скважинах в широком диапазоне глубин, значительная часть активных континентальных разломов обладает прочностью на уровне трения Байерли [Zoback, 2010].

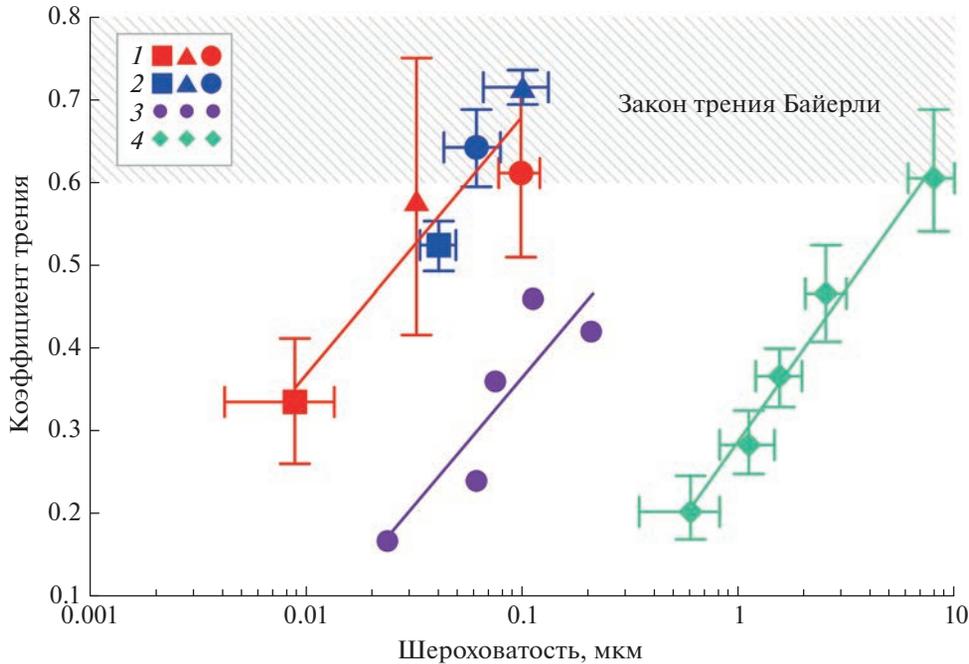
Экспериментально установлено, что в силу высокой степени локализации сдвига, макроскопические эффекты трения определяются процессами, происходящими на мезо- и микроуровне (например, [Proctor et al., 2014]). Авторы работы [Chen et al., 2013] исследовали зависимость коэффициента трения  $\mu$  для некоторых материалов в зависимости от шероховатости поверхности (рис. 3) и получили интересный результат. Они показали, что при масштабах длины 0.01–10 мкм коэффициенты трения хорошо коррелируют со значениями параметров, описывающих шероховатость (среднеквадратичное отклонение RMS или среднее отклонение профиля от средней линии Ra). Для испытанных образцов пород (доломит, гранит) величина коэффициента трения быстро приближается к диапазону “трения Байерли” 0.6–0.85, который является “общим” для трения хрупких горных пород [Byerlee, 1978]. Отсюда [Chen et al., 2013] делают вывод о том, что снижение трения, в первую очередь, контролируется сглаживанием поверхности при скольжении (т.е. уменьшением шероховатости) в масштабе 0.01–10 мкм, тогда как шероховатость на больших масштабах естественных разломов имеет ограниченное влияние на трение.

Важнейшее значение с точки зрения геомеханики разломов имеют фрикционные свойства разломной глинки трения, которые могут радикально отличаться от свойств вмещающей породы. При анализе следует различать *gouges*, содержащие соли кислот кремния слоистой структуры (галит, тальк, монтмориллонит, биотит и др.) и заполнители, основу которых составляют такие материалы, как кварц, гранит, ортоклаз, кальцит, доломит и т.д.). Филлосиликаты, как правило, имеют заметно более низкий коэффициент трения. В частности, монтмориллонит с высокой адсорбционной способностью имеет коэффициент трения всего 0.18 при нормальном напряжении 20 МПа при комнатной температуре [Ikari et al., 2011]. Напротив, *gouges* с высоким содержанием кварца имеют относительно высокие значения коэффициента трения. Значения фрикционных параметров для некоторых минералов приведены в табл. 4.

Еще более радикально различие фрикционных свойств между кварцевым заполнителем и филлосиликатами проявляется при насыщении флюидом (см. табл. 4). Если неадсорбирующие минералы, например кварц, практически сохраняют фрикционную прочность после насыщения, то коэффициенты трения таких материалов, как монтмориллонит или лизардит при насыщении уменьшаются в разы из-за снижения прочности поглощающих минералов в водонасыщенном состоянии.

Необычайно низкие значения пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения продемонстрировали эксперименты на влажных образцах смектитового *gouge* из PSZ разлома Alpina [Boulton et al., 2017]. Обширные физические исследования, результаты которых изложены в монографии [Бернштейн, 1987], доказали, что разупрочняющее действие воды связано, главным образом, с реакцией механически стимулированного гидролиза напряженного материала. В частности, происходит накопление разрывов Si–O–Si связей в присутствии молекул воды, что приводит к уменьшению коэффициента трения филлосиликатов. Кроме того, причина снижения фрикционной прочности заключается в том, что поверхность минералов пластинчатой структуры, которые регулярно обнаруживаются в зонах скольжения разломов [Kameda et al., 2011], притягивает молекулы воды, образуя тонкую пленку между двумя соседними пластинами [Renard, Ortoleva, 1997; Moore, 2004]. Влияние абсорбированной воды на степень снижения фрикционной прочности непосредственно продемонстрировано в лабораторных экспериментах на образцах мусковита [Kawai et al., 2015].

Описанные эффекты могут играть существенную роль в сезонных вариациях сейсмического



**Рис. 3.** Зависимость коэффициента трения от шероховатости поверхности (по данным [Chen et al., 2013]). Шероховатость определяется как среднеквадратичное отклонение высоты поверхности на сегментах длиной 1 мкм; 1 — доломит Kasota; 2 — гранит Sierra White; 3 — алмаз; 4 — гранит Westerly. Закрашенная область соответствует закону трения Байерли (2).

режима. Так, например, увеличение количества мелких сейсмических событий в период высокой, связанной со снеготаянием, обводненности массива горных пород в Хибинах [Козырев и др., 2021] может определяться увеличением подвижности блочной структуры из-за снижения эффективного трения в разломных зонах вблизи поверхности, поскольку при разложении нефелиновой породы характерно образование значительного количества смектита.

Возможно, даже более важная, чем величина коэффициента трения, роль при рассмотрении динамики скольжения принадлежит вариации фрикционного сопротивления в процессе сдвига. Модель ослабления трения в процессе скольжения восходит к Ш. Кулону, который обнаружил такие важные особенности, как разницу между статическим и кинетическим трением, а также возрастание силы трения при нахождении поверхностей в стационарном контакте [Scholz, 2019].

Согласно первым современным моделям, сопротивление сдвигу по границе между блоками горной породы задавалось в виде модели с разупрочнением (см., например, [Ida, 1972]):

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

$$T(\Delta u) = \begin{cases} \tau_u - \frac{(\tau_u - \tau_f)\Delta u}{d_0}, & \Delta u < d_0, \\ \tau_f, & \Delta u \geq d_0 \end{cases}, \quad (3)$$

где:  $\tau_u$  — пиковая фрикционная прочность;  $\tau_f$  — остаточная фрикционная прочность;  $\tau_0$  — начальные напряжения касательные к плоскости разлома;  $d_0$  — амплитуда перемещения, при котором трение спадает с пикового до остаточного значения.

В результате лабораторных экспериментов в конце 70-х—начале 80-х годов прошлого века был предложен ряд эмпирических соотношений, совокупность которых обычно называют законом трения Rate and State (далее RSF) [Dieterich, 1979; Ruina, 1983]. В этой модели коэффициент трения  $\mu$  зависит от мгновенной скорости скольжения  $V$  и от переменной состояния  $\theta$ :

$$\mu = \mu_0 - a \ln\left(\frac{V_0}{V}\right) + b \ln\left(\frac{V_0 \theta}{D_c}\right). \quad (4)$$

Здесь  $\mu_0$  — константа, соответствующая стабильному скольжению;  $V$  — текущая скорость смещения;  $\theta$  — переменная состояния;  $a$ ,  $b$ ,  $D_c$  — эмпирические константы.

Величина  $\theta$  изменяется со временем и перемещением по определенному закону (эволюционное уравнение) в процессе перехода контакта к новому стабильному состоянию. Наиболее из-

Таблица 4. Значения коэффициентов трения и фрикционных параметров, определенных для некоторых геоматериалов

Материал	Давление/Температура	Коэффициент трения $\mu_0$ , сухой	Коэффициент трения $\mu_w$ , водонасыщенный	Фрикционный параметр, $(a - b)$	Источник
Актинолит (85%) + хлорит (15%)	50–200 МПа/25–600°C		0.5–0.8	<0 при $T = 300–400^\circ\text{C}$ $\approx 0$ при $P_{\text{эфф}} = 50$ МПа >0 при $P = 100–200$ МПа	[Okamoto, 2020]
Ангитрит	75–130 МПа/25°C	0.67	0.57–0.60	–0.0044–(–0.0015)	[Okazaki et al., 2013]
Амфиболит				–0.001–(–0.016)	[Fagereng, Ikari, 2020]
Аргиллит	68 МПа/25–150°C		0.61–0.63	0.0034–0.005	[Verberne et al., 2010]
Биотит		0.46	0.35		[Moore, 2004]
Биотитовый сланец		0.35			[Ikari et al., 2010]
Брусит		0.46	0.3		[Moore, 2004]
Галит		0.18			[Shimamoto, Logan, 1981]
Гранит Westerley	5–400 МПа/25–550°C	0.63–0.72	0.6–0.7	–0.005–0.023	[Ikari et al., 2010]
Габро	100–300 МПа/21–615°C			–0.02–0.007	[Blanpied et al., 1995]
Гибсит		0.74	0.58–0.68		[He et al., 2006; 2007]
Доломит		0.78	0.5		[Moore, 2004]
Известняк	73 МПа/25–150°C		0.62–0.71	–0.004–0.005	[Byerlee, 1978]
Иллитовый сланец		0.48			[Verberne et al., 2010]
Кальцит		0.74			[Ikari et al., 2010]
Каолинит		0.85	0.5		[Shimamoto, Logan, 1981]
Каолинит		0.65			[Moore, 2004]
Каолинит 50% + Кварц 50%		0.62			[Shimamoto, Logan, 1981]
Кварц		0.53			[Ikari et al., 2010]
Клинтонит		0.72	0.65		[Moore, 2004]
Лизардит		0.8	0.4		[Moore, 2004]
Лизардит	5–100 МПа/ 25–170°C		0.18		[Tesei et al., 2018]
Маргарит		0.82	0.6		[Moore, 2004]
Монтморлонит		0.18			[Ikari et al., 2010]
Монтморлонит		0.41	0.03		[Ikari et al., 2007]
Монтморлонит 50% + Кварц 50%		0.35; 0.57	0.21		[Ikari et al., 2007; [Ikari et al., 2010]
Мрамор		0.28			[Scuderi, Colletini, 2016]
Мусковит			0.2		[Kawai et al., 2015]
Мусковит	5–50 МПа/ 25°C		0.19		[Smith et al., 2017]

Таблица 4. Окончание

Материал	Давление/Температура	Коэффициент трения $\mu_0$ , сухой	Коэффициент трения $\mu_w$ водонасыщенный	Фрикционный параметр, $(a - b)$	Источник
Мусковитовый сланец		0.38			[Ikari et al., 2010]
Ортоклаз	73 МПа/25–150°C	0.7	0.58–0.61	0.0041–0.0051	[Shimamoto, Logan, 1981]
Песчаник		0.64			[Verberne et al., 2010]
Полевой шпат (андезит)			0.1–0.17		[Ikari et al., 2010]
Сапонит	40–200 МПа/25–250°C		0.15–0.19	0.0007–0.0067	[Lockner et al., 2011]
Сапонит	40–200 МПа/25–250°C		0.51	0.0011–0.007	[Moore et al., 2016]
Серпентинит		0.62–0.66			[Okazaki et al., 2013]
Серпентинит		0.18			[Ikari et al., 2010]
Смектит	5–100 МПа/25°C,	0.27		0.0038–0.0095	[Niemeijer, Collettini, 2014]
Смектит	25–50 МПа/25°C,	0.25–0.31		0.0021–0.0087	[Tesei et al., 2014]
Смектит	25–50 МПа/25°C		0.1–0.25	0.002–0.008	[Ikari et al., 2015]
Смектит	25–50 МПа/25°C		0.12–0.15	–0.0015–0.011	[Carpenter et al., 2011; 2015]
Смектит			0.1–0.2 (пиковый) 0.03–0.09 (остаточный)		[Carpenter et al., 2011; 2015]
Смектит, хлорит, лизардит	6 МПа/25°C		0.13	0.0051–0.0098	[Boulton et al., 2017]
Смектит, хлорит	6 МПа/25°C		0.12	0.0049–0.0085	[Barth et al., 2013]
Смектит, хлорит,	31–94 МПа/25–210°C		0.12–0.16	0.001–0.007	[Barth et al., 2013]
Тальк		0.35			[Boulton et al., 2017]
Тальк слоистый		0.22			[Moore, 2004]
Тальк + смектит	10–75 МПа/25°C	0.25–0.31		0.0021–0.0087	[Ikari et al., 2010]
Хлорит		0.68			[Collettini et al., 2009]
Хлорит	5–75 МПа/25°C,		0.48		[Moore, 2004]
Хлорит	10–400 МПа/25–600°C		0.24		[Smith et al., 2017]
Хлорит + иллит	10–75 МПа/25°C		0.3	0.001–0.015	[Okamoto et al., 2019]
Хлорит + иллит	6 МПа/25°C		0.17	0.0050–0.0052	[Tesei et al., 2015]
Хлорит + иллит	31 МПа/25°C		0.28	0.0076–0.0153	[Barth et al., 2013]
Хлоритовый сланец		0.42		0.0035–0.0089	[Barth et al., 2013]
Хризопил + серпентинит	5–100 МПа/25–170°C		0.15–0.18		[Ikari et al., 2010]
Эпидотит		0.63		–0.001–(–0.007)	[Tesei et al., 2018]
					[Fagereng, Ikari, 2020]

вестными являются законы Дитриха [Dieterich, 1979]:

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{V\theta}{D_c}, \quad (5a)$$

и Руины [Ruina, 1983]:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{V\theta}{D_c} \ln\left(\frac{V\theta}{D_c}\right). \quad (5b)$$

При установившемся стабильном скольжении считается, что состояние системы остается неизменным, а тип зависимости трения от скорости скольжения описывается так называемым фрикционным параметром:

$$(a - b) = \frac{\Delta\mu}{\ln(V/V_0)}, \quad (6)$$

где  $\Delta\mu = \mu_0 - \mu$  – вариация коэффициента трения при увеличении скорости скольжения с  $V_0$  до  $V$  [Dieterich, 1979]. Положительные значения разности  $(a - b)$  имеют место для материалов, обладающих свойством скоростного упрочнения (далее VS), т.е. увеличения сопротивления сдвигу с ростом скорости, а при  $(a - b) < 0$  – поверхность обладает свойством скоростного разупрочнения (далее VW).

В рамках реологии RSF возможность возникновения нестабильного скольжения зависит от соотношения между жесткостью вмещающего массива  $K$  и скоростью снижения сопротивления сдвигу по разлому  $K_f$ .

Для VW разломов скольжение остается стабильным или условно стабильным, если отношение  $\chi = \frac{K}{K_f} > 1$ . Если выполняется условие

$$\chi < 1, \quad (7)$$

то снижение фрикционного сопротивления скольжению по разлому опережает снижение напряжений из-за упругой разгрузки, что приводит к возникновению нестабильности [Scholz, 2019; Kocharyan et al., 2017]. Разные подходы к оценке жесткости разлома и жесткости нагружения детально рассмотрены в монографии [Кочарян, 2016].

Условие (7) определяет необходимость достижения областью скольжения определенных размеров для того, чтобы развивалась динамическая неустойчивость.

В стандартной форме RSF параметры  $(a - b)$  и  $D_c$  в соотношениях (4)–(5) являются постоянными характеристиками контакта и не зависят от скорости скольжения. Однако недавние лабораторные измерения показывают, что эти параметры, на самом деле, систематически меняются со скоростью скольжения [Ikari, Saffer, 2011; Rabinowitz et al., 2018] с тенденцией увели-

чения устойчивости фрикционного контакта с ростом скорости скольжения.

Формализм RSF в различных модификациях широко применяется для моделирования многих природных явлений, связанных со скольжением по разломам, включая зарождение и распространение разрыва, афтершоковую активность и восстановление прочности разломов после динамического срыва, постсейсмическое скольжение и крип на межсейсмической стадии эволюции, индуцированную сейсмичность [Кочарян, 2021 и ссылки там].

Модель RSF использовалась и для моделирования событий медленного скольжения. Однако в рамках традиционного RSF подхода с константами, не зависящими от скорости скольжения, эти явления удается смоделировать лишь в очень узком диапазоне параметров при величине  $\chi \sim 1$  и критическом уровне касательных напряжений [Кочарян, 2016], что находится в определенном противоречии с новейшими наблюдательными данными, согласно которым SSE широко распространены на различных глубинах коры [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Численное моделирование, проведенное в недавней работе [Im et al., 2020], продемонстрировало, что учет зависимости параметров RSF трения от скорости скольжения существенно расширяет как диапазон условий, в которых возможно возникновение событий медленного скольжения, так и спектр таких их характеристик, как величина сброшенных напряжений, продолжительность, повторяемость.

Фрикционный параметр  $(a - b)$  (6), определяющий тип скольжения по разлому, зависит как от материального состава *gouge*, так и от внешних условий – давления, температуры, присутствия флюида, скорости скольжения. Довольно давно известно, что *gouges* богатые прочными минералами, демонстрируют менее устойчивое скольжение (большие значения фрикционного параметра), чем богатые слабыми минералами, например, [Summers, Byerlee, 1977; Niemeijer, Collettini, 2014; и др.]. Такой эффект наблюдается как для природных материалов-заполнителей, так и для искусственных смесей. Считается, что этому способствует пластинчатая структура филлосиликатных минералов в противоположность зернистой структуре композиций из более прочных минералов. При этом остается неясным, какое пороговое содержание филлосиликата в *gouge* может обеспечить стабилизацию скольжения при разных *P-T*-условиях и скоростях сдвига [Niemeijer, Collettini, 2014]. Для *gouges*, состоящих из смеси кальцита и сланца, при эффективном нормальном напряжении 30 МПа и низких скоростях скольжения стабилизация сухого контакта наступает при содержании сланца свыше 30–50% [Ruggieri et al., 2021].

Тип скольжения разлома эволюционирует от VS к VW с увеличением коэффициента трения [Ikari et al., 2010; Boulton et al., 2017; Niemeijer, Collettini 2014; и др.]. Разломная глинка трения, содержащая материалы с относительно большими, более чем  $\mu \approx 0.5$ , коэффициентами трения (кварц, полевой шпат, каолинит и др.), демонстрирует, в зависимости от  $P$ - $T$ -условий, скорости нагружения и амплитуды сдвига, как VW, так и VS скольжение. Отмечается, что с ростом базового коэффициента трения  $\mu_0$  растут оба параметра  $a$  и  $b$ , но рост последнего происходит опережающими темпами, что приводит к отрицательным значениям параметра  $(a - b)$ , т.е. к эффекту скоростного разупрочнения [Carpenter et al., 2015]. Соответственно, глинка-трения с низкой прочностью ( $\mu_0 < 0.5$ ) имеет тенденцию к VS поведению, причем значение параметра  $(a - b)$  растет с увеличением содержания глинистых компонентов [Ruggieri et al., 2021]. Некоторые результаты измерения параметра  $(a - b)$  приведены в табл. 4.

Во многих сериях лабораторных экспериментов отмечается эффект увеличения фрикционного параметра с ростом скорости скольжения как для незаполненного контакта скальных поверхностей [Kilgore et al., 1993], так и для различных заполнителей от гранитной крошки [Marone et al., 1990] и до глиносодержащих *gouges* [Ruggieri et al., 2021]. Для смеси актинолит (~85%) + хлорит (~15%) авторы [Okamoto et al., 2020] наблюдали уверенный рост фрикционного параметра по мере увеличения скорости скольжения при температурах 200–400°C, тогда как при низких (23–100°C) и высоких (500–600°C) такой тенденции отмечено не было.

Существенную роль, определяющую фрикционное поведение заполнителя разломов, может играть температура. Если величина коэффициента трения большинства материалов изменяется с температурой довольно слабо вплоть до  $P$ - $T$ -условий, соответствующих упруго-пластическому переходу, то значение фрикционного параметра  $(a - b)$  варьируется вплоть до знака, определяя тем самым стабильность или нестабильность скольжения. С ростом температуры некоторые разломные заполнители с  $(a - b) > 0$  при комнатных условиях, становятся фрикционно-нестабильными при более высоких температурах, например кальцит при ~50°C, известняк при ~150°C, гранит при температурах ~50–350°C [Blanpied et al., 1995; Scholz, 2019]. С дальнейшим ростом температуры скольжение вновь становится стабильным, что связано с переходом от катаклаза к пластической деформации заполнителя. Впрочем, в работе [He et al., 2006] сообщается о нестабильном скольжении  $(a - b \approx -0.01)$  *gouge* из габбро со средним размером зерна 27.4 мкм при температуре 615°C и нормальном напряжении 300 МПа.

Важным фактором, влияющим на материальный состав зоны скольжения, а значит и на параметры трения, является преобразование контактирующих поверхностей в процессе динамического скольжения. При разрушении материала на микро- и наноуровне [Соболев и др., 2016; Веттерн и др., 2018; 2020; и др.] на поверхности образуется тонкий слой глинистых минералов с низким коэффициентом трения. Слабые материалы образуются и в ходе механохимических преобразований [Морозов и др., 2016], термомеханического разложения [Морозов и др., 2020] и других процессов.

Интересна роль флюидов в формировании режима скольжения. Очевидное влияние увеличения порового давления на величину эффективного нормального напряжения определяет, с одной стороны, возможность превышения предела прочности и, соответственно, возникновения скольжения. Однако вовсе необязательно, что это скольжение окажется сейсмогенным. В *gouges*, особенно содержащих значительное количество филлосиликатов, величина  $(a - b)$  возрастает с увеличением содержания воды [Ikari, 2007; De Barros et al., 2016], что стабилизирует скольжение. В известной работе [Guglielmi et al., 2015] авторы, закачивая жидкость в естественный разлом и измеряя подвижку по разлому, обнаружили, что в большинстве подвижек наблюдается VS поведение с  $(a - b = 0.045)$ . Увеличение содержания флюида и рост порового давления снижают эффективную сдвиговую жесткость разлома, что, согласно условию (7), способствует стабилизации скольжения и возникновению режима SSE [Hirose et al., 2021].

Для кварцевого заполнителя параметр материала  $(a - b)$ , напротив, резко снижается, т.е. скоростное разупрочнение становится более выраженным даже при добавлении очень небольшого количества флюида. Добавки флюида в 0.1% от массы заполнителя разлома – кварцевого песка – оказывается достаточно для радикального изменения характера скольжения от крипа до выраженного стик-слипа [Кочарян, 2016].

Еще один эффект, который следует учитывать – возможное увеличение эффективного нормального напряжения при скольжении разлома с глинистыми *gouges*. Дилатансия при сдвиге увеличивает объем порового пространства и из-за низкой проницаемости зоны скольжения приводит к снижению давления флюида [Segall et al., 2010].

Наличие порового давления может изменить параметр  $(a - b)$  разломов. В работе [Scuderi, Collettini, 2016] получили, что для карбонатных *gouge* (мрамор, известняк) фрикционный параметр снижается с  $(a - b) \approx (0.002-0.006)$  вплоть до отрицательных значений с ростом отношения порового давления к нормальному напряжению

$P_f/\sigma_n$  с 0.15 до 0.8. Для заполнителей из других материалов (антигорит, оливин, кварц и хризотил), напротив, отмечают увеличение  $(a - b)$  с ростом порового давления [Xing et al., 2019]. Вариацию фрикционного параметра при изменении порового давления чаще всего связывают с дилатансией и уплотнением материала, хотя у разных авторов отмечаются зачастую противоречивые тенденции при экспериментальном исследовании таких зависимостей, что, скорее всего, связано как с различиями свойств геоматериалов, так и условий экспериментов, а также свидетельствует о недостаточном понимании физики процесса [Ji et al., 2022].

Авторы работы [Proctor et al., 2020], вероятно, впервые провели прямые измерения порового давления в гидравлически изолированном лабораторном разломе в процессе зарождения разрыва и скольжения. Эксперименты проводились как на контакте гранитных поверхностей, так и при сдвиге разлома, заполненного кварцевым *gouge*. Они зарегистрировали вариации порового давления от 0.1 до 10 МПа. При этом снижение порового давления, вызванное дилатансией, подавляет скольжение незаполненного контакта в граните, в то время как повышение порового давления в разломе с заполнителем, напротив, делает скольжение более динамичным из-за уплотнения *gouge*. Важно, что вариации порового давления могут возникать как в процессе динамического срыва, так и на предсейсмической стадии. В последнем случае дилатансия может подавить прерывистое скольжение и привести к медленному скольжению в разломах, обладающих VW фрикционными свойствами, которые бы разрывались динамически в дренируемых или сухих условиях. И наоборот, компакция заполнителя может дестабилизировать разломы с VS трением.

Отмечается, что высокая вязкость жидкости при одинаковой величине порового давления благоприятствует неустойчивому проскальзыванию, о чем свидетельствует тенденция к уменьшению параметра коэффициента трения  $(a - b)$  от положительного до отрицательного при росте вязкости от  $\eta \sim 10^{-3}$  до 1 Па с [Cornelio, Violay, 2020]. В значительно более ранней работе [Кочарян, Остапчук, 2015] был также получен эффект увеличения “динамичности” подвижки в этом же диапазоне  $\eta$ , однако было отмечено, что при дальнейшем росте вязкости скольжение резко стабилизируется. При этом, эффект носит, фактически, пороговый характер (рис. 4).

В заключение раздела отметим, что природных материалов, демонстрирующих только фрикционное разупрочнение с ростом скорости скольжения, пока не было обнаружено.

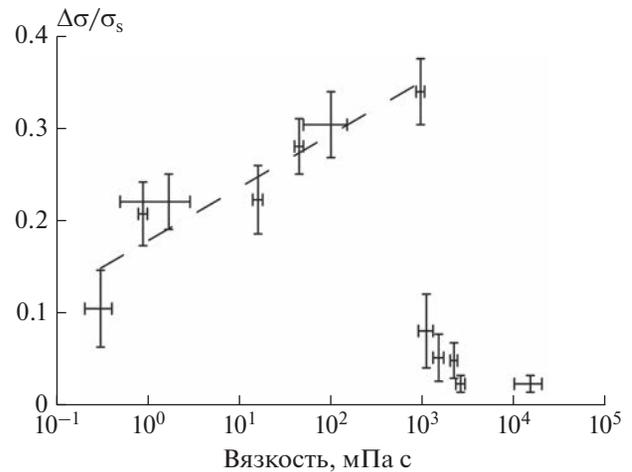


Рис. 4. Зависимость изменения скачка сдвигового напряжения от вязкости флюида. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа, массовая доля жидкостей — 0.5% (по работе [Кочарян, Остапчук, 2015]).

## ИЗЛУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Хорошо известно, что величина приведенной сейсмической энергии  $\hat{E}_s = \frac{E_s}{M_0}$  — отношение излученной энергии к величине скалярного сейсмического момента, изменяется в широком диапазоне значений, отличаясь для разных событий на 5–6 порядков.

Параметры колебаний, излучаемых при распространении разрыва, тесно связаны с фрикционными свойствами поверхности скольжения. Прежде всего, важнейшим условием является выполнение условия (7). Как и в механике трещин Гриффитса, условие старта, и условие остановки определяются соотношением между скоростью динамического высвобождения упругой энергии деформации  $K$  и скоростью расходования энергии  $K_f$ . При фрикционном скольжении первый параметр есть скорость, с которой напряжение может быть упруго разгружено в материале с модулем упругости  $G$ , вмещающем разлом:  $K = \zeta \frac{G}{\hat{L}}$ ,

а второй  $|K_f| = \left| \frac{\partial \tau}{\partial D} \right|$  — скорость с которой трение изменяется с кумулятивным смещением  $D$  при увеличении скорости скольжения. В этих выражениях:  $\zeta \sim 1$  — коэффициент формы;  $\hat{L}$  — характерный размер, связанный с магнитудой землетрясения [Кочарян, 2016].

Если условие (7) выполняется, то энергия излучается из системы. В противоположном случае, динамическое скольжение и, соответственно, излучение энергии невозможны. Отношение (7)

определяет не только возможность, но и характер скольжения.

Согласно многим лабораторным исследованиям, старт разрыва чаще всего происходит в области разлома с выраженными VW свойствами [Батухтин и др., 2019; Кочарян, 2021] (при натуральных наблюдениях эпицентры крупных землетрясений часто располагаются на краю *asperities* [Yamanaka, Kikuchi, 2004]). Присутствие мезомасштабных неоднородностей приводит к усложнению волновой картины, появлению интервалов снижения и увеличения скорости распространения разрыва и амплитуды косейсмического смещения. Наличие достаточного количества контактных пятен, для которых характерно быстрое фрикционное разрушение контакта при сдвиге, может оказаться достаточным условием трансформации разрыва в “сверхсдвиговый” режим, при котором скорость распространения разрыва существенно превышает обычные значения. При этом, чем более “хрупкое” пятно (т.е. чем ниже величина остаточной фрикционной прочности по сравнению с пиковым значением), тем при более низком уровне средних напряжений может произойти переход к сверхсдвиговому разрыву [Кочарян и др., 2022]. Повышенная микрошероховатость контактной области увеличивает фрикционную “хрупкость” пятна увеличивая тем самым вероятность инициирования сверхсдвигового разрыва. В последние годы разрывы с высокой скоростью распространения обнаруживаются для довольно большого числа землетрясений. По данным [Chouneta et al., 2017], где проанализированы сведения по 96 землетрясениям с магнитудой  $M_w$  от 6.4 до 8.1, около 25% из них имели среднюю скорость разрыва  $V_r$  в диапазоне от 3100 до 4500 м/с.

Достаточно распространены и события с низкой скоростью развития разрыва, которые относятся к режимам переходным от “нормальных” землетрясений к событиям медленного скольжения. Часто их называют “низкочастотные” землетрясения (LFE). Вероятно, впервые подобное событие было детально описано в работе [Kanamori, Haukson, 1992], авторы которой зарегистрировали необычное землетрясение с магнитудой  $M_L = 3.5$ , произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991, во время проведения работ по гидроразрыву пласта на нефтяном месторождении. В работе [Thomas et al., 2016] скорость разрыва при LFE оценена в 20% от  $V_s$ . В работе [Walter et al., 2015] приводятся значения  $V_r \sim 100\text{--}200$  м/с.

Для событий с  $M_w = 1.3\text{--}2.7$ , произошедших в 1999 г. в префектуре Западное Нагано, Япония в окрестности очага землетрясения с магнитудой 6.8 14.09.1984, с помощью метода остановки фаз (*stopping phase*) получены значения  $(0.4\text{--}0.9)V_s$  [Imanishi et al., 2004]. Сейсмические события с

$M_w \sim 0.5\text{--}2.0$  и скоростью разрыва  $(0.1\text{--}0.83)V_s$  со средним значением  $0.48V_s$  были зарегистрированы с помощью плотной сети сейсмических станций при проведении гидроразрыва пласта на месторождении Montney Shale, Канада [Yu et al., 2021].

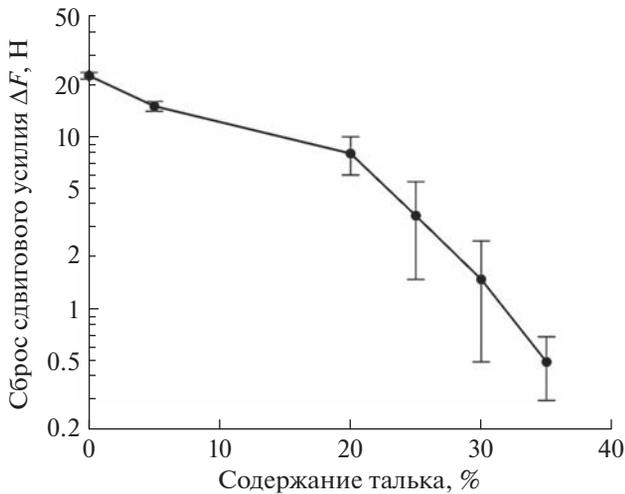
Применение инверсии тензора момента для записей шахтной сейсмичности позволило также оценить скорость распространения разрыва для событий, зарегистрированных в шахте Рудна, Польша. За многолетний период наблюдений 1996–2006 гг. для событий с  $M_w$  2.1–3.6 получены скорости распространения разрыва в пределах  $(0.2\text{--}0.9)V_s$  с преобладающими пониженными значениями [Domanski, Gibowicz, 2008; Debski, 2018].

Для шахты Strathcona в Грейтер-Садбери, Канада также получены пониженные значения скорости распространения разрыва  $(0.3\text{--}0.6)V_s$  [Urbancic et al., 1993]. На Коробковском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии (Белгородская область, Россия) для слабых сейсмических событий с  $M_w$  от  $-2.6$  до  $-1.4$ , индуцированных массовым взрывом в шахте, получены значения скорости разрыва  $(0.1\text{--}0.7)V_s$  [Беседина и др., 2020; 2021]. Для слабых сейсмических событий с  $M_w$  от  $-4.1$  до  $-0.8$ , зарегистрированных на золоторудной шахте в Южной Африке, отмечены низкие значения отношения угловых частот, рассчитанных по группе продольных и поперечных волн, а также излучательной эффективности источника (с медианным значением 0.24), что указывает на низкие значения скорости распространения разрыва для зарегистрированных событий [Kwiatek et al., 2011] и т.д.

Вопрос формирования низкоскоростных подвижек по разлому детально рассмотрен в серии публикаций [Kocharyan, Novikov, 2016; Budkov, Kocharyan, 2017; Kocharyan et al., 2017; и др.]. На рис. 5 показана зависимость величины сброшенного сдвигового усилия за один эпизод скольжения в зависимости от содержания талька в смеси с кварцевым песком, заполняющей контакт между жесткими блоками. Детали эксперимента описаны в работе [Kocharyan et al., 2017]. Отчетливо видно, что с увеличением содержания пластичных частиц (снижение жесткости контакта) амплитуда сброшенного в массиве напряжения, а следовательно и излученная энергия снижаются на несколько порядков. При этом фрикционная прочность контакта изменяется довольно слабо [Kocharyan et al., 2017].

Снижение доли энергии, излученной в упругой области, при падении жесткости разлома удобно продемонстрировать на простой схеме баланса энергии в ходе развития подвижки (рис. 6).

В предположении однородности плоского разрыва площадью  $S$ , энергия  $E_s$ , излученная при образовании подвижки в однородном бесконечном пространстве, есть разность между изменением

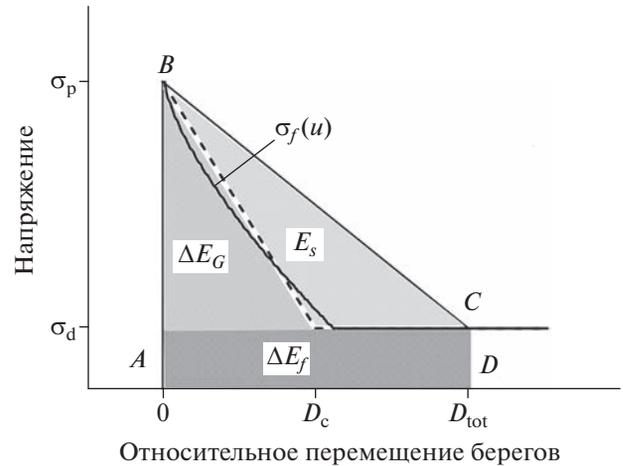


**Рис. 5.** Амплитуда сброса сдвигового усилия при различном массовом содержании частиц талька в кварцевом песке (по работе [Кочарян, 2016]).

упругой энергии  $\Delta E_e$  и энергией, диссипированной в ходе разломообразования  $\Delta E_{diss}$ . Полная диссипированная энергия  $E_{diss}$  складывается из энергии, идущей на разрушение  $\Delta E_G$ , и работы  $\Delta E_f$ , совершенной на плоскости разлома против сил трения в ходе подвижки. Более детально этот вопрос рассматривается, например, в работах [Kanamori, Brodsky, 2004; Кочарян, 2016].

На этом рисунке изменение внутренней энергии  $\Delta E_s$  представляет собой площадь трапеции ABCD.  $\Delta E_s = S \Delta \bar{D} \bar{\sigma} = M_0 \frac{\bar{\sigma}}{G} \approx M_0 \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2G}$ , где  $\Delta \bar{D}$  — среднее смещение по разлому,  $G$  — модуль сдвига среды,  $\sigma_0$  — начальное и  $\sigma_1$  — конечное значения напряжений касательных к плоскости разрыва, которые, вообще говоря, могут отличаться от величины пикового и остаточного трения. Соотношение между  $\Delta E_G$  и  $\Delta E_f$  зависит, в том числе от закономерностей снижения сопротивления сдвигу в процессе подвижки, т.е. от жесткости разлома. В идеализированном случае, когда трещина распространяется без потерь энергии на разрушение, напряжения на поверхности разлома изменяются скачком от  $\sigma_0$  до  $\sigma_1$ , вся диссипированная энергия переходит в тепло, а энергия, излученная в упругую среду максимальна. На практике подобный случай реализуется при динамическом срыве на очень гладких поверхностях. По мере снижения жесткости разлома (увеличения параметра  $D_c$  в (4) или (5)) величина  $E_s$  снижается, и подвижка становится асейсмической.

Соотношение между величиной энергии, идущей на разрушение контакта  $\Delta E_G$ , и сейсмической энергией  $E_s$  есть интегральный параметр,



**Рис. 6.** Баланс энергии на единицу площади разрыва при подвижке по разлому. Пояснения в тексте.

связанный в теории разрушения со скоростью распространения разрыва  $V_r$ . Соответствующие аналитические выражения для разных мод трещин легко найти, например, в работах [Костров, 1975; Fossum, Freund, 1975].

Таким образом, определяемое инструментально значение скорости распространения разрыва есть косвенный признак величины жесткости разлома, а следовательно и материального состава зоны скольжения.

## О МОНИТОРИНГЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Многолетние усилия, предпринимаемые мировым сейсмологическим сообществом в части развития методов прогноза землетрясений, привели к довольно скромным успехам и продемонстрировали ограниченность возможности краткосрочного прогноза готовящегося сейсмического события по десяткам косвенных предвестников, регистрируемых в обширной области подготовки землетрясения [Сидорин, 1992; Богомолов, Сычева, 2022; и др.].

Ситуация с возможностью прогноза довольно крупных сейсмических событий, связанных с подвижками по тектоническим разломам, инициируемыми, например, добычей полезных ископаемых, выглядит более обнадеживающе. Построение геомеханических моделей месторождения и прилегающих участков массива горных пород позволяет во многих случаях довольно точно определить вероятные участки локализации деформаций и резко сузить необходимый объем наблюдений.

Развиваемые новые представления о закономерностях и условиях реализации различных режимов скольжения по разломам — от крипа до динамического срыва — позволяют разработать подходы к мониторингу потенциально опасных участков.

Поскольку возможность возникновения того или иного режима определяется фрикционными свойствами геоматериала, из которого сложена зона локализации скольжения, то определенную информацию о потенциальной опасности могут дать данные бурения через зону обследуемого разлома. В результате анализа структуры зоны скольжения и типов слагающих ее пород (наличие *gouge* из измельченных прочных пород с VW фрикционными свойствами или, напротив, филлосиликатов с VS поведением) можно с определенной степенью достоверности судить о сейсмогенности данного участка.

Удобным примером является хорошо изученный Хибинский массив. Так, известное техногенное землетрясение в Хибинах 16.04.1989 г. *M*4.8, инициированное горными работами на Кировском руднике, произошло в результате подвижки по эгериновой жиле [Сырников, Тряпицын, 1990]. Эгерин является довольно твердым (по шкале твердости близок к кварцу), но хрупким минералом так, что можно ожидать высокую скорость снижения сопротивления сдвигу по такому структурному нарушению, а следовательно сейсмогенной подвижки в случае выполнения соответствующих прочностных критериев. В случае вышеупомянутого землетрясения 16.04.1989 г., равновесие было нарушено в результате изменения параметров поля напряжений из-за выемки породы в Саамском карьере, а триггером послужил массовый взрыв суммарной мощностью около 250 т [Сырников, Тряпицын, 1990].

В то же время, исследуя техногенную сейсмичность, специалисты горного дела зачастую уделяют повышенное внимание наиболее слабым, обводненным зонам массива горных пород. В окрестности апатитовых месторождений Хибин это участки разломных структур, заполненных, в значительной степени, шпреуштейнизированными (окисленными щелочными) рыхлыми породами [Козырев и др., 2021]. Следует иметь в виду, что, как отмечалось выше, в результате разложения нефелина образуется значительное количество смектита, который помимо крайне низкого трения во влажном состоянии (см. табл. 4), обладает выраженными VS фрикционными свойствами, что определяет высокую вероятность того, что локализованная деформация в таких зонах будет реализовываться в виде медленных подвижек с низкой сейсмической эффективностью.

С другой стороны, бурение дает только “точечную” картину, которая, как было показано выше, может оказаться совершенно иной на соседнем участке разлома. Кроме того, зачастую осуществить подобные работы оказывается невозможно в силу различных причин технического характера.

Весьма перспективным, на наш взгляд, направлением является развитие методов определения фрикционных свойств зон скольжения по очаговым параметрам отдельных индуцированных микросейсмических событий [Беседина и др., 2020; 2021], и характеристикам сейсмоакустического шума, источники которого локализованы в зоне разлома [Морозова, Остапчук, 2022]. Регистрируя волновые формы событий, наведенных горными работами, можно статистически оценивать величину приведенной сейсмической энергии (отношение величины, излученной источником энергии к скалярному сейсмическому моменту). Основываясь на этом параметре, можно судить о вероятности реализации накопленной в массиве упругой энергии в виде динамических событий. Безусловно результаты обработки данных, полученных по очаговым параметрам слабой сейсмичности, желательно анализировать с учетом геологических данных о породах, которыми сложено ядро разломной зоны.

Анализ записей шума с применением новых методов обработки позволяет использовать для прогноза развития деформационных процессов в разломных зонах, и информацию, полученную от “анонимных” источников в зоне разлома. Детальное исследование акустических колебаний, сопровождающих разные режимы скольжения лабораторного разлома, выявило наличие различающихся по форме и амплитуде семейств акустических импульсов. Статистические свойства некоторых из них весьма чувствительны к изменению напряженно-деформированного состояния. Обнаруженные закономерности позволяют предположить, что завершающую стадию подготовки динамического события можно выявить при анализе формы, спектра и статистических характеристик регистрируемых сейсмоакустических сигналов [Остапчук и др., 2021; Морозова, Остапчук, 2022].

Поскольку непрерывная регистрация сейсмического шума в условиях работающего предприятия малоперспективна, то получение информативных записей возможно лишь в течение коротких технологических перерывов. Здесь может помочь применение методов интеллектуального анализа данных, что является одним из трендов последнего времени в мировой сейсмологии и механике очага землетрясения. Опыт лабораторных экспериментов показывает способность обученного алгоритма машинного обучения эффективно описывать деформационные процессы в зоне разлома и предсказывать возможные катастрофические события [Остапчук и др., 2021].

В последние 20–30 лет в научном сообществе активно обсуждается возможность искусственного инициирования скольжения по разлому с целью снижения вероятности возникновения

крупных сейсмогенных событий [Savage et al., 2017; Ружич и др., 2020; 2022; и др.]. В настоящее время в качестве основной рассматривается гипотетическая возможность техногенного изменения режима скольжения по разлому – с динамического срыва на подвижку с низкой сейсмической эффективностью. В этих целях авторы таких подходов предлагают использовать вибрации и закачку жидкости в глубокие скважины [Savage et al., 2017; Ружич и др., 2020; 2022; и др.]. В этой ситуации полезность, для определения области бурения, методов оценки “медленности” слабых сейсмических событий, приуроченных к зоне разлома, трудно переоценить. Отметим, впрочем, что как видно, в том числе из настоящего обзора, накопленных знаний и технологических возможностей пока недостаточно для работы на сейсмогенных глубинах.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Приведенные в обзоре данные демонстрируют, что на многих участках разломов накапливаемая деформация может реализовываться в виде относительно медленных подвижек с низкой сейсмической эффективностью. При этом такой тип деформирования является обычным явлением для разломов земной коры на всех глубинах. Возможность реализации того или иного режима деформирования разлома напрямую определяется соотношением между упругими характеристиками вмещающего массива и фрикционными свойствами зоны скольжения. Последние достаточно отчетливо проявляются как явным образом - в структуре ядра разлома, так и косвенно в очаговых параметрах мелких сейсмических событий.

- Данные глубинного бурения и геологического обследования денудированных участков разломных зон, демонстрируют наличие радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков скольжения. Получены убедительные доказательства экстремальной локализации косейсмического смещения в узкой зоне ультракатаклизитов для сейсмогенных разрывов в разных условиях – как в породах кристаллического фундамента, так и в осадочных слоях. В то же время широко распространены зоны, геометрия и внутренняя структура которых скорее напоминают зоны пластического сдвига с высокой степенью метаморфизма. Они состоят из многократно пересекающихся участков сдвига, содержащих глинистые минералы, происходящие из различных протолитов. Сильная неоднородность строения вдоль простирания, определяет существование в одной и той же разломной зоне “сильных” и “слабых” участков, которые, скорее всего, и соответствуют известному подходу сейсмологов, согласно которому поверхность скольжения содержит особые участки – *asperities*.

Зоны *asperities* занимают около 20–30% от площади разрыва. От свойств и взаимного расположения сильных и слабых участков и зависит режим скольжения по разлому. Зарождаясь, как правило, на краях “сильных” участков, разрыв способен как разогнаться до “сверхсдвиговой” скорости, превышающей разрешенный диапазон для однородной упругой среды, так и распространяться с очень медленной скоростью, характерной для событий медленного скольжения.

- Определяющее значение для закономерностей распространения разрыва имеют фрикционные свойства “разломной глинки трения” (*gouge*), которые могут радикально отличаться от свойств вмещающей породы. Тип скольжения разлома эволюционирует от устойчивого к неустойчивому скольжению с увеличением коэффициента трения. Важную роль играют и *P-T*-условия, и наличие флюида и его свойства, которые определяют различные *P-T*-интервалы фрикционной неустойчивости для разных материалов.

- Определяемые по результатам инструментальных наблюдений очаговые параметры отдельных очагов слабой сейсмичности и характеристики акустического шума, источники которого локализованы в зоне разлома, могут дать косвенную информацию о материальном составе зоны скольжения, а следовательно и о ее потенциальной “сейсмогенности”. Неясным пока остается вопрос о том, насколько позволяет распространенность медленных событий малых магнитуд судить о возможности возникновения крупных динамических подвижек по разлому.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 122032900178-7 (в части обзора структуры разломных зон) и при поддержке проекта РНФ № 22-17-00204 (в части обзора закономерностей трения и сейсмологических наблюдений).

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны рецензентам – докт. физ.-мат. наук Б.А. Иванову и докт. физ.-мат. наук А.В. Пономареву, чьи замечания и советы позволили существенно улучшить изложение материала.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батухтин И.В., Будков А.М., Кочарян Г.Г. Особенности старта и разрыва на разломах с гетерогенной поверхностью. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы V международной конференции / Адушкин В.В., Кочарян Г.Г. (ред.) М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 137–149.

- Бернштейн В.А.* Механогидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987. 320с.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* Характеристики слабой сейсмичности, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2020. № 3. С. 12–24.  
<https://doi.org/10.15372/FTPRPI20200302>
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Параметры источников роя микросейсмических событий, инициированных взрывом на Коробковском железорудном месторождении // Физика Земли. 2021. № 3. С. 63–81.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333721030030>
- Богомолов Л.М., Сычева Н.А.* Прогноз землетрясений в XXI веке: предыстория и концепции, предвестники и проблемы // Геосистемы переходных зон. 2022. Т. 6. № 3. С. 145–182.  
<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.3.145-164.164-182>
- Веттегрень В.И., Арора К., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П., Кулик В.Б.* Изменение строения поверхностей базальта и гранита при трении // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. № 5. С. 965–969.
- Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П.* Разрушение кварцевого диорита при трении // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 4. С. 35–50.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.
- Козырев А.А., Жукова С.А., Батугин А.С.* О влиянии обводненности массива на его сейсмическую активность при разработке апатитовых месторождений Хибин // Горный журнал. 2021. № 1. С. 31–36.  
<https://doi.org/10.17580/gzh.2021.01.06>
- 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](https://doi.org/10.55652/1683-805X_2022_25_4_84)
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А.* Влияние вязкости тонких пленок на закономерности фрикционного взаимодействия блоков горной породы // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 3. С. 343–346.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565215210148>
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2003. 423 с.
- Кочарян Г.Г., Батухтин И.В.* Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 671–691.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0367>
- Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019. № 5. С. 61–75.
- Матвеев М.А., Смутьская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотахилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722060096>
- Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А.* Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 5–18.
- Морозов Ю.А., Севастьянов В.С., Юрченко А.Ю., Кузнецова О.В.* Углеродизация карбонатов и фракционирование стабильных изотопов углерода в зоне динамической подвижки // Геохимия. 2020. Т. 65. № 9. С. 835–848.  
<https://doi.org/10.31857/S001675252009006X>
- Морозова К.Г., Остапчук А.А.* Связь состояния сдвиговой трещины в гранулированном материале и акустоэмиссионных и деформационных данных // Акустический журнал. 2022. Т. 68. № 5. С. 543–549.  
<https://doi.org/10.31857/S0320791922050082>
- Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л.* Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49–68.
- Остапчук А.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Павлов Д.В., Гридин Г.А.* Особенности формирования динамического сдвига в тонком слое гранулированного материала // Физика Земли. 2021. № 5. С. 91–103.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333721050136>
- Родкин М.В., Рундквист Д.В.* Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Издательский Дом “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Ружич В.В.* Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Левина Е.А., Сверкунов С.А., Шилько Е.В.* Об управлении режимами сейсмической активности в сегментах тектонических разломов с применением вибрационных воздействий и закачки растворов через скважины // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 3. С. 55–69.
- Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Сверкунов С.А., Иванишин В.М., Акчури Р.Х., Левина Е.А.* Изучение, прогноз и управляемое снижение сейсмической опасности в выявленных сегментах магистральных разломов циклическими закачками в них жидкости через глубокие многозабойные наклонно направленные скважины // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 3.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-3-0637>
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г.* О строении и формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Статья I. Приповерхностный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1021–1034.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0330>

- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В.* О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0383>
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео. 2003. 243 с.
- Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 192 с.
- Соболев Г.А., Киреевкова С.М., Морозов Ю.А., Смольская А.И., Веттегерен В.И., Кулик Б.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П.* Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС. 2016. 110 с.
- Сырников Н.М., Тряпицын В.М.* О механизме техногенного землетрясения в Хиби́нах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830–833.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1: Пер. с англ. М.: Мир. 1985. 376 с.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2: Пер. с англ. М.: Мир. 1985. 360 с.
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- Alder S., Smith S.A.F., Scott J.M.* Fault-zone structure and weakening processes in basin-scale reverse faults: the Moonlight Fault Zone, South Island, New Zealand // J. Structural Geology. 2016. V. 91. P. 177–194. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.001>
- Avouac J.P.* From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 233–271. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302>
- Barnes P.M., Wallace L.M., Saffer D.M., Bell R.E., Underwood M.B., Fagereng A., LeVay L.J et al.* Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity // Science Advances. 2020. V. 6. № 13. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay3314>
- Barth N.C., Boulton C.J., Carpenter B.M., Batt G.E., Toy V.G.* Slip localization on the southern Alpine fault, New Zealand // Tectonics. 2013. V. 32. № 3. P. 620–640. <https://doi.org/10.1002/tect.20041>
- Bedford J.D., Faulkner D.R., Lapusta N.* Fault rock heterogeneity can produce fault weakness and reduce fault stability // Nature Communications. 2022. V. 13. P. 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-27998-2>
- Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D.* Frictional slip of granite at hydrothermal conditions // J. Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B7. P. 13045–13064. <https://doi.org/10.1029/95JB00862>
- Boullier A.-M.* Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults. // In book Geology of the Earthquake Source. Editors: A. Fagereng & V. Toy Geological Society of London Special Publications. 2011. 359. 17–37. <https://doi.org/10.1144/SP359.2>
- Boulton C., Yao L., Faulkner D.R., Townend J., Toy V.G., Sutherland R., Ma S., Shimamoto T.* High-velocity frictional properties of Alpine fault rocks: Mechanical data, microstructural analysis, and implications for rupture propagation // J. Structural Geology. 2017. V. 97. P. 71–92. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.02.003>
- Brodsky E.E., Ma K.F., Mori J. et al.* Rapid Response Drilling: Past, Present, and Future // Scientific Drilling. 2009. V. 8. P. 66–74. <https://doi.org/10.2204/iodp.sd.8.11.2009>
- Budkov A.M., Kocharyan G.G.* Experimental Study of Different Modes of Block Sliding along Interface. Part 3. Numerical Modeling // Physical Mesomechanics. 2017. V. 20. № 2. P. 203–208. <https://doi.org/10.1134/S1029959917020102>
- Bürgmann R.* The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 495. P. 112–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>
- Byerlee J.* Friction of rocks // Pure and Applied Geophysics. 1978. V. 116. P. 615–626. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>
- Carpenter B.M., Marone C., Saffer D.M.* Weakness of the San Andreas Fault revealed by samples from the active fault zone // Nature Geoscience. 2011. V. 4. № 4. P. 251–254. <https://doi.org/10.1038/NGEO1089>
- Carpenter B.M., Saffer D.M., Marone C.* Frictional properties of the active San Andreas fault at SAFOD: implications for fault strength and slip behavior // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2015. V. 120. № 7. P. 5273–5289. <https://doi.org/10.1002/2015JB011963>
- Chen X., Carpenter B.M., Reches Z.* Asperity failure control of stick-slip along brittle faults // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. P. 3225–3242. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02434-y>
- Chen X., Madden A.S., Bickmore B.R., Reches Z.* Dynamic weakening by nanoscale smoothing during high-velocity fault slip // Geology. 2013. V. 41. № 7. P. 739–742. <https://doi.org/10.1130/G34169.1>
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclastite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. № 1–2. P. 199–221. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00121-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8)
- Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K.* Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. P. 133–136. <https://doi.org/10.1038/nature03942>
- Chouneta A., Valléea M., Causseb M., Courboulex F.* Global catalog of earthquake rupture velocities shows anticorrelation between stress drop and rupture velocity // Tectonophysics. 2017. V. 733. № 9. P. 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.005>
- Collettini C., Barchi M.R., De Paola N. et al.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // Nature Communications. 2022. V. 13. P. 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-33373-y>
- Collettini C., Holdsworth R.E.* Fault zone weakening processes along low-angle normal faults: insights from the Zuccale Fault, Isle of Elba, Italy // J. Geological Society. 2004.

- V. 161. P. 1039–1051.  
<https://doi.org/10.1144/0016-764903-179>
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C.J.* Fault zone fabric and fault weakness // *Nature*. 2009. V. 462. № 7275. P. 907–910.  
<https://doi.org/10.1038/nature08585>
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Smith S.A.F., Marone C.* Fault structure, frictional properties and mixed-mode fault slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 311. № 3–4. P. 316–327.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.020>
- Collettini C., Tesi T., Scuderi M.M., Carpenter B.M., Viti C.* Beyond Byerlee friction, weak faults and implications for slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 519. P. 245–263.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011>
- Collettini C., Viti C., Smith S.A.F., Holdsworth R.E.* The development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults // *Geology*. 2009. V. 37. № 6. P. 567–570.  
<https://doi.org/10.1130/G25645A.1>
- Collettini C., Viti C., Tesi S., Mollo S.* Thermal decomposition along natural carbonate faults during earthquakes // *Geology*. 2013. V. 41. № 8. P. 927–930.  
<https://doi.org/10.1130/G34421.1>
- Collettini C., Carpenter B.M., Viti C., Cruciani F., Mollo 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 // *J. Structural Geology*. 2014. V. 67. P. 154–166.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.017>
- Cornelio C., Violay M.* Effect of fluid viscosity on earthquake nucleation // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 12.  
<https://doi.org/10.1029/2020GL087854>
- De Barros L., Daniel G., Guglielmi Y., Rivet D., Caron H., Payre X., Gourelay M.* Fault structure, stress, or pressure control of the seismicity in shale? Insights from a controlled experiment of fluid-induced fault reactivation // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. V. 121. № 6. P. 4506–4522.  
<https://doi.org/10.1002/2015JB012633>
- Dębski W.* Dynamic Stress Drop for Selected Seismic Events at Rudna Copper Mine, Poland // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. P. 4165–4181.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-018-1926-6>
- De Paola N., Collettini C., Faulkner D.R., Trippetta F.* Fault zone architecture and deformation processes within evaporitic rocks in the upper crust // *Tectonics*. 2008. V. 27. № 4.  
<https://doi.org/10.1029/2007TC002230>
- De Paola N., Holdsworth R.E., Viti C., Collettini C., Bullock R.* Can grain size sensitive flow lubricate faults during the initial stages of earthquake propagation? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 431. P. 48–58.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.002>
- Dieterich J.H.* Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1979. V. 84. № B5. P. 2161–2168.  
<https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>
- Domanski B., Gibowicz S.J.* Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland // *Acta Geophysica*. 2008. V. 56. P. 324–343.  
<https://doi.org/10.2478/s11600-008-0014-1>
- Ellsworth W., Malin P.* (2011) Deep rock damage in the San Andreas Fault revealed by P- and S-type fault-zone-guided waves. Geological Society of London Special Publications 359, 39–53.
- Evans J.P., Chester F.M.* Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100. № B7. P. 13007–13020.
- Fagereng A., Toy V.G., Rowland J.V.* Geology of the Earthquake Source: A Volume in Honour of Rick Sibson. London: Geological Society. 2011. V. 359.  
<https://doi.org/10.1144/SP359>
- Fagereng A.* Frequency size distribution of competent lenses in a block-in-matrix mélange: Imposed length scales of brittle deformation? // *J. Geophysical Research*. 2011. V. 116. № B5.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB007775>
- Fagereng A., Cooper A.F.* The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand // *J. Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. № 9. P. 935–954.  
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00900.x>
- Fagereng A., Ikari M.J.* Low temperature frictional characteristics of chlorite-epidote amphibole assemblages: Implications for strength and seismic style of retrograde fault zones // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 4.  
<https://doi.org/10.1029/2020JB019487>
- Fagereng A., Sibson R.H.* Melange rheology and seismic style // *Geology*. 2010. V. 38. № 8. P. 751–754.  
<https://doi.org/10.1130/G30868.1>
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O.* A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones // *Journal of Structural Geology*. 2010. V. 32. № 11. P. 1557–1575.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Rutter E.H., Cembrano J.* On the structure and mechanical properties of large strike-slip faults // *Geological Society, London, Special Publications*. 2008. V. 299. P. 139–150.  
<https://doi.org/10.1144/SP299.9>
- Faulkner D.R., Lewis A.C., Rutter E.H.* On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*. 2003. V. 367. № 3–4. P. 235–251.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)
- Fondriest M., Smith S.A.F., Candela T., Nielsen S.B., Mair K., Di Toro G.* Mirror-like faults and power dissipation during earthquakes. *Geology*. 2013. V. 41. № 11. P. 1175–1178.  
<https://doi.org/10.1130/G34641.1>
- Filippov A.E., Popov V.L., Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V.* Converting Displacement Dynamics into Creep in Block Media // *Technical Physics Letters*. 2006. V. 32. P. 545–549.  
<https://doi.org/10.1134/S1063785006060290>

- Fossum A.F., Freund L.B.* Nonuniformly moving shear crack model of a shallow focus earthquake mechanism // *J. Geophysical Research*. 1975. V. 80. № 23. P. 3343–3347. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03343>
- Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D.* Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // *Science*. 2015. V. 348. № 6240. P. 1224–1226. <https://doi.org/10.1126/science.aab0476>
- Hayman N.W.* Shallow crustal rocks from the Black Mountains detachments, Death Valley, CA // *J. Structural Geology*. 2006. V. 28. № 10. P. 1767–1784. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.017>
- He C., Wang Z., Yao W.* Frictional sliding of gabbro gouge under hydrothermal conditions // *Tectonophysics*. 2007. V. 445. № 3–4. P. 353–362. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.008>
- He C., Yao W., Wang Z., Zhou Y.* Strength and stability of frictional sliding of gabbro gouge at elevated temperatures // *Tectonophysics*. 2006. V. 427. № 1–4. P. 217–229. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.023>
- Heesakkers V., Muphy S., Reches Z.* Earthquake Rupture at Focal Depth, Part I: Structure and Rupture of the Pretorius Fault, TauTona Mine, South Africa // *Pure and Applied Geophysics*. 2011. V. 168. P. 2395–2425. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0354-7>
- Hirose T., Hamada Y., Tanikawa W., Kamiya N., Yamamoto Y., Tsuji T. et al.* High fluid-pressure patches beneath the décollement: A potential source of slow earthquakes in the Nankai Trough off Cape Muroto // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. № 6. <https://doi.org/10.1029/2021JB021831>
- Holdsworth R.E., van Diggelen E.W.E., Spiers C.J., de Bresser J.H.P., Walker R.J., Bowen L.* Fault rocks from the SAFOD core samples: implications for weakening at shallow depths along the San Andreas Fault, California // *J. Structural Geology*. 2011. V. 33. № 3. P. 132–144. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.11.010>
- Ida Y.* Cohesive force across the tip of a longitudinal shear crack and Griffith's specific surface energy // *J. Geophysical Research*. 1972. V. 77. P. 3796–3805. <https://doi.org/10.1029/JB077i020P03796>
- Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T.* A scaling law for slow earthquakes // *Nature*. 2007. V. 447. P. 76–79. <https://doi.org/10.1038/nature05780>
- Ikari M.J., Kameda J., Saffer D.M., Kopf A.J.* Strength characteristics of Japan Trench borehole samples in the high-slip region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 2015. V. 412. P. 35–41. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.014>
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M.* On the relation between fault strength and frictional stability // *Geology*. 2010. V. 39. № 1. P. 83–86. <https://doi.org/10.1130/G31416.1>
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J.* Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 468–472. <https://doi.org/10.1038/NGEO18198>
- Ikari M.J., Saffer D.M.* Comparison of frictional strength and velocity dependence between fault zones in the Nankai accretionary complex // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 4. <https://doi.org/10.1029/2010gc003442>
- Ikari M.J., Saffer D.M., Marone C.* Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // *J. Geophysical Research*. 2009. V. 114. № B5. <https://doi.org/10.1029/2008JB006089>
- Ikari M.J., Saffer D.M., Marone C.* Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 2007. V. 112. № B6. <https://doi.org/10.1029/2006jb004748>
- Im K., Saffer D., Marone C., Avouac J.P.* Slip-rate-dependent friction as a universal mechanism for slow slip events // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. № 10. P. 705–710. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0627-9>
- Imanishi K., Takeo M., Ellsworth W.L., Ito H., Matsuzawa T., Kuwahara Y., Iio Y., Horiuchi S., Ohmi S.* Source parameters and rupture velocities of microearthquakes in western Nagano, Japan, determined using stopping phases // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004. V. 94. № 5. P. 1762–1780. <https://doi.org/10.1785/012003085>
- Janku-Capova L., Sutherland R., Townend J., Doan M.L., Massiot C., Coussens J., Celerier B.* Fluid flux in fractured rock of the Alpine fault hanging-wall determined from temperature logs in the DFDP-2B borehole, New Zealand // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. № 8. P. 2631–2646. <https://doi.org/10.1029/2017GC007317>
- Jefferies S.P., Holdsworth R.E., Wibberley C.A.J., Shimamoto T., Spiers C.J., Niemeijer A.R., Lloyd G.E.* The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan // *J. Structural Geology*. 2006. V. 28. № 2. P. 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.10.008>
- Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P.* Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. № B12. <https://doi.org/10.1029/2010JB007563>
- Ji Y., Hofmann H., Duan K., Zang A.* Laboratory experiments on fault behavior towards better understanding of injection-induced seismicity in geosystems // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 226. № 1. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103916>
- Kaduri M., Gratier J.P., Renard F., Çakir Z., Lasserre C.* The implications of fault zone transformation on aseismic creep: example of the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 6. <https://doi.org/10.1002/2016JB013803>
- Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. 2004. V. 67. P. 1429–1496. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03>
- Kanamori H., Hauksson E.* A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. V. 82. № 5. P. 2087–2096. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820052087>
- Kameda J., Yamaguchi A., Saito S., Sakuma H., Kawamura K., Kimura G.* A new source of water in seismogenic subduction

- zones // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38. № 22. <https://doi.org/10.1029/2011gl048883>
- Kanamori H., Stewart G.S.* Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1978. V. 83. № B7. P. 3427–3434. <https://doi.org/10.1029/JB083iB07p03427>
- Kang J.Q., Zhu J.B., Zhao J.* A review of mechanisms of induced earthquakes: from a view of rock mechanics // *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources*. 2019. V. 5. № 2. P. 171–196. <https://doi.org/10.1007/s40948-018-00102-z>
- Kawai K., Sakuma H., Katayama I., Tamura K.* Frictional characteristics of single and polycrystalline muscovite and influence of fluid chemistry // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. № 9. P. 6209–6218. <https://doi.org/10.1002/2015JB012286>
- Kilgore B., Blanpied M.L., Dieterich J.H.* Velocity dependent friction of granite over a wide range of conditions // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20. № 10. P. 903–906. <https://doi.org/10.1029/93GL00368>
- Kimura G., Yamaguchi A., Hojo M., Kitamura Y., Kameda J., Ujii K., Hamada Y., Hamahashi M., Hina S.* Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary // *Tectonophysics*. 2012. V. 568–569. P. 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.025>
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B.* The Physical Mesomechanics of the Earthquake Source // *Physical Mesomechanics*. 2021. V. 24. P. 343–356. <https://doi.org/10.1134/s1029959921040019>
- Kocharyan G.G., Novikov V.A.* Experimental study of different modes of block sliding along interface. Part 1. Laboratory experiments // *Physical Mesomechanics*. 2016. V. 9. № 2. P. 189–199. <https://doi.org/10.1134/S1029959916020120>
- Kocharyan G.G., Novikov V.A., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* A study of different fault slip modes governed by the gouge material composition in laboratory experiments // *Geophysical J. International*. 2017. V. 208. № 1. P. 521–528. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw409>
- Kuo L.W., Li H., Smith S.A.F., Di Toro G., Suppe J., Song S.R., Nielsen S., Sheu H.S., Si J.* Gouge graphitization and dynamic fault weakening during the 2008  $M_w = 7.9$  Wenchuan earthquake // *Geology*. 2014. V. 42. № 1. P. 47–50. <https://doi.org/10.1130/G34862.1>
- Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R.* Carbonaceous Materials in the Fault Zone of the Longmenshan Fault Belt: 1. Signatures within the Deep Wenchuan Earthquake Fault Zone and Their Implications // *Minerals*. 2018. V. 8. № 9. P. 1–13. <https://doi.org/10.3390/min8090385>
- Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G.* Source parameters of p-coseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2011. V. 101 № 6. P. 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
- Lachenbruch A.H., Sass J.H.* The stress heat-flow paradox and thermal results from Cajon Pass. // *Geophysical Research Letters*. 1988. V. 15. № 9. P. 981–984. <https://doi.org/10.1029/gl015i009p00981>
- Lacroix B., Buatier M., Labaume P., Travè A., Dubois M., Charpentier D., Ventalon S., Convert-Gaubier D.* Microtectonic and geochemical characterization of thrusting in a foreland basin: Example of the South-Pyrenean orogenic wedge (Spain) // *J. Structural Geology*. 2011. V. 33. № 9. P. 1359–1377. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.06>
- Lacroix B., Tessei T., Oliot E., Lahfid A., Collettini C.* Early weakening processes inside thrust fault // *Tectonics*. 2015. V. 34. № 7. P. 1396–1411. <https://doi.org/10.1002/2014TC003716>
- Leah H., Fagereng A., Groome N., Buchs D., Eijsink A., Nie-meijer A.* Heterogeneous Subgreenschist Deformation in an Exhumed Sediment-Poor Mélange // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 8. <https://doi.org/10.1029/2022JB024353>
- Lin A.* Thermal pressurization and fluidization of pulverized cataclastic rocks formed in seismogenic fault zones // *J. Structural Geology*. 2019. V. 125. P. 278–284. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.010>
- Lin A., Maruyama T., Kobayashi K.* Tectonic implications of damage zone-related fault-fracture networks revealed in drill core through the Nojima Fault, Japan // *Tectonophysics*. 2007. V. 443. № 3–4. P. 161–173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.011>
- Lin A., Nishiwaki T.* Repeated seismic slipping events recorded in a fault gouge zone: Evidence from the Nojima fault drill holes, SW Japan // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46. № 3. P. 1276–1283. <https://doi.org/10.1029/2019GL081927>
- Lockner D.A., Morrow C., Moore D., Hickman S.* Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core // *Nature*. 2011. V. 472. P. 82–85. <https://doi.org/10.1038/nature09927>
- Lockner D.A., Tanaka H., Ito H., Ikeda R., Omura K., Naka H.* Geometry of the Nojima Fault at Nojima-Hirabayashi, Japan – I. A simple damage structure inferred from Borehole Core Permeability // *Pure and Applied Geophysics*. 2009. V. 166. P. 1649–1667. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0515-0>
- Ma K.-F., Brodsky E.E., Mori J., Ji C., Song T.-R.A., Kanamori H.* Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake ( $M_w 7.6$ ) // *Geophys. Res. Lett.* 2003. 30(5). 1244. <https://doi.org/10.1029/2002GL015380>
- Manatschal G.* Fluid- and reaction-assisted low-angle normal faulting: evidence from rift-related brittle fault rocks in the Alps (Err nappe, eastern Switzerland) // *J. Structural Geology*. 1999. V. 21. № 7. P. 777–793. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00069-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00069-3)
- Marone C., Raleigh C.B., Scholz C.H.* Frictional behavior and constitutive modeling of simulated fault gouge // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 1990. V. 95. № B5. P. 7007–7025. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p07007>
- Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M.* Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation // *Journal of Structural Geology*. 2017. V. 105. P. 62–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.011>

- McNeil L.C., Shillington D.J., Garter G.D.O. et al. Corinth Active Rift Development // Proceedings of the International Ocean Discovery Program. 2019. V. 381. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.381.2019>
- Meneghini F., Moore J.C. Deformation and hydrofracture in a subduction thrust at seismogenic depths: the Rodeo Cove thrust zone, Marin Headlands, California // Geological Society of America Bulletin. 2008. V. 119. № 1–2. P. 174–183. <https://doi.org/10.1130/B25807.1>
- Moore D.E. Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals // J. Geophysical Research Atmospheres. 2004. V. 109. № B3. <https://doi.org/10.1029/2003jb002582>
- Moore D.E., Lockner D.A. Chemical controls on fault behavior: Weakening of serpentinite sheared against quartz-bearing rocks and its significance for fault creep in the San Andreas system // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118. № 5. P. 2558–2570. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50140>
- Moore D.E., Lockner D.A. Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2004. V. 109. № B3. <https://doi.org/10.1029/2003JB002582>
- Moore D.E., Lockner D.A. Frictional strengths of talc-serpentinite and talc-quartz mixtures // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2011. V. 116. № B1. <https://doi.org/10.1029/2010JB07881>
- Moore D.E., Lockner D.A. Weakening of Peridotite Sheared at Hydrothermal Conditions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. № 11. <https://doi.org/10.1029/2021GC010005>
- Moore D.E., Lockner D.A., Hickman S. Hydrothermal frictional strengths of rock and mineral samples relevant to the creeping section of the San Andreas Fault // J. Structural Geology. 2016. V. 89. P. 153–167. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.06.005>
- Morley C.K., von Hage C., Hansberry R.L., Collins A.S., Kanitpanyacharoen W., King R. Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part I, meso- and macroscopic scale // Earth-Sci. 2017. Rev.173. P. 168–228. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.019>
- Niemeijer A.R., Collettini C. Frictional Properties of a Low-Angle Normal Fault Under In Situ Conditions: Thermally-Activated Velocity Weakening // Pure and Applied Geophysics. 2014. V. 171. № 10. P. 2641–2664. <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0759-6>
- Okamoto A.S., Verberne B.A., Niemeijer A.R., Takahashi M., Shimizu I., Ueda T., Spiers C.J. Frictional properties of simulated chlorite gouge at hydrothermal conditions: Implications for subduction megathrusts // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 4545–4565. <https://doi.org/10.1029/2018JB017205>
- Okamoto A., Niemeijer A.R., Takeshita T., Verberne B.A., Spiers C.J. Frictional properties of actinolite-chlorite gouge at hydrothermal conditions // Tectonophysics. 2020. V. 779. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228377>
- Okazaki K., Katayama I., Takahashi M. Effect of pore fluid pressure on the frictional strength of antigorite serpentinite // Tectonophysics. 2013. V. 583. P. 49–53. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.017>
- Ostapchuk A.A., Morozova K.G., Markov V.K., Pavlov D.V., Popov M. Acoustic emission reveals multiple slip modes on a frictional fault // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.657487>
- Ostapchuk A.A., Polyatykin V.V., Popov M.F., Kocharyan G.G. Seismogenic Patches in a Tectonic Fault Interface // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.904814>
- Pec M., Stünitz H., Heilbronner R., Drury M. Semi-brittle flow of granitoid fault rocks in experiments // J. Geophysical Research. Solid Earth. 2016. V. 121. № 3. P. 1677–1705. <https://doi.org/10.1002/2015JB012513>
- 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>
- 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. Geophysical Research: Solid Earth. 2016. V. 121. № 5. P. 3666–3685. <https://doi.org/10.1002/2015JB012671>
- Proctor B., Lockner D.A., Kilgore B.D., Mitchell T.M., Beeler N.M. Direct evidence for fluid pressure, dilatancy, and compaction affecting slip in isolated faults // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. № 16. <https://doi.org/10.1029/2019GL086767>
- Proctor B., Mitchell T.M., Hirth G., Goldsby D., Zorzi F., Di Toro G. Dynamic weakening of serpentinite gouges and bare-surfaces at seismic slip rates // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2014. V. 119. № 11. P. 8107–8131. <https://doi.org/10.1002/2014JB011057>
- Rabinowitz H. S., Savage H.M., Skarbek R.M., Ikari M.J., Carpenter B.M., Collettini C. Frictional behavior of input sediments to the Hikurangi trench, New Zealand // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. V. 19. № 9. P. 2973–2990. <https://doi.org/10.1029/2018GC007633>
- Rice J.R. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault // International Geophysics. 1992. V. 51. P. 475–504. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)62835-1](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62835-1)
- Rice J.R., Ruina A.L. Stability of Steady Frictional Slipping // J. Applied Mechanics. 1983. V. 50. № 2. <https://doi.org/10.1115/1.3167042>
- Renard F., Ortleva P. Water films at grain-grain contacts: Debye-Hueckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy dependence // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. № 10. P. 1963–1970. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00036-7)
- Rowe C.D., Fagereng A., Miller J.A., Mapani B. Signature of coseismic decarbonation in dolomitic fault rocks of the Naukluft Thrust, Namibia // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 333–334. P. 200–210. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.030>
- Rowe C.D., Moore C.J., Remitti F. The thickness of subduction plate boundary faults from the seafloor into the seis-

- mogenic zone // *Geology*. 2013. V. 41. № 9. P. 991–994.  
<https://doi.org/10.1130/G34556.1>
- Ruggieri R., Scuderi M.M., Trippetta F., Tinti E., Brignoli M., Mantica S., Petroselli S., Osculati L., Volontè G., Collettini C.* The role of shale content and pore-water saturation on frictional properties of simulated carbonate faults // *Tectonophysics*. 2021. V. 807.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228811>
- Ruina A.* Slip instability and state variable friction laws // *J. Geophysical Research*. 1983. V. 88. № NB12. P. 359–370.  
<https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>
- Rutter E.H., Faulkner D.R., Burgess R.* Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: part of a stretching transform fault system // *J. Structural Geology*. 2012. V. 45. P. 68–86.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.009>
- Sagy A., Brodsky E.E., Axen G.J.* Evolution of fault-surface roughness with slip // *Geology*. 2007. V. 35. № 3. P. 283–286.  
<https://doi.org/10.1130/G23235A.1>
- Savage H.M., Kirkpatrick J.D., Mori J.J., Brodsky E.E., Ellsworth W.L., Carpenter B.M., Chen X., Cappa F., Kano Y.* Scientific Exploration of Induced Seismicity and Stress (SEISMS) // *Scientific Drilling*. 2017. 23. P. 57–63.  
<https://doi.org/10.5194/sd-23-57-2017>
- Schleicher A.M., van der Pluijm B., Warr L.N.* Nanocoatings of clay and creep of the San Andreas fault at Parkfield, California // *Geology*. 2010. V. 38. № 7. P. 667–670.  
<https://doi.org/10.1130/G31091.1>
- Scholz C. H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Cambridge University Press. 2019. 512 p.  
<https://doi.org/10.1017/9781316681473>
- Schoenball M., Ellsworth W.L.* A systematic assessment of the spatio-temporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and southern Kansas // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 12.  
<https://doi.org/10.1002/2017JB014850>
- Scuderi M.M., Collettini C.* The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: Insights from rock deformation experiments on carbonates // *Scientific reports*. 2016. V. 6. № 1. P. 1–9.  
<https://doi.org/10.1038/srep24852>
- Segall P., Rubin A.M., Bradley A.M., Rice J.R.* Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. № B12.  
<https://doi.org/10.1029/2010jb007449>
- Shimamoto T., Logan J.M.* Effects of simulated fault gouge on the sliding behavior of Tennessee sandstone: nonclay gouges // *J. Geophysical Research*. 1981. V. 86. № B4. P. 2902–2914.  
<https://doi.org/10.1029/JB086iB04P02902>
- Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geological Society*. 1977. V. 133. P. 191–213.  
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sibson R.H.* Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence // *Tectonophysics*. 1992. V. 211. № 1–4. P. 283–293.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90065-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90065-E)
- Sibson R.H.* Thickness of the Seismic Slip Zone // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178.  
<https://doi.org/10.1785/0120020061>
- Smith S.A.F., Bistacchi A., Mitchell T.M., Mittempergher S., di Toro G.* The structure of an exhumed intraplate seismogenic fault in crystalline basement // *Tectonophysics*. 2013. V. 599. P. 29–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.031>
- Smith S.A.F., Tesei T., Scott J.M., Collettini C.* Reactivation of normal faults as high-angle reverse faults due to low frictional strength: experimental data from the Moonlight Fault Zone, New Zealand // *J. Structural Geology*. 2017. V. 105. P. 34–43.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.009>
- Solum G.S., van der Pluijm B.A.* Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior // *Tectonophysics*. 2009. V. 475. № 3–4. P. 554–562.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>
- Summers R., Byerlee J.* A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding // *International J. Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 1977. V. 14. № 3. P. 155–160.  
[https://doi.org/10.1016/0148-9062\(77\)90007-9](https://doi.org/10.1016/0148-9062(77)90007-9)
- Sutherland R., Townend J., Toy V.G., Upton P., Coussens J., Allen M. et al.* Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault // *Nature*. 2017. V. 546. № 7656. P. 137–140.  
<https://doi.org/10.1038/nature22355>
- Tarling M.S., Smith S.A.F., Viti C., Scott J.M.* Dynamic earthquake rupture preserved in a creeping serpentinite shear zone // *Nature Communications*. 2018. V. 9. № 1.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-05965-0>
- Tesei T., Collettini C., Barchi M.R., Carpenter B.M., Di Stefano G.* Heterogeneous strength and fault zone complexity of carbonate-bearing thrusts with possible implications for seismicity // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 408. P. 307–318.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.021>
- Tesei T., Collettini C., Viti C., Barchi M.R.* Fault architecture and deformation mechanisms in exhumed analogues of seismogenic carbonate-bearing thrusts // *J. Structural Geology*. 2013. V. 55. P. 167–181.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.07.007>
- Tesei T., Harbord C.W.A., De Paola N., Collettini C., Viti C.* Friction of mineralogically controlled serpentinites and implications for fault weakness // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 8.  
<https://doi.org/10.1029/2018JB016058>
- Tesei T., Lacroix B., Collettini C.* Fault strength in thin-skinned tectonic wedges across the smectite-illite transition: constraints from friction experiments and critical tapers // *Geology*. 2015. V. 43. № 10. P. 923–926.  
<https://doi.org/10.1130/G36978.1>
- Thomas A.M., Beroza G.C., Shelly D.R.* Constraints on the source parameters of low-frequency earthquakes on the San Andreas Fault // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. P. 1464–1471.  
<https://doi.org/10.1002/2015GL067173>
- Townend J., Zoback M.D.* How faulting keeps the crust strong // *Geology*. 2000. V. 28. P. 399–402.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<399:HFK-TCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFK-TCS>2.0.CO;2)
- Toy V.G., Boulton C.J., Sutherland R. et al.* Fault rock lithologies and architecture of the central Alpine fault, New Zealand, revealed by DFDP-1 drilling // *Lithosphere*. 2015. V. 7. № 2. P. 155–173.  
<https://doi.org/10.1130/L395.1>
- Uchida N., Burgmann R.* Repeating earthquakes // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2019. V. 47. № 1. P. 305–332.  
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060119>
- Urbancic T.I., Trifu C-I, Young R.P.* Stress release estimates, scaling behavior, and source complexities of microseismic events. *Rockbursts and seismicity in mines*. London: CRC Press. 1993. P. 255–260.
- Verberne B.A., He C., Spiers C.J.* Frictional properties of sedimentary rocks and natural fault gouge from the longmen shan fault zone, Sichuan, China // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. № 5B. P. 2767–2790.  
<https://doi.org/10.1785/0120090287>
- Verberne B.A., Niemeijer A.R., De Bresser J.H.P., Spiers C.J.* Mechanical behavior and microstructure of simulated calcite fault gouge sheared at 20–600°C: Implications for natural faults in limestones // *J. Geophysical Research. Solid Earth*. 2015. V. 120. № 12. P. 8169–8196.  
<https://doi.org/10.1002/2015JB012292>
- Viti C., Collettini C., Tesi T.* Pressure solution seams in carbonatic fault rocks: mineralogy, micro/nanostructure and deformation mechanism // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. № 2.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-014-0970-1>
- Viti C., Collettini C., Tesi T., Tarling M., Smith S.A.F.* Deformation processes, textural evolution and weakening in retrograde serpentinites // *Minerals*. 2018. V. 8. № 6. 241.  
<https://doi.org/10.3390/min8060241>
- Volpe G., Pozzi G., Carminati E., Barchi M.R., Scuderi M.M., Tinti E., Aldega L., Marone C., Collettini C.* Frictional controls on the seismogenic zone: Insights from the Apenninic basement, Central Italy // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 583.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117444>
- Wallis D., Lloyd G.E., Phillips R.J., Parsons A.J., Walshaw R.D.* Low effective fault strength due to frictional-viscous flow in phyllonites, Karakoram Fault Zone, NW India // *J. Structural Geology*. 2015. V. 77. P. 45–61.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.010>
- Walsh F.R., Zoback M.D.* Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes: application to north-central Oklahoma, USA // *Geology*. 2016. V. 44. № 12. P. 991–994.  
<https://doi.org/10.1130/G38275.1>
- Walter J.I., Svetlizky I., Fineberg J., Brodsky E.E., Tulaczyk S., Barcheck C.G., Carter S.P.* Rupture speed dependence on initial stress profiles: Insights from glacier and laboratory stick-slip // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 411. № B9. P. 112–120.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.025>
- Warr L.N., Wojatschke J., Carpenter B.M., Marone C., Schleicher A.N., van der Pluijm B.A.* A “slice-and-view” (FIB-SEM) study of clay gouge from the SAFOD creeping section of the San Andreas Fault at ~2.7 km depth // *J. Structural Geology*. 2014. V. 69. P. 234–244.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.006>
- Wibberley C.A.J.* Initiation of basement thrust detachments by fault-zone re-action weakening // *Geological Society London Special Publications*. 2005. V. 245. № 1. P. 347–372.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.17>
- Wibberley C.A.J., Shimamoto T.* Internal structure and permeability of major-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan // *J. Structural Geology*. 2003. V. 25. № 1. P. 59–78.  
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00014-7)
- Wibberley C.A.J., Yielding G., Di Toro G.* Recent advances in the understanding of fault zone internal structure; a review // *Geological Society of London Special Publications*. 2008. V. 299. P. 5–33.  
<https://doi.org/10.1144/SP299.2>
- Woodcock N., Mort K.* Classification of fault breccias and related fault rocks // *Geological Magazine*. 2008. V. 145. № 3. P. 435–440.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>
- Xing T., Zhu W., French M., Belzer B.* Stabilizing effect of high pore fluid pressure on slip behaviors of gouge-bearing faults // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 14. P. 9526–9545.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB018002>
- Xu Z., Li H.* The Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling (WFSD) Project // *Earthquake and Disaster Risk: Decade Retrospective of the Wenchuan Earthquake*. Singapore: Springer. 2019. P. 69–105.  
[https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0\\_3](https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0_3)
- Yamanaka Y., Kikuchi M.* Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2004. V. 109. № B7.  
<https://doi.org/10.1029/2003JB002683>
- Yu H., Harrington R.M., Kao H. et al.* Fluid-injection-induced earthquakes characterized by hybrid-frequency waveforms manifest the transition from aseismic to seismic slip // *Nature Communications*. 2021. V. 12. № 6862.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-26961-x>
- Zoback M.D.* *Reservoir Geomechanics*. Cambridge: Cambridge University Press. 2010. 449 p.
- Zoback M., Hickman S., Ellsworth W.* Scientific drilling into the San Andreas fault zone // *Eos. Transactions American Geophysical Union*. 2010. V. 91. № 22. P. 197–204.  
<https://doi.org/10.2204/iodp.sd.11.02.2011>
- Zoback M.D., Zoback M.L.* State of stress in the Earth’s lithosphere // *International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A*. Amsterdam: Academic Press. 2002. P. 559–568.

## Friction as a Factor Determining the Radiation Efficiency of Fault Slips and the Possibility of Their Initiation: State of the Art

G. G. Kocharyan<sup>a, \*</sup>, A. N. Besedina<sup>a</sup>, G. A. Gridin<sup>a</sup>, K. G. Morozova<sup>a</sup>, and A. A. Ostapchuk<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: gevorgkidg@mail.ru*

A conceptual state of the art review of the research on fault zone shear resistance is presented. Recent works on the subject are analyzed in the context of the approaches formulated in the authors' presentations at the Sixth Conference "Triggering Effects in Geosystems". The analysis of the results obtained in the last two or three decades by different research teams shows that the frictional properties of the slip zone gouge play a determining role in the rupture initiation and propagation patterns. The refinement of the methods for processing the parameters of weak seismicity, aimed at estimating the "slowness" of microearthquakes confined to a fault zone, may lead to new approaches in fault zone monitoring to derive indirect information on the material composition of a fault slip zone and, thus, on its seismogenic potential. At present, such methods may be useful in solving the problems of reducing the damage caused by man-made earthquakes.

*Keywords:* fault, seismogenic fault structure, sliding modes, friction, microseismic monitoring

УДК 551.242

## ВОЗМОЖНЫЙ СЕЙСМОГЕННО-ТРИГГЕРНЫЙ МЕХАНИЗМ ЭМИССИИ МЕТАНА, РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКОВ И ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ

© 2023 г. Л. И. Лобковский<sup>1, 2, \*</sup>, А. А. Баранов<sup>3</sup>, М. М. Рамазанов<sup>4</sup>, И. С. Владимирова<sup>1, 2</sup>,  
Ю. В. Габсатаров<sup>1, 2, \*\*</sup>, Д. А. Алексеев<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва, Россия

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

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Институт проблем геотермии и возобновляемой энергетики — филиал Объединенного института высоких  
температур РАН, г. Махачкала, Россия

\*E-mail: llobkovsky@ocean.ru

\*\*E-mail: yuryg@gsras.ru

Поступила в редакцию 20.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Предлагается сейсмогенно-триггерный механизм активизации эмиссии метана на Арктическом шельфе в конце 70-х годов 20-го в., вызвавшей начало резкого потепления климата в Арктике, а также интенсивного разрушения покровно-шельфовых ледников Западной Антарктиды в конце 20-го и начале 21-го в., сопровождаемого выделением метана из подстилающих гидратсодержащих осадочных пород и быстрым потеплением климата в Антарктиде. Данный механизм связан с действием деформационных тектонических волн в системе литосфера—астеносфера, вызванных сильнейшими землетрясениями, происходящими в наиболее близко расположенных к полярным областям зонах субдукции: Алеутской, находящейся в северной части Тихого океана, Чилийской и Кермадек—Маккуори, расположенных в юго-восточной и юго-западной частях Тихоокеанской литосферы. Возмущения литосферы передаются со средней скоростью около 100 км/год на большие расстояния порядка 2000–4000 км и связанные с ними добавочные напряжения, приходящие в Арктику и Антарктиду через несколько десятков лет после землетрясений, приводят к разрушению метастабильных газогидратов, находящихся в мерзлых породах арктического шельфа или в подледных осадочных породах Антарктиды, вызывая парниковый эффект потепления, а также к уменьшению сцепления покровных ледников с подстилающими породами, ускоренному их скольжению и разрушению покровно-шельфовых ледников Антарктики. Рассмотренная гипотеза приводит к выводу, что в грядущие десятилетия процессы разрушения ледников и потепления климата в Антарктиде будут нарастать из-за беспрецедентного роста числа сильнейших землетрясений в зонах субдукции юга Тихого океана в конце 20-го и начале 21-го веков.

*Ключевые слова:* Западная Антарктида, разрушение ледников, эмиссия метана, потепление климата, сильнейшие землетрясения, зоны субдукции южной части Тихоокеанской литосферы, тектонические волны, триггерный механизм, метастабильные газогидраты.

DOI: 10.31857/S0002333723030080, EDN: KAGWQS

### ВВЕДЕНИЕ

Полярные регионы Земли — Арктика и Антарктика — являются наименее изученными областями нашей планеты, что связано с их труднодоступностью и суровыми климатическими условиями. В то же время, эти регионы играют особую роль в климатической системе нашей планеты, поскольку в процессе глобального потепления температура их атмосферы растет заметно быст-

рее, чем в других областях Земли. Проблема глобального потепления климата представляет собой один из экзистенциальных вызовов современной цивилизации. При ее обсуждении обычно доминирует точка зрения об антропогенной причине этого явления, связанной с промышленными выбросами углекислого газа в атмосферу, создающего парниковый эффект. Тем не менее, остается ряд вопросов, не нашедших удовлетворительного объяснения в рамках антро-

погенной парадигмы. Один из них касается причины возникновения резкого роста температуры на Земле, начавшегося в конце 70-х годов прошлого века и наиболее ярко проявляющегося в Арктике и Антарктике. Антропогенную версию объяснения данного феномена трудно принять, поскольку в конце 70-х годов заметного роста мирового промышленного производства, приводящего к повышенным выбросам углекислого газа, отмечено не было. Другая глобальная проблема состоит в потенциальной возможности подъема уровня Мирового океана на десятки сантиметров в результате разрушения крупных покровных ледников Антарктиды, их быстрого сползания с материкового склона и погружения в морскую воду. Повышенное внимание к этой проблеме обусловлено небывалым ростом интенсивности разрушения шельфовых ледников Западной Антарктиды, наблюдаемым с конца прошлого века по настоящее время. Резкое потепление Антарктиды, сопровождаемое интенсивным разрушением ледников, обычно объясняют воздействием теплых воздушных потоков и морских течений, несущих теплый воздух и воду из южных частей Тихого океана [Wille et al., 2022]. В этой связи, как и в случае с Арктикой, возникает вопрос: почему эти процессы начались именно в конце прошлого века и набирают свою силу в текущем столетии? Обычное объяснение этого факта сводится к тезису об антропогенном воздействии промышленных выбросов углекислого газа, создающих парниковый эффект и глобальное потепление климата. Не вдаваясь здесь в дискуссию о соотношении антропогенных и природных факторов изменения климата, отметим, что в последнее время доминирующая антропогенная концепция глобального потепления все чаще стала подвергаться сомнению. В качестве примера отметим недавно появившийся манифест международного независимого фонда Global Climate Intelligence Group, который подписали более 1200 ученых и экспертов со всего мира, где констатируется, что известные климатические модели имеют слишком много недостатков и поэтому не подходят в качестве основы для политического планирования [World ..., 2022].

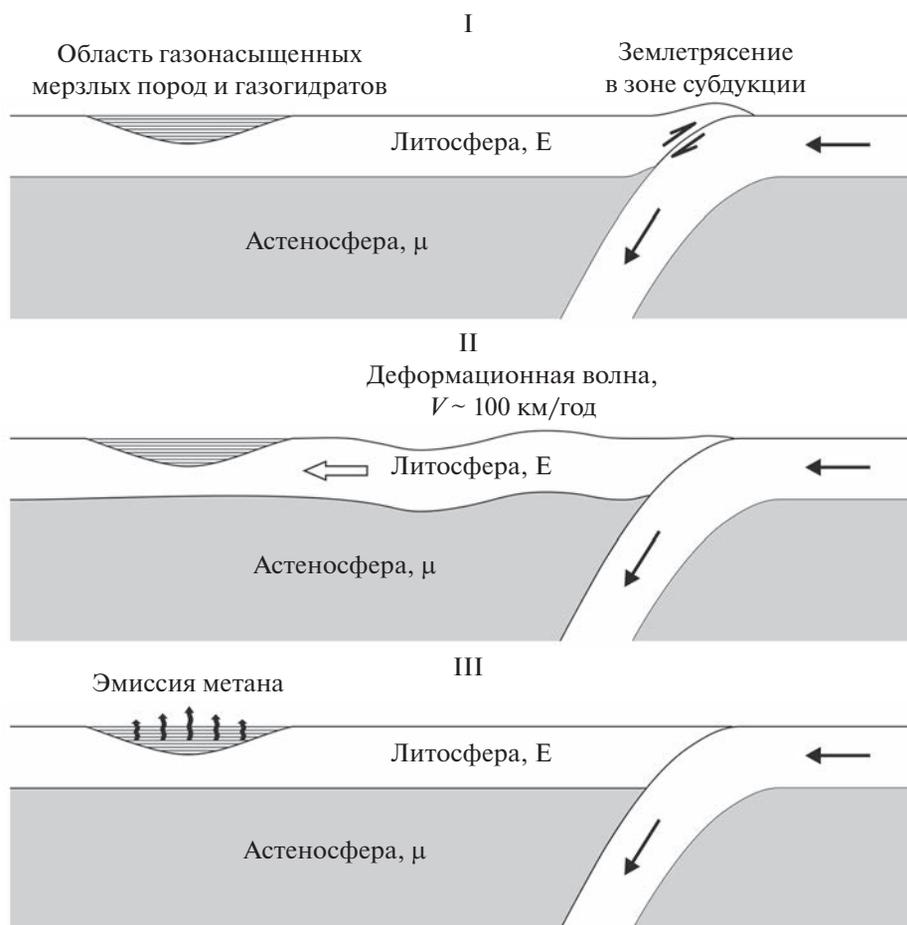
В настоящей статье рассматривается альтернативный геодинамический подход, основанный на предложенной в работах [Лобковский, 2020; Lobkovsky, 2020; Lobkovsky et al., 2022; Лобковский и др., 2023] сейсмогенно-триггерной гипотезе резкой активизации эмиссии метана на арктическом шельфе, вызванной деформационными волнами, возбужденными сильнейшими землетрясениями, произошедшими в середине 20-го века в Алеутской зоне субдукции. Развивая этот подход, мы исходим из общего представления о деформационных волнах, приходящих на Аркти-

ческий шельф из ближайшей к нему Алеутской зоны субдукции на севере Тихого океана, а в Антарктику – из ближайших к ней зон субдукции южной части Тихого океана: Чилийской и Кермадек-Маккуори. Предполагается, что деформационные волны, возбуждаемые происходящими в указанных зонах субдукции сильнейшими землетрясениями, за счет триггерных механизмов приводят к повышенной эмиссии метана в полярных регионах, создающей парниковый эффект потепления среды, а также к интенсивному разрушению ледников Западной Антарктиды.

### СЕЙСМОГЕННО-ТРИГГЕРНАЯ СХЕМА РАЗРУШЕНИЯ ГАЗОГИДРАТОВ И ЭМИССИИ МЕТАНА

Рассмотрим принципиальную схему сейсмогенно-триггерного механизма разрушения метастабильных газогидратов, находящихся в мерзлых породах осадочного бассейна, расположенного на значительном расстоянии порядка первых тысяч километров от зоны субдукции. Этот механизм был впервые предложен для Арктического шельфа и Алеутской островной дуги в работах [Лобковский, 2020; Lobkovsky, 2020]. На рис. 1. показаны три стадии последовательной реализации данного механизма. *Первая стадия* связана с возникновением сильнейшего землетрясения в зоне субдукции с магнитудой больше 8 или серии близких по времени (в интервале нескольких лет) сильнейших землетрясений с таким же уровнем магнитуды. *Вторая стадия* характеризуется возникновением деформационной волны, вызванной сильнейшим землетрясением в зоне субдукции и распространяющейся горизонтально в сторону осадочного бассейна в системе “упругая литосфера–вязкая астеносфера”. Наконец, *третья стадия* отвечает процессу разрушения метастабильных газогидратов, находящихся в мерзлых осадочных породах, внешними добавочными напряжениями, принесенными деформационной волной в область осадочного бассейна. Разрушение газогидратов приводит к освобождению запертого в них метана, его фильтрации сквозь трещиновато-пористую среду мерзлых пород и эмиссии в атмосферу, создавая парниковый эффект, повышающий температуру окружающей среды. Таким образом, рассматриваемая здесь схема включает два различных геомеханических процесса: 1) деформационные волны, выполняющие роль внешней триггерной нагрузки на газогидраты; 2) собственно процесс разрушения газогидратов и фильтрации освобожденного газа через трещиновато-пористую среду.

Рассмотрим кратко указанные процессы применительно к нашей схеме. В теоретическом плане проблема распространения напряжений в ли-



**Рис. 1.** Сейсмогенно-триггерная схема разрушения газогидратов и эмиссии метана деформационными волнами, вызванными сильнейшими землетрясениями в зоне субдукции.

тосфере была впервые рассмотрена в работе В. Эльзассера [Elsasser, 1969]. Скорости “диффузии” упругих смещений или напряжений в этой модели оказались очень медленными по сравнению со скоростями сейсмических волн и составляли порядка нескольких десятков км/год. Однако именно такие скорости были характерны для миграции сейсмической активности, наблюдаемой в различных регионах Земли и в условиях разных геодинамических обстановок. С этим обстоятельством связан повышенный интерес геофизиков к данной проблеме, проявившийся в большом количестве публикаций по данной тематике. Современное состояние исследований в этом направлении отражено в статье [Быков, 2018]. На сегодняшний день существуют различные модели распространения напряжений и деформаций в литосфере и ее отдельных тектонически активных зонах (зонах субдукции, коллизии, трансформных разломах, разломно-блоковых внутриплитных областях) [Anderson, 1975; Bott, Dean, 1973; Melosh, 1976; Rice, 1980; Биргер, 1989; Николаевский, 1995; 1996; Кузьмин, 2012; 2020;

Кочарян и др., 2014; Вуков, 2015; Ружич и др., 2016].

Наиболее важный аспект нашей схемы заключается в новом приложении теории деформационных волн в плане их триггерного воздействия на метастабильные газогидраты, приводящего к эмиссии метана. Существенная особенность рассматриваемой модели состоит в том, что деформационные волны, вызванные сильнейшими землетрясениями в зоне субдукции, должны проходить большие расстояния порядка первых тысяч километров без значительного затухания, чтобы иметь возможность привести в действие триггерный механизм разрушения газогидратов. В “диффузионных” моделях эльзассеровского типа имеет место затухание возмущений напряжений и деформаций на расстояниях порядка первых сотен километров [Elsasser, 1969; Anderson, 1975; Melosh, 1976]. Поэтому эти модели не подходят для обоснования триггерного механизма эмиссии метана. Однако существуют модели слабо затухающих деформационных тектониче-

ских волн, в которых учитываются не только механические возмущения литосферы, но и тепловые эффекты, связанные с фазовым переходом на границе литосфера–астеносфера, где происходит частичное плавление вещества литосферы или, наоборот, кристаллизация частично расплавленного вещества астеносферы [Гарагаш, Лобковский, 2021; Лобковский, Рамазанов 2021]. Было показано, что при известных геофизических параметрах геосреды в системе “упругая литосфера–вязкая астеносфера” существуют термомеханические деформационные волны со слабым затуханием, которые обеспечивают возникновение значительных добавочных напряжений порядка 0.1 МПа в литосфере на расстояниях порядка первых тысяч километров от места генерации волн при средней скорости распространения волн порядка 100 км/год [Лобковский, Рамазанов, 2021].

Рассмотрим другой процесс, на котором базируется сейсмогенно-триггерная схема, а именно: разрушение метастабильных газогидратов, находящихся в мерзлых породах осадочного бассейна, под действием триггерного эффекта внешних дополнительных напряжений, связанных с деформационными волнами. Как известно, газогидраты, представляющие собой кристаллические соединения газа и воды, широко распространены в осадочной толще в районах вечной мерзлоты на суше и глубоководных частях морей и океанов, где имеют место относительно высокие давления и низкие температуры, необходимые для образования и стабильного существования гидратов [Chuvilin et al., 2013; Матвеева, 2018]. Процесс аккумуляции газогидратов при осадконакоплении в субаквальных условиях в рамках математической модели рассмотрен в работе [Суетнова, 2007]. По существующим оценкам глобальные запасы газовых гидратов насчитывают около 1000 миллиардов метрических тонн углерода [Wallmann et al., 2012], разложение которого может повлиять на круговорот углерода и климат в глобальном масштабе [Dickens et al., 1995; Maslin et al., 2004; Ruppel, Kessler, 2017].

Анализ глобального потока метана в межгеосферном газообмене показывает большую роль глубинного потока метана, идущего из недр Земли [Адушкин и др., 2003]. Идея возможной диссоциации газогидратов и эмиссии метана, обладающего сильным парниковым эффектом, использовалась для объяснения целого ряда известных явлений, таких как палеоценовый тепловой максимум [Dickens et al., 1995] или быстрое последующее увеличение содержания атмосферного метана [Kennett et al., 2003]. Обсуждается также общая гипотеза о возможном влиянии эмиссии метана на глобальное потепление при усилении процессов деградации мерзлоты и диссоциации газогидратов [Kvenvolden, 1988; Koven et al., 2011;

Shakhova et al., 2017; Сергиенко и др., 2012; Лобковский, 2020; Lobkovsky, 2020].

Многолетние морские исследования арктического шельфа России показали, что со дна мелководных областей в морях Восточной Арктики происходит значительный выброс метана [Shakhova et al., 2017; Сергиенко и др., 2012; Chuvilin et al., 2018]. Среди многочисленных природных и техногенных газовых проявлений на суше Арктической зоны особое место занимают крупные кратеры, возникшие в результате мощных газовых выбросов [Leibman et al., 2014; Kizyakov et al., 2020; Chuvilin et al., 2020; Bogoyavlensky et al., 2021].

Обычно диссоциацию газогидратов связывают с повышением температуры до критического уровня, при достижении которого теряется стабильность существования газогидратов при данном давлении окружающей среды, отвечающем определенной глубине залегания гидратного слоя. Такое повышение температуры гидратного слоя может быть связано либо с эндогенными процессами, например, с нагретыми флюидами, мигрирующими по разломам коры из более глубоких горизонтов литосферы [Баранов и др., 2019], либо с экзогенными факторами, например, с теплыми придонными течениями на шельфе или трансгрессиями водных масс на холодную поверхность суши в Арктике [Shakhova et al., 2017]. Однако потеря устойчивости газогидратов может быть также связана с понижением внешнего давления, вызванного геодинамическими факторами. К таким факторам, например, относится уменьшение гидростатического давления воды на шельфе в результате его обмеления, вызванного изостатическим подъемом поверхности коры из-за таяния ледников, как это установлено для архипелага Шпицберген в Восточной Арктике [Wallmann et al., 2018]. Отмеченные тепловые и геодинамические факторы действуют, как правило, в коротких геологических масштабах времени в пределах голоцена.

Однако существуют и быстродействующие геодинамические факторы, приводящие при определенных условиях к практически мгновенной диссоциации газогидратов. К ним, в частности, относятся деформационные волны в литосфере. Последние могут играть важную триггерную роль в процессе нарушения метастабильного равновесия реликтовых газогидратов, испытывающих частичную диссоциацию, которая, как показывают эксперименты [Davidson et al., 1986; Yakushev, Istomin, 1992], едва начавшись, может быстро прекратиться в результате образования пленок льда, запечатывающих возникший свободный газ внутри газогидратных микрочастиц, приводя к явлению самоконсервации газогидратов [Яку-

шев, 2009; Chuvilin et al., 2013; 2018]. В дальнейшем находящиеся длительное время в условиях самоконсервации метастабильные реликтовые газогидраты могут разрушиться при возникновении дополнительных напряжений, разрушающих тонкие пленки льда, освобождая таким образом свободный газ и приводя к его фильтрации в трещиновато-пористой среде мерзлых пород и, в конечном счете, к эмиссии метана в атмосферу. Анализ механики этого процесса был выполнен в ряде работ [Баренблатт и др., 2016; Лобковский, Рамазанов, 2019; 2021].

Описанная схема лежит в основе сейсмогенно-триггерной гипотезы, которая связывает рост эмиссии метана и наступление фазы современного потепления климата в Арктике в 1979–1980 гг. с аномально высокой сейсмической активностью в Алеутской зоне субдукции, наблюдаемой примерно за 20 лет до начала потепления [Лобковский, 2020; Lobkovsky, 2020]. В следующем разделе кратко излагаются исходные данные, лежащие в основе этой гипотезы.

### СЕЙСМОГЕННО-ТРИГГЕРНАЯ ГИПОТЕЗА ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА В АРКТИКЕ

Для подтверждения выдвигаемой гипотезы необходимо прежде всего убедиться в наличии пространственно-временной корреляции между сильнейшими землетрясениями и наблюдаемыми климатическими изменениями. На рис. 2 показаны в сопоставлении график изменения средней температуры в Арктике на протяжении 20-го и начала 21-го веков и ход выделения сейсмической энергии Земли, определяемой, главным образом, сильнейшими землетрясениями с магнитудой больше 8.

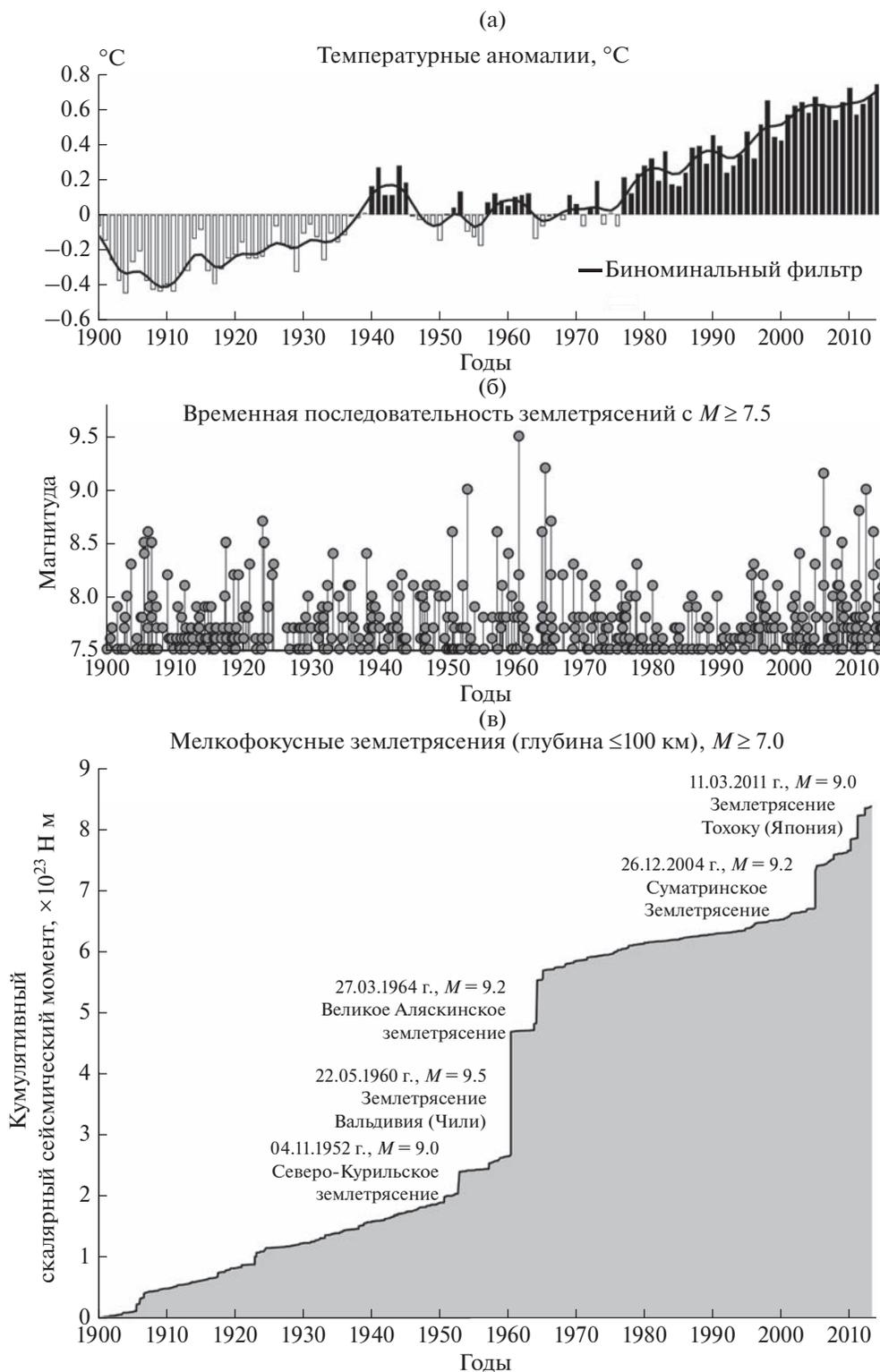
Из этого сопоставления отчетливо видно, что наибольшая часть сейсмической энергии Земли была выделена во временном интервале 1952–1965 гг. К этому интервалу приурочена самая мощная серия сильнейших землетрясений в Алеутской дуге (ближайшей к Арктическому шельфу): это сильнейшее землетрясение 1957 г., произошедшее в центральной части дуги с магнитудой  $M = 8.6$ , далее сильнейшее землетрясение 1964 г., произошедшее на восточном конце дуги с предельной магнитудой  $M = 9.2$  (Аляскинское землетрясение) и, наконец, сильнейшее землетрясение 1965 г. в западной части дуги с магнитудой  $M = 8.7$ . После этих событий в Алеутской островной дуге не было сильнейших землетрясений с магнитудой порядка 8 вплоть до наших дней за исключением одного события с  $M = 8.0$ , произошедшего в центральной части дуги в 1986 г. К этим сейсмическим событиям естественно добавить близко расположенный к Алеутской дуге очаг сильнейшего Северо-Курильского зем-

трясения с магнитудой 9.0, которое произошло в 1952 г. в северной части Курильской островной дуги. Таким образом, всплеск беспрецедентной сейсмической активности в Алеутской дуге произошел примерно за 15–20 лет до наступления фазы резкого потепления климата (1978–1980 гг.). Такое временное запаздывание естественно объяснить скоростью распространения деформационных волн в системе “упругая литосфера–вязкая астеносфера” порядка 100 км/год [Elsasser, 1969; Melosh, 1976; Быков, 2018; Гарагаш, Лобковский, 2021; Лобковский, Рамазанов, 2021], поскольку за это время волны проходят расстояние около 2000 км между арктическим шельфом и Алеутской дугой.

Как отмечалось выше, вследствие триггерного воздействия добавочных напряжений деформационных волн на метастабильные газогидраты, находящиеся в мерзлых породах арктического шельфа, последние будут подвержены разрушению, что приведет к освобождению запертого в гидратах метана, его фильтрации и эмиссии в атмосферу, вызывая парниковый эффект и потепление окружающей среды. Таков альтернативный по отношению к антропогенной точке зрения геодинамический механизм потепления климата в Арктике.

### КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И ФАЗАМИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ

Аналогичный сейсмогенно-триггерный механизм, как предполагается, работает и для Антарктики. Здесь наступление фазы аномального потепления климата произошло практически синхронно с Арктикой (как и на всем земном шаре). На рис. 2 видно, что в интервал максимального выделения сейсмической энергии Земли попадает самое мощное за всю историю наблюдений землетрясение с магнитудой 9.5, которое произошло в 1960 г. в центральной части Чилийской зоны субдукции, регионально находящейся в относительной близости к Антарктиде (аналогично Алеутской дуге, расположенной в относительной близости к Арктическому шельфу). При этом важно отметить, что особенно заметный рост температуры в Антарктиде стал фиксироваться в последние десятилетия на фоне резкой активизации разрушения и откалывания покровно-шельфовых ледников, в первую очередь, в районе Антарктического полуострова, где активному разрушению подверглись ледники Ларсена (А, В, С), выходящие к морю Уэдделла, ледники Уилкинса и Георга VI с обратной стороны полуострова, ледник моря Росса и некоторые другие ледники.



**Рис. 2.** Сопоставление графиков изменения средней температуры в Арктике на протяжении 20-го и начала 21-го веков и выделения сейсмической энергии Земли (по работам [Lau, 2015; Climate ..., 2022], модифицировано).

Заметим, что в последнее время в Антарктиде наблюдается значительное потепление климата, сопоставимое с Арктическим. Так за последние

полвека температура на Антарктическом полуострове возросла более чем на  $2^{\circ}\text{C}$  [Marshall et al., 2006; Cook, Vaughan, 2010; Climate ..., 2022; Chris-

tie et al., 2022]. В Западной Антарктиде температура начала быстро расти с конца 70-х годов прошлого века, потепление там продолжается и в наши дни, сопровождаясь заметным сокращением плавучих льдов. Большинство исследователей предполагает, что в связи с потеплением в Западной Антарктиде началось интенсивное разрушение шельфовых ледников в акваториях морей Уэдделла, Беллинсгаузена и Росса, которые были стабильны на протяжении последнего тысячелетия [Christie et al., 2022]. Резкое потепление Антарктиды, сопровождаемое интенсивным разрушением ледников, обычно объясняют воздействием теплых воздушных потоков и морских течений, несущих теплый воздух и воду из южных частей Тихого океана [Wille et al., 2022]. Объяснение этих явлений антропогенным воздействием промышленных выбросов углекислого газа, создающих парниковый эффект, представляется не слишком убедительным, учитывая удаленность Антарктики от мировых центров промышленного производства.

Рассматриваемая в данной работе альтернативная гипотеза основана на сейсмогенно-триггерном механизме воздействия деформационных тектонических волн, вызванных сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции южной части Тихого океана (Чилийской и Кермадек-Маккуори), которые достигнув Антарктиды, приводят к резкому ускорению движения и разрушения ледников, что, в свою очередь, инициирует процесс высвобождения метана из газогидратов, расположенных в подледных осадочных породах, и его последующего выхода в атмосферу.

Для обоснования выдвинутой гипотезы рассмотрим пространственно-временную корреляцию между сильнейшими землетрясениями, произошедшими в южно-тихоокеанских зонах субдукции, и фазами разрушения ледников Антарктического полуострова в Западной Антарктиде. На рис. 3 показана карта высот поверхности Антарктического полуострова, на которой отмечены темно-серым цветом сегодняшние крупнейшие шельфовые ледники: Ларсен (32000 км<sup>2</sup>); Георг VI (24000 км<sup>2</sup>) и Уилкинс (10000 км<sup>2</sup>), белым цветом показано море без шельфового льда.

На рис. 4 показаны районы сильнейших землетрясений, произошедших в интервалы времени 1960–2000 гг. (рис. 4а) и 2001–2022 гг. (рис. 4б) в окружающих Антарктиду зонах субдукции литосферы южной части Тихого океана – Чилийской и Тонга-Кермадек-Маккуори.

Современная хронология разрушения ледников начинается с северного блока А ледника Ларсена (рис. 3), который был разрушен в 1995 г. Наиболее близко расположенной к Антарктическому полуострову зоной субдукции, генерирую-

щей сильнейшие землетрясения, является Чилийская зона, где в 1960 г. произошло самое мощное за всю историю инструментальных наблюдений мегаземлетрясение с предельной магнитудой  $M = 9.6$  (рис. 4а). В том же 1960 г. примерно в той же части зоны субдукции произошли еще два сильнейших землетрясения с  $M = 8.6$  и  $8.3$  (рис. 4а).

Исходя из сейсмогенно-триггерного механизма, можно предположить, что вызванные данными событиями тектонические волны, распространяющиеся со скоростью около 100 км/год, дойдя до Антарктического полуострова, привели к разрушению северного блока А ледника Ларсена, произошедшему в 1995 г., т.е. через 35 лет после указанных сильнейших землетрясений 1960 г. (рис. 4а). Этот временной лаг соответствует расстоянию около 3300 км между очагами землетрясений и северной оконечностью Антарктического полуострова, которое проходит тектоническая волна при скорости порядка 100 км/год. Разрушение ледника Уилкинса в 1998 г. также может быть связано с тектоническими волнами от землетрясений 1960 г. в Чили. Запаздывание на три года по сравнению с разрушением ледника Ларсен-А может быть обусловлено тем, что ледник Уилкинса лежит юго-западнее ледника Ларсен-А и поэтому тектоническая волна пришла туда позднее (рис. 3). Отметим, что несколько меньший временной сдвиг для Арктики, который оценивался в 20 лет [Лобковский, 2020], предположительно связан с меньшим расстоянием от очагов сильнейших землетрясений в Алеутской зоне субдукции до Арктического шельфа (около 2000 км) по сравнению с расстоянием от очагов Чилийских землетрясений до ледника Ларсена в Антарктиде.

Следующий акт разрушения ледника Ларсена состоялся в 2002 г. в сегменте В, примыкающем с юга к блоку А (рис. 3) [Scambos et al., 2004]. Если считать, что временной сдвиг между источником возбуждения тектонической волны и ее приходом в зону разрушения ледника, как и в предыдущем случае, составляет примерно 35 лет, то такой потенциальный источник существует в Чилийской зоне субдукции – это сильнейшее землетрясение с магнитудой  $M = 8.1$ , произошедшее здесь в 1966 г. (рис. 4а).

В 2010 г. произошло откалывание большого айсберга от ледника Георга VI. Запаздывание разрушений ледника Георга VI относительно разрушений его соседа ледника Уилкинса может быть объяснено его большей стабильностью из-за нахождения в узком проливе. В дальнейшем ледник Ларсен-В подвергся еще одной фазе разрушения в 2022 г.

Шельфовый ледник Ларсен-С испытал необычный всплеск повышения температуры среды и поверхностного таяния в конце лета 2015 г.

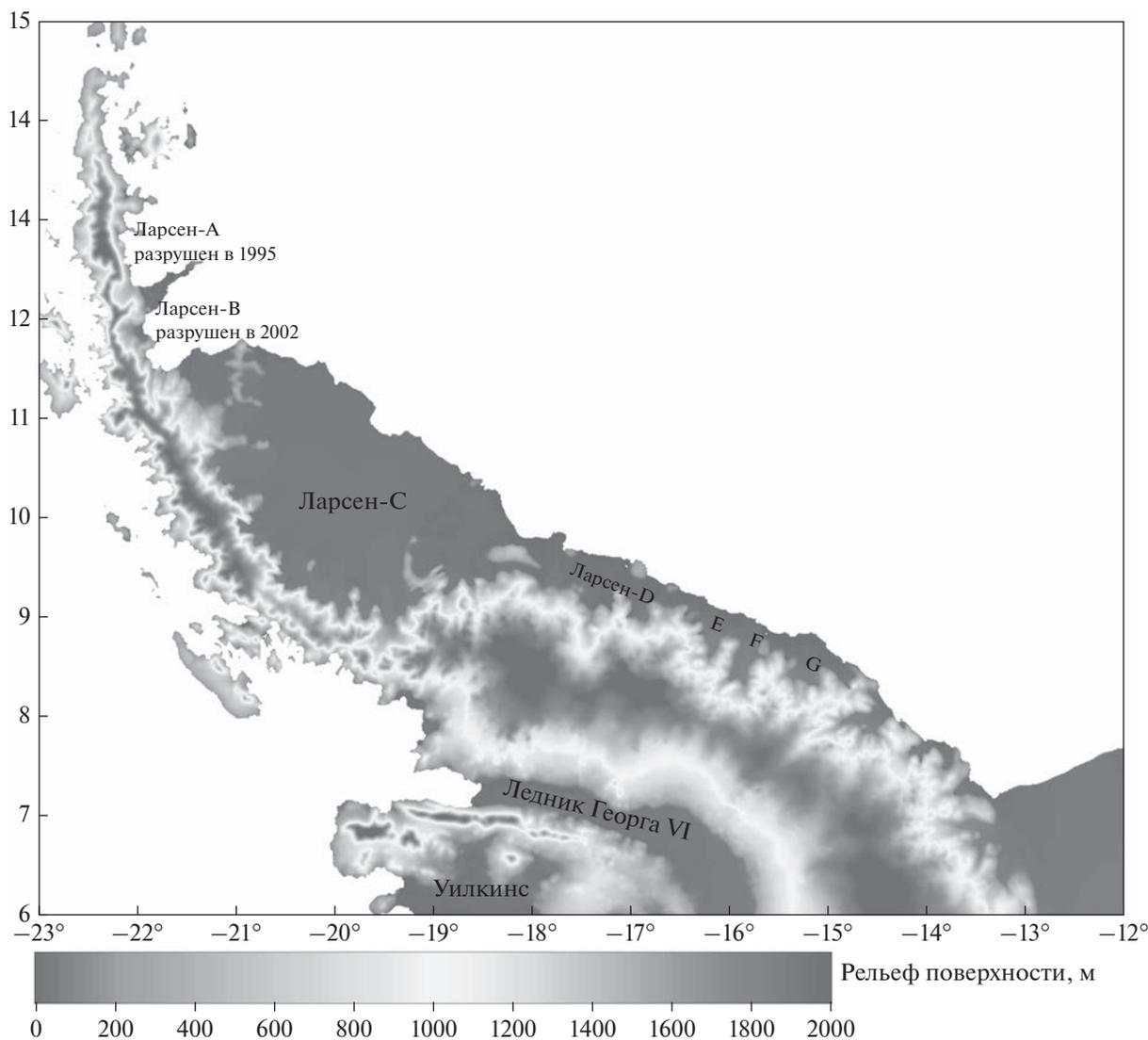


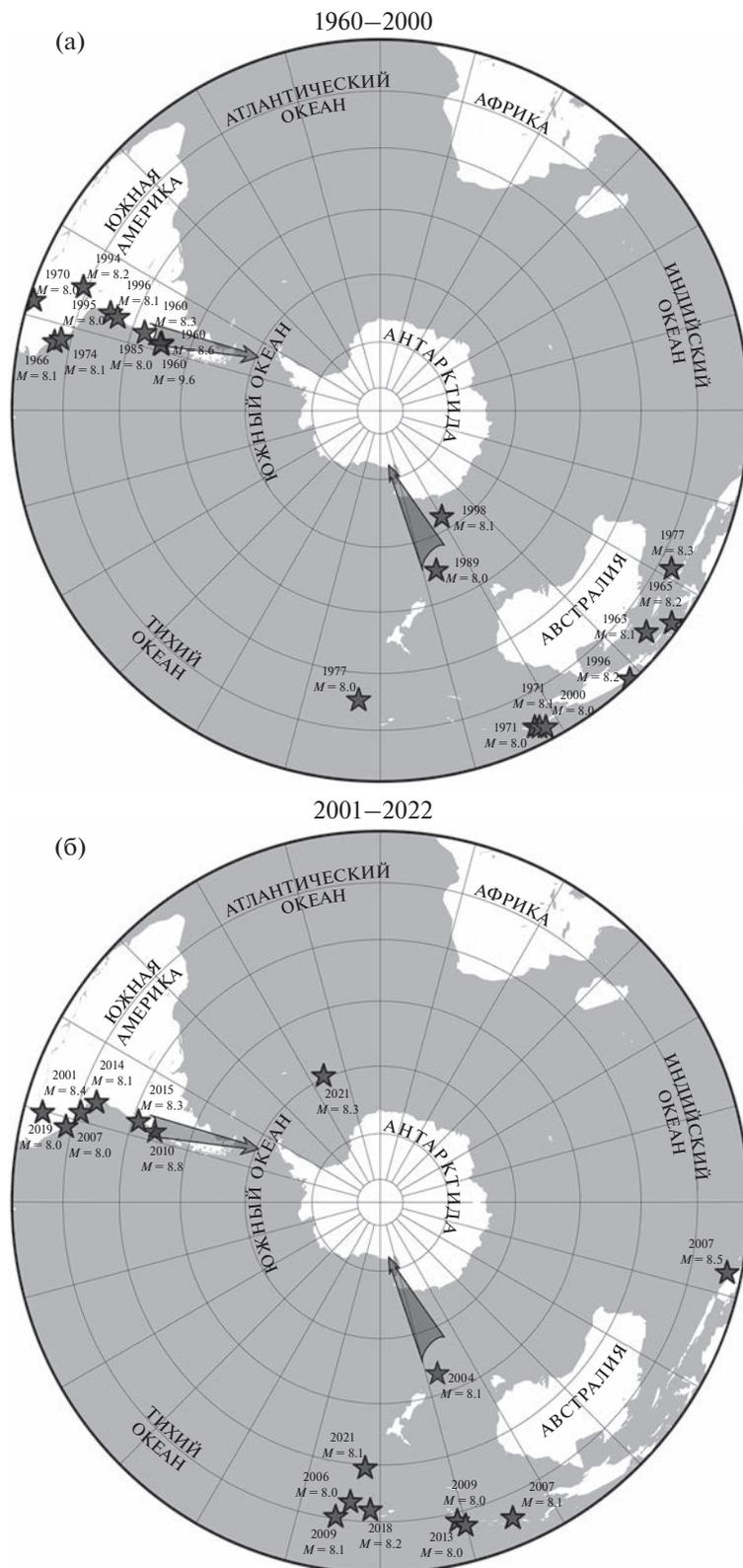
Рис. 3. Карта надводной поверхности Антарктического полуострова.

В 2017 г. от этого ледника откололся огромный айсберг [Wang et al., 2022]. Эти события можно связать с сильнейшим землетрясением с магнитудой  $M = 8.0$ , произошедшим в Чилийской зоне субдукции в 1985 г., т.е. время запаздывания здесь составляет около 30 лет (рис. 4а).

Исходя из общей концепции сейсмогенно-триггерного механизма, интересно проследить связь между сильнейшими землетрясениями в самом южном сегменте зоны субдукции юго-западной части Тихоокеанской плиты и разрушением наиболее близко расположенного к этому сегменту шельфового ледника Росса (рис. 4а). В 2000 г. от него откололся самый крупный за всю историю наблюдений айсберг. В рамках сейсмогенно-триггерного подхода это событие можно связать с сильнейшим землетрясением с магнитудой  $M = 8.0$ ,

произошедшим в 1989 г. южнее Новой Зеландии в районе острова Маккуори (расстояние  $\sim 3100$  км,  $M = 8.0$ ) (рис. 4а). Меньшее время запаздывания (11 лет), связанное с приходом тектонической волны, по сравнению с геодинамическими системами “Алеутская дуга–Арктический шельф” (около 20 лет) или “Чилийская зона субдукции – Антарктический полуостров” (30–35 лет) в рамках рассматриваемой модели [Лобковский, Рамазанов, 2021] обусловлено отличием реологических параметров литосферы и астеносферы в разных регионах, определяющих скорость распространения тектонических волн, в частности, относительно более низкой вязкостью астеносферы в области между Новой Зеландией и Антарктидой.

В последние десятилетия произошло несколько сильнейших землетрясений в южной части

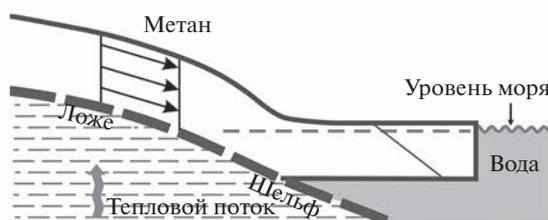


**Рис. 4.** Очаги сильнейших землетрясений в зонах субдукции Чилийской и Кермадек-Маккуори во второй половине XX в. и начале XXI в. Звезды соответствуют очаговым областям.

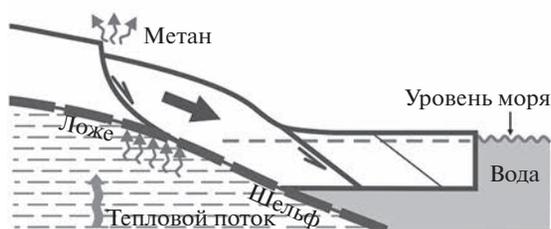
1. Медленная стадия вязкого течения ледника с прилипанием к ложу (~1000 лет)



2. Стадия скольжения ледника вдоль ложа из-за подплавления его подошвы с наличием зон сцепления (~100 лет)



3. Стадия быстрого скольжения ледника после разрушения зон сцепления деформационной волной с возникновением тылового разлома и эмиссией метана (~10 лет)



#### Условные обозначения

	Эпюра скоростей медленного течения		Эмиссия метана
	Эпюра скоростей при скольжении		Осадки, содержащие газогидраты
	Поверхность подплавления с зонами сильного сцепления		Листрический разлом покровного ледника (сброс)
	Поверхность подплавления с зонами слабого сцепления		Разлом между покровной и шельфовой частями ледника

Рис. 5. Схема различных стадий и режимов движения покровно-шельфовых ледников в западной Антарктиде.

Чилийской зоны субдукции (1995, 2001, 2007, 2010, 2014, 2015) (рис. 4а, 4б), а в 2021 году произошло сильнейшее землетрясение в Сандвичевом желобе (рис. 4б). Приход тектонических волн от этих очагов, согласно излагаемой концепции, приведет к дальнейшему разрушению ледников Ларсена, Уилкинса, Георга VI и других шельфовых ледников Антарктического полуострова в ближайшем будущем.

#### ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ДВИЖЕНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДНИКОВ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЫ И ЭМИССИЯ МЕТАНА ИЗ ПОДЛЕДНЫХ ГАЗОГИДРАТОВ

Льды Антарктиды состоят из покровных ледников (лежащих на коренном ложе пород земной коры), шельфовых ледников и морских льдов. Толщина меняющихся морских льдов составляет несколько метров, шельфовых ледников от десятков метров у берега до километра в тыловой части, тогда как мощность покровных ледников в некоторых районах Антарктиды превышает 4 км [Fretwell et al., 2013]. Шельфовый ледник представляет собой плавающий в океане массив льда,

прикрепленный к фронтальной части сползающего по коренному ложу в океан покровного ледника (рис. 5). Покровные ледники лежат на коренном ложе пород (осадочных или метаморфических) земной коры, причем часто рельеф ложа ледника лежит ниже уровня моря. Шельфовые ледники в стабильной ситуации могут препятствовать сползанию находящихся за ними покровных ледников в море. В свою очередь морские льды, окружающие шельфовые ледники, влияют на стабильность шельфовых ледников, предохраняя их от воздействия океанских волн и штормов [Christie et al., 2022].

На рис. 5 показана упрощенная схема различных режимов движения покровно-шельфового ледника, отражающая разные стадии его термомеханической эволюции. Первая начальная стадия эволюции соответствует медленному сползанию покровного ледника по коренному ложу пород в условиях полного сцепления подошвы ледника с поверхностью подстилающих осадочных пород. Течение ледника подобно стеканию очень вязкой (вязко-пластической) жидкости с наклонного ложа в условиях ее прилипания к не-

подвижному основанию. Скорость движения поверхности ледника зависит от целого ряда различных условий (режима питания ледника, геометрии коренного ложа, температуры среды, сцепления с породами основания и т.д.) и может варьировать в широких пределах, от первых метров до сотен метров в год. Например, в течение первой “холодной” стадии медленного течения ледника в условиях его полного сцепления с коренным ложем суммарное смещение ледника за тысячу лет может составить всего несколько км (рис. 5).

Вторая “теплая” стадия движения ледника в нашей схеме (рис. 5) принципиально отличается тем, что на подошве ледника появляются зоны плавления льда в результате длительного действия повышенного теплового потока, идущего снизу из находящихся под ледником слоев коры, как это имеет место на значительных площадях Западной Антарктиды [Зотиков, 1977]. При появлении водного слоя смазки на подошве ледника режим его движения существенно меняется, так как в зонах таяния льда ледяной массив начинает проскальзывать почти без трения по коренному ложу [Meuler et al., 2010; Епифанов, 2016]. Быстрое катастрофическое скольжение ледника как целого на этой стадии не возникает из-за того, что таяние на его подошве происходит пространственно неравномерно (в силу неровной геометрии основания, вариаций давления на подошву меняющегося по толщине ледника и других физико-механических причин) и между зонами плавления остаются “сухие” участки, в которых сохраняется сцепление ледника с коренным ложем. Вторая стадия эволюции ледника с частично подплавленной подошвой является подготовительной к третьей стадии и может продолжаться несколько десятков лет, пока не исчезнут сухие зоны зацепов в контактной зоне взаимодействия ледника с коренным ложем.

Третья катастрофическая стадия движения ледника характеризуется исчезновением зон сцепления на контактной поверхности взаимодействия ледника с подстилающим ложем и срывом ледника с коренного основания, сопровождаемым разрушением его тыловых участков с возникновением разломов и трещин (рис. 5). В нашей концепции третья стадия срыва и глыбового движения ледника возникает в результате прихода деформационных волн в Антарктиду от окружающих ее очагов сильнейших субдукционных землетрясений и разрушения оставшихся зон сцепления на контактной поверхности за счет добавочных напряжений, принесенных деформационной волной. В этом состоит сейсмогенно-триггерный механизм разрушения ледников, который реализуется при наступлении третьей катастрофической стадии движения ледника. При

быстром глыбовом скольжении ледника наряду с разрушением тыловой области покровного ледника, которое реализуется в условиях растяжения в виде вогнутых листрических разломов, также происходит разрушение в зоне стыка фронтальной части покровного ледника с плавающим шельфовым ледником (рис. 5). Это разрушение реализуется в условиях сжатия и частичного поддвига фронтальной части покровного ледника под край шельфового ледника с образованием в зоне стыка наклонного разлома по аналогии с начальной стадией процесса субдукции литосферой плиты под островную дугу или край континента (рис. 5). Быстрое глыбовое движение ледника на третьей стадии эволюции прекращается в результате действия двух основных факторов: во-первых, быстро сползающий в океан покровный ледник испытывает блокирующее действие со стороны смежной части шельфового ледника, и, во-вторых, при быстром сползании ледника в тыловой зоне разломов уменьшается гидростатическое давление покровного ледника на подстилающее ложе, что повышает в этой зоне критическую фазовую температуру таяния льда, и вместо водяной смазки здесь возникает зона промерзания подошвы ледника к основанию, и, как следствие, появляется новая зона сцепления ледника, которая может остановить его движение.

Однако движение ледника может вновь возобновиться, если новая деформационная волна “срежет” возникшую в результате промерзания зону сцепления. Такие повторные быстрые движения ледников, как было показано выше, наблюдались при разрушении ледников Антарктического полуострова.

Разрушение зоны сочленения покровного и шельфового ледников с образованием наклонной разрывной поверхности поддвига будет сопровождаться достаточно сильным ледотрясением (по аналогии с сильным землетрясением в зоне субдукции литосферы) и возникновением сейсмических упругих волн в теле шельфового ледника. Возникшие волны, проходя через трещиноватые ослабленные зоны шельфового ледника, находящиеся на достаточно большом удалении от места его сочленения с покровным ледником, будут приводить к повторным разрушениям этих удаленных ослабленных зон ледника. Таким образом можно объяснить разрушение периферических участков шельфовых ледников (например, ледника Ларсен-С) как последовательный эффект триггерного действия деформационных волн в литосфере и сейсмических волн в теле самого ледника.

Третья стадия движения и разрушения ледника в рассматриваемой концепции имеет прямое отношение к быстрому потеплению климата в

Антарктиде, о котором шла речь выше. Для прояснения этого вопроса обратимся к строению земной коры Антарктиды, которое характеризуется наличием обширных осадочных бассейнов, возникших в процессе ее геологической эволюции [Danesi, Morelli, 2001; Morelli, Danesi, 2004; Baranov, Morelli, 2013; Лейченко и др., 2015; Baranov et al., 2018; Straume et al., 2019; Baranov et al., 2021; Baranov, Morelli, 2023]. Сейсмические данные и данные бурения на шельфе показывают, что верхний слой осадочного разреза здесь представлен кайнозойскими молассами с многолетними мерзлыми породами. По современным представлениям [Domack et al., 2005; Wadham et al., 2012] осадочные породы, подстилающие лед Антарктиды, могут содержать большие запасы метана в виде газогидратов. Сделанные оценки этих запасов [Wadham et al., 2012] сопоставимы с оценками запасов метаногидратов, содержащихся в обширных областях вечной мерзлоты Арктического региона. Поэтому, так же как в Арктике, освобождение метана из газогидратов в осадочных породах при разрушении ледового покрова может привести к его эмиссии в атмосферу и потеплению климата. В этой связи представляет большой интерес недавнее обнаружение эмиссии метана на дне моря Росса в области существования газогидратов в осадочной толще [Thurber et al., 2020].

Возможный механизм разрушения ледников Антарктиды, приводящий к эмиссии метана, представлен на рис. 5. Как было отмечено выше, в тыловой зоне разломов и трещин быстро сползающего ледника падает гидростатическое давление на подстилающие слои осадков, по предположению, содержащих газогидраты. Это будет приводить к нарушению метастабильного состояния газогидратов и, как следствие, к высвобождению метана, запертого в микропорах низкопроницаемых мерзлых пород и частично диссоциированных метастабильных частицах газогидратов, окруженных тонкими прослойками льда. Выделенный из газогидратов свободный метан получит возможность быстрой фильтрации сквозь трещиноватую среду частично разрушенного ледника и выхода в атмосферу [Баренблатт и др., 2016; Лобковский, Рамазанов, 2019; 2022]. В этом и состоит предлагаемый нами физический механизм резкой активизации эмиссии метана и потепления климата в Западной Антарктиде как следствие разрушения ледников тектоническими волнами, вызванными сильнейшими землетрясениями, происходящими в ближайших к Антарктиде зонах субдукции Чилийской и Кермадек-Маккуори, а также триггерного эффекта высвобождения метана из многолетнемерзлых осадочных пород и метастабильных газогидратов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный сейсмогенно-триггерный механизм позволяет объяснить начавшееся в конце 20 века и продолжающееся в настоящее время потепление климата в Арктике и Антарктике, а также интенсивное разрушение покровно-шельфовых ледников Западной Антарктиды. Рассмотренный в данной работе механизм разрушения ледников и потепления климата в Антарктиде не отрицает существующие представления о влиянии на эти процессы теплых морских течений и атмосферных потоков. Предлагаемый подход расширяет эти представления, включая в общий анализ геодинамический фактор, нацеленный на объяснение причины начала резкой активизации разрушения ледников и потепления климата в Западной Антарктиде с конца прошлого века и усиления этих процессов в нынешнем столетии. Предложенный механизм позволяет также объяснить почему полярные регионы нагреваются существенно быстрее, чем основная часть нашей планеты, связывая этот факт с большими выбросами парникового метана в атмосферу в полярных областях. Необходимо отметить, что данная геодинамическая модель предсказывает дальнейшее ускорение разрушения ледников и потепление климата в Антарктиде в ближайшем будущем из-за беспрецедентного роста частоты сильнейших землетрясений в южной части Тихого океана в конце 20-го и начале 21-го веков.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа частично выполнена в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004 и частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Кудрявцев В.П., Турунтаев С.Б.* Глобальный поток метана в межгеосферном газообмене // Докл. РАН. Науки о Земле. 2003. Т. 391. № 6. С. 813–816.
- Баренблатт Г.И., Лобковский Л.И., Нигматулин Р.И.* Математическая модель истечения газа из газонасыщенного льда и газогидратов // Докл. РАН. Науки о Земле. 2016. Т. 470. № 4. С. 721–754.
- Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В.* Система разломов, контролирующая метановые сипл на шельфе моря Лаптевых // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358.
- Биргер Б.И.* Распространение напряжений в литосфере Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 12. С. 3–18.
- Быков В.Г.* Предсказание и наблюдение деформационных волн Земли // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 721–754.

- Гарагаиш И.А., Лобковский Л.И.* Деформационные тектонические волны как возможный триггерный механизм активизации эмиссии метана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 1. С. 42–50.
- Епифанов В.П.* Физическое моделирование режимов движения ледников // Снег и лед. 2016. Т. 56. № 3. С. 333–344.
- Зотиков И.А.* Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеоздат. 1977. 168 с.
- Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А.* Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 863–891.
- Кузьмин Ю.О.* Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. 2012. № 1. С. 3–20.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В.* Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индокеанской акватории Антарктики. СПб: ВНИИОкеангеология. 2015. 200 с.
- Лобковский Л.И.* Возможный сейсмогенно-триггерный механизм резкой активизации эмиссии метана и потепления климата в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2020. № 3(39). С. 62–72.
- Лобковский Л.И., Рамазанов М.М.* К теории фильтрации с двойной пористостью // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 484. № 3. С. 348–351.
- Лобковский Л.И., Рамазанов М.М.* Термомеханические волны в системе упругая литосфера–вязкая астеносфера // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 6. С. 4–18.
- Лобковский Л.И., Рамазанов М.М.* Обобщенная модель фильтрации в трещиновато-пористой среде с низкопроницаемыми включениями и ее возможные приложения // Физика Земли. 2022. № 2. С. 144–154.
- Л. И. Лобковский, А. Баранов, И. С. Владимирова, В. Габсатаров.* Возможный сейсмогенно-триггерный механизм активизации разрушения ледников, эмиссии метана и потепления климата в Антарктиде // Океанология. — 2023. Т. 63, № 1. — С. 1–11.
- Матвеева Т.В.* Образование гидратов углеводородных газов в субаквальных обстановках. Мировой океан. Т. 3. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты / Под ред. Л.И. Лобковского и Г.А. Черкашева. М.: Научный Мир, 2018. С. 586–694.
- Николаевский В.Н.* Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // Докл. РАН. Науки о Земле. 1995. Т. 341. № 3. С. 403–405.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А.* Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сейсмотектонический режим Байкальского лифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 383–406.
- Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П. и др.* Деградация подводной мерзлоты и разрушение газогидратов шельфа морей Восточной Арктики как возможная причина “метановой катастрофы”: некоторые результаты комплексных исследований 2011 г. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2012. Т. 446. № 3. С. 330–335.
- Суетнова Е.И.* Моделирование аккумуляции газогидратов при осадконакоплении и уплотнении осадков в субаквальных условиях // Физика Земли. 2007. № 9. С. 87–93.
- Якушев В.С.* Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. М.: ВНИИГАЗ. 2009. 192 с.
- Anderson D.L.* Accelerated plate tectonics // Science. 1975. V. 187 (4181). P. 1077–1079.
- Baranov, A., Morelli, A.* The Moho depth map of the Antarctica region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 299–313.
- Baranov, A., Tenzer, R., Bagherbandi, M.* Combined Gravitmetric–Seismic Crustal Model for Antarctica. Surv. Geophys. 2018. V. 39. P. 23–56.
- Baranov A., Morelli A., Chuvaev A.* ANTASed – An Updated Sediment Model for Antarctica // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. 722699.
- Baranov A., Morelli A.* The structure of sedimentary basins of Antarctica and a new three-layer sediment model // Tectonophysics. 2023. V. 846. P. 299–313.
- Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R., Kargina T., Chuvilin E., Bukhanov B., Umnikov A.* New Catastrophic Gas Blowout and Giant Crater on the Yamal Peninsula in 2020: Results of the Expedition and Data Processing // Geosciences. 2021. V. 11, 71.
- Bott M.H.P., Dean D.S.* Stress diffusion from plate boundaries // Nature. 1973. V. 243 (5406). P. 339–341.
- Bykov V.G.* Nonlinear waves and solitons in models of fault block geological media // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56 (5). P. 793–803.
- Christie F.D.W., Benham T.J., Batchelor C.L. et al.* Antarctic ice-shelf advance driven by anomalous atmospheric and sea-ice circulation // Nature Geoscience. 2022. V. 15. P. 356–362.
- Chuvilin E.M., Tumskey V. E., Tipenko G.S., Gavrillov A.V., Bukhanov B.A., Tkacheva E.V., Audibert-Hayet A. Cauquil E.* Relic gas hydrate and possibility of their existence in permafrost within the South-Tambey gas field. Conference proceedings. SPE Arctic and Extreme environments. 2013. SPE 166925. P. 1945–1962.
- Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V.* Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // Geosciences. 2018. V. 8(12). P. 431.
- Chuvilin E., Ekimova V., Davletshina D., Sokolova N., Bukhanov B.* Evidence of Gas Emissions from Permafrost in the Russian Arctic // Geosciences. 2020. V. 10. P. 383.
- Climate at a Glance: Global Time Series: [Электронный ресурс] // NOAA National Centers for Environmental information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/cag/>. (Дата обращения: 15.09.2022).
- Cook A.J., Vaughan D.G.* Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years // Cryosphere. 2010. V. 4. P. 77–98.

- Danesi S., Morelli A.* Structure of the upper mantle under the Antarctic Plate from surface wave tomography // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. P. 4395–4398.
- Davidson D.W., Garg S.K., Gough S.R. et al.* Laboratory analysis of naturally occurring gas hydrate from sediment of the Gulf Mexico // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1986. V. 50. P. 619–623.
- Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M.* Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 965–971.
- Domack E., Ishman S., Leventer A. et al.* A chemotrophic ecosystem found beneath Antarctic Ice Shelf // *Eos Trans. AGU*. 2005. V. 86 (29). P. 269–272.
- Elsasser W.V.* Convection and stress propagation in the upper mantle. The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors / S.K. Runcorn (ed.). N.Y.: John Wiley. 1969. P. 223–246.
- Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G. et al.* Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // *Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 375–393.
- Kennett J., Cannariato K.G., Henry I.L., Behl P.J.* Methane hydrate in Quaternary climate change: the clathrate gun hypothesis. Washington, D.C: AGU. 2003. 217 p.
- Kizyakov A., Leibman M., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Y., Khomutov A., Dhont D., Cauquil E., Pushkarev V., Stanilovskaya Y.* Gas emission craters and mound-predecessors in the north of West Siberia, similarities and differences // *Remote Sens*. 2020. V. 12. 2182.
- Koven C.D., Ringeval B., Friedlingstein P., Ciais P., Cadule P., Khvorostyanov D., Krinner G., Tarnocai C.* Permafrost carbon-climate feedback accelerated global warming // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 2011. V. 108(36). P. 14769–14774.
- Kvenvolden K.A.* Methane hydrates and global climate // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 1988. V. 2. P. 221–229.
- Lay T., Kanamori H.* An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake prediction: An international review* / Simpson, D.W., Richards P.G. (eds.) AGU Washington DC. 1981. P. 579–592.
- Lay T.* The surge of great earthquakes from 2004 to 2014 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 409. P. 133–146.
- Leibman M.O., Kizyakov A., Plekhanov A.V., Streletskaya I.* New permafrost feature – deep crater in Central Yamal (West Siberia, Russia) as a response to local climate fluctuations // *Geogr. Environ. Sustain*. 2014. V. 7. P. 68–79.
- Lobkovsky L.* Seismogenic-Trigging Mechanism of Gas Emission Activizations on the Arctic Shelf and Associated Phases of Abrupt Warming // *Geosciences*. 2020. V. 10 (11). P. 428.
- Lobkovsky, L.I., Baranov, A.A., Ramazanov, M.M., Vladimirova, I.S., Gabsatarov, Y.V., Semiletov, I.P., Alekseev, D.A.* Trigger Mechanisms of Gas Hydrate Decomposition, Methane Emissions, and Glacier Breakups in Polar Regions as a Result of Tectonic Wave Deformation. *Geosciences*. 2022. V. 12(10). P. 372.
- Lösing M., Ebbing J., Szwillus W.* Geothermal heat flux in Antarctica: assessing models and observations by Bayesian inversion // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 105.
- Marshall G.J., Orr A., van Lipzig N.P.M. et al.* The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures // *J. Climate*. 2006. V. 19. P. 5388–5404.
- Maslin M., Owen M., Day S., Long D.* Linking continental-slope failure and climate change: testing the clathrate gun hypothesis // *Geology*. 2004. V. 32. P. 53–56.
- Melosh H.J.* Nonlinear stress propagation in the Earth's upper mantle // *J. Geophysical Research*. 1976. V. 81. P. 5621–5632.
- Meuler A.J., Smith J.D., Varanasi K.K. et al.* Relationships between water wettability and ice adhesion // *Applied Materials Interfaces*, American Chemical Society. 2010. V. 2(11). P. 3100–3110.
- Morelli A., Danesi S.* Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 42. P. 155–165.
- Rice J.R.* The mechanics of earthquake rupture. *Physics of the Earth's Interior* / Ed. by Dziewonski A.M., Boschi E. North-Holland, Amsterdam: Italian Physical Society. 1980. P. 555–649.
- Ruppel C.D., Kessler J.D.* The interaction of climate change and methane hydrates // *Rev. Geophys*. 2017. V. 55. P. 126–168.
- Scambos T.A., Bohlander J.A., Shuman C.A. et al.* Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2004. V. 31. P. L18402.
- Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V. et al.* The East Siberian Arctic Shelf: Towards further assessment of permafrost related methane flux and role of sea ice // *Nature Comm*. 2017. V. 8. P. 15872.
- Smith J., Hillenbrand C.-D., Subt C. et al.* History of the Larsen C Ice Shelf reconstructed from sub-ice shelf and offshore sediments // *Geology*. 2021. V. 49 (8). P. 978–982.
- Straume E.O., Gaina C., Medvedev S. et al.* GlobSed: Updated total sediment thickness in the world's oceans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 1756–1772.
- Thurber A.R., Seabrook S., Welsh R.M.* Riddles in the cold: Antarctic endemism and microbial succession impact methane cycling in the Southern Ocean // *Proceeding of the Royal Society B, Biological Sciences*. 2020. V. 287. P. 20201134.
- Wadham J.L., Arndt S., Tulaczyk S. et al.* Potential methane reservoirs beneath Antarctica // *Nature*. 2012. V. 488. P. 633–637.
- Wallmann K., Pinero E., Burwicz E., Haeckel M., Hensen C., Dale A., Ruepke L.* The global inventory of methane hydrate in marine sediments: a theoretical approach // *Energies*. 2012. V. 5. P. 2449–2498.
- Wallmann K., Riedel M., Hong W.L., Patton H., Hubbard A., Pape T., Hsu C.W., Schmidt C., Johnson J.E., Torres M.E., Andreassen K., Berndt C., Bohrmann G.* Gas hydrate disso-

ciation off Svalbard induced by isostatic rebound rather than global warming // *Nature Comm.* 2018. V. 9. P. 83.

Wang S., Liu H., Jezek K. et al. Controls on Larsen C Ice Shelf retreat from a 60-year satellite data record // *J. Geophysical Research: Earth Surface.* 2022. V. 127. P. e2021JF006346.

Wille J.D., Favier V., Jourdain N.C. et al. Intense atmospheric rivers can weaken ice shelf stability at the Antarctic

Peninsula // *Communications Earth & Environment.* 2022. V. 3. P. 90.

World Climate Declaration: [Электронный ресурс] // *Climate Intelligence (CLINTEL).*  
URL: <https://clintel.org/wp-content/uploads/2022/09/WCD-version-091522.pdf> (дата обращения: 15.09.2022).

Yakushev V.S., Istomin V.A. Gas hydrate self-preservation effect. *Physics and Chemistry of Ice* / N. Maeno, T. Hondoh (eds.). Sapporo: Hokkaido Univ. Press. 1992. P. 136–140.

## Possible Seismogenic-Trigger Mechanism of Methane Emission, Glacier Destruction and Climate Warming in the Arctic and Antarctic

L. I. Lobkovsky<sup>a, b, \*</sup>, A. A. Baranov<sup>c</sup>, M. M. Ramazanov<sup>d</sup>, I. S. Vladimirova<sup>a, b</sup>,  
Y. V. Gabsatarov<sup>a, b, \*\*</sup>, and D. A. Alekseev<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>b</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Dolgoprudny, 141701 Russia*

<sup>c</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

<sup>d</sup>*Institute for Geothermal Research and Renewable Energy, Branch of Joint Institute for High Temperatures of the Russian Academy of Sciences, Makhachkala, 367030 Russia*

\*e-mail: [llobkovsky@ocean.ru](mailto:llobkovsky@ocean.ru)

\*\*e-mail: [yuryg@gsras.ru](mailto:yuryg@gsras.ru)

**Abstract**—A seismogenic-trigger mechanism is proposed for the activation of methane emission on the Arctic shelf in the late 1970s, which caused the onset of a rapid climate warming in the Arctic, as well as the intensive destruction of the ice shelves of West Antarctica in the late 20th and early 21st centuries. This process is accompanied by the release of methane from the underlying hydrate-bearing sedimentary rocks and the rapid climate warming in Antarctica. The proposed mechanism is associated with the action of deformation tectonic waves in the lithosphere-asthenosphere system, caused by strong earthquakes occurring in the subduction zones closest to the polar regions: the Aleutian, located in the northern part of the Pacific Ocean, and the Chilean and Kermadec-Macquarie, located in the southeastern and southwestern parts of the Pacific lithosphere. Disturbances of the lithosphere are transmitted at an average speed of about 100 km/year over long distances of the order of 2000–4000 km, and the associated additional stresses that come to the Arctic and Antarctica several decades after earthquakes lead to the destruction of metastable gas hydrates located in the frozen rocks of the Arctic shelf or in the subglacial sedimentary rocks of Antarctica, causing the greenhouse effect of warming. Moreover, transmission of additional stresses causes a decrease in the adhesion of sheet glaciers to the underlying rocks, their accelerated sliding and the destruction of the ice sheet ice shelves in Antarctica. The considered hypothesis leads to the conclusion that in the coming decades, the processes of glacier destruction and climate warming in Antarctica will increase due to an unprecedented increase in the number of strongest earthquakes in the subduction zones of the South Pacific Ocean in the late 20th and early 21st centuries.

**Keywords:** West Antarctica, glacier destruction, methane emission, climate warming, strong earthquakes, subduction zones of the southern part of the Pacific lithosphere, tectonic waves, trigger mechanism, metastable gas hydrates

## О РАЗЛИЧИИ ФИЗИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМОВ РАЗНОГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕРА ИХ ИОНОСФЕРНОГО ОТКЛИКА

© 2023 г. М. В. Родкин<sup>1, 2, \*</sup>, Е. В. Липеровская<sup>3, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: rodkin@mitp.ru

\*\*E-mail: liper@ifz.ru

Поступила в редакцию 30.10.2022 г.

После доработки 13.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Согласно парадоксу сейсмичности, землетрясения по механизму обычного хрупкого разрушения не могут возникать на глубинах более нескольких десятков км. Для объяснения более глубоких землетрясений было предложено несколько моделей, которые, однако, не были убедительно подкреплены данными об изменении с глубиной параметров очагов землетрясений. В статье даны примеры прекращения сейсмичности на уровне земной коры, несмотря на несомненное продолжение аналогичных сдвиговых смещений и глубже. По мировым данным продемонстрировано изменение ряда средних параметров землетрясений от глубины. Характер этих изменений согласуется с ожидаемым различием физических механизмов землетрясений по глубине и существенно уточняет принятое разделение землетрясений на мелкие, промежуточные и глубокие. Различие физических механизмов землетрясений предполагает возможное различие характера их предвестников. По часовым данным станции вертикального зондирования ионосферы “Токио” за 1957–2020 гг. показано различие характера сейсмоионосферного эффекта для разноглубинных землетрясений (по данным о более 300 событий) с предположительно разным доминирующим механизмом сейсмогенеза. Оценена средняя амплитуда вариаций критической частоты  $f_oF_2$ , обеспечивающая возникновение наблюдаемых аномалий, она составляет всего 2–3% от величины  $f_oF_2$ . Разграничение землетрясений по глубине позволило повысить статистическую значимость наблюдаемого сейсмоионосферного эффекта.

**Ключевые слова:** физические модели землетрясений, физика разноглубинных землетрясений, сейсмоионосферные эффекты,  $F$ -область ионосферы.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030110, **EDN:** KBCOKA

### ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения традиционно разделяют на обычные, с глубиной до 70 км, промежуточные или среднеглубокие, с глубиной от 70 до 300 км, и глубокие – с очагами глубже 300 км; причем эти границы достаточно условны. Землетрясения с глубиной в сотни километров являются загадкой с самого момента их открытия [Bridgman, 1945; Griggs, Handin, 1960; Julian et al., 1998; Houston, 2015; и др.]. Но проблема не ограничивается случаем глубоких землетрясений; парадоксы сейсмичности касаются также и менее глубоких событий [Rodkin, 1995; 1996; Sornette, 1999; Role of water ..., 2001]. Действительно, при высоких давлениях и температурах земных недр деформации должны реализовываться в режиме пластичности. Теоретически было показано, что землетрясения, по общепринятой модели хрупкого разру-

шения, не могут реализовываться на глубинах более нескольких десятков километров.

Для объяснения возникновения более глубоких землетрясений было предложено несколько моделей [Bridgman, 1945; Griggs, Handin, 1960; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995; Julian et al., 1998; Houston, 2015; и др.]. Промежуточные землетрясения обычно связываются с охрупчиванием породы при выделении в ходе реакций дегидратации флюида под высоким давлением [Iidaka, Furukawa, 1994; Role of water ..., 2001; Houston, 2015; Jian Wang et al., 2017; и др.]. С глубиной возможные источники флюида исчерпываются и их роль в сейсмогенезе обычно полагается несущественной (см., однако, альтернативные представления [Shirey et al., 2021; Zulian, 2021]). Механизм возникновения глубоких землетрясений принято связывать с твердотельными превращениями.

Это модель весома подкрепляется тем, что в погружающихся плитах в диапазоне развития глубоководной сейсмичности происходит несколько фазовых превращений; при этом максимумы сейсмичности по глубине коррелируют с границами основных фазовых превращений [Kirby, 1987; Калинин и др., 1989; Kirby et al., 1991; Родкин, Рундквист, 2017; и др.].

Легко видеть, что модели реализации обычных, промежуточных (среднеглубоких) и глубоких землетрясений различны, что должно было бы, видимо, отражаться в различии параметров землетрясений, реализующихся различным способом. Однако до недавнего времени таких существенных различий выявлено не было. Было установлено только, что величины сброшенных и кажущихся напряжений в очагах глубоких землетрясений в среднем выше; что у глубоких землетрясений обычно мало афтершоков; что картина излучения при глубоких землетрясениях имеет более симметричные фазы нарастания и спада [Julian et al., 1998; Wiens, 2001; и др.]. Но эти различия еще не указывают на различие физических механизмов разноглубинных землетрясений и, тем более, не дают свидетельств в пользу какой-либо из возможных моделей. Долгое время не было приведено даже убедительных свидетельств, что обычные приповерхностные землетрясения действительно прекращаются на глубине нескольких десятков километров.

Свидетельства прекращения обычной сейсмичности глубже нескольких десятков километров были недавно представлены в работе [Родкин, 2020]. Далее кратко обсуждаются возможные физические механизмы реализации разноглубинных землетрясений и приводятся (развивая результаты работы [Rodkin, 2022]) указания на различия очаговых параметров, отвечающих разным механизмам землетрясений. Но если физические механизмы разноглубинных землетрясений различны, то видимо могут различаться и их прогнозные признаки. Поиск таких различий реализуется на основе данных станции ионосферного зондирования Токио (Kokubunji).

### ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕНЕРАЦИИ РАЗНОГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Прежде чем искать и обсуждать различия в характеристиках очагов разноглубинных землетрясений, кратко напомним основные физические модели возникновения землетрясений [Griggs, Handin, 1960; Калинин, Родкин, 1982; Kalinin, Rodkin, 1989; Julian et al., 1998; Rodkin, 1996; Green, 2017; и др.]. Давно показано, что в условиях недр Земли хрупкое разрушение по модели Ридда невозможно на глубинах более 30–50 км; смещения при больших давлениях и температурах должны реализовываться путем медленных пла-

стических деформаций. Однако землетрясения продолжают до глубин 700 км, причем никаких существенных различий в характере очагов разноглубинных землетрясений установлено не было. Указывались только второстепенные различия; у глубоких землетрясений в среднем меньше афтершоков; величины сброшенных и кажущихся напряжений в среднем выше; а характер излучения глубоких очагов имеет более симметричные нарастание и спад; иногда отмечают, что в очагах глубоких землетрясений заметнее объемная компонента [Julian et al., 1998; и др.].

Для объяснения генезиса промежуточных и глубоких землетрясений были предложены модели, предполагающие, соответственно, решающую роль процессов дегидратации и фазовых переходов. Модель дегидратации применяется для объяснения промежуточных землетрясений, с глубинами примерно до 200 км [Калинин и др., 1989; Iidaka T., Furukawa, 1994; Julian et al., 1998; Jian Wang et al., 2017; и др.]. Предполагается, что высокое давление выделяющегося флюида компенсирует рост давления с глубиной и позволяет реализоваться обычным сдвиговым подвижкам. Отметим, такой механизм промежуточных землетрясений предполагает возможность реализации подобного механизма и в вышележащих слоях, куда этот флюид внедряется под высоким давлением.

На глубинах примерно от 150 до 350 км наблюдается широкий минимум сейсмической активности. Для землетрясений с глубиной очага более 200–300 км обычно предполагалась связь с фазовыми превращениями в верхней мантии. Эта модель весома подкрепляется тем, что в распределении числа землетрясений с глубиной на глубинах основных фазовых превращений намечаются максимумы сейсмичности [Griggs, Handin, 1960; Калинин, Родкин, 1982; Кусков, 1987; Kalinin, Rodkin, 1989; Iidaka, Furukawa, 1994; и др.].

В фазовой модели глубоководной сейсмичности обычно предполагается задержка фазовых превращений с последующей скачкообразной их реализацией. Это предположение подкреплялось тем, что в разных зонах субдукции сейсмичность прекращается на разной глубине – в зависимости от скорости субдукции и возраста (мощности) погружающейся плиты. По оценкам глубинных температур получаем, что область развития землетрясений ограничена условием: температура данного сегмента погружающейся плиты не выше примерно 900°C, а это та температура, выше которой трудно предполагать замораживание и задержку фазовых превращений в погружающихся плитах [Калинин, Родкин, 1982; Калинин и др., 1989]. Заметим, однако, что высокая температура будет способствовать крипу и препятствовать быстрым подвижкам при любом механизме зем-

Различия характера сейсмоионосферных аномалий для разноглубинных землетрясений  $M6.0+$

Диапазон глубин, км	Число землетрясений	Знак аномалии	Интервал времени проявления сейсмоионосферного эффекта (ч)	Число часовых значений за указанный интервал	Вероятность случайного характера отклонения от фона
$H < 35$ $R < 600$	177	+	-50...0	3247	$P < 0.6\%$
		-	+20...+60	2632	$P < 2\%$
$35 \leq H \leq 60$ $R < 600$	77	+	-120...-50	2420	$P < 0.001\%$
		-	-25...+100	4628	$P < 0.001\%$
$H \leq 60$ $R < 600$	254	+	-90...-40	1940	$P < 1\%$
		-	0...+90	7652	$P < 0.01\%$
$H > 60$ $R < 1000$	96	-	-60...-30	1723	$P < 9\%$
		+	-20...+70	4525	$P < 0.001\%$

летрясений, а не только в случае фазовых превращений.

Сильный аргумент против описанного варианта фазовой модели состоит в том, что при внезапных фазовых превращениях следовало бы ожидать сильных изменений объема очаговой области, а таких изменений в очагах глубоких землетрясений не фиксируется. Объемная деформация часто наблюдается в очагах глубоких землетрясений, но эта компонента деформации заведомо не является основной. Усовершенствованный вариант фазовой модели основан на учете аномалии реологических свойств вещества в процессе твердотельных (в частности, фазовых) превращений [Greewood, Johnson, 1965; Калинин, Родкин, 1982; Kalinin, Rodkin, 1989; Калинин и др., 1989; Rubie, 1986; Poirier, 1985; Kirby, 1987; Kirby et al., 1991; Rodkin, 1995; 1996; Green, 2017]. В процессе твердотельных превращений изменяются плотность вещества и конфигурация кристаллической решетки, чему часто отвечает развитие высоких локальных напряжений. Под действием таких сильных внутренних микронапряжений, даже при слабых внешних негидростатических напряжениях, вещество приобретает аномальную пластичность. Дополнительный механизм деформирования порождается развитием в ходе твердотельного превращения микрозернистой среды (зародышей новой фазы); это способствует резкому росту зернограницных смещений и деформаций. Совокупный эффект принято называть трансформационной сверхпластичностью [Poirier 1985; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995; и др.].

Уравнение трансформационной сверхпластичности задает пропорциональность деформации претерпевшего превращение образца  $\epsilon$  от относительного изменения объема при превращении  $(\Delta V/V)$  и от величины малого внешнего одноосного напряжения  $\sigma$  [Greewood, Johnson, 1965; Poirier, 1985; и др.]. Это соотношение может

быть переписано в дифференциальном виде, тогда оно приобретает вид уравнения течения вязкой жидкости [Kalinin, Rodkin, 1989]

$$d\epsilon/dt = R(\Delta V/V)(\sigma/I)dc/dt, \quad (1)$$

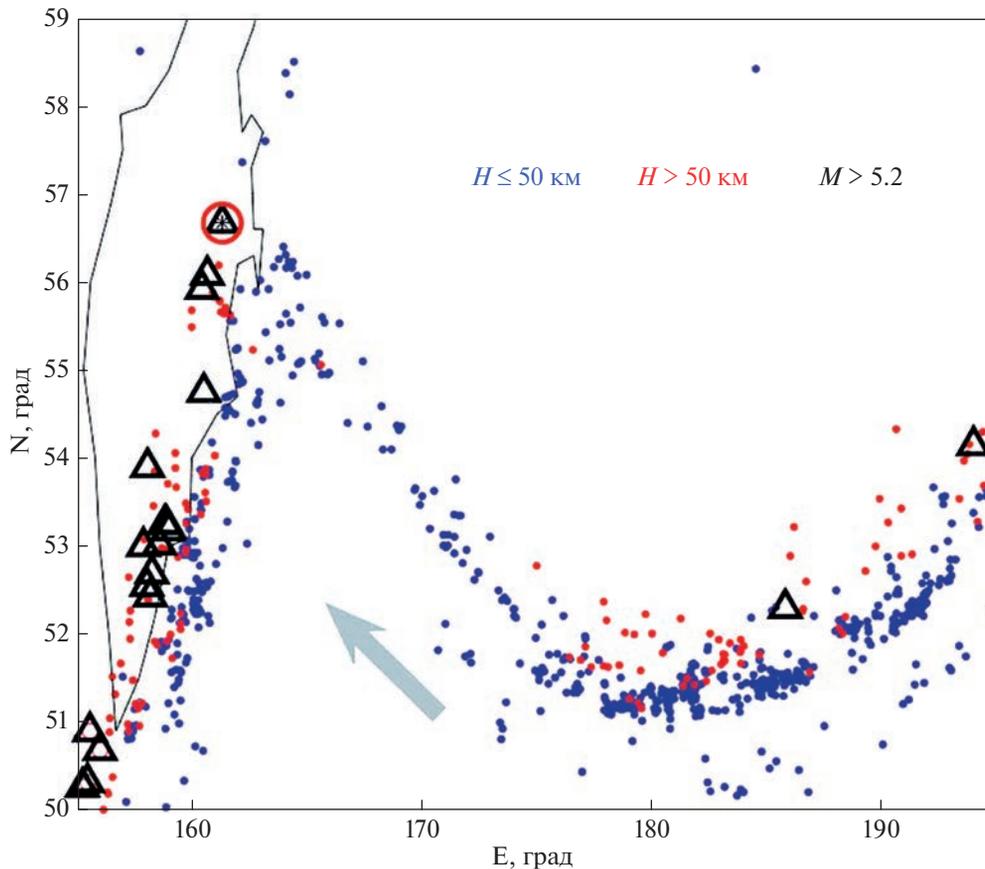
где:  $dc/dt$  – скорость фазового превращения;  $I$  – предел пластичности слабейшей из фаз;  $R$  – коэффициент. При  $(\sigma/I) \ll 1$ , коэффициент  $R$  близок к единице; при  $(\sigma/I) \approx 1$ ,  $R \approx 10$  [Poirier, 1985; Калинин и др., 1989; Rodkin, 1995].

Эффект сверхпластичности был использован для объяснения асейсмичности глубоких частей зон субдукции [Brodie, Rutter, 1987; Ito, Sato, 1991; Ferrand, Deldicque, 2021]. Но возможна и иная интерпретация, когда этот эффект используется для объяснения глубокофокусной сейсмичности. В [Kalinin, Rodkin, 1989; Rodkin, 1995; 1996; Panasyuk, Hager, 1998; Green, 2017] приведены оценки, что при реализации заторможенного фазового превращения в поле относительно высоких негидростатических напряжений возможны деформации, только около 10% которых отвечают объемной компоненте, а скорости смещений сравнимы со скоростями подвижек при землетрясениях.

Таким образом, модель глубокого землетрясения на основе эффекта трансформационной сверхпластичности на полуколичественном уровне отвечает эмпирическим данным. Открытым, однако, остается вопрос, происходит ли реально задержка фазовых превращений в зонах субдукции, и насколько систематически наблюдается в очагах глубоких землетрясений малая объемная компонента деформации.

#### ИЗМЕНЕНИЕ МЕХАНИЗМОВ СЕЙСМОГЕНЕЗА С ГЛУБИНОЙ – СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЯ

Как уже отмечалось выше, убедительных сейсмологических свидетельств различий физиче-



**Рис. 1.** Соотношение развития приповерхностной и более глубокой сейсмичности (синие и красные точки соответственно) и активных вулканов (треугольники). Стрелкой дано направление движения Тихоокеанской плиты. Красным кружком обведен вулкан Шивелуч.

ских механизмов разноглубинных землетрясений до недавнего времени предложено не было. Убедительный пример прекращения обычной сейсмичности на уровне глубин земной коры приведен на рис. 1, где для Алеутской и Камчатской зоны субдукции даны положения эпицентров неглубоких ( $H \leq 50$  км) и промежуточных ( $H > 50$  км) землетрясений. Также показаны современные вулканы и направление смещения Тихоокеанской океанической плиты. Неглубокая сейсмичность распространена вдоль всей зоны субдукции. Однако землетрясения глубже 50 км и современные вулканы отсутствуют на Командорском сегменте зоны субдукции, где направление движения плиты почти параллельно простиранию островной дуги. При этом скорость смещения Тихоокеанской плиты вдоль желоба довольно велика, около 8 см/год. Вулканизм островной дуги объясняется снижением температуры плавления под воздействием водного флюида, выделяющегося в зоне субдукции при дегидратации. Отсюда естественно заключить, что отсутствие современных вулканов и землетрясений с  $H > 50$  км на Командорском участке зоны субдукции связано с

отсутствием здесь процесса погружения океанической плиты. При движении по горизонтали в плите не происходит быстрых изменений  $P$ - $T$ -условий, соответственно, не происходит и активных процессов дегидратации. На севере Камчатки глубокофокусная сейсмичность и вулканическая цепь резко обрывается особенно активным вулканом Шивелуч, что также указывает на роль погружения материала плиты для возникновения более глубоких землетрясений и развития вулканизма.

Аналогичны отсутствие вулканизма и более глубокой сейсмичности и в других случаях, когда направление движения плиты становится субпараллельным ориентации глубоководного желоба. Такая ситуация наблюдается, например, на западе Северной Америки, в районе Южно-Сандвичевой и Карибской островных дуг, в ряде других мест. Заметим, что аналогичный характер имеет сейсмичность надрегиональных сдвиговых зон, типа Северо-Анатолийского разлома или разлома Сан-Андреас. Относительные скорости смещений по этим разломам составляют 2–3.5 см/год, сейсмичность прекращается на глубине 20–30 км. При этом вполне очевидно, что движения по раз-

ломам не ограничиваются верхней корой, но продолжают и в более глубоких горизонтах литосферы [Savage et al., 1999]. В этих случаях также значительных изменений *P-T*-условий в плите не происходит; соответственно метаморфические превращения не активны, нет и землетрясений. Заметим также, что намечается связь глубины нижней границы сейсмоактивной зоны со скоростью смещения вдоль границы раздела. На Командорском сегменте зоны субдукции скорости относительных смещений составляют около 8 см/год, и землетрясения здесь продолжают до глубин 40–50 км; в области Северо-Анатолийского разлома и разлома Сан-Андреас скорости смещений составляют 2–3.5 см/год, и землетрясения глубже 30 км не наблюдаются.

Вышеприведенные примеры убедительно иллюстрируют, что промежуточные землетрясения связаны с процессами дегидратации, и что землетрясения обычного типа не возникают на глубинах более 30–50 км, как то теоретически и предполагалось.

Известные по мировым данным максимумы сейсмичности, приуроченные к предполагаемым глубинам фазовых превращений, не выразительны. В целом, в верхних 300 км наблюдается систематический и сильный спад сейсмической активности. На глубинах 200–500 км наблюдается минимум числа землетрясений, осложненный слабым максимумом в районе 400 км, обычно ассоциируемым с фазовым превращением (сейсмической границей) на глубине 400–420 км. Ниже наблюдается явный рост числа землетрясений, с максимумом в районе глубин 600 км и резким уменьшением числа землетрясений, и прекращением сейсмичности в интервале до 700 км. В целом изменение сейсмичности от глубины представляется довольно монотонным и может быть объяснено не только совокупностью фазовых переходов, но и неким “упиранием погружающейся плиты” в области кровли нижней мантии, на уровне фазового перехода и сейсмической границы 600–640 км.

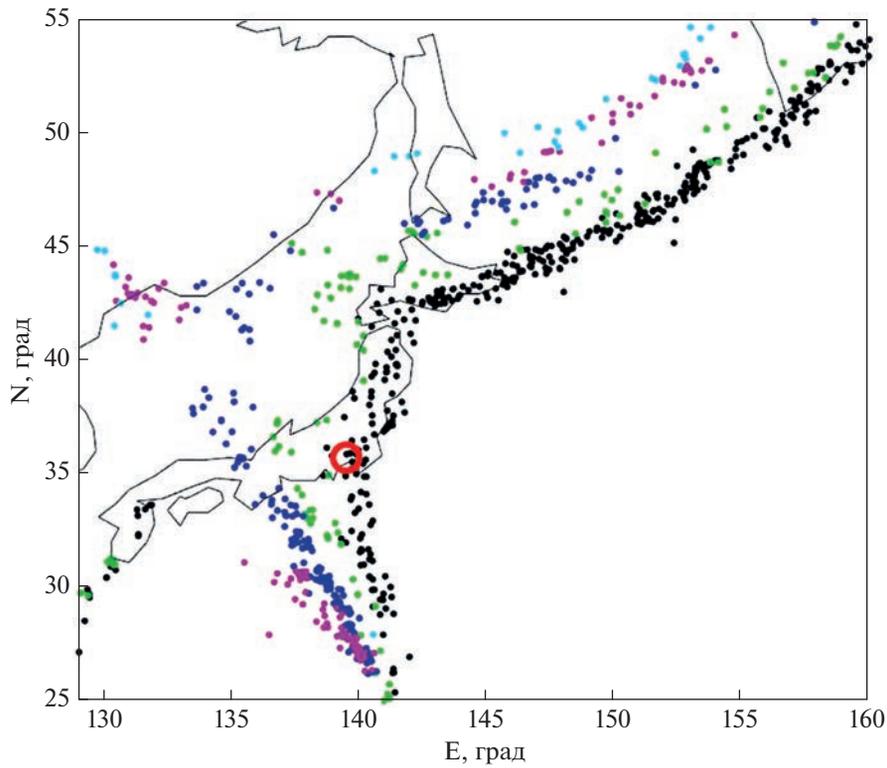
Переход на региональный уровень, однако, резко меняет картину глубокой сейсмичности. На рис. 2 показано расположение разноглубинных землетрясений Курило-Камчатской и Японской зон субдукции. Интервалы глубин выбраны с учетом предполагаемых глубин фазовых превращений. Видно, что для отдельной зоны субдукции распределение землетрясений по глубине отнюдь не непрерывное; землетрясения приурочены к нескольким довольно узким интервалам глубины, которые могут отвечать положению фазовых превращений в данной зоне субдукции. Сравнение данных GCMТ каталога (Global Centroid Moment Tensor Catalog, с 1976 г., <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) с данными ISC-GEM ката-

лога (<http://www.isc.ac.uk/iscgem>, с 1904 г.) указывает на постоянство интервалов глубин землетрясений на интервале времени более 100 лет. Отсюда можно предположить, что непрерывность распределения землетрясений по глубине по общемировым данным связана с различиями теплового режима разных зон субдукции и с соответствующими им смещениями зон фазовых превращений по глубине.

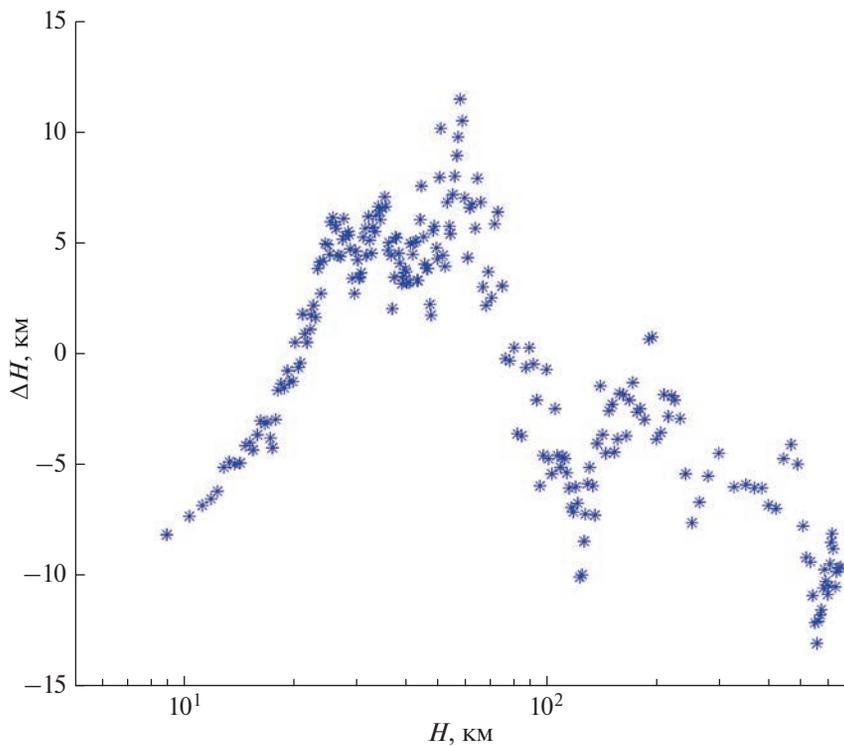
Согласно вышесказанному, можно предположить отличие характера среднеглубоких землетрясений, предположительно существенным образом обусловленных присутствием в очаговой области заметной доли флюида малой плотности. В очагах менее и более глубоких землетрясений также не исключается возможность присутствия флюида, но его роль полагается второстепенной. На рис. 3, по данным GCMТ каталога (1976–2020 гг.), представлены средние значения разницы глубины землетрясений, как они оценены по данным о положении гипоцентра и по решению сейсмического момента. Приведены средние значения для последовательных по глубине групп из 120 землетрясений с шагом 60 событий. Использованы данные по предположительно удовлетворительно полно регистрируемым событиям с  $M_w \geq 5.4$ . Видно, что в интервале глубин от 20 до примерно 90 км глубины землетрясений, определенные по данным о первых вступлениях (положения гипоцентра), систематически больше, чем по решению сейсмического момента. Соответственно сейсмический процесс преимущественно развивается вверх, как то и следует ожидать, если в очаговой зоне заметно присутствие флюида низкой плотности. Заметим также, что интервал глубин преимущественного развития очагов землетрясений вверх примерно соответствует области развития так называемых двойных сейсмофокальных зон, происхождение которых связывается с процессом дегидратации вещества погружающейся плиты [Iidaka, Furukawa, 1994]. Таким образом, предположение о связи промежуточных землетрясений с процессами дегидратации получает дополнительное подкрепление.

Для землетрясений глубже 90–100 км, и для верхнекоровых событий с глубиной менее 20 км, преимущественное развитие очага направлено вниз. Можно предположить, что это связано с ростом температур с глубиной и отвечает развитию процесса подвижки в область больших значений температуры.

Выше подчеркивалось, что с ростом давления и температуры следует ожидать изменения характера разрушения с хрупкого и внезапного на более растянутый во времени и пластичный. Признаками постепенного прекращения возможности реализации хрупкого разрушения могли бы являться рост величин напряжений, необходи-



**Рис. 2.** Расположение землетрясений с разной глубиной гипоцентра, GСMT каталог (1976–2019 гг.): 80–160 км – черные точки; 160–320 км – зеленые; 320–460 км – синие; 460–570 км – розовые; 570–720 км – голубые. Видно, что землетрясения отвечают достаточно узким полосам, соответственно и малым интервалам глубины. Большим красным кружком показано положение станции вертикального зондирования ионосферы “Токио”.



**Рис. 3.** Средние значения разницы глубин землетрясений по данным о положении гипоцентра и по решению сейсмического момента. Даны средние значения для групп из 120 событий с шагом 60 событий.

мых для возникновения разрушения, и рост длительности процессов разрушения. Оба эти параметра, с некоторыми допущениями, могут быть оценены по данным GСMT каталога.

Величины кажущихся напряжений  $\sigma_a$  могут быть оценены стандартным образом из соотношения [Abe, 1982]:

$$\sigma_a = \mu Es / M_0, \quad (2)$$

где  $\mu$  – модуль сдвига;  $M_0$  – сейсмический момент;  $Es$  – сейсмическая энергия, оцениваемая, например, по значению магнитуды  $M_b$  [Касахара, 1985]. Модуль сдвига зависит от глубины, его значение для разноглубинных землетрясений было аппроксимировано линейной функцией от глубины по данным работы [Буллен, 1978].

Поясним характер величин кажущихся напряжений  $\sigma_a$ . Как известно, значения  $\sigma_a$ , даже для близкорасположенных очагов землетрясений весьма изменчивы, а распределение величин  $\sigma_a$  имеет большой разброс и может быть описано логнормальным распределением. Эти обстоятельства порождают среди сейсмологов определенное недоверие к этой характеристике очага. Но столь же большой разброс и такой же закон распределения характерен также для более тщательно определяемой характеристики – для величин сброшенных напряжений  $\Delta\sigma$ . При этом между значениями  $\sigma_a$  и  $\Delta\sigma$  наблюдается тесная корреляционная связь [Baltay et al., 2011]. Заметим также, что большой разброс и близкий к логнормальному закон распределения величин  $\Delta\sigma$  и  $\sigma_a$  вполне ожидаемы, так как обе эти характеристики являются результатом перемножения слабо коррелированных параметров землетрясений (напомним, что распределение результатов перемножения независимых характеристик описывается логнормальным законом). Вышесказанное позволяет относиться к осредненным значениям  $\sigma_a$  с определенным доверием.

На рис. 4, как и на рис. 3, приведены медианы величин  $\sigma_a$  для последовательных по глубине групп из 120 землетрясений и шагом 60 событий (GСMT каталог, 1976–2020 гг.) На рис. 4 (ось глубин снова дана в логарифмическом масштабе) хорошо выделяются несколько максимумов величин  $\sigma_a$  на глубинах примерно 10–12, 40–50 и в районе 100 км. Еще один слабый максимум намечается вблизи 600 км. Первый максимум отвечает характерному положению нижней границы области свободной циркуляции подземных вод и глубине так называемого слоя отделителя по С.Н.Иванову [Иванов, 1999]. Максимум на глубине 40–50 км приблизительно отвечает нижней границе возможности реализации землетрясений по механизму хрупкого разрушения. Максимум в области глубин 100 км отвечает ожидаемому положению границы между областью реализации

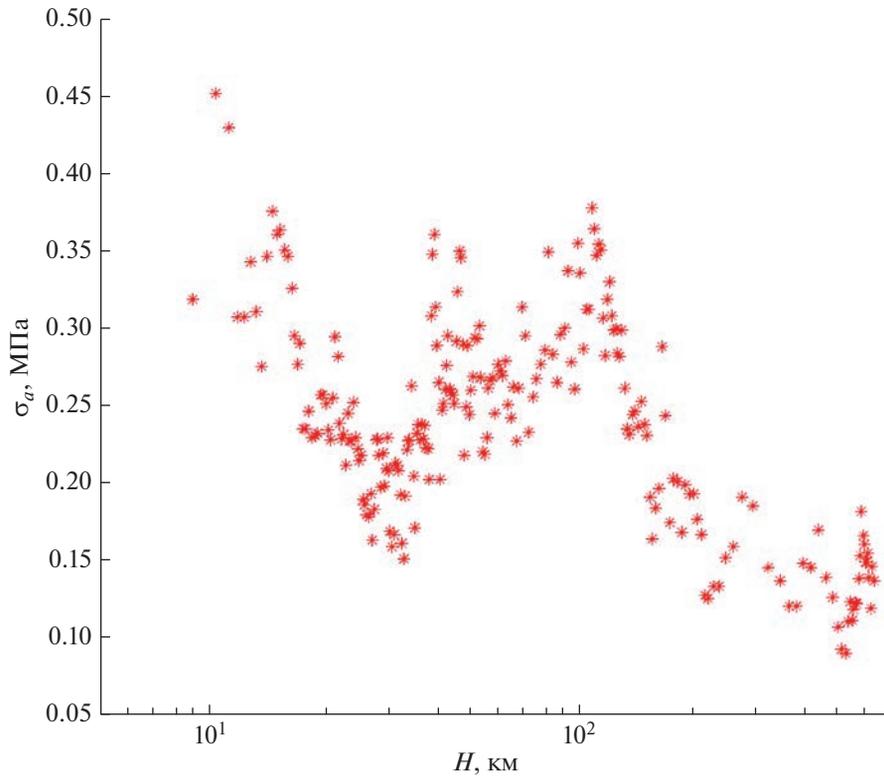
землетрясений по модели гидроразрыва и по модели фазовых превращений. На рис. 3 граница между этими областями располагается чуть выше – на глубинах 80–90 км. Последний (слабый) максимум отвечает области резкого уменьшения сейсмичности, которая полностью прекращается в районе 700 км. Качественно аналогичный результат выделения характерных интервалов изменения режимов сейсмического процесса получается при анализе оценок нормированной средней продолжительности процесса испарывания [Rodkin, 2022, Fig. 6]. Изменчивость нормированной на кубический корень из сейсмического момента продолжительности процесса испарывания грубо характеризовалась по данным GСMT каталога двумя способами: 1) по разнице момента сейсмического события по решению сейсмического момента и по первым вступлениям, 2) по продолжительности процесса излучения – от начала до конца значимого превышения сигнала над фоном. Оба подхода дали схожие результаты.

Из вышеизложенного получаем, что сейсмические данные довольно убедительно свидетельствуют в пользу различия физических механизмов реализации землетрясений с разной глубиной очага. При этом характер выявленных различий очаговых характеристик хорошо согласуется с ранее предложенными физическими моделями генерации соответствующих типов землетрясений. Характерные глубины смены преимущественных режимов разрушения составляют 30–50 и 80–120 км; варьируя в разных регионах в зависимости от их теплового режима, концентрации флюида и характера напряженного состояния.

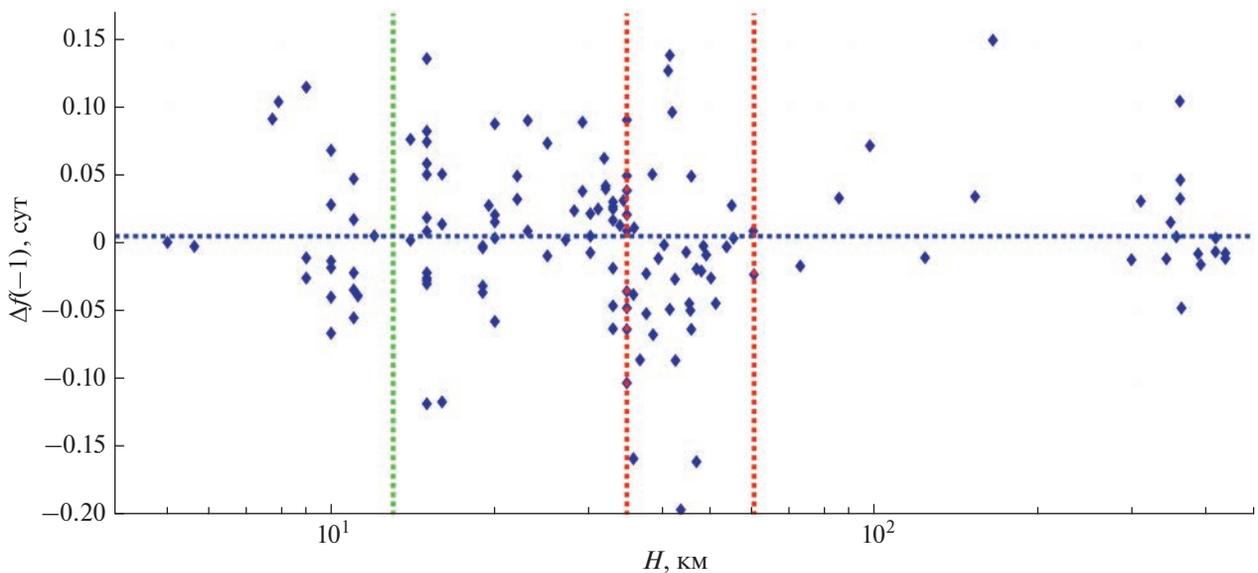
Можно ожидать, что разным физическим механизмам землетрясений будут отвечать различающиеся прогнозные признаки. Учет таких различий может оказаться важным при разработке алгоритмов прогноза землетрясения. Ниже мы рассмотрим вопрос возможного различия прогнозных признаков разноглубинных землетрясений на примере сейсмоионосферных эффектов.

### РАЗЛИЧИЕ СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ РАЗНОГЛУБИНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассмотрим вопрос различия характера отклика на разноглубинные землетрясения по ионосферным данным. Обычно анализируется регистрируемая станциями наземного вертикального зондирования (ВЗ) изменчивость критической частоты  $f_oF2 \sim \sqrt{N_{\max}}$ , где  $N_{\max}$  – максимальная плотность ионизации области  $F$ . В настоящее время чаще исследуют вариации величины полного электронного содержания ионосферы (ПЭС), основной вклад в которую также дает ионизация в области  $F$ . Под сейсмоионосферной вариаций по-



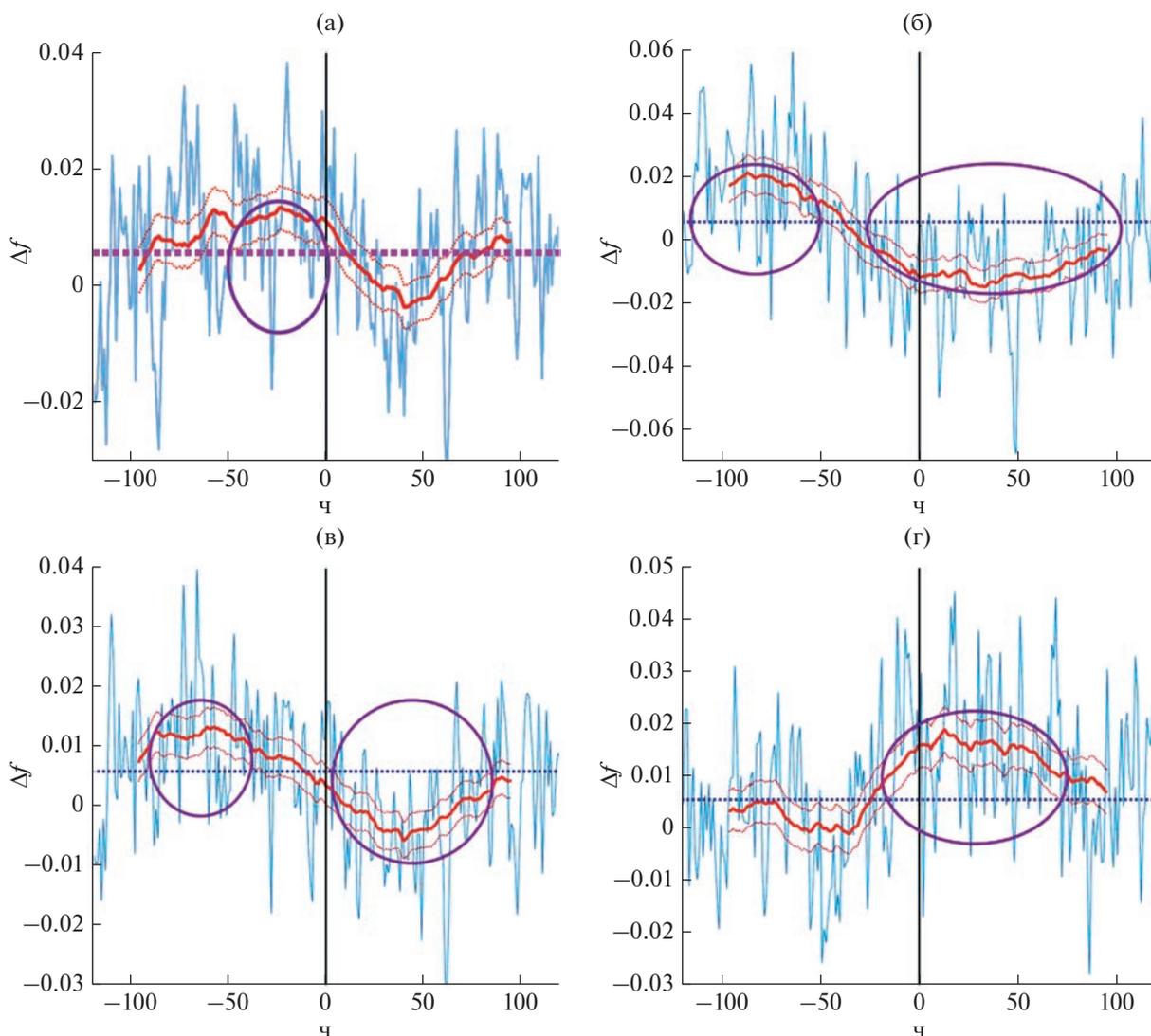
**Рис. 4.** Медианы значений кажущихся напряжений  $\sigma_a$  для групп из 120 событий последовательных по глубине землетрясений с шагом 60 событий.



**Рис. 5.** Зависимость средних значений  $\Delta f(-1)$  сутки от глубины землетрясений  $M \geq 6.0$ ,  $R \leq 600$  км. Горизонтальной линией показано среднее значение  $\Delta f$  по всему массиву данных. Вертикальными линиями даны возможные границы смены характера сейсмоионосферного отклика – для глубин землетрясений 12, 35 и 60 км.

нимается относительно повышенное или пониженное значение  $foF2$  или ПЭС, существенно чаще наблюдаемое в окрестности землетрясений,

чем в фоновое время. Исследованию сейсмоионосферных эффектов посвящены сотни публикаций. На увеличение  $foF2$  перед отдельными силь-



**Рис. 6.** Характер отклонения сглаженного значения  $\Delta f$  от среднего фонового для событий с глубиной  $H < 35$  км (а),  $35 \leq H \leq 60$  км (б),  $H \leq 60$  км (в) и  $H > 60$  км (г). Жирной штриховой линией показано среднее фоновое значение, момент землетрясения показан черной линией; усредненные по массиву землетрясений значения  $\Delta f$  для каждого часа (голубая линия); сглаженные по 3 суткам часовые значения и разброс в 2 среднеквадратичные отклонения (жирная красная линия и пунктир). Значимые на уровне свыше 99% отклонения от среднего показаны овалами. По оси  $x$  — отклонения по времени от момента события ( $t = 0$ ), часы.

ными землетрясениями указывается в работах [Pulinets, Boyarchuk, 2004; Корсунова, Хегай, 2018; и др.]. В работах [Hobara, Parrot, 2005; Rios et al., 2004; Singh et al., 2004; и др.], напротив, описывается уменьшение критической частоты  $foF2$  перед землетрясениями (обычно, для  $M6+$ ). В работе [Liperovskaaya et al., 2008] наблюдалась смена знака аномалии — увеличение  $foF2$  за 3–5 дней до землетрясения сменялось уменьшением в день землетрясения. Статистические свидетельства уменьшения  $foF2$  в послеполуденные часы перед землетрясениями с  $M > 5$  на Тайване представлены в работе [Liu et al., 2006]. Согласно этим данным, уменьшение происходит в интервале 12.00–18.00 LT за 0–5 дней

перед землетрясениями и может достигать 25%. В целом, однако, несмотря на большой объем исследований, ситуация с существованием сейсмоионосферных эффектов по-прежнему не вполне ясна. В недавней публикации [Fuying Zhu et al., 2018] на основе статистического анализа данных по ПЭС сделан вывод, что статистически надежных эффектов выявить не удастся. Глубина землетрясений обычно не принималась во внимание, но ионосферные эффекты чаще исследовались в связи с неглубокими землетрясениями.

Нами, по данным станции вертикального зондирования ионосферы Кокубунджи (Токио, 1957–2020 гг., <http://wdc.nict.go.jp/IONO/HP2009/ISDJ/>

manual\_txt-E.html), были проанализированы часовые вариации критической частоты  $foF2$ , предположительно возникающие в связи с землетрясениями. Методика анализа вполне стандартна для такого рода исследований. Сейсмоионосферные эффекты ищут на фоне геомагнитных возмущений, которые обычно намного сильнее обычных сейсмоионосферных эффектов. Поэтому из анализа исключаются дни, когда геомагнитные возмущения относительно большие, обычно принимается порог  $\Sigma Kp > 25$ . Мы используем это ограничение. Поскольку ионосферные возмущения могут продолжаться некоторое время после сильных геомагнитных возмущений, исключались и последующие сутки. Станция ВЗ Кокобунджи выбрана для анализа с учетом ее удачного расположения в высокосейсмичной зоне (рис. 2), а также длительности и регулярности работы этой станции.

Частота  $foF2$  зависит от 11-летнего и 27-дневного солнечных циклов, от времени суток и от сезона. С целью минимизации вклада сильных длиннопериодных вариаций при поиске предполагаемых сейсмоионосферных аномалий величина  $foF2$  для каждого часа рассматривались отклонения  $foF2$  от скользящей медианы, нормированные на эту же медиану

$$\Delta fi = (foF2_i - median(foF2)) / median foF2, \quad (3)$$

где  $median(foF2)$  – медиана значений  $foF2$  за  $(-7, +7)$  суток вокруг данного  $i$ -го часа. В данных по разным причинам присутствуют пропуски – медиана нами вычислялась, если имеется не менее 8 значений из 15 возможных часовых значений. Заметим, что качественно аналогичные результаты получаются и при другом (близком) выборе анализируемого параметра, например, при нормировке отклонений на дисперсию. Вариант нормировки на медиану нам представляется предпочтительным.

Специфический момент нашего анализа состоял в том, что, учитывая вышесказанное, мы исходно предполагаем возможность разного характера сейсмоионосферного эффекта для разноточных землетрясений. На рис. 5 представлены средние значения параметра  $\Delta f$  для  $(-1)$  дня перед землетрясением в зависимости от глубины землетрясения. Использовались землетрясения магнитудой  $Mw6.0+$  на расстоянии  $R < 600$  км от станции вертикального зондирования. Выбор  $(-1)$  дня, расстояния до событий, и интервала магнитуд сделан с учетом данных предыдущих исследований, где наблюдались сейсмоионосферные эффекты.

Выше мы писали, что изменения характера сейсмического процесса следует ожидать в интервалах глубин чуть более 10 км, от 30 до 50 км, и примерно от 80 до 120 км. Причем эти границы не

резкие, а представляют собой некие переходные зоны, слегка различающиеся в разных регионах по глубине. На начальном этапе статистического исследования большую роль играет так называемый “разведывательный анализ” [Тьюки, 1981]. Рис. 5 играет именно эту роль. На рис. 5 видно, что намечается различие характера сейсмоионосферного отклика для землетрясений с глубиной менее 35 км и более 35 км и, возможно, в интервале 10–12 км. Эти границы согласуются с зонами, выявленными выше по сейсмическим данным. Глубже 60 км в рассматриваемой области начинается слабосейсмичный интервал, и следующее скопление землетрясений наблюдается вблизи 300 км. Отсюда предположим, что для рассматриваемого региона границы смены характера сейсмоионосферного отклика могут происходить на глубинах около 10, 35 и 60 км. Далее это, пока бездоказательное, предположение, будет частично проверено статистически.

Число событий с глубиной до 10–12 км невелико, а вариабельность их ионосферного отклика (см, рис. 5) велика. Учитывая это, объединим события до 10 км и от 10 до 35 км в одну группу. Будем, таким образом, независимо анализировать характер сейсмоионосферного отклика для событий в диапазоне глубин от 0 до 35 км, от 35 до 60 км, и глубже 60 км. По вышеприведенным данным полагаем интервал времени  $\pm 5$  сут относительно момента землетрясения типичным временем проявления сейсмоионосферных эффектов. Будем анализировать далее 5 сут (120 ч) до и после сильнейшего землетрясения. При этом исключаем возможность неоднократного учета одних и тех же интервалов времени. Выберем вокруг сильнейшего землетрясения 241 часовое значение и исключим их из дальнейшего анализа; затем повторим эту процедуру для следующего по магнитуде землетрясения. Час землетрясения полагаем (0) часом. Далее проведем процедуру наложения эпох для всех землетрясений на интервале  $(-120, +120)$  ч.

На рис. 6, для разных интервалов глубины показаны усредненные по массиву землетрясений значения  $\Delta f$  для каждого часа. Далее эти значения сглаживались по 3 суткам  $(-36...+36)$  ч; показаны сглаженные значения и разброс в 2 среднеквадратичные отклонения относительно них. Для нормального распределения вероятность отклонения более  $2\sigma$  в какую-либо сторону составляет менее 5%. Характер распределения сглаженных величин  $\Delta f$  близок к нормальному.

Для рис. 6а–6в рассматриваются события на расстояниях  $R < 600$  км от станции; в связи с меньшим числом событий для рис. 6г использовано ограничение  $R < 1000$  км.

На рис. 6а–6г видно, что характер усредненно-го сейсмоионосферного эффекта для землетрясе-

ний глубиной менее 35 км, от 35 и до 60 км, и глубже 60 км различен. Но во всех трех случаях на уровне более  $2\sigma$  выявляются довольно продолжительные по времени аномалии. Отметим, что, несмотря на максимальное число событий для интервала глубин до 35 км, статистическая значимость осредненной сейсмоионосферной аномалии для этих событий оказалась меньше (впрочем, вполне статистически достоверной); возможно для коровых землетрясений вариабельность сейсмоионосферного отклика максимальна. В целом, для интервалов глубин  $H < 35$  км и  $35 \leq H \leq 60$  км наблюдается некое единообразие среднего характера аномалии. В предвестниковое время преобладает положительная аномалия, в афтершоковое – отрицательное. Но для больших глубин от 35 до 60 км область развития аномалий охватывают больший интервал времени до и после события, а отрицательная компонента аномалия выражена намного сильнее и захватывает также и некоторое время перед землетрясением. Доминирование этой аномалии и определило различие знака аномалии на рис. 5.

Для землетрясений с глубиной более 60 км (рис. 6г) знак аномалии меняется. Статистически выраженная положительная аномалия имеет место в афтершоковых период, а небольшая и статистически слабозначимая положительная развивается перед землетрясениями.

Информация о числе землетрясений и часовых данных для совокупности этих землетрясений в использованных для каждого глубинного интервала выделенных интервалах времени, а также статистические параметры аномалий, выявленных для каждого глубинного интервала, представлена в таблице. В последней колонке жирным шрифтом выделены аномалии с достоверностью более 99%. Данные рассчитаны для событий с  $H \leq 60$  км на расстояниях  $R < 600$  км от станции ВЗ; для более глубоких – на расстояниях  $R < 1000$  км (изменение расстояния обусловлено малым числом глубоких событий на расстоянии до 600 км от станции).

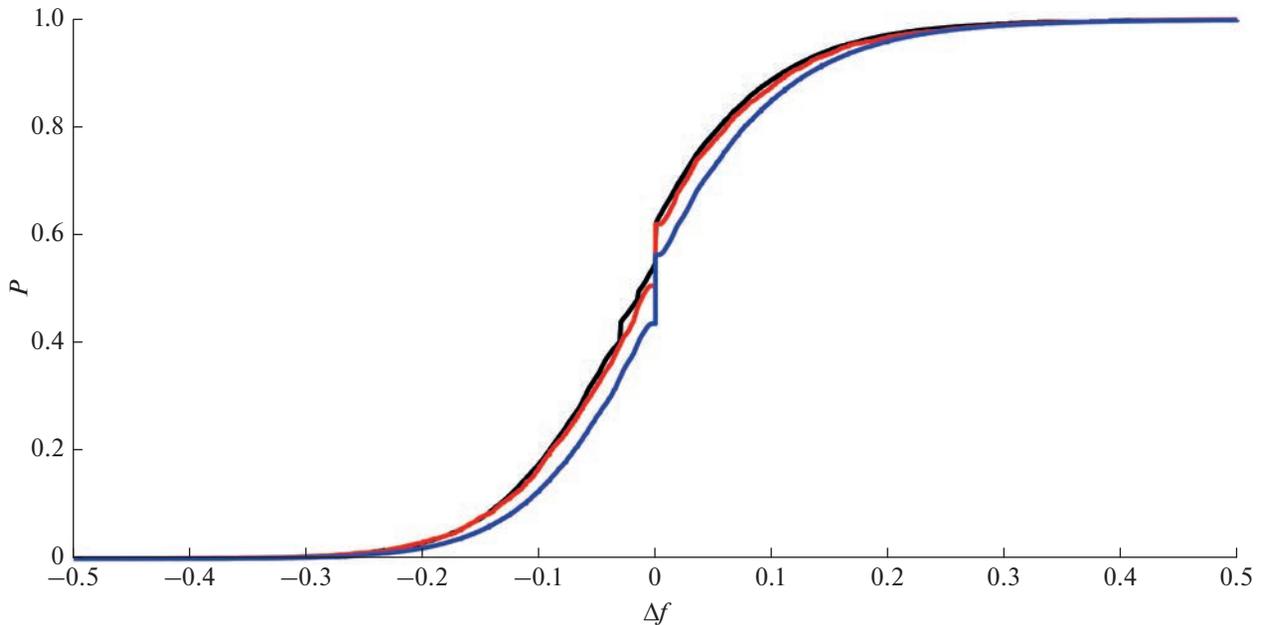
В таблице указаны результаты применения критерия статистической достоверности эффекта. Для этой оценки использовался критерий однородности двух эмпирических распределений Смирнова: сравнились распределение  $\Delta f$  за время “сейсмоионосферного эффекта” и фоновое распределение – за остальное время (~300 тыс.) часовых значений.

Как отмечается в работе [Сурков и др., 2022] в настоящее время затруднительно указать физический механизм реализации сейсмоионосферных взаимодействий, поэтому не будем здесь касаться этого сложного и большого вопроса и ограничимся только некоторыми общими замечаниями. Для неглубоких землетрясений можно ожидать суще-

ственную роль флюидной компоненты; при этом она заведомо более значительна для событий с глубиной от 35 до 60 км. Влияние этой компоненты можно сопоставить с существенно более развитой отрицательной аномалией для событий в этом интервале глубин (рис. 6б).

В очагах более глубоких землетрясений, как предполагается, основную роль играют фазовые превращения вещества погружающейся плиты. Механизм их воздействия на ионосферу вообще не ясен, можно только предположить, что он отличен от воздействия менее глубоких землетрясений. Качественное различие характера сейсмоионосферных эффектов для землетрясений с глубиной более и менее примерно 60 км хорошо видно на рис. 6. В данной работе мы не ставим целью предложить объяснение всем этим, статистически подтверждаемым и различным для разноглубинных землетрясений сейсмоионосферным эффектам. Заметим только, что построение альтернативной модели, допускающей существование некоего фактора, одновременно воздействующего и на разноглубинную сейсмичность, и на ионосферу представляется еще более затруднительным.

Аномалии на рис. 6 представляются достаточно сглаженными, по крайней мере, в среднем, для совокупности землетрясений  $M6.0+$ . Отсюда возникает вопрос, какова должна была бы быть величина изменения среднего уровня  $\Delta f$  для возникновения таких аномалий? Рассмотрим модельный случай, когда процессы литосфере или в атмосфере над областью подготовки землетрясений в течение нескольких дней увеличивают (или уменьшают) плотность ионизации на 4–6%, и, следовательно, меняют критическую частоту на 2–3%. Проведем моделирование вариаций частоты  $foF2$  с помощью случайного процесса. Для примера рассмотрим случай отрицательной аномалии для землетрясений с глубиной  $35 \leq H \leq 60$  км (всего 77 таких событий). Экспериментально наблюдается уменьшение  $foF2$  в течение последовательных 126 ч. Смоделируем 10 серий по 77 виртуальных событий, и для каждого из них в течение 126 ч уменьшим частоту  $foF2$  на 3%; для этих данных повторим процесс вычисления  $\Delta f$  как для реальных землетрясений. Функции распределения для виртуальных и реальных землетрясений оказываются близки, и заметно и единообразно отклоняются от фонового случая (рис. 7). Этот визуальный вывод можно проверить формально по критерию Смирнова. Получаем, что распределения реальных и виртуальных землетрясений могут принадлежать общей генеральной совокупности (с вероятностью 25%), но оба распределения отличны от фонового с вероятностью более 99.5%.



**Рис. 7.** Функции распределения  $\Delta f$  для реальных землетрясений  $M6+$ ,  $35 \leq H \leq 60$  км,  $R < 600$  км за  $(-25, \dots, +100)$  час, 4628 значений, красная линия; для распределения, составленного из 10 серий виртуальных событий (77 событий, 126 ч для каждого события) — 49740 значений, черная линия; и для фона — синяя линия.

Отсюда можно сделать вывод, что подобное отклонение в величине  $foF2$  может объяснить наблюдаемую аномалию. Другие аномалии на рис. 6 такой же амплитуды или даже слабее. Таким образом, могущие вызвать их изменения средней величины  $foF2$  примерно такой же величины или слабее.

Предлагаемые в литературе механизмы передачи воздействия от литосферы к ионосфере к настоящему времени не подтверждены ([Сурков и др., 2022], и ссылки в этой работе). Проведенное выявление статистически значимых сейсмоионосферных эффектов и количественная оценка вероятной амплитуды эффекта (первые проценты) позволяет предложить механизмы, не вызывающие больших аномалий параметров ионосферы.

Выявлению статистически значимых сейсмоионосферных эффектов способствовал учет возможного различия в физике разноглубинных землетрясений. Даже для похожих по характеру аномалий для глубин 0–35 и 35–60 км, объединение их в одну группу снижает статистическую значимость аномалии (таблица). Тем более это имеет место для случая объединения с более глубокими землетрясениями. Напомним, что без учета различий сейсмоионосферного отклика для разноглубинных землетрясений выявляются или отдельные, чаще статистически незначимые (пусть и весьма эффектные) случаи аномалий или, как в работе [Fuying Zhu et al., 2018], делается вывод об отсутствии устойчивых статистически значимых аномалий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хорошо известен парадокс сейсмичности о невозможности возникновения обычных землетрясений глубже 40–50 км, для преодоления которого разными авторами был предложен ряд физических моделей землетрясений для разных интервалов глубин. Однако до недавнего времени практически отсутствовали указания на реально наблюдаемые различия параметров очагов землетрясений и изменения характера сейсмичности с глубиной, отвечающие ожидаемым различиям физических механизмов разрушения в очагах землетрясений.

В работе приведены примеры прекращения сейсмичности глубже 30–50 км, несмотря на несомненное продолжение аналогичных сдвиговых смещений и на больших глубинах. Даны примеры устойчивой (на масштабе сотни лет) приуроченности глубоких землетрясений в ряде зон субдукции к достаточно узким интервалам глубины, что может соответствовать связи этих землетрясений с зонами фазовых (метаморфических) превращений, варьирующих по глубине в разных зонах субдукции.

По мировым данным показана существенная изменчивость ряда осредненных очаговых параметров землетрясений с глубиной. Для области развития среднеглубоких землетрясений (примерно от 20–30 до 60–100 км), предположительно обусловленных выделением в ходе реакций дегидратации флюида, выявлена тенденция разви-

тия процесса испаривания в очагах землетрясений вверх, что может быть связано с прорывом вверх флюида низкой плотности. Для землетрясений с глубинами вне этого интервала устойчиво доминирует тенденция развития процесса испаривания в глубину, в область более высоких температур.

Также по мировым данным выявлена тенденция роста характерных величин кажущихся напряжений  $\sigma_a$  на глубинах примерно 10–12, 40–50 и в районе 100 км. Еще один слабый максимум намечается вблизи 600 км. Первый максимум отвечает характерному положению нижней границы области развития квазигидростатических давлений подземных вод и глубине “слоя отделителя” [Иванов, 1999]. Второй максимум на глубинах 40–50 км отвечает нижней границе возможности реализации землетрясений по механизму хрупкого разрушения. Третий максимум в окрестности 100 км близок к глубине границы между областью преимущественной реализации землетрясений по модели гидроразрыва и по модели фазовых превращений. Последний максимум на глубинах около 600 км отвечает области резкого уменьшения сейсмичности, которая полностью прекращается в районе 700 км.

В совокупности эти результаты подтверждают ранее предложенные модели различия физических механизмов реализации неглубоких, среднеглубоких, и глубоких землетрясения. Но если различны физические механизмы землетрясений, то могут быть различны и их прогнозные признаки. По данным станции вертикального зондирования “Токио” рассмотрен характер сейсмоионосферного отклика на разноглубинные землетрясения. Показан статистически надежный и резко различный характер отклика на землетрясения с глубинами меньше и более 60 км, а также заметное различие сейсмоионосферного отклика для событий с глубинами до 35 км и от 35 до 60 км. Наиболее сильно выражена отрицательная аномалия  $foF2$  для событий с глубиной очага от 35 до 60 км. Для рассматриваемого региона этот интервал глубин отвечает землетрясениям, в очаговых областях которых следует ожидать развитие высокой электропроводности в связи с выделением высоконапорного флюида.

Аномалии, полученные с учетом различия сейсмоионосферного эффекта разноглубинных землетрясений, статистически значимы. В случае объединения разноглубинных аномалий статистическая значимость осредненной аномалии становится дискуссионной. Подчеркнем, что для выявленных нами аномалий достаточно (в среднем, для землетрясений  $M6.0+$ ) весьма незначительного среднего изменения  $foF2$  на 2–3%.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН и Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.Д.Завьялову и анонимному рецензенту за сделанные замечания, способствовавшие как уточнению ряда положений, так и общему улучшению статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 442 с.
- Иванов С. Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.
- Калинин В.А., Родкин М.В. Физическая модель глубоководных землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Корсунова Л.П., Хегай В.В. Возможные краткосрочные предвестники сильных коровых землетрясений в Японии по данным наземных станций вертикального зондирования ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. 2018. Т. 58. № 1. С. 94–101. <https://doi.org/10.7868/S001679401801008X>
- Кусков О.Л. Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубоководные землетрясения // Геохимия. 1987. №8.С. 1093–1107.
- Родкин М.В. Прогноз – старые предвидения и новые результаты // Наука и технологические разработки. 2020. Т. 99. № 3. С. 5–18. <https://doi.org/10.21455/std2020.3-2>
- Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: изд-во “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Сурков В.В. Пилипенко В.А., Силина А.С. могут ли радиоактивные эманации в сейсмоактивном регионе воздействовать на атмосферное электричество и ионосферу? // Физика Земли. 2022. № 3. С. 3–11.
- Тьюки Дж. Анализ результатов наблюдений. Разведочный анализ. М.: Мир. 1981. 696 с.
- Abe K. Magnitude, Seismic Moment and Apparent Stress for Major Deep Earthquakes // J. Phys. Earth. 1982. V. 30. № 4. P. 321–330.
- Baltay A., Ide S., Prieto G., Beroza G. Variability in earthquake stress drop and apparent stress // Geophys. Res. Letters. 2011. V. 38. L06303. <https://doi.org/10.1029/2011GL046698>

- Bridgman P.W.* Polymorphic Transitions and Geological Phenomena // *Am. J. Sci.* 1945. A 243. № 1. P. 90–96.
- Brodie K.H., Rutter E.H.* The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: natural and experimental examples // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. V. 24. № 3. P. 556–564.
- Ferrand T.P., Deldicque D.* Reduced viscosity of  $Mg_2GeO_4$  with minor  $MgGeO_3$  between 1000 and 1150°C suggests solid-state lubrication at the lithosphere–asthenosphere boundary // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 600. <https://doi.org/10.3390/min11060600>
- Fuying Zhu, Fanfan Su, Jian Lin.* Statistical analysis of TEC anomalies prior to M6.0+ earthquakes during 2003–2014 // *Pure Appl. Geophys.* 2018. V. 175. P. 3441–3450.
- Green H.W.* Phase-transformation-induced lubrication of earthquake sliding // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2017. V. 375(2103). P. 20160008. PMID: PMC5580448. <https://doi.org/10.1098/rsta.2016.000828827426>
- Greenwood G.W., Johnson R.H.* The deformation of metals under stress during phase transformations // *Proc. R. Soc. London*. 1965. V. 283. P. 403–422.
- Griggs D.T., Handin J.* Observations on fracture and hypothesis of earthquakes // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1960. V. 79. P. 347–373.
- Hobara Y., Parrot M.* Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // *J. Atmos. Terr. Phys.* 2005. V. 67. № 7. P. 677–685. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.02.006>
- Houston H.* Deep earthquakes // *Treatise on Geophysics*. 2nd edition. 2015. V. 4. P. 329–354.
- Iidaka T., Furukawa Y.* Double seismic zone for deep earthquakes in the Izu-Bonin subduction zone // *Science*. 1994. V. 263. № 5150. P. 1116–1118.
- Ito E., Sato H.* Aseismicity in the lower mantle by superplasticity of the descending slab // *Nature*. 1991. V. 351. P. 140–141.
- Jian Wang, Dapeng Zhao, Zhenxing Yao.* Seismic anisotropy evidence for dehydration embrittlement triggering intermediate-depth earthquakes // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 2613. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02563-w>
- Julian B.R., Angus D., Miller G., Foulger R.* Non-double-couple earthquakes 1. Theory // *Reviews of Geophysics*. 1998. V. 36. № 4. P. 525–549.
- Kalinin V.A., Rodkin M.V.* The quantitative deep earthquakes model. High Pressure Investigations in Geosciences. *Academie-Verlag, Berlin*. 1989. P. 213–217.
- Kirby S.H.* Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and application to the physical mechanism of deep earthquakes // *J. Geophys. Res. B*. 1987. V. 92. № 13. P. 13789–13800.
- Kirby S. H., Durham W. B., Stern L. A.* Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // *Science*. 1991. V. 152. P. 216–225.
- Liperovskaya E.V., Biagi P.-F., Meister C.-V., Rodkin M.V.* foF2 seismo-ionospheric effect analysis: actual data and numerical simulations // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2008. V. 8. P. 1387–1393. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1387-2008>
- Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S.* A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. A05304. <https://doi.org/10.1029/2005JA011333>, 2006
- Panasyuk S.V., Hager B.H.* A model of transformational superplasticity in the upper mantle // *Geophys. J. Intern.* 1998. V. 133. Is. 3. P. 741–755. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00539.x>
- Poirier J.-P.* Creep of Crystals. Cambridge Earth Science Series. xiv Cambridge, London, New York. 1985. 260 p.
- Pulinets S.A., Boyarchuk K.A.* Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.
- Rios V.H., Kim V.P., Hegai V.V.* Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 // *Adv. Space Res.* 2004. V. 33. P. 323–327.
- Rodkin M.V.* Contradictions in the recent seismogenetical notions // *Phys. Chem. Earth*. 1996. V. 21. № 4. P. 257–260.
- Rodkin M.V.* Crustal earthquakes induced by solid-state transformations // *J. Earth. Predict. Res.* 1995. V. 4. P. 215–223.
- 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.* Crustal earthquakes induced by solid-state transformations: a model and characteristic precursors // *J. Earthquake Prediction Res.* 1995. V. 4. № 2. P. 215–223.
- Role of water in earthquake generation // *Special Issue. Bull. Earth. Res. Inst.* 2001. V. 76. № 3–4.
- Rubie D.C.* Reaction-enhanced ductility: the role of solid-solid reactions in the deformation of the crust and mantle // *Tectonophysics*. 1986. № 6. P. 331–352.
- Savage J.C., Svarc J.L., Prescott W.H.* Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 4995–5002.
- Shirey S.B., Wagner L.S., Walter M.J., Pearson D.G., Keken P.E.* Slab Transport of Fluids to deep focus earthquake depths—thermal modeling constraints and evidence from diamonds // *AGU Advances*. 2021. V. 2. № 2. <https://doi.org/10.1029/2020AV000304>
- Singh B., Kushwah V., Singh O.P., Lakshmi D.R., Redd B.M.* Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India // *Phys. Chem. Earth*. 2004. V. 29. P. 537–550.
- Sornette D.* Earthquakes: from chemical alteration to mechanical rupture // *Physics Reports*. 1999. V. 313. № 5. P. 237–292. [https://doi.org/10.1016/S0370-1573\(98\)00088-X](https://doi.org/10.1016/S0370-1573(98)00088-X)
- Wiens D.A.* Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: temperature dependence of deep earthquake source properties // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. № 127. P. 145–163.
- Zulian M.* A fluid’s journey into deep earth may explain deep quakes // *Temblor*. 2021. <https://doi.org/10.32858/temblor.183>

## On the Difference in Physical Mechanisms of Different Depth Earthquakes and Their Ionospheric Response Patterns

M. V. Rodkin<sup>a, b, \*</sup> and E. V. Liperovskaya<sup>c, \*\*</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>b</sup> *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

<sup>c</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

\*e-mail: rodkin@mitp.ru

\*\*e-mail: liper@ifz.ru

According to the paradox of seismicity, earthquakes that follow the mechanism of ordinary brittle failure cannot occur at depths below a few tens of km. Several models have been proposed to explain deeper earthquakes, but these models have not been convincingly supported by data on the depth changes in earthquake source parameters. In this paper we present the examples of seismicity cutoff at the depth level of the Earth's crust despite the undoubted continuation of similar shear displacements at greater depths. Based on worldwide data, the changes in a number of the average parameters of the earthquakes with depth are demonstrated. The pattern of these changes is consistent with expected differences in the physical mechanisms of the earthquakes with depth and significantly refines the accepted division of earthquakes into shallow, intermediate, and deep. The difference in the physical mechanisms of the earthquakes implies a probable difference in the nature of their precursors. Based on the hourly data of the vertical ionospheric sounding station "Tokyo" for 1957–2020, differences in the character of the seismoionospheric effect are demonstrated for the earthquakes (more than 300 events) occurring at different depths and presumably having different dominant mechanisms of seismogenesis. The average amplitude of the variations in the critical frequency  $foF2$  providing the observed anomalies is estimated to be only 2–3% of the  $foF2$  value. The separation of earthquakes by depth increased the statistical significance of the observed seismoionospheric effect.

*Keywords:* physical models of earthquakes, physics of different depth earthquakes, seismoionospheric effects, ionospheric  $F$ -region

УДК 551.2.3.

## О МЕХАНИЗМАХ ГЕНЕРАЦИИ ИЗБЫТОЧНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

© 2023 г. Ю. Л. Ребецкий\*

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

*\*E-mail: reb@ifz.ru*

Поступила в редакцию 25.10.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Предлагается рассматривать процессы денудации поверхности и магматизма коры для объяснения появления в ней повышенных напряжений горизонтального сжатия – избыточных по отношению к литостатическому давлению. “Откапывание” породы приводит только к частичной ее разгрузке, за счет снятия веса вышележащих пород, если она в глубине находилась за пределом текучести. Это связано с тем, что в случае “откапывания” разгрузка идет по упругому закону. Из-за этого в породе возникают остаточные напряжения горизонтального сжатия, полученные на стадии закритического катакластического течения. Другой механизм формирования дополнительных сжимающих напряжений в коре связан с процессами вулканизма и магматизма. Подъем магмы по субвертикальным коровым разломам и системам трещин возможен только в условиях, когда во фронте распространения ее давление превышает уровень горизонтального сжатия пород. Следствием этого ниже фронта распространения магмы уровень напряжений горизонтального сжатия в породах повышается до уровня ее давления. Поскольку давление в подкоровом или внутрикоровом магматическом очаге близко к литостатическому давлению вышележащих пород, то выше фронта распространения магмы в разломе напряжения, нормальные к нему, превышают уровень вертикального сжатия. Таким образом, магматизация коры способна изменить режим напряженного состояния горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг.

*Ключевые слова:* процесс денудации, магматизм коры, упругий закон разгрузки, остаточные напряжения.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030109, **EDN:** КАТМОО

### ВВЕДЕНИЕ

Генезис напряжений избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре в настоящее время наиболее часто связывают с проявлением дальнедействующего давления от границ литосферных плит [Molnar, Tapponier, 1975; Зоненшайн и др., 1978; Ма Си Юань, 1990; Nazarova, Nazarov, 2002; Ружич, 1997; Ружич и др., 2016; и др.], иногда – с планетарными напряжениями, вызванными вращением Земли или другими космическими факторами [Авсюк, 2001; Dobretsov, Chumakov, 2001; Glukhovskii, 2005; Dobretsov, 2015; Викулин, 2008; Вихри ..., 2004; и др.]. В ряде работ второй половины двадцатого века наличие таких напряжений объясняли остаточными напряжениями предыдущих эпох нагружения [Пономарев, 1969; 2008; Волох и др., 1972; Herget, 1973; Sykes, Sbar, 1973; Voigth, Pierre, 1974; Марков 1977; 1980].

Первый тип генезиса избыточного горизонтального давления прямо обусловлен движением литосферных плит, их конвергенцией в виде суб-

дукции или коллизии. При этом источником сил, перемещающих плиты, определяют давление со стороны океанского хребта и силу тяжести от погруженной и уплотнившейся части слэба в зонах субдукции. Иногда также говорят о роли касательных напряжений, действующих на подошву океанической литосферы со стороны астеносферной мантии в направлении от зоны океанского спрединга к зоне субдукции. Но, в любом случае, первый из представленных выше источников сил принимается главным [Wilson, 1966]. С конца прошлого века эти возможные источники сил, определяющие движения тектонических плит, прямо связывают с общемантийной одноплоскостной или двухплоскостной конвекцией [Трубицын, 2012; Трубицын Рыков, 2000; Лобковский, Котелкин, 2000; Добрецов и др., 2001].

Однако большие дистанции от границ столкновения литосферных плит в несколько тысяч километров, определяющие снижение уровня передаваемых напряжений пропорционально квадрату отношения линейного размера источника

бокового давления к расстоянию до объекта влияния, показывают, что их величина должна уменьшаться на порядок и более. До тех пор, пока не существовало достоверных данных об уровне горизонтальных сжимающих напряжений, действующих в литосфере зон субдукции, рассматриваемый механизм формирования избыточного горизонтального сжатия в коре континентов практически не обсуждался и был принят научным сообществом. В двух других из отмеченных механизмов генерации такие напряжения практически не рассматривались, а работы, в которых они обсуждались, относились к специальным научным направлениям (планетарная механика, горное дело).

Появление в конце прошлого века в сейсмологии массовых определений фокальных механизмов землетрясений, определяемых из анализа волновых форм [Dziewonski et al., 1981], и развитие технологии расчета тензора сейсмического момента [Кейлис-Борок, 1950] дало возможность более достоверно оценить уровень сброшенных напряжений в очагах не только сильных, но и среднесильных и даже слабых землетрясений. Было установлено, что существует достаточно сильный разброс значений снимаемых напряжений в одном регионе. Разброс значений этих напряжений увеличивался при снижении магнитуды землетрясений, а с повышением магнитуды землетрясения ( $M > 6.5-7.0$ ) наблюдалось снижение уровня сбрасываемых напряжений.

Оказалось, что наименьший уровень сбрасываемых напряжений наблюдается в зонах субдукции литосферных плит, а наибольший — во внутриконтинентальных орогенах и щитах. При этом уровень касательных напряжений, снимаемых в очаге, для землетрясений с магнитудами более 8 в зонах субдукции — менее 0.3–0.5 МПа. Существуют оценки, показывающие, что на большом статистически представительном множестве событий излученная в сейсмических волнах энергия составляет 10–20% от общей упругой энергии, снятой в очаге землетрясения [Bath, Duda, 1964; Kanamori, Anderson, 1975]. В свою очередь, эта снятая упругая энергия составляет 10–20% от девиаторной части энергии упругого деформирования массива [Ребецкий, 2007]. Используя эти обобщения и выражения для КПД землетрясения и КПД упругой разгрузки после землетрясения [Ребецкий, 2007], можно показать, что снимаемые напряжения в очаге землетрясения должны составлять 1/3–1/5 часть от максимальных касательных напряжений, действующих в массиве.

Таким образом, можно ожидать, что уровень максимальных касательных напряжений в зонах субдукции составляет 1.5–2.5 МПа, что определяет для горизонтальных сжимающих напряжений величину превышения над литостатическим дав-

лением в 3–5 МПа. Это средний уровень дополнительных сжимающих напряжений, который на дистанции в первые тысячи километров может снизиться до 0.3–0.5 МПа (при размере силового индентора в первые сотни километров). Конечно же, его недостаточно для объяснения формирования избыточных напряжений горизонтального сжатия 30–50 МПа, наблюдаемого в горных работах внутриконтинентальных орогенов.

Оценки напряжений для зон субдукции можно переносить и на области конвергенции типа коллизии, т.к. силовой фактор, определяющий движения литосферных плит и, следовательно, упругую энергию деформаций, в случае коллизии и субдукции один и тот же.

Следует помнить, что сделанные выше оценки соотношения действующих и снимаемых напряжений не следует относить к конкретным землетрясениям. Они работают именно для большого множества событий как средние. Примером отклонений от сделанной оценки можно рассматривать землетрясение Тохоку, где сброшенные напряжения в очаге в верхней части коры (глубины до 20 км) оказались даже выше уровня действовавших здесь девиаторных напряжений [Ребецкий, Полец, 2021]. Это привело к смене геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение, которое проявляется в соответствующем типе фокальных механизмов землетрясений уже более 10 лет.

В настоящей работе будут представлены результаты прогноза избыточных напряжений горизонтального сжатия, генерация которых связывается с возможностью длительного существования в породах верхних слоев коры остаточных напряжений, обусловлена действием массовых сил тяжести (МСТ), а также с процессами вулканизма и магматизма в коре.

## ОСТАТОЧНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ ОТ ДЕЙСТВИЯ МСТ

Напряженное состояние коры, отвечающее действию только массовых сил тяжести, имеет два глубинных уровня, характеризующих разную реакцию горных пород на нагрузку. В верхней части коры (в зависимости от флюидного режима: сотни метров — 1–2 км) породы в условиях действия МСТ могут деформироваться упруго, а в более глубоких горизонтах формируются необратимые деформации. Из-за разупрочняющего действия флюида эти необратимые деформации обусловлены преодолением предела трещинной — катакlastической текучести, а не истинного предела пластичности кристаллов и зерен. Заметим, что чисто упругое поведение пород не относится к зонам разломов, а отвечает внутренним межразломным блокам кристаллической коры.

Как в области чисто упругого, так и упруго-катакластического деформирования напряженное состояние горных массивов, отвечающее действию только собственного веса, определяется предположением о том, что вертикальные напряжения равны весу вышележащей колонки пород, к которому добавлены условия горизонтального стеснения:

$$\sigma_{zz} = -\rho g H, \quad \varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = 0. \quad (1)$$

Правило знаков нормальных напряжений, используемое в работе, отвечает принимаемому в механике сплошной среды – растяжение положительное.

### Состояние в упругой области

В случае чисто упругого поведения квазиоднородного породного массива [Динник, 1926; Jager, 1962; Price, Cosgrove, 1990] горизонтальные напряжения от МСТ определяются прямо из условия стеснения (второе в (1)) и закона Гука в виде выражений:

$$\sigma_{xx}^e = \sigma_{yy}^e = -\frac{\nu}{1-\nu} \rho_c g z. \quad (2)$$

Здесь:  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $\rho_c g$  – средний удельный вес колонки вышележащих пород (произведение средней плотности на ускорение свободного падения) мощности  $H$ ; ось  $z$  направлена вертикально вниз. Касательные напряжения в принятой системе координат отсутствуют  $\sigma_{ij} = 0$  ( $i, j = x, y, z$ ). Отношение  $\sigma_{xx}/\sigma_{zz}$  при  $\nu = 0.25$  близко к 0.333.

Из выражений (1) и (2) следует линейная зависимость от глубины максимальных касательных напряжений  $\tau$  и всестороннего давления  $p$ :

$$\begin{aligned} \tau^e &= (\sigma_{xx}^e - \sigma_{zz}^e)/2 = \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} p_{II}, \\ p^e &= -(2\sigma_{xx}^e + \sigma_{zz}^e)/3 = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} p_{II}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$p_{II} = \rho_c g z.$$

Для значения  $\nu = 0.25$ :  $\tau^e = 0.33 p_{II}$  и  $p^e = 0.56 p_{II}$ . Верхний индекс “e” показывает, что данные компоненты тензора напряжений являются результатом чисто упругой реакции горных пород на действии массовых сил.

### Граница кровли области катакластического течения

Линейный рост с глубиной касательных напряжений (3) от действия МСТ должен привести к нарушению упругого равновесного состояния пород по двум наиболее вероятным причинам: 1) хрупкое разрушение; 2) достижение предела

упругости. Существует гипотеза, что для пород коры достижение истинного пластического состояния (формирование необратимых деформаций за счет внутризернового или внутрикристаллического дислокационного течения) наблюдается на границе Мохо [Николаевский, 1979]. Поэтому нарушение упругого равновесного состояния в породах верхней и средней коры возникает из-за формирования и активизации множества разномасштабных дефектов хрупкой прочности, что приводит к появлению необратимых деформаций, вызванных катакластическим – трещинным течением (псевдопластичность – геомех.).

Для расчета положения кровли области катакластического течения от МСТ можно использовать критерий Друккер–Прагера:

$$\begin{aligned} \tau_c &= I_2 + k_f (I_1 + p_{II}) \leq \tau_f \\ \text{при } I_2 &= 2\tau/\sqrt{3} \text{ и } I_1 = -p, \end{aligned} \quad (4)$$

где:  $\tau_c$  – кулоновы напряжения;  $I_1$  и  $I_2$  – первый и второй инварианты тензора напряжений;  $\tau_f$  – внутреннее сцепление (cohesion);  $k_f$  – коэффициент внутреннего трения;  $p_{II} = \lambda p_{II}$  – флюидное давление в трещинном пространстве горных пород ( $\lambda = 0.38$  – давление близко к гидростатическому,  $\lambda \approx 1$  – давление близко к литостатике).

Используя предельное соотношение в критерии (4) в виде знака равенства, находим глубину  $H_p$  перехода породы в катакластическое течение в условиях действия только МСТ:

$$H_p = \frac{3(1-\nu)\tau_f}{[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) + 3k_f(1-\nu)\lambda]\rho g}. \quad (5)$$

Для параметров прочности  $k_f = 0.6$  (средний коэффициент внутреннего трения большинства горных пород, находящихся в условиях среднего уровня обжимающего давления),  $\tau_f = 2.5$  МПа (прочность сцепления сплошных образцов алевролитов, аргиллитов и трещиноватых пород верхней и средней коры), удельного веса  $-\rho_c g = 2.7$  Г/см<sup>3</sup> и коэффициента Пуассона  $\nu = 0.25$  в условиях сухой породы ( $p_{II} = 0$ ), находим  $H_p \approx 1.7$  км. При гидростатическом законе распределения флюидного давления по глубине  $p_{II} \approx 0.38 p_{II}$  – открытая до поверхности трещинная пористость, переход в катакластическое состояние происходит при  $H_p \approx 0.3$  км. Эту глубину можно принимать за более-менее стандартную для осадочных бассейнов.

Таким образом, уже верхняя кора практически вся, за исключением первых сотен метров (возможно около километра), находится за пределом катакластической текучести.

### Состояние катакластического течения

Накопление неупругих деформаций в области катакластического деформирования ( $H > H_p$ ) осуществляется таким образом, чтобы уменьшить разницу между напряжениями, действующими в вертикальном и горизонтальном направлении. В этой области в горизонтальном направлении формируются необратимые деформации удлинения  $\Delta\varepsilon_{xx}^p = \Delta\varepsilon_{yy}^p > 0$ , а в вертикальном необратимые деформации укорочения  $\Delta\varepsilon_{zz}^p < 0$ . В сумме необратимые деформации изменения объема можно считать равными нулю  $\Delta\varepsilon_{xx}^p + \Delta\varepsilon_{yy}^p + \Delta\varepsilon_{zz}^p = 0$ , а можно, используя значения интенсивности катакластического сдвига, учитывать дилатансионное изменение объема [Николаевский, 1979].

Условия бокового стеснения (1) и необратимые деформации удлинения приводят к появлению в горизонтальном направлении дополнительных упругих деформаций укорочения ( $\Delta\varepsilon_{xx}^{ep} = \Delta\varepsilon_{yy}^{ep} = -\Delta\varepsilon_{xx}^p = -\Delta\varepsilon_{yy}^p$ ) и, как следствие, к увеличению напряжений горизонтального сжатия за счет дополнительных напряжений  $\Delta\sigma < 0$ . Верхний индекс в деформациях: “*p*” и “*ep*” – определяет соответственно приращение необратимой и упругой деформации в области катакластического течения. В области закритического состояния происходит вертикальное уплотнение горных пород [Ребецкий, 2008а; 2008б; 2008в] и “взводится упругая пружина”, определяющая увеличение напряжений горизонтального сжатия для катакластической стадии деформирования ( $\sigma_{ii}^p$ ) на величину  $\Delta\sigma$  относительно напряжений чисто упругой стадии ( $\sigma_{ii}^e$ ):

$$\sigma_{ii}^p = \sigma_{ii}^e + \Delta\sigma \quad \text{при} \quad \Delta\sigma < 0, \quad i = x, y. \quad (6)$$

Для напряжений дополнительного горизонтального сжатия из предельного соотношения в виде (4), используя для флюидного давления гипотезу о линейном изменении с глубиной ( $p_{fl} = \lambda p_{li}$ ), находим:

$$\Delta\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \left( \frac{z}{H_p} - 1 \right) \quad \text{при} \quad z > H_p. \quad (7)$$

### Изменения напряженного состояния при вертикальных перемещениях горных пород, сопровождающегося эрозией поверхности

В случае действия вертикальных восходящих движений и денудации поверхности или наоборот из-за денудации и компенсационного восходящего движения (далее будем этот механизм определять как “откапывание” породы), вертикальная нагрузка, действующая на элементарный объем геосреды, уменьшается. При этом разгруз-

ка породы будет происходить по упругому закону, подобно тому, как это записано в выражениях (1) и (2).

Если порода находится на глубине выше кровли коры, испытывающей катакластическое течение ( $H^0 \leq H_p$ ), то в ней имеет место чисто упругое напряженное состояние и разгрузка приводит только к пропорциональному уменьшению напряжений. Другая ситуация будет иметь место для пород, находившихся до начала эксгумации на глубине  $H^0 > H_p$ . В них соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений не отвечает пропорции  $v/(1-v)$ . Поэтому “откапываемая” (поднимающаяся к поверхности) порода будет иметь уровень напряжений горизонтального сжатия больший, чем имела порода на этом же глубинном уровне до начала процесса денудации поверхности. Уровень дополнительных напряжений сжатия по отношению к напряжениям  $\sigma_{ii}^e, i = x, y$  (напряжения чисто упругого состояния по Диннику (2)) в этом случае определится выражением:

$$d\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \left( \frac{H^0}{H_p} - 1 \right). \quad (8)$$

Здесь  $H^0$  – наибольшая глубина, на которой находилась порода до начала денудации. Из (8) следует, что дополнительные напряжения  $d\sigma$  постоянные по глубине.

Таким образом, на стадии “откапывания” породы напряжения горизонтального сжатия определяются выражением:

$$\sigma_{ii}^{Ue} = \sigma_{ii}^e + d\sigma, \quad i = x, y. \quad (9)$$

Здесь верхний индекс “*Ue*” определяет, что эти напряжения отвечают стадии упругой разгрузки. Соответственно превышение напряжений горизонтального сжатия на стадии “откапывания” над их значениями на стадии осадконакопления определится выражением:

$$d\sigma - \Delta\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \frac{H^0 - z}{H_p} \quad \text{при} \quad z < H^0. \quad (10)$$

При определенном уровне эксгумации породы  $dH$  можно получить состояние, в котором напряжения горизонтального сжатия превысят сжимающие напряжения, действующие в вертикальном направлении. Используя (10) и (1)–(2), находим эту глубину:

$$H_{13} = \frac{3\tau_f}{2\rho g H_p (\sqrt{3} + 2k_f) - 3\tau_f} (dH - H_p). \quad (11)$$

Здесь в рассматриваемой постановке задачи о действии только МСТ все главные нормальные напряжения одинаковые.

Из выражения (11) следует, что в случае, когда амплитуда вертикальных перемещений породы меньше глубины ее перехода в псевдопластическое состояние ( $dH < H_p$ ), в коре не возникает областей смены геодинамического типа напряженного состояния ( $|\sigma_{zz}| > |\sigma_{xx}|$ ). Согласно (11), если амплитуды денудации поверхности была 5 км, то глубина смены типа напряженного состояния будет около 8 км, а при амплитуде денудации 10 км смена типа состояния происходит на существенно большей глубине 17–18 км.

Таким образом, механизм генерации напряжений горизонтального сжатия, связанный с денудационными процессами, происходящими на поверхности, распространяется не на всю глубину земной коры. Он в основном влияет на состояние верхней и, возможно, средней коры.

### Графический способ оценки величины избыточного горизонтального сжатия

Приведенные выше выражения вполне можно заменить простыми графическими построениями, которые позволят оценить уровень дополнительного сжатия, вызываемого “откапыванием” пород для заданных градиентов напряжений горизонтального сжатия упругой и упруго-пластической стадии деформирования под действием МСТ. На рис. 1 показано изменение напряжений в элементарном объеме пород осадочного бассейна, который вначале испытывал погружение и увеличение напряжений вертикального и горизонтального сжатия (стадия осадконакопления), а затем упругую разгрузку, вызванную эксгумацией породы. При этом по мере накопления вышележащих над данным объемом осадочных пород до глубины  $H_p$  (путь нагружения **ОА**) имеет место чисто упругое деформирование, а глубже (путь нагружения **АВ**) появляются необратимые деформации, приводящие к большему градиенту напряжений горизонтального сжатия в сравнении с упругой стадией.

Считается, что порода, находившаяся на глубине в точке **В** испытывает “откапывание”. Если в результате эта порода окажется на поверхности, то процессу эксгумации исследуемого элементарного объема породы отвечает путь разгрузки **ВД**. В результате в коре уровень напряжений горизонтального сжатия будут отвечать линии **BCD**. Точке **С** отвечает глубина подошвы слоя, в котором вследствие процессов эксгумации напряжения горизонтального сжатия начинают превышать уровень сжимающих напряжений, действующих в вертикальном направлении. В точке **Д** вертикальные напряжения в породе, доставленной с

глубины точки **В**, становятся равными нулю, а горизонтальные — не нулевые.

Для промежуточных стадий процесса, когда порода, находившаяся на глубине точки **В**, еще не вышла на поверхность, изменение напряжений горизонтального сжатия отражено линиями **BD<sup>i</sup>** ( $I, i = 1, 2, 3, 4$ ). Видно, что только для линий с индексами  $i = 3, 4$  на поверхности горизонтальное сжатие не нулевое. При меньшей амплитуде вертикальных перемещений ( $i = 1, 2$ ) на поверхности поступали породы, находившиеся выше глубины подошвы области чисто упругого деформирования ( $H_e$ ). Поэтому в коре в этих случаях не наблюдается избыточное горизонтальное сжатие, превышающее литостатическое давление.

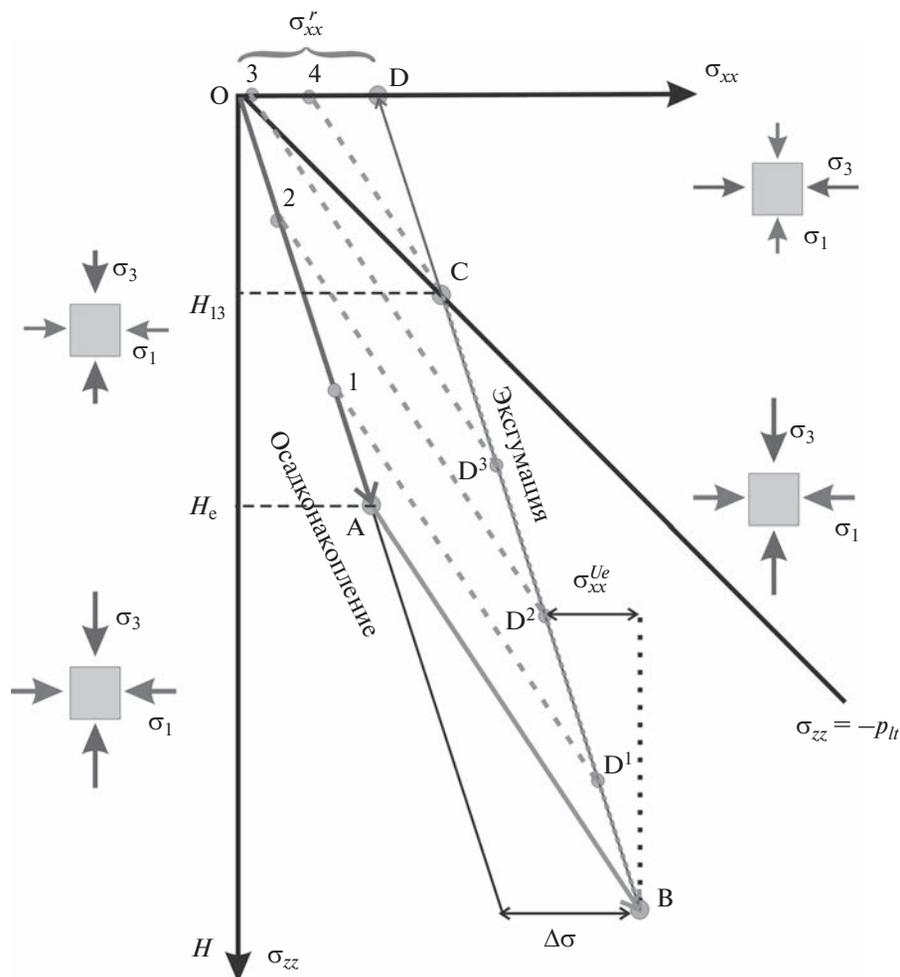
Таким образом, для формирования в верхней части коры напряженного состояния горизонтального сжатия необходимо, чтобы амплитуда “откапывания” породы была выше некоторого значения (10).

### Выводы

Выполненный в этом разделе анализ показал, что экзогенные процессы, происходящие в областях формирующихся горных поднятий, способны внести существенный вклад в изменение напряженного состояния. Так, согласно (10) уровень дополнительных напряжений сжатия, возникающий при “откапывании” пород, прямо пропорционален прочности сцепления и линейно возрастает от разницы между наибольшей глубиной, на которой находились породы, и глубиной начала катакластической текучести пород от действия МСТ. Например, при глубине эксгумации породы осадочного бассейна в 5 км дополнительное сжатие на поверхности составит около 10 МПа (прочность сцепления около 3 МПа и  $k_f = 0.6$ ). Для пород кристаллического щита, например Балтийский щит, у которого согласно оценкам, выполненным в работах [Евзеров, 2001; Сим, 2012; Сидоренко, 1958], денудация за последние 150 млн лет могла составить 10 км, дополнительные сжимающие напряжения у поверхности могут быть существенно больше и достигать уровня 70 МПа ( $\tau_f = 10$  МПа,  $H_p = 1$  км).

Рассмотренный механизм генерации напряжений связан с проявлением остаточных напряжений первого рода по классификации Н.Н. Давиденкова [1936], которые уравниваются в пределах образца или структурного блока (мегаструктурный масштаб осреднения).

Важно отметить, что если полагать связь эксгумации пород с вертикальными движениями, возникающими на подошве коры из-за процесса маломащштабной астеносферной конвекции [Михайлов, 1983; 1999; Мягков, Ребецкий, 2019], то с глубиной уровень дополнительного сжатия (10)



**Рис. 1.** Диаграмма нагружения для элементарного объема в глубине осадочного бассейна в процессе осадконакопления (стрелка вниз) и эксгумации (стрелка вверх). Вертикальная координатная ось – глубина нахождения в осадочном бассейне элементарного объема. Горизонтальная координатная ось напряжения сжатия ( $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{zz}$ ). Длинный пунктир – глубина кровли упруго-катакластического деформирования  $H_e$  и глубина переиндексации главных напряжений  $H_{13}$  для стадии эксгумации породы; точка С – глубина, для которой для стадии эксгумации горизонтальные напряжения сжатия совпадают с вертикальными напряжениями ( $\sigma_{xx}/\sigma_{zz} = 1$ ). Путь нагружения: ОА – чисто упругое нагружение объема в пределах области  $H \leq H_e$ ; АВ – нагружение на стадии упруго-катакластического деформирования ( $H \geq H_e$ ); ВD – стадия разгрузки – эксгумация породы; CD – участок разгрузки, для которого горизонтальное сжатие становится больше вертикального  $|\sigma_{xx}| > |\sigma_{zz}|$ . Слева показана ориентация осей главных напряжений ( $\sigma_1 > \sigma_3$  при сжатии отрицательном) на стадии осадконакопления, а справа на стадии эксгумации. Характер изменения с глубиной другого нормального напряжения  $\sigma_{yy}$ , такой же, как и  $\sigma_{xx}$ .  $\sigma_{xx}^{Ue}$  – горизонтальные напряжения, которые снимаются в процессе упругой разгрузки на пути ВD<sup>2</sup>;  $\Delta\sigma$  – дополнительное сжатие, возникающее при погружении пород на пути ОАВ из-за катакластического течения;  $\sigma_{xx}^r$  – остаточные напряжения сжатия в породе на полном пути ОАВCD (полное “откапывание” породы). Пояснения в тексте.

должен падать, снижаясь до нуля вблизи подошвы коры. С другой стороны, существуют представления о внутрикоровых течениях на уровне средней коры, сопрягающих процессы погружения и осадконакопления во впадинах, и рост горных поднятий [Макаров, 2010; 2011].

Следует напомнить, что после работ Б. Войгта [Voigth, 1966; Voigth, St Pierre, 1974], в которых

было предложено объяснение механизма формирования избыточных напряжений горизонтального сжатия, вышла серия работ Д.Л. Туркотта и его коллег [Turcotte, 1973; 1974; Naхby, Turcotte, 1976], в которых была предпринята попытка опровергнуть эти идеи. Увлеченность идеями простого объяснения широкого спектра явлений с позиции движения литосферных плит, научный

вес Д.Л. Турркота – все это привело к тому, что в Геодинамике эти работы Б. Войгхта были забыты и больше не развивались.

С другой стороны, в горном деле, где практическая необходимость обеспечения безопасности работы, отвергает возможность научного протекционизма, эти идеи были восприняты и использовались [Джагер, 1975; Гудман, 1987].

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ МАГМОПРОВОДЯЩИХ  
РАЗЛОМОВ В ПРОЦЕССЕ МАГМАТИЗМА  
И ВУЛКАНИЗМА КОРЫ**

В этом разделе рассмотрим главные физические положения, определяющие возможность продвижения магмы по трещинам и разломам, на основе которых будет изложен тектонофизический подход к оценке эволюции напряжений в процессе корового магматизма и вулканизма.

**Три базовых положения**

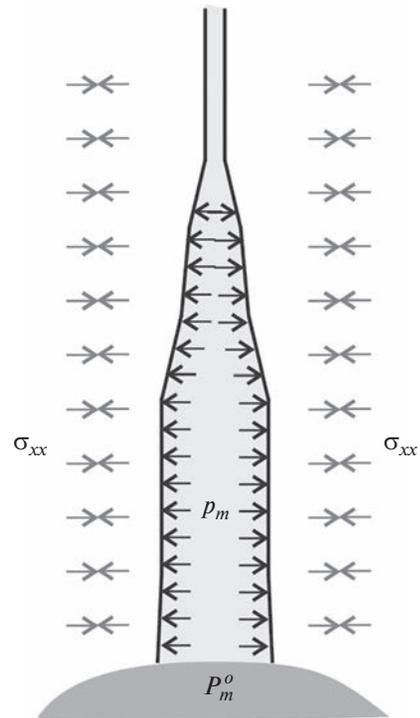
Математические и физические модели формирования даек и силлов [Pollard et al., 1975; Pollard, Segall, 1987; Rubin, 1995; Gudmundsson, 2002, 2006; 2011; Kavanagh et al., 2006; Rivalta et al., 2015] так же, как и механизм возникновения магмопроводящих коровых разломов, базируются на требовании превышения давления магмы ( $P_m$ ) в ее фронте и внутри трещины – разлома над обжимающими напряжениями в окружающем массиве. На рис. 2 показана схема взаимоотношения обжимающих напряжений  $\sigma_{xx}$  и давления магмы  $P_m$  для вертикальной трещины, развивающейся из магматического очага с внутренним давлением  $P_m^o$ . В самом первом приближении условие продвижения магмы по разлому может быть представлено в виде:

$$P_m \geq \sigma_{xx}. \tag{12}$$

Вторым физическим положением, необходимым для анализа возможности продвижения магмы по разрывам и трещинам, является закон распределения давления магмы  $P_m$  в магмопроводящем разломе. Наиболее просто предположить гидростатический закон его распределения по глубине:

$$P_m = P_m^o - hg\rho_m. \tag{13}$$

Здесь:  $h$  – вертикальная дистанция от кровли магматического очага;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\rho_m$  – плотность самой магмы;  $P_m^o$  – давление магмы в подкоровом очаге. Согласно (13) давление магмы в разломе на каждом глубинном уровне снижается от давления в магматическом очаге на величину веса нижележащего столба магмы.



**Рис. 2.** Схема внутреннего давления в вертикальном магматическом канале – разломе, выходящем из магматического очага.

Это соотношение отвечает стационарной стадии процесса проникновения магмы по разлому, когда движение магмы либо уже отсутствует, либо имеет квазипостоянную скорость. Для нестационарной стадии, когда идет продвижение магмы по разлому вверх, ее давление во фронте ниже гидростатического закона, представленного в (13) [Rubin, 1995]. Стационарная стадия возникнет только после выхода магмы из разлома на поверхность или после прекращения движения магмы.

Еще одно физическое положение, которое мы будем использовать в тектонофизическом анализе, связано с определением уровня давления  $P_m^o$  в мантийном магматическом очаге, расположенном под подошвой коры мощностью  $H_c$ . Будем считать, что этот очаг неизометричен и представляет собой достаточно обширное по латерали тело с мощностью, много меньшей его горизонтальных размеров. В этом случае можно считать, что давление расплавленной магмы в нем близко к весу столба вышележащих пород, т.е. к литостатическому давлению пород на подошве коры ( $p_l(H_c)$ ). При этом допустимы малые вариации давления.

$$P_m^o = p_l(H_c) = H_c\rho_c g. \tag{14}$$

Здесь  $\rho_c$  – средняя плотность пород коры.

### Геомеханические параметры магматического процесса в коре

Используя представленные выше базисные положения, далее выполним анализ эволюции напряженного состояния коры в ходе проникновения магмы вверх по магмопроводящему субвертикальному разлому. В рассмотренных в этом разделе *тестовых моделях* будем считать, что начальный магматический очаг представлял собой большое по площади субпластовое мантийное тело, расположенное под подошвой коры на глубине  $H_c = 40$  км. Наши расчеты будут относиться к установившейся стадии процесса, когда скорость движения магмы постоянная.

Рассмотрены два варианта начального геодинамического режима коры, один из которых отвечает напряженному состоянию горизонтального растяжения, а другой — горизонтального сжатия. Первый тип режима можно связывать с действием только МСТ с учетом того, что породы с некоторых глубин должны достигать критического катакластического состояния (см. предыдущий раздел). Второй тип геодинамического режима можно связывать с дальнедействующим влиянием напряжений горизонтального сжатия от границ сталкивающихся плит [Molnar, Tapponnier, 1975], но он также может быть объяснен в рамках концепции, изложенной в предыдущем разделе.

Плотности пород в модели принимались одинаковыми по всей толщине коры  $\rho_c = 2.8$  г/см<sup>3</sup>. Плотность магмы задавалась в двух вариантах: большее  $\rho_m = 2.85$  г/см<sup>3</sup> и меньшее  $\rho_m = 2.75$  г/см<sup>3</sup> плотности пород коры. Также варьировалось давление магмы в мантийном очаге  $P_m^o$  от меньшего до большего, чем литостатическое давление  $p_H(H_c)$  ( $\pm 2\%$ ).

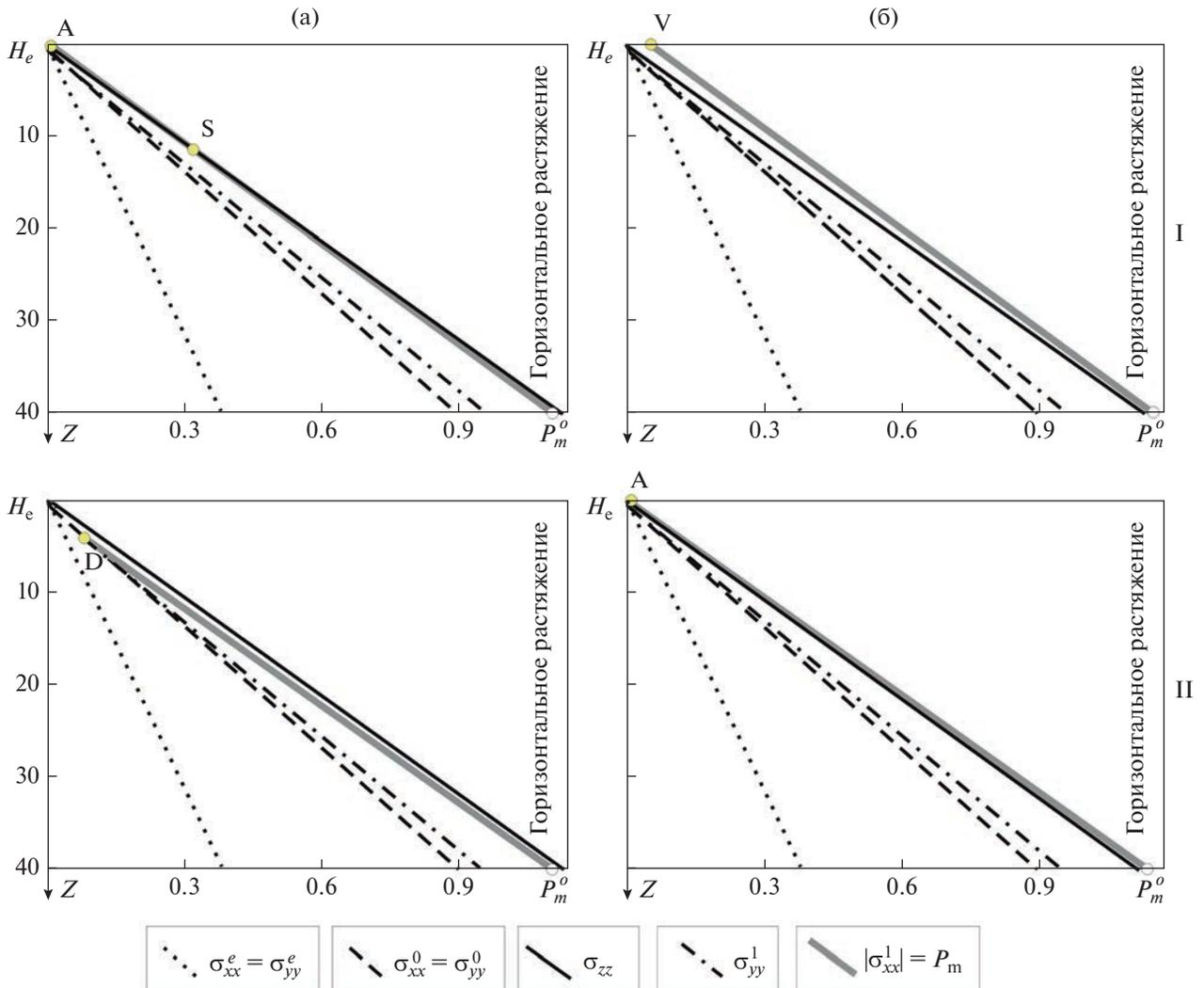
Считаем, что начальному состоянию до внедрения магмы в разлом отвечает близость значений двух главных напряжений, действующих в горизонтальном направлении  $\sigma_{xx}^0 \approx \sigma_{yy}^0$  ( $\sigma_{xx}^0$  ортогонально, а  $\sigma_{yy}^0$  параллельно простиранию разлома). Для вертикальных напряжений  $\sigma_{zz}$  верхний индекс не ставится, т.к. считается, что эти напряжения не изменяются в ходе изучаемого процесса. На рис. 4 начальные значения горизонтального сжатия определяли средний вертикальный градиент  $0.85\rho_c g$ . Он связан с достижением породы после глубины  $H_p = 520$  м закритического состояния (см. выражение (5)) при параметрах прочности  $k_f = 0.6$  (коэффициент внутреннего трения),  $\tau_f = 6$  МПа. В расчетах предельных напряжений учитывалось влияние давления флюида ( $p_f$ ) в трещинно-поровом пространстве при  $p_f = 0.6 p_H$ .

### Режим горизонтального растяжения в коре

В случае, когда в начальном состоянии вертикальное сжатие в коре всюду больше горизонтального и когда плотность магмы меньше плотности пород коры (рис. 3I), давление магмы  $P_m$  в магмопроводящем разломе везде выше горизонтального сжатия, что и позволяет ей достигнуть поверхности. При этом давление магмы повышает уровень горизонтального сжатия вблизи разлома для конечного напряженного состояния ( $\sigma_{xx}^1 = -P_m$ ). Для первого варианта давления магмы в очаге  $P_m^o$  (рис. 3Ia) излияние лав на поверхности будет иметь ареальный тип, а во втором (рис. 3Iб) — должны формироваться вулканические постройки. Низкий уровень давления  $P_m^o$  (рис. 3Ia) приводит к тому, что только в верхней части коры (выше точки S) давление магмы в разломе превышает литостатическое давление. В этом диапазоне глубин могут возникать горизонтальные интрузии (силлы). Такое напряженное состояние для всей коры также возникает и во втором случае (рис. 3Iб).

Другому случаю, для которого плотность магмы больше плотности пород коры (рис. 3II), отвечает и больший вертикальный градиент падения давления магмы в разломе. Это приводит к тому, что доставка магмы к поверхности возможна только при повышенном давлении магмы в мантийном очаге (рис. 3IIб). При давлении магмы в очаге  $P_m^o$ , меньшем литостатического давления (рис. 3IIa), в верхней части коры (глубины 3–5 км — точка D) происходит закрытие разлома, что не дает возможности дальнейшего продвижения фронта магмы вверх. Еще большее повышение плотности магмы будет приводить к “запиранию” разлома в диапазоне глубин средней коры. Таким образом, распространение магмы вверх по субвертикальному магмопроводящему разлому приводит к повышению уровня горизонтального сжатия, действующих в ортогональном к разлому направлении. Можно ожидать, что по латерали зона измененного напряженного состояния будет иметь линейный размер порядка 1–2 мощностей коры повышенного уровня горизонтальных напряжений.

Повышение горизонтального сжатия в направлении, нормальном к разлому, согласно условию отсутствия общего горизонтального деформирования объема пород (1) приведет также к росту горизонтальных сжимающих напряжений, действующих параллельно ему. Но увеличение сжатия этих напряжений будет в 4 раза меньшим (для упругого деформирования при коэффициенте Пуассона 0.25). Это означает, что конечное напряженное состояние в зависимости от варьируе-

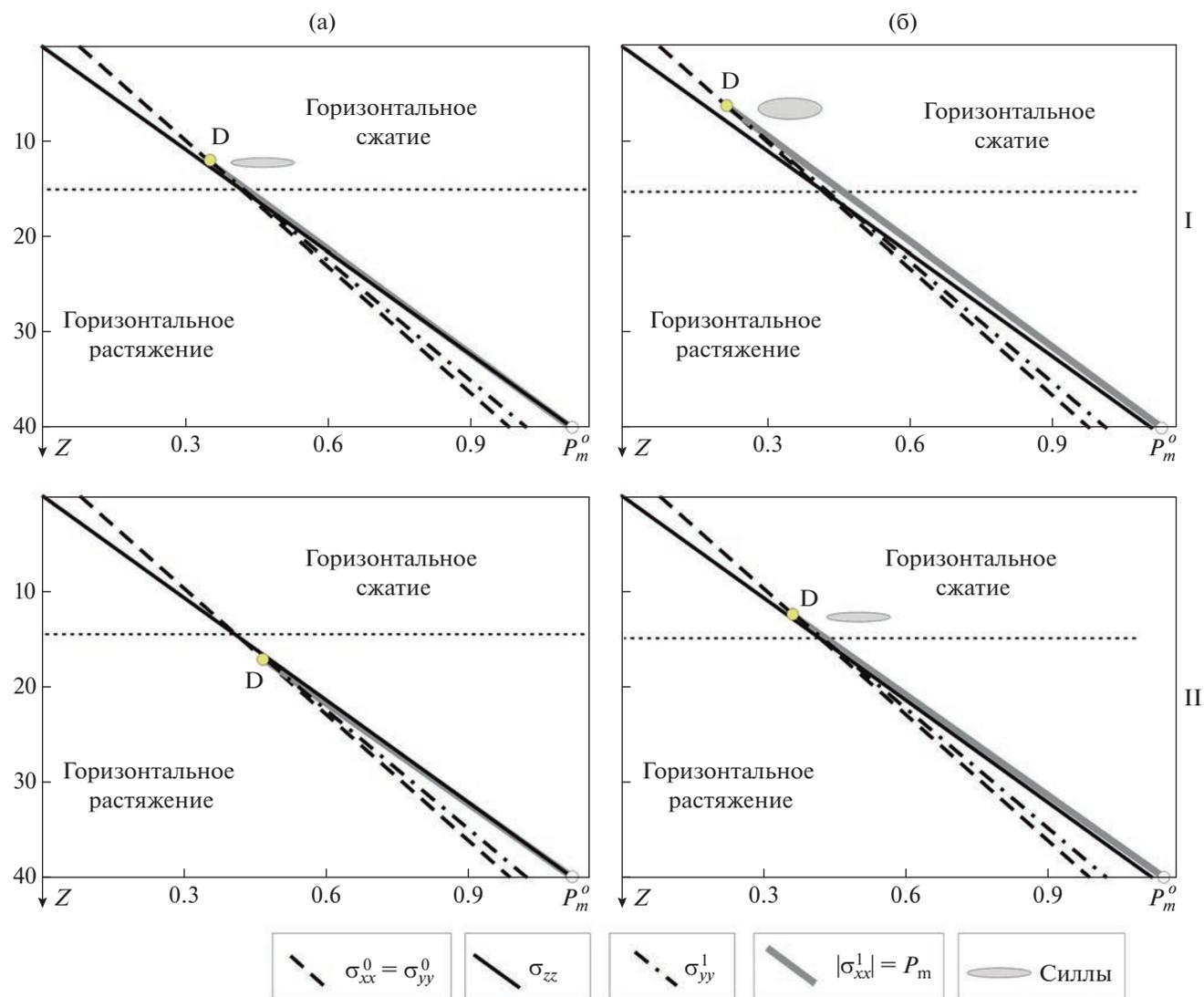


**Рис. 3.** Схемы распределения конечного напряженного состояния коры при одинаковом начальном напряженном состоянии, отвечающем режиму горизонтального растяжения: (а)  $P_m^o < p_{II}(H_c)$ , (б)  $P_m^o > p_{II}(H_c)$ ; I –  $\rho_m < \rho_c$ , II –  $\rho_m > \rho_c$ . По вертикали – глубина в километрах, по горизонтали напряжения и давление в ГПа.  $\sigma_{xx}^0 = \sigma_{yy}^0$  и  $\sigma_{xx}^1 \neq \sigma_{yy}^1$  – горизонтальные напряжения начального и конечного напряженных состояний,  $\sigma_{zz} = -p_{II}$  – вертикальные напряжения начального и конечного напряженных состояний,  $\sigma_{xx}^e = \sigma_{yy}^e$  – напряжения для чисто упругого состояния. Точка D определяет пересечение линии магматического давления в разломе  $p_m$  с линией начального значения горизонтальных сжимающих напряжений  $\sigma_{xx}^0$ , точка S – определяет пересечение линии магматического давления в разломе  $P_m$  с линией вертикальных напряжений  $\sigma_{zz}$ , а точки A и V на поверхности обозначают тип лавовых излияний – ареальный или с созданием вулканической постройки.

мых в представленных расчетах параметров ( $\rho_m$  и  $P_m^o$ ) может остаться в режиме горизонтального растяжения (рис. 3Iа ниже точки S, рис. 3IIа) или перейти в режим горизонтального сдвига (рис. 3Iа выше точки S, рис. 3Iб, рис. 3IIб).

Во всех этих случаях напряжения наибольшего горизонтального сжатия на участке продвижения магмы будут действовать ортогонально простирающую разлома. Такое их положение определяет

возможность формирования вертикальных даек (рис. 3Iа ниже точки S, рис. 3IIа), ответвляющихся от разлома, с простирающим, ортогональным разлому. Обращаем внимание, что в случае, рассмотренном на рис. 3IIб, уровень давления магмы в разломе на всем его протяжении до точки “запирания” D ниже литостатического давления. Это означает, что для всего диапазона глубин проникновения магмы в разлом не возникают



**Рис. 4.** Схемы распределения начальных и конечных напряжений в коре при наличии режима горизонтального сжатия в верхней ее части и горизонтального растяжения в нижней: (а)  $P_m^o = p_l(H_c)$ , (б)  $P_m^o > p_l(H_c)$ ; I –  $\rho_m < \rho_c$ , II –  $\rho_m > \rho_c$ . Горизонтальный пунктир разделяет кору на режимы горизонтального сжатия и растяжения, действовавшие до начала магматизма. См. подпись к рис. 3. Серые эллипсы показывают глубины возможного формирования горизонтальных интрузий или внутрикоровых очагов. Пояснения в тексте.

условия для формирования горизонтальных интрузий.

#### Сочетания режимов горизонтального сжатия и растяжения в коре

Считаем, что в коре вертикальный градиент горизонтальных напряжений такой же, как и на рис. 3, при этом существует дополнительное боковое обжатие, одинаковое по всей мощности коры. Для представленных на рис. 4 случаев это дополнительное сжатие составляет 82 МПа. В рассмотренных примерах режим горизонтального сжатия наблюдается только в верхней части коры. В ниж-

ней части действует режим горизонтального растяжения. Здесь так же, как и на рис. 3, варьировались давление магмы в мантийном очаге и плотность магмы в разломе.

В рассмотренных случаях магма имеет возможность подняться до определенных глубин коры (точка D). При этом большее давление магмы в мантийном очаге, а также меньшая плотность магмы приводит и к большему проникновению вверх по разрезу магмы в разломе. Для магмы меньшей плотности ее проникновение в разлом происходит до глубин верхней коры (6 км), а для высокоплотной магмы “запирание” разлома может происходить в средней коре.

Так же, как и в предыдущем расчете, в диапазоне глубин проникновения магмы в разлом (ниже точки D) в коре возрастает интенсивность напряжений горизонтального сжатия, нормального к простиранию разлома, до значений давления магмы. Для случая, представленного на рис. 4IIa, давление магмы везде в разломе остается меньше литостатического давления пород. Поэтому здесь не изменяется геодинамический режим начального напряженного состояния, т.е. на глубинах ниже точки D остается горизонтальное растяжение.

В случаях, представленных на рис. 4Ia, 4Iб и рис. 4IIб, давление магмы в разломе ниже точки D больше, чем литостатическое давление. Это означает, что новый уровень горизонтального сжатия здесь будет больше вертикального сжатия, т.е. на этих глубинах возникает режим горизонтального сдвига. Вследствие такого изменения напряжений от подошвы коры и до точки D от магмопроводящего разлома могут возникать горизонтальные интрузии. По сути, эти горизонтальные интрузии можно рассматривать как внутрикоровые промежуточные магматические очаги.

Таким образом, распространение магмы вверх по субвертикальному магмопроводящему разлому приводит к повышению уровня напряжений горизонтального сжатия, действующих в ортогональном к разлому направлении. Это означает, что конечное напряженное состояние ниже точки D в зависимости от варьируемых в представленных расчетах параметров ( $\rho_m$  и  $P_m^0$ ) может остаться в режиме горизонтального растяжения или перейти в режим горизонтального сдвига.

### Выводы

Таким образом, после магматического излияния на поверхности и остывания магмы в разломе в его окрестности устанавливается новый режим напряженного состояния, при котором главное напряжение наибольшего сжатия будет действовать уже в горизонтальном направлении ортогонально разлому. Поскольку при этом второе из напряжений, действовавшее в горизонтальном направлении ( $\sigma_{xx}^1 \approx \sigma_{xx}^0$ ), изменяется мало, то произойдет изменение геодинамического режима горизонтального растяжения на режим горизонтального сдвига (промежуточным главным напряжением становится вертикальное напряжение).

Существует устойчивое представление о движущей силе поднятия магмы вверх по разлому-каналу, связанному с меньшей ее плотностью, чем плотность окружающих пород. При большей плотности магмы происходит более быстрое снижения ее давления в канал при уменьшении глубины. Как это видно из рисунков 3II, магма продвигается вверх и при плотности, большей чем

плотность окружающей породы. При этом практически на всей дистанции давление магмы меньше литостатического. Главным здесь является то, что уровень давления в канале больше, чем уровень напряжений горизонтального сжатия. Поэтому при невысоком давлении магмы во внутрикоровом магматическом очаге магма не может дойти до поверхности и на глубине около 1 км происходит закрытие разлома. Поскольку в точке D (рис. 3IIб) давление магмы меньше вертикальных (литостатика) и горизонтальных напряжений, то это означает, что канал остается “слепым”, здесь не образуется плутонического магматического очага.

Для всех рассмотренных вариантов расчета для глубин распространения магмы вверх по разлому-каналу в окружающем его массиве резко повышается уровень горизонтального сжатия, действующего по нормали к разлому, и изменяется тип напряженного состояния на горизонтальный сдвиг. То есть, даже в том случае, когда проявления вулканизма на поверхности нет (рис. 3IIa, 3IIб, рис. 4), все равно эффект повышения напряжений горизонтального сжатия в большей части глубин коры вблизи магмопроводящего разлома имеется. В этой связи далее в работе будем говорить не только об активизации вулканизма, а более широко понимать проблему, определяя ее как активизацию магматизма в коре.

На рис. 3 и рис. 4 рассматривались случаи продвижения магмы по протяженному разлому. Однако он может также соответствовать и случаю, когда основные каналы поступления магмы изометричные (цилиндрические) в плане, но при этом активизируется группа вулканов, расположенных на одном магмопроводящем разломе. Это достаточно типичная ситуация для вулканизма зон субдукции.

Если следовать положениям теории упругости, то можно ожидать, что по латерали зона измененного напряженного состояния (смена горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг) будет иметь линейный размер, в 2–4 раза превышающий горизонтальную протяженность магмопроводящего разлома. В случае продвижения магмы вверх от очага по единичному изометричному каналу (цилиндрический) повысится уровень обоих главных напряжений, действовавших в горизонтальном направлении и таким образом в конечном состоянии будет режим горизонтального сжатия. При этом в области измененного напряженного состояния будет небольшой, около 3–5 радиусов вулканической постройки (10–50 км).

Выполненный анализ позволяет утверждать, что в случае наличия магматических очагов в нижней части коры или литосферы для любого случая распределения напряженных состояний по глубине коры (рис. 3, рис. 4) должно происхо-

дуть продвижение магмы вверх по субвертикальным разломам, в результате которого та глубинная часть коры, которая находилась в состоянии горизонтального растяжения, переходит в состояние горизонтального сдвига или сжатия.

В данной работе рассматривался механизм проникновения магмы по субвертикальным разломам. Однако он распространяется и на случай проникновения магмы вверх по системам мелких субвертикальных трещин, что выглядит как явление перколяции – просачивания. Движущей силой здесь является давление магмы, превышающее уровень напряжений горизонтального сжатия. Необходимым условием перколяционного механизма проникновения магмы вверх по разрезу является насыщение магмой слоя пород в нижней коре (магматический очаг) до критических значений для поддержания в ней уровня давления не ниже литостатического давления вышележащих пород.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные здесь механизмы формирования напряжений горизонтального сжатия, превышающих уровень вертикального литостатического давления, следует рассматривать альтернативным существующей сегодня концепции передачи таких напряжений от границ литосферных плит. Отметим принципиальную разницу между этими двумя механизмами.

В результате эксгумации горных пород происходит увеличение уровня напряжений горизонтального сжатия во всех направлениях так, что в верхней части коры происходит смена режима горизонтального растяжения на горизонтальное сжатие. Возможный глубинный диапазон подобных изменений не может быть более 20–25 км.

В то же время, увеличение напряжений горизонтального сжатия, возникающее за счет магматизма и вулканизма, проникающих в кору по субвертикальным протяженным магмопроводящим разломам, всегда неравномерно распределено в латеральном направлении. Оно существенно больше в направлении, ортогональном разломам, по которым магма поднимается вверх. Изменения уровня горизонтального сжатия должны захватывать обязательно нижнюю и среднюю кору, и только в случае излияния магмы на поверхность (ареальные или вулканические) повышенное надлитостатическое горизонтальное сжатие устанавливается во всей коре. При этом превышение горизонтального сжатия над вертикальными напряжениями определяется давлением столба магмы в вулкане. Важно отметить, что в результате действия магматизма в коре возникает геодинамический тип напряженного состояния горизон-

тальный сдвиг, если в коре начальное состояние определялось только массовыми силами тяжести.

Можно вполне обоснованно предположить, что появление магматизма в коре обязательно должно будет сопровождаться формированием небольшого горного рельефа, поскольку в коре будут возникать магматические интрузии – промежуточные внутрикоровые очаги. Следствием формирования рельефа будет увеличение интенсивности экзогенных процессов и, таким образом, будут одновременно действовать оба механизма генерации напряжений повышенного горизонтального сжатия. Поскольку магматизм увеличивает горизонтальное сжатие приблизительно до величины литостатического давления (рис. 3, рис. 4), то для этого случая можно получить выражение для напряжений дополнительного горизонтального сжатия действующих ортогонально разлому:

$$d\sigma = -\rho_c g \frac{1-2\nu}{1-\nu} H. \quad (15)$$

Оно зависит только от глубины  $H$ , с которой произведено перемещение к поверхности породы. Так же, как и в выражении (8), напряжение  $d\sigma$  это дополнительное горизонтальное сжатие относительно упругого состояния (2).

Из выражения (15) следует, что взаимосвязанное действие обоих механизмов приводит к тому, что уровень горизонтального сжатия в верхних горизонтах коры становится существенно большим в сравнении с действием только денудационного механизма. Важно отметить, что взаимодействие двух механизмов приводит к тому, что в коре уровень латерального сжатия будет зависеть от направления. Наибольшее сжатие будет действовать нормально к магмопроводящим вертикальным структурам земной коры (разломы, сутуры, линеаменты цепочек вулканов).

Рассмотрим теперь возможное влияние магматизма коры и денудационных процессов в различных их проявлениях (по отдельности или совместно) на напряженное состояние различных крупных геологических объектов.

Для внутриплатформенных орогенов альпийского типа с высокой интенсивностью эрозии склонов, в которых в период их формирования отмечается вулканизм (например, Кавказа) или плутонический магматизм (например, Тянь-Шань), объяснение наличия в них повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия с позиций двух рассматриваемых в статье механизмов генерации выглядит вполне обоснованным. То же самое можно сказать об островных дугах зон субдукции, т.к. здесь активно идут как процессы денудации [Ермаков, 2005], так и процессы вулканизма.

В центральных частях горных поднятий типа плато, например Тибет, где скорость эрозии очень низкая, а время их жизни менее нескольких десятков миллионов лет, процесс денудации поверхности не позволяет вывести вверх породы с больших глубин. Поэтому здесь вклад в формирование повышенного горизонтального сжатия остаточных напряжений, вызванных эксгумацией пород, небольшой. Но здесь должен действовать механизм генерации напряжений, связанный с процессами магматизма и вулканизма, которые, в частности, для Тибета, имели несколько волн, концентрируясь в зонах террейнов [Chung et al., 2005]. Такая линейность зон магматизма наиболее способствует повышению уровня напряжений горизонтального сжатия именно в направлении нормальном к простиранию этих зон. Соответственно основным режимом напряженного состояния, который здесь должен возникнуть, является горизонтальный сдвиг в участках повышенного вулканизма и горизонтальное растяжение там, где вулканизм проявлен менее интенсивно, что и наблюдается [Rebetsky, Alekseev, 2014; Ребецкий, Алексеев, 2022].

Для щитов платформ, находящихся в несколько приподнятом состоянии на протяжении 2–3 сотен миллионов лет, например Балтийский щит, и где по данным работ [Евзеров, 2001; Сим, 2012; Сидоренко, 1958] имели место большие амплитуды денудации (до 10–15 км), действие механизма “откапывания” породы вполне способно объяснить высокий уровень напряжений горизонтального сжатия в верхней коре.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что формирование в верхней части коры избыточных напряжений горизонтального сжатия, превышающих уровень литостатического давления (вертикальные напряжения), может быть связано с процессами вулканизма и денудации поверхности, приводящей к перемещению вверх пород с больших глубин.

Наибольший эффект в повышении уровня напряжений горизонтального сжатия должен наблюдаться при совместном действии этих механизмов, имеющее место для коры островных дуг зон субдукции и континентальных орогенов, в которых проявляется вулканическая деятельность. Даже при отсутствии проявления вулканизма наличие в коре процесса магматизма на стадиях, предшествовавших орогенезу или на стадии орогенеза, также способствует появлению повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия относительно вертикальных напряжений в верхней части коры. При этом механизм, связанный с “откапыванием” пород и формированием остаточных напряжений, дает наибольший вклад в повышение уровня горизонтального сжатия

именно в верхней коре, существенно снижаясь в средней и особенно в нижней коре. В то же время, механизм, обусловленный магматизмом, дает наибольшее увеличение горизонтального сжатия в нижней коре и несколько меньший вклад в увеличение этих напряжений в верхней коре.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н.* Внеземные движущие силы тектоники. Основные проблемы глобальной тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 437–441.
- Викулин А.В.* Энергия и момент силы упругого ротационного поля // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559–570.
- Вихри в геологических процессах / А.В. Викулин (ред.). Петропавловск-Камчатский: КГПИ. 2004. 297 с.
- Волох Н.П., Сашурин А.Д., Липин Я.И.* Исследования остаточных напряжений в крепких горных породах. Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука. 1972.
- Давиденков Н.Н.* Об остаточных напряжениях. Рентография в применении к исследованиям материалов. М.-Л.: ОНТИ. 1936.
- Гудман Р.* Механика скальных пород. 1987. М.: Строиздат. 232 с.
- Джагер Ч.* Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир. 1975. 255 с.
- Динник А.Н.* О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал Гео. 2001. 409 с.
- Добрецов Н.Л., Чумаков И.М.* Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы. Глобальные изменения природной среды и эволюция геопроцессов. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2001. С. 11–26.
- Евзеров В.Я.* Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.
- Ермаков В.А.* Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 3–18.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669–672.
- Кейлис-Борок В.И.* Исследование источников, приближенно эквивалентных очагам землетрясений // Труды Геофиз. Ин-та АН СССР. 1950. № 9.
- Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее геодинамические

- следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: Геос. 2000. С. 29–53.
- Ма Си Юань* Тектонические процессы, отраженные на карте динамики литосферы Китая. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Н.А. Логачев (ред.). Новосибирск: Наука. 1990. С. 341–351.
- Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д. и др.* Поддви́г Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю., Щербина Ф.А.* Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Инженерные изыскания. 2011. № 1. С. 42–51.
- Марков Г.А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20–30.
- Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. 211 с.
- Михайлов В.О.* Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3–18.
- Михайлов В.О.* Моделирование процессов растяжения и сжатия литосферы внутриплитными силами // Физика Земли. 1999. № 3. С. 71–81.
- Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Математическая модель формирования напряженно-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 21–41. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-1-040>
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–820.
- Пономарев В.С.* Потенциальная энергия гидростатического сжатия горных пород и сейсмичность. Труды Третьего Всесоюзного симп. по сейсмич. режиму. Новосибирск: Наука. 1969. Ч. 1. С. 30–55.
- Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008а. С. 431–466.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11. № 1. С. 66–73.
- Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН. 2008в. Т. 423. № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Поле современных тектонических напряжений коры Высокой Азии и возможный механизм его формирования // Геология и геофизика. 2022. Т. 62. № 6. С. 875–897.
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние в афтершоковой области землетрясения Тохоку 11.03.2011 // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 22–44.
- Сидоренко А.В.* Доледниковые коры выветривания Кольского полуострова. М.: изд-во АН СССР. 1958. 106 с.
- Сим Л.А.* О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенноскандинавского щита в мезокайнозой. Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. М-лы XLIV Тект.сов. М.:ГЕОС. 2012. С. 398–401.
- Ружич В.В.* Сейсмостектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А.* Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сейсмостектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 383–406. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0214>
- Трубицын В.П.* Реология мантии и динамическая теория тектоники литосферных плит // Физика Земли. 2012. № 6. С. 3–22.
- Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами. Проблемы глобальной геодинамики. М.: Геос. 2000. С. 7–28.
- Bath M., Duda S.J.* Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. Geofis (Rome). 1964. V. 17. P. 353–368.
- Dobretsov N.L.* Periodicity and driving forces of volcanism // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 12. P. 1663–1670. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.001>
- Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from wave-form data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.
- Glukhovskii M.Z.* The rotation factor and some problems of geotectonics and comparative planetology // Geotectonics. 2005. V. 39. № 6. P. 423–436.
- Haxby W.F., Turcotte D.L.* Stress induced by the addition or removal of overburden and associated thermal effect // Geology. 1976. № 4. P. 181–194.
- Herget G.* Variation of rock stresses with depth at Canadian iron mine // Int J. Rock Mech. 1973. Min Sci. № 10. P. 37–51
- Jager J.C.* Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen & Co. LTD. 1962. 208 p.
- Kanamory H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc. Am. 1975. V. 65. P. 1073–1095.
- Kavanagh J.L., Menand T., Sparks R.S.J.* An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 245. P. 799–813.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
- Nazarova L.A., Nazarov L.A., Dyad'kov P.G.* Mathematical modeling of kinematics of Central Asian plates // Journal of

Mining Science. 2002. V. 38. № 5. P. 411–417.  
<https://doi.org/10.1023/A:1023923329058>

*Pollard D.D., Segall P.* Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, surfaces / Atkinson B.K. (ed.). 1987. P. 277–350.

*Pollard D.D., Muller O.H., Dockstader D.R.* The Form and Growth of Fingered Sheet Intrusions // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86. № 3. P. 351.

*Price N.J., Cosrove J.W.* Analysis of geological stryctyres. Cambridge Univ. Press. 1990. 495 p.

*Rivalta E., Taisne B., Bungler A.P., Katz R.F.* A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // Tectonophysics. 2015. V. 638. P. 1–42.

*Rebetsky Y.L., Alekseev R.S.* The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 1. P. 257–290.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>

*Rubin A.M.* Propagation of magma-filled cracks // Annu. Rev. Earth Planet. 1995. V. 23. P. 287–336.

*Chung, Sun-Lin., Chua Mei-Fei, Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Lo Ching-Hua, Lee Tung-Yi, Lan Ching-Ying, Li Xianhua, Zhang Qi and Wang Yizhao* Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism // Earth-Science Reviews. 2005. V. 68. № 3–4. P. 173–196.

*Sykes L.R., Sbar M.L.* Intraplate earthquakes, lithosphere stresses, and the driving mechanism plate tectonics // Nature. 1973. V. 245. P. 298–302.

*Turcotte D.L.* Driving mechanisms for plate tectonics // Geofisica internac. 1973. V. 13. P. 309–315.

*Turcotte D.L.* Membrane tectonics // Royal Astron. Soc. Geophys. J. 1974. V. 36. P. 33–42.

*Voigth B.* Beziehung zwischen grossen horirontalen Spannungen in Gebirgen und der Tektonik und der Abtragung // First Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Lisobon. Proc. 1966. V. 2. P. 51–56.

*Voigth B., St Pierre B.H.P.* Stress history and rock stress // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V 2. P. 580–582.

*Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // Nature. 1966. V. 211. P. 676–681.

## On the Mechanisms of Generation of Excessive Horizontal Compression in the Continental Crust

Yu. L. Rebetsky\*

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: reb@ifz.ru*

It is proposed to consider the processes of surface denudation and crustal magmatism to explain the formation of increased horizontal compressive stresses in the crust, which are excessive relative to the lithostatic pressure. Exhumation of a rock results in only partial unloading of the crust due to the removal of the weight of the overburden, unless the crust is above the yield point. This is due to the fact that in the case of exhumation, the unloading follows the elastic law. As a result, residual stresses of horizontal compression received at the stage of cataclastic flow arise in the rock. Another mechanism of formation of additional compressive stresses in the crust is related to volcanic and magmatic processes. The ascent of a magma along subvertical faults and fracture networks is only possible under the conditions when the magma pressure at the propagation front exceeds the level of horizontal compression in the rock. As a result, below the magma propagation front, the level of horizontal compressive stresses in the rocks rises to the level of magma pressure. Since the pressure in the subcrustal or intracrustal magma chamber is close to the lithostatic pressure of the overburden, above the magma propagation front in the fault, the stresses normal to the fault exceed the level of vertical compression. Thus, crustal magmatization is capable of changing the crustal stress state from horizontal extension to horizontal compression.

*Keywords:* denudation process, crustal magmatism, elastic law, residual stresses

УДК 556.3+550:34

## СЕЙСМОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ТРИГГЕРНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ (НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИН ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКОГО ПОЛИГОНА, ПОЛУОСТРОВОВ КАМЧАТКА)

© 2023 г. Г. Н. Копылова<sup>1</sup>, \*, С. В. Болдина<sup>1</sup>, \*\*

<sup>1</sup>Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

\*E-mail: gala@emsd.ru

\*\*E-mail: boldina@emsd.ru

Поступила в редакцию 11.10.2022 г.

После доработки 03.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

По данным многолетних наблюдений на скважинах Петропавловск-Камчатского полигона, полуостров Камчатка, рассматриваются проявления трех главных видов сейсмогидрогеологических эффектов — гидрогеологических предвестников, косейсмических скачков давления и постсейсмических эффектов вибрационного воздействия сейсмических волн в изменениях давления и химического состава подземных вод, в зависимости от параметров землетрясений (магнитуда, эпицентрального расстояние, интенсивность сейсмического воздействия в районах наблюдений). Представлены данные о землетрясениях, которым предшествовали гидрогеологические предвестники в нескольких ( $n = 2-4$ ) скважинах. Обсуждается возможность использования гидрогеологических предвестников для прогнозирования сильных землетрясений на Камчатке и результаты эксперимента по их применению в реальном времени путем подготовки еженедельных заключений по текущим данным наблюдений для Камчатского филиала Российского экспертного совета. На примере данных равномерных наблюдений в скважине ЮЗ-5 рассмотрены косейсмические скачки давления подземных вод при образовании разрывов в очагах местных землетрясений с  $M_w > 6.0$  и четыре типа эффектов вибрационного воздействия сейсмических волн при местных и удаленных землетрясениях с магнитудами  $M_w = 6.8-9.3$  на эпицентральных расстояниях от 80 до 14 600 км; показана зависимость проявления таких эффектов от параметров землетрясений и интенсивности сейсмического воздействия в районе скважины.

**Ключевые слова:** скважина, землетрясение, уровень воды, химический состав подземной воды, гидрогеологический предвестник, сейсмический прогноз.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030079, **EDN:** JZZXQD

### ВВЕДЕНИЕ

В течение десятилетий в науках о Земле обсуждаются вопросы воздействия землетрясений на подземные воды по материалам наблюдений на скважинах и источниках для оценки изменчивости давления, разгрузки, температурного и гидрогеохимического режима подземных вод в зависимости от параметров сейсмических событий [Wakita, 1995; Reddy et al., 2011; Юсупов и др., 2014; Skelton et al., 2014; 2019; Barberio et al., 2017; Boschetti et al., 2019; Chiodini et al., 2020; Martinelli et al., 2020; Tsunogai, Zhou et al., 2020; Kopylova, Boldina, 2020; 2021; Копылова и др., 2020; 2022]. Результаты таких исследований позволяют изучить пространственно-временные масштабы проявления сейсмогидрогеологических эффектов в

зависимости от параметров сейсмических событий, что способствует эффективному управлению водными ресурсами и экологическим состоянием окружающей среды в сейсмоактивных регионах. Кроме этого, разработка адекватных моделей реакции подземных вод на сейсмические воздействия способствует совершенствованию методов поиска и практического использования гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников при проведении сеймопрогностических исследований, а также изучению сейсмических эффектов в геофизических и геохимических полях при изменении обводненности и водопроницаемости горных пород.

Сейсмогидрогеологические эффекты, проявляющиеся до, во время и после моментов земле-

трясений, рассматриваются с учетом трех факторов воздействия землетрясения на подземные воды (1–3).

1. Предшествующие землетрясения процессы во флюидонасыщенной геологической среде, проявляющиеся в гидрогеологических (гидрогеодинамических и гидрогеохимических) предвестниках [Wang, Manga, 2010; 2021; Kopylova, Boldina, 2020]. В качестве гипотетических механизмов изменения давления, температуры, ионно-солевого и газового состава подземных вод в скважинах перед землетрясениями рассматриваются развитие трещинной дилатансии в водовмещающих породах, изменение фильтрационных свойств и гидравлической взаимосвязи между различными элементами гидрогеологических систем, контролируемых скважинами [Skelton et al., 2014; 2019; Kopylova, Boldina, 2021; и др.], либо квазиупругая деформация водовмещающих пород при возникновении предшествующих землетрясениям асейсмических движений в области очага [Копылова, Болдина, 2012].

2. Образование разрывов в очагах землетрясений сопровождается вариациями статического напряженного состояния водовмещающих пород и косейсмическими скачками повышения или понижения давления подземных вод в пьезометрических скважинах [Wakita, 1975; Копылова и др., 2010].

3. Излучение сейсмических волн из очага землетрясения и их распространение вызывает динамическую деформацию водовмещающих пород и разнообразные ко- и постсейсмические изменения давления, температуры, химического состава подземных вод и газов [Wang et al., 2001; Kitagawa et al., 2006; Копылова, Воропаев, 2006; Shi et al., 2013; 2015; Sun et al., 2015; Boschetti et al., 2019; Копылова, Болдина, 2020; Chiodini et al., 2020; Martinelli et al., 2020; и др.].

Указанные факторы сейсмического воздействия объясняют последовательность проявления во времени пред-, ко- и постсейсмических изменений в подземных водах по отношению к инструментальному времени землетрясения, но не могут объяснить широкого разнообразия наблюдаемых откликов параметров подземных вод даже в близко расположенных скважинах. Для объяснения разнообразия реакции давления и других физико-химических параметров подземных вод на сейсмические воздействия привлекаются сведения об особенностях локальных геолого-гидрогеологических условий, таких как фильтрационные и упругие свойства водовмещающих пород, уникальность гидрогеодинамических и газо-гидрогеохимических характеристик подземных вод в отдельных наблюдательных скважинах [Копылова Болдина, 2006; Болдина, Копылова, 2013; Kopylova, Boldina, 2020], степень связи режима подземных

вод с сейсмогенерирующими структурами и изменчивостью во времени полей напряжений и деформаций [Shi et al., 2013; 2015; Sun et al., 2015]. Вместе с тем, несмотря на длительную историю таких исследований, все еще не имеется исчерпывающего объяснения разнообразия, механизмов и процессов образования сейсмогидрогеологических эффектов, зафиксированных в изменениях уровней, расходов, температуры, газо- и гидрогеохимии подземных вод сейсмоактивных регионов до, в момент и после землетрясений [Wang, Manga, 2010; 2021].

Наименее изученными сейсмогидрогеологическими эффектами являются гидрогеологические предвестники, проявляющиеся на стадиях подготовки землетрясений, и с которыми связываются перспективы использования данных наблюдений на скважинах для прогнозирования времени сильных сейсмических событий. В мире получено сравнительно немного надежных данных о таких предвестниках, и этим обстоятельством объясняется пессимизм некоторой части научной общественности в отношении реальности их существования. Слабая изученность феномена гидрогеологических предвестников связана также с тем, что они проявляются на сравнительно небольших территориях в районах очагов будущих сильных землетрясений, включающих их ближние и промежуточные зоны [Kopylova, Boldina, 2020; Копылова и др., 2022], а сильные землетрясения в одном и том же месте случаются довольно редко.

Более надежно задокументированы в различных сейсмоактивных регионах сейсмогидрогеологические эффекты в изменениях уровней, давления, температуры, ионно-солевого и газового состава подземных вод в момент и после землетрясений (ниже ко- и постсейсмические эффекты). Для таких эффектов были предложены адекватные модели, описывающие их проявления в отдельных наблюдательных скважинах и источниках [Wang et al., 2001; Kitagawa et al., 2006; Shi et al., 2013; 2015; Sun et al., 2015; Болдина, Копылова, 2017; Kopylova, Boldina, 2021; и др.].

Описание гидрогеологических предвестников, их связи с параметрами последующих землетрясений и процессов их формирования в отдельных наблюдательных скважинах, основанное на концептуальных моделях, учитывающих особенности проявления гидрогеологических предвестников и комплекс локальных природно-технических условий [Kopylova, Boldina, 2021; Копылова и др., 2022], позволяет оценить значение гидрогеологического метода для сейсмического прогнозирования. Изучение ко- и постсейсмических эффектов в подземных водах расширяет представление о гидрогеодинамических и гидрогеохи-

мических процессах в водонасыщенной среде сейсмоактивных и асейсмичных регионов Земли.

Очевидно, что для изучения гидрогеологических предвестников и других сейсмогидрогеологических эффектов в ближней и промежуточной зонах очагов землетрясений необходимы детальные и длительные (многолетние) наблюдения за режимом скважин и родников. В настоящей работе рассматриваются результаты изучения сейсмогидрогеологических эффектов на территории Петропавловск-Камчатского полигона на полуострове Камчатка (ПКП), полученные Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (КФ ФИЦ ЕГС РАН) при проведении многолетних (1977 г. – настоящее время) наблюдений в пяти глубоких скважинах (табл. 1).

Полуостров Камчатка расположен в области сочленения Тихоокеанской океанической плиты с континентальными Евразийской и Северо-Американской плитами и является одним из наиболее сейсмоактивных районов Земли, где повторяемость сильнейших землетрясений с магнитудами порядка 8–9 составляет не более первых сотен лет, а сильные ощутимые землетрясения, вызывающие в континентальных районах сотрясения интенсивностью 5–6 и более баллов по 12-балльной шкале *MSK-64* [Медведев и др., 1965], происходят с периодичностью в первые годы [Чебров и др., 2011].

Основное внимание в работе уделяется проявлениям гидрогеологических предвестников в нескольких ( $n \geq 2$ ) скважинах ПКП в зависимости от соотношения магнитуд и эпицентральных расстояний землетрясений и интенсивности их воздействия в районах наблюдений. В качестве параметров интенсивности сейсмического воздействия использовались балльность землетрясений по шкале *MSK-64*, плотность сейсмической энергии [Wang, 2007], амплитудно-частотные характеристики сейсмических волн по данным регистрации землетрясений на ближайшей к пунктам наблюдений сейсмостанции Петропавловск [Копылова, Болдина, 2020].

За время наблюдений в 1977–2021 гг. произошло всего семь землетрясений (табл. 2), которым предшествовали проявления гидрогеологических предвестников в нескольких скважинах, функционирующих в условиях естественного режима, не нарушенного каким-либо техногенными воздействиями. Все семь землетрясений относятся к наиболее сильным ( $M_w = 6.5–7.8$ ) сейсмическим событиям в районе полуострова Камчатка, произошедшим на глубинах до 200 км. Это указывает на относительную редкость, а также на уникальность комплексного проявления гидрогеологических предвестников как природного явления, на-

блюдаемого в сейсмоактивном регионе на стадиях подготовки сильных землетрясений.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Авторы принимали непосредственное участие в наблюдениях на скважинах ПКП, в создании и развитии системы наблюдений за параметрами подземных вод [Копылова и др., 2016; Копылова, Болдина, 2019; Болдина и др., 2022], в разработке методов и программных средств обработки данных наблюдений [Копылова и др., 2003; 2009]. Описание скважин, методика наблюдений и способы обработки данных для выделения сейсмогидрогеологических эффектов приводятся в работах [Копылова и др., 1994; 2016; Хаткевич, Рябинин, 2004; Копылова, Болдина, 2019; Болдина и др., 2022].

Все наблюдательные скважины территории ПКП, в которых были зарегистрированы предвестники, являются глубокими, вскрывают скальные водовмещающие породы и характеризуются различными гидрогеологическими и гидрогеохимическими параметрами (табл. 1). Интервалы водоприемной части скважин составляют 310–2423 м при глубине 600–2500 м. Подробное описание конструкции скважин приводится в статьях [Копылова и др., 2016, Kopylova, Boldina, 2021; 2022].

В работах 2018–2022 гг. [Копылова и др., 2018; 2020; 2022; Копылова, Болдина, 2019; 2020; Kopylova, Boldina, 2020; 2021] представлены результаты обобщения данных о сейсмогидрогеологических эффектах, зарегистрированных в скважинах на полуострове Камчатка в связи с местными и телесеismicкими землетрясениями. В частности, в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 были выделены косейсмические скачки давления при местных землетрясениях и четыре типа эффектов вибрационного воздействия сейсмических волн (I–IV), для которых были установлены зависимости от параметров землетрясений. В данной статье используются как ранее опубликованные, так и уточненные, а также новые данные о таких эффектах. Более ранние публикации авторов по теме приводятся в списках литературы к указанным выше работам 2018–2022 гг. Все эти данные составляют основу материалов о сейсмогидрогеологических эффектах в скважинах ПКП, представленных в настоящей работе.

### Гидрогеологические предвестники

Критерием выделения гидрогеологических предвестников (ГП) в изменениях уровня, ионного и газового состава подземных вод является аномальный характер поведения отдельных параметров относительно фоновых среднесуточных величин в нескольких ( $n \geq 2$ ) скважинах перед землетрясениями.

Таблица 1. Характеристика наблюдательных скважин на территории Петропавловск-Камчатского полигона, полуостров Камчатка

Скважина	Координаты	Глубина, м Открытый интервал, м	Водовмещающие породы: возраст, состав	Дебит, $q$ , л/с; Уровень воды, $h$ , м	Температура воды, °С	Минерализация воды, г/л	Тип воды	Состав газа	Наблюдения: период, частота измерений
ГК-1	53.28° N 158.40° E	1261 400–1261	Q, N, K <sub>2</sub> , туфы, алевро- литы, сланец	Самонзлив, $q = 0.1$	16	10	Cl–Na–Ca	Свободный газ, CH <sub>4</sub> –N <sub>2</sub>	1986–1998, 3 сут
М-1	53.18° N 158.28° E	600 310–313 407–410 553–556	N, туфы	Самонзлив, $q = 1.5$	16	0.25	SO <sub>4</sub> –Ca–Na	Растворенный газ, N <sub>2</sub>	
Г-1	53.05° N 158.66° E	2500 1710–1719 1750–1754 1790–1799 2415–2424	Q, K <sub>2</sub> , диориты, сланец	Самонзлив, $q < 0.001$	10	12	Cl–Na	Свободный газ, CH <sub>4</sub> –N <sub>2</sub>	
Е-1	53.26° N 158.48° E	665 625–645	N, туфы	Пьезометричес- кая скважина, $h = 28$	10	1.5	Cl–HCO <sub>3</sub> –Na	Свободный газ, N <sub>2</sub> –CH <sub>4</sub>	1987–2016: 03.01.1987– 08.07.1994, 1 сут; 29.01.1996–2016, 5–10 мин
ЮЗ-5	53.17° N 158.41° E	800 310–800	K <sub>2</sub> , аргиллиты, сланец	Пьезометричес- кая скважина, $h = 1.5$	14	0.45	HCO <sub>3</sub> –SO <sub>4</sub> – Na–Ca	Растворенный газ, N <sub>2</sub>	09.09.1997–2016, 5–10 мин

**Таблица 2.** Землетрясения (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>, <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>), которым предшествовали гидро-геологические предвестники в двух — четырех наблюдательных скважинах

№	Дата, дд.мм.гггг	Координаты эпицентра землетрясения	Глубина $H$ , км	Магнитуда $M_w$	Длина очага землетрясения <sup>(1)</sup> $L$ , км	Эпицентральное расстояние до скважины $d_e$ , км	$d_e/L$	Удельная плотность сейсмической энергии $e$ , Дж/м <sup>3</sup>	Интенсивность сотрясений $I$ по шкале MSK-64 <sup>(2)</sup>	Скважины (длительность, $T_1$ /заблаговременность, $T_2$ <sup>(5)</sup> проявления предвестника, недели)
1	06.10.1987	52.86° N 160.23° E	33	6.5	37	130–134	3.5–3.7	0.1	5	ГК-1 (30/30), М-1 (4/4), Е-1 <sup>(3)</sup> (5/5)
2	02.03.1992	52.76° N 60.20° E	20	6.9	56	133–136	2.4	0.2	5–6	ГК-1 (39/39), М-1 (4/4), Е-1 <sup>(3)</sup> (9.5/9.5)
3	08.06.1993	51.20° N 157.80° E	40	7.5	103	220–233	2.1–2.3	0.3	5	ГК-1 (4/4), М-1 (4/21.5), Е-1 <sup>(3)</sup> (36/36)
4	13.11.1993	51.79° N 158.83° E	40	7.0	62	157–167	2.5–2.7	0.1–0.2	5–6	ГК-1 (4/4), М-1 (4/17), Е-1 <sup>(3)</sup> (12/12)
5	01.01.1996	53.88° N 159.44° E	0	6.6	41	95–108	2.3–2.6	0.1–0.2	4–5	ГК-1 (30/30), М-1 (4/13), Г-1 (21.5/21.5)
6	05.12.1997	54.64° N 162.55° E	10	7.8	139	305–314	2.2–2.3	0.3–0.4	5–6	ГК-1 (21.5/21.5), Г-1 (13/13), Е-1 <sup>(3)</sup> (3/3), ЮЗ-5 <sup>(4)</sup> (3/3)
7	30.01.2016	53.86° N 158.73° E	168	7.2	76	70–80	0.9–1.1	2.7–4.1	4	Е-1 (3/3), ЮЗ-5 (15/15), ГК-1 (24/24)

Примечания: (1) — максимальный линейный размер очага землетрясения по [Ризниченко, 1976].

(2) — Шкала Мелведа—Шпонхойера—Карника, также известная как 12-балльная шкала MSK-64, представляет собой шкалу макросейсмической интенсивности, используемую для оценки сотрясений земной поверхности на основе наблюдаемых эффектов в районе землетрясения; значения баллов даны для г. Перопавловска-Камчатского.

(3) — понижение уровня воды с амплитудами > 3 см с повышенной скоростью (см. табл. 3 в работе [Копылова, 2001]);

(4) — первое описание предвестника  $T_1$  в изменениях уровня воды в течение трех недель дано в работе [Копылова, 2006];

(5) — длительность предвестника  $T_2$  — продолжительность аномального изменения гидрогеологических параметров в скважине, заблаговременность предвестника  $T_2$  — время от начала аномального изменения гидрогеологических параметров в скважине до землетрясения.

На рис. 1 приводятся примеры гидрогеодинамических предвестников в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 в период Жупановского землетрясения 30 января 2016 г. с  $M_w = 7.2$  (табл. 2, № 7).

В скважине Е-1 (табл. 1) ранее был выделен сигнал в форме понижения уровня воды с повышенной среднесуточной скоростью  $\leq -0.06$  см/сут до землетрясений с  $M \geq 5.0$  на эпицентральных расстояниях  $d_e \leq 350$  км в течение недель – первых месяцев [Копылова, 2001; Копылова, Болдина, 2012а]. Такой сигнал понижения уровня воды с пороговым значением  $-0.06$  см/сут (гидрогеодинамический предвестник) проявлялся в 100% случаях перед землетрясениями с  $M_w \geq 6.5$  и примерно в 50% случаев перед землетрясениями с  $M = 5.0-6.4$  [Копылова, Boldina, 2020]. С 2002 г. авторами проводится мониторинг этого вида гидрогеодинамического предвестника в режиме реального времени с составлением еженедельных заключений о его отсутствии либо проявлении для Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС) [Чебров и др., 2011]. Пример такого гидрогеодинамического предвестника перед Жупановским землетрясением, выделенным в реальном времени, представлен на рис. 1б.

В скважине ЮЗ-5 были выявлены два случая аномальных изменений уровня воды, которые проявлялись в значительных нарушениях его среднесуточного сезонного тренда: перед Кроноцким землетрясением 5 декабря 1997 г. с  $M_w = 7.8$  (табл. 2) в течение трех недель [Копылова, 2006; Копылова, Болдина, 2012] и перед Жупановским землетрясением (см. рис. 1а) в течение трех месяцев [Болдина, Копылова, 2017]. В случае Кроноцкого землетрясения уровень воды понижался с амплитудой 11 см. Перед Жупановским землетрясением уровень повышался с амплитудой около 30 см относительно среднесуточного сезонного тренда (см. рис. 1а В).

Гидрогеохимические предвестники и постсейсмические эффекты в изменениях ионно-солевого и газового состава воды из скважин ГК-1, М-1 и Г-1 в связи с землетрясениями 1987–1997 гг. представлены на рис. 2 [Копылова, Boldina, 2021]. В скважине ГК-1 снижение концентрации ионов хлорида наблюдалось в течение одного-девяти месяцев перед семью землетрясениями (табл. 2, рис. 2а, левая диаграмма). Перед землетрясениями 01.01.1996 г., 05.12.1997 г. и 30.01.2016 г. понижение концентрации ионов хлора сменялось резкими повышением продолжительностью 4–5 мес. [Рябинин, Полетаев, 2021]. Увеличение дисперсии и изменение средних концентраций свободных газов наблюдалось в течение двух месяцев до землетрясения 02.03.1992 г. (рис. 2а, правая диаграмма) [Копылова и др., 1994].

В скважине М-1 концентрация бикарбонат-иона уменьшалась перед пятью землетрясениями (табл. 2, рис. 2б). В четырех случаях одновременно увеличивалась концентрация сульфат-иона, кальция и натрия. За месяц до землетрясения 02.03.1992 г. минерализация воды увеличилась на 25%, а гидрогеохимический тип воды изменился за счет увеличения концентрации сульфат-иона и снижения концентрации бикарбонат-иона [Копылова и др., 1994; 2022].

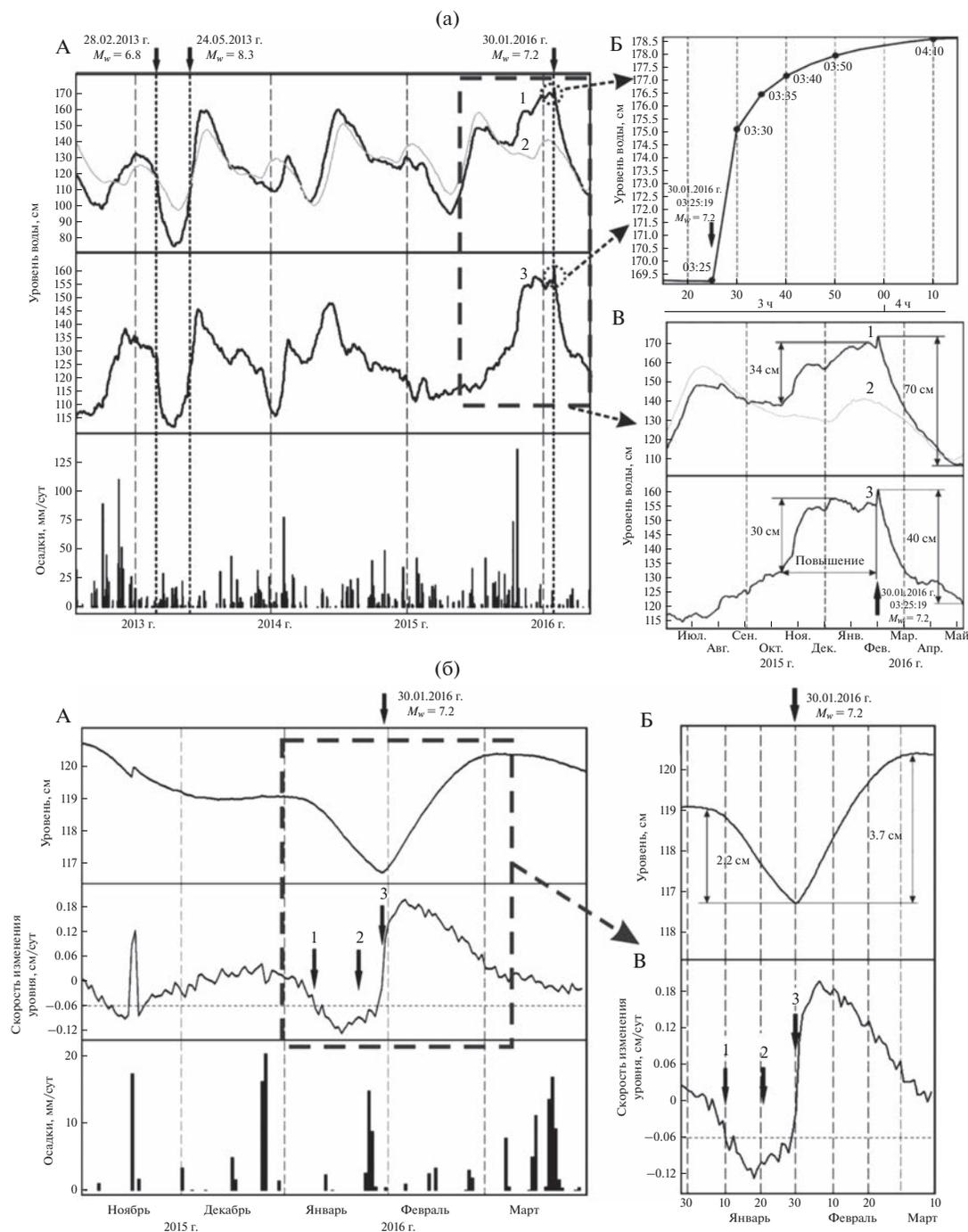
В скважине Г-1 перед землетрясениями 01.01.1996 г. и 05.12.1997 г. наблюдались аномальные изменения концентраций хлорид-иона, сульфат-иона, гидрокарбонат-иона, натрия и кальция (рис. 2в) [Хаткевич, Рябинин, 2004, Рябинин, Хаткевич, 2009].

На рис. 3 демонстрируется зависимость между проявлениями ГП в нескольких скважинах от параметров последующих землетрясений – величин их магнитуды  $M_w$  и эпицентрального расстояния  $d_e$  (км) с учетом расчетной величины удельной плотности сейсмической энергии  $e$ , Дж/м<sup>3</sup> в районе наблюдений [Wang, 2007; Wang, Manga, 2010; 2021; Копылова, Болдина, 2020; Копылова, Boldina, 2020; 2021; Копылова и др., 2022]. В табл. 2 также представлены величины интенсивности сотрясений по 12-бальной шкале *MSK-64* в районе г. Петропавловска-Камчатского при всех семи рассматриваемых землетрясениях.

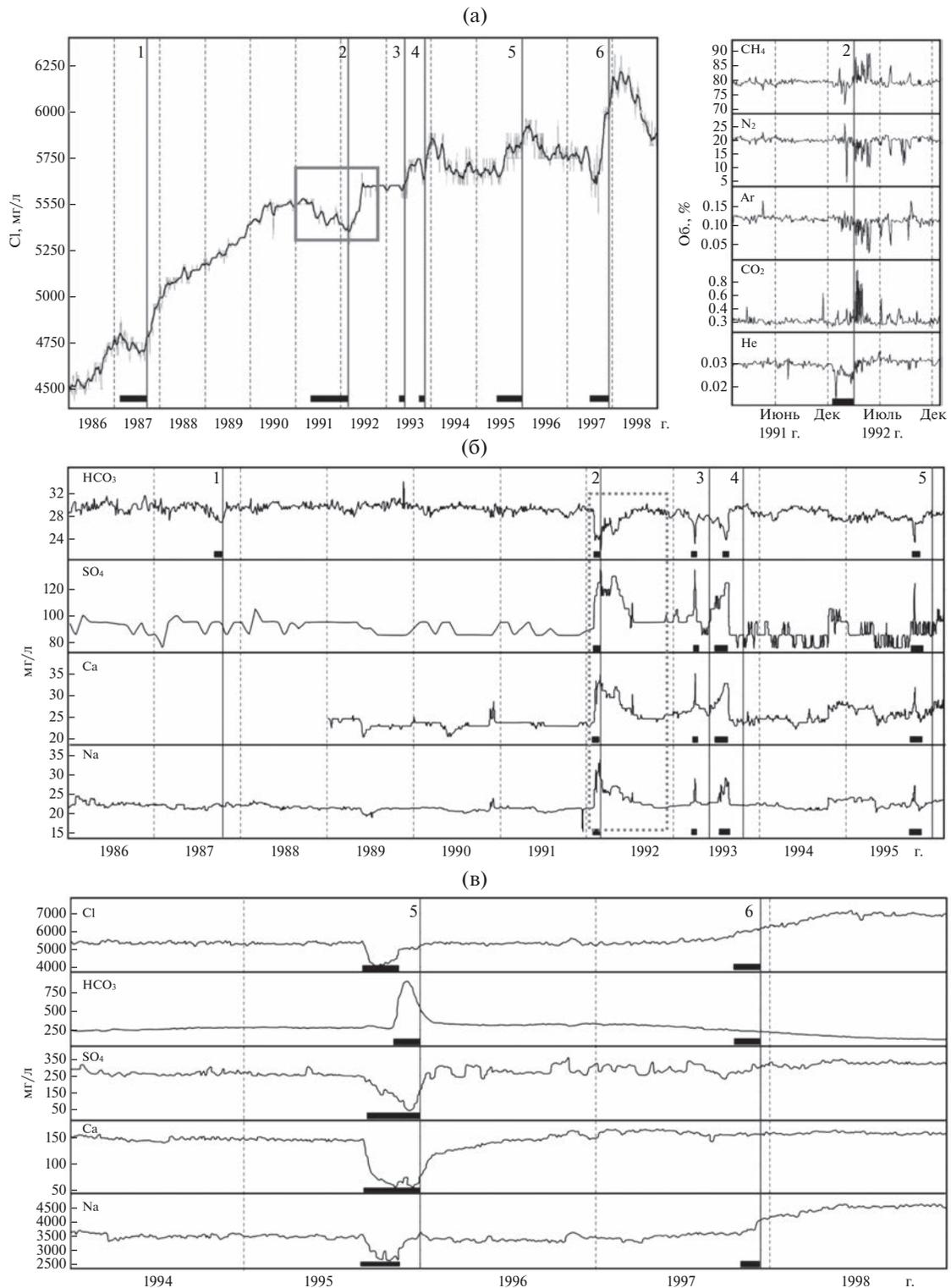
Из рис. 3 следует, что гидрогеологические предвестники в нескольких скважинах наблюдались перед землетрясениями с  $M_w = 6.5-7.8$  на эпицентральных расстояниях  $d_e = 80-300$  км. Эти землетрясения сопровождалась сотрясениями  $I_{MSK-64} = 4-6$  баллов. Плотность сейсмической энергии  $e$  во время этих событий в районе скважин составляла от 0.1 до 4.5 Дж/м<sup>3</sup>. Гидрогеологические предвестники наблюдались в ближней и промежуточной зонах очагов землетрясений, для которых соотношение между эпицентральным расстоянием  $d_e$ , (км) и максимальным линейным размером очага землетрясения  $L$  (км)  $d_e/L = 0.9-3.7$ .

Длительности и заблаговременности проявления гидрогеологических предвестников перед землетрясениями в отдельных скважинах ( $T_1$  и  $T_2$ ) представлены в табл. 2. Они составляли от 1 до 9 мес. (рис. 4). Следует отметить отсутствие связи между длительностью предвестника  $T_1$  с величинами магнитуд последующих землетрясений (рис. 4а). Вместе с тем, для скважины М-1 прослеживается тенденция увеличения заблаговременности гидрогеохимической аномалии  $T_2$  в диапазоне 1–5 мес. при увеличении магнитуды последующего землетрясения (рис. 4б).

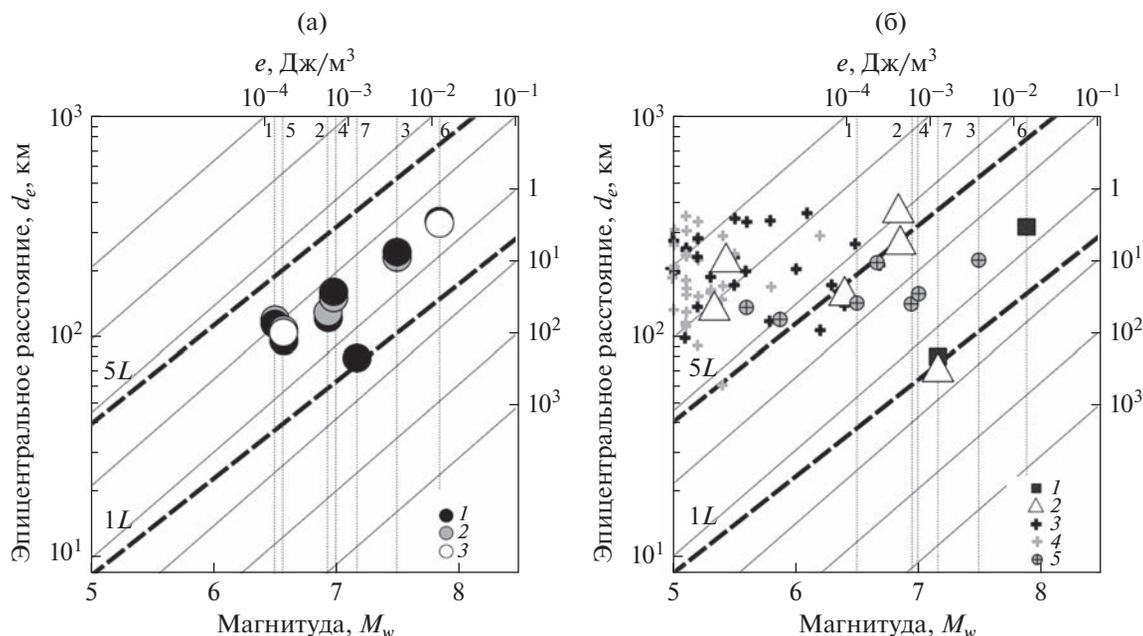
Гипотетические механизмы гидрогеодинамических и гидрогеохимических предвестников в наблюдательных скважинах полуострова Камчат-



**Рис. 1.** Изменения уровня воды в скважинах ЮЗ-5 (а) и Е-1 (б) в связи с Жупановским землетрясением 30.01.2016 г.,  $M_w = 7.2$ , ниже ЖЗ (табл. 2). Вариации уровня воды в скважине ЮЗ-5: А – изменения уровня воды в июле 2012–мае 2016 гг. в сопоставлении с осадками и землетрясениями с  $M_w \geq 6.5$  (показаны стрелками): 1 – среднечасовые данные наблюдений с компенсированными баровариациями; 2 – сезонные вариации уровня воды; 3 – остатки в изменениях уровня воды после компенсации годовой сезонности и тренда; жирным пунктиром обозначен фрагмент графиков в период ЖЗ, см. рис. В); Б – косейсмическое повышение уровня воды после вступления сейсмических волн (03:25); В – предвестниковые и постсейсмические изменения уровня воды. Изменения уровня воды и его среднесуточной скорости в скв. Е-1: А – с ноября 2015 по март 2016 гг. в сопоставлении с атмосферными осадками; ЖЗ показано стрелкой. На графике среднесуточной скорости изменения уровня воды цифрами показаны: 1 – 10 января – начало проявления гидрогеодинамического предвестника; 2 – 21 января – дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС о возможности сильного землетрясения; 3 – 30 января – ЖЗ; пунктирной линией показано пороговое значение скорости понижения уровня воды  $-0.06$  см/сут; жирной пунктирной линией выделен фрагмент изменений уровня воды, представленный на рисунках: Б – изменения уровня воды с 30 декабря 2015 по 10 марта 2016 гг., включающие гидрогеодинамический предвестник и постсейсмическое повышение; В – изменение среднесуточной скорости вариаций уровня воды в сопоставлении с ее пороговой величиной  $-0.06$  см/сут (по работе [Болдина, Копылова, 2017]).



**Рис. 2.** Аномальные изменения перед землетрясениями (выделены жирными горизонтальными линиями) параметров ионного и газового состава подземных вод из скважин: (а) ГК-1, (б) М-1, (в) Г-1. Вертикальными линиями показаны землетрясения 1987–1997 гг., номера землетрясений соответствуют табл. 2. Серым прямоугольником выделены изменения концентрации Cl<sup>-</sup> в воде скважины ГК-1, серым пунктирным прямоугольником выделены изменения HCO<sub>3</sub><sup>3-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup> и концентрации Na<sup>+</sup> в воде скважины М-1 в связи с землетрясением 2 марта 1992 г. (табл. 2) (по работам [Копылова, Boldina, 2020; 2021; Копылова и др., 2022]).



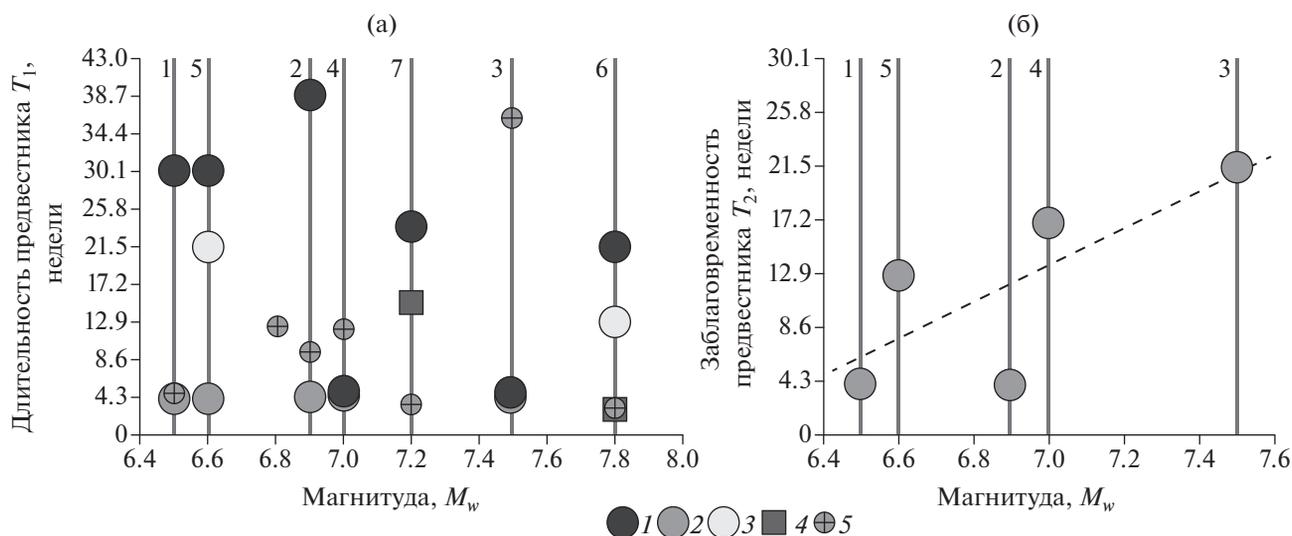
**Рис. 3.** Распределение гидрогеологических предвестников в наблюдательных скважинах в зависимости от магнитуды  $M_w$ , эпицентрального расстояния  $d_e$  землетрясений и удельной плотности сейсмической энергии  $e$ : (а) – гидрогеохимические предвестники в изменениях ионно-солевого и газового состава подземной воды из самоизливающихся скважин: 1 – ГК-1; 2 – М-1; 3 – Г-1; (б) – гидрогеодинамические предвестники в изменениях уровня воды в пьезометрических скважинах: 1 – ЮЗ-5; 2–5 – Е-1: 2 – предвестники выделены в реальном времени с выдачей заключения о возможном землетрясении для КФ РЭС, 3 – предвестники перед землетрясениями с  $M \geq 5$ ,  $d_e \leq 350$  км выделены ретроспективно, 4 – предвестники перед землетрясениями с  $M \geq 5$ ,  $d_e \leq 350$  км не проявлялись; 5 – предвестники перед землетрясениями 1987–1996 гг. выделены ретроспективно [Копылова, 2001]. Тонкими вертикальными пунктирными линиями показаны землетрясения 1–7 (табл. 2). Линии 1L, 5L показывают по вертикальной оси один и пять максимальных линейных размеров очага землетрясения по работе [Ризниченко, 1976] в зависимости от величины магнитуды.

ка рассматривались в работах [Копылова, Болдина, 2012; 2020; Kopylova, Boldina, 2020; 2021; Копылова и др., 2022]. В частности, для объяснения аномальных изменений уровня воды в скважине ЮЗ-5 перед Кроноцким и Жупановским землетрясениями привлекался механизм квазиупругого деформирования водовмещающих пород при развитии предшествующих землетрясениям асейсмических движений в области очагов. С использованием величины приливной чувствительности уровня воды по отношению к теоретической объемной деформации на глубине 500 м (середины открытой части ствола скважины)  $A_v = 0.161 \text{ см}/10^{-9}$  [Копылова и др., 2010] были оценены амплитуды деформации объемного расширения водовмещающих пород при понижении уровня воды перед Кроноцким землетрясением в  $-0.7 \times 10^{-7}$  ( $-11 \text{ см}/0.161 \text{ см}/10^{-9}$ ) и объемного сжатия в  $1.9 \times 10^{-7}$  ( $30 \text{ см}/0.161 \text{ см}/10^{-9}$ ) перед Жупановским землетрясением.

Единообразное проявление гидрогеодинамического предвестника в форме понижений уровня воды в скважине Е-1 с повышенной скоростью не находит объяснения в рамках представлений о квазиупругом деформировании водовмещающих

пород. В случае этой скважины более правдоподобным представляется механизм развития трещинной дилатансии на стадиях подготовки землетрясений, сопряженный с увеличением емкости водовмещающих пород и понижением гидростатического напора. С учетом присутствия газа метаново-азотного состава в подземной воде (табл. 1), можно также предполагать роль фазовых изменений в состоянии газа на стадиях подготовки землетрясений в сторону уменьшения объема свободного газа, поступающего в ствол скважины, увеличения плотности подземной воды и уменьшения высоты водной колонны. При этом, в результате сейсмических сотрясений, можно предполагать увеличение объема свободного газа в стволе скважины и рост высоты водной колонны (см. рис. 1б – повышение уровня воды с амплитудой 3.7 см в течение примерно 30 сут после Жупановского землетрясения).

Механизм образования гидрогеохимических предвестников в самоизливающихся скважинах рассмотрен в работах [Копылова, Boldina, 2021; Копылова, Болдина, 2022]. На примере землетрясения 02.03.1992 г. (№ 2 в табл. 2 и на рис. 2а, 2б) показано, что аномалии-предвестники в скважинах ГК-1 и М-1 образовались в результате изменения



**Рис. 4.** (а) – Распределение длительности предвестника  $T_1$  в наблюдательных скважинах: 1 – ГК-1; 2 – М-1; 3 – Г-1; 4 – ЮЗ-5; 5 – Е-1 в зависимости от величины магнитуды  $M_w$  землетрясений № 1–7 в табл. 2; землетрясения показаны серыми вертикальными линиями; (б) – распределение заблаговременности  $T_2$  гидрогеохимического предвестника в скважине М-1 (рис. 2б) в зависимости от магнитуды  $M_w$  землетрясений № 1–5 (коэффициент линейной корреляции 0.74).

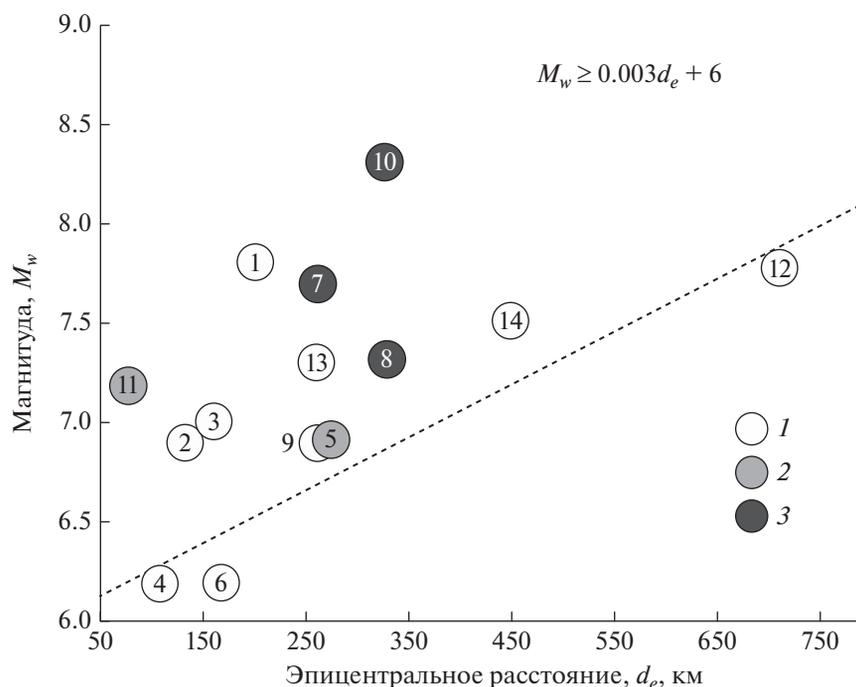
гидродинамических условий смешивания вод с различным химическим составом, присутствующих в водоносных системах обеих скважин. Наиболее вероятным триггером такого процесса являлось неравномерное развитие трещинной дилатансии в водовмещающих породах с различной проницаемостью, нарушение гидродинамических условий водообмена и изменение химического состава воды, изливающейся из скважин. Главными параметрами такого процесса, определяющими форму и продолжительность гидрогеохимических аномалий, являются время релаксации импульсов давления подземной воды при инициации дилатансионного процесса в водовмещающих породах и время движения смешанной воды аномального состава в водоносной системе и в стволе скважины.

Результаты анализа проявлений гидрогеологических предвестников в пяти скважинах ПКП также показывают, что все рассматриваемые наблюдательные скважины являются информативными для их обнаружения перед сильными местными землетрясениями при условии обеспечения их естественного режима, не нарушенного техногенными воздействиями. Повышенная чувствительность давления подземной воды в скважине Е-1 к процессам подготовки землетрясений (рис. 3б), установленная на данным прецизионных уровнемерных наблюдений, по-видимому, обусловлена локальными гидрогеологическими условиями, включающими низкую пористость (5%) и водообильность (водопродоводимость  $0.004 \text{ м}^2/\text{сут}$ ) водовмещающих пород и присутствие газа мета-

ново-азотного состава в подземной воде [Копылова и др., 2012].

Исследование проявлений гидрогеологических предвестников на территории ПКП показывает, что оперативная диагностика аномальных изменений параметров подземных вод в рассмотренных наблюдательных скважинах по данным текущих наблюдений дает возможность их использования в комплексе с другими сейсмопрогностическими данными для средне-краткосрочного прогнозирования наиболее сильных землетрясений в Камчатском крае с упреждением в первые месяцы – сутки.

С 2002 г. авторами в сотрудничестве с Камчатским филиалом Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС) проводится эксперимент по использованию гидрогеодинамических предвестников в изменениях уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 для прогнозирования землетрясений в реальном времени путем составления еженедельных заключений о наличии/отсутствии гидрогеодинамических предвестников по текущим данным наблюдений [Чебров и др., 2011]. По заключениям КФ РЭС в 2002–2016 гг. были успешно спрогнозированы по уровнемерным данным место, магнитуда и время шести землетрясений с  $M = 5.3–7.2$ , из которых четыре события имели величины магнитуд  $6.4–7.2$  (рис. 3б). Перед землетрясением 16 марта 2021 г.,  $M_w = 6.6$ ,  $d_e = 350 \text{ км}$  в изменениях давления воды в скважине Е-1 гидрогеодинамический предвестник также был выявлен в реальном времени [Болдина и др., 2022].



**Рис. 5.** Распределение косейсмических скачков уровня (давления) воды в скважине ЮЗ-5 в 1997–2020 гг. в зависимости от параметров землетрясений – соотношения величин магнитуды  $M_w$  и эпицентрального расстояния  $d_e$ . 1–3 – глубина гипоцентров землетрясений: 1 –  $H = 1–70$  км; 2 –  $H = 70–300$  км; 3 –  $H = 500–600$  км. Цифры в кружках – номера землетрясений из табл. 3.

### Ко- и постсейсмические эффекты

#### Эффекты косейсмической деформации водовмещающих пород

Скачки повышения или понижения давления подземной воды при изменении статического напряженного состояния водовмещающих пород вследствие образования разрывов в очагах землетрясений неоднократно проявлялись в скважине ЮЗ-5. Описание 14-ти случаев их проявления с амплитудами от 0.2 до 12.0 см водяного столба, зарегистрированных в течение 5–12 мин после инструментального времени землетрясения в очаге, дано в работах [Копылова и др., 2010; Болдина, Копылова, 2016; 2017; Копылова, Болдина, 2019].

В табл. 3 приводятся данные о землетрясениях, при которых были зарегистрированы такие косейсмические скачки повышения или понижения давления в скважине ЮЗ-5. На рис. 5 представлено распределение косейсмических скачков давления в зависимости от параметров землетрясений – соотношения величин их магнитуды  $M_w$  и эпицентрального расстояния  $d_e$  в км. В первом приближении, проявление косейсмических скачков давления описывается зависимостью  $M_w \geq 0.003d_e + 6.0$  (линия, ограничивающая область землетрясений, сопровождающихся косейсмическими скачками уровня воды на рис. 5).

По косейсмическим скачкам давления подземной воды можно получать точечные оценки характера и величины объемной косейсмической деформации водовмещающих пород с амплитудами  $\geq \text{ед.} \times 10^{-9}$  [Копылова и др., 2010]. Как правило, оцененные по амплитудам скачков давления и по их направлению величины и характер (сжатие или расширение) объемной косейсмической деформации на средней глубине вскрытой толщи водовмещающих пород 500 м соответствуют объемной косейсмической деформации в пределах одного порядка по модели дислокационного источника [Okada, 1985] при использовании параметров механизмов очагов соответствующих землетрясений (табл. 3).

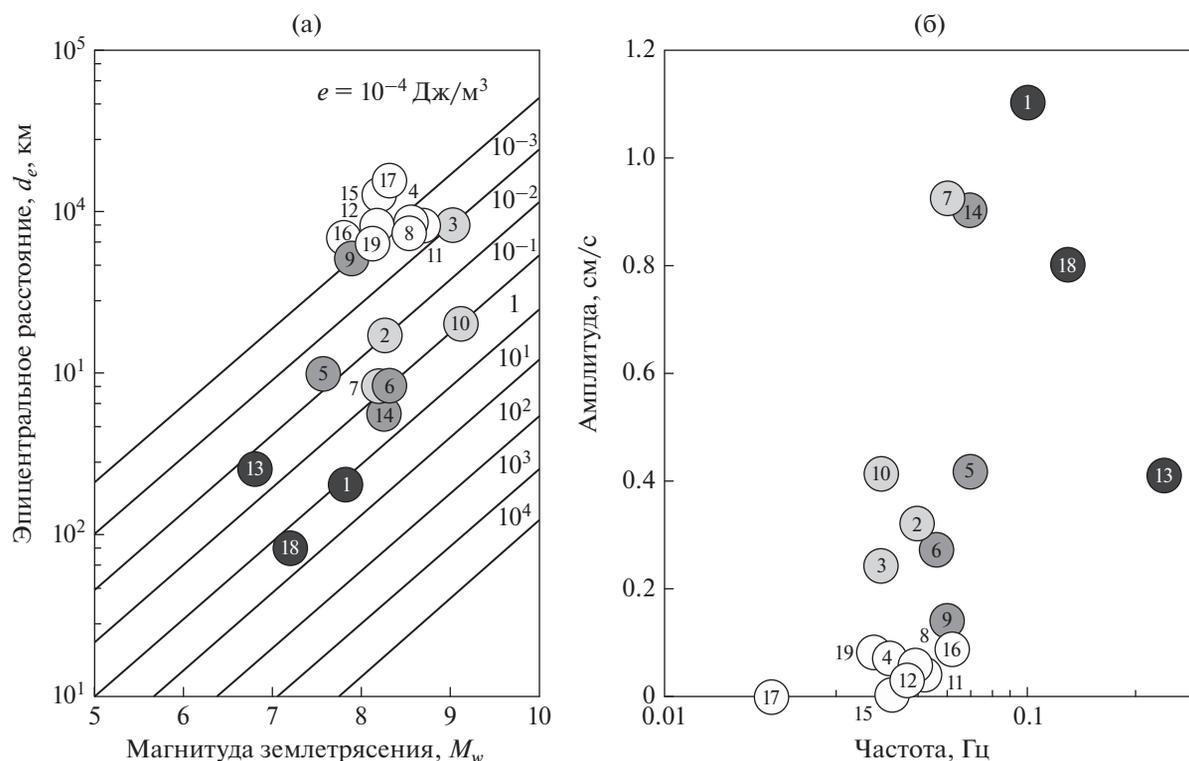
#### Эффекты вибрационного воздействия сейсмических волн

Результаты исследования ко- и постсейсмических откликов давления воды в скважине ЮЗ-5 на прохождение сейсмических волн от 19 землетрясений с  $M_w = 6.8–9.1$  на эпицентральных расстояниях  $d_e = 80–14600$  км представлены в работе [Копылова, Болдина, 2020]. В ней по морфологическим особенностям и по продолжительности вариаций уровня воды были выделены четыре типа таких эффектов: колебания (I тип), наложение

Таблица 3. Данные о местных землетрясениях (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>, <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>), которые сопровождались косейсмическими скачками уровня воды в скважине ЮЗ-5

№	Гипоцентр				$M_w$	Эпицентральное расстояние, $d_e$ , км/интенсивность сотрясений по шкале MSK-64	Амплитуда косейсмического скачка уровня/давления воды <sup>***</sup> , $\Delta h$ , см	Объемная косейсмическая деформация в районе скважины ЮЗ-5, $10^{-9}$		ссылка <sup>†</sup>
	дата дд.мм.гггг	время чч:мм	координаты, град					по модели дислокационного источника [Okada, 1985], $D_2$	по косейсмическим скачкам уровня, $D_1$ <sup>****</sup>	
			с.ш.	в.д.						
1	05.12.1997*	11:27	54.0**	162.3**	25	200**/5-6	-12.0	75	40	[Копылова и др., 2010 (с уточнением)]
2	01.06.1998	05:34	52.81	160.37	31	136/3-4	-1.0	6.3	1.0	
3	08.03.1999	12:26	51.93	159.72	7	162/5	-1.7	10.6	16.4	
4	20.12.2000	09:20	53.31	160.06	65	110/4	0.6	-3.8	-1.4	
5	16.06.2003	22:08	55.30	160.34	190	266/2-3	-0.3	1.9	0.6	
6	20.03.2004	08:53	53.74	160.76	31	167/4-5	0.25	-1.6	-0.5	
7	05.07.2008	02:12	53.82	153.53	610	253/3-4	0.3	-1.9	-3.4	****
8	24.11.2008	09:02	53.77	154.69	564	328/3	0.2	-1.2	-3.7	****
9	28.02.2013	14:06	50.67	157.77	61	260/4-5	0.6	-3.7	-1.5	[Болдина, Копылова, 2016]
10	24.05.2013	05:45	54.76	153.79	630	348/4	6.0	-37.3	-62.0	
11	30.01.2016*	03:25	53.85	159.04	180	80/5	7.3	-45	-46.0	[Болдина, Копылова, 2017]
12	17.07.2017	23:34	54.35	168.90	7	700/2-3	2.0	-12.4	-10	****
13	20.12.2018	17:02	54.95	164.85	17	260/3-4	≈3.2	≈-19.9	-1.8	****
14	25.03.2020	02:49	49.09	157.85	53	451/4-5	0.65	-4.0	-2.6	****

Примечания: \* – землетрясения, перед которыми выделены аномальные изменения уровня воды; \*\* – координаты центра очаговой области по aftershock первым суток и соответствующее расстояние до скважины; \*\*\* – “+” – повышение уровня; “-” – понижение уровня; \*\*\*\* –  $D_1 = -\Delta h/A_v$ , где  $A_v$  – приливная чувствительность уровня воды 0.161 см/10<sup>-9</sup> [Копылова и др., 2010]; \*\*\*\*\* – неопубликованные данные авторов; MSK-64 – 12-балльная шкала макросейсмической интенсивности Медведя–Шпонхойера–Карника [Медведев и др., 1965].



**Рис. 6.** Распределение четырех типов эффектов вибрационного воздействия сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 (тип I – белые кружки, тип II – серые, тип III – темно-серые, тип IV – черные) в зависимости: (а) от параметров землетрясений  $M_w$  и  $d_e$ , величины плотности сейсмической энергии  $e$  в волне и (б) от амплитудно-частотного состава максимальных фаз скорости сейсмических волн на канале BNZ, с/ст. РЕТ. Цифры в кружках – номера землетрясений из табл. 1, табл. 2 (в работе [Копылова, Болдина, 2020]).

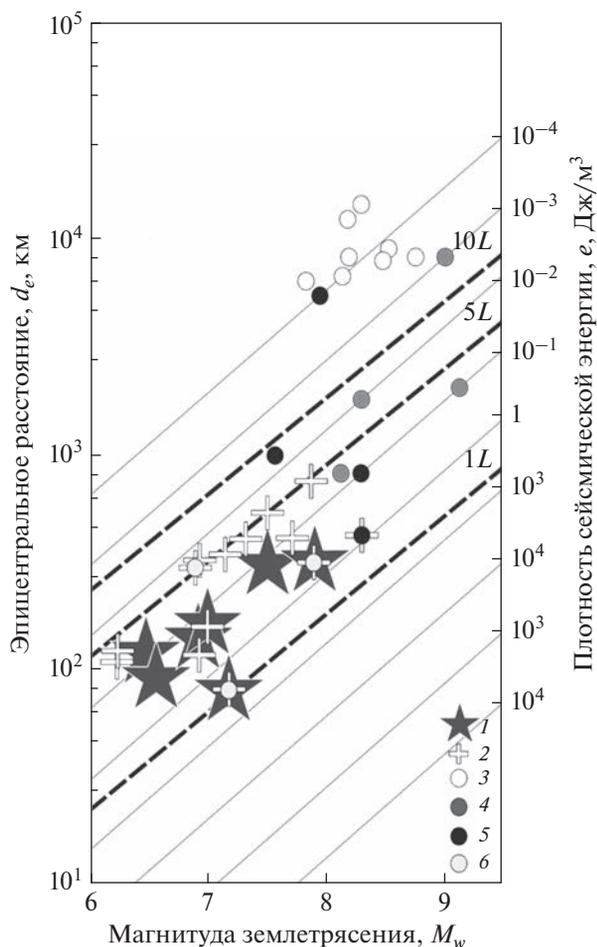
на колебания кратковременных (до десятков часов) повышений уровня воды (II тип), кратковременные повышения уровня воды (III тип) и длительные (1.5–3 мес.) понижения уровня воды (IV тип).

Максимальная амплитуда колебаний уровня воды (типы I и II) определяется вариациями давления в системе “скважина–водовмещающая порода”, вызванными прохождением поверхностных сейсмических волн с периодами, соответствующими резонансной частоте скважины [Копылова, Болдина, 2007]. Повышение уровня в течение десятков минут-часов (типы II и III) после вступления сейсмических волн могут быть обусловлены увеличением давления при нарушении стационарных условий течения воды в окколоскважинном пространстве. Местные сильные землетрясения интенсивностью  $I_{msk-64} \geq 5$  баллов сопровождались монотонными понижениями уровня воды в скважине с амплитудами 0.3–1 м (тип IV) вследствие увеличения проницаемости водовмещающих пород при сейсмических сотрясениях и падения давления.

На рис. 6 представлены зависимости проявления выделенных типов вибрационных эффектов сейсмических волн I–IV от параметров землетря-

сений (рис. 6а) и амплитудно-частотного состава максимальных фаз скорости сейсмических волн на ближайшей сейсмостанции Петропавловск (РЕТ) (рис. 6б).

Таким образом, различные типы вибрационных эффектов сейсмических волн в изменениях уровня воды отражают совокупные изменения давления подземных вод при динамической деформации водовмещающих пород и сопутствующих фильтрационных процессах, обусловленных изменением свойств водовмещающих пород, главным образом, их проницаемости [Копылова, Болдина, 2007; Wang, Manga, 2010]. В качестве гипотетических механизмов изменения проницаемости при прохождении сейсмических волн ранее рассматривались развитие в водовмещающих породах трещинной дилатансии, дегазация подземной воды, декольматация трещинно-порового пространства, эффекты кумулятивного накопления межблоковых деформаций и др. На примере скважины ЮЗ-5 было обнаружено, что в зависимости от интенсивности сейсмического воздействия и амплитудно-частотного состава сейсмических волн могут инициироваться и закономерно проявляться различные типы вариаций



**Рис. 7.** Распределение проявлений гидрогеологических предвестников в нескольких ( $n = 2-4$ ) скважинах ПКП (1); косейсмических скачков давления воды (2) и различных типов вибрационных эффектов сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 (3-6): 3 – тип I; 4 – тип II; 5 – тип III; 6 – тип IV, в зависимости от соотношения магнитуды  $M_w$ , эпицентрального расстояния  $d_e$  землетрясений и величины плотности сейсмической энергии  $e$ . 1L, 5L и 10L показывают один, пять и десять максимальных линейных размеров очага землетрясения [Ризниченко, 1976] в зависимости от величины магнитуды.

уровня воды, обусловленные возникновением и развитием специфических гидрогеодинамических процессов в системе “скважина–водоносная порода”. К таким процессам относятся гармонические вариации давления подземных вод на частотах в десятки Гц при прохождении поверхностных волн и их усиление на резонансной частоте скважины, импульсы локального увеличения напора в водоносных породах околоскважинного пространства, увеличение проницаемости водоносных пород при сей-

смических сотрясениях, сопровождающееся понижением давления подземных вод.

### О СВЯЗИ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ СЕЙСМОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ С ПАРАМЕТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В работе рассмотрены три вида сейсмогидрогеологических эффектов в изменениях режима наблюдательных скважин ПКП: 1) – гидрогеодинамические и гидрогеохимические предвестники отдельных землетрясений, проявляющихся в нескольких ( $n \geq 2$ ) скважинах; 2) – косейсмические скачки давления, зарегистрированные при 14 местных землетрясениях; 3) – четыре типа вибрационных эффектов сейсмических волн в изменениях уровня воды при землетрясениях в широком диапазоне магнитуд и эпицентральных расстояний. На рис. 7 представлена диаграмма распределения таких видов сейсмогидрогеологических эффектов в зависимости от параметров землетрясений и интенсивности сейсмического воздействия в районах наблюдений.

На Камчатке гидрогеологические предвестники наблюдались в трех самоизливающихся и двух пьезометрических скважинах в течение времени от одного до девяти месяцев перед семью землетрясениями с  $M_w = 6.5-7.8$  на эпицентральных расстояниях  $d_e = 80-300$  км (рис. 3, рис. 7, табл. 2). Эти землетрясения были наиболее мощными сейсмическими событиями за время наблюдений и сопровождались сотрясениями интенсивностью от четырех до шести баллов по шкале MSK-64. Плотность сейсмической энергии при этих событиях в районе скважин  $e = 0.1-0.4$  Дж/м. Гидрогеологические предвестники были выделены в условиях ненарушенного (естественного) режима функционирования наблюдательных скважин и носили ярко выраженный аномальный характер. По отношению к инструментальному эпицентру землетрясений гидрогеологические предвестники наблюдались в ближней и средней (промежуточной) зонах очагов землетрясений ( $d_e/L = 1-3.7$ ) (табл. 2, рис. 7).

Оперативная диагностика гидрогеологических аномалий по данным текущих наблюдений позволяет их использовать в комплексе с другими сейсмпрогностическими данными для среднесрочного прогнозирования сильных землетрясений в Камчатском крае [Корулова, Boldina, 2020].

Результаты анализа проявлений ГП в пяти скважинах Петропавловск-Камчатского полигона также показывают, что все наблюдательные скважины являются информативными для обнаружения предвестников перед сильными землетрясениями при условии обеспечения их есте-

ственного режима, не нарушенного техногенными воздействиями.

На рис. 5 и рис. 7 в координатах магнитуда  $M_w$  – эпицентрального расстояния  $d_e$  приводится распределение Камчатских землетрясений с  $M_w \geq 6.2$ , сопровождающихся косейсмическим скачками уровня (давления) воды в скважине ЮЗ-5 (табл. 3). Косейсмические скачки (табл. 3, рис. 7, белые кресты) также как и гидрогеологические предвестники (табл. 2, рис. 7, серые звезды) наблюдались, в основном, в ближней и средней зонах очагов землетрясений ( $d_e/L = 1-5$ ).

Особенностью района исследований является то, что сильные землетрясения, сопровождающиеся косейсмическим скачками уровня (давления) воды, происходили, в основном, в пределах Камчатской сейсмофокальной зоны на эпицентральных расстояниях до 450 км от скважины (табл. 3, № 1–11, 13). Максимальное эпицентрального расстояния землетрясения, сопровождавшееся косейсмическим скачком давления в скважине ЮЗ-5, отмечено для Ближне-Алеутского землетрясения 17 июля 2017 г., произошедшего в Командорском сегменте Алеутской островной дуги [Чебров и др., 2019]. Его эпицентрального расстояния  $d_e = 700$  км (табл. 3, № 12) превышало в 1.5 и более раз расстояния других землетрясений, сопровождавшихся косейсмическими скачками уровня воды в этой скважине.

Из рис. 6 и рис. 7 следует, что распределение четырех типов эффектов вибрационного воздействия сейсмических волн в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 зависит от параметров землетрясений – соотношения магнитуды  $M_w$  и эпицентрального расстояния  $d_e$  землетрясений, а также величин удельной плотности сейсмической энергии  $e$  и амплитудно-частотных характеристик сейсмических волн (рис. 6б). Такая совокупность количественных характеристик землетрясения может рассматриваться в качестве комплексного показателя интенсивности воздействия сейсмических волн, излучаемых из очага, на наблюдательную скважину. При возникновении сильного землетрясения на расстояниях до тысяч км от скважины, с использованием величин  $M_w$ ,  $d_e$ ,  $e$  и др. можно оценивать характер развития вариаций уровня воды и сопряженных гидрогеодинамических процессов в системе “скважина ЮЗ-5 – водовмещающие породы”, а также в других скважинах-аналогах, расширяя тем самым возможности метода уровневых наблюдений в системе геофизического мониторинга сейсмоактивных районов.

## ВЫВОДЫ

1. Получены оценки параметров землетрясений и интенсивности их воздействия при прояв-

лении гидрогеологических предвестников в нескольких ( $n = 2-4$ ) скважинах Петропавловск-Камчатского полигона:  $M_w = 6.5-7.8$ ,  $d_e = 80-300$  км,  $e \geq 0.1$  Дж/м<sup>3</sup>,  $I_{MSK-64} \geq 4-6$  баллов.

Время и заблаговременность проявления ГП перед такими землетрясениями составляли от 1 до 9 мес.

Скважины, в которых проявлялись ГП, расположены в ближней и средней (промежуточной) зонах очагов землетрясений, для которых величины  $d_e/L = 1-3.5$ , где  $d_e$  – эпицентрального расстояния до скважины в км и  $L$  – максимальный линейный размер очага землетрясения, км.

Полученные данные по гидрогеологическим предвестникам и другим видам сейсмогидрогеологических эффектов на Камчатке и установленные связи их проявлений с параметрами землетрясений (рис. 7) могут использоваться в исследованиях поведения природных гидрогеологических систем при подготовке и реализации землетрясений, а также других полей Земли, связанных с изменениями в водонасыщенной среде сейсмоактивных регионов.

2. С 2002 г. авторами в сотрудничестве с Камчатским филиалом Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений (КФ РЭС) проводится эксперимент по использованию гидрогеодинамических предвестников в изменениях уровня воды в скважинах Е-1 и ЮЗ-5 для прогнозирования землетрясений в реальном времени путем составления еженедельных заключений о наличии/отсутствии ГП по текущим данным наблюдений. По заключениям КФ РЭС, в 2002–2016 гг. были успешно спрогнозированы, в основном, по данным наблюдений за изменениями уровня воды в скважине Е-1, шесть землетрясений с  $M = 5.3-7.2$ , из которых четыре события имели величины магнитуд 6.4–7.2 (рис. 3б). Перед землетрясением 16 марта 2021 г.,  $M_w = 6.6$ ,  $d_e = 350$  км в изменениях давления воды в скважине Е-1 предвестник также был выявлен в реальном времени [Болдина и др., 2022].

Результаты наблюдений на скважине Е-1 указывает на определенную связь между изменениями в гидрогеодинамическом состоянии наблюдательной системы “скважина–водовмещающая порода” с процессами подготовки местных сильных сейсмических событий и дают возможность использования данных текущих наблюдений в системе сейсмического прогнозирования в Камчатском крае. Вместе с тем, разработка представления о механизмах такой связи имеет преимущественно гипотетический характер и является предметом дальнейших исследований.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01471-22) 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” (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gs-gas.ru/unu/>).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болдина С.В., Копылова Г.Н.* О возможности получения оценок упругих параметров водовмещающих пород по данным равномерных наблюдений в пьезометрических скважинах // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Т. 22. № 2. С. 231–243.
- Болдина С.В., Копылова Г.Н.* Косейсмические эффекты сильных камчатских землетрясений 2013г. в изменениях уровня воды в скважине ЮЗ-5 // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. Т. 30. № 2. С. 66–76.
- Болдина С.В., Копылова Г.Н.* Эффекты Жупановского землетрясения 30 января 2016 г.,  $M_w = 7.2$ , в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 863–880.
- Болдина С.В., Копылова Г.Н., Кобзев В.А.* Исследование эффектов землетрясений в изменениях давления подземных вод: аппаратура и некоторые результаты наблюдений в скважинах полуострова Камчатка // Геодинамика и Тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. С. 0594.
- Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.
- Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 52–64.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Оценка пороупругих параметров резервуара подземных вод (по данным равномерных наблюдений на скважине ЮЗ-5, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 2. С. 17–28.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Отклик уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, на Суматра-Андаманское землетрясение 26 декабря 2004 г.,  $M = 9$  // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 39–48.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О механизме гидрогеодинамического предвестника Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.,  $M_w = 7.8$  // Тихоокеанская геология. 2012. № 5. С. 104–114.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* О связи изменений уровня воды в скважине Е-1, Восточная Камчатка, с активизацией вулкана Корякский в 2008–2009 гг. и сильными ( $M \geq 5$ ) землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2012а. № 5. С. 41–54.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В.* Гидрогеосейсмологические исследования на Камчатке: 1977–2017 гг. // Вулканология и сейсмология. 2019. № 2. С. 3–20.
- 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., Воропаев П.В.* Процессы формирования постсейсмических аномалий химического состава термоминеральных вод // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 42–48.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В., Серафимова Ю.К.* Предвестники землетрясений в изменениях ионного и газового состава подземных вод: обзор мировых данных // Геохимия. 2022. Т. 67. № 10. С. 921–941.
- Копылова Г.Н., Иванов В.Ю., Касимова В.А.* Разработка элементов информационной системы комплексных геофизических наблюдений на территории Камчатки // Российский журн. наук о Земле. 2009. Т. 11. RE2002.
- Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А.* Информационная система “Полигон”: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений. Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы международной геофизической конференции. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2003. С. 393–399.
- Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М.* Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–37.
- Копылова Г.Н., Болдина С.В., Смирнов А.А., Чубарова Е.Г.* Опыт регистрации вариаций уровня и физико-химических параметров подземных вод в пьезометрических скважинах, вызванных сильными землетрясениями (на примере Камчатки) // Сейсмические приборы. 2016. № 4. С. 43–56.
- Копылова Г.Н., Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Болдина С.В.* Химический состав подземных вод режимных водопроводов Петропавловского геодинамического полигона, Камчатка: типизация и эффекты сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 43–62.
- Копылова Г.Н., Стеблов Г.М., Болдина С.В., Сдельникова И.А.* О возможности оценок косейсмической деформации по данным равномерных наблюдений в скважине // Физика Земли. 2010. № 1. С. 51–61.
- Копылова Г.Н., Юсупов Ш.С., Серафимова Ю.К., Шин Л.Ю., Болдина С.В.* Гидрогеохимические предвестники землетрясений (на примере районов полуострова Камчатка, Россия, и Республики Узбекистан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. Т. 48. № 4. С. 5–20.
- Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М.: МГК АН СССР. 1965. 11 с.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.
- Рябинин Г.В., Полетаев В.А.* Изменения ионно-солевого состава термоминеральных вод в связи с сильнейшими землетрясениями ( $M_L \geq 7.0$ ) юго-востока полуострова Камчатка. Труды Восьмой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября–2

- октября 2021 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН. 2021. С. 283–287.
- Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М.* Гидрогеохимические эффекты, предшествующие сильным землетрясениям Камчатки. Алгоритм идентификации и морфологический анализ // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. Т. 13. № 1. С. 107–122.
- Хаткевич Ю.М.* О возможности среднесрочного прогноза землетрясений интенсивностью свыше пяти баллов, проявляющихся в г. Петропавловске-Камчатском // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С. 63–67.
- Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В.* Гидрогеохимические исследования на Камчатке. Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки / Е.И. Гордеева, В.Н. Чеброва (ред). Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор. 2004. С. 96–112.
- Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К.* Прогнозирование землетрясений на Камчатке. По материалам работы Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска в 1998–2009 г. М.: Светоч Плюс. 2011. 304 с.
- Чебров Д.В., Кузаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дроздина С.Я., Митюшкина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Титков Н.Н.* Близне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с  $M_w = 7.8$ . I. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2019. № 4. С. 48–71.
- Юсупов Ш.С., Нурматов У.А., Шин Л.Ю. и др.* Аномальные вариации гидрогеосейсмологических параметров в период возникновения Туягузского и Маржанбулакского землетрясений 25 и 26 мая 2013 г. // Докл. АН РУз: ФАН. 2014. № 6. С. 38–40.
- Barberio M.D., Barbieri M., Billi A., Doglioni C., Petitta M.* Hydrogeochemical changes before and during the 2016 Amatrice-Norcia seismic sequence (central Italy) // Scientific Reports. 2017. V. 7. № 1. P. 11735.
- Boschetti T., Barbieri M., Barberio M.D., Billi A., Frondini S., Petitta M.* CO<sub>2</sub> inflow and elements desorption prior to a seismic sequence, Amatrice-Norcia 2016 // Italy. Geochem. Geophys. 2019. V. 20. P. 2303–2317.
- Chiodini G., Cardellini C., Di Luccio F., Selva G., Frondini F., Caliro S., Rosiello A., Beddini G., Ventura G.* Correlation between tectonic CO<sub>2</sub> Earth degassing and seismicity is revealed by a 10-year record in the Apennines // Italy. Sci. Adv. 2020. V. 6. P. eabc2938.
- Kitagawa Y., Koizumi N., Takahashi M., Matsumoto N., Sato T.* Changes in groundwater levels or pressures associated with the 2004 earthquake off the west coast of northern Sumatra (M9.0) // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 173–179.
- Kopylova G., Boldina S.* Hydrogeological Earthquake Precursors: A Case Study From the Kamchatka Peninsula // Front. Earth Sci. 2020. V.8. P. 576017.
- 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. P. 731.
- Martinelli G.* Previous, current, and future trends in research into earthquake precursors in geofluids // Geosciences. 2020. V. 10. № 5. P. 189.
- Okada Y.* Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bulletin of the Seismological Society of America. 1985. V. 75. № 4. P. 1135–1154.
- Reddy D., Nagabhushanam P., Sukhija B.S.* Earthquake ( $M = 5.1$ ) induced hydrogeochemical and <sup>18</sup>O changes: Validation of aquifer breaching – Mixing model in Koyna, India // Geophysical J. International. 2011. V. 184. № 1. P. 359–370.
- Skelton A., Andrén M., Kristmannsdóttir H., Stockmann G., Mörtz C.-M., Sveinbjörnsdóttir A., Jónsson S., Sturkell E., Guðrúnardóttir H.R., Hjartarson H., Siegmund H., Kockum I.* Changes in groundwater chemistry before two consecutive earthquakes in Iceland // Nature Geoscience. 2014. V. 7. № 10. P. 752–756.
- Skelton A., Liljedahl-Claesson L., Wästebý N., Andrén M., Stockmann G., Sturkell E., Mörtz C.-M., Stefansson A., Tollefsen E., Siegmund H., Keller N., Kjartansdóttir R., Hjartarson H., Kockum I.* Hydrochemical changes before and after earthquakes based on long-term measurements of multiple parameters at two sites in northern Iceland – A review // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2019. V. 124. P. 2702–2720.
- Shi Zh., Wang G., Liu C.* Co-seismic groundwater level changes induced by the May 12, 2008 Wenchuan earthquake in the near field // Pure Appl. Geophys. 2013. V. 170. P. 1773–1783.
- Shi Zh., Wang G., Manga M., Wang C.-Y.* Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 430. P. 66–74.
- Sun X., Wang G., Yang X.* Coseismic response of water level in Changping well, China, to the  $M_w = 9.0$  Tohoku earthquake // J. Hydrology. 2015. V. 531. P. 1028–1039.
- Tsunogai U., Wakita H.* Precursory chemical changes in ground water: Kobe earthquake, Japan // Science. 1995. V. 269. № 5220. P. 61–63.
- Zhou Z., Tian L., Zhao J., Wang H., Liu J.* Stress-Related Pre-Seismic Water Radon Concentration Variations in the Panjin Observation Well, China (1994–2020) // Front. Earth Sci. 2020. V. 8. P. 596283.
- Wakita H.* Water wells as possible indicators of tectonic strain // Science. 1975. V. 189. P. 553–555.
- Wang C.-Y.* Liquefaction beyond the near field // Seismol. Res. Lett. 2007. V. 78. P. 512–517.
- Wang C.-Y., Manga M.* Earthquakes and Water. Lecture Notes in Earth Sciences 114. Berlin: Springer. Germany, 2010. 249 p.
- Wang Ch.-Y., Manga M.* Water and Earthquakes. Lecture Notes in Earth System Sciences. Cham: Springer, Switzerland. 2021. 387 p.
- Wang C.-Y., Cheng L.H., Chin C.V., Yu S.B.* Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 831–834.

## Seismohydrogeological Phenomena as an Earthquakes' Trigger Impact on Groundwater (by the Example of the Wells of the Petropavlovsk-Kamchatsky Test Site, Kamchatka Peninsula)

G. N. Kopylova<sup>a, \*</sup> and S. V. Boldina<sup>a, \*\*</sup>

<sup>a</sup>*Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Kamchatka Branch, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: gala@emsd.ru*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: boldina@emsd.ru*

Based on the long-term observations of the wells on the Petropavlovsk-Kamchatsky Test Site, the Kamchatka Peninsula, the paper analyzes manifestations of three main types of seismohydrogeological effects – hydrogeological precursors, coseismic pressure jumps and postseismic effects of the vibrational impact of seismic waves in measurements of the pressure and chemical composition of groundwater, depending on the earthquake parameters (magnitude, epicentre distance, intensity of seismic impact in the observation areas). The paper presents data on the earthquakes that were preceded by hydrogeological precursors in several ( $n = 2-4$ ) wells. It is discussed whether it is possible to use hydrogeological precursors to predict strong earthquakes in Kamchatka. The authors also discuss the results of their experimental use in a real-time environment with weekly reports on the current observational data for the Kamchatka Branch of the Russian Expert Council. By the example of water level observations in YUZ-5 Well, the authors analyzed coseismic jumps in the groundwater pressure due to rupture formation in the sources of local  $M_w > 6.0$  earthquakes and four types of effects of the vibrational impact of seismic waves during local and distant  $M_w = 6.8-9.3$  earthquakes at epicentral distances from 80 to 14600 km; the study demonstrates that such effects depend on the earthquake parameters and the intensity of seismic impact in the well area.

*Keywords:* well, earthquake, water level, chemical composition of groundwater, hydrogeological precursor, seismic prediction

## СЛАБАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И СИЛЬНЕЙШИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ФОНЕ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН

© 2023 г. О. И. Аптикаева\*

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

\*E-mail: [aptikaevaoi@mail.ru](mailto:aptikaevaoi@mail.ru)

Поступила в редакцию 09.09.2022 г.

После доработки 04.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Рассматривается роль относительно слабых землетрясений как инструмента изучения среды, в том числе, в процессе реализации сильных событий. Рассмотрена пространственная структура поля поглощения нескольких сейсмоактивных районов (Гармского прогностического полигона в Таджикистане, Алтай, Кавказа, Восточной Анатолии, Западного Тянь-Шаня), а также эпицентральных областей ряда сильнейших землетрясений и приуроченность к ней “заглубленной” сейсмичности. Показано, что поле поглощения, полученное по короткопериодной коде слабых землетрясений в сейсмически активных районах, неоднородно и состоит из добротных блоков и ослабленных зон сильного поглощения. Отмечается неравномерность распределения “заглубленных” землетрясений. Она связывается с блоковым строением: в ослабленных зонах их доля больше, чем в добротных блоках. Демонстрируются примеры вариации активности “заглубленной” сейсмичности в ослабленных зонах. Она варьирует во времени, увеличиваясь перед сильными землетрясениями. Приводятся факты, свидетельствующие о существовании связи между скоростью вращения Земли и активностью “заглубленной” сейсмичности. Приводятся примеры активизации слабой сейсмичности в виде сейсмических роев (серий слабых землетрясений, сконцентрированных в пространстве и во времени) в связи с сильными событиями. Характерной чертой этих роевых серий является изометричность областей локализации землетрясений в плане и вытянутость по вертикали. Они, как правило, совпадают с ослабленными зонами сильного поглощения S-волн. Интенсивная локализованная сейсмичность, приуроченная к одномерным объемам, вероятнее всего, связана с каналами повышенной проводимости, по которым, мигрируют глубинные флюиды. Активизация роевых серий является результатом активной миграции глубинных флюидов и роста флюидонасыщенности ослабленных зон. Флюиды, в свою очередь, являются катализатором процессов, приводящих к уменьшению прочности пород и разрушению блоков в эпицентральных зонах. В данном случае кластеры, к которым относятся роевые серии, могут рассматриваться как локальные сейсмогенные зоны. Появление компактных изометричных в плане и близвертикальных в разрезе кластеров слабой сейсмичности нередко наблюдается и вне эпицентральных зон сильных землетрясений. Такие зоны могут быть просто индикаторами сейсмотектонической обстановки в регионе в целом. Предполагается, что резкое изменение динамики атмосферного давления в период подготовки сильного землетрясения на гидрометеостанциях, расположенных в таких районах, является следствием межгеосферного взаимодействия литосферы и атмосферы. Одним из основных механизмов аномального поведения атмосферного давления в процессе реализации сильных событий представляется глубинная дегазация. Она наиболее активна в ослабленных зонах. Механизмы воздействия глубинной дегазации на внешние геосферы остаются предметом дискуссий.

*Ключевые слова:* кода-волны, добротность, поле поглощения S-волн, роевая сейсмичность, межгеосферные взаимодействия.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030018, **EDN:** JZKIUJ

### ВВЕДЕНИЕ

Еще академик Г.А. Гамбурцев отмечал, что регистрация слабых землетрясений является одной из наиболее важных задач, т.к. “с одной стороны это способствует убыстрению сбора сейсмостатистических данных, с другой — поможет ответить на вопрос о существовании слабых сейсмических

толчков перед ощутимыми землетрясениями, а пространственно-временное распределение очагов слабых землетрясений может пролить свет на процесс вспарывания в очаге” [Г.А. Гамбурцев..., 2017].

В настоящей работе рассматривается роль относительно слабых землетрясений как инструмента изучения среды, в том числе в процессе реализации

сильных событий. Из всего многообразия направлений использования слабых землетрясений основное внимание в работе уделяется исследованию поля поглощения по огибающим их короткопериодной коды и особенностям распределения в нем близвертикальных кластеров сейсмичности. Близвертикальные кластеры очагов землетрясений чаще всего упоминаются в литературе в связи с возникновением землетрясений как до главного события, так и в афтершоковый период [Papadimitriou et al., 2006; Wang, Zhao, 2006; Габсатарова, 2014] и в связи с извержениями вулканов [Kilburn, 2003; McNutt, 1996; Yukutake et al., 2010]. При этом в большинстве случаев указывается на отсутствие связи скоплений очагов землетрясений с активными разломами. В работах [Шевченко и др., 2011; 2017] описаны столбообразные близвертикальные скопления очагов землетрясений на территории Гармского геодинамического полигона (Таджикистан). Близкие им по морфологии и положению в земной коре скопления очагов афтершоков выявлены в связи с Алтайским (2003), Нефтегорским (1996), Култукским (2008), Дагестанским (1970) землетрясениями. По мнению авторов этих работ, приуроченность скоплений очагов к каким-либо элементам тектонической структуры регионов отсутствует, на основании чего высказывается предположение, что связаны они с поступлением глубинных флюидов. А в работе [Захаров и др., 2013] сделан вывод, что наиболее вероятным механизмом генерации близвертикальных кластеров сейсмичности, не связанных с сильными землетрясениями, является активизация сейсмичности под действием флюидов.

К вопросу оценки добротности среды в сейсмически активных районах по характеристикам коды  $Q_c$  слабых землетрясений обращались давно [Раутиан и др., 1981]. Построены сводные огибающие для каждого из районов, получены частотные зависимости  $Q_c$ . Изучать частотную зависимость  $Q_c$  продолжают с помощью современных методов обработки цифровых записей, что позволяет привлекать огромные объемы данных, при этом используются унифицированные программы обработки коды землетрясений, например (см. [Сычева и др., 2015; Havskov et al., 2016]). Продолжают появляться работы, касающиеся природы сейсмических колебаний в коде [Shengelia et al., 2020], рассматриваются вариации  $Q_c$  в связи с возникновением сильных событий [Rahimi, Namzehlloo, 2008].

Современные исследования по изучению латеральных вариаций добротности среды с помощью сейсмотомографических моделей с использова-

нием различных типов волн в силу невысокого разрешения позволяет выявлять только крупные аномалии добротности, размером порядка  $1.5 \times 1.5^\circ$  [Zor et al., 2007; Kaviani et al., 2015].

В данной работе латеральные вариации добротности среды, полученные по огибающим короткопериодной коды слабых землетрясений, использовались для изучения блокового строения сейсмоактивных районов. Исследование неоднородностей литосферы и астеносферы методом короткопериодной коды [Аптикаева, Копничев, 1991; 1992] позволяет детально картировать неоднородности поля поглощения в коре и верхней мантии и выявлять потенциально опасные зоны, где существуют условия, способствующие генерации сильных землетрясений. Следует отметить, что пространственные вариации поля поглощения сейсмоактивных районов изучаются и другими методами, например, методом, основанным на анализе отношения максимальных амплитуд волн  $S_n$  и  $P_n$  [Копничев, Соколова, 2010; 2019]. Результаты картирования неоднородностей поля поглощения  $S$ -волн в литосфере с помощью этого метода не только не противоречат результатам, полученным методом короткопериодной коды, но и на качественном уровне дополняют их [Аптикаева, 2020].

К анализу в данной работе привлекались самые последние сейсмологические данные, пополнение которых из года в год способствует продолжению начатых ранее исследований в плане детализации структуры поля поглощения в ряде сейсмоактивных районов [Аптикаева, 2007; 2019a] и анализа на ее основе сейсмотектонической обстановки, в частности, активизации слабой роевой сейсмичности в связи с сильными событиями [Аптикаев, Аптикаева, 2017; 2019; Аптикаева, 2019a; 2019b].

#### ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНОВ И ПРИУРОЧЕННОСТЬ К НЕЙ “ЗАГЛУБЛЕННОЙ” СЕЙСМИЧНОСТИ

Методика построения трехмерной структуры поля поглощения поперечных волн по короткопериодной коде в сейсмоактивных районах [Аптикаева, Копничев, 1992] опробована на данных более чем 40-летнего сейсмического мониторинга на Гармском прогностическом полигоне в Таджикистане и использована на Алтае [Аптикаева, 2017], Кавказе [Аптикаева, 2019a; 2020], в Восточной Анатолии [Аптикаева, 2019b], в районе Западного Тянь-Шаня (восточного обрамления Ферганской впадины) [Аптикаева, 2018] и непо-

средственно в Ферганской зоне [Аптикаева, 2021], а также в эпицентральных областях ряда сильнейших землетрясений [Аптикаева, 2007; 2014].

Результаты этих работ говорят о том, что поле поглощения в сейсмоактивных районах чрезвычайно неоднородно и включает в себя изометричные в плане добротные блоки и линейные зоны сильного поглощения (ослабленные зоны).

Ослабленные зоны в разрезе представлены перемежением слоев сильного и слабого поглощения. В рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения  $S$ -волн мы связываем с содержанием флюидов в соответствующих слоях земной коры и верхней мантии. Флюидонасыщенность и мощность слоев сильного поглощения в значительной степени определяет уровень сейсмической активности в каждом конкретном сейсмоактивном районе. Так, поглощение  $S$ -волн в подкоровом флюидонасыщенном слое очаговой области Чуйского землетрясения 2003 г. на Алтае сравнимо с таковым в очаговой области Газлийского землетрясения 1984 г. (Узбекистан), но заметно меньше, чем в очаговой области Джиргатальского землетрясения 1984 г. (Таджикистан). Повышенной вязкостью этого слоя, по-видимому, можно объяснить относительно низкий уровень сейсмической активности на Алтае и в Газли [Аптикаева, 2007; 2014].

Эпицентры сильнейших землетрясений локализованы в местах максимального контраста поглощения. Выходы разрывов на поверхность в пределах их очаговых областей приурочены к зонам сильного поглощения [Аптикаева, 2007; 2014].

При проведении эпицентральных наблюдений в очаговой зоне Чуйского землетрясения в стороне от выхода разрыва на дневную поверхность, а также в стороне от основного облака афтершоков был выявлен компактный изометричный в плане и близвертикальный в разрезе кластер слабой сейсмичности, который оказался не связанным ни с какими известными геологическими структурами. Эпицентральные наблюдения проводились достаточно плотной сетью временных сейсмических станций, чтобы обеспечить высокую точность локализации гипоцентров афтершоков. Кластер оказался компактным не только в пространстве, но и во времени — основная часть составляющих его событий произошла в течение недели. Аналогичный кластер был выявлен и в очаговой области Нефтегорского землетрясений 1995 г. [Шевченко и др., 2011].

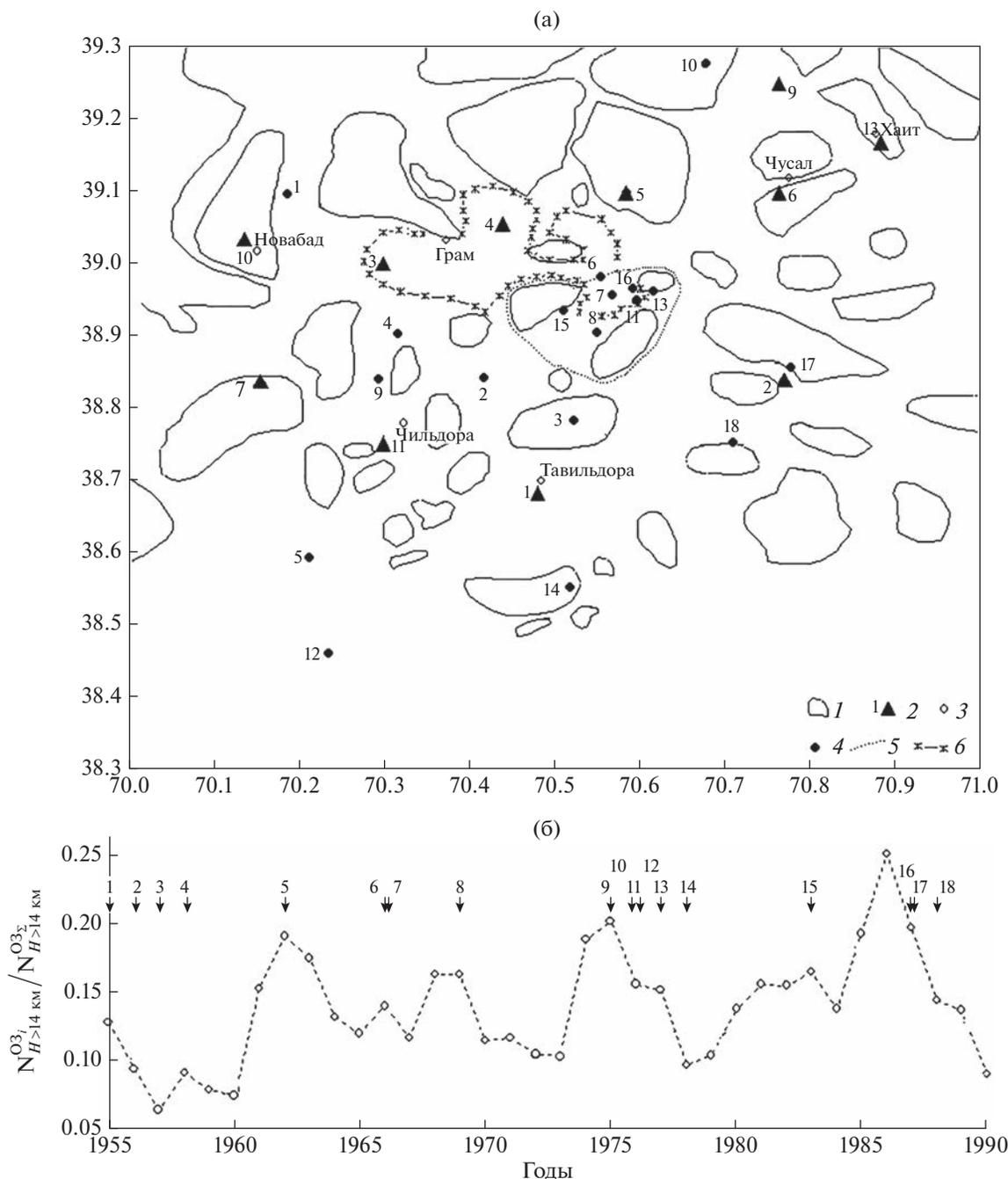
Описанное выше явление представляется необычайно интересным, так как с подобным мы

сталкивались и в других сейсмоактивных районах, в том числе, на Гармском прогностическом полигоне (Таджикистан). Здесь на глубинах больших 10–12 км [Лукк, 2011] в течение всего периода наблюдений (более 40 лет) существовал подобный кластер (“сейсмогенное тело”), в пределах которого преобладали механизмы срез—врез и близвертикальное удлинение. По мнению цитируемого автора, это может быть следствием доставки сюда флюидами и переотложения минерального материала. Активное увеличение объема слоистых пород Таджикской депрессии в результате проникновения в пределы верхней коры глубинных флюидов, приносящих дополнительный минеральный материал, обуславливает субгоризонтальные напряжения распора и является определяющим в сеймотектоническом деформировании земной коры в пределах Гармского полигона.

Логично полагать, что проникновение глубинных флюидов осуществляется в пределах ослабленных зон, а не блоков. В силу вертикальной неоднородности ослабленных зон здесь на больших глубинах могут формироваться области контрастного поглощения — перемежения флюидонасыщенных слоев сильного поглощения и флюидонепроницаемых слоев слабого поглощения (межблоковых перемычек). В этом случае заглубленные землетрясения могут ассоциироваться с разрушением последних.

Отметим, что “сейсмогенное тело” в пределах Гармского полигона большей своей частью совпадает с одной из приведенных в работе [Аптикаева, 2013] ослабленных зон и расположено в непосредственной близости от сейсмически активного района Каудалья. Ослабленная зона, в свою очередь, характеризуется повышенной (по сравнению с добротными блоками) плотностью землетрясений с заглубленными (более 14 км) очагами (рис. 1а).

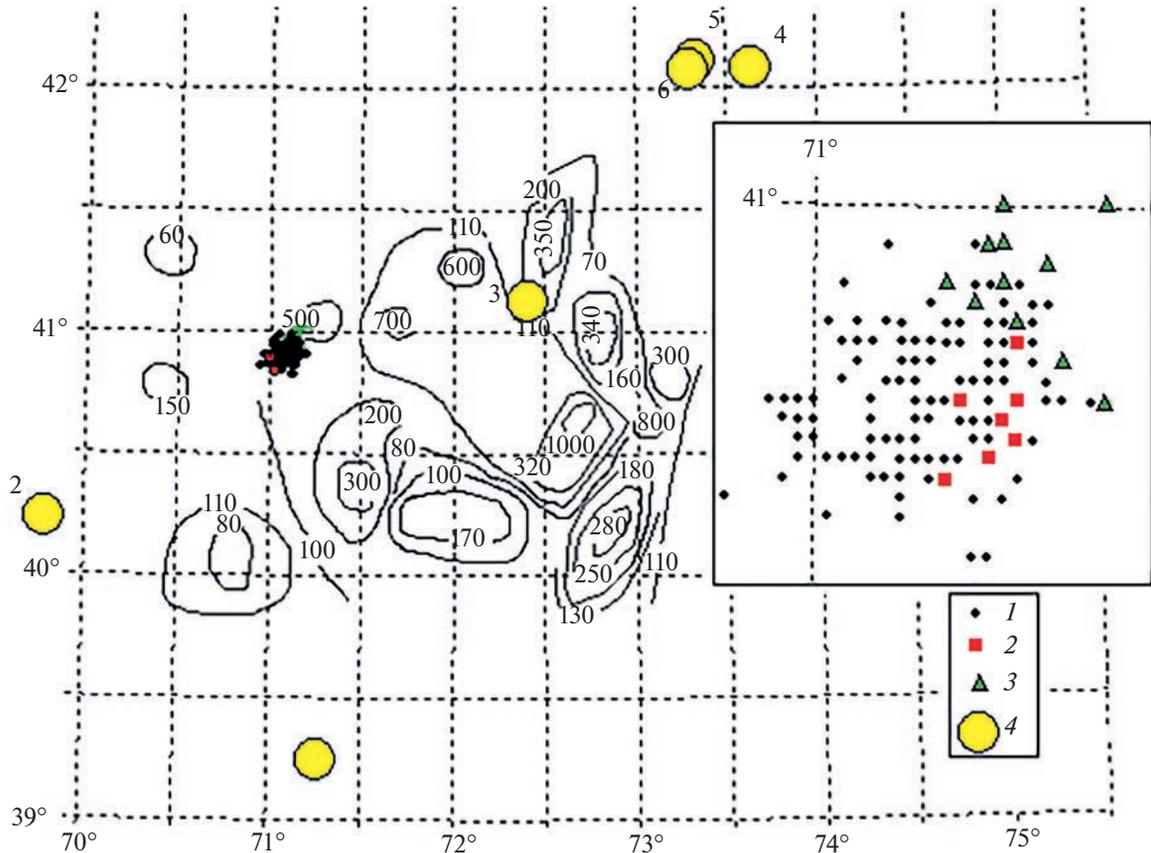
Тот факт, что активность “заглубленной” сейсмичности варьирует во времени, отмечался давно, например, [Нерсесов и др., 1979]. “Заглубленная” сейсмичность в пределах рассмотренной выше ослабленной зоны активизируется перед большинством сильных землетрясений района, при этом обнаруживается цикличность в активизации сейсмичности — максимумы активности наблюдаются примерно через каждые 10 лет (рис. 1б). За одним из них последовала серия землетрясений с  $K \sim 13$ , большинство из которых произошло в непосредственной близости в Каудальской зоне (рис. 1а)



**Рис. 1.** Пространственное распределение эпицентров землетрясений с  $K \geq 12.5$  (а): 1 – границы блоков; 2 – сейсмические станции; 3 – населенные пункты; 4 – эпицентры землетрясений; 5 – границы Каудальской зоны; 6 – контуры ослабленной зоны с максимальной плотностью эпицентров землетрясений с  $H > 14$  км. Отношение числа землетрясений с  $H > 14$  км, которые произошли в ослабленной зоне за год, к числу таких землетрясений из всех ослабленных зон района (б). Стрелками отмечены моменты возникновения землетрясений с  $K \sim 13$ .

Отметим, что появление компактных изометричных в плане и близвертикальных в разрезе кластеров слабой сейсмичности нередко наблюдается и вне эпицентральных зон сильных землетрясений. Из анализа материалов сейсмической станции Наманган (Узбекистан) следует, что для

этого района характерны сейсмические активизации с признаками группировки (роевая сейсмичность). Периоды активизаций сейсмичности, длительность которых составляет 1–2 мес., сменяются периодами затишья. На рис. 2 приведены примеры роевых серий, начиная с 1984 г.,



**Рис. 2.** Роевые серии землетрясений в Папской зоне 1–3, зарегистрированные соответственно в феврале 1984 г., апреле 1985 г., ноябре 1991 г. (они же на врезке) перед сильными региональными землетрясениями  $M > 6.4$  на фоне изолиний эффективной добротности  $Q_s$  на частоте 1 Гц и глубине менее 200 км, номера соответствуют табл. 1.

когда в зоне Папского роя землетрясений в течение периода с 28 января по 5 февраля зарегистрировано 94 землетрясения  $K = 7–12$ .

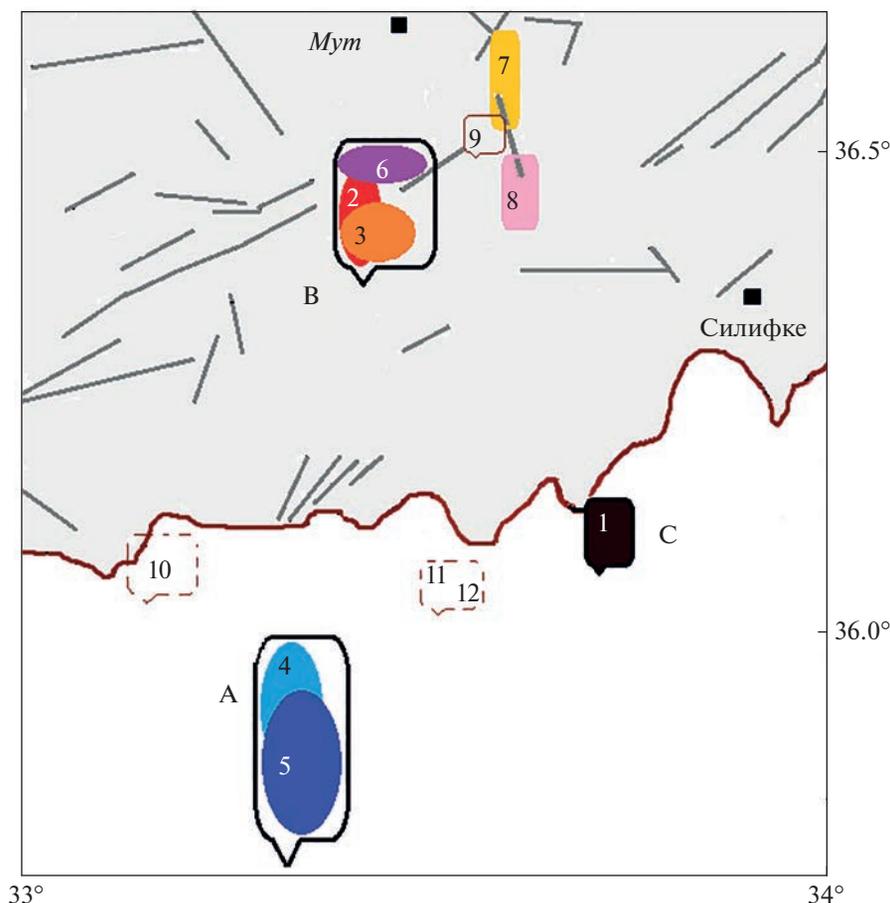
Примечательно, что роевые серии в Папской зоне предшествуют сильным региональным землетрясениям в 1984, 1985 и 1992 гг. (рис. 2). Характерной чертой этих роевых серий является изометричность областей локализации землетрясе-

ний в плане и вытянутость по вертикали (глубины  $\sim 5–25$  км).

В работе [Шевченко и др., 2017] отмечается, что интенсивная локализованная сейсмичность, приуроченная к одномерным объемам разной формы и пространственного положения, вероятнее всего, связана с каналами повышенной проводимости, по которым, мигрируют глубинные

**Таблица 1.** Параметры сильных региональных землетрясений, приведенных на рис. 2

№	Дата	Время	Координаты		$H$	$M$	Название
			Широта, °	Долгота, °			
1	26.10.1984	20:22:20	39.25	71.26	15	6.3	Джиргатальское
2	13.10.1985	15:59:52	40.30	69.80	10	6.0	Кайраккумское
3	15.05.1992	8:08:59	41.10	72.42	5	6.3	Суусамырское
4	19.08.1992	2:04:36	42.07	73.63	25	7.5	
5	19.08.1992	3:12:05	42.11	73.34	22	6.9	
6	19.08.1992	3:20:30	42.07	73.28	33	6.8	



**Рис. 3.** Контуры выявленных компактных кластеров активизации слабых землетрясений 2011–2021 гг. (номера роев см. в табл. 2); штриховые контуры – растянутая во времени активизация в пределах кластера.

флюиды. Выявленные области локализации роевых серий в Папской зоне, по-видимому, могут быть связаны с такими каналами миграции.

Другим примером может служить активизация слабых землетрясений в виде краткосрочных роев или более растянутая во времени активизация, выявленная при анализе временных вариаций сейсмичности в пределах трех кластеров в окрестностях района строительства АЭС “Аккую” (на суше и в море) [Аптикаев, Аптикаева, 2017]. Ее иллюстрирует рис. 3, где вместо эпицентров роев слабых землетрясений показаны их примерные границы. Диапазон изменения глубин в кластерах А и В достигает 20 км, тогда как глубины афтершоков сильнейшего для этого района землетрясения с  $M = 3.9$  (кластер С на рис. 2) варьируют незначительно.

Сравнивая локализацию роев слабых землетрясений со структурой поля поглощения и тектоническим строением района можно заключить, что они могут быть как связанными с тектоническими элементами, так и не связанными с ними,

а вот о том, что они связаны с ослабленными зонами можно говорить более уверенно.

Активизация слабой сейсмичности в кластерах в 2011–2021 гг. происходила более или менее синхронно с землетрясениями Восточного Средиземноморья с магнитудой  $M > 5.0$  и глубиной очагов  $>35$  км (табл. 2), эпицентры которых показаны на рис. 4. При этом сильные землетрясения связаны с известными в регионе разломами, тогда как кластеры слабой сейсмичности явной связи с тектонической структурой района не имеют.

Характеристики поля поглощения в кластерах А и В близки между собой [Аптикаева, Аптикаев, 2019] и аналогичны характеристикам, полученным по землетрясениям, локализованным вблизи разломов, и афтершокам землетрясения 03.05.2012 г. Поглощение  $S$ -волн за пределами разломов и кластеров заметно меньше.

Как уже отмечалось, в рамках выбранной модели формирования короткопериодной коды вариации поглощения  $S$ -волн связываются с содержанием флюидов в соответствующих слоях зем-

**Таблица 2.** Периоды возникновения роевых серий и землетрясений Восточного Средиземноморья с  $M_L \geq 5.0$ 

Роевые серии землетрясений		Землетрясения Восточного Средиземноморья с $M_L \geq 5.0$ (I–XV)	
1	Афтершоки землетрясения 03.05.2012 ( $M_L=3.9$ )	I	10.06.2012 г., $M_L = 6.0$
		II	09.07.2012 г., $M_L = 5.6$
2	24.06–25.06.2013 г.	III	28.12.2013 г., $M_L = 5.9$
3	06.11–13.11.2013 г.		
4	04.05–13.05.2014 г.	IV	11.06.2014 г., $M_L = 5.0$
		V	04.09.2014 г., $M_L = 5.3$
5	19.02–27.03.2015 г.	VI	27.03.2015 г., $M_L = 5.2$
6	12.08–26.08.2015 г.	VII	18.08.2015 г., $M_L = 5.0$
7	29.07.2016–20.02.2017 гг.	VIII	27.09.2016 г., $M_L = 5.3$
		IX	20.12.2016 г., $M_L = 5.4$
8	12.09–17.11.2017 г.	X	01.09.2017 г., $M_L = 5.1$
9	22.11–27.12.2019 г.	XI	10.12.2019 г., $M_L = 5.3$
10	03.04–25.06.2020 г.	XII	28.06.2020 г., $M_L = 5.4$
11	12.10.2020–23.01.2021 гг.	XIII	05.12.2020 г., $M_L = 5.5$
		XIV	21.01.2021 г., $M_L = 5.1$
12	19.06–21.10.2021 гг.	XV	19.10.2021 г., $M_L = 6.1$

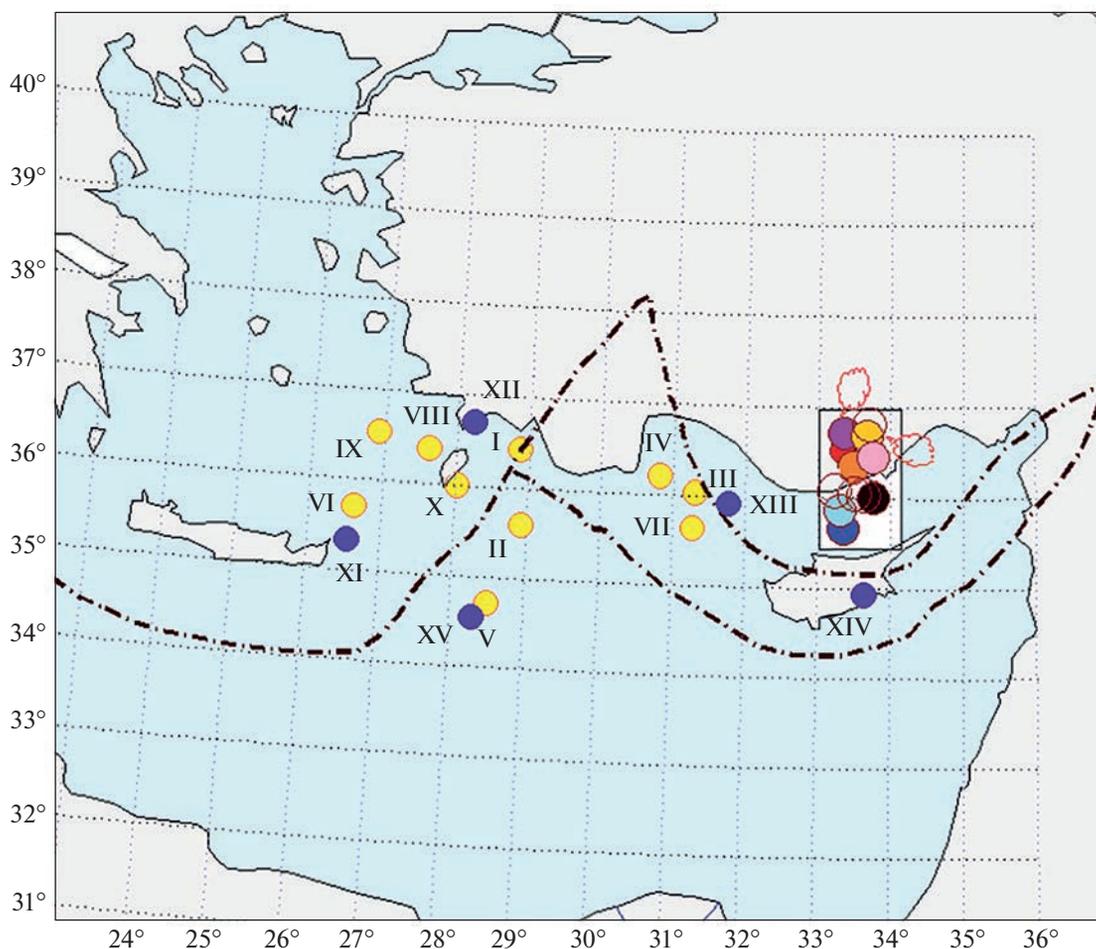
ной коры и верхней мантии, повышенная или пониженная флюидонасыщенность отражается на характеристиках коды, приводя, соответственно, к заметному увеличению или уменьшению ее наклона. Исходя из этого, выделенные кластеры, наряду с зонами разломов, могут быть отнесены к ослабленным флюидонасыщенным зонам. Отмеченные на рис. 4, геотермальные области по работе [Uluosak et al., 2016] соответствуют некоторым выявленным нами ослабленным флюидонасыщенным зонам.

По мнению ряда авторов есть убедительные доказательства, свидетельствующие, что поднятие Центрально-Анатолийского плато и региональная тектоническая эволюция могут быть связаны с вертикальными воздействиями, например, с движением мантии [Cosentino et al., 2011; Özsayin et al., 2013; Yurur, Temel, Kose, 2002; Schildgen et al., 2012].

В работах [Шевченко и др., 2014; 2017] также отмечается, что в регионе в целом привнесение дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов в верх-

нюю часть земной коры происходило в позднеюрское, меловое и палеогеновое время (и продолжается в настоящем). Высокий тепловой поток, термоминеральные источники, сольфатарные и фумарольные поля, кайнозойский вулканизм можно рассматривать как признаки такого восходящего потока [Aydin et al., 2005; Dhont et al., 1998; Tezcan, 1995]. Подобные проявления в большей степени характерны для смежных с районом размещения АЭС “Аккую” зон, окаймляющих его с запада, севера и востока [Uluosak et al., 2016].

Район размещения АЭС “Аккую” является для Турции зоной с наименее выраженными деформациями, минимальными напряжениями [Allmendinger et al., 2007], а также наименьшей сейсмической активностью [Tan et al., 2008]. Описанные выше сейсмические активизации случаются здесь довольно редко и представлены слабыми событиями. Поэтому рассматривать описанные выше кластеры как локальные сейсмогенные зоны, подобные выявленным в зонах с высокой сейсмической активностью, нет достаточных оснований. Такие зоны могут быть просто индикатора-



**Рис. 4.** Сейсмическая активность Восточного Средиземноморья в 2011–2021 гг. (I–XV в табл. 2). Кружки – положение компактных кластеров активизации слабых землетрясений (цвет такой же, как на рис. 3); облака – положение геотермальных областей по работе [Uluocak et al., 2016]). Основа – упрощенная тектоническая карта Восточно-Средиземноморского региона по работе [Gulen et al., 2002].

ми сеймотектонической обстановки в регионе в целом.

### СЕРИИ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ, СКОНЦЕНТРИРОВАННЫХ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ

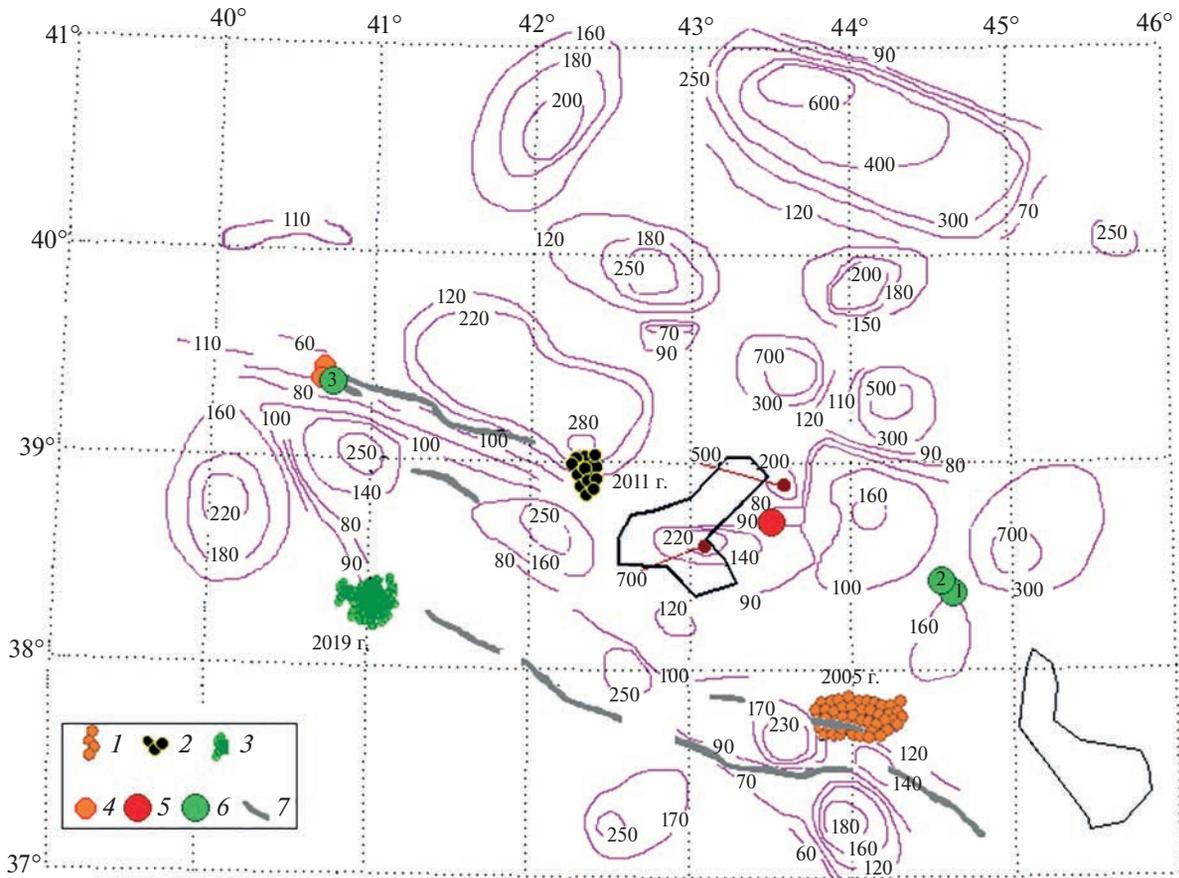
Следует отметить, что, несмотря на, в целом, высокую сейсмическую активность района восточной Анатолии, за период 2004–2011 гг. выявлено только две сконцентрированные во времени роевые серии, представленные несколькими десятками событий (рис. 5).

Первая серия (с 25 января по 2 февраля 2005 г.) включала 112 событий с магнитудами  $M = 2.6–3.9$ , их глубины варьировали от 3 до 32 км. Характерной чертой этой серии являлся широкий интервал глубин очагов составляющих ее событий,

причем в течение серии глубина очагов уменьшалась (очаги “всплывали”). Серия предшествовала двум относительно сильным землетрясениям 14 и 23 марта 2005 г. с магнитудами 4.6 и 4.7 (рис. 6а).

Другая серия землетрясений (с 22 февраля по 10 марта 2011 г.) включала более 40 событий с  $M = 2.5–4.5$  и глубиной  $h = 3–28$  км (рис. 6б). Очаги землетрясений, составляющих эту серию, также “всплывали” с течением времени. Серия предшествовала сильнейшему Ванскому землетрясению 23.10.2011 г. с магнитудой 7.1.

За прошедшие после Ванского землетрясения 10 лет в этом районе произошло три события с магнитудами около 6.0, в феврале и июле 2020 г., их эпицентры показаны на рис. 5. Им предшествовала роевая серия 07.10.2019–17.01.2020 гг. с магнитудами от 1.5 до 2.4, где прослеживалась та же тенденция “всплывания” очагов по мере приближения к моменту главного события (рис. 6в).



**Рис. 5.** Положение роев землетрясений на фоне изолиний добротности  $Q_{10}$  в верхней мантии на частоте 1 Гц. Кружками показаны эпицентры событий: 2005–2021 гг.: 1–3 – рои соответственно 2005, 2011, 2019 гг.; 4 – эпицентры землетрясений 14 и 23 марта 2005 г.; 5 – эпицентр землетрясения 2011 г. с  $M > 7.0$ ; 6 – эпицентры землетрясений 2020 г. с  $M \sim 6.0$ ; 7 – разломы.

Все эти роевые серии ассоциируются с ослабленными зонами, приуроченными к небольшим разломам, которые можно отнести к широким разломным поясам: складчатому надвиговому поясу Загрос-Битлис и Северо-Анатолийскому разлому, а характерной их чертой является широкий диапазон глубин очагов включенных в них событий, а также тенденция к “всплыванию” очагов в течение серии.

### БАРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ АТМОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ В ПЕРИОД ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Чтобы говорить о диапазоне глубин очагов слабых землетрясений, нужно располагать плотной сетью сейсмических станций, что, к сожалению, встречается далеко не всегда. На рис. 7 показано распределение эпицентров афтершоков Тувинского землетрясения 26.02.2012 г. с глубинами очагов  $H \geq 34$  км при медианном значении

глубин событий 18 км. Регистрация афтершоков осуществлялась сетью временных сейсмических станций с точностью локализации очагов порядка 2 км. Очевидно, что эпицентры “заглубленных” событий тяготеют к ослабленным зонам, низкую добротность которых мы связываем с повышенной флюидонасыщенностью.

Как показано в работе [Аптикаева, 2016], временные вариации глубин очагов афтершоков этого землетрясения представляют собой чередование периодов, в течение которых преобладают то “заглубленные”, то “мелкие” события. Начинается цикл с периода “заглубленной” сейсмичности. Процесс миграции очагов слабых землетрясений вверх сопровождается изменением флюидного поля в окрестностях его очаговой зоны.

Еще более очевиден процесс миграции снизу вверх очагов сильных афтершоков с  $M > 5.0$  Тувинского землетрясения 2012 г., в последнем цикле которого 4–7 марта глубины очагов не превышают 2–3 км (рис. 8). Примечательно, что в рай-

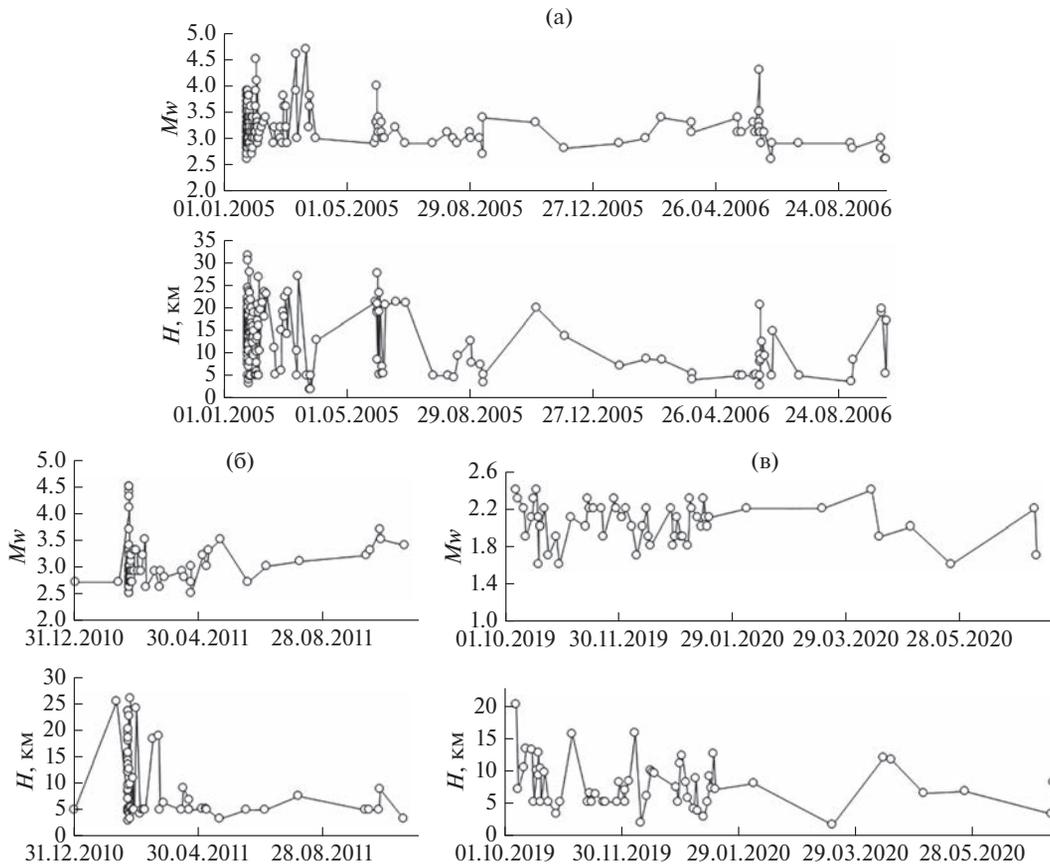


Рис. 6. Распределение событий серий слабой роевой сейсмичности в 2004–2021 гг. на временной оси.

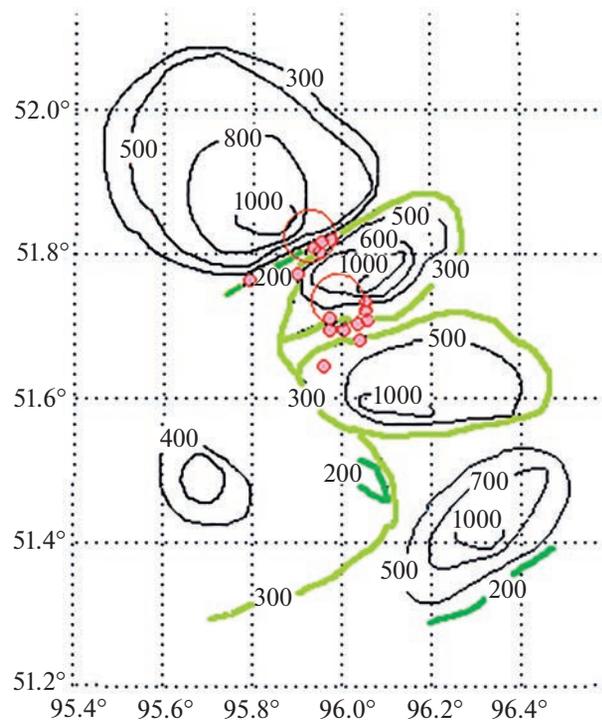


Рис. 7. Распределение эпицентров афтершоков Тувинского землетрясения 26.02.2012 г. с глубинами очагов  $H \geq 34$  км на фоне поля поглощения поперечных волн (изолинии добротности на глубинах более 200 км, частота 1 Гц), кругами показаны очаги Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг.

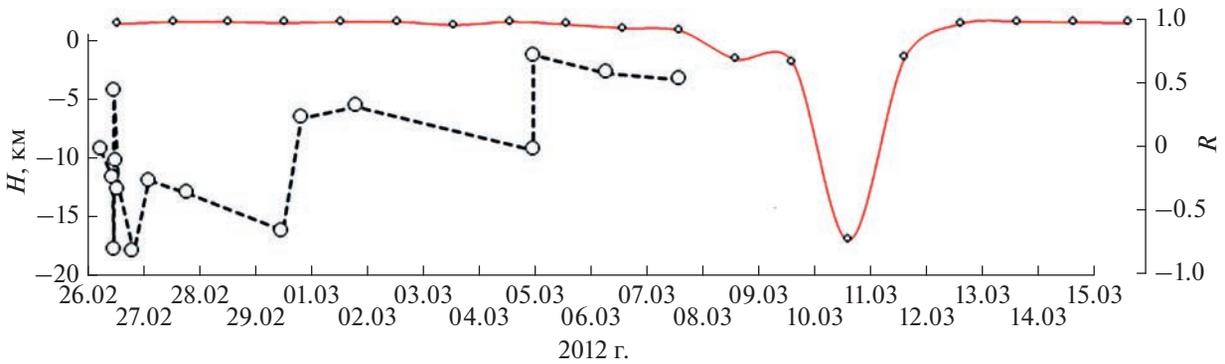


Рис. 8. Глубины очагов афтершоков Тувинского землетрясения 2012 г. с  $M > 5.0$  и скользящий коэффициент корреляции ( $R$ ) рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл, окно анализа 3 сут, шаг 1 сут.

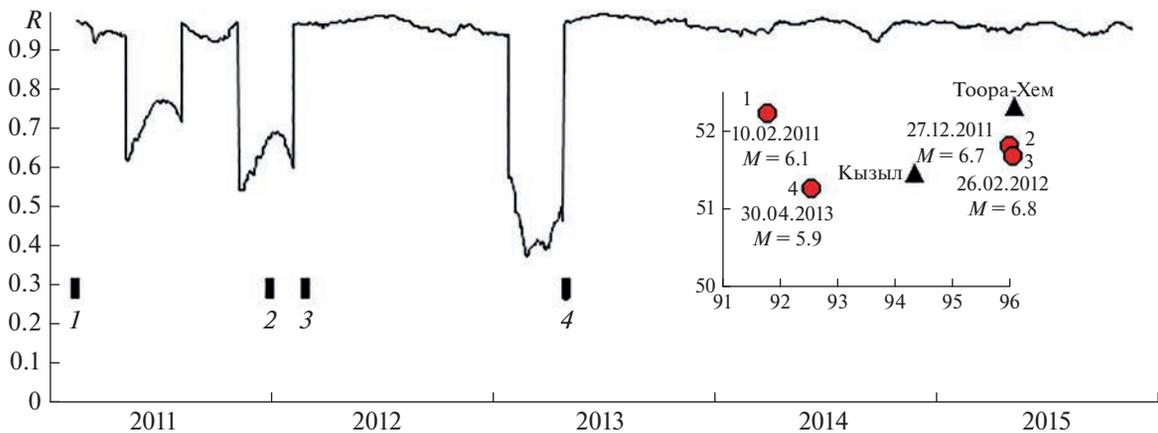


Рис. 9. Скользящий коэффициент корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл. Окно анализа составляет 5% от длины ряда, шаг 1 сут. Рисками отмечены моменты возникновения сильнейших землетрясений Тувы за период 2011–2015 гг., показанных на вкладке.

оне эпицентров афтершоков 4–7 марта были выявлены следы сейсмывбросов, излияний и выдавливания обводненного песка из трещин [Овсюченко и др., 2014].

Последний цикл “всплывания” очагов афтершоков 4–7 марта (красные точки на рис. 8) предшествовал глубокой аномалии скользящего коэффициента корреляции рядов атмосферного давления на метеостанциях Тоора-Хем и Кызыл. Таким образом, возмущение в системе литосфера–атмосфера распространялось снизу–вверх.

При анализе экспериментальных данных, характеризующих вариации сейсмичности и барического поля атмосферы в ряде сейсмоактивных районов, автором были получены обнадеживающие результаты о существовании взаимной обусловленности процессов в литосфере и атмосфере [Аптикаева, 2015; 2016; 2021]. Так, в районе готовящегося Чуйского 2003 г. землетрясения анома-

лия барического поля атмосферы последовала за геодинамической активизацией. По мере приближения к моменту землетрясения очаги “всплывали”. Выход возмущения в атмосферу зарегистрировали ближайšie к очагу ГМС как устойчивую продолжительную аномалию атмосферного давления.

Аналогичные результаты были получены в зоне Тувинских землетрясений 2011 и 2012 гг. Рис. 9 демонстрирует, как продолжительные периоды синхронных вариаций атмосферного давления на метеостанциях Тувы сменяются периодами рас-согласованного их поведения, при этом последние совпадают с периодами реализации сильных землетрясений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из основных механизмов аномального поведения атмосферного давления в процессе ре-

ализации сильных событий представляется глубинная дегазация, воздействие которой на внешние геосферы достаточно сложны и многогранны [Сывороткин, 2002]. Наиболее активно процессы дегазации происходят в ослабленных зонах, которые представляют собой переслаивание мощных слоев сильного поглощения и маломощных слабо поглощающих слоев. Слои слабого поглощения в ослабленных зонах можно рассматривать как межблоковые перемычки, объединяющие смежные малые блоки в большие. “Всплывающая” слабая сейсмичность может ассоциироваться с разрушением межблоковых перемычек по мере продвижения флюидов к поверхности, а результаты последующего их взаимодействия с внешними сферами могут проявиться в виде аномалии атмосферного давления.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по государственному заданию ИФЗ РАН (научная тема FMWU-2022-0016).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антикаева О.И.* Использование короткопериодной коды афтершоков для изучения особенностей строения очаговых зон сильных землетрясений // Геофизические исследования. ИФЗ РАН. 2007. Вып. 8. С. 21–32.
- Антикаева О.И.* Миграция очагов слабых землетрясений Гармского района и вариации скорости вращения Земли // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 3. С. 54–64.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. по огибающим коды афтершоков // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. № 4. С. 57–67.
- Антикаева О.И.* Барическое поле и сейсмичность в период геодинамической активизации на Горном Алтае // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 3. С. 43–54.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения поперечных волн и сейсмичность в сейсмогенной зоне Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала. 2016. № 66. С. 149–153.
- Антикаева О.И.* Сейсмическая активность и строение земной коры и верхней мантии очаговых зон сильнейших землетрясений Алтая и Саян // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 15–32.
- Антикаева О.И.* Детальная структура поля поглощения в районе Западного Тянь-Шаня по методу короткопериодной коды // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45. № 2. С. 31–42.
- Антикаева О.И.* Детальная структура поля поглощения S-волн и морфология огибающих коды афтершоков в очаговых зонах сильных землетрясений Кавказа и Восточной Анатолии. Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии / Николаев А.В., Заалишвили В.Б. (ред.). Владикавказ: ГФИ ВНИЦ РАН. 2019а. С. 203–210.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения S-волн и сейсмо-тектоника Восточной Анатолии // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019б. Т. 46. № 3. С. 32–49.
- Антикаева О.И.* Некоторые результаты изучения поля поглощения S-волн на Кавказе методом короткопериодной коды // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 3. С. 104–125.
- Антикаева О.И.* Поле поглощения в Ферганском нефтегазоносном бассейне и его корреляция с другими геофизическими полями и сейсмичностью // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 114–130.
- Антикаева О.И., Антикаев С.Ф.* Поле поглощения S-волн в ближнем районе площадок атомных электростанций по данным сейсмического мониторинга (на примере АЭС “Аккую”, Турция) // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. № 2. С. 56–72.
- Антикаев С.Ф., Антикаева О.И.* Результаты предварительного анализа данных микросейсмического мониторинга в ближнем районе площадки строительства АЭС “Аккую” // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2017. № 5. С. 52–58.
- Антикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 3. С. 326–330.
- Антикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5–6. С. 101–118.
- Габсатарова И.П.* Инструментальные параметры очага Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. с  $K_p = 14.5$ ,  $M_w = 5.8$ ,  $I_0 = 7-8$  (Чеченская Республика) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН. 2014. С. 433–448.
- Гамбурцев Г.А.* Научное наследие. Малоизвестные работы и материалы из архива / Глико А.О. (ред.). М.: Наука, 2017. 297 с.
- Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П.* Особенности сейсмических “гвоздей” в различных геодинамических обстановках // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 1. С. 11–18.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Неоднородности поля поглощения S-волн в литосфере Кавказа и их связь с сейсмичностью // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 3. С. 67–76.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010. № 1. С. 93–98.
- Лукк А.А.* Слой неустойчивой деформации – аналог волновода – на глубинах 12–20 км в земной коре Таджикской депрессии // Физика Земли. 2011. № 4. С. 39–57.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М.* Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1100–1102.

- Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В., Ларьков А.С., Новиков С.С. Результаты полевых сейсмогеологических исследований Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Материалы научного совещания по базовому проекту ТУВИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 “Напряженное состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций” (15–17 апреля 2014 г., Кызыл, Россия). Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН. 2014. С. 57–78.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
- Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформцентр. 2002. 250 с.
- Сычева Н.А., Сычев В.Н., Сычев И.В., Ильичев П.В. Расчет добротности коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня на основе разработанного программного комплекса CodaQ // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 12–23.
- Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А. Близвертикальные скопления очагов землетрясений, не связанные с тектонической структурой земной коры // Физика Земли. 2011. № 4. С. 16–38.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Е. Современная геодинамика Средиземноморской-Малокавказской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса // Физика Земли. 2014. № 1. С. 40–58.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В. Автономная и плейтктоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: Геос. 2017. 610 с.
- Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // Tectonics. 2007. V. 26. TC3013.
- Aydin I., Karat H.I., Kocak A. Curie-point depth map of Turkey // Geophys. J. Int. 2005. V. 162. P. 633–640.
- Cosentino D., Schildgen T.F., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudackova N., Lucifora S., Strecker M.R. Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey // Bull. Geol. Soc. Am. 2011. V. 124. № 1–2. P. 133–145.
- Dhont D., Chorowicz J., Yururb T., Froger J.-L., Kose O., Gundogdu N. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey // J. Volcanology and Geothermal Research. 1998. V. 85. P. 33–54.
- Gulen L., Pinar A., Kalafat D., Ozel N., Horasan G., Yilmaz M., Isikara A. M. Surface Fault Breaks, Aftershock Distribution, and Rupture Process of the 17 August 1999 Izmit, Turkey, Earthquake // Bull. Seismol. Soc. Am. 2002. V. 92. № 1. P. 230–244.
- Havskov J., Sørensen M.B., Vales D., Özyazicioğlu M., Sánchez G., Li B. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters // Bull. Seismol. Soc. Am. 2016. V. 106. № 3. P. 956–970.
- Kaviani A., Sandvol E., Bao X., Rumpker G., Gok R. The structure of the crust in the Turkish-Iranian Plateau and Zagros using Lg Q and velocity // Geophys. J. Int. 2015. V. 200. P. 1252–1266.
- Kilburn C.R.J. Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions // J. Volc. and Geothermal Res. 2003. V. 125. P. 271–289.
- McNutt S.R. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Berlin: Springer. 1996. P. 99–146.
- Özsayin E., Çiner A., Rojay B., Dirik K., Melnick D., Fernández-Blanco D., Bertotti G., Schildgen T.F., Garcin Y., Strecker M.R., Sudo M. Plio-Quaternary extensional tectonics of the Central Anatolian Plateau: a case study from the TuzGolu Basin, Turkey // Turk. J. Earth Sci. 2013. V. 22. P. 691–714.
- Papadimitriou P., Kaviris G., Makropoulos K. The  $M_W = 6.3$  2003 Lefkada earthquake (Greece) and induced stress transfer changes // Tectonophysics. 2006. V. 423. P. 73–82.
- Rahimi H., Hamzehloo H. Lapse time and frequency-dependent attenuation of coda waves in the Zagros continental collision zone in Southwestern Iran // J. Geophys. Eng. 2008. № 5. P. 173–185.
- Schildgen T.F., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yildirim C. Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 317. P. 85–95.
- Shengelia I., Jorjiashvili N., Godoladze T., Javakhishvili Z., Tumanova N. Intrinsic and Scattering Attenuations in the Crust of the Racha, Georgia // J. Earthquake and Tsunami. 2020. V. 14. № 2. 2050006
- Tan O., Tapirdamaz M.C., Yoruk A. The Earthquake Catalogues for Turkey // Turkish J. Earth Sci. 2008. V. 17. P. 405–418.
- Tezcan A.K. Geothermal explorations and heat flow in Turkey. Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia / Gupta M.L., Yamano M. (Eds.). Oxford and IBH. 1995. P. 23–42.
- Uluocak E.S., Pysklywec R., Gogus O.H. Present-day dynamic and residual topography in Central Anatolia // Geophys. J. Int. 2016. V. 206. P. 1515–1525.
- Wang Z., Zhao D. Seismic evidence for the influence of fluids on the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake in southwest Japan // Phys. Earth Planet. Int. 2006. V. 155. P. 313–324.
- Yukutake Y., Tanada T., Honda R., Harada M., Ito H., Yoshida A. Fine fracture structures in the geothermal region of Hakone volcano, revealed by well-resolved earthquake hypocenters and focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 489. P. 104–118.
- Yurur M.T., Temel A., Kose O. Evidences of Extensional Tectonics at the Southern Boundary of the Galatean Volcanic Province, NW Central Anatolia // Geol. Bull. Turkey. 2002. V. 45. № 1. P. 85–98.
- Zor E., Sandvol E., Xie J., Turkelli N., Mitchell B., Gasanov A., Yetirmishli G. Crustal attenuation within the Turkish plateau and surrounding regions // Bull. seism. Soc. Am. 2007. V. 97. P. 151–161.

## Weak Seismicity and Strongest Earthquakes Against the Background of the Variations of *S*-wave Attenuation Field

O. I. Aptikaeva\*

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: aptikaevaoi@mail.ru*

The paper considers the role of relatively weak earthquakes as a tool for studying the environment, including of strong earthquake process. The spatial structure of the attenuation field of several seismically active regions (of the Garm prognostic polygon in Tajikistan, Altai, the Caucasus, Eastern Anatolia, the Western Tien Shan), as well as the epicentral regions of a number of strong earthquakes, and the confinement of deepened seismicity to it are considered. It is shown that the attenuation field obtained from the short-period code of weak earthquakes in seismically active regions is inhomogeneous and consists of blocks with a high *Q* factor and weakened zones of strong attenuation. An uneven distribution of deepened earthquakes is noted. It is associated with the block structure: in weakened zones, their share is greater than in blocks with a high *Q* factor. Examples of variations in the of deepened seismic activity in weakened zones are demonstrated. It varies over time, increasing before strong earthquakes. Facts are presented that testify to the existence of a relationship between the Earth's rotation rate and the activity of deepened seismicity. Examples are given of the activation of weak seismicity in the form of seismic swarms (series of weak earthquakes concentrated in space and time) in connection with strong events. A characteristic feature of these swarm series is the isometry of the earthquake localization areas in plan view and vertical elongation. As a rule, they coincide with weakened zones of strong absorption of *S*-waves. Intense localized seismicity, confined to one-dimensional volumes, is most likely associated with increased conductivity channels through which deep fluids migrate. The activation of swarm series is the result of active migration of deep fluids and an increase in fluid saturation of weakened zones. Fluids, in turn, are a catalyst for processes that lead to a decrease in the strength of rocks and the destruction of blocks in epicentral zones. In this case, the clusters to which the swarm series belong can be considered as local seismogenic zones. The appearance of compact isometric in plan and nearly vertical in section clusters of weak seismicity is often observed outside the epicentral zones of strong earthquakes. Such zones may simply be indicators of the seismotectonic situation in the region as a whole. It is assumed that a sharp change in the dynamics of atmospheric pressure during the preparation of a strong earthquake at hydrometeorological stations located in such areas is a consequence of the intergeospheric interaction of the lithosphere and atmosphere. Deep degassing seems to be one of the main mechanisms of the anomalous behavior of atmospheric pressure during the implementation of strong events. It is most active in weakened zones. The mechanisms of the impact of deep degassing on the outer geospheres remain the subject of discussion.

*Keywords:* coda waves, *Q*-factor, *S*-wave attenuation field, swarm seismicity, intergeospheric interactions

УДК 550.34;550.24

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ИЗВЕРЖЕНИЕМ ВУЛКАНА В РАЙОНЕ АРХИПЕЛАГА ТОНГА 15 ЯНВАРЯ 2022 Г.

© 2023 г. В. М. Овчинников<sup>1, \*</sup>, О. А. Усольцева<sup>1, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ovtch1@yandex.ru

\*\*E-mail: kriukova@mail.ru

Поступила в редакцию 13.09.2022 г.

После доработки 07.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Изучение связанного с извержением сейсмического процесса и оценка энергетических параметров и структуры волнового поля по сейсмическим данным составляют предмет настоящей работы. В структуре волнового поля выделены три типа возмущений. В первую очередь – это поверхностные волны Рэлея со средним периодом колебаний 23 с, хорошо прослеживаемые на расстояниях до 100 градусов. Групповая скорость волн Рэлея составляет 3.6–3.8 км/с. Рассчитанная по ним магнитуда на станциях в основном с океаническими трассами распространения  $M_s = 5.52 \pm 0.18$ , а соответствующая ей сейсмическая энергия составила порядка  $E_c = (1-7) \times 10^{13}$  Дж, а скалярный сейсмический момент  $M_0 = 2.4 \times 10^{17}$  Дж. На сейсмических каналах с полосой частот от 0.0003 до 0.1 Гц обнаружены два других типа колебаний. Для первого кажущаяся скорость распространения возмущения лежит в диапазоне 0.28–0.37 км/с с характерным периодом 268 с. Этот тип возмущений связан с гравитационным откликом сейсмометра на акустическое возмущение (волна Лэмба) в атмосфере. Для второго типа сейсмических возмущений скорость распространения составляет 0.21–0.28 км/с с характерными периодами 450 с на горизонтальных компонентах сейсмоприемников. Этот тип сейсмических возмущений, вероятно, обусловлен взаимодействием гравитационной волны в гидросфере с побережьем островов, на которых расположены сейсмические станции.

**Ключевые слова:** сейсмические волны Рэлея, скалярный сейсмический момент, сейсмическая энергия, инфразвуковые волны в атмосфере, гравитационные волны в гидросфере.

DOI: 10.31857/S0002333723030092, EDN: КАКМIE

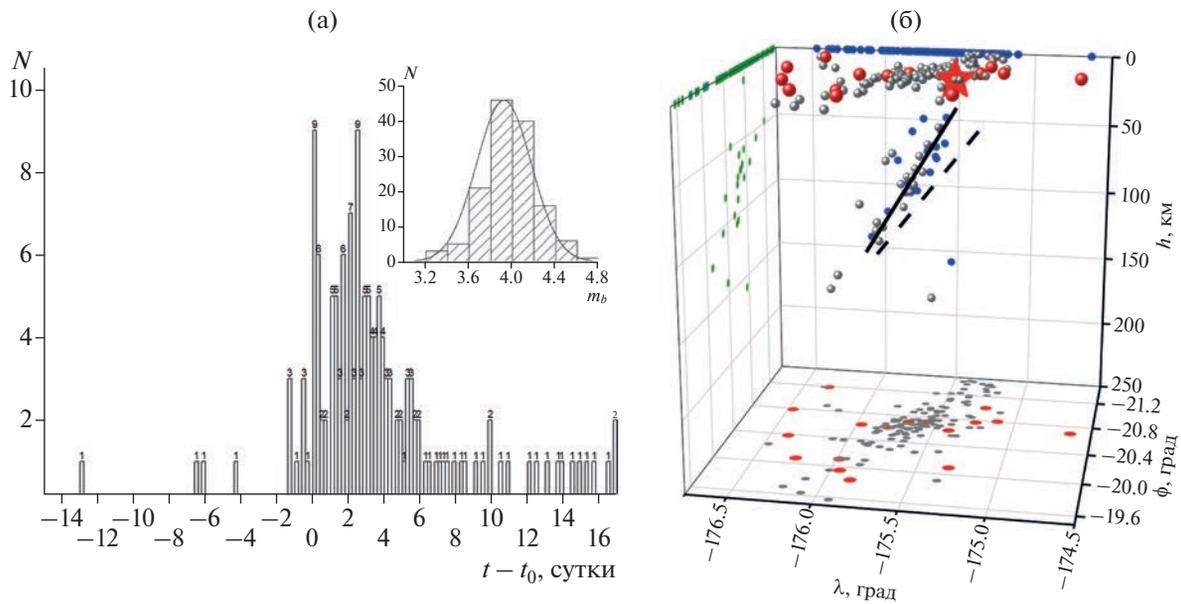
### 1. ВВЕДЕНИЕ

Сейсмические явления на Земле определяются многими сложно взаимосвязанными эндогенными и экзогенными процессами, происходящими, в частности, в результате вулканической деятельности. 15.01.2022 г. произошло извержение вулкана на о-вах Тонга, сопровождавшееся акустическими возмущениями в атмосфере, электрическом и магнитном поле Земли, волнами цунами в гидросфере, землетрясениями в твердой Земле [Адушкин и др., 2022; Duncombe, 2022; Rowberry, Gunn et al., 2022; Matoza et al., 2022]. Восточная окраина Австралийской плиты в районе вулканического извержения является одной из наиболее сейсмически активных областей мира из-за высокого темпа сближения Австралийской и Тихоокеанской плит, составляющего 74 мм/год [Benz et al., 2010], где в 2006 г. произошло землетрясение с  $M = 8.0$ , сопровождавшееся цунами. Изучение изменений сейсмического процесса, структуры сейсмического волнового поля, связанного с извержением, оценка его энергетических парамет-

ров по сейсмическим данным, а также свойств отклика твердой Земли на возмущения в гидросфере и атмосфере составляет предмет настоящего исследования.

### 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ АНАЛИЗА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Использован каталог землетрясений Международного сейсмологического центра [International ..., 2022] за январь 2022 г. Представленные в нем параметры сейсмических волн, возбужденных при извержении вулкана, в основном получены в центре данных (IDC) Международной системы контроля Договора о запрещении испытаний ядерного оружия и геофизической службой (BGR) Германии, а также каталог Геологической службы США (USGS). Для количественного описания использованы сейсмограммы ряда станций международной сети сейсмических наблюдений IRIS GSN, оборудованных широкополосными сейсмоприемниками STS-2 (каналы ВНЕ, ВНН,



**Рис. 1.** (а) – Распределение числа сейсмических событий в сутки за 15 сут до и 15 сут после извержения вулкана; на врезке – распределение землетрясений по магнитуде; (б) – распределение землетрясений в пространстве: красная звездочка – извержение вулкана; красные шарики – землетрясения до извержения; серые шарики – землетрясения после извержения; синие, зеленые кружки – проекции землетрясений на две вертикальные, а серые и красные кружки – проекции на горизонтальную плоскость.

VNZ) с полосой частот 0.008–20 Гц и частотой опроса 20 либо 40 Гц, а также STS-1V/VBB, KS-54000 ( каналы VNE, VHN, VNZ) с полосой 0.0003–2 Гц и частотой опроса 0.1 Гц. Для интерпретации сейсмических данных также привлекались записи барометрических регистраторов, размещенных в Тихом океане, системы глубоководной оценки и создания бюллетеня цунами (DART), и результаты барометрических измерений давления на сейсмических станциях (канал LDO). Волновые формы получены с сайтов <https://ds.iris.edu/wilber3/> и <https://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>.

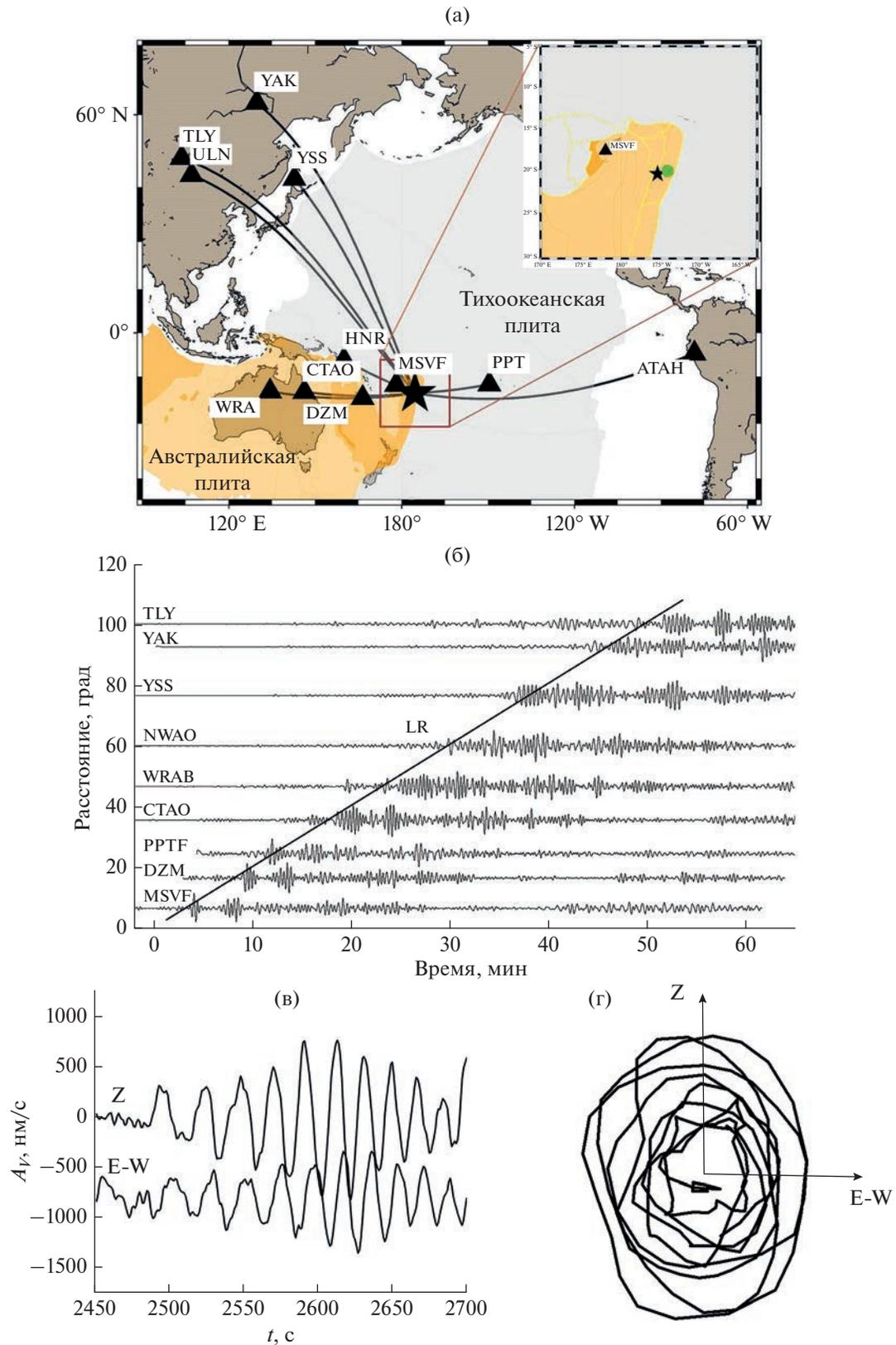
**2.1. Некоторые статистические характеристики сейсмичности, связанной с извержением вулкана**

Извержение вулкана и связанное с ним землетрясение с  $m_b = 4.2$  произошло 15 января 2022 г. в 4 ч 14 мин 45 с с координатами 20.546° ю.ш. и 175.37° з.д. [ISC, 2022]. Один из естественно возникающих вопросов заключается в том, могут ли тектонические землетрясения спровоцировать извержения вулканов. Статистические данные о таких извержениях, показывают, что это относительно редкое явление [Bebbington, Marzocchi, 2011; Sawi, Manga, 2018]. Однако корреляционная связь между землетрясениями и извержениями в регионе Фиджи-Тонга на региональном масштабе и временном масштабе в несколько десятков

лет характеризуются высоким коэффициентом корреляции 0.91 [Eggert, Walter, 2008].

В данной работе мы ограничились анализом сейсмичности в районе извержения на локальном масштабе на площади около 8000 кв. км в январе 2022 г. На рис. 1а показано распределение числа землетрясений по дням, из которого следует, что извержение вулкана активизировало сейсмическую активность. Из 149 землетрясений в январе месяце 110 произошли в течение 6 дней после начала извержения. За 15 дней до извержения наблюдалось только 11 землетрясений и 28 за последние дни января. По глубине распределение землетрясений следующее: до извержения 1 землетрясение на глубине от 50 до 450 км и 10 с глубиной менее 10 км, после извержения 21 и 113 землетрясений соответственно. 17 землетрясений, предшествующих извержению вулкана, образуют кластер (рис. 1б), примерно равномерно распределенный по площади (красные точки на горизонтальной плоскости), а последующие землетрясения более плотно сгруппированы относительно эпицентра извержения (серые точки).

Проекция координат гипоцентров землетрясений на плоскость “глубина–долгота” описываются прямой с углом наклона 58° (рис. 1б), близким к наклону 49° [Лыскова, 2014] Тихоокеанской плиты (рис. 2а), погружающейся с Востока на Запад под Австралийскую плиту.



**Рис. 2.** (а) – Расположение станций (черные треугольники) относительно вулкана (звездочка); (б) – сейсмограммы с записями поверхностных волн Рэля, использованные для определения магнитуды; (в) – фрагмент волн Рэля на станции СТАО на вертикальном и горизонтальном канале; (г) – траектория движения частиц в вертикальной плоскости, проходящей через станцию и эпицентр. Зеленая точка на врезке в (а) - землетрясение 03.05.2006.

Таблица 1. Основные параметры для определения магнитуды

Код станции	Расстояние, градус	$A/T$ , нм/с	$M_s$
MSVF	6.7	150000/25	5.45
DZM	16.8	21715.7/22	5.6
PPT	24.81	4699.1/21.92	5.1
HHR	26.2	11690/23	5.36
CTAO	35.9	12400/20	5.67
WRA	47.0	7885/20	5.67
YSS	77.0	7660/25.2	5.65
YAK	93.1	3570/29.6	5.63
АТАН	94.3	1422.2/20.5	5.3
ULN	97.1	2640/24.4	5.63
TLY	100.45	1325/31.2	5.65

## 2.2. Магнитуда и энергия сейсмического источника по волнам Рэлея

На сейсмических станциях наиболее отчетливо выделяются поверхностные волны Рэлея, хорошо прослеживаемые на расстояниях более  $100^\circ$ . Однако в бюллетене [ISC, 2022] приведены параметры волн Рэлея только на трех станциях и магнитуда по объемным волнам  $m_b = 4.2$ . Чтобы определить магнитуду  $M_s$  мы использовали сейсмограммы 11 станций (рис. 2а), для измерения параметров (максимальная амплитуда, соответствующий ей период и время вступления) волн Рэлея (рис. 2б). Выбор станций основывался на примерно равномерном распределении станций по расстоянию.

Идентификация наблюдаемых на сейсмограммах вступлений как волн Рэлея вытекает из хорошо видимой на (рис. 2б) временной упорядоченности вступлений с групповой скоростью распространения волн, составившей 3.6–3.8 км/с, характерной для смешанных и океанических трасс распространения [Кейлис-Борок, 1960]. Другой признак – эллиптическая поляризация движения частиц в волне. На рис. 2в показаны фрагменты вертикальной и горизонтальной (радиальной) составляющих волнового пакета с визуально видимым фазовым сдвигом на  $\frac{1}{4}$  периода между ними на станции СТАО, расположенной на расстоянии  $35.9^\circ$  к западу от эпицентра извержения вулкана, а на рис. 2г ретроградное эллиптическое движение частиц среды в нем. Отношение осей эллипса 0.6–0.7, близко к теоретическому значению  $2/3$  [Буллен, 1966] для волн Рэлея в полупространстве. Сейсмограммы похожи на записи поверхностных волн от землетрясений и взрывов, но отличаются большим числом волновых цугов колебаний. В частности, волны Рэлея от землетрясения 2006 г., эпицентр которого расположен примерно в 30 км, состоят только из одного цуга колебаний.

Измеренные значения максимальной амплитуды и периода приведены в табл. 1.

Для определения магнитуды  $M_s$  (табл. 1) использовано эмпирическое соотношение для землетрясений [Ванек и др., 1962]

$$M_s = \lg(A/T) + 1.66 \lg(\Delta) + 0.3, \quad (1)$$

где:  $A$  – максимальная амплитуда смещения (в нм) в волне Рэлея ( $L_R$ );  $T$  – соответствующий ей период;  $\Delta$  – эпицентральный расстояние в градусах. Среднее значение магнитуды по 11 измерениям  $M_s = 5.52 \pm 0.18$ .

Используя соотношение между моментной магнитудой и скалярным сейсмическим моментом  $M_0$  [Kanamori, 1977]

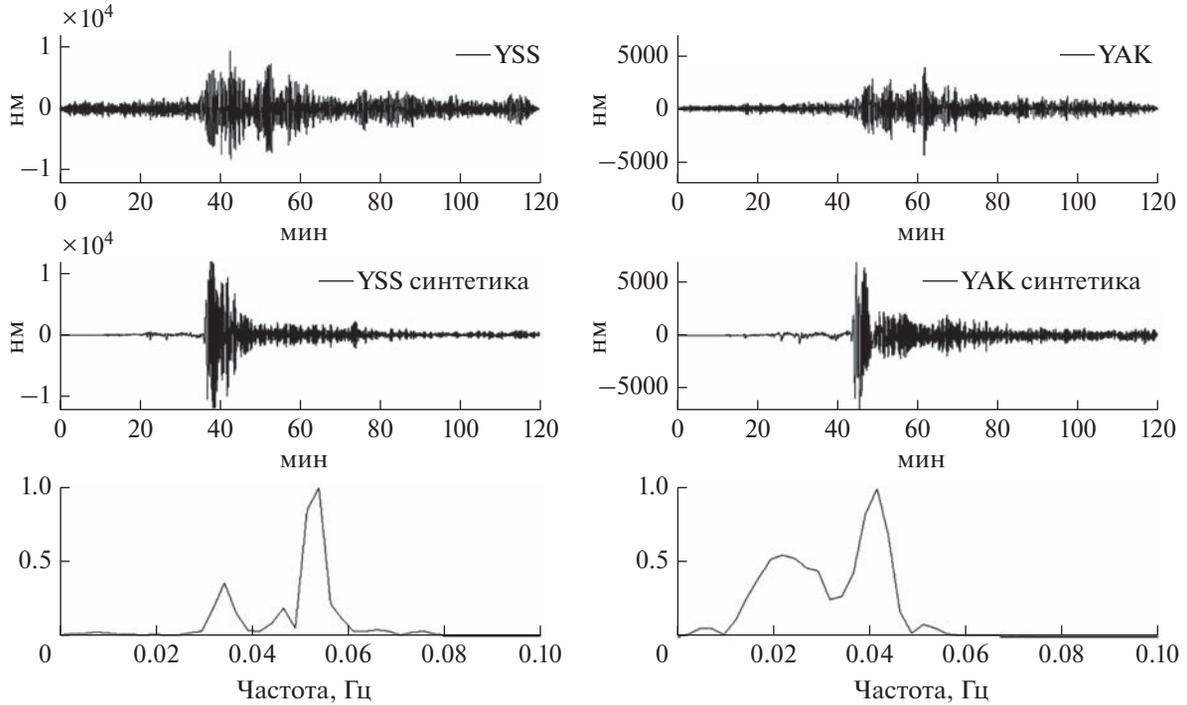
$$M_s \approx M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.07, \quad (2)$$

для скалярного момента получаем  $2.4 \times 10^{17} < M_0 < 5.6 \times 10^{17}$  Дж. Т.е. энергия источника, возбуждавшего волны Рэлея, составляет  $(0.57–1.36) \times 10^2$  Мт ( $1 \text{ кТ} = 4.2 \times 10^{12}$  Дж). Верхняя оценка мощности соответствует магнитуде  $M_s = 5.8$  по данным Геологической службы США (USGS). Отметим, что мощность, оцененная по инфразвуковым волнам в атмосфере, составила 200 Мт [Адушкин и др., 2022].

Высота волн цунами вблизи островных и прибрежных территорий расположения сейсмических станций (рис. 2а) может быть определена из соотношения [Носов, 2019]:

$$M_w = \lg H_{\max} + \lg \Delta + 5.8.$$

Для станций на расстояниях от  $7^\circ$  до  $100^\circ$  она составляет небольшую величину  $13 \text{ см} > H_{\max} > 2 \text{ см}$ . Прямые измерения высоты волн на океанических станциях Новой Зеландии указывают на хорошую согласованность, в частности, с амплитудой первого пика от 21 до 3 см на расстояниях от 3 до  $20^\circ$  [Gusman et al., 2022].



**Рис. 3.** Пример синтетической сейсмограммы (вертикальная компонента) на станциях YSS, YAK и спектры когерентности. Наблюдаемая сейсмограмма предварительно отфильтрована в полосе 0.01–1 Гц.

Из этих данных средняя скорость распространения возмущений в гидросфере  $V = 0.254 \pm 0.038$  км/с, что соответствует скорости распространения гравитационной волны.

Имеется несколько возможностей для оценки излученной при извержении сейсмической энергии. Во-первых, используя эмпирическую зависимость между магнитудой по поверхностным волнам  $M_s$  и  $E_c$ , [Benioff et al., 1956].

$$\lg E_c = 4.8 + 1.5M_s, \quad (3)$$

откуда с учетом погрешности определения магнитуды  $0.65 \times 10^{13} < E_c < 2.3 \times 10^{13}$  Дж.

Либо интервальную оценку [Шебалин, 1974], в соответствии с которой

$$5.0 + 1.5M_s < \lg E_c < 4.0 + 1.8M_s, \quad (4)$$

откуда  $1.9 \times 10^{13} < E_c < 6.9 \times 10^{13}$  Дж.

При извержении вулкана сейсмическое волновое поле на временном интервале волн Рэлея,

**Таблица 2.** Максимальная амплитуда первой волны на DART станциях Новой Зеландии

Код станции	Расстояние, градус	A, см	Время вступления чч :мм	Время пробега, с	V, км/с
NZG	3.33	20.77	4:42	1635	0.226
NZF	9.11	8.36	5:25	4215	0.240
NZK	14.45	5.43	5:53	5895	0.272
NZE	15.6	6.31	6:00	6315	0.274
NZD	16.39	3.13	7:13	10695	0.170
NZL	16.8	4.68	6:8	9495	0.197
NZC	18.	4.69	6:15	7215	0.277
NZJ	19.84	8.15	6:24	7755	0.284
NZB	20.56	2.1	6:30	8115	0.281
NZA	22.74	2.9	6:43	8895	0.284

как было отмечено выше, более сложное, чем при обычных землетрясениях. Наличие нескольких цугов колебаний на сейсмограммах позволяет предположить действие источника возбуждения волн Рэлея либо со сложной временной функцией, либо нескольких источников. Например, в работе [Yuen et al., 2022] авторы полагают, что во временной функции источника через 3.5 мин после начала извержения присутствуют еще три дополнительных импульса, следующих с интервалом около 20 с.

Чтобы получить представление о структуре волнового поля, длительности цуга и корректности определения скалярного сейсмического момента источника волн Рэлея мы рассчитали теоретические сейсмограммы для ряда станций спектрально-элементным методом с использованием алгоритма SPECSEM3D\_GLOBE [Komatitsch et al., 2016; 2002] для источника со следующими параметрами механизма очага: простирание  $S = 58^\circ$ , падение  $D = 47^\circ$ , уклон (погружение)  $R = 92^\circ$  и скалярным сейсмическим моментом  $M_0 = 5.6 \times 10^{17}$  Дж, полученным выше. Модель среды включала трехмерную модель коры [Bassin et al., 2000] и учитывала влияние факторов, связанных с эллиптичностью и наличием океанической части на трассе распространения волн. Вычисления проводились с использованием сверхвысокопроизводительных ресурсов Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН (<https://www.jscs.ru>). Примеры наблюдаемых сейсмограмм на станциях YSS (Южно-Сахалинск) и YAK (Якутск) с соответствующими синтетическими показаны на рис. 3. Спектр когерентности указывает на согласованность энергетических составляющих в ре-

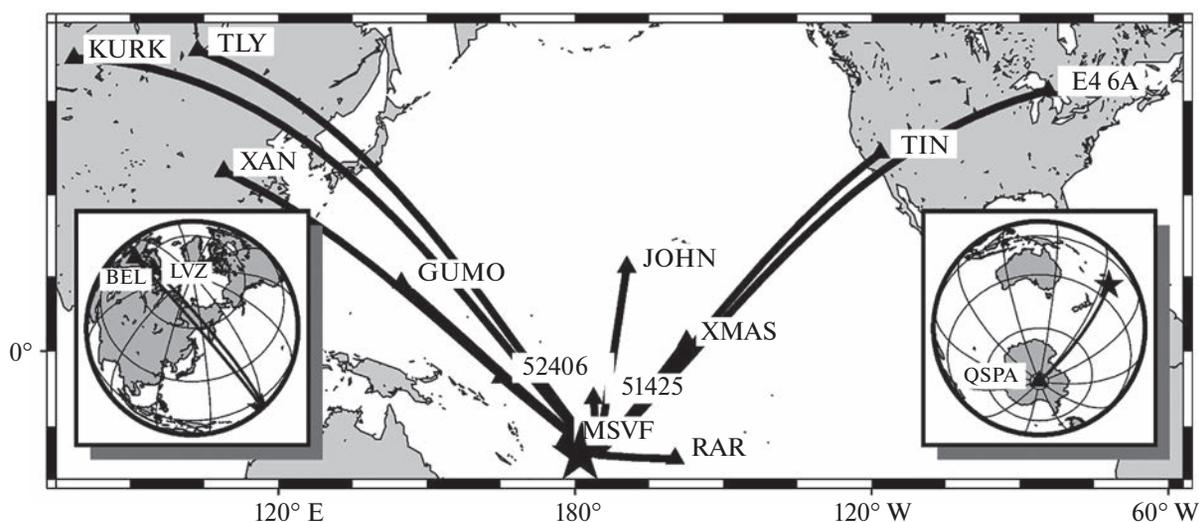
альной и синтетической сейсмограммах на частотах 0.054 Гц для YSS, и 0.042 Гц для YAK. Из синтетической сейсмограммы следует, что длительность волн Рэлея составляет около 5 мин.

Принимая во внимание, что амплитуды смещения на сейсмограммах пропорциональны скалярному сейсмическому моменту, для согласования амплитуд в начальной части поверхностных волн, максимальное значение сейсмического момента  $M_0 = 5.6 \times 10^{17}$  Дж, использованное для расчета синтетических сейсмограмм, следует уменьшить в 1.5–1.8 раза, т.е. сместить в сторону нижней границы, полученной из соотношения (2).

### 2.3. "Медленные волны" на сейсмических станциях

"Медленными волнами" мы для удобства называли сейсмические колебания с отчетливой временной упорядоченностью вступлений, зарегистрированные на сейсмических станциях на значительных от  $\frac{3}{4}$  час и более временных интервалах относительно времени в очаге с низкой кажущейся скоростью, которая указывает, что они не являются результатом излучения из очага вулкана. Для анализа использовались сейсмограммы станций на эпицентральных расстояниях 6–150° с каналами VH и барограммы канала LDO, совмещенного с сейсмоприемником, а также барограммы двух станций сети DART, показанных на рис. 4.

Фрагменты сейсмограмм вертикальных каналов длительностью 17 ч, предварительно отфильтрованные полосовым фильтром в диапазоне 100–2000 с, представлены на рис. 5 (слева), а соответствующие им спектры – справа. На вертикальных компонентах максимальная спектраль-



**Рис. 4.** Карта с расположением станций с каналами VH, сейсмограммы которых использованы для спектрального анализа медленных возмущений и две станции сети DART. Расположение удаленных станций BEL и LVZ в Европе и QSPA в Антарктиде показано на врезках.

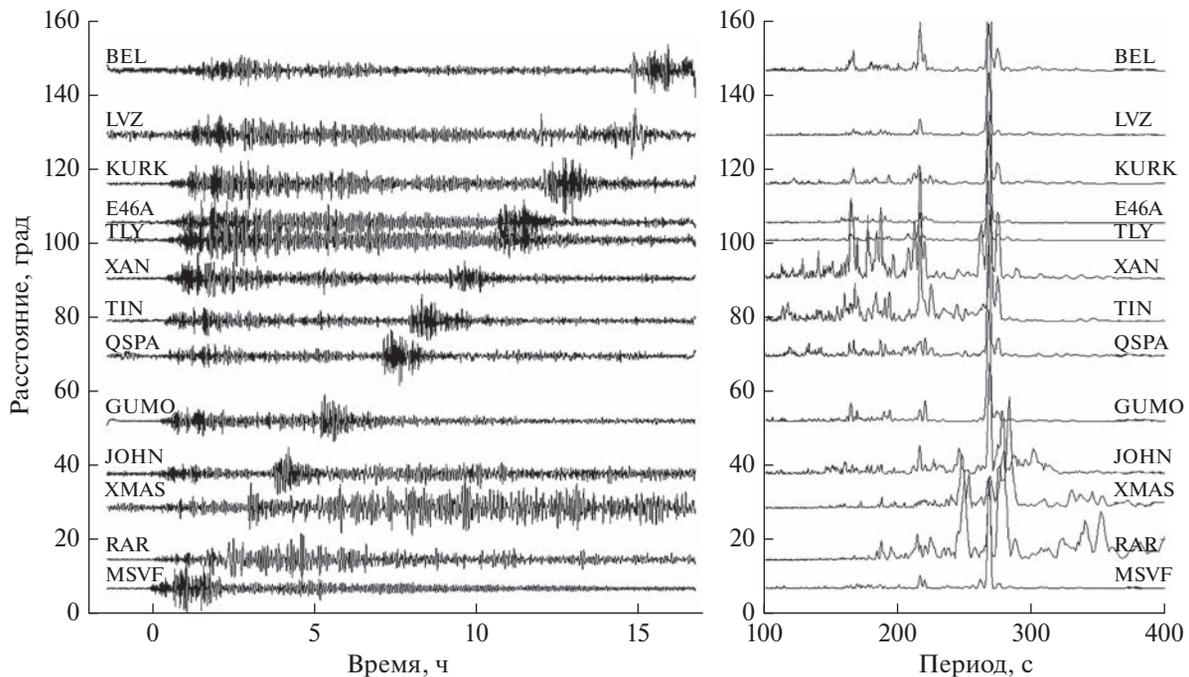


Рис. 5. Сейсмограммы на канале VHZ после фильтрации полосовым фильтром в диапазоне 100–2000 с и спектральные амплитуды для этих станций.

ная амплитуда на всех эпицентральных расстояниях имеет период 268 с. Также для всего набора данных выделен общий период колебаний 217 с. Спектральные компоненты с такими периодами отмечены в работе [Rowberry et al., 2022] как для анализируемого вулканического извержения, так и вулкана 1991 г. на Филиппинах. Спектральные максимумы с периодами 167 с наблюдаются только на расстояниях больше  $50^\circ$ , а несколько спектральных максимумов с периодами меньше 167 с на станциях XAN и TIN с, расположенных вблизи береговых линий континентов, вероятно, обусловлены локальными условиями.

На горизонтальных компонентах, как и на вертикальной компоненте, присутствует спектральный максимум с периодом 268 с (рис.6). Спектральный анализ фрагментов горизонтальных компонент сейсмограмм (рис.6 справа) демонстрирует и существенное отличие от спектров вертикальных компонент. На островных станциях в Тихом Океане (GUMO, JOHN, XMAS, RAR, MSVF) имеется четкий максимум с периодом 450 с и менее отчетливые с периодами 600–650 с.

Спектральный анализ с высоким разрешением по частоте не дает информации о временном положении возмущений с полученными периодами. В связи с этим были рассчитаны спектрально-временные диаграммы, которые имеют относительно низкое разрешение по частоте, но позволяют определить временную структуру сейсмического волнового поля. Для определения возможного ис-

точника медленных сейсмических возмущений были привлечены, во-первых, данные о вариациях акустических волн в атмосфере, зарегистрированные на сейсмических станциях, оборудованных датчиками давления. Особенности низкочастотных колебаний в медленных волнах, более детально видны на сейсмограммах вертикальной и горизонтальных компонент станции Джонстон (JOHN) на рис. 7.

Первая группа, отмеченная как P1, имеет более высокочастотный состав, чем вторая P2, и по времени вступления согласована с вступлением инфразвуковых возмущений (волна Лэмба) в атмосфере. Высокочастотные колебания в группе P1 поляризованы в вертикальной плоскости, с низким отношением вертикальной к горизонтальной осей поляризации. Кажущиеся скорости в группе P1 (табл. 3) относительно времени в очаге, измеренные на 5 станциях, лежат в диапазоне 0.28–0.37 км/с.

Другой тип колебаний P2. Колебания в P2 линейно поляризованы в горизонтальной плоскости с направлением, близким к направлению со станции на эпицентр. Для этого типа сейсмических возмущений скорость распространения составляет 0.21–0.26 км/с, что согласуется со скоростью гравитационных волн в гидросфере, для которых при глубине Тихого Океана в районе наблюдений 2000–5000 м из соотношения для скорости гравитационной волны  $V \approx (gH)^{0.5}$  интервал возможных скоростей составляет  $0.141 < V < 0.221$  км/с.

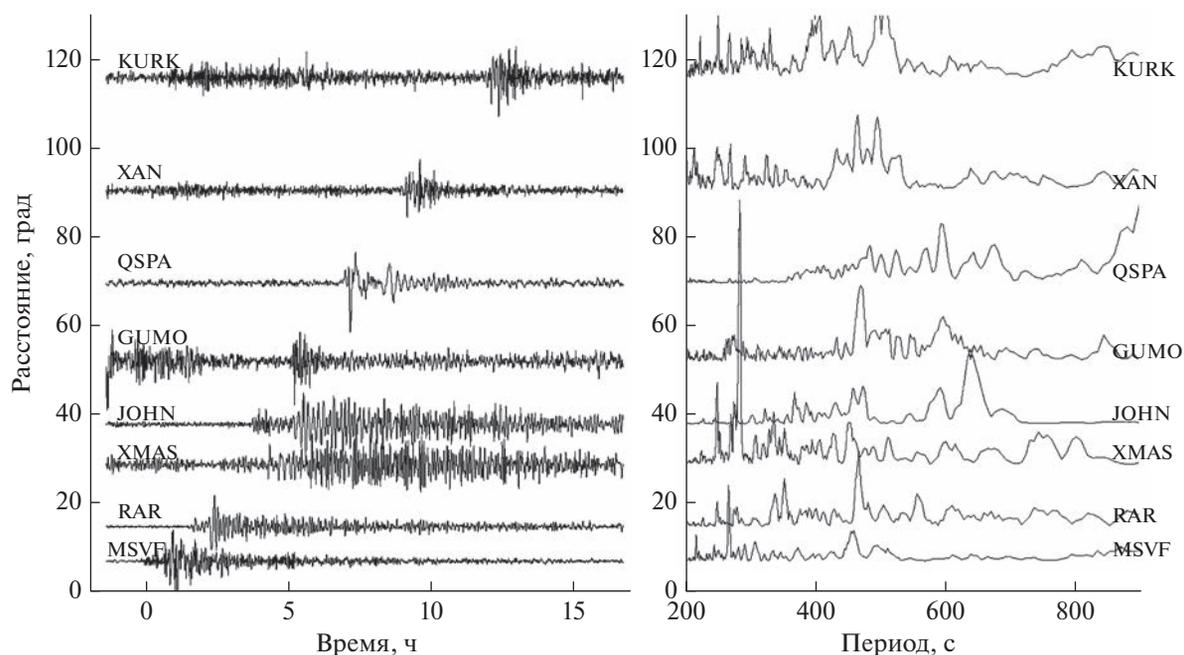


Рис. 6. Сейсмограммы на канале Vh1 (N-S) после фильтрации полосовым фильтром в диапазоне 100–2000 с и спектральные амплитуды для этих станций.

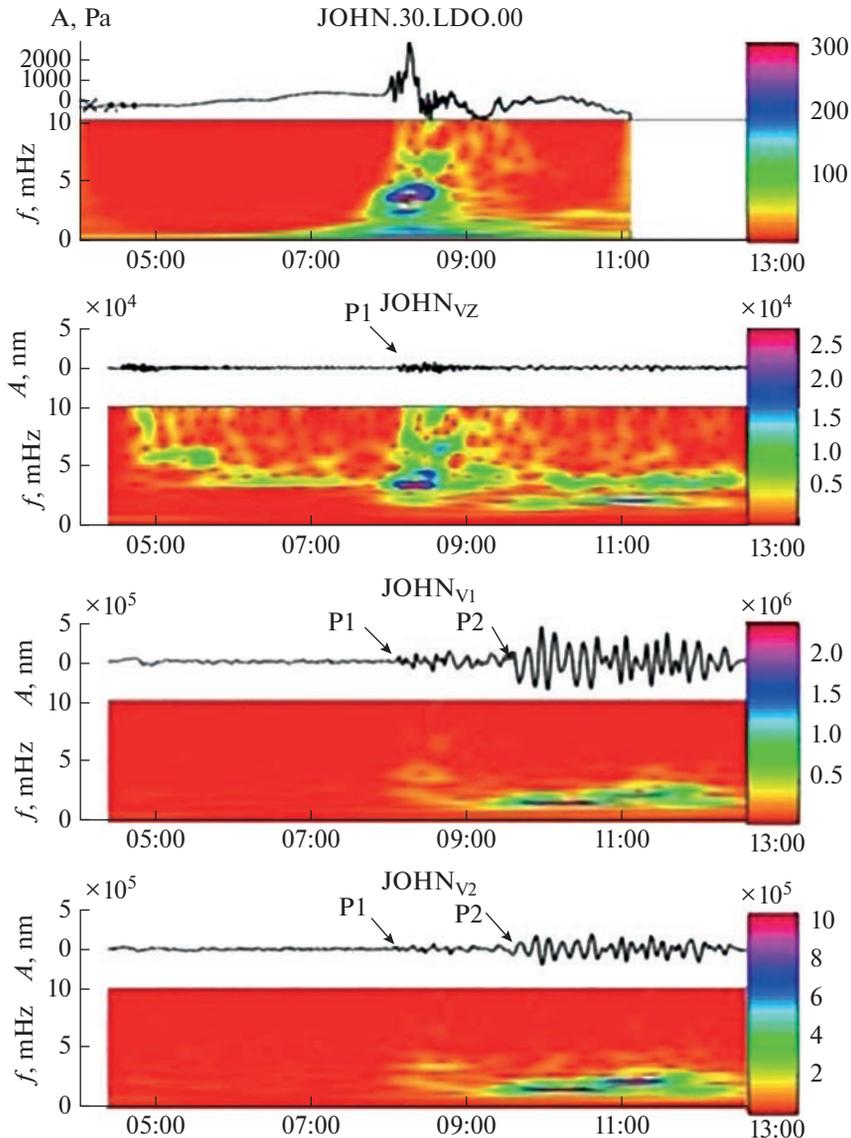
Такая интерпретация поддерживается данными измерений датчиков давления станций DART 52406 ( $\Delta = 24^\circ$ ) и 51425 ( $\Delta = 10^\circ$ ), расположенных относительно близко от станций RAR ( $12^\circ$ ) и JOHN ( $37.5^\circ$ ). На станциях DART наблюдаются также два типа колебаний (рис 8), аналогичные приведенным выше сейсмограммам. Имеющиеся данные не позволяют провести прямое сравнение

вследствие различия в эпицентральных расстояниях и азимутах, но структура сейсмограмм и барограмм подобна. Наиболее отчетливо это видно из сейсмограмм станции RAR и барограммы станции 51425.

На записях удаленных станций DART также наблюдаются диспергирующие гравитационные волны, приходящие с запаздыванием в несколько

Таблица 3. Результат измерения времен пробега медленных волн  $t$  и кажущейся скорости  $V$

Код станции	Фаза	Время вступления			$t$ пробега, с	$V$ , км/с	Расстояние, градус
		час	мин	с			
MSVF	P1	04	52	18.381	2253.4	0.281	6.7
	P2	05	02	40.573	2875.6	0.259	
RAR	P1	05	46	12.534	5487.3	0.296	14
	P2	06	24	56.942	7811	0.207	
JOHN	P1	07	56	52.515	12970	0.386	37.5
	P2	09	21	57.619	18090	0.226	
XMAS	P1	07	24	47.976	11402.9	0.278	28
	P2	08	26	40.917	20267.6	0.209	
GUMO	P1	09	23	00.497	18495	0.311	51
	P2	11	1	39.559	25254.6	0.228	



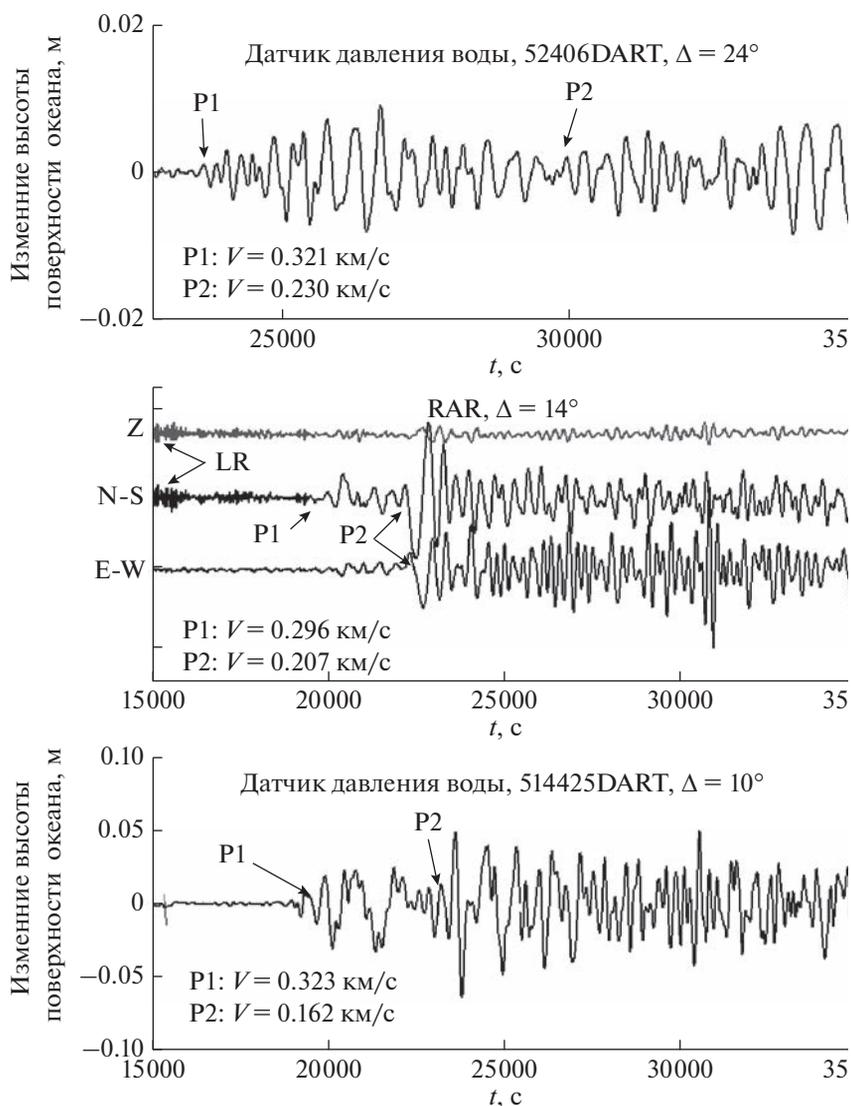
**Рис. 7.** Последовательно сверху вниз – барограмма и соответствующая ей спектрально-временная диаграмма, а также сейсмограммы (Z, E-W, N-S компоненты) и их спектрально-временные диаграммы на сейсмической станции Джонстон (JOHN). На оси абсцисс – время UTC 15.01.2022 г.

часов после прохождения акустических волн в атмосфере [Nosov et al., 2022].

### 3. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде чем перейти к обсуждению полученных результатов приведем краткое описание процессов, связанных с извержением вулкана, данного в обзоре [Bebbington, Marzocchi, 2011]. По мере остывания магмы в камере образуются кристаллы, а летучие соединения, захваченные в оставшемся расплаве, растворяются, образуя пузырьки. Когда давление в камере приближается к критическому значению, богатая летучими веще-

ствами магма в верхней части камеры начинает прорывать крышу камеры с помощью листовидных интрузий, некоторые из которых могут выйти на поверхность при извержении вулкана. События, приводящие к извержению, проявляются как эпизоды вулканических волнений, характеризующиеся роями землетрясений, деформацией грунта и возбуждением гидротермальной системы, поскольку магма нагревает подземные воды в верхней части коры. Вулканические системы, которые эволюционировали до критического состояния, наиболее восприимчивы к небольшим возмущениям, вызванным отдаленным землетрясением.



**Рис. 8.** Сравнение сейсмограмм на станции RAR и барограмм на станциях 51425 и 52406 сети наблюдений DART. Значения кажущейся скорости по сейсмограммам и барограммам приведены на каждом из рисунков.

В рассматриваемом нами случае локальной сейсмичности извержению предшествовал рой из 17 землетрясений в окрестности эпицентра (рис. 1), а следующие за ним землетрясения образовывали более плотный рой, сгруппированный вблизи эпицентра извержения. Однако такая пространственно-временная корреляция между сейсмическими и вулканическими событиями не обязательно подразумевает причинно-следственную связь. Два одновременных события могут быть результатом общего третьего процесса или произойти случайно. В частности, нельзя исключить влияния изменений напряженно-деформированного состояния среды, обусловленных погружением Тихоокеанской плиты под Австралийскую со скоростью 74 мм/год, и последствий, связанных с мощным землетрясением 2006 г. с магниту-

дой  $M = 8$ , имевшем место на расстоянии около 30 км от эпицентра извержения. И это единственное, что следует из пространственного распределения землетрясений. Тем не менее, изучение возможных пространственных и временных корреляций является необходимым первым шагом в раскрытии потенциальной причинно-следственной связи.

Другой аспект полученных результатов – возможная связь между сейсмическими возмущениями в твердой среде и инфразвуковыми волнами в атмосфере и гравитационными волнами в гидросфере. На это указывают временные, частотные и поляризационные характеристики сейсмического возмущения, отмеченного как P1, и барометрических данных, приведенных в разделе 2.3. Возможные три механизма связи акустических

волн в атмосфере с сейсмическими возмущениями рассматривались, например, в работе [Shved et al., 2011]. Во-первых, изменение плотности атмосферы приводит к воздействию на маятник сейсмометра силы Архимеда. Однако этот фактор должен в основном влиять на вертикальную составляющую сейсмических колебаний что не наблюдается на сейсмограммах — амплитуда колебаний на горизонтальных компонентах в 3 раза больше амплитуды вертикальной компоненты. Более того, маятники современных сейсмометров находятся в герметическом корпусе и, следовательно, не должны быть подвержены влиянию внешнего фактора. Во-вторых, движущийся фронт акустической волны может приводить к наклонам поверхности, на которой размещен сейсмоприемник, и в-третьих, возможно влияние силы ньютоновского притяжения, обусловленного изменением силы тяжести [Швед и др., 2020].

Что касается связи сейсмических возмущений  $P_2$  с возмущениями в гидросфере, то возможно они обусловлены, например, заплеском волны цунами на побережье, где расположены сейсмометры, который будет приводить к наклону сейсмометра. Однако отсутствие возмущений на вертикальной компоненте делает этот механизм маловероятным. Возможно, это связано с вращательным движением, возникающим при взаимодействии гравитационной волны и островов, на которых наблюдаются сейсмические вступления  $P_2$ .

#### Основные выводы.

1. Приведенные в работе результаты анализа сейсмичности в районе вулкана Хунга указывают на корреляционную связь между активизацией сейсмичности после извержения вулкана. Однако нельзя утверждать о причинно-следственной связи между предшествующими землетрясениями и извержением.

2. Экспериментальные данные о физических полях в атмосфере, гидросфере и твердой Земле указывают на их взаимодействие — сейсмические приборы зарегистрировали возмущения с периодами 268 с, наведенные инфразвуковыми волнами (волна Лэмба) в атмосфере, а возмущения с периодами 400–600 с на горизонтальных компонентах, по-видимому, связаны с взаимодействием островных территорий с гравитационными волнами в гидросфере.

3. Простые эмпирические закономерности, используемые в сейсмологии для определения магнитуды  $M_s$ , излученной при извержении сейсмической энергии  $E_s$ , скалярного сейсмического момента  $M_0$  или энергии источника, возбуждавшего волны Рэлея, а также высоты волн цунами могут быть использованы для оперативной оценки опасности цунами при вулканическом извержении.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания № 122040400015-5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Рыбнов Ю.С., Спивак А.А.* Геофизические эффекты извержения вулкана Тонга-Хунг-Ха-апай 15.01.2022 г. // Докл. РАН. 2022. Т. 504. № 2. С. 156–162.
- Буллен К.Е.* Введение в теоретическую сейсмологию. М.: изд-во Мир. 1966. 400 с.
- Ванек И., Затопек А., Карник В., Кондорская К.В., Ризниченко Ю.В., Саваренский Е.Ф., Кейлис-Борок В.И.* Интерференционные поверхностные волны. Изд-во АН СССР. 1960.
- Лыскова Е.Л.* Глубокофокусные землетрясения // Вопросы геофизики. Вып. 47. 2014. С. 62–74.
- Носов М.А.* Введение в теорию волн цунами. М.: Янус-К. 2019. 170 с. ISBN 978-5-8037-0773-8.
- Соловьев С.Л., Шебалин Н.В.* Стандартизация шкалы магнитуд // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1962. № 2. С. 153–158.
- Швед Г.М., Новиков С.С., Гаврилов Н.М.* Поиск проявлений атмосферных волн в одновременных совмещенных барометрических и гравиметрических измерениях Известия РАН // Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 1. С. 55–65.
- Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1974. 53 с.
- Sawi T.M., Manga M.* Revisiting short-term earthquake triggered volcanism // Bull. Volcanol. 2018. V. 80. P. 57.
- An C., Cai C., Zheng Y., Meng L., Liu P.* Theoretical solution and applications of ocean bottom pressure induced by seismic seafloor motion // Geophysical Research Letters/2017. 44. <https://doi.org/10.1002/2017GL075137>
- Bassin C., Laske G., Masters G.* The current limits of resolution for surface wave tomography in North America // EOS. 2000. V. 81. P. F897.
- Bebbington M.S., Marzocchi W.* Stochastic models for earthquake triggering of volcanic eruptions // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. B05204.
- Duncombe J.* The surprising reach of Tonga's giant atmospheric waves // EOS. 2022. V. 103. <https://doi.org/10.1029/2022EO220050>
- Eggert S., Walter T.R.* Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes: Observations and statistical significance // Tectonophysics. 2009. V. 471. P. 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.003>
- Gilles Seropian, Kennedy B.M., Walter T.R., Ichihara M., Jolly A.D.* A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions // Nature Communication. 2021. V. 12. P. 1004. <https://doi.org/10.1038/s4467-021-21166-8>
- Gusman A.R., Roger J.* Hunga Tonga – Hunga Ha'apai volcano-induced sea level oscillations and tsunami simulations. GNS Science webpage. 2022. Accessed at <https://doi.org/10.21420/DYKJ-RK41>
- International Seismological Centre, On-line Bulletin. 2022. <https://doi.org/10.31905/D808B830>

- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geoph. Res.* 1977. V. 82. P. 2981–2987.
- Komatitsch D., Ritsema J., Tromp J.* The spectral-element method, Beowulf computing, and global seismology // *Science.* 2002. V. 298(5599). P. 1737–1742. <https://doi.org/10.1126/science.1076024>
- Komatitsch Z., Xie E., Bozdağ E., Sales de Andrade D. Peter, Liu Q., Tromp J.* Anelastic sensitivity kernels with parsimonious storage for adjoint tomography and full waveform inversion // *Geophys J. Int.* 2016. V. 206(3). P. 1467–1478. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw224>
- Matoza R.S., Fee D., Assink J.D. et al.* Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January 2022 Hunga eruption // *Tonga Science.* 2022. V. 377(6601). P. 95–100. <https://doi.org/10.1126/science.abo7063>.
- Nosov M., Sementsov K., Kolesov S., Pryadun V.* Volcanogenic tsunami on January 15, 2022: insights from deep-ocean measurements. European Geosciences Union General Assembly. 2022. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-13591>
- Pjli P., Shapiro N.* Rapid characterization of large volcanic eruption: measuring the impulse of the Hunga Nonga explosion from teleseismic waves // *Geophysical Research Letters.* 2022. V. 49. № 8. P. e2022GL098123. <https://doi.org/10.1029/2022GL098123>
- Rowberry M., Gunn J.* Atmospheric pressure anomalies at the British Cave Science Centre triggered by catastrophic volcanic eruption in Tonga on 15 January 2022 *Cave and Karst Science.* V. 49. № 1. (2022). 14–18 Transactions of the British Cave Research Association.
- Shved G.M., Karpova N.V., Petrova L.N., Orlov E.G., Ermolenko S.I.* Steady-frequency waves at intradiurnal periods from simultaneous co-located microbarometer and seismometer measurements: a case study // *Ann. Geophys.* 2011. V. 29. P. 1153–1167. [www.ann-geophys.net/29/1153/2011/doi:10.5194/angeo-29-1153-2011](http://www.ann-geophys.net/29/1153/2011/doi:10.5194/angeo-29-1153-2011)
- Yuen D.A., Scruggs M.A., Frank J., Spera F.J., Zheng Y., Hu H., McNutt S.R., Thompson G., Mandli K., Keller B.R., Weig S.S., Peng Z., Zhou Z., Mulargia F., Tanioka Y.* Under the surface: Pressure-induced planetary-scale waves, volcanic lightning, and gaseous clouds caused by the submarine eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai volcano // *Earthquake Research Advances.* 2022. V. 2. <https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2022.100134>

## Seismic Phenomena Associated with the Eruption of a Volcano in the Area of the Tonga Archipelago on January 15, 2022

V. M. Ovtchinnikov<sup>a,\*</sup> and O. A. Usoltseva<sup>a,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geosphere Dynamics named after Academician M.A. Sadovsky Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

\*e-mail: [ovtch1@yandex.ru](mailto:ovtch1@yandex.ru)

\*\*e-mail: [kriukova@mail.ru](mailto:kriukova@mail.ru)

The study of changes in the seismic process associated with the eruption and the assessment of the energy parameters and structure of the wave field from seismic data is the subject of this work. Three types of disturbances are distinguished in the structure of the wave field. First of all, these are Rayleigh surface waves with an average oscillation period of 23 s, well traceable at distances up to 100 degrees. The group velocity of Rayleigh waves is 3.6–3.8 km/s. The magnitude calculated from them at stations mainly with oceanic propagation paths is  $M_s = 5.52 \pm 0.18$ , and the corresponding seismic energy was on the order of  $E_c = (1-7) \times 10^{15}$  J, and the scalar seismic moment  $M_0 = 2.4 \times 10^{17}$  J. Two other types of oscillations were detected on seismic channels with a frequency band from 0.0003 to 0.1 Hz of the stations. For the first, the apparent velocity of propagation of the disturbance lies in the range of 0.28–0.37 km/s with a characteristic period of 268 s. This type of disturbance is associated with the gravitational response of the seismometer to an acoustic disturbance in the atmosphere. For the second type of seismic disturbances, the propagation velocity is 0.21–0.28 km/s with characteristic periods of 450 s on the horizontal components of seismic receivers. This type of seismic disturbance is probably caused by the interaction of the gravitational wave in the hydrosphere with the coast of the islands on which the seismic stations are located.

**Keywords:** seismic Rayleigh waves, scalar seismic moment, seismic energy, infrasound waves in the atmosphere, gravitational waves in the hydrosphere

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЭФФЕКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ТОНГА 15 ЯНВАРЯ 2022 Г.

© 2023 г. Б. Г. Гаврилов<sup>1</sup>, \*, Ю. В. Поклад<sup>1</sup>, И. А. Ряховский<sup>1</sup>, В. М. Ермак<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: boris.gavrilov34@gmail.com

Поступила в редакцию 04.10.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Показана возможность дистанционного исследования электромагнитных и ионосферных эффектов, вызванных извержением вулкана Тонга 15.01.2022 г. На расстояниях до 15000 км от источника зарегистрированы вариации геомагнитного поля, связанные с возмущением Шумановского резонанса (ШР), распространением волны Лэмба и акустико-гравитационных волн. Показано, что появление мощного источника грозовой активности, вызванного извержением, вызвало значимый рост (более, чем в три раза) амплитуды геомагнитных возмущений на частотах ШР, коррелирующий с числом молниевых разрядов. Влияния извержения на частотные характеристики ШР не обнаружено.

*Ключевые слова:* извержение вулкана, грозовая активность, волна Лэмба, акустико-гравитационные волны, геомагнитные возмущения, Шумановский резонанс.

**DOI:** 10.31857/S000233372303002X, **EDN:** JZNHQD

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Извержение подводного вулкана Хунга Тонга–Хунга Хаапай ( $20^{\circ}34'12.00''$  Ю,  $175^{\circ}22'48.00''$  З) началось 20.12.2021 г. По данным USGS 15.01.2022 г. в 04:14:45 UT произошло землетрясение магнитудой 5.8, которое сопровождалось сильнейшим выбросом в атмосферу продуктов вулканической деятельности. Через час после начала извержения 15.01.2022 г. диаметр облака составлял около 650 км, а высота подъема облака достигала 55 км.

Извержение вызвало цунами, гигантскую локальную молниевую активность и генерацию мощных атмосферных волн различного типа (инфразвук, волны Лэмба и внутренние гравитационные волны), распространяющиеся на глобальные расстояния [Vergoz et al., 2022]. Были обнаружены перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ), генерацию которых связывают с воздействием волн Лэмба. Несмотря на то, что основной средой распространения волн Лэмба является тропосфера, их энергия просачивается в термосферу на частотах акустических и гравитационных волн [Zhang et al., 2022].

Количество, частота следования и энергия молниевых разрядов во время взрыва Хунга Тонга-Хаапай были рекордными для извержений

вулканов. 15 января в течение шести часов было зафиксировано почти 400000 молниевых разрядов. Появление такого гигантского локального источника молниевых разрядов должно было привести к генерации мощного электромагнитного излучения в широком диапазоне частот и возбуждению Шумановского резонатора [Nikolaenko et al., 2022].

Настоящая статья посвящена исследованию различного типа электромагнитных возмущений, вызванных извержением вулкана Тонга, анализу их пространственно-временного распределения и взаимосвязи на основе данных измерений рядом станций сети Intermagnet и обсерватории ИДГ РАН “Михнево” (МПК), аппаратурный комплекс которой дает возможность регистрации вариаций магнитного поля в широком диапазоне частот и амплитуд [Ryakhovskii et al., 2021].

### 2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### 2.1. Геомагнитные и ионосферные эффекты

Генерация в процессе извержения волн Лэмба и акустико-гравитационных волн (АГВ) должна была вызвать изменения электронной концентрации в нижней ионосфере, проводимости в об-

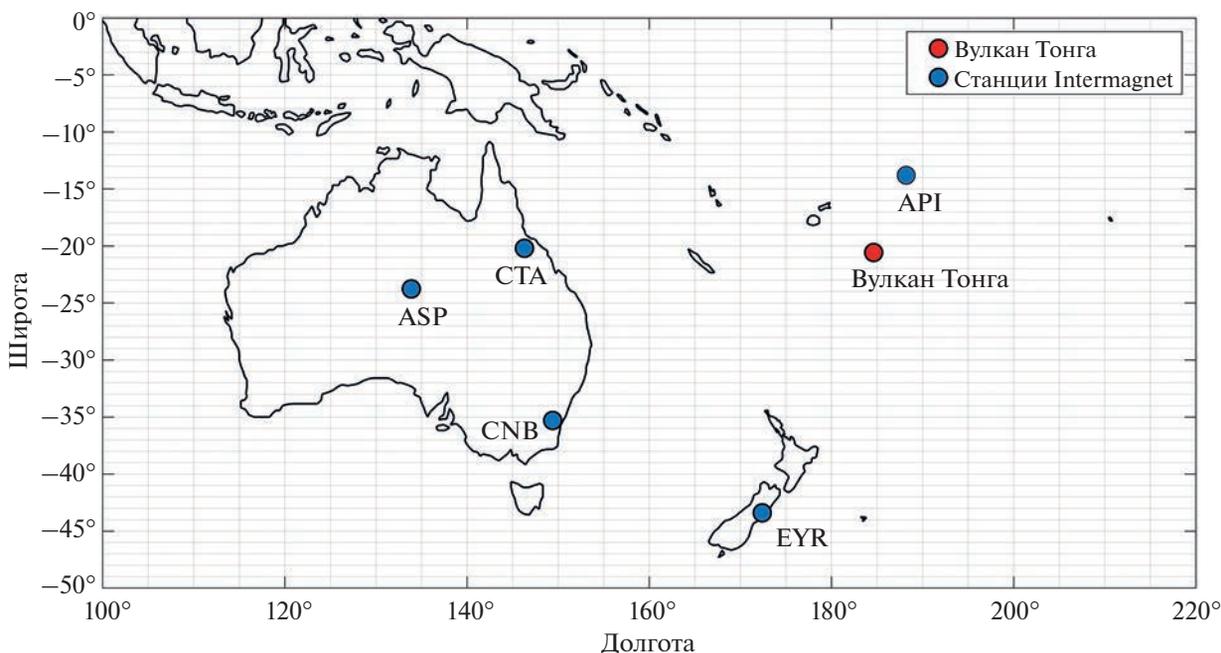


Рис. 1. Расположение вулкана Тонга и станций Intermagnet.

ласти протекания ионосферных токов, изменение их величины и ориентации и соответствующие вариации геомагнитного поля на поверхности Земли.

Для анализа геомагнитных возмущений, вызванных извержением вулкана Тонга, использовались данные сети Intermagnet<sup>1</sup> и геофизической обсерватории “Михнево”. Комплексный анализ этих данных позволил выявить геомагнитные вариации, связанные с распространением разного типа атмосферно-ионосферных волн, вызванных извержением на расстояниях свыше десяти тысяч километров от источника. Из сети Intermagnet выбраны данные ряда станций, расположенных в диапазоне расстояний до 5200 км от вулкана, где велась непрерывная трехкомпонентная запись геомагнитного поля Земли. На рис. 1 приведена схема расположения вулкана и станций Intermagnet, данные которых использованы в работе. В таблице указаны координаты и расстояние от вулкана до этих станций.

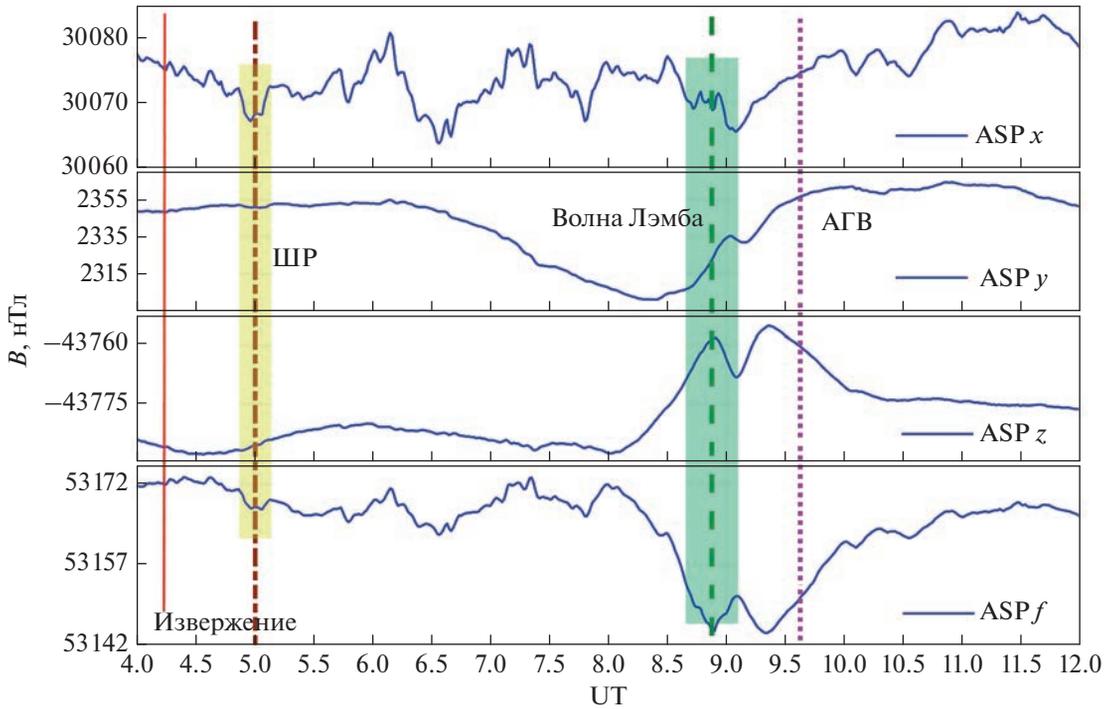
На рис. 2 показан результат трехкомпонентной регистрации вариаций геомагнитного поля в обсерватории Alice Springs (ASP) в Австралии и вариации вектора полного поля (нижняя панель). Вертикальными линиями отмечены момент извержения, момент возмущения Шумановского резонатора (ШР), время прихода волны Лэмба и

<sup>1</sup> <https://www.intermagnet.org/data-donnee/download-eng.php>

АГВ. Время извержения приведено по данным USGS, а возмущение ШР определено по данным регистрации в обсерватории МК как время наблюдения максимальной амплитуды сигнала на частоте ШР по Y-компоненте геомагнитного поля (рис. 4). Время прихода волн Лэмба и акустико-гравитационной волны рассчитывалось из расстояния по дуге большого круга от вулкана до станции API и скоростей распространения этих волн. Желтым и зеленым прямоугольниками показано примерное время возмущения геомагнитного поля под воздействием ШР и волны Лэмба. По данным инфразвуковых наблюдений [Matoza et al., 2022] длительность интенсивной фазы волны Лэмбы составляла ~25–30 мин.

В работе [Wright et al., 2022] приводятся данные о скорости распространения волн Лэмба ( $308 \pm 5$  до  $319 \pm 4$  м/с) и АГВ ( $238 \pm 3$  до  $269 \pm 3$  м/с) в стратосфере. Для анализа связи вариаций геомагнитного поля с приходом в точку измерения возмущений были приняты наиболее характерные скорости для волны Лэмба 310 м/с и АГВ 270 м/с.

Можно видеть возмущение горизонтальных компонент магнитного поля, вызванных возмущением ШР. По-видимому, именно с этим явлением связаны отмеченные в работе [Adushkin et al., 2022] аномальные вариации геомагнитного поля, регистрируемые практически одновременно



**Рис. 2.** Вариации трех компонент геомагнитного поля в обсерватории API и вариации вектора полного поля (нижняя панель). Вертикальными линиями отмечены момент извержения, момент возмущения Шумановского резонатора (ШР), время прихода волны Лэмба и АГВ. Желтым прямоугольником показан интервал времени воздействия ШР на вариации геомагнитного поля. Зеленый прямоугольник показывает примерную длительность воздействия волны Лэмба.

но на существенно отличающихся эпицентральных расстояниях от вулкана. Приход волн Лэмба и АГВ наиболее четко проявляется в вертикальной компоненте и вариациях полного поля.

С использованием того же подхода обработаны регистрограммы вариаций магнитного поля по станциям Intermagnet (табл. 1). На рис. 3 показаны вариации полного поля для станций API, EYR, CNB, СТА и ASP с отмеченным временем извержения и расчетными временами прихода волн Лэмба и АГВ. Очевидна связь возмущений геомагнитного поля с приходом соответствующих возмущений

## 2.2. Возбуждение ШР

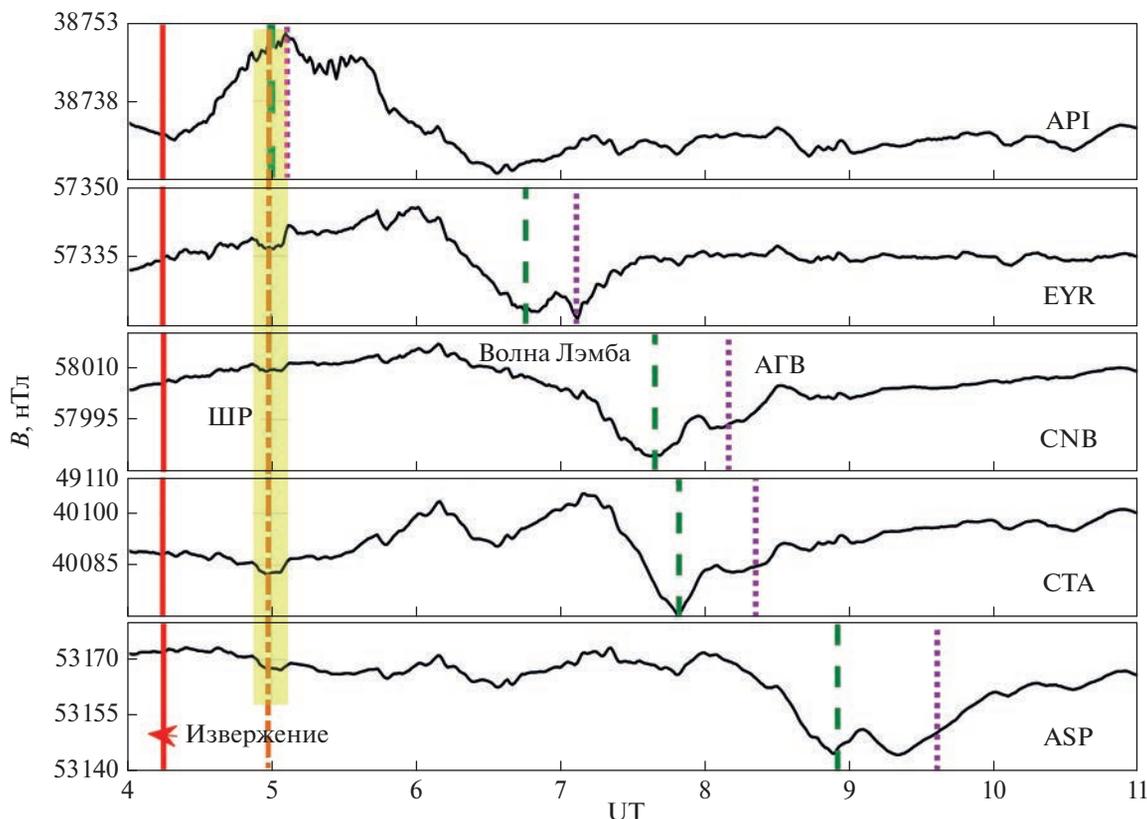
Основным природным источником электромагнитного излучения, вызывающим накачку ШР являются молниевые разряды. По данным сети GLD360 [Yuen et al., 2022] в районе извержения вулкана Тонга 15.01.2022 г. было зарегистрировано порядка 400000 молниевых разрядов. Появление столь мощного источника грозовой активности должно было привести к существенным

изменениям параметров ШР. Рассмотрим реакцию параметров Шумановского резонатора по данным измерений в обсерватории в ГФО “Михнево” (МИК) 15.01.2022 г.

На рис. 4 показаны частота молниевых разрядов, амплитудно-частотный спектр вариаций геомагнитного поля в диапазоне частот до 45 Гц

**Таблица 1.** Координаты и расстояние от вулкана Тонга до станций INTERMAGNET

	Широта, °	Долгота, °	Расстояние, км
API	-13.8	188.2	839
EYR	-43.4	172.4	2776
CNB	-35.3	149.4	3806
СТА	-20.2	146.3	3992
ASP	-23.76	133.88	5220



**Рис. 3.** Вариации полного поля для станций API, EYR, CNB, STA и ASP с отмеченным временем извержения, возмущения ШПР и расчетными временами прихода волн Лэмба и АГВ. Желтым прямоугольником показан интервал времени воздействия ШПР на вариации геомагнитного поля.

по каналу  $H_u$  и суточный ход амплитуды третьей моды ШПР по данным регистрации в МИК [Poklad et al., 2022]. После извержения вулкана наблюдается рост амплитуды первых трех мод ШПР. Очевидно, что динамика роста амплитуды ШПР коррелирует с числом молниевых разрядов, зафиксированных в районе извержения вулкана. В максимуме грозовой активности наблюдался рост амплитуды ШПР более чем в 3 раза.

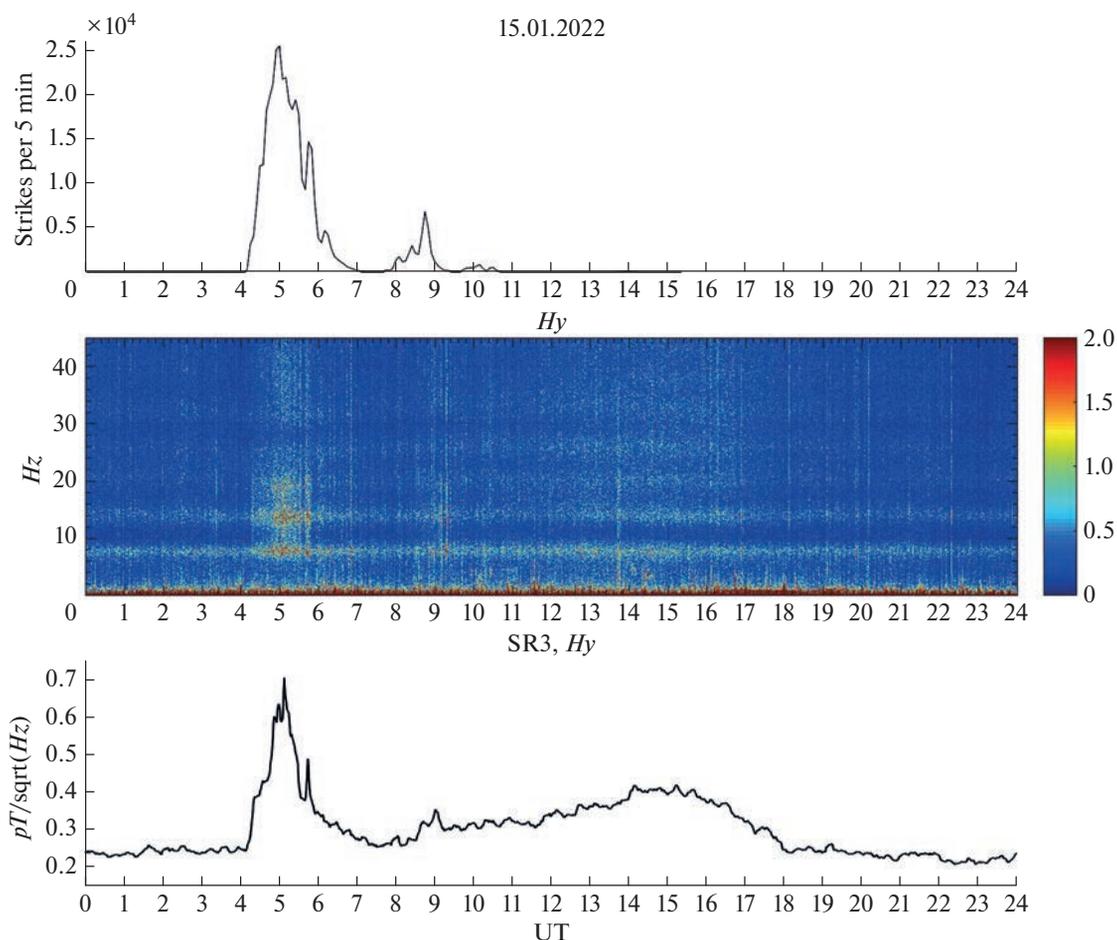
В то же время извержение не оказало влияния на частотные характеристики ШПР. По-видимому, даже столь сильное геофизическое возмущение, как грозовая активность, вызванная извержением вулкана Тонга, не может вызвать глобальных изменений в волноводе Земля–ионосфера.

Как показано в работе [Price, 2016] электромагнитные волны частот ШПР распространяются в волноводе Земля–ионосфера в ТЕМ моде. Поэтому основной вклад в вариации магнитного поля на частотах ШПР, зарегистрированных в ГФО “Михнево” по каналу  $H_x$ , вносят параметры вол-

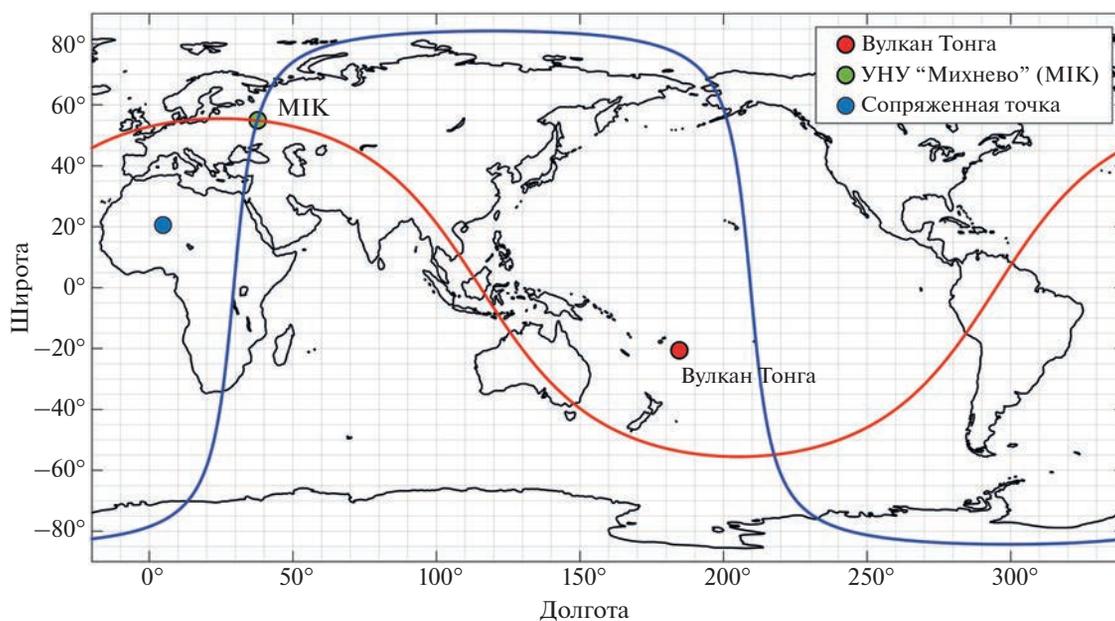
новода на дуге большого круга “Север–Юг” (рис. 4). На параметры ШПР зарегистрированных по каналу  $H_u$  – состояние волновода на дуге большого круга “Запад–Восток”. Таким образом, процессы, оказывающие влияние на параметры этих волноводов, будут приводить к изменениям АЧХ ШПР регистрируемых в ГФО “Михнево”.

На рис. 5 показаны дуги большого круга, проходящие через оси магнитометров каналов  $H_x$  и  $H_u$ , расположенных в МИК. Расстояние от вулкана до дуги большого круга  $H_x$  составляет 2793 км, а для дуги  $H_u$  – 3520 км.

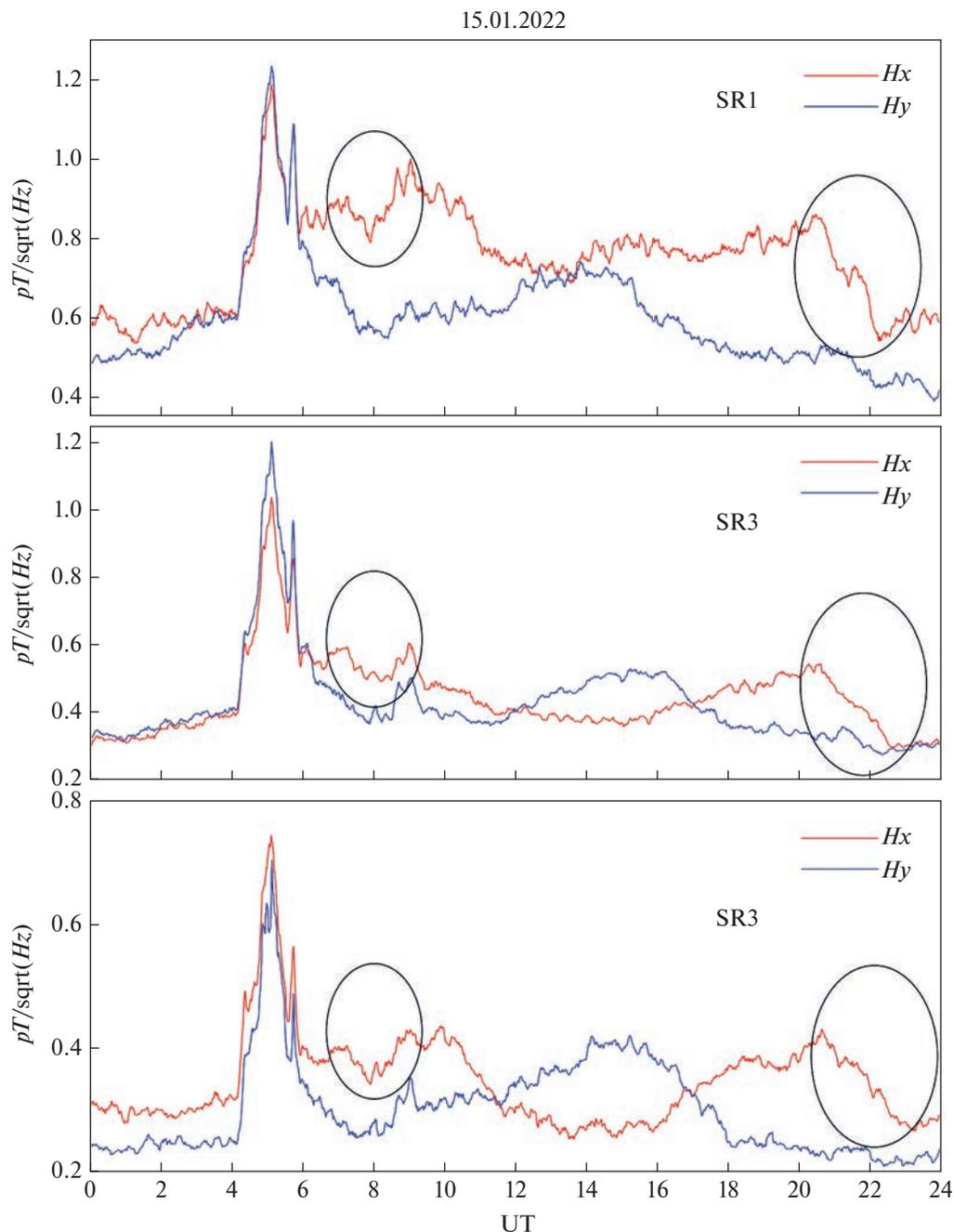
На рис. 6 показаны значения амплитуд первых трех мод ШПР по каналам  $H_x$  и  $H_u$ , зарегистрированных 15.01.2022 г. Начиная примерно с 7:15 по всем 3-м модам ШПР наблюдается уменьшение амплитуды ШПР в канале  $H_x$ . Этот эффект совпадает с расчетным временем прихода на трассу волны Лэмба. По компоненте  $H_u$  этот эффект выражен слабее. Возможно, это связано с тем, что волна Лэмба пришла на эту трассу позже (в  $\sim 7:30$ ), а на-



**Рис. 4.** Влияние извержения вулкана Тонга 15.01.2022 г. на параметры Шумановского резонанса. Количество молний, зарегистрированных в районе извержения вулкана по данным сети GLD360 (верхняя панель). Амплитудно-частотный спектр вариаций геомагнитного поля по каналу  $H_y$  в диапазоне частот до 45 Гц, зарегистрированного в ГФО “Михнево” (средняя панель). Суточный ход амплитуды третьей моды ШР (нижняя панель).



**Рис. 5.** Дуги большого круга, проходящие через оси магнитометров каналов  $H_x$  и  $H_y$  обсерватории МІК.



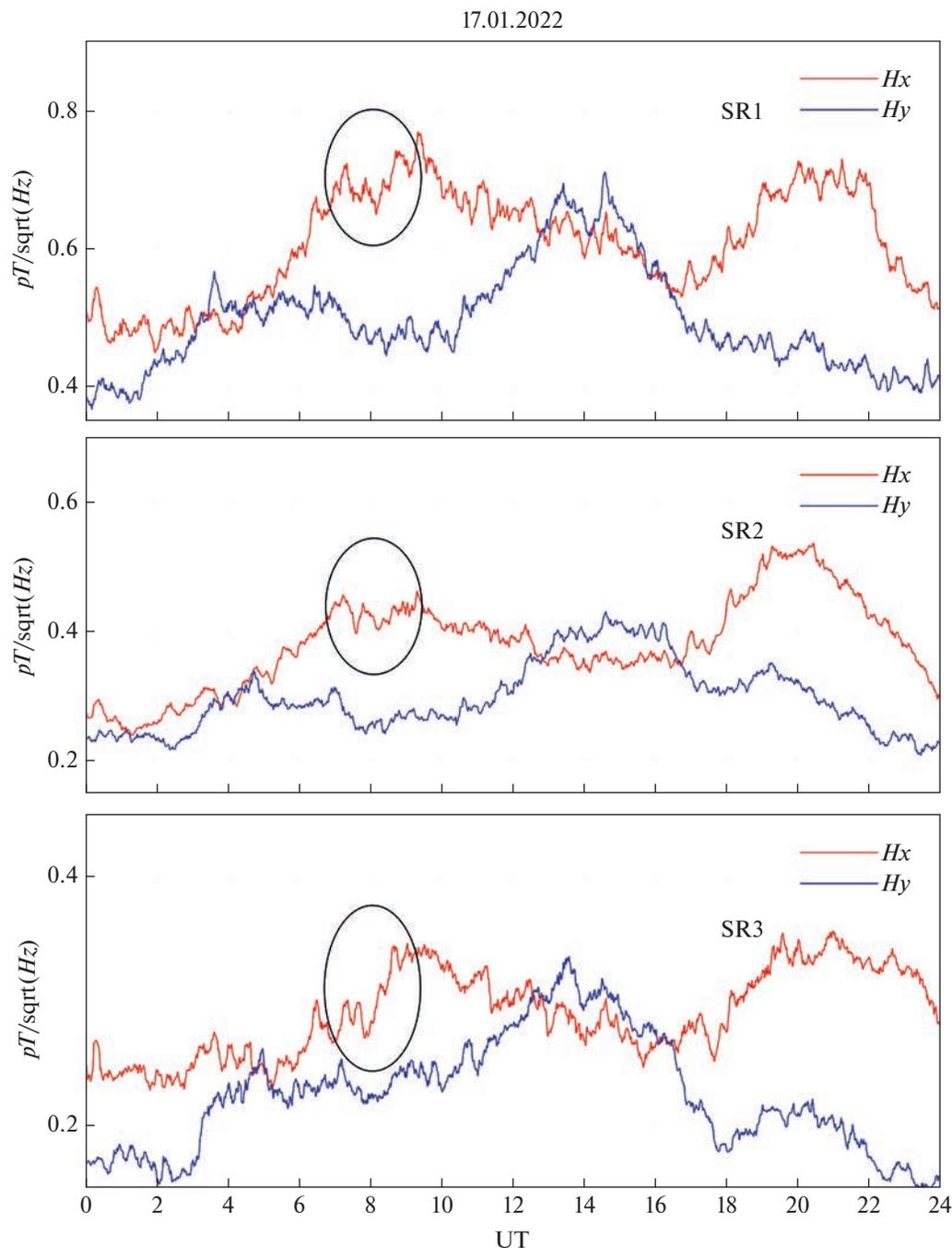
**Рис. 6.** Амплитуды первых трех мод ШР, зарегистрированные в МІК 15.01.2022 г. по каналам  $H_x$  (красные кривые) и  $H_y$  (синие кривые).

чая с 8 ч по данным глобальной сети регистрации молний GLD360 (рис. 4) наблюдался еще один пик грозовой активности в очаге извержения.

Еще одно уменьшение амплитуды первых трех мод ШР на канале  $H_x$  наблюдается с 21:00 UT до 22:30 UT. В этот момент происходит схождение волны Лэмба в сопряженной точке над северной

Африкой (рис. 5), а трасса распространения сигнала находится на расстоянии 3530 км от сопряженной точки.

Спустя двое суток волна Лэмба, обогнув Земной шар, повторно сходится над северной Африкой. На рис. 7 показаны амплитуды первых трех мод ШР 17.01.2022 г. Через 52 часа после начала



**Рис. 7.** Амплитуды первых трех мод ШР, зарегистрированные в ГФО “Михнево” 17.01.2022 г. по каналам  $H_x$  (красные кривые) и  $H_y$  (синие кривые).

извержения, в 08:00 UT 17.01.2022 мы наблюдаем картину, аналогичную 15 января. С 7:30 до 9 UT видно заметное падение амплитуды 1-й и 3-й мод ШР), связанное, вероятно, с воздействием на трассу волны Лэмба. Падение амплитуды второй моды ШР менее заметно.

### 3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены данные по реакции геомагнитного поля в различных точках Земли, вызванных извержением вулкана Тонга 15 января 2022 г. Показано влияние этого извержения на параметры Шумановского резонатора и вариа-

ции геомагнитного поля по данным ряда станций сети Intermagnet на расстояниях до 5200 км от вулкана. Отмечено падение амплитуд ШР, вызванное вероятно воздействием волны Лэмба на параметры Шумановского резонатора.

Анализ геомагнитных возмущений, вызванных извержением вулкана Тонга по данным сети Intermagnet также позволил выявить геомагнитные вариации, связанные с распространением атмосферно-ионосферных волн, вызванных извержением. По данным трехкомпонентной регистрации вариаций геомагнитного поля, зарегистрированных станциями, расположенными на расстояниях от 800 до 5200 км от вулкана, обнаружены вариации вектора полного поля, совпадающие по времени с моментом возмущения Шумановского резонатора, зарегистрированного в обсерватории МИК, и расчетными временами прихода в точки регистрации волн Лэмба и акустико-гравитационной волны.

Амплитуда вариаций геомагнитного поля на частотах ШР в целом коррелирует с количеством грозных разрядов. Наблюдаемый в 05:42 УТ локальный максимум амплитуды, который не связан с ростом количества молний в облаке, может быть обусловлен возникновением разрядов, уходящих вверх, в нижнюю ионосферу. Стратосферные разряды типа эльфов и спрайтов, обладающих повышенной энергетикой [Wang et al., 2019], могут быть причиной наблюдаемых явлений.

Записи вариаций магнитного поля на частоте ШР позволили зарегистрировать следующий приход волны Лэмба через 52 часа после извержения, когда волна, обогнув земной шар повторно сходится над северной Африкой.

Использование данных широкополосных многоточечных наблюдений вариаций геомагнитного поля позволило выявить взаимосвязанные возмущения на различных высотах и эпицентральных расстояниях и подтвердить воздействие волн Лэмба и АГВ на параметры ШР и вариации ГМП.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания 122032900175-6.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Adushkin V.V., Rybnov Y.S., Spivak A.A.* Wave-Related, Electrical, and Magnetic Effects Due to the January 15, 2022 Catastrophic Eruption of Hunga Tonga–Hunga Ha’apai // *J. Volcanolog. Seismol.* 2022. № 16. P. 251–263.

*Matoza R.S., Fee D., Assink J.D. et al.* Atmospheric waves and global seismoacoustic observations of the January //

*Science.* 2022.

<https://doi.org/10.1126/science.abo7063>

*Nickolaenko A., Schekotov A., Hayakawa M., Romero R., Izutsu J.* Electromagnetic manifestations of Tonga eruption in Schumann resonance band // *SSRN Electronic J.* 2022. <https://doi.org/10.2139/ssrn.4051361>

*Poklad Y.V., Ryakhovsky I.A., Gavrilov B.G., Ermak V.M., Kozakova E.N., Achkasov N.S.* Investigation of the reaction of Schumann resonances to short transient geophysical events under the influence of atmospheric electromagnetic noise // *J. Geophysical Research: Atmospheres.* 2022. V. 127(16).

<https://doi.org/10.1029/2022JD036820>

*Price C.* ELF Electromagnetic Waves from Lightning: The Schumann Resonances // *Atmosphere.* 2016. V. 7(9). 116. <https://doi.org/10.3390/atmos7090116>

*Ryakhovskii I.A., Gavrilov B.G., Poklad Y.V., Bekker S.Z., Ermak V.M.* The state and dynamics of the ionosphere from synchronous records of ULF/VLF and HF/VHF radio signals at geophysical observatory “Mikhnevo” // *Izvestiya Physics of the Solid Earth.* 2021. V. 57(5). P. 718–730.

<https://doi.org/10.1134/S1069351321050177>

*Vergoz J., Hupe P., Listowski C., Le Pichon A., Garcés M.A., Marchetti E., Labazuy P., Ceranna L., Pilger C., Gaebler P., Näsholm S.P., Brissau Q., Poli P., Shapiro N., De Negri R., Mialle P.* IMS observations of infrasound and acoustic-gravity waves produced by the January 2022 volcanic eruption of Hunga, Tonga: A global analysis // *Earth and Planetary Sciences Letters.* V. 591(4).

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117639>

*Wang Y.P., Lu G.P., Ma M., Zhang H.B., Fan Y.F., Liu G.J., Wan Z.R., Wang Y., Peng K.M., Zhou R. X.* Triangulation of red sprites observed above a mesoscale convective system in North China // *Earth Planet. Phys.* 2019. V. 3(2). P. 111–125.

*Wright C.J., Hindley N.P., Alexander M.J. et al.* Surface-to-space atmospheric waves from Hunga Tonga–Hunga Ha’apai eruption // *Nature.* 2022. V. 609(7928). P. 741–746.

<https://doi.org/10.1038/s41586-022-05012-5>

*Zhang S.-R., Vierinen J., Aa E., Goncharenko L.P., Erickson P.J., Rideout W., Coster A.J., Spicher A.* Tonga Volcanic Eruption Induced Global Propagation of Ionospheric Disturbances via Lamb Waves // *Front. Astron. Space Sci.* 2022. V. 9. P. 871275.

<https://doi.org/10.3389/fspas.2022.871275>

*Yuen D.A., Scruggs M.A., Spera F.J., Zheng Y., Hu H., McNutt S.R., Tanioka Y.* Under the surface: Pressure-induced planetary-scale waves, volcanic lightning, and gaseous clouds caused by the submarine eruption of Hunga Tonga–Hunga Ha’apai volcano // *Earthquake Research Advances.* 2022. V. 2(3).

<https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2022.100134>

## Remote Sensing of the Electromagnetic Effects of the Tonga Volcano Eruption on January 15, 2022

**B. G. Gavrilov<sup>a, \*</sup>, Yu. V. Poklad<sup>a</sup>, I. A. Ryakhovsky<sup>a</sup>, and V. M. Ermak<sup>a</sup>**

*<sup>a</sup>Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: boris.gavrilov34@gmail.com*

The possibility of remote studies of electromagnetic and ionospheric effects caused by the eruption of the Tonga volcano on January 15, 2022 is shown. At distances up to 15000 km from the source, geomagnetic field variations associated with disturbances of the Schuman resonance (SR), Lamb wave propagation and acoustic-gravitational waves are registered. It is shown that the appearance of a powerful source of thunderstorm activity caused by the eruption produced a significant increase (more than three times) in the amplitude of geomagnetic disturbances at SR frequencies, which correlates with the number of lightning discharges. The effect of the eruption on the frequency characteristics of the SR was not detected.

*Keywords:* volcanic eruption, thunderstorm activity, Lamb wave, acoustic-gravity waves, geomagnetic disturbances, Schuman resonance

УДК 523.6

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЫБРОСА ВЕЩЕСТВА В АТМОСФЕРУ ПРИ НАКЛОННОМ ПАДЕНИИ ДЕСЯТИКИЛОМЕТРОВЫХ АСТЕРОИДОВ В ОКЕАН

© 2023 г. В. В. Шувалов\*

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

*\*E-mail: valeryvshuvalov@gmail.com*

Поступила в редакцию 19.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Приведены результаты трехмерного численного моделирования падения десятикилометровых астероидов под углом 45 градусов на твердую поверхность и в океан глубиной от 1 до 6 км. В расчетах получены максимальные массы выброшенных в атмосферу воды, вещества ударника и грунта, а также массы воды, вещества ударника и грунта, оставшиеся в атмосфере через 10 мин после удара. Определена масса паров в выбросах. Показано, что при косых ударах в атмосферу выбрасывается в 2–5 раз больше вещества ударника и грунта, чем при вертикальных.

*Ключевые слова:* астероидная опасность, численное моделирование, выбросы из кратера, атмосферные возмущения.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030122, **EDN:** KBCVUQ

### ВВЕДЕНИЕ

После выхода работы [Alvarez и др., 1980] стала очень популярной идея о том, что падения астероидов на Землю могли заметно влиять на эволюцию биосферы и, в частности, могли быть причиной массовых вымираний. В этой и последующих статьях этих авторов показано, что падение астероида размером порядка 10–20 км могло вызвать массовое вымирание биоты на границе мела и палеогена 66 млн лет назад, в том числе гибель динозавров. Был обнаружен кратер Чиксулуб [Nildebrand и др., 1991], который был образован этим ударом. Поиски других кратеров, образование которых можно было бы связать с какими-либо массовыми вымираниями, до сих пор не увенчались успехом. Тем не менее, ударная гипотеза по-прежнему видится весьма перспективной. Во-первых, более двух третей Земли покрыто океаном, а подводные кратеры не только плохо изучены, но и большей частью просто еще не обнаружены. Во-вторых, даже в тех случаях, когда удары не были единственной и основной причиной массовых вымираний, они могли быть триггером, запускающим или усиливающим другие механизмы [Feulner, 2011]. В связи с этим интересно более подробно рассмотреть падения крупных астероидов в океан, которые изучены значительно хуже, чем удары по суше.

Основные механизмы, которые могут приводить к гибели живых организмов при ударе (см., например, [Claeys, 2007; Kring, 2007; Rampino, 2020]) в большой степени определяются выбросом вещества в атмосферу в процессе кратерообразования и могут зависеть от структуры мишени (химического состава грунта и наличия воды). При ударе в океан наличие слоя воды толщиной в несколько километров может заметно повлиять на выбросы грунта в атмосферу. Кроме того, в атмосферу выбрасывается много воды, которая сама и содержащиеся в ней соли могут заметно повлиять на химию атмосферы и радиационный баланс. Выбросы воды и вещества ударника и мишени при падении десятикилометровых астероидов в океан различной глубины рассматривались в недавней работе [Шувалов, 2021]. В этой работе показано, что при глубинах вплоть до 5–6 км масса выброшенного в атмосферу вещества ударника и грунта не более чем в 2–3 раза отличается от массы выбросов при падении астероида на твердую поверхность. И только при глубинах порядка 7 км и больше (около 1% от поверхности Земли) выбросы твердого вещества заметно уменьшаются по сравнению с выбросами при падении астероидов на сушу. Исходя из этого, был сделан вывод о том, что при падении астероидов размером порядка десяти километров в океан воздействие на атмосферу Земли будет, по-видимому, не менее сильным, чем при падении асте-

роидов на сушу. Однако в рассматриваемой работе моделировались только вертикальные падения астероидов, хотя наиболее вероятный угол наклона траектории падающего космического тела равен  $45^\circ$ . Более того, в ряде работ (см., например, [Shuvalov, Dyrvik, 2004; Artemieva, Morgan, 2009]) показано, что угол наклона траектории сильно влияет на формирование и распространение выбросов из кратера. Поэтому необходимо проверить, будут ли верны результаты и выводы, полученные в работе [Шувалов, 2021], для более вероятных косых ударов.

Цель данной работы — оценить с помощью численных экспериментов, как угол наклона траектории падающего космического тела влияет на выбросы вещества в атмосферу. Еще одна задача — оценить агрегатное состояние выбросов (относительные массы паров и частично испаренных выбросов). В первой части статьи описывается постановка задачи и методы, используемые при ее решении; во второй — результаты расчета падения десятикилометровых астероидов под углом  $45^\circ$  в океан разной глубины; в третьей части приведены основные выводы, обсуждаются использованные приближения и оставшиеся невыясненными вопросы.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОД РЕШЕНИЯ

Для оценки выброса воды и грунта в атмосферу при косых ударах было проведено численное моделирование падения сферических каменных астероидов диаметром 10 км под углом  $45^\circ$  в океан глубиной 1–6 км и на твердую поверхность. Астероиды и дно океана считались состоящими из кварца. Скорость ударников принималась равной 20 км/с. Как и в работе [Шувалов, 2021] расчеты проводились с помощью программного комплекса SOVA [Shuvalov, 1999], который неоднократно применялся для моделирования ударных явлений, в том числе падений астероидов в море (см., например, [Shuvalov, Dyrvik, 2004]). Однако в данном случае использовался трехмерный вариант программы SOVA. В расчетах явно выделялись границы между веществами, описываемыми разными уравнениями состояния (в данном случае вода, воздух и грунт). Размер расчетной сетки  $400 \times 200 \times 400$  ячеек: по 400 точек в вертикальном (ось  $Z$ ) и горизонтальном вдоль траектории (ось  $X$ ) направлениях и 200 точек в горизонтальном перпендикулярном траектории (ось  $Y$ ) направлении. Учитывалась симметрия течения относительно вертикальной плоскости  $Y = 0$ , проходящей через траекторию падающего астероида. Начальный размер ячейки 125 м (80 точек на диаметр ударника), по мере разлета атмосферного плюма, образующегося при ударе, и увеличения возмущенной области ячейки удваивались, на за-

ключительной стадии расчетов расчетная сетка была неравномерной, ячейки увеличивались по мере удаления от эпицентра удара. Максимальный размер расчетной области составлял  $20000 \times 6000 \times 4000$  км вдоль осей  $X$ ,  $Y$ , и  $Z$  соответственно. При таких больших расстояниях, в принципе, на результаты может влиять сферичность Земли, которая в данной работе не учитывалась. Однако это влияние не должно быть очень сильным, т.к. характерный вертикальный размер задачи (толщина атмосферы) много меньше горизонтальных размеров. Для описания термодинамических свойств воздуха использовалось табличное уравнение состояния [Кузнецов, 1965]. Для описания термодинамики воды и кварца, как и в работе [Шувалов, 2021], использовались табличные уравнения состояния, полученные по программе ANEOS [Thomson, Lauson, 1972]. Распределение плотности и давления воздуха по высоте в равновесной атмосфере Земли задавалось согласно модели CIRA [COSPAR International Reference Atmosphere, <ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models/atmospheric/cira/cira86/>]. Газодинамическое приближение работает до высот порядка 400 км, выше пробег частиц становится больше характеристической высоты атмосферы. Учитывая это, в качестве граничных условий на верхней границе расчетной сетки, как и в работе [Шувалов, 2021], использовалась процедура, описанная в работе [Шувалов, Хазинс, 2018]. Уравнения газовой динамики решались и на высотах более 400 км, при этом периодически (в данном случае один раз за 50 расчетных слоев) область, где плотность газа меньше, чем равновесная плотность на высоте 400 км, заполнялась фоновыми значениями плотности и давления и нулевыми скоростями. Такие граничные условия не влияют на течение на высотах до 200–300 км, обеспечивают максимально большой временной шаг и позволяют аккуратно описывать атмосферный плюм, который поднимается на высоты в тысячи километров.

При расчете кратерообразования, как и в работе [Шувалов, 2021], учитывалась прочность грунта по модели Кулона–Мора и акустическая флюидизация [Wunnemann, Ivanov, 2003].

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис. 1 показана самая начальная стадия (первые 10 секунд после начального контакта ударника с поверхностью воды) падения десятикилометрового астероида в океан глубиной 4 км под углом  $45^\circ$  и вертикально. Основное различие между косым и вертикальным ударом состоит в том, что при косом ударе разлетающееся в атмосферу облако выбросов из кратера (плюм) начинает формироваться раньше, имеет больший объем и поднимается на большую высоту. Объясняется это тем, что при вертикальном ударе

наиболее горячая (испытывавшая наиболее сильное ударное сжатие) масса мишени и ударника продолжает двигаться вниз и вдавливаются в более глубокие слои мишени, не имея возможности разлетаться вверх. В случае косоугольного удара значительная часть горячего вещества выдавливается вбок и быстро начинает расширяться в атмосферу. Кроме того, при наклонной траектории ударник непосредственно воздействует на большую площадь поверхности мишени (больше энергии выделяется вблизи поверхности).

При вертикальном ударе в момент времени 10 с практически все вещество ударника и твердой мишени еще находится ниже уровня моря, плюм, поднимающийся на высоту около 70 км, состоит исключительно из воды и горячего воздуха (который на рисунках не показан). В то же время при косом ударе значительная часть массы ударника, “отражаясь” от поверхности океана выбрасывается на высоты до 100 км. При этом плюм разлетается преимущественно в направлении движения упавшего астероида (справа налево).

На рис. 2 показана поздняя стадия тех же ударов. Через минуту после удара в обоих случаях атмосферный плюм поднимается на высоты порядка 500 км и продолжает расширяться вверх и вбок. При этом облако из вещества ударника и грунта, образовавшееся после вертикального удара, находится внутри водяного облака. При косом ударе вода, грунт и вещество ударника в плюме более равномерно перемешаны.

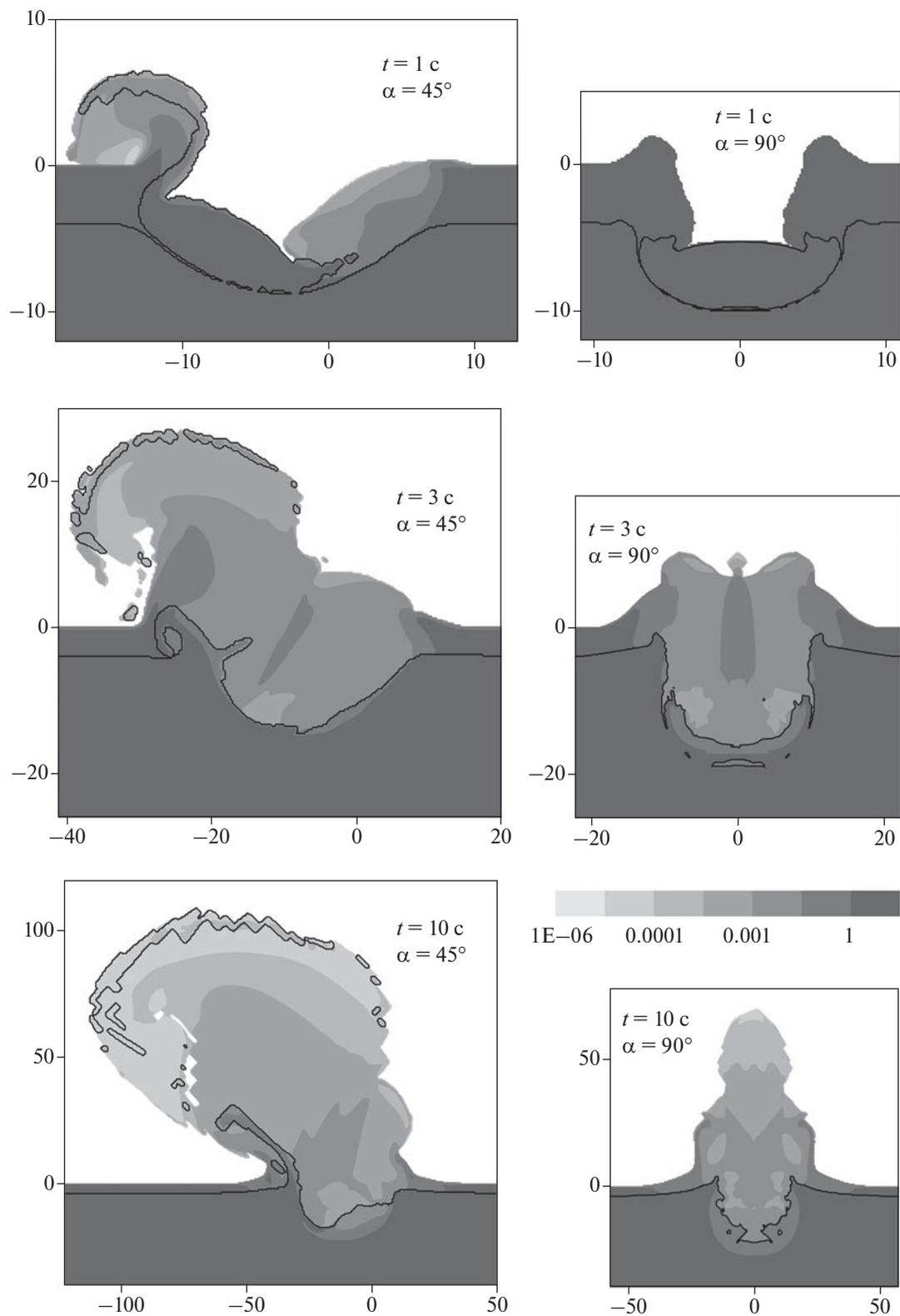
Постепенно большая часть плотного конденсированного вещества из плюма осаждается на поверхность океана под действием силы тяжести, а разреженные, частично конденсированные пары, тормозясь в плотных слоях атмосферы и через 20 мин формируют облако паров и мелких конденсированных частиц воды, грунта и ударника размером в несколько тысяч километров. Горизонтальные размеры этого облака при косом ударе примерно вдвое больше, чем при вертикальном. Торможение плюма в плотных слоях атмосферы приводит к его разогреву и повышению давления, в результате чего плюм опять начинает расширяться вверх, потом опять тормозится силой тяжести и т.д. Результаты, приведенные на рис. 1–рис. 2, показывают, что характер течения и параметры образующегося облака выбросов при косом ударе существенно отличаются от наблюдаемых в случае вертикального удара.

На рис. 3 показаны зависимости от времени масс воды, вещества ударника и суммарной массы вещества ударника и грунта в атмосфере на высотах более 16 км при падении десятикилометрового астероида в океан глубиной 4 км под углом 45 градусов. Значение 16 км выбрано как характерное значение высоты современной тропопаузы, т.е. рассматривалась масса вещества, выбро-

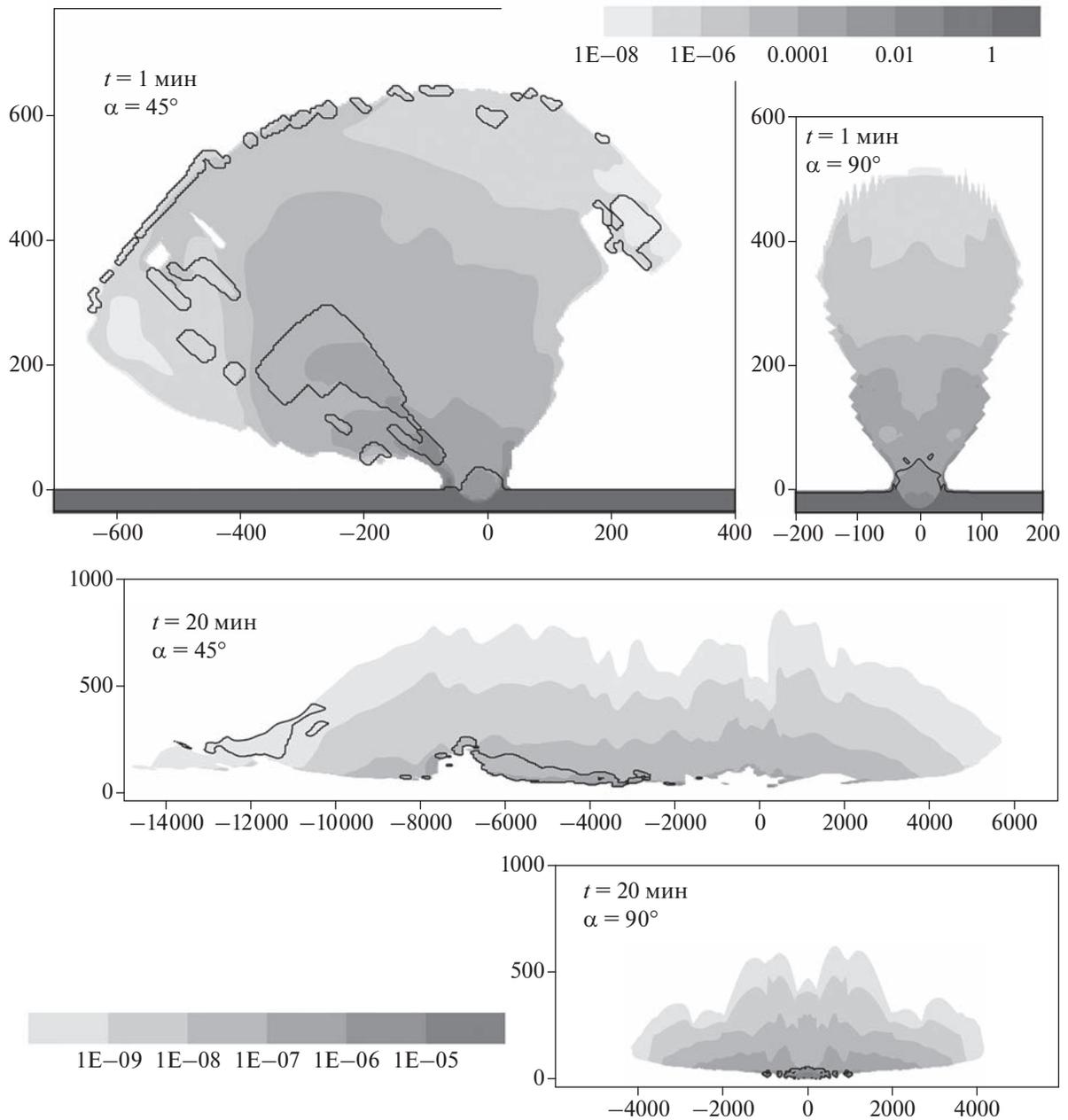
шенного в современную стратосферу и выше. Есть два способа определения в расчетах массы вещества, выброшенной в атмосферу. Первый состоит в том, чтобы подсчитывать эту массу по распределениям плотности (показанным на рис. 1–рис. 2). Второй основан на использовании маркерных частиц, которые первоначально равномерно распределены в мишени и ударнике и в дальнейшем перемещаются со скоростью течения. Каждому маркеру приписывается соответствующая масса, и по распределению маркеров можно посчитать массу выбросов на разных высотах. Каждый из этих способов имеет свои достоинства и недостатки. Первый способ не позволяет проследить изменение во времени параметров выброшенных частиц (давления, температуры и т.д.), определить, из какой области мишени выброшена та или иная частица. В частности, в данном конкретном случае твердая мишень и ударник состоят из одного вещества (т.к. программа СОВА не позволяет рассматривать более трех разных материалов), поэтому первый способ позволяет определить только суммарную массу выброшенных в атмосферу грунта и вещества ударника. Второй способ лишен этих недостатков, однако передвижение маркеров может не вполне совпадать с движением сплошной среды, на которое (в отличие от маркеров) действует схемная вязкость. На рис. 3 показаны результаты, полученные обоими способами. В начальные моменты времени результаты хорошо совпадают, на поздней стадии первый способ дает массы, на 20–30% меньшие, чем второй. Отчасти это различие связано с тем, что в поздние моменты в некоторых ячейках концентрация выбросов становится очень маленькой или одна ячейка, содержащая выбросы, отрывается от других, в этих случаях вещество выбросов заменяется (с сохранением массы и энергии) окружающей средой. Какой из этих способов лучше, сказать трудно, в любом случае различие не очень велико. В данной работе используется второй способ (маркеры), который позволяет получить больше информации о выбросах в атмосфере.

Примерно через минуту после удара масса выбросов на высотах более 16 км достигает максимума, после этого начинает уменьшаться за счет падения плюма в поле тяжести и к моменту 10 мин выходит на более или менее стационарное значение. Поэтому большая часть расчетов заканчивалась в этот момент.

На рис. 4 для всех посчитанных вариантов падения десятикилометровых астероидов под углом 45° приведены максимальные массы воды, грунта и вещества ударника на высотах более 16 км и соответствующие значения через 10 минут после удара. При всех рассмотренных глубинах выбросы вещества ударника и грунта при косом ударе больше (в 2–5 раз), чем при вертикальном. Осо-



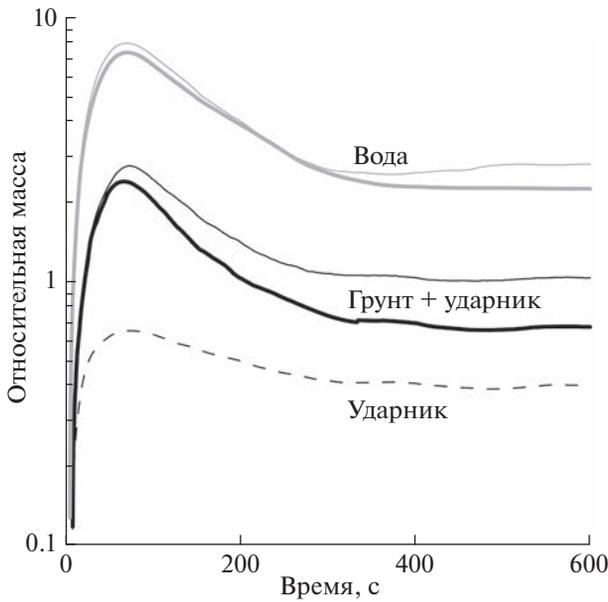
**Рис. 1.** Распределения плотности воды и вещества ударника и грунта в  $\text{г/см}^3$  через 1, 3 и 10 с после падения десятикилометрового астероида со скоростью 20 км/с под углом  $45^\circ$  (слева) и вертикально (справа) в океан глубиной 4 км. Черная линия показывает границу между водой и веществом ударника и мишени. Все расстояния измерены в километрах.



**Рис. 2.** Распределения плотности воды и вещества ударника и грунта в  $\text{г/см}^3$  через 1 и 20 мин после падения десятикилометрового астероида со скоростью 20 км/с под углом  $\alpha = 45^\circ$  и вертикально в океан глубиной 4 км. Черная линия показывает границу между водой и веществом ударника и мишени. Все расстояния измерены в километрах.

бенно велика эта разница при малых глубинах и падении астероида на сушу. Как и при вертикальных ударах, максимальная масса выброшенного в атмосферу грунта уменьшается с увеличением глубины, а масса выброшенной воды увеличивается. Однако при вертикальных ударах зависимость от глубины массы грунта и ударника, остающейся в атмосфере после падения плюма в поле тяжести, была немонотонной с максимумом при глубине океана 2 км, в то время как при косых ударах масса грунта на

высотах более 16 км через 10 мин после удара монотонно уменьшается при увеличении глубины. Масса вещества ударника, выброшенная в атмосферу выше 16 км (и максимальная, и через 10 мин после удара), сравнительно слабо зависит от глубины океана. Поэтому при малых глубинах масса выброшенного в атмосферу грунта значительно (в 3–5 раз) превышает массу вещества ударника на высотах более 16 км, а при глубине океана 6 км оказывается даже меньше ее.

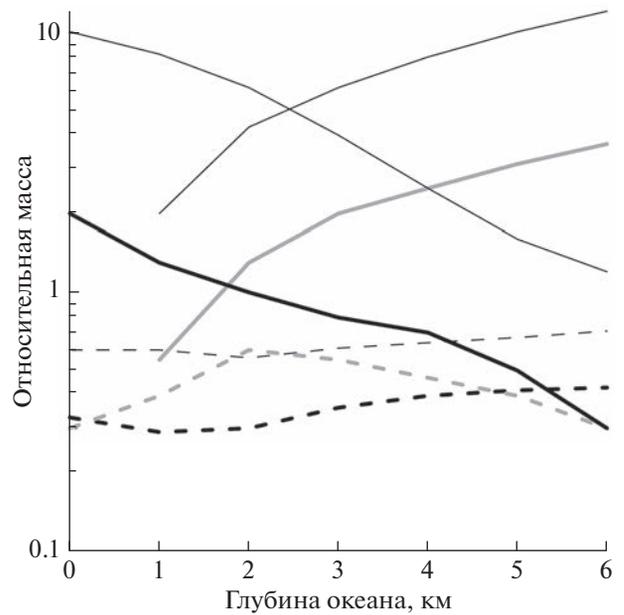


**Рис. 3.** Зависимости от времени массы воды (серые кривые), ударника (пунктир) и суммарной массы грунта и ударника (черные кривые) в атмосфере на высотах более 16 км. Массы измеряются в массах падающего астероида. Толстые кривые соответствуют прямому интегрированию распределений плотности, тонкие получены с помощью маркеров.

За фронтом ударных волн, образующихся в процессе удара, значительная часть вещества ударника и мишени нагревается до температур, близких к критической, соответствующей критической точке фазового равновесия “жидкость—пар”. При разгрузке до атмосферного давления это вещество может частично или полностью превратиться в пар. Для оценки долговременных последствий ударов космических тел необходимо оценить количество пара в выбросах, так как агрегатное состояние выброшенного в атмосферу вещества сильно влияет на химические процессы, протекающие при взаимодействии выбросов с атмосферой.

На рис. 5 показаны зависимости от глубины океана массы выбросов, испытавших при ударе частичное или полное испарение, и массы паров отдельно для грунта, воды и вещества ударника. При падении астероидов на сушу большая часть выбросов грунта состоит из конденсированного вещества, с увеличением глубины доля конденсированных выбросов уменьшается. При глубине океана 6 км практически весь грунт, выброшенный на высоты более 16 км, испытал частичное испарение. Масса паров при всех глубинах составляет 7–10% от массы грунта, выброшенного на высоты более 16 км.

Почти все вещество ударника, оставшееся в атмосфере на высоте более 16 км, через 10 мин по-

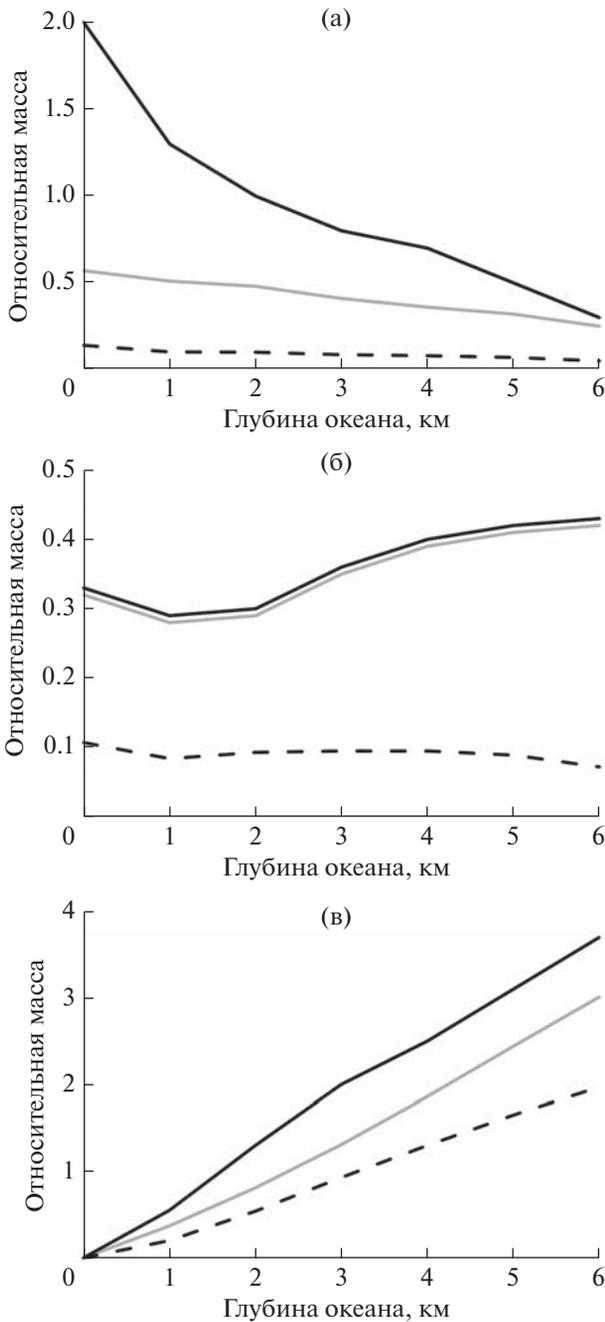


**Рис. 4.** Зависимости от глубины океана массы воды (серые кривые), ударника (пунктир) и грунта (черные кривые) на высотах более 16 км после падения десятикилометровых астероидов со скоростью 20 км/с под углом 45°. Массы измеряются в массах падающего астероида. Толстые кривые соответствуют моменту времени 10 мин, тонкие — максимальному значению (примерно через одну минуту после удара). Серая пунктирная кривая соответствует суммарной массе ударника и грунта на высотах более 16 км через 10 мин после вертикального удара.

сле удара испытало частичное или полное испарение. Масса паров ударника при всех глубинах океана близка к 10% от его полной массы. Примерно 70–80% массы воды в атмосфере на высотах более 16 км через 10 мин после удара испытали частичное или полное испарение, около 50% — чистые пары. Для расчета массы паров для каждой маркерной частицы запоминалось максимальное давление, испытываемое при прохождении ударной волны, и заранее рассчитанные по адиабатам разгрузки до нормального атмосферного давления зависимости массы паров от давления за фронтом ударной волны. Следует отметить, что в процессе эволюции плюма давление и температура в частицах выбросов изменяются, соответственно меняется и концентрация паров. Данные, приведенные на рис. 5 соответствуют расширению до нормального атмосферного давления.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Проведенные расчеты падения в океан десятикилометровых астероидов со скоростью 20 км/с в океан разной глубины под наиболее вероятным углом наклона траектории 45° показывают, что, как



**Рис. 5.** Зависимости от глубины океана массы грунта (а), ударника (б) и воды (в), на высотах более 16 км через 10 мин после падения десятикилометровых астероидов со скоростью 20 км/с под углом 45°. Массы измеряются в массах падающего астероида. Черные кривые соответствуют полной массе, серые – массе вещества, которое испытало частичное испарение, пунктирные – массе паров.

и при вертикальных ударах, в атмосферу выбрасывается большая масса вещества ударника и грунта. При глубинах океана вплоть до 4–5 км масса выброшенного в атмосферу грунта (и максимальная, и остающаяся на высотах более 16 км

через 10 мин после удара) не более, чем в 2–3 раза отличается от массы выбросов при падении астероида на твердую поверхность. Масса выбрасываемого в атмосферу при ударе вещества ударника вообще слабо зависит от глубины океана. Кроме того, при ударах в воду в атмосферу выбрасывается большое количество воды и содержащихся в ней солей. Вода сильно поглощает инфракрасное излучение, а содержащийся в солях хлор и радикалы ОН, образующиеся при ионизации воды, разрушают озон [Pierazzo et al., 2012]. Таким образом, подтверждается вывод, сделанный в работе [Шувалов, 2021], о том, что при падении астероидов размером порядка десяти километров в океан воздействие на атмосферу Земли будет, по-видимому, не менее сильным, чем при падении астероидов на сушу.

При малых глубинах (примерно до 2 км) основная масса выбросов грунта состоит из конденсированного вещества, при больших глубинах большая часть выбросов грунта, остающихся через 10 мин после удара в атмосфере, испытала частичное или полное испарение. Почти все вещество ударника, выбрасываемое в атмосферу, испытывает частичное или полное испарение в процессе удара при всех глубинах океана, так же, как и большая часть выбрасываемой воды.

В описанных расчетах твердая мишень и ударник считались состоящими из кварца, рассматривалась только одна скорость удара 20 км/с. При других скоростях удара и веществах ударника и мишени массы выбросов и, особенно, их агрегатное состояние могут измениться. Поэтому для оценки долговременных последствий ударов крупных космических тел необходимо продолжить аналогичные расчеты в широком диапазоне параметров удара. Кроме того, необходимо разработать более реалистичную модель выбросов, учитывающую то, что они состоят из газообразных паров (и/или двухфазной смеси) и конденсированных частиц разного размера, которые в общем случае не двигаются с одинаковой скоростью. Однако вывод о том, что падения крупных (порядка 10 км) астероидов в океан не менее опасны, чем удары по твердой поверхности, по-видимому, не изменится.

**ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ**

Работа выполнена в рамках государственного задания ИДГ РАН (рег. № 122032900176-3).

**БЛАГОДАРНОСТИ**

Автор благодарен рецензентам Б.А. Иванову и М.В. Герасимову за внимательное прочтение статьи, ценные замечания и советы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кузнецов Н.М. Термодинамические функции и ударные адиабаты воздуха при высоких температурах. М.: Машиностроение. 1965. 463 с.
- Шувалов В.В., Хазинс В.М. Численное моделирование возмущений в ионосфере, генерируемых при падении Челябинского и Тунгусского космических тел // *Астрономический Вестник*. 2018. Т. 52. № 2. С. 142–151.
- Шувалов В.В. Выброс вещества в атмосферу при падении десятикилометровых астероидов в океан // *Астрономический Вестник*. 2021. Т. 55. № 2. С. 114–123.
- Artemieva N., Morgan J. Modeling the formation of the k-pg boundary layer // *Icarus*. 2009. V. 201. № 2. P. 768–780.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction // *Science*. 1980. V. 208. P. 1095–1108.
- Claeys P. Impact events and the evolution of the Earth. // *Advances in Astrobiology and Biogeophysics, Lectures in Astrobiology* / M. Gargaud, H. Martin, P. Claeys (eds.). Berlin: Springer Verlag. 2007. P. 239–280.
- Feulner G. Limits to biodiversity cycles from a unified model of mass–extinction events // *International Journal of Astrobiology*. 2011. V. 10. P. 123–129.
- Hildebran A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Camargo–Zanoguera A., Jacobsen S.B., Boynton W.V. Chicxulub crater. A possible Cretaceous–Tertiary Boundary impact crater on the Yucatan peninsula, Mexico // *Geology*. 1991. V. 19. P. 867–871.
- Kring D.A. The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous–Tertiary boundary // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. P. 255: 4–21.
- Pierazzo E., Garsia R.R., Kinnison D.E., Marsh D.R., Lee–Taylor J., Crutzen P.J. Ozone perturbation from medium-size asteroid impacts in the ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 229. P. 263–272.
- Rampino M.R. Relationship between impact–crater size and severity of related extinction episodes // *Earth–Science Rev.* 2020. V. 201. P. 102990.
- 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., Dyppvik H. Ejecta formation and crater development of the Mjolnir impact // *Meteoritics & Planetary Science*. 2004. V. 39. № 3. P. 467–479.
- Thompson S.L., Lauson H.S. Improvements in the Chart D radiation-hydrodynamic CODE III: Revised analytic equations of state. Report SC-RR-71 0714. Albuquerque: Sandia National Laboratory. 1972. 119 p.
- Wunnemann K., Ivanov B.A. Numerical modeling of the impact crater depth-diameter dependence in an acoustically fluidized target // *Planetary Space Science*. 2003. V. 51. P. 831–845.

## Numerical Simulation of Material Ejection into the Atmosphere Induced by Oblique Impacts of Ten-Kilometer-Diameter Asteroids into the Ocean

V. V. Shuvalov\*

*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: valeryvshuvalov@gmail.com*

The results of a three-dimensional numerical simulation of the oblique impacts of ten-kilometer asteroids at an angle of 45° onto a solid surface and into an ocean with a depth of 1 to 6 km are presented. The maximum masses of water, impactor, and soil ejected into the atmosphere and the masses of water, impactor material, and soil remaining in the atmosphere 10 minutes after the impact are calculated. The mass of vaporized ejecta is determined. It is shown that there are 2–5 times more impactor material and soil ejected into the atmosphere during oblique impacts than during vertical impacts.

*Keywords:* asteroid hazards, numerical simulation, crater ejecta, thermal radiation, atmospheric disturbances

## РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССА СКОЛЬЖЕНИЯ ПО ГЕТЕРОГЕННОМУ РАЗЛОМУ. КРУПНОМАСШТАБНЫЙ ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

© 2023 г. Г. А. Гридин<sup>1</sup>, Г. Г. Кочарян<sup>1</sup>, К. Г. Морозова<sup>1</sup>, Е. В. Новикова<sup>1</sup>,  
А. А. Остапчук<sup>1</sup>, \*, Д. В. Павлов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: [ostapchuk.aa@idg.ras.ru](mailto:ostapchuk.aa@idg.ras.ru)

Поступила в редакцию 11.10.2022 г.

После доработки 17.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Созданная в ИДГ РАН установка для исследования процесса сдвига по контакту между блоками горной породы метрового размера использована для изучения деформационных процессов на разломе с гетерогенной структурой поверхности скольжения, содержащей прочные контактные области – аналоги зон “*asperity*” в известной модели Х. Канамори [Kanamori, Stewart, 1978]. Показано, что при реализации крупной подвижки, которая начинается в зоне максимального дефицита межблокового смещения, происходит разрыв тех областей разлома, эффективная прочность которых снижена предыдущими деформационными событиями. При этом эти, более ранние, события могут быть “медленными” подвижками, имеющими низкую сейсмическую эффективность. В природе события, “подготавливающие” поверхность разлома к крупной подвижке, могут быть зарегистрированы в виде более слабых землетрясений – форшоков, либо являться низкочастотными землетрясениями или событиями медленного скольжения, слабо проявляющимися на сейсмических записях. В этой связи перспективным диагностическим признаком подготовки крупной подвижки является эффект смещения спектра сейсмического шума в сторону более низких частот, вызванного снижением жесткости разлома.

*Ключевые слова:* тектонический разлом, медленные землетрясения, динамический разрыв, излучательная эффективность, лабораторный эксперимент.

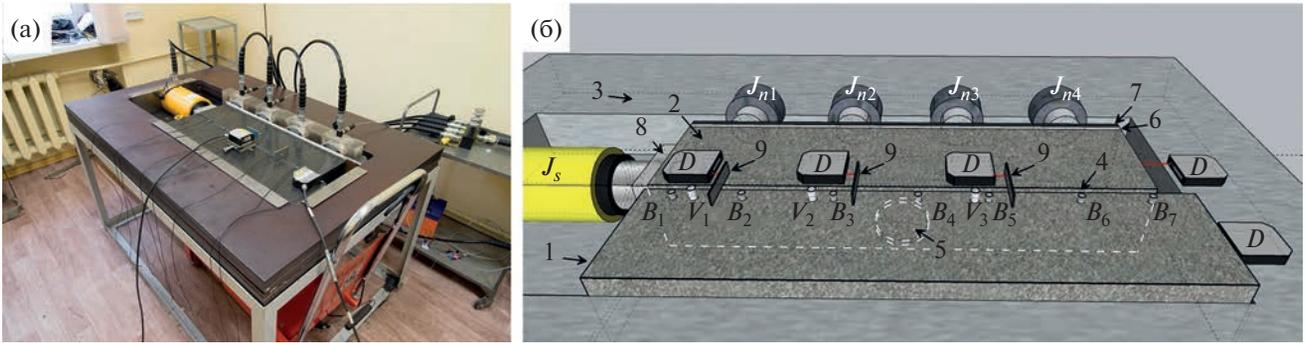
DOI: 10.31857/S0002333723030043, EDN: JZVXSK

### ВВЕДЕНИЕ

Открытие и систематизация разных типов скольжения по разломам земной коры явились значимым достижением в науках о Земле двух последних десятилетий [Peng, Gombert, 2010; Кочарян, 2021]. Было установлено, что деформационные события формируют единый ряд, объединяющий процессы разной динамики – от крипа до разрушительных землетрясений. Различные моды скольжения реализуются практически во всем диапазоне глубин земной коры [Bürgmann, 2018].

Поиск физических механизмов, обуславливающих возникновение и развитие событий скольжения различного типа, является одной из наиболее актуальных задач сейсмологии и механики очага землетрясения. Несмотря на то, что процессы подготовки крупного землетрясения охватывают обширные области коры [Добровольский, 1991], сам процесс скольжения сильно локализован в пространстве [Sibson, 2003]. Момент возникновения динамического срыва определяется, в значительной степени, локальными процессами

ми в области будущего разрыва, которые практически недоступны для прямого наблюдения [Gombert, 2018]. В этой связи важную роль в получении новых сведений об условиях возникновения и развития динамических эпизодов скольжения по разломам играют лабораторные эксперименты. Несмотря на то, что условия проведения лабораторных опытов далеки от условий сейсмогенных глубин, подобные работы могут дать ценную информацию, если их рассматривать не как форму масштабного моделирования, а как исследование отдельных составляющих процессов, гипотетически происходящих в природе. Анализ показывает, что увеличение давления и температуры до значений, характерных для сейсмогенных глубин, не приводит к появлению принципиально новых черт в поведении динамической системы “блочный массив–разлом” на стадии подготовки динамического срыва [Кочарян, Батухтин, 2018], чего нельзя сказать о заключительных фазах скольжения, где в ряде случаев играют важную роль, например, эффекты снижения трения из-за физико-химических преобразований



**Рис. 1.** Экспериментальный стенд RAMA: (а) — общий вид установки; (б) — схема установки (вид сверху). Представлена конфигурация установки в эксперименте с одним “асперити”: 1 — неподвижный блок; 2 — подвижный блок; 3 — стальная рама; 4 — лист фторопласта между скальными блоками; 5 — модельный “асперити”; 6 — интерфейс низкого трения; 7 — стальная пластина; 8 — дюралевые упоры; 9 — мишени датчиков перемещения;  $J_n$ ,  $J_s$  — домкраты, создающие нормальное и сдвиговое усилие;  $D$  — лазерные датчики перемещения;  $B$  — акселерометры;  $V$  — датчики акустической эмиссии.

поверхности скольжения на микро- и наноуровне, плавление и ряд других процессов.

Одной из задач лабораторного моделирования является установление общих закономерностей изменения макроскопических параметров, контролирующих деформационный процесс. Дополнительные возможности для экспериментатора предоставляет использование установок метрового масштаба, размеры которых позволяют провести детальные исследования пространственно-временных закономерностей развития процесса скольжения. Созданная недавно в ИДГ РАН подобная установка [Кочарян и др., 2022] использована в настоящей работе для исследования процесса развития деформационного процесса на разломе с гетерогенной поверхностью, содержащей отдельные контактные области — “асперити”-аналоги зон *asperity* в модели, предложенной в работе [Kanamori, Stewart, 1978].

## МЕТОДИКА

Экспериментальный стенд RAMA представлен на рис. 1. Основу экспериментальной установки составляют два блока из диабазы размером (Д × Ш × В):  $800 \times 175 \times 120$  мм<sup>3</sup> (неподвижный, блок 1) и  $750 \times 175 \times 120$  мм<sup>3</sup> (подвижный, блок 2). Вертикальный контакт шероховатых поверхностей блоков представляет собой модельный разлом. Размер поверхности скольжения модельного разлома  $750 \times 120$  мм<sup>2</sup>. Амплитуда шероховатости около 100 мкм. Блоки помещаются внутрь стальной рамы 3 (рис. 1).

Внутри рамы четыре домкрата  $J_{n1}$ – $J_{n4}$  (КВТ ДН50П16, максимальное усилие 50 т, ход штока 16 мм, диаметр поршня 70 мм) создают нормальное усилие на поверхности скольжения модельного разлома. Давление в домкратах  $J_n$  создается

гидравлической помпой КВТ ПМН-7012 (максимальное давление 700 бар) через распределительный гидравлический кран (один вход от насоса, четыре выхода на домкраты). Один домкрат  $J_s$  (ТОР ДУ ННУУ 100150, максимальное усилие 100 т, ход штока 150 мм, диаметр поршня 90 мм) создает сдвиговое усилие, которое прикладывается к подвижному блоку 2. Давление в домкрате  $J_s$  создается насосной станцией (ООО “Гидросфера”), которая позволяет создавать постоянную скорость выдвигания штока в диапазоне от 0.03 до 0.45 мм/с. Для создания равномерного распределения нормального усилия на поверхности скольжения под домкраты  $J_n$  вставлена стальная плита 7 (толщина 10 мм); для уменьшения паразитных сдвиговых напряжений между плитой и подвижным блоком 2 помещены два листа фторопласта 6.

В описываемой серии экспериментов исследовались закономерности развития событий скольжения на модельных разломах метрового масштаба с пространственно-неоднородной структурой. На бортах модельного разлома были сформированы 1, 2 или 3 контактные области (участки повышенной прочности или “асперити”), представляющие собой зоны круглой формы, выполненные из песчано-цементной смеси и имеющие прочный контакт с бортами модельного разлома. Расстояние между “асперити” превышает их характерный размер. В проведенных экспериментах события скольжения были инициированы разрушением этих областей.

Создание модельных “асперити” включало несколько этапов. На первом этапе в промежуток между блоками вставлялся лист фторопласта 4 толщиной 4 мм, и домкратами  $J_n$  создавалось нормальное напряжение 24 кПа. В середине фторопластового листа были вырезаны круги диаметром

100 мм, для создания определенной конфигурации модельных “асперити” (рис. 2).

Затем пустоты в листе фторопласта заполнялись песчано-цементной смесью (смесь цемента, песка и воды в соотношении 1 : 1 : 0.4 по массе). По окончании заполнения зон “асперити” сверху отверстие закрывалось куском фторопласта, так, чтобы бетонное пятно после затвердевания имело правильную круглую форму. Далее для формирования конфигурации “асперити” нормальное напряжение на модельном разломе повышалось до 2 МПа. Образец оставлялся под нагрузкой в течение примерно 18 ч, что являлось оптимальным минимальным временем для создания “асперити” с высокой прочностью.

По истечении 18 ч на модельном разломе домкратами  $J_n$  создавалось нормальное давление в диапазоне от 0.2 до 0.4 МПа. Затем включалась насосная станция и плунжер домкрата  $J_s$  начинал двигаться с постоянной скоростью. В ходе экспериментов относительное перемещение бортов разлома измерялось с точностью 0.3 мкм системой из 5 лазерных датчиков перемещения (в диапазоне частот 0–5 кГц). Относительное перемещение бортов разлома контролировалось в окрестности контактных пятен, а также на концах модельного разлома. Лазерные датчики ( $D$ , рис. 1б) приклеивались на подвижном блоке, а мишени датчиков (9, рис. 1б) на неподвижном. Для регистрации упругих колебаний, излучаемых в процессе экспериментов, на свободной поверхности вдоль линии разлома была установлена система из 7 синхронизированных датчиков ускорения Bruel & Kjaer 4344 (рабочий диапазон частот 0–10 кГц) и 3 датчиков акустической эмиссии Vallen Systeme VS30-V (рабочий диапазон частот 20–80 кГц) с предусилителями Vallen Systeme АЕР5 с усилением 34 дБ. Все датчики крепились на поверхности блоков на парафиновую смазку, обеспечивающую удовлетворительный акустический контакт.

Для распознавания акустических импульсов (АИ) в регистрируемом сигнале был использован энергетический критерий – поток энергии должен превысить определенный пороговый уровень в соответствии с соотношением:

$$\pi(t) = \frac{1}{\Delta t} \int_t^{t+\Delta t} A(t)^2 dt \geq \pi_{\min}, \quad (1)$$

где  $\pi_{\min}$  – пороговый уровень акустической эмиссии;  $\Delta t = 0.5$  мс.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 3 представлены зависимости удельного усилия  $\hat{\sigma}_s$  и относительного смещения блоков от времени. Удельное усилие рассчитывается как

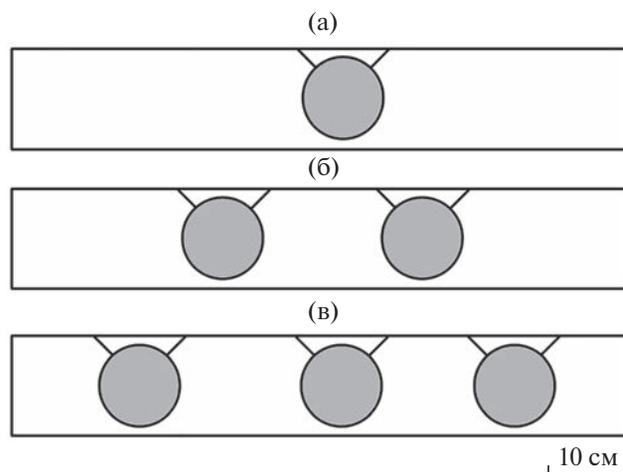
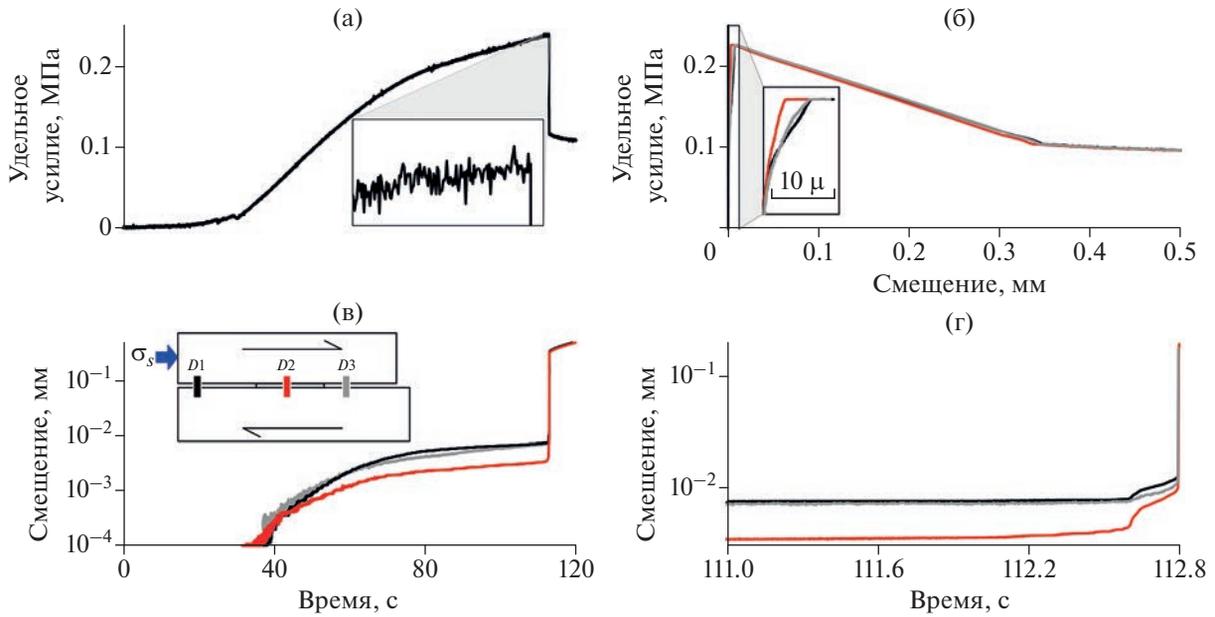


Рис. 2. Конфигурация межблокового контакта в экспериментах с одним (а), двумя (б) и тремя (в) контактными областями. Серые круги – модельные “асперити”.

сдвиговое усилие, нормированное на величину площади поверхности скольжения  $75 \times 12 = 900 \text{ см}^2$ . Следует иметь в виду, что поскольку площадь “асперити” диаметром 10 см составляет  $78.5 \text{ см}^2$ , то действительный уровень сдвиговых напряжений в зоне контакта значительно выше величины удельного усилия  $\hat{\sigma}_s$ .

После выбора всех люфтов усилие увеличивается пропорционально времени. На начальном участке скорость увеличения составляет 4.2 кПа/с. Конфигурация межблокового контакта, имеющего участок повышенной прочности, обуславливает особенности накопления межблоковых перемещений. На рис. 3в можно видеть, что в окрестности “асперити” смещение бортов происходит с существенно более низкой скоростью, чем до и после него. В окрестности “асперити” формируется “запертый участок” модельного разлома, на котором накапливается дефицит межсейсмической деформации. На заключительном этапе (рис. 3г), начиная с  $t \sim 112.1$  с, скорость деформации в окрестности “асперити” (датчик относительного перемещения  $D2$ ) начинает резко возрастать. К этому времени дефицит перемещения достигает величины около 4 мкм (рис. 3б, врезка). Датчик перемещения, расположенный в зоне “асперити”, четко демонстрирует предсейсмический криз с нарастающей скоростью. Если в интервале  $t \sim 100$ –110 с скорость смещения в окрестности “асперити” составляла 0.08–0.10 мкм/с, то в течение последних 2 с скорость деформации возросла более чем на два порядка и в интервале  $t \sim 112.6$ –112.8 с, непосредственно перед срывом уже достигла величины  $\sim 20$ –30 мкм/с. После разрушения “асперити” блок движется как единое целое.



**Рис. 3.** Закономерности деформирования модельного разлома с 1 контактной областью (эксперимент № 15/07/2022). Нормальное усилие составляет 0.36 МПа. Момент срыва – 112.8 с: (а) – зависимость удельного усилия от времени. Врезка соответствует заключительной стадии нагружения длительностью 2 с, высота врезки – 5 кПа; (б) – зависимость удельного усилия от относительного смещения блоков. На врезке представлен участок, соответствующий заключительной стадии нагружения длительностью 2 с; (в) – зависимость межблокового перемещения от времени. Цвет линий соответствует расположению лазерных датчиков D1–D3, представленных на врезке; (г) – зависимость относительного смещения блоков от времени на заключительной стадии нагружения модельного разрыва.

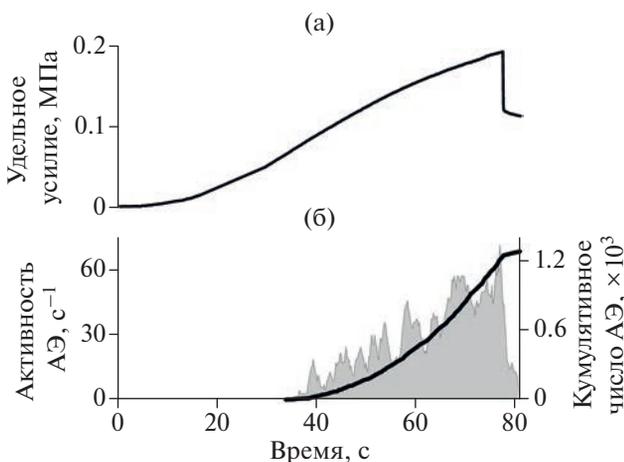
Записи датчиков относительного перемещения становятся идентичными (рис. 3в).

На реологической зависимости удельное усилие–перемещение (рис. 3б) хорошо видно, что

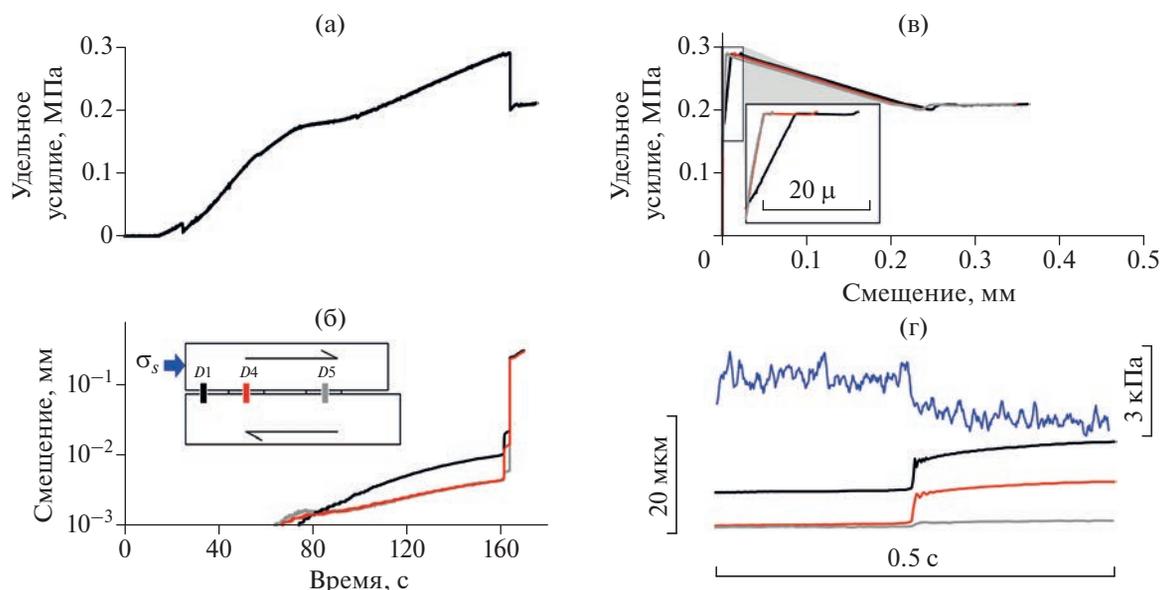
удельная жесткость ( $k = d\hat{\sigma}_s/dD$ ,  $D$  – относительное смещение бортов разлома) запертого участка заметно выше, чем в областях до и после “асперити”. По мере приближения к моменту срыва, жесткость запертого участка снижается с  $k = 150$  МПа/мм до  $k = 35$  МПа/мм перед срывом. Напомним, что к абсолютным значениям жесткости следует относиться с осторожностью, поскольку, как отмечалось выше, действительное значение сдвиговых напряжений отличается от используемой величины удельного усилия.

Процесс нагружения модельного разлома сопровождается излучением АИ. На стадии подготовки срыва колебания регистрируются только в частотном диапазоне свыше 20 кГц, а в низкочастотной области импульсы отсутствуют. На рис. 4 представлены вариации активности и кумулятивного числа АИ в процессе нагружения. В ходе эксперимента были распознаны АИ с амплитудой более 55 дБ. АИ такой амплитуды излучались при сдвиговом усилии, превышающем 30–40% от предельного величины  $\hat{\sigma}_{s\_max}$ . В ходе нагружения наблюдается немонотонный рост активности АЭ, которая достигает максимальных величин непосредственно перед срывом. После срыва активность АЭ резко снижается.

Необходимо подчеркнуть, что в отличие от стадии подготовки разрыва, в процессе разруше-



**Рис. 4.** Акустическая эмиссия при сдвиговом деформировании модельного разлома с одним “асперити” (эксперимент № 13/07/22). Нормальное усилие составляет 0.23 МПа: (а) – зависимость удельного усилия от времени. Момент срыва – 77.4 с; (б) – изменение активности (серый) и кумулятивного числа (черный) АИ от времени.



**Рис. 5.** Закономерности деформирования модельного разлома с 2 “асперити” (эксперимент № 16/08/2022). Нормальное усилие составляет 0.34 МПа. Моменты срывов – 161.6 с и 164.0 с: (а) – зависимость удельного усилия от времени; (б) – зависимость межблокового перемещения от времени. Цвет линий соответствует расположению лазерных датчиков  $D1$ ,  $D4$  и  $D5$ , представленных на врезке; (в) – зависимость удельное усилие – межблоковое перемещение. На врезке представлен участок, соответствующий подготовке и первому разрушению “асперити”  $D4$ ; (г) – вариации удельного усилия и межблокового перемещения в процессе разрушения “асперити”  $D4$ .

ния модельных “асперити” и динамического проскальзывания вдоль блоков регистрируется излучение как высокочастотного диапазона, так и низкочастотные импульсы высокой интенсивности в диапазоне частот менее 10 кГц.

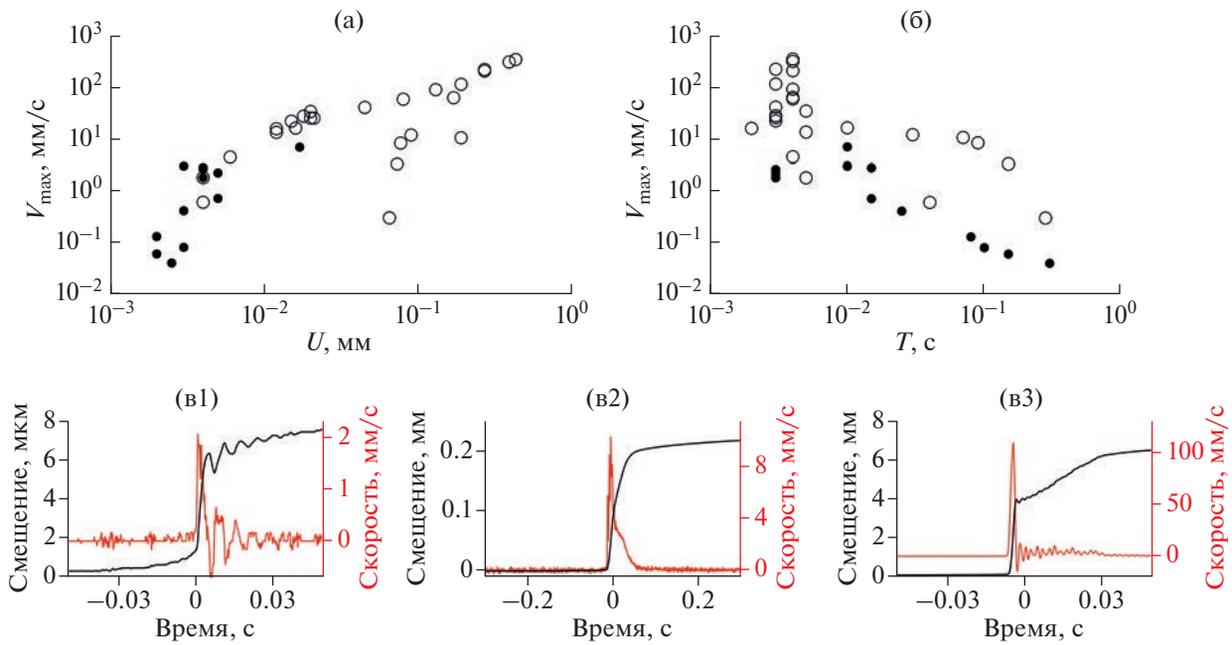
В экспериментах с нагружением модельного разлома, на поверхности скольжения которого расположено несколько контактных пятен, отчетливо проявляются особенности, связанные с последовательным разрушением каждого из них. Из-за небольших различий эффективной прочности “асперити” и вариаций нормальной и сдвиговой нагрузки, связанных с геометрией установки и конечным размером блоков, разрушение “асперити” происходит не одновременно. На рис. 5 представлены закономерности деформирования модельного разлома с двумя “асперити”.

До разрушения первого “асперити”, которое произошло в момент времени  $t = 161.6$  с, ход нагружения (рис. 5) в целом аналогичен опытам с одним “асперити”. Датчики  $D4$  и  $D5$ , расположенные в области локализации “асперити” (запертые участки), пишут практически идентично. К моменту первого разрыва дефицит смещения на запертых участках, по сравнению с датчиком  $D1$  составил величину около 5 мкм. Перед разрушением первого “асперити” в его окрестности наблюдался характерный предсейсмический крип – скорость смещения увеличилась с 0.07 до 0.7 мкм/с. Косейсмическое перемещение, зарегистрированное датчиками  $D1$  и  $D4$ , составило величину ~6 мкм,

а сброс удельного усилия ~1.5 кПа. Перемещение в окрестности второго “асперити”  $D5$  было существенно меньше – около 1.5 мкм. После разрушения первого “асперити” дефицит перемещения на втором запертом участке  $D5$  сильно возрос и достиг 7.5 мкм относительно  $D4$  и 15 мкм относительно  $D1$ . Разрыв второго “асперити” произошел через 2.03 с после первого события. После этого записи всех датчиков перемещения стали идентичны, т.е. блок стал двигаться как единое целое.

Из графиков “удельное усилие – межблоковое перемещение” (рис. 5в) видно, что до момента разрушения первого “асперити” жесткость участков разлома почти не менялась. Для запертых участков, содержащих “асперити”, сдвиговая жесткость одинакова и составляет величину ~35–45 МПа/мм. На скользящем участке этот параметр существенно ниже ~13 МПа/мм. Насколько можно судить по коротким участкам нагружения разлома до второго срыва, после первого динамического события жесткость всех участков заметно снизилась. По грубой оценке, для участков  $D1$ ,  $D4$ ,  $D5$  она составила, соответственно, ~2.4, 6 и 10 МПа/мм.

В условиях, когда в зоне межблокового контакта сформировано 3 “асперити”, закономерности изменения удельного усилия и межблокового перемещения аналогичны рассмотренным выше. Запертые участки разлома характеризуются более низкой скоростью относительного смещения его бортов, что приводит к накоплению дефицита пе-



**Рис. 6.** Закономерность изменения параметров событий скольжения с локализованным (черные) и полным (белые) разрывом. Параметры определялись на участках локализации разрушенных “асперити”: (а) – зависимость максимальной скорости ( $V_{\max}$ ) относительного смещения бортов от амплитуды ( $U$ ) косейсмического смещения; (б) – зависимость максимальной скорости скольжения ( $V_{\max}$ ) от длительности события ( $T$ ); (в) – примеры изменения относительного смещения и скорости относительного смещения бортов разлома при различных динамических событиях. Параметры событий: (v1) –  $U = 4$  мкм,  $T = 4$  мс,  $V_{\max} = 2.1$  мм/с; (v2) –  $U = 0.19$  мм,  $T = 70$  мс,  $V_{\max} = 11$  мм/с; (v3) –  $U = 0.19$  мм,  $T = 3$  мс,  $V_{\max} = 115$  мм/с

ремещения. Перед локальным срывом одного из запертых участков предсейсмический крип наблюдается только в зоне его локализации. При разрушении одного из “асперити” разрыв тормозится на ближайших “целых” контактных пятнах, где в дальнейшем накапливаются “наведенные” смещения малой амплитуды (серые кривые на рис. 5б, 5г). Такие события можно считать подвижками с локализованным разрывом. Разрушение последнего “асперити” инициирует деформационное событие, которое сопровождается разрывом, распространяющимся вдоль всего модельного разлома. Для событий с полным разрывом, также характерно наличие стадии предсейсмического крипа.

Реализуемые на лабораторном разломе деформационные события существенно отличаются как по амплитуде и скорости смещения бортов, так и по “сейсмической эффективности” – доле упругой энергии, реализуемой в виде кинетического движения – излученных упругих колебаний и движения блока как целого. Для сравнения различных деформационных событий использовались параметры, регистрируемые датчиками перемещений в локальной области разрушения соответствующего “асперити” или параметры движения всего блока. Были проанализированы

результаты регистрации смещений при более чем 30 динамических событиях. На рис. 6 приведены зависимости максимальной скорости ( $V_{\max}$ ) относительного смещения бортов от амплитуды ( $U$ ) косейсмического смещения (рис. 6а) и  $V_{\max}$  от длительности события ( $T$ ) (рис. 6б). Можно видеть, что параметры движения по разлому изменяются в широком диапазоне. Так максимальная скорость смещения изменяется на 4 порядка от  $\sim 50$  мкм/с, до  $\sim 50$  см/с, амплитуда смещения бортов разлома – от первых микрон почти до 1 мм.

Для всей выборки реализованных событий наблюдается тенденция увеличения максимальной скорости скольжения с ростом амплитуды смещения. Подвижки с высокой скоростью скольжения имеют длительность менее 5 мс. Амплитуда и скорость подвижек с локализованным разрывом, как правило, невелики, однако некоторые из них имеют относительно большую длительность. В экспериментах зарегистрированы подвижки в широком диапазоне параметров движения и при образовании разрыва вдоль всей поверхности контакта блоков. Высокоамплитудные смещения с высокой скоростью и малой длительностью можно считать “лабораторными землетрясениями”, тогда как медленные подвижки большой длительности – “событиями медленного сколь-

жения”. Примеры быстрых и медленных событий показаны на рис. 6в.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Основной задачей описанной серии экспериментов было исследование особенностей формирования и развития процесса скольжения по разлому с гетерогенной поверхностью. Рассмотренный случай интерфейса, состоящего из нескольких участков повышенной прочности и промежутков между ними, обладающих незначительным сопротивлением сдвигу, является предельно упрощенным вариантом модели *asperity* [Kanamori, Stewart, 1978], которая широко используется в сейсмологии и механике очага землетрясений для интерпретации результатов сейсмических и геодезических наблюдений [Scholz, 2019]. В этой модели в окрестности *asperity*, где разлом заперт в межсейсмический период, большая часть перемещения набирается за счет косейсмической подвижки, т.е. коэффициент сейсмической эффективности или сейсмическое сцепление  $\chi$  (англ. термин “*seismic coupling*”)  $\chi = \left( \int_S u dS \right)' / v_p S_f$  близок к единице [Scholz, Campos, 2012]. В последнем выражении  $S_f$  – площадь разрыва;  $v_p$  – скорость смещения плиты под действием тектонических сил;  $u$  – вектор косейсмического перемещения;  $S$  – площадь подвижки.

Как показывают результаты проведенных экспериментов дефицит перемещения в окрестности “асперити”, в самом деле, накапливается в процессе нагружения. При локальном разрыве запертого участка (разрушается только одно из контактных пятен) этот дефицит частично компенсируется в окрестности разрушенной области. Полное выравнивание величины относительного смещения бортов происходит лишь при разрушении всех “асперити”.

Несмотря на то, что в проведенных экспериментах контактные области были изготовлены из одного и того же материала, т.е. имели одинаковую прочность, разрушались они не одновременно, а с заметным сдвигом по времени, в течение которого среднее напряжение нарастало после первого сброса в результате локальной подвижки. Ни в одном из опытов данной серии не удалось достичь разрушения всех пятен в ходе одного деформационного события. Сценарий развития процесса скольжения по модельному разлому обычно был следующий. По достижении определенного уровня удельного усилия, начинался процесс необратимого деформирования одной из запертых областей. После непродолжительного ускоренного предсейсмического крипа происходит разрыв “асперити”, который явно выражен в динамике относительного перемещения бортов в его окрестности, параметрах акустической эмис-

сии и сбросе сдвигового усилия. Если при подготовке разрыва регистрируются лишь высокочастотные АИ, то в процессе подвижки излучаются также низкочастотные импульсы значительной амплитуды. Во всех экспериментах (за исключением тех опытов, в которых “асперити” был единственным) при разрыве первого пятна подвижка носила локальный характер, т.е. динамический разрыв не распространялся на другие запертые участки. При этом следует подчеркнуть, что на соседних “асперити” наблюдалось относительно небольшое смещение бортов, хотя и на порядок меньшей амплитуды. Кроме того, необратимые деформации соседних “асперити” проявлялись в снижении удельной сдвиговой жесткости этих областей. Многие из первых событий, как будет показано ниже, являлись, скорее, “медленными лабораторными землетрясениями”, которые характеризуются низкой скоростью распространения разрыва и малой величиной среднего сброшенного усилия.

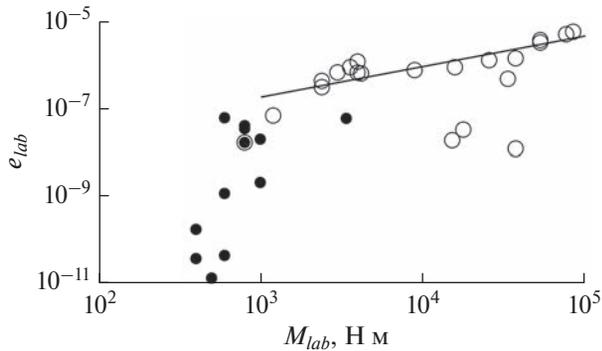
После восстановления уровня приложенного усилия происходил разрыв второго, а затем и третьего, последнего пятна. При разрыве последнего “асперити” наблюдалось перемещение и разгрузка всего блока со значительным сбросом удельного усилия, превышавшем на один-два порядка аналогичную величину для локального разрыва.

Для оценки “динамичности” подвижки целесообразно использовать лабораторный аналог приведенной сейсмической энергии  $e_s = \frac{E_s}{M_0}$  (отношение величины излученной сейсмической энергии  $E_s$  к реализованному скалярному сейсмическому моменту  $M_0$ ):

$$e_{lab} = \frac{E_k}{M_{lab}} = \frac{\rho S h V_{max}^2 / 2}{\mu S U} = \frac{\rho h V_{max}^2}{2\mu U}, \quad (2)$$

где:  $E_k$  – кинетическая энергия блока;  $M_{lab}$  – сейсмический момент, реализованный в ходе подвижки;  $U$  – амплитуда смещения бортов;  $V_{max}$  – максимальная скорость смещения;  $\mu$ ,  $\rho$ ,  $h$  – модуль сдвига, плотность и высота подвижного блока, соответственно;  $S$  – площадь подвижки. Для грубой оценки можно предположить, что при локализованной подвижке упругая энергия высвобождается только из окрестности зоны расположения разрушенного “асперити”, а при образовании разрыва вдоль всей поверхности контакта в движение приходит блок целиком.

На рис. 7 представлена зависимость приведенной сейсмической энергии от лабораторного сейсмического момента. Можно видеть, что величина  $e_{lab}$  изменяется в широких пределах. Для событий с локализованным разрывом этот параметр варьируется в пределах от  $10^{-11}$  до  $10^{-7}$  при близких значениях сейсмического момента. При об-



**Рис. 7.** Эффективность излучения накопленной энергии деформирования. Представлена зависимость приведенной сейсмической энергии ( $e_{lab}$ ) событий скольжения от реализованного сейсмического момента ( $M_{lab}$ ). Черные круги – события с локализованным разрывом, белые – события с разрывом вдоль всей длины межблокового контакта. Сплошная линия соответствует зависимости:  $e_{lab} = 1.5 \times 10^{-9} M_{lab}^{0.7}$ .

разовании разрыва вдоль всей поверхности, значения  $e_{lab}$  изменяются в диапазоне от  $10^{-8}$  до  $10^{-5}$ , при этом наблюдается увеличение величины приведенной сейсмической энергии события по степенному закону с ростом величины сейсмического момента ( $e_{lab} \sim M_{lab}^{0.7}$ ). Подобное соотношение между этими энергетическими параметрами, отражающее, вероятно, отклонение от геометрического подобия процессов разрушения, часто наблюдается и для природной сейсмичности, особенно в диапазоне малых магнитуд [Кочарян и др., 2016].

Изменение соотношения между кинетической энергией блока и реализованным сейсмическим моментом ясно демонстрируют, что в лабораторном эксперименте, как и в природе, деформационные события формируют единый ряд от событий медленного скольжения до “нормальных землетрясений” [Peng, Gombert, 2010]. Примеры подвижек, зарегистрированных при событиях разного типа, приведены на рис. 6в.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В серии лабораторных экспериментов на блоках скальной породы метрового масштаба реализована упрощенная модель эволюции деформационного процесса на разломе с гетерогенной поверхностью, содержащей участки повышенной прочности – “асперити”.

Основным выводом, который может быть сделан по результатам экспериментов, является слабое влияние друг на друга участков крупных “асперити”, расположенных друг от друга на расстоянии, превышающем их характерный размер, в том

случае, если их целостность предварительно не нарушена. При реализации крупной подвижки, которая начинается в зоне максимального дефицита межблокового смещения, происходит разрыв тех областей разлома, эффективная прочность которых снижена предыдущими деформационными событиями. При этом эти, более ранние, события могут быть “медленными” подвижками, имеющими низкую сейсмическую эффективность.

Если в природе процессы происходят похожим образом, то события, “подготавливающие” поверхность разлома к крупной подвижке, могут являться событиями медленного скольжения, либо низкочастотными землетрясениями, которые слабо проявляются, либо вообще не видны, на сейсмических записях. В этой связи существенную роль при мониторинге областей, потенциально опасных с точки зрения возникновения крупных землетрясений, могут играть такие диагностические признаки, как регистрация невулканического тремора [Radiguet et al., 2016; Obara, Kato, 2016] или смещение спектра сейсмического шума в сторону более низких частот, вызванное снижением жесткости запертого участка разлома [Kocharyan et al., 2018; Беседина и др., 2020]. Такое снижение жесткости проявилось, в том числе, и в описанной серии экспериментов.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 122032900178-7 (в части модернизации установки, разработки концепции проведения экспериментов) и при поддержке проекта РФФ № 22-17-00204 (в части выполнения измерений анализа деформационных и акустоэмиссионных данных и хранения данных).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны рецензентам – канд. тех. наук В.А. Новикову и докт. физ.-мат. наук И.А. Пантелееву, чьи замечания позволили существенно улучшить изложение материала.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Ряховский И.А.* Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // *Физика Земли*. 2020. № 2. С. 10–20.
- Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 218 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., Батухтин И.В.* Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 671–691.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0367>
- Кочарян Г.Г., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б.* Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса // Физика Земли. 2016. № 4. С. 141–156
- 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
- Bürgmann R.* The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 495. P. 112–134.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>
- Gomberg J.* Unsettled earthquake nucleation // Nat. Geosci. 2018. V. 11. P. 463–464.  
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0149-x>
- Kanamori H., Stewart G.S.* Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // J. Geophysical Research: Solid Earth. 1978. V. 83. № B7. P. 3427–3434.  
<https://doi.org/10.1029/JB083iB07p03427>
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // Sci. Rep. 2018. V. 8. P. 10764.  
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9>
- Obara K., Kato A.* Connecting slow earthquakes to huge earthquakes // Science. 2016. V. 353. P. 253–257.  
<https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>
- Peng Z., Gomberg 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>
- Radiguet M., Perfettini H., Cotte N., Gualandi A., Valette B., Kostoglodov V., Lhomme T., Walpersdorf A., Cabral Cano E., Campillo M.* Triggering of the 2014 Mw7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico // Nat. Geosci. 2016. V. 9. P. 829–833.  
<https://doi.org/10.1038/ngeo2817>
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting 3rd edition. Cambridge. UK: Cambridge University Press. 2019. 517 p.
- Scholz C. H., Campos J.* The seismic coupling of subduction zones revisited // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B05310.  
<https://doi.org/10.1029/2011JB009003>
- Sibson R.H.* Thickness of the Seismic Slip Zone // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178.  
<https://doi.org/10.1785/0120020061>

## Evolution of Sliding Along a Heterogenous Fault. A Large-Scale Laboratory Experiment.

**G. A. Gridin<sup>a</sup>, G. G. Kocharyan<sup>a</sup>, K. G. Morozova<sup>a</sup>, E. V. Novikova<sup>a</sup>,  
A. A. Ostapchuk<sup>a, \*</sup>, and D. V. Pavlov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: ostapchuk.aa@idg.ras.ru*

A laboratory setup was constructed in IDG RAS to investigate the process of shearing the contact of rock blocks of one-meter scale. It was used to investigate deformation processes in a fault with a heterogenous structure of the sliding interface, which contained strong contact patches – analogs of the “asperity” in the model of Hiroo Kanamori. It is shown that when a large slip occurs, the rupture, that starts in the zone of maximal deficit of interblock displacement, cuts the segments of the fault with lower effective strength, the latter being decreased in previous deformation events. Those previous events may be “slow” slips with low seismic efficiency. In nature the events that “prepare” the fault interface for a large slip may be smaller earthquakes – foreshocks, or they can be either low frequency earthquakes or slow slip events, both can hardly be detected in seismic records. Thereupon a promising diagnostic indication is the shift of the spectrum of ambient seismic noise to lower frequencies caused by the decrease of fault stiffness.

*Keywords:* tectonic fault, slow earthquake, dynamic rupture, radiation efficiency, laboratory experiment

УДК 534.286+622.234.573

## СОВМЕСТНЫЙ АКУСТИЧЕСКИЙ И ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ТРЕЩИНЫ ГИДРОРАЗРЫВА В ЛАБОРАТОРНОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ

© 2023 г. Е. В. Зенченко<sup>1,\*</sup>, П. Е. Зенченко<sup>1</sup>, В. А. Начев<sup>1</sup>, С. Б. Турунтаев<sup>1,2</sup>, Т. К. Чумаков<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН,  
г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),  
г. Москва, Россия

\*E-mail: zenchevj@gmail.com

Поступила в редакцию 20.09.2022 г.

После доработки 22.11.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Приведены результаты лабораторных экспериментов по совместному активному акустическому и деформационному мониторингу трещины гидроразрыва. Эксперименты проводились в модельном материале на основе гипса. Для сравнения были проведены эталонные эксперименты по исследованию прохождения ультразвуковых волн через заполненную жидкостью щель контролируемой ширины между двумя прецизионными стеклянными пластинами. Целью экспериментов было исследование зависимости амплитуды ультразвуковой волны, прошедшей через трещину от величины ее раскрытия. В этих экспериментах создавалась круговая трещина гидроразрыва, плоскость которой была перпендикулярна оси цилиндрического образца. Вдоль этой же оси располагалась обсаженная нагнетательная скважина, заканчивающаяся на середине его высоты. Образец располагался между двумя дисками из алюминиевого сплава, оснащенных смонтированными в них пьезокерамическими преобразователями, работающими как в режиме излучателя, так и режиме приемника. Через канал в нижнем диске осуществлялась подача рабочей жидкости в трещину. Через верхний диск производилось насыщение образца поровым флюидом. Вся сборка помещалась в гидравлический пресс, обеспечивающий постоянное сжимающее усилие. Величина раскрытия трещины изменялась в зависимости от расхода жидкости, подаваемой в центр трещины, и измерялась по относительному изменению расстояния между дисками сборки при помощи индукционных преобразователей перемещения. Также были проведены эксперименты, моделирующие трещину, заполненную пропантом. В этом случае апертура трещины изменялась в зависимости от приложенного вертикального давления на образец. По результатам экспериментов, проведенных в различных условиях, были построены зависимости амплитуды ультразвуковой волны, прошедшей через трещину. Экспериментально установлено, что поглощение звука в трещине гидроразрыва, обладающей естественной шероховатостью, вдвое ниже, чем в зазоре между прецизионными стеклянными пластинами. Полученные результаты позволяют оценить величину раскрытия трещины гидроразрыва в лабораторных экспериментах, проводимых на образцах большего размера с использованием активного акустического мониторинга.

**Ключевые слова:** гидроразрыв, поглощение звука, лабораторное моделирование, раскрытие трещины, ультразвуковой мониторинг.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030134, **EDN:** KBGNNF

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Метод активного акустического мониторинга трещины гидроразрыва является одним из методов исследования трещины гидроразрыва преимущественно в лабораторных экспериментах, поскольку методы активной акустики в полевых условиях применять значительно сложнее, чем в лаборатории. Помимо получения информации о скорости распространения трещины гидрораз-

рыва, метод активного акустического мониторинга позволяет получить данные о величине ее раскрытия. Однако для этого необходимо знать связь между параметрами регистрируемого акустического сигнала и апертурой трещины. В нашей работе приводятся результаты исследований, устанавливающие связь между этими величинами.

В работе [Medlin, Massé, 1984] показана возможность измерения параметров трещины по ре-

гистрации ослабления волн сжатия. В этой работе величина раскрытия трещины измерялась непосредственно у стенки скважины. Эти исследования получили дальнейшее развитие в работах [Groenenboom, 1998; 2001], где использовалась дифракция акустических волн на кончике трещины, а также применялись излучатели и приемники поперечных волн, что позволило получить информацию о закрытии и повторном открытии трещины гидроразрыва. Для оценки величины апертуры трещины использовалась модель, основанная на прохождении звуковой волны через слой жидкости между гладкими параллельными поверхностями. Дальнейшее развитие этот метод получил в работе [Liu, 2020], где для исследования распространения трещины гидроразрыва использовался массив из 32 ультразвуковых приемников и 32 излучателей, однако оценок величины раскрытия трещины в этой работе не проводилось. Используя методы акустического мониторинга авторы работ [Stanchits и др., 2012; 2014; 2015] установили, что зарождение и распространение трещины ГРП происходит до достижения максимума давления в скважине, подтвердив ранее полученные результаты в работе [Zoback и др., 1977].

Аналогичные результаты по исследованию распространения трещины гидроразрыва, выполненные на установке трехосного нагружения были получены авторами работ [Зенченко и др., 2019; Турунтаев и др., 2021]. Для их дальнейшей интерпретации проведены эксперименты по совместному деформационному и акустическому мониторингу трещины гидроразрыва, результаты которых приводятся в данной работе. Преимуществом такого экспериментального подхода является непосредственное измерение величины раскрытия трещины, сопоставляемое с изменением амплитуды ультразвукового импульса, прошедшего через трещину гидроразрыва, полученную в модельном материале. Для сравнения приводятся результаты экспериментов по поглощению ультразвука в щели между двумя прецизионными стеклянными пластинами, заполненной той же жидкостью, что и в эксперименте по гидроразрыву.

## 2. ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ УСТАНОВОК

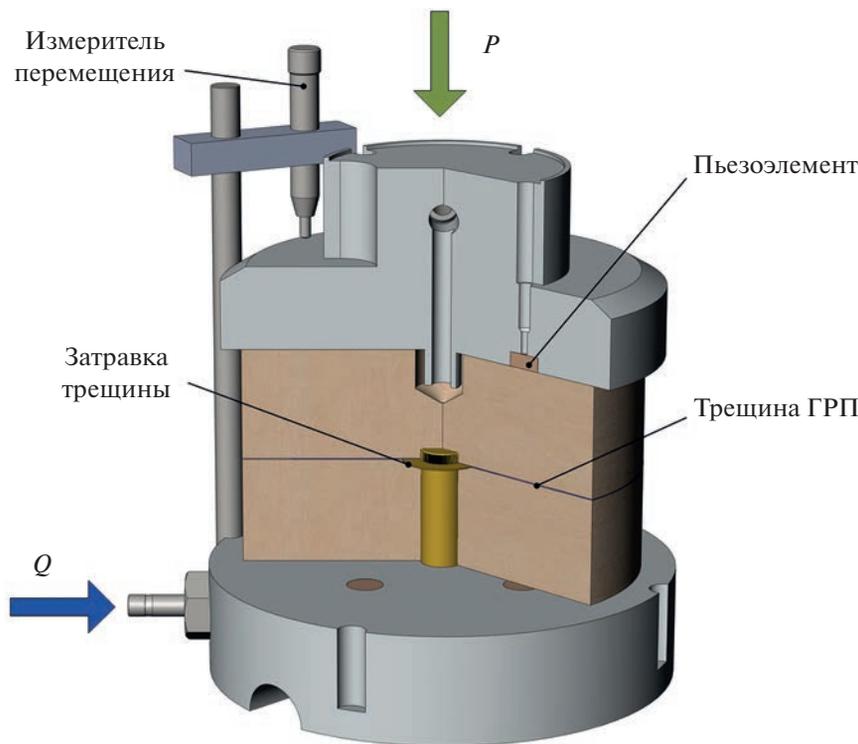
### 2.1. Образец на основе гипса

Для изготовления образцов использовалась смесь из гипса и портландцемента в соотношении 10 : 1. Образцы отливались в форму, изготовленную из отрезка полипропиленовой трубы наружным диаметром 110 мм и высотой 60 мм. В основание формы для отливки вставлялась латунная трубка с наружным диаметром 12 мм с заглушенным концом, имитирующая обсаженную скважи-

ну. На заглушенном конце трубки, на середине высоты образца располагалась затравка будущей трещины гидроразрыва в виде диска диаметром 25 мм, изготовленного из двух слоев латунной сетки с размером ячейки 0.3 мм, имеющая гидравлическую связь с внутренним отверстием латунной трубки. Образец высушивался не менее 10 сут при температуре около 30°C. Критерием окончания сушки служила стабилизация массы образца. Нижняя поверхность высушенного образца не требовала дополнительной обработки, а верхняя выравнивалась на токарном станке, чем также достигалась параллельность обеих поверхностей. Высота обработанного образца составляла 60 мм при наружном диаметре 104 мм. Также в процессе обработки в центре верхнего основания образца просверливалось технологическое углубление диаметром и глубиной 15 мм.

Подготовленный образец помещался между двух круглых алюминиевых оснований в углублениях рабочих поверхностей, в которых были смонтированы пьезоэлектрические преобразователи, представляющие собой диски из пьезокерамики ЦТС-19 диаметром 8 мм и толщиной 1 мм, залитые эпоксидной смолой. Резонансная частота пьезопреобразователей составляла примерно 250 кГц. При сборке трубка с затравкой насаживалась на патрубок с кольцевым резиновым уплотнением, расположенный в нижнем основании, в то время как патрубок в центре верхнего основания входил в технологическое углубление в верхней части образца. Перед сборкой на поверхность нижнего основания наносился слой силиконового компаунда и на него помещался образец. После полимеризации компаунда таким же способом обрабатывалось и верхнее основание. Основания ориентировались таким образом, чтобы верхние и нижние пьезопреобразователи находились на одной вертикальной линии. Силиконовый компаунд обеспечивал отсутствие протекания по примыкающим поверхностям образца и оснований, а также создавал надежный акустический контакт между образцом и пьезоэлектрическими преобразователями.

Схема экспериментальной сборки показана на рис. 1. Кроме описанных выше элементов, на нижнем основании располагались четыре стойки, на которые крепились индукционные измерители перемещений, рабочий шток которых находился в контакте с внешней поверхностью верхнего основания. Благодаря тому, что на боковой поверхности верхнего основания имелись вертикальные углубления, в которые входили стойки, обеспечивалось правильное взаимное расположение оснований. Жидкость для проведения гидроразрыва и заполнения уже образовавшейся трещины подавалась через канал в нижнем основании, связанный через патрубок с центральной трубкой с затравкой. После выхода тре-



**Рис. 1.** Схема экспериментальной сборки для исследования прохождения ультразвука через трещину гидроразрыва. Чтобы не загромождать рисунок, показана только одна стойка с измерителем перемещения.

щину гидроразрыва на боковую поверхность образца жидкость свободно вытекала через нее. Сборка помещалась в цилиндрический сосуд и устанавливалась в гидравлический пресс 2ПГ-10 с максимальным усилием 100 кН с возможностью нагружения винтовой парой и фиксировалась в нем. Нижняя плита пресса была установлена на шаровой опоре, обеспечивая компенсацию возможной непараллельности оснований экспериментальной сборки с образцом, а также непараллельность, возникающую из-за неравномерного раскрытия трещины гидроразрыва. Затем, через штуцер в верхнем основании и технологическое углубление, образец начинал вакуумироваться, после чего в емкость с образцом заливалась силиконовая жидкость ПМС-5 с кинематической вязкостью 5 сСт, которая его насыщала. После того, как жидкость начала поступать в буферную вакуумную емкость без вспенивания, насыщение считалось завершенным. Это происходило примерно в течение одних суток.

Для проведения гидроразрыва и обеспечения различных значений величины раскрытия трещины ГРП, а также для поддержания заданного постоянного давления в гидравлическом прессе использовалась насосная система СМП-НС-40-250 производства ООО «Кортех». При проведении гидроразрыва и для последующего изменения величины раскрытия трещины использовалась си-

ликоновая жидкость ПМС-500 вязкостью 500 сСт. Для поддержания давления в прессе применялось более вязкое силиконовое масло ПМС-1000, что, учитывая конструкцию пресса, минимизировало утечку рабочей жидкости. Важной особенностью силиконовых жидкостей, используемых в эксперименте, является сравнительно невысокая зависимость их вязкости от температуры. Изменение вязкости при изменении температуры на 1°C не превышает 2% в интервале температур 20...50°C. Окружающая температура во время проведения описываемых экспериментов находилась в диапазоне 20...21°C, что не могло оказать существенного влияния на их результаты. Во время проведения экспериментов относительные перемещения верхнего и нижнего оснований измерялись индукционными датчиками и через интерфейсное устройство БИН-8 в оцифрованном виде передавались на персональный компьютер, где записывались с интервалом около 0.35 с. Шаг измерения величины перемещения составлял 0.2 мкм.

Для возбуждения ультразвуковых импульсов, посылаемых через трещину гидроразрыва, использовался двухканальный генератор сигналов специальной формы АК ИП 3418/1, каждый канал которого управлял схемой на основе MOSFET транзистора. В качестве управляющего использовался синусоидальный сигнал длительностью в

один период, причем транзистором управлял только положительный полупериод сигнала. Частота и амплитуда синусоиды варьировались, чтобы получить с приемника приемлемую величину сигнала, особо обращая внимание на то, чтобы она не превышала динамический диапазон регистрирующего АЦП. Максимальная амплитуда возбуждающего импульса на выходе с MOSFET транзистора достигала 200 В. Период повторения возбуждающих импульсов изменялся в зависимости от решаемых экспериментальных задач, но обычно составлял 20 мс. В этом случае импульс со второго канала посылался с задержкой 8 мс относительно первого, что позволяло разделить их во времени и облегчить идентификацию принятых сигналов в процессе дальнейшей обработки.

Импульс, принятый приемником, передавался на предусилитель на основе инструментального усилителя Analog Devices AD621 и далее на вход четырехканального АЦП E20-10 производства ООО "L-CARD". Частота дискретизации составляла 2.5 МГц на канал. Оцифрованные сигналы непрерывно записывались на жесткий диск персонального компьютера в несколько последовательных по времени файлов в течение всего времени проведения эксперимента, которое достигало 10 минут.

Давление в рабочей скважине измерялось при помощи преобразователя давления NAT 8252 производства Trafag AG с нормированным токовым выходом. Преобразователь располагался на минимально возможном расстоянии от скважины и был соединен с ней трубкой с внутренним диаметром 4 мм, чтобы минимизировать потерю давления. Такие же преобразователи использовались для измерения давления в технологическом углублении образца для контроля вакуумирования и насыщения, а также на входной магистрали гидравлического пресса. Сигналы с преобразователей давления регистрировались с помощью АЦП E14-440 производства Л-Кард с частотой дискретизации 100 Гц с непрерывной записью на жесткий диск персонального компьютера.

Для синхронизации записей давления и ультразвуковых импульсов использовался прямоугольный импульс длительностью 100 мс, подаваемый с генератора импульсов Г5-75. При этом в первую очередь программно вручную включалась запись давления. Затем, при подаче импульса с генератора, запускался сбор данных с АЦП E20-10 и этот же импульс записывался на один из каналов АЦП E14-440. Также, перед проведением эксперимента, под один из измерителей перемещения подкладывалась полоска медной фольги толщиной 0.25 мм, которая выдерживалась одновременно с нажатием кнопки подачи импульса на

генераторе. Таким образом, записи давления, ультразвуковых импульсов и перемещений оказывались синхронизированными.

## 2.2. Образец из стеклянных пластин

Для сравнения результатов экспериментов по исследованию прохождения ультразвука через естественную трещину был проведен эксперимент, в котором трещина имитировалась щелью контролируемой ширины между двумя плоскими прецизионными стеклянными пластинами. Пластины имели толщину 20 мм при диаметре 60 мм. Стекла помещались в чашки из оргстекла, в которых располагались излучатель и приемник, рабочий элемент которых также был изготовлен из пьезокерамики ЦТС-19 и имел форму диска диаметром 8 мм при толщине 1 мм. В верхнюю чашку стеклянная пластина клеивалась на силиконовом герметике, а из нижней могла свободно выниматься. Объем, образуемый внутренней поверхностью чашек и поверхностью стекол заполнялся кремнийорганической жидкостью ПМС-500, обеспечивая тем самым неизменный акустический контакт между пьезоэлементами и стеклом независимо от величины сжимающего усилия, фиксирующего чашки, которое в эксперименте не контролировалось. Зазор между стеклами задавался при помощи двух параллельных отрезков проволоки. Диаметр проволоки предварительно измерялся при помощи вышеописанной измерительной системы БИН-8 и индукционного датчика. Для этого на поверхность стеклянной пластины помещались две одинаковые измеряемые проволоочки, на которые сверху накладывалась концевая мера длины толщиной около 1.5 мм, которая предварительно находилась в контакте со стеклянной пластиной. По изменению показаний индукционного датчика находилась диаметр проволоочки. Диапазон диаметров проволоочек составлял от 14 до 380 мкм. Схема установки для исследования прохождения ультразвука через щель, образованную стеклянными пластинами, показана на рис. 2. Сборка помещалась в ручной винтовой пресс, фиксируя, таким образом, зазор между пластинами.

В этой серии экспериментов для возбуждения ультразвуковых зондирующих импульсов использовалась та же схема, что и в эксперименте по исследованию трещины гидроразрыва, но при этом использовался только один канал. Регистрация импульсов с приемника производилась непосредственно цифровым осциллографом GDS-72072 с разверткой 5 мкс/деление, что соответствовало частоте дискретизации 100 МГц.

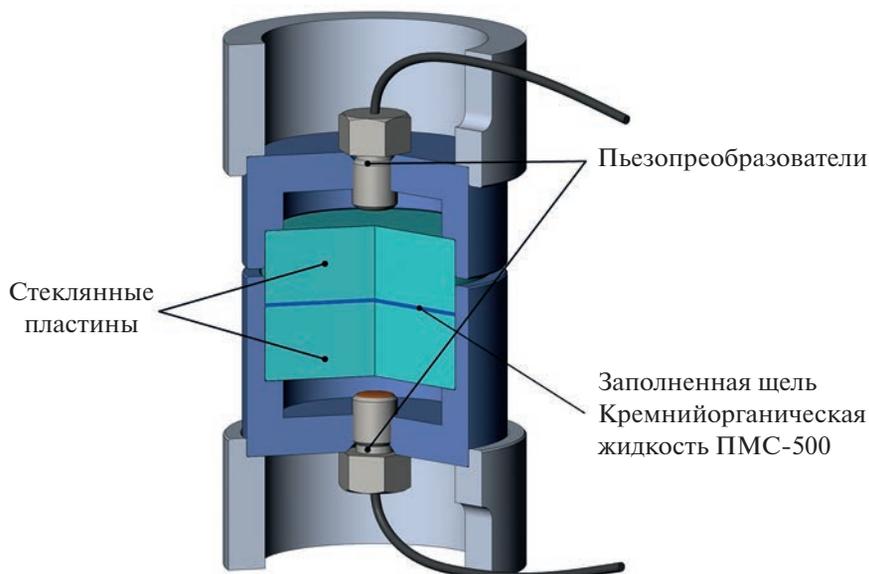


Рис. 2. Схема сборки для исследования прохождения ультразвука через щель между стеклянными пластинами.

### 3. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

#### 3.1. Образец на основе гипса

Для гарантированного получения горизонтальной трещины гидроразрыва, то есть такой, чтобы геометрическая вертикальная ось образца была перпендикулярна плоскости трещины, необходимо было выполнить условие превышения радиального сжимающего напряжения над вертикальным. Чтобы задать необходимую величину радиального напряжения, использовались четыре червячных хомута, расположенные так, чтобы не перекрывалась область в середине образца размером примерно  $1/5$  его высоты, через которую, как предполагалось, должна была пройти трещина гидроразрыва. Радиальное напряжение оценивалось на основе измерения диаметра свободной части образца до и после стяжки хомутами, которое также измерялось индукционными датчиками перемещений БИН-8. Для этой оценки использовалась величина модуля упругости модельного материала 2 ГПа, предварительно измеренная на основе специально проведенных деформационных испытаний. Изменение диаметра образца при его стяжке составило  $\approx 20$  мкм. Расчеты, выполненные в стандартном пакете методом конечных элементов, дали величину радиального напряжения  $\approx 0.5$  МПа, что превышало вертикальное сжимающее напряжение 0.37 МПа, соответствующее минимально возможному давлению 0.3 МПа, поддерживаемому насосной установкой в гидравлическом прессе. Таким образом, условие превышения горизонтальных напряжений над вертикальным было выполнено, что позволило получить в экспери-

менте горизонтальную трещину гидроразрыва, начальная геометрия которой обеспечивалась горизонтальным расположением затравки.

При проведении эксперимента образец сначала нагружался вертикальным давлением. Затем, после того как достигался постоянный уровень вертикальной нагрузки, с помощью импульса синхронизации запускался сбор данных на АЦП E20-10 и одновременно выдерживалась полоска фольги из под датчика перемещения. Примерно через 5 с после этого включалась подача жидкости ПМС-500 в рабочую скважину с заданным постоянным расходом  $5 \text{ см}^3/\text{мин}$ . После этого давление в рабочей скважине начинало расти вплоть до момента образования трещины гидроразрыва. После образования трещины давление в скважине резко падало до определенного уровня и затем начинало медленно возрастать. Затем, не останавливая подачи рабочей жидкости в скважину, ступенчато увеличивался ее расход. Значения расхода последовательно составляли 5, 7.5, 12, 18, 24, 30, 40,  $50 \text{ см}^3/\text{мин}$ . На каждой новой ступени расхода устанавливалось новое равновесное значение раскрытия трещины, поскольку вертикальное давление поддерживалось постоянным. Непрерывное проведение эксперимента не позволяло берегам трещины смыкаться, что в противном случае могло бы привести к нарушению поверхностей образовавшейся трещины при ее закрытии, обусловленном сбросом давления.

Образование и рост трещины гидроразрыва происходят неравномерно в разных направлениях в силу разных случайных факторов, например, вариаций прочности и проницаемости образца, поэтому величина раскрытия трещины оказыва-

ется неодинаковой в разных точках ее поверхности. Пренебрегая деформациями образца, можно считать, что значения относительных перемещений берегов трещины лежат в плоскости, наклонной по отношению к базовому горизонту. Поскольку координаты излучателей и приемников ультразвука не совпадали с координатами измерителей перемещения, то для расчета перемещений в местах расположения акустических преобразователей методом наименьших квадратов находилось уравнение плоскости, по которому эти перемещения вычислялись.

Для выделения зондирующих ультразвуковых импульсов применялся пороговый критерий с учетом заданного периода их повторения, что позволяло компенсировать погрешности частот дискретизации АЦП и периода следования импульсов. После этого, используя преобразование Гильберта, строилась огибающая каждого выделенного импульса. За амплитуду импульса принималось максимальное значение огибающей первых 4...5 периодов импульса, поскольку в дальнейшем в импульс вносились интерференционные искажения, обусловленные отражениями от элементов экспериментальной сборки. В результате такой обработки получалась зависимость амплитуды импульсов от времени с шагом, равным периоду повторения импульсов.

Чтобы сопоставить амплитуду ультразвуковых импульсов с величиной раскрытия трещины проводилась кусочно-линейная интерполяция зависимости перемещений от времени с последующим их пересчетом на моменты времени, соответствующие периоду повторения импульсов. Затем, по полученным значениям строилась зависимость амплитуды ультразвуковых импульсов, прошедших через трещину гидроразрыва от величины раскрытия трещины.

### 3.2. Трещина гидроразрыва, заполненная песком

Для имитации трещины, закрепленной пропантом, был проведен эксперимент, в котором образец после образования трещины гидроразрыва был разделен на две части по этой трещине. Затем на поверхность трещины нижней части образца была нанесена кремнийорганическая жидкость ПМС-500, также использовавшаяся для создания трещины гидроразрыва. После этого на смоченную поверхность трещины был насыпан сухой кварцевый песок узкой фракции со средним размером частиц 0.3 мм. Чтобы убрать несмоченный песок, половинка образца была перевернута, после чего на поверхности трещины остался тонкий слой прилипшего песка визуальную толщиной в одну песчинку. Далее нижняя часть образца была накрыта верхней в соответствии с их исходным взаимным расположением, после чего сборка была помещена в пресс и под-

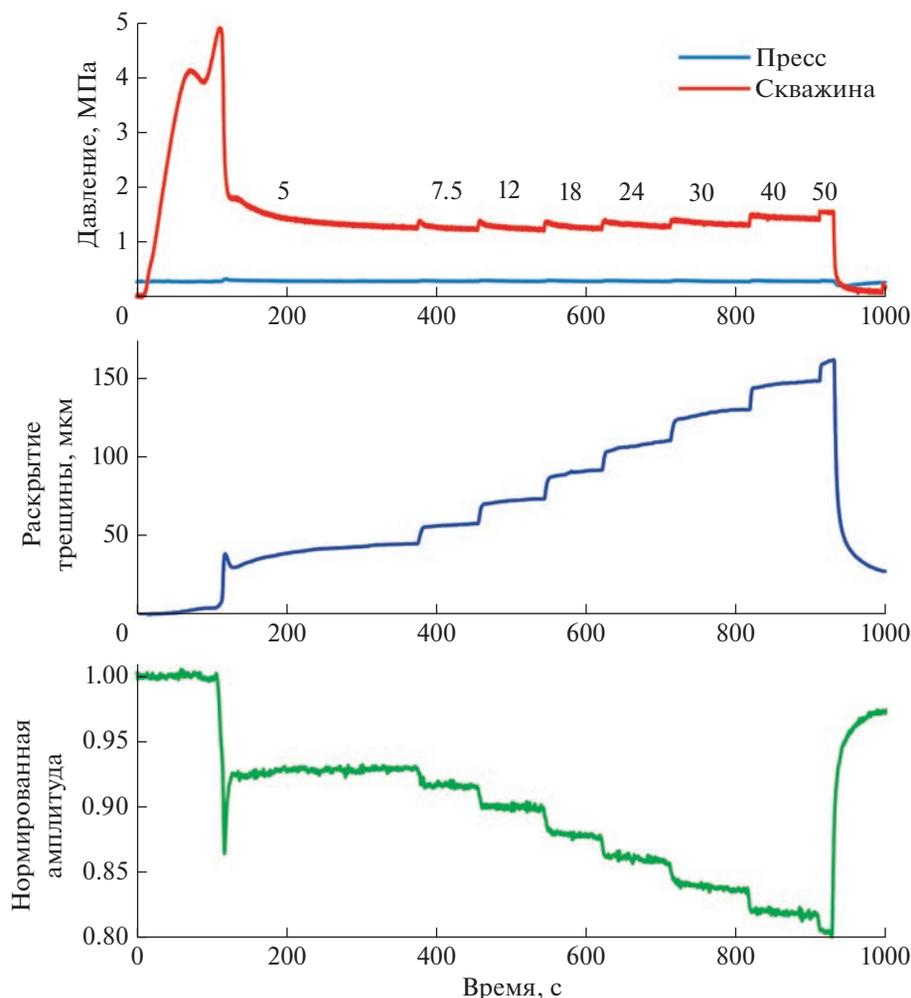
жата давлением в прессе 0.2 МПа. Расстояния между алюминиевыми основаниями экспериментальной сборки вблизи точек установки датчиков перемещения были измерены при помощи набора концевых мер с точностью 0.01 мм как до заполнения трещины песком, так и после этого, что позволило зафиксировать исходную величину раскрытия трещины.

В отличие от эксперимента с незакрепленной трещиной, в этом эксперименте раскрытие трещины изменялось за счет увеличения вертикального давления на образец. Сначала был проведен эксперимент с сухой трещиной. Давление в прессе в этом случае составляло 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.7 МПа. Затем, для насыщения трещины, через нее прокачивалась рабочая жидкость с расходом 0.1 см<sup>3</sup>/мин, который был от одного до двух порядков ниже, чем в экспериментах с незакрепленной трещиной. Такой низкий расход обеспечивал отсутствие выноса песчинок из трещины, но не влиял при этом на величину ее раскрытия. Эксперимент с насыщенной закрепленной трещиной проводился при давлениях в прессе 0.15, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9, 1.2, 1.6, 2, 2.5, 3 МПа.

### 3.3. Эксперимент со стеклянными пластинами

В отличие от ультразвуковых измерений в случае трещины гидроразрыва, в эксперименте со стеклянными пластинами уровень помех в измерительной системе был значительно ниже. Кроме того, при регистрации прошедшего ультразвукового сигнала осциллографом, использовался режим усреднения по 8 измерениям, что дополнительно снижало уровень шумов принятого сигнала. Поэтому, каждому значению размера щели между пластинами соответствовало одно значение амплитуды ультразвукового сигнала. Так же как и в случае трещины гидроразрыва, это значение находилось из максимума огибающей 4...5 периодов сигнала. Вместе с тем, в ходе измерений диаметров проволочек отмечалась некоторая нестабильность их величин при смещениях концевой меры относительно измерительной головки индукционного датчика. Было установлено, что это отклонение могло достигать до 3 мкм в каждую сторону. Исходя из этого, на основе нормального распределения, был смоделирован набор случайных данных для каждого диаметра проволочки, учитывающий дискретность измерительного устройства. Используя этот смоделированный набор, строилась зависимость амплитуды ультразвукового сигнала от расстояния между стеклянными пластинами.

Для сравнения результатов экспериментов между собой, учитывая экспоненциальную аппроксимацию экспериментальных данных, все значения амплитуды были нормированы на амплитуду импульса, соответствующую величине



**Рис. 3.** Синхронизированные по времени записи давления в рабочей скважине, гидравлическом прессе, создающем вертикальное давление, с величиной раскрытия трещины гидроразрыва и с амплитудой прошедшего ультразвукового импульса, нормированной на его амплитуду до возникновения трещины гидроразрыва. Числа над последовательными участками кривой давления в скважине показывают величину расхода рабочей жидкости на каждой ступени увеличения расхода в  $\text{см}^3/\text{мин}$ .

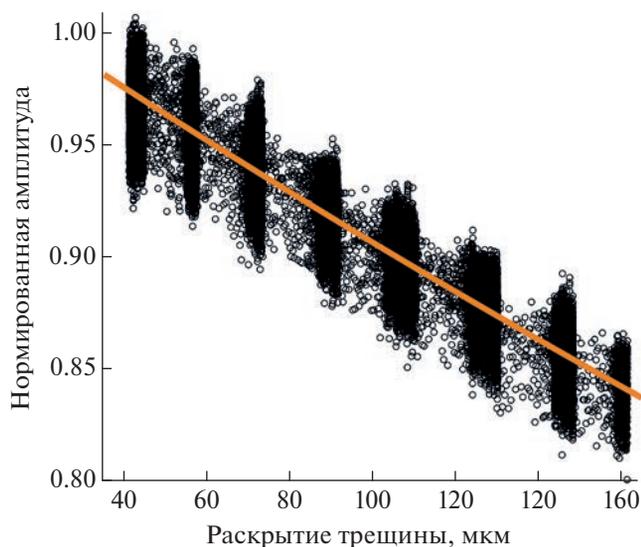
раскрытия трещины 20 мкм. Такой выбор сравнительной базы обусловлен размером щели, близким к минимальному в эксперименте со стеклянными пластинами.

### 3.4. Результаты экспериментов и их обсуждение

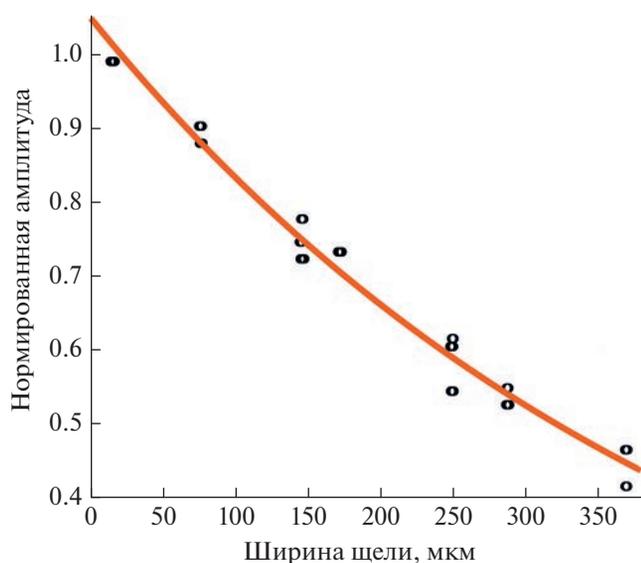
Как было описано выше, эксперимент по образованию трещины гидроразрыва и последующему увеличению величины ее раскрытия проводился непрерывно. Раскрытие трещины увеличивалось за счет ступенчатого увеличения расхода жидкости, подаваемой в рабочую скважину. На рис. 3 представлены синхронизированные зависимости давления в рабочей скважине, гидравлическом прессе, создающем вертикальное давление с величиной раскрытия трещины гидроразрыва и с

амплитудой прошедшего ультразвукового импульса от времени.

Момент образования трещины гидроразрыва, примерно совпадающий по времени с максимальным давлением в скважине, отмечается резким уменьшением амплитуды ультразвукового импульса. Что касается величины раскрытия трещины, то она изменяется не так заметно, что обусловлено низкой частотой опроса индукционного измерителя перемещения, вследствие чего момент максимального раскрытия трещины при гидроразрыве мог быть пропущен. Каждая ступень увеличения расхода отчетливо видна на зависимости давления в скважине от времени в виде небольшого скачка с последующим спадом. Используя построенные зависимости, можно оценить раскрытие трещины гидроразрыва в момент времени, когда она пересекала линию “из-



**Рис. 4.** Зависимость амплитуды ультразвукового импульса, прошедшего через трещину гидроразрыва от величины ее раскрытия в эксперименте с образованием трещины гидроразрыва в исходном образце. Амплитуда нормирована на ее значение при раскрытии, равном 20 мкм.



**Рис. 5.** Зависимость амплитуды ультразвукового импульса, прошедшего через щель между стеклянными пластинами от ее ширины.

лучатель—приемник”. Величина этого раскрытия составила  $\approx 110$  мкм. Для дальнейшей обработки использовался участок записи примерно с 300-й секунды, когда стабилизировалось давление в скважине, и до момента остановки насоса, после которой давление в скважине быстро упало.

Непосредственно после проведения первого эксперимента был проведен эксперимент по по-

вторному раскрытию трещины гидроразрыва. В целом он продемонстрировал те же результаты, за исключением подъема давления, связанного с первичным образованием трещины. На рис. 4 показана зависимость нормированной амплитуды ультразвукового импульса от величины раскрытия трещины в первичном эксперименте по созданию трещины гидроразрыва. Напомним, что нормировка проводилась на значение амплитуды при раскрытии трещины 20 мкм.

Аналогичная зависимость для эксперимента по прохождению ультразвука через заполненную щель между стеклянными пластинами показана на рис. 5.

Результаты измерений аппроксимировались зависимостью вида  $A = ae^{-\gamma x}$  методом наименьших квадратов, где:  $A$  – амплитуда волны;  $a$  – безразмерный множитель;  $\gamma$  – коэффициент ослабления ультразвука;  $x$  – величина раскрытия трещины. Таким же способом обрабатывались результаты для экспериментов по повторному раскрытию трещины гидроразрыва, а также для сухой и насыщенной закрепленной трещины. В эксперименте по образованию первичной трещины гидроразрыва использовались результаты измерений только с одной пары излучатель—приемник. В остальных экспериментах использовались данные, полученные с обеих рабочих пар. Результаты всех проведенных экспериментов приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, коэффициент ослабления  $\gamma$  как для первичной трещины гидроразрыва, так и при повторном ее раскрытии имеет близкие значения. При этом значение коэффициента ослабления в стекле почти вдвое больше, чем для трещины в модельном материале. Результаты измерений для случая сухой или насыщенной трещины, заполненной песком, обработанные указанным выше способом, следует рассматривать как справочные, поскольку прохождение звука через сухую трещину с наполнителем обусловлено взаимодействием берегов трещины с его частицами. Насыщение сухой трещины жидкостью приводит к уменьшению коэффициента ослабления на порядок, но он оказывается примерно втрое больше, чем для трещины без песка. Таким образом, трещина становится более “похожей” на заполненную жидкостью, но наличие песка также продолжает влиять на прохождение звука через нее, увеличивая поглощение.

Существенное различие коэффициентов поглощения звука при прохождении через естественную трещину и через щель, образованную плоскими стеклянными пластинами, можно объяснить, если рассмотреть схематическую трещину, изображенную на рис. 6.

Можно предположить, что при гидроразрыве образуются две идентичные поверхности трещи-

Таблица 1

	$a$	$\Delta a$	$\gamma, \text{см}^{-1}$	$\Delta\gamma, \text{см}^{-1}$	$R^2$
ГРП	1.025	0.001	12.27	0.04	0.9
ГРП (повтор)	1.025	0.001	12.45	0.03	0.94
	1.027	0.001	13.5	0.05	0.9
Стекло	1.049	0.007	23.0	0.4	0.98
Песок сухой	3.5E + 08	1E + 08	560	10	0.98
	1.2E + 04	1000	269	3	0.97
Песок насыщенный	1.09	0.02	42.5	0.5	0.97
	1.07	0.02	31.5	0.4	0.96

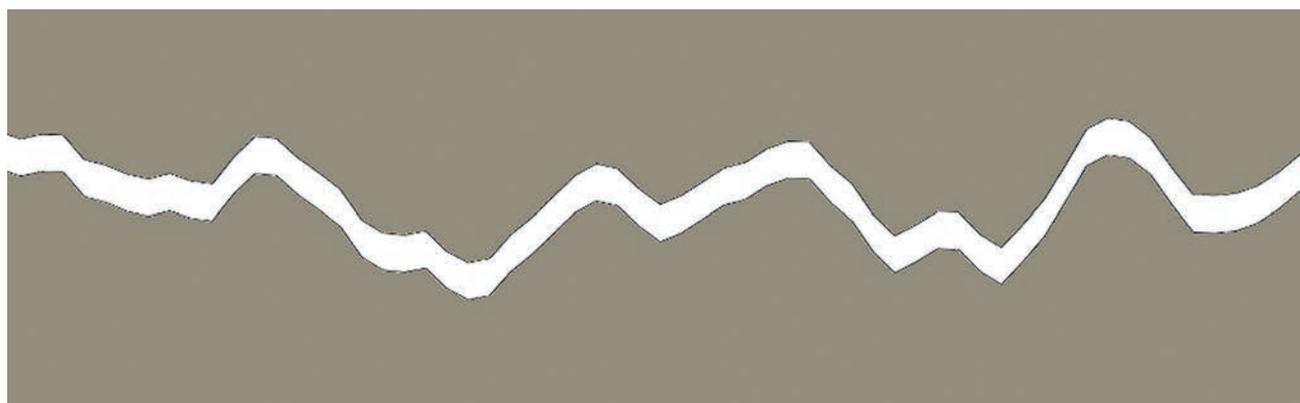


Рис. 6. Схематическое изображение трещины.

ны, разделенные промежутком жидкости. Также очевидно, что при заданном (измеренном) вертикальном смещении, на наклонных участках величина кратчайшего расстояния между берегами трещины будет меньше этого смещения, что приведет к меньшему затуханию звуковой волны при прохождении через наклонные участки. Также, при возможном тангенциальном смещении берегов трещины, возможно дополнительное уменьшение локальных зазоров между ними, вплоть до их взаимного контакта. В итоге можно говорить об эффективной величине раскрытия трещины, которая оказывается меньше, чем если бы трещина была образована плоскими параллельными поверхностями.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование в лабораторном эксперименте метода активного акустического мониторинга совместно с деформационными измерениями при образовании и дальнейшем раскрытии трещины гидроразрыва позволило выявить существенное отличие коэффициента ослабления звука в трещине гидроразрыва по сравнению с пло-

скопараллельной щелью между стеклянными пластинами, заполненной жидкостью. Для трещины гидроразрыва его значение лежит в диапазоне 12.3...13.5, в то время как для щели между стеклянными пластинами составляет величину 23.0. Причиной этого отличия может служить меньшее эффективное раскрытие естественной трещины по сравнению с измеренным, обусловленное ее шероховатостью.

Эксперименты, моделирующие заполнение трещины пропантом, в качестве которого использовался кварцевый песок, показали, что сухая трещина, заполненная песком, имеет наибольший эффективный коэффициент ослабления ультразвука из измеренных в экспериментах. Заполнение такой закрепленной трещины жидкостью уменьшает коэффициент ослабления на порядок, но он все равно остается примерно втрое большим, чем у трещины без песка.

По зависимостям, полученным в проведенных экспериментах можно оценивать величину раскрытия трещины гидроразрыва, основываясь на результатах акустического мониторинга трещины гидроразрыва.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 22-27-00643.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зенченко Е.В., Зенченко П.Е., Лукина А.А., Турунтаев С.Б. Исследование динамики распространения и раскрытия трещин гидроразрыва в лабораторном эксперименте акустическими методами // Динамические процессы в геосферах. 2019. № 11. С. 26–34.

Турунтаев С.Б., Зенченко Е.В., Зенченко П.Е., Тримонова М.А., Барышников Н.А., Новикова Е.В. Динамика роста трещины гидроразрыва по данным ультразвукового просвечивания в лабораторных экспериментах // Физика Земли. 2021. № 5. С. 104–119.

Groenenboom J., Fokkema J.T. Monitoring the width of hydraulic fractures, *Geophysics*, January–February. 1998. V. 63. № 1. P. 139–140.

Groenenboom J., van Dam D.B., de Pater C.J. Time-Lapse Ultrasonic Measurements of Laboratory Hydraulic-Fracture Growth: Tip Behavior and Width Profile // *SPE J.* 2001. V. 3. P. 14–24.

Liu D., Lecampion B., Blum T. Time-lapse reconstruction of the fracture front from diffracted waves arrivals in laborato-

ry hydraulic fracture experiments // *Geophysical J. International*. 2020. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa310>

Medlin W.L., Massé L. Laboratory Experiments in Fracture Propagation // *SPE*. 1984. V. 6. P. 256–268.

Stanchits S., Surdi A., Edelman E., Suarez-Rivera R. Acoustic Emission and Ultrasonic Transmission Monitoring of Hydraulic Fracture Initiation and Growth in Rock Samples. 30th European Conference on Acoustic Emission Testing & 7th International Conference on Acoustic Emission. University of Granada. 12–15 September 2012.

Stanchits S., Surdi A., Gathogo P., Edelman E., Suarez-Rivera R. Onset of Hydraulic Fracture Initiation Monitored by Acoustic Emission and Volumetric Deformation Measurements // *Rock Mech Rock Eng.* 2014. V. 47. P. 1521–1532. <https://doi.org/10.1007/s00603-014-0584-y>

Stanchits S., Burghard J., Surdi A. Hydraulic Fracturing of Heterogeneous Rock Monitored by Acoustic Emission // *Rock Mech Rock Eng.* 2015. V. 48. P. 2513–2527. <https://doi.org/10.1007/s00603-015-0848-1>

Zoback M.D., Rummel F., Jung R., Raleigh C.B. Laboratory Hydraulic Fracturing Experiments in Intact and Pre-fractured Rock // *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 1977. V. 14. P. 49–58.

## Concurrent Active Acoustic and Deformation Monitoring of Hydraulic Fracture in Laboratory Experiments

E. V. Zenchenko<sup>a, \*</sup>, P. E. Zenchenko<sup>a</sup>, V. A. Nachev<sup>a</sup>, S. B. Turuntayev<sup>a, b</sup>, and T. K. Chumakov<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

<sup>b</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow, 141701 Russia*

\*e-mail [zenchevj@gmail.com](mailto:zenchevj@gmail.com)

The results of laboratory experiments on concurrent active acoustic and deformation monitoring of a hydraulic fracture are presented. The experiments were carried out in a model material based on gypsum. For comparison, reference experiments were carried out to study ultrasonic waves propagation through a liquid-filled gap of controlled width between two precision glass plates. The purpose of the experiments was to study the dependence of the amplitude of the ultrasonic wave passing through the crack on the magnitude of its opening. In these experiments, a circular hydraulic fracture was created, the plane of which was perpendicular to the axis of the cylindrical sample. A cased injection well was located along the same axis, ending at the middle of its height. The sample was placed between two aluminum alloy disks equipped with piezoceramic transducers built into them, operating both in the emitter and receiver modes. Through the channel in the lower disk, the working fluid was supplied to the fracture. The sample was saturated with pore fluid through the upper disk. The entire assembly was placed in a hydraulic press providing a constant compressive force. The crack opening value varied depending on the flow rate of the fluid supplied to the center of the crack and was measured by the relative change in the distance between the disks of the assembly using inductive displacement transducers. Experiments were also carried out simulating a fracture filled with proppant. In this case, the crack aperture varied depending on the applied vertical force on the sample. Based on the results of experiments carried out under various conditions, the dependences of the amplitude of the ultrasonic wave that passed through the crack were plotted. It has been experimentally established that sound attenuation in the hydraulic fracture, which has a natural roughness, is two times lower than in the gap between precision glass plates. The obtained results will make it possible to estimate the value of hydraulic fracture opening in laboratory experiments conducted on larger samples using active acoustic monitoring.

*Keywords:* hydraulic fracturing, sound attenuation, laboratory modeling, crack opening, ultrasonic monitoring

## ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ НА ОСОБЕННОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД: МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ ДИСКРЕТНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

© 2023 г. В. Л. Гиляров<sup>1, \*</sup>, Е. Е. Дамаскинская<sup>1, \*\*</sup>, И. Д. Гесин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого, г. Санкт-Петербург, Россия

\*E-mail: Vladimir.Hilarov@mail.ioffe.ru

\*\*E-mail: Kat.Dama@mail.ioffe.ru

Поступила в редакцию 16.09.2022 г.

После доработки 02.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Предложена компьютерная модель разрушения гетерогенных материалов (в том числе, горных пород), позволяющая исследовать эволюцию дефектной структуры (трещин) в процессе деформирования. Модель основана на методе дискретных элементов (DEM – *Discrete element method*), который в отличие от методов, основанных на механике сплошных сред, естественным образом имитируют образование и развитие трещин. В работе была использована модель связанных частиц (*bonded particle model* – BPM). Материал представляется как совокупность сферических частиц (моделирующих зерна поликристалла), соединенных связями (моделирующими межзеренные границы) в местах контактов частиц. В модели BPM зарождение трещин определяется разрывом связей между частицами, а распространение – слиянием множества разорванных связей. Были проведены компьютерные эксперименты при различных параметрах материала (дисперсия зерен по механическим свойствам и размеру, различные свойства на границах зерен), с целью выявления их влияния на картину локальных напряжений, процесс образования дефектов и формирование очага разрушения. Расчеты производились в свободно распространяемом пакете программ MUSEN. Моделировались образцы цилиндрической формы, которые заполнялись сферическими частицами одного или разных размеров и упаковывались до достижения пористости 0.35–0.37. В качестве материалов, из которых состояли сферические зерна и связи между ними (межзеренные границы), использовались материалы с механическими параметрами, соответствующими различным минералам и горным породам: гранит, кварц, ортоклаз, олигоклаз, стекло. Образец помещался в виртуальный пресс, в котором нижняя плита была неподвижна, а верхняя перемещалась в направлении нижней с постоянной скоростью до тех пор, пока образец не разрушался. Расчет максимальных локальных напряжений показал, что однородность материала приводит к большей неоднородности локальных напряжений в пространстве, и наоборот, гетерогенность способствует большей их однородности. Сопоставление с результатами лабораторных экспериментов по деформированию горных пород показало, что предложенная модель реалистично описывает некоторые особенности разрушения в тех случаях, когда основные процессы протекают по границам зерен. К таким особенностям относятся хрупкий характер разрушения однородных материалов и наличие нелинейной упругости (пластичности) для более гетерогенных, выявленные при помощи диаграммы напряжение–деформация, и поведение во времени “акустической активности” – числа разорванных связей за единицу времени. Для гетерогенных материалов модель демонстрирует двухстадийный характер разрушения, когда на первой стадии происходит накопление дефектов однородно по образцу, а на второй стадии – формирование и рост очага разрушения.

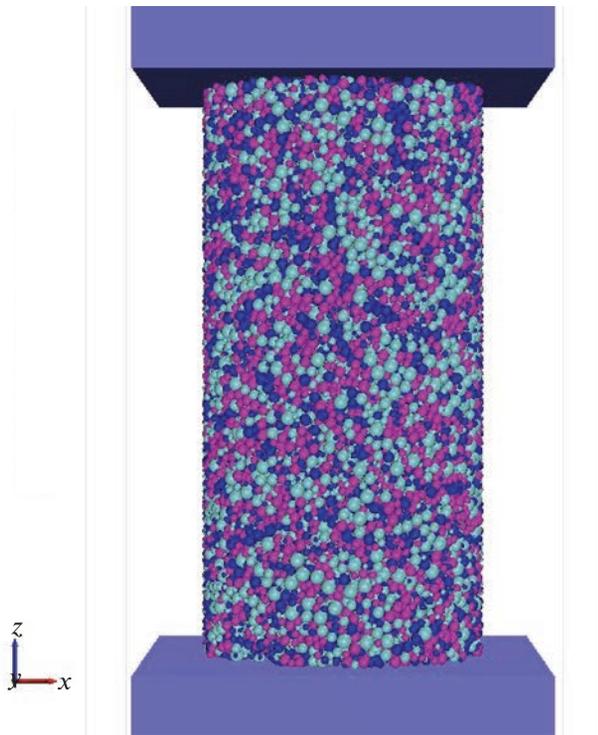
**Ключевые слова:** компьютерное моделирование, метод дискретных элементов, горные породы, механическое нагружение, очаг разрушения, акустическая эмиссия, локальные напряжения.

DOI: 10.31857/S0002333723030031, EDN: JZNSMS

### ВВЕДЕНИЕ

За последние 20–30 лет проведено большое число экспериментов, в которых исследовалось развитие разрушения в горных породах [Lockner et al., 1991; Botvina, 2011; Petružálek et al., 2013;

Hamiel et al., 2006; Kuksenko et al., 1996; Smirnov et al., 2010; Xinglin Lei, Shengli Ma, 2014; Tal et al., 2020]. Основной задачей этих исследований был поиск признаков приближающегося катастрофического разрушения (в случае лабораторных об-



**Рис. 1.** Образец и схема модельного эксперимента. Пример гетерогенного образца: частицы из разного материала окрашены в разный цвет. Плиты моделируют пуансоны прессы.

разцов – образование магистральной трещины). Однако до сих пор физические механизмы, управляющие переходом от “неопасного” делокализованного образования трещин к ускоренному локализованному процессу, остаются невыясненными [Botvina, 2011; Carpinteri et al., 2011; Ponomarev et al., 1997; Naimark, 2003; Panteleev et al., 2012; Lei, 2019]. В связи с этим, мы решили обратиться к компьютерному моделированию, предполагая, что численные эксперименты позволят не только выявить факторы, существенным образом влияющие на развитие процесса, но и предложить новые схемы лабораторных экспериментов.

Большинство ранее предложенных компьютерных моделей (например, [Krajcinovic, 1989]), используемых для описания механического поведения горных пород, основаны на представлениях механики сплошных сред, которые не позволяют явно учесть образование дефекта (нарушение сплошности).

Однако для понимания физических закономерностей образования и эволюции дефектов (трещин), наиболее адекватными являются модели, основанные на методе дискретных элементов (DEM) [Lisjak, Grasselli, 2014; Cundall, 1971]. Модель дискретных элементов позволяет явно учи-

тывать локальные нарушения сплошности в процессе деформирования, естественным образом имитируя образование и развитие трещин.

В этом методе материал дискретизируется на отдельные независимые элементы различной формы, называемые частицами. В качестве частиц могут выступать отдельные зерна минералов, частицы порошков и другие отдельности. В местах соприкосновения частиц возникают контакты. Второй закон Ньютона используется для определения поступательного и вращательного движения каждой частицы, в то время как уравнение состояния материала для каждой связи используется для обновления контактных сил, возникающих из относительного движения в каждом контакте. Таким образом, метод дискретных элементов представляет собой расширение молекулярно-динамических методов (см. например [Rapaport, 1995]).

В данной работе предпринята попытка разработки компьютерной модели разрушения, базирующейся на методе дискретных элементов и позволяющей исследовать влияние степени неоднородности материала на процесс разрушения.

## ОПИСАНИЕ КОМПЬЮТЕРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В работе использовалась модель связанных частиц (*bonded particle model* – BPM), которая подробно описана в работе [Potyondy, Cundall, 2004]. Различные модификации этой модели применяются для изучения поведения материалов при механическом разрушении. Модель материала (горной породы) – сферические частицы одного или разных размеров, которые имитируют зерна, и связи между частицами, которые имитируют межзеренные границы. Физико-механические параметры материалов, из которых состоят частицы и связи, приведены в таблице.

Модельные эксперименты выполнялись в свободно распространяемом пакете программ MUSEN [Dosta, Skorych, 2020].

Связи формировались в местах контактов частиц. Материал связей выбирался из таблицы. Частицы из одного материала соединялись связью из того же материала, а частицы из разных материалов соединялись либо низкопрочными хрупкими стеклянными связями, либо низкопрочными связями (набор связей типа 6, 7, 8 из таблицы). Диаметр связей ( $d$ ) выбирался генератором связей автоматически равным меньшему диаметру пары соединяемых частиц 1 и 2:  $d = \min\{d_1, d_2\}$  ( $d_1, d_2$  – диаметры частиц 1 и 2) [Dosta, Skorych, 2020]. Максимальная длина связей выбиралась из того условия, чтобы между парой соединяемых частиц не могла поместиться

Параметры материалов, использованные при моделировании

№	материал	$\rho$ , кг/м <sup>3</sup>	$E$ , ГПа	$\nu$	$\sigma_n$ , МПа	$\sigma_s$ , МПа	$\eta$ , Па · с
1	Гранит	2700	45	0.13	175	175	5E19
2	Кварц	2650	94	0.29	600	600	5E19
3	Ортоклаз	2560	62	0.29	420	420	1E19
4	Олигоклаз	2560	70	0.29	480	480	1E19
5	Стекло	2500	50	0.22	50	50	1E40
6	Связь кварц–ортоклаз	2500	5.8	0.2	200	200	5E19
7	Связь кварц–олигоклаз	2500	5.8	0.2	300	300	5E19
8	Связь ортоклаз–олигоклаз	2500	5.8	0.2	100	100	5E19

Примечание:  $\rho$  – плотность материала;  $E$  – модуль Юнга;  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $\sigma_n$  – прочность материала на разрыв;  $\sigma_s$  – прочность материала на сдвиг;  $\eta$  – динамическая вязкость.

еще одна частица. Минимальная длина  $L_{\min}$  обычно была нулевой.

Для описания трения на контактах между частицами, а также между частицами и поверхностью плит, использовалась модель Герца–Миндлина [Hertz, 1882; Tsuji et al., 1992]. Параметры трения на контактах не представляются важными для данной задачи, так как этот вид взаимодействия вступает в силу после разрыва связей. Он будет определять, например, проскальзывание двух частей образца относительно друг друга, после его разрушения. Поэтому выбирались значения параметров по умолчанию: коэффициент восстановления = 0.6; коэффициент трения скольжения = 0.45, коэффициент трения качения = 0.05. При этих значениях параметров проскальзывание в зажимах отсутствовало.

Моделировались образцы цилиндрической формы диаметром 10 мм и высотой 20 мм. Цилиндры заполнялись сферическими частицами одного или разных размеров и упаковывались генератором упаковки MUSEN до достижения пористости 0.35–0.37. Образец помещался в виртуальный пресс. Нижняя плита была неподвижна, а верхняя перемещалась вниз с постоянной скоростью  $v = 0.02$  м/с. Тем самым имитировалось одноосное сжатие.

В настоящей работе рассмотрено изотермическое нагружение, поэтому вопросы, связанные с характерным временем, определяемым теплопроводностью, не рассматриваются, предполагая, что тепло передается мгновенно. Характерное время релаксации упругих напряжений определяется скоростью звука  $\tau_e = \frac{H}{V} \approx 4 \times 10^{-6}$  с, что намного меньше времени разрушения образца, а скорость звука в гранитах 5400 м/с намного превосходит скорость нагружения. С этой точки зрения нагружение медленное. Поскольку расчет делается с шагом  $\sim 5e-9$  с, за время жизни образца

$\sim 0.02$  с система проходит около 4000000 состояний, что сводит динамические эффекты к минимуму [Brown, 2013]. Наконец, процессы, связанные с конечной вязкостью, в данной работе тоже не рассматриваются.

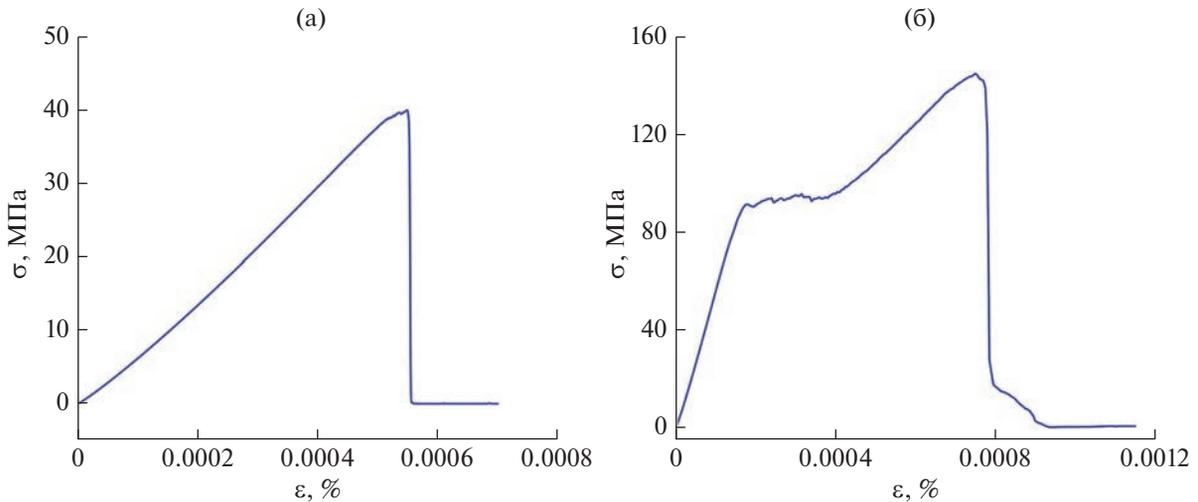
Эксперимент заканчивался, когда образец разрушался (разделялся на части). В процессе эксперимента через равные промежутки времени – интервал сохранения данных – записывался большой набор механических параметров, который использовался для дальнейшего анализа.

Задачей данной работы является исследование влияния гетерогенности структуры материала на процесс разрушения.

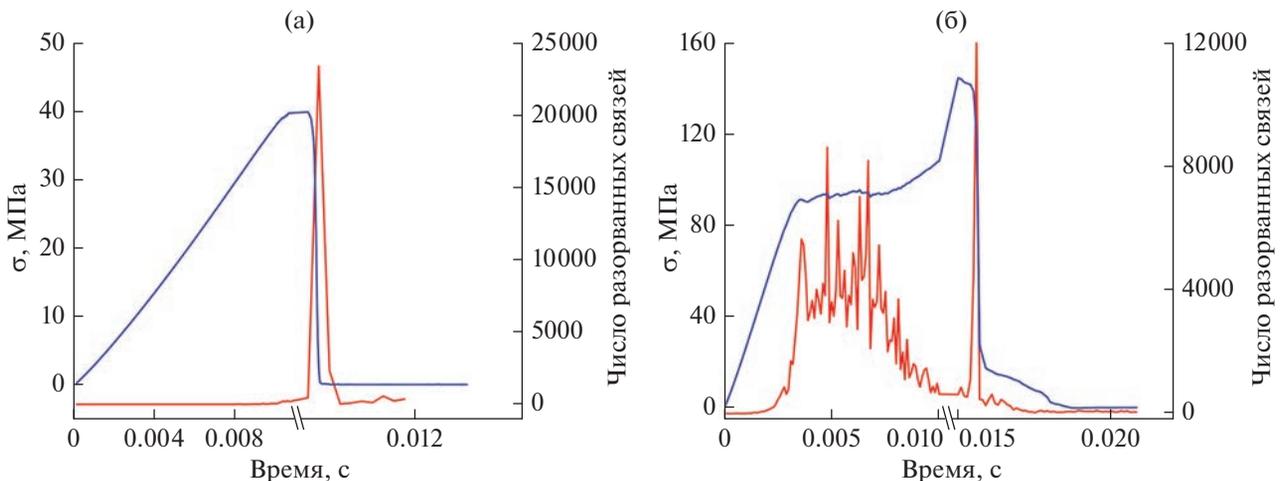
В гомогенном образце все частицы и связи состоят из одного материала. В гетерогенном образце (как и в реальных материалах) присутствуют частицы разных минералов и связи (межзеренные границы) также имеют свойства разных материалов: гранит, ортоклаз, олигоклаз, кварц, стекло. Изменялась степень гетерогенности модельного материала: варьировались размеры частиц, длина и толщина связей, материал частиц и связей. Число частиц гомогенного образца – 28 125, гетерогенного – 48 695.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 приведены диаграммы нагружения гомогенного и гетерогенного образцов. Для вычисления деформации использовалась формула  $\epsilon = (vt)/H$ , где  $H$  – высота образца в начальный момент времени. Напряжения рассчитывались исходя из сил, действующих на нагружающие плиты. Поскольку в численном эксперименте невозможно в общем случае выдержать равенство сил, действующих на плиты, напряжение рассчитывалось по формуле  $\sigma = 0.5(F_t + F_b)/S$ , где индексы  $t$  и  $b$  означают верх и низ,  $S$  – сечение об-



**Рис. 2.** Диаграммы нагружения (напряжение ( $\sigma$ ) – деформация ( $\varepsilon$ )) при деформировании однородного (а) и гетерогенного (б) образцов.



**Рис. 3.** Изменение напряжения (синие кривые) и активность акустической эмиссии (красные кривые) при деформировании однородного (а) и гетерогенного (б) образцов.

разца (использовалось сечение в начальный момент времени) [Brown, 2013].

Видно, что однородный образец демонстрирует хрупкое поведение (линейное увеличение напряжения без выхода на горизонтальную площадку) и резкое падение напряжения после достижения максимального значения.

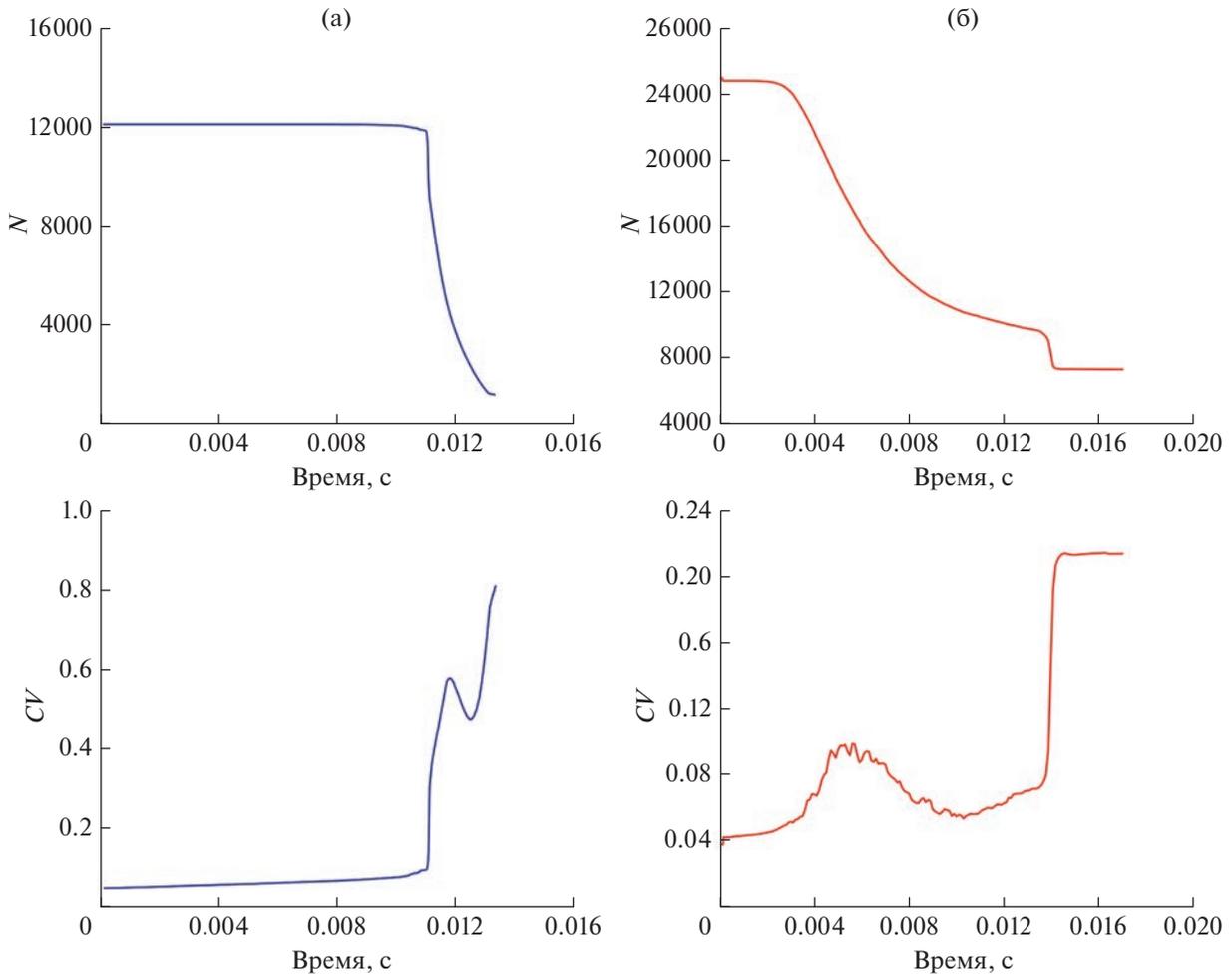
При разрушении гетерогенного образца наблюдается наличие нелинейного (пластичного) участка на диаграмме нагружения. Это связано с тем, что сначала рвутся более слабые связи, а уж затем более прочные.

Модель позволяет изучать “акустическую эмиссию”. В первом приближении можно считать, что каждый разрыв связи (разрушение меж-

зеренной границы) сопровождается излучением сигнала акустической эмиссии. На рис. 3 показаны графики зависимости числа разорванных связей за определенный промежуток времени – аналог активности акустической эмиссии (красные кривые). Хорошо видна разница в поведении “акустической активности” (АА) при деформировании однородного и гетерогенного материала.

Для однородного характерно очень небольшое число разорванных связей вплоть до момента разрушения, когда достигается максимальное значение напряжений (синяя кривая). В этот момент происходит всплеск АА.

В гетерогенном образце накопление разрывов связей начинается в пластической области, когда



**Рис. 4.** Зависимости от времени числа целых связей усредненных по слоям ( $N$ ) и коэффициента вариации ( $CV$ ): (а) – гомогенный образец; (б) – гетерогенный образец.

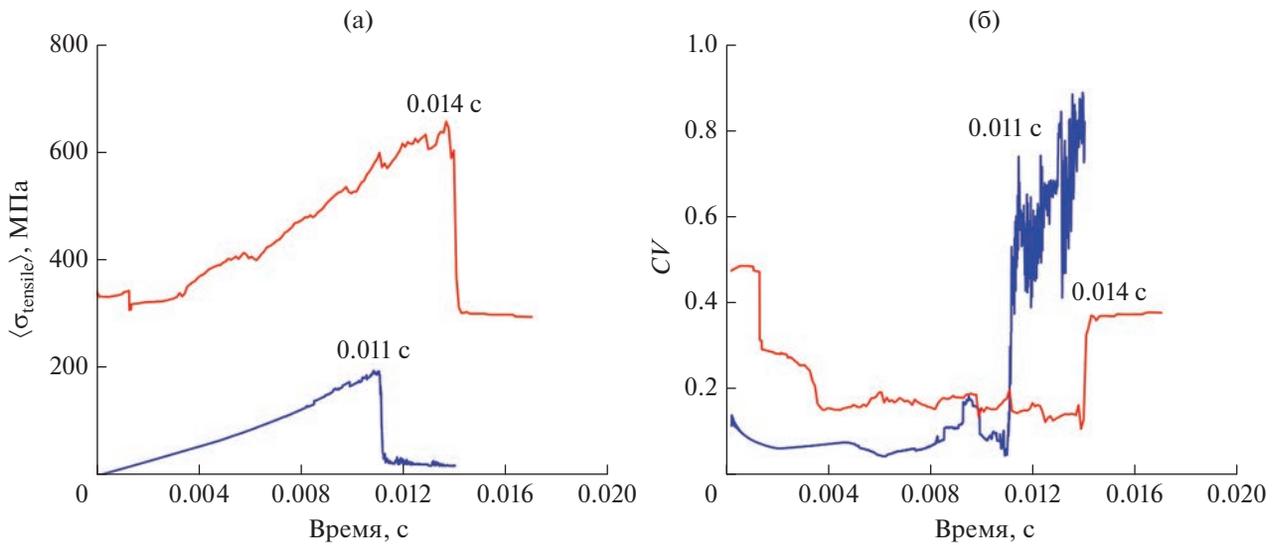
начинают разрушаться наиболее слабые связи. Отметим, что основное влияние на механические свойства моделируемых в настоящей работе материалов оказывает гетерогенность и механические свойства межзеренных границ (связей), в то время как свойства зерен (частиц) существенной роли не играют. Это связано с тем, что разрушение самих частиц в рассматриваемой модели не происходит.

Представляет интерес рассмотреть, какова неоднородность числа разрывов связей (т.е. разрушения межзеренных границ) по объему образца. Для этого выполнялась следующая процедура.

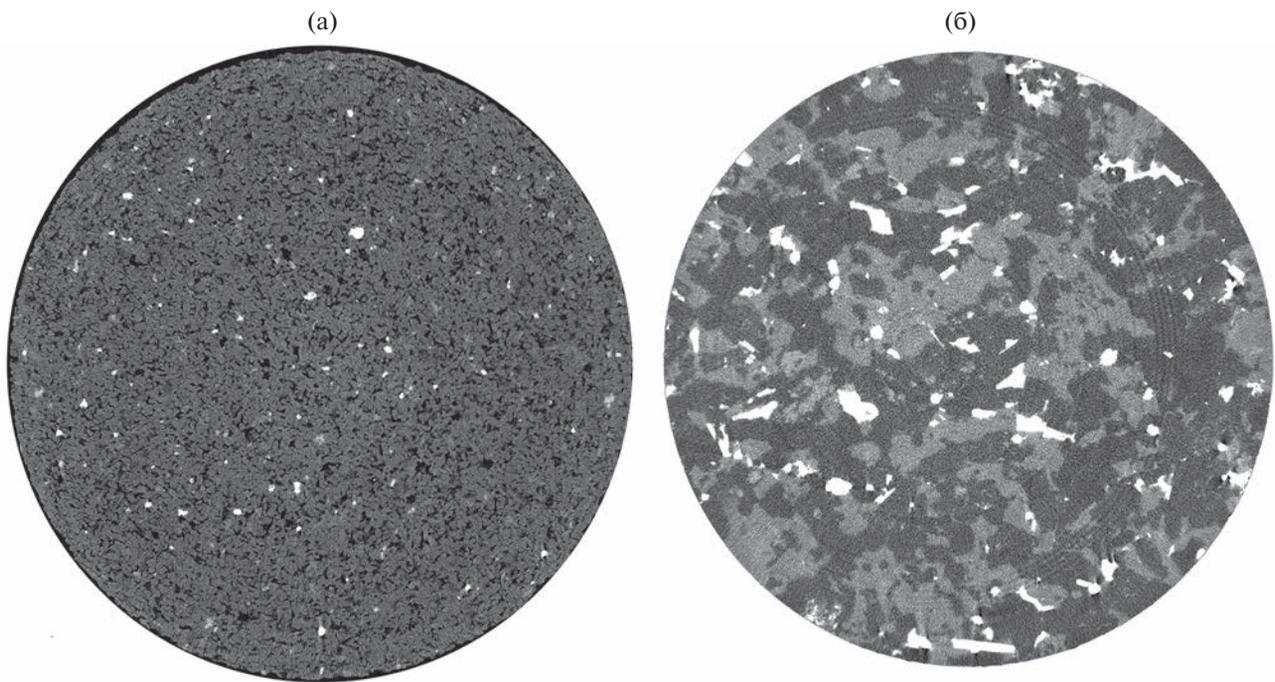
Образец разбивался на 10 слоев по высоте, и параметры разрушения рассчитывались в каждом слое для каждого сохраненного момента времени. В качестве меры пространственной неоднородности был выбран коэффициент вариации числа целых связей по слоям.

В гомогенном образце наблюдается хрупкое разрушение: незначительное уменьшение числа целых связей в течение длительного времени (рис. 4а). При этом коэффициент вариации сохраняет низкие значения (рис. 4а). Это говорит об однородности разрушения по всему объему. Затем наблюдается резкое уменьшение числа целых связей. При этом происходит взрывоподобный скачок коэффициента вариации. Это указывает на локализацию разрушения и прорастание трещины.

На рис. 4б показано изменение этих же параметров при разрушении гетерогенного образца. Видно, что в гетерогенном образце происходит накопление повреждений при значительно меньших временах. Однако коэффициент вариации на этой стадии также небольшой, что говорит о том, что повреждения накапливаются более или менее однородно по объему образца. Это подтверждает справедливость модели двухстадийного разруше-



**Рис. 5.** Усредненные по слоям максимальные растягивающие напряжения (а) и их коэффициенты вариации (б): синие кривые – гомогенный образец, красные кривые – гетерогенный образец. Метки времени позволяют сопоставить характерные точки изменения напряжений и их коэффициентов вариации.



**Рис. 6.** Примеры томографических срезов: (а) – песчаник Berea; (б) – гранит Westerly. Градации серого соответствуют различной плотности материала: наиболее плотным фракциям соответствует белый цвет, пустотам (поры, трещины и т.д.) – черный цвет.

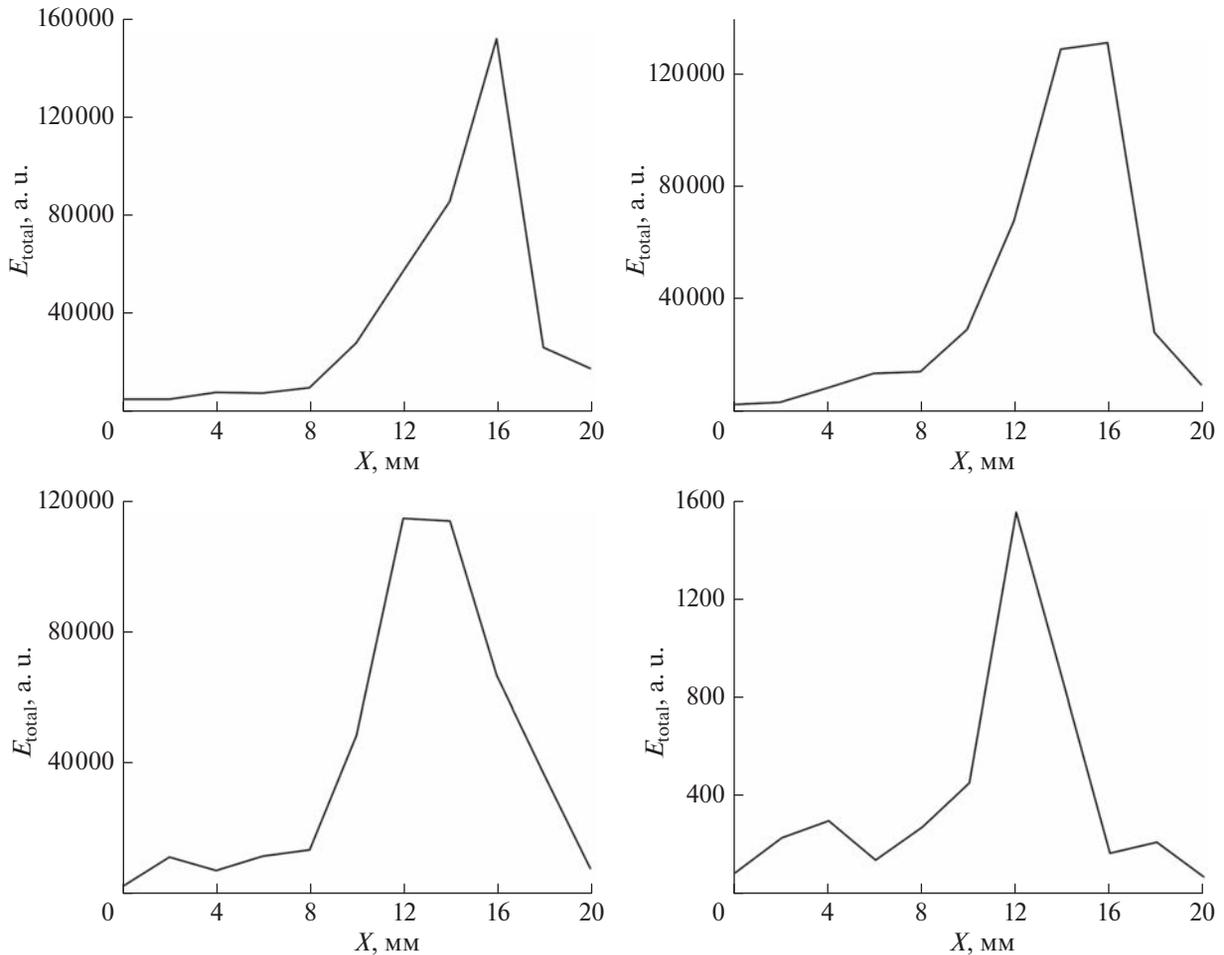
ния гетерогенных материалов [Kuksenko et al., 1996].

Далее был проведен анализ растягивающих напряжений на связях.

На рис. 5а показаны зависимости от времени значения максимальных растягивающих напря-

жений на связях (средние по 10 слоям). Эти напряжения получены усреднением по слоям максимальных напряжений в каждом слое в каждый сохранный момент времени. На рис. 5б приведены коэффициенты вариации для этих величин.

Видно, что по мере нагружения растягивающие напряжения растут. Однако коэффициент



**Рис. 7.** Изменение суммарной энергии сигналов АЕ по координате (высоте образца) при деформировании образца песчаника Berea.

вариации остается одинаковым по объему и имеет низкие значения. При образовании очага разрушения, которому соответствует скачок коэффициента вариации, локальные напряжения становятся существенно неоднородными по объему. Причем у гетерогенного образца величина этой неоднородности меньше, чем у более гомогенных.

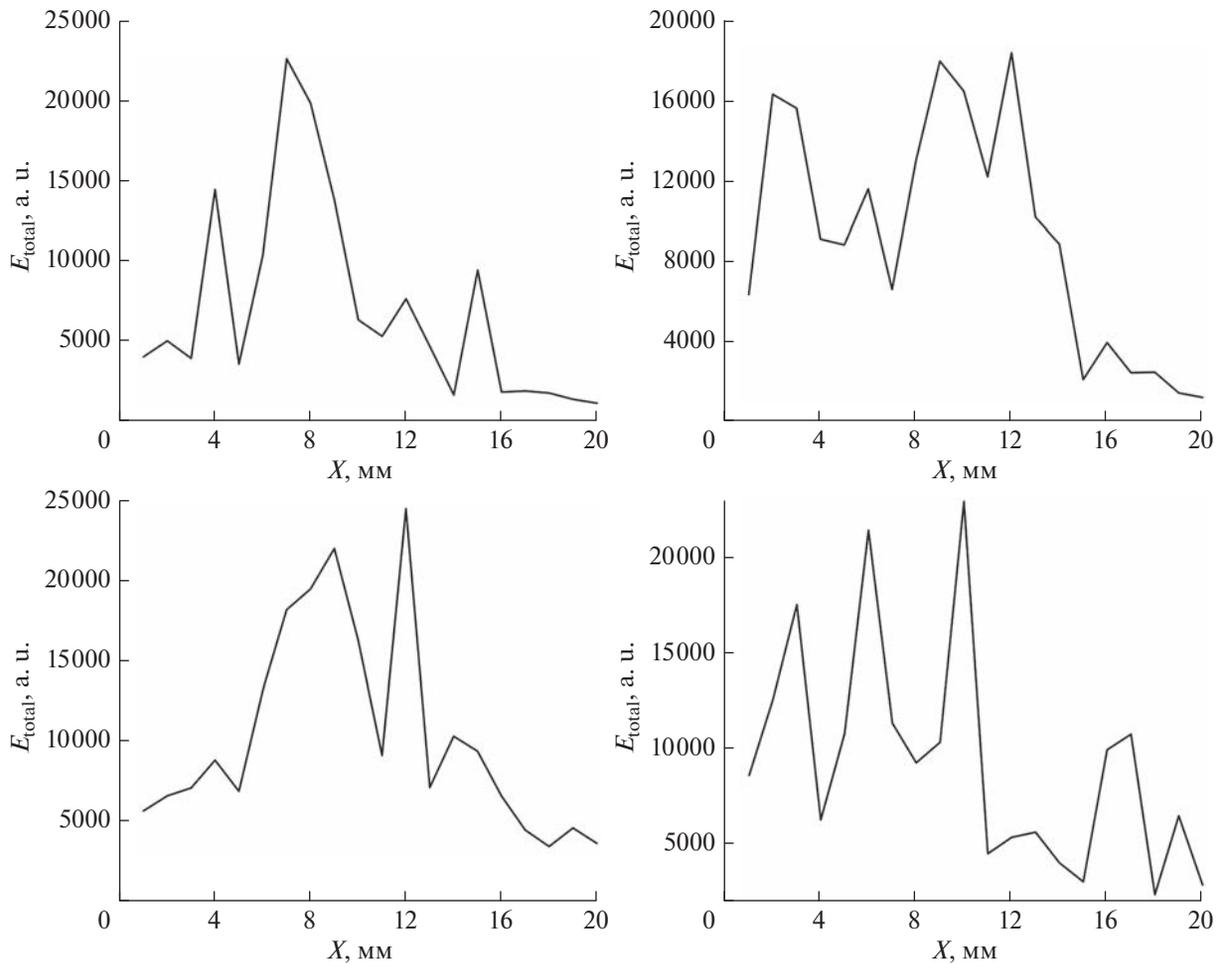
Для проверки адекватности построенной компьютерной модели реальным процессам, происходящим при деформировании образцов горных пород, необходимо выполнить сопоставление с лабораторным экспериментом. У нас имеются обширные экспериментальные данные, полученные при деформировании образцов различных горных пород [Damaskinskaya et al., 2018; 2021]. Обратимся к данным экспериментов, в которых проводилось одноосное сжатие цилиндрических образцов ( $d = 10$  мм,  $h = 20$  мм) песчаника Berea и гранита Westerly.

Для качественного сопоставления с компьютерными экспериментами выбраны именно эти

горные породы, поскольку песчаник Berea является более однородным материалом по сравнению с существенно гетерогенным гранитом Westerly. Это демонстрируют томографические срезы данных материалов, показанные на рис. 6.

Сигналы акустической эмиссии (АЕ) регистрировались двумя пьезопреобразователями, прикрепленными к торцам образца. Каждый сигнал акустической эмиссии характеризовался временем излучения, координатой источника по высоте образца и энергией. Точность определения координат источника сигнала АЕ составляла около 2 мм. Постановка экспериментов и результаты подробно описаны ранее в работах [Damaskinskaya et al., 2018; 2021; 2022].

На рис. 7 и рис. 8 приведены примеры распределений по координате (высоте образца) суммарной энергии сигналов акустической эмиссии. Распределения построены для последовательных временных отрезков. Данное рассмотрение позволяет проследить изменения распределений



**Рис. 8.** Изменение суммарной энергии сигналов АЕ по координате (высоте образца) при деформировании образца гранита Westerly.

энергии по координате в процессе нагружения. Предполагается, что наиболее интенсивное деформирование происходит в области, в которой наблюдается наибольшее энерговыделение. Этот факт был проверен экспериментально в работах [Damaskinskaya et al., 2021; 2022].

На рис. 7 показаны такие зависимости, полученные при деформировании образца песчаника Berea. Видно, что на каждом временном отрезке наблюдается одна область повышенного энерговыделения. Это указывает на то, что имеется один очаг, координаты которого незначительно изменяются в процессе деформирования.

На рис. 8 показаны распределения энерговыделения по координате, полученные при деформировании образца гранита Westerly. Видно, что на каждом временном отрезке наблюдается несколько областей повышенного энерговыделения (имеется несколько локальных очагов). Это позволяет говорить о том, что разрушение носит более однородный характер.

Как отмечалось выше, песчаник Berea является более гомогенным материалом по сравнению с гранитом Westerly. Проведенный анализ распределений энергии сигналов АЕ по координате дает основания говорить о том, что более гетерогенному материалу присущ более однородный (многоочаговый) характер разрушения. Важно отметить, что именно такую картину разрушения мы получили и в компьютерных экспериментах. Это говорит об адекватности построенной компьютерной модели.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построенная модель поликристаллических материалов адекватно описывает некоторые особенности их разрушения в тех случаях, когда основные процессы протекают по границам зерен, а именно: хрупкий характер разрушения гомогенных материалов, наличие нелинейной упругости (пластичности) для более гетерогенных.

Для гетерогенных материалов модель предсказывает двухстадийный характер их разрушения, когда на первой стадии происходит накопление дефектов однородно по образцу, а на второй стадии – формирование и рост очага разрушения.

Расчет максимальных локальных напряжений показал, что гомогенность материала приводит к большей неоднородности локальных напряжений в пространстве, и наоборот, гетерогенность способствует большей их однородности.

Мы предполагаем, что дальнейшие компьютерные эксперименты и их анализ позволят сопоставить эволюционирующие в процессе деформирования распределения дефектов по размерам и энергетическое распределение сигналов акустической эмиссии. Это позволит выявить условия перехода от Марковского процесса к состоянию самоорганизованной критичности.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ФТИ им. А.Ф. Иоффе, тема 0040-2014-0008.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Botvina L.R.* Damage evolution on different scale levels // *Izv. Phys. Solid Earth*, 2011. V. 47. № 10. P. 859–872.
- Brown N.J.* Discrete Element Modelling of Cementitious Materials. Ph.D. Thesis. Edinburgh: The University of Edinburgh. 2013. 247 p.
- Carpinteri A., Chiodoni A., Manuello A., Sandrone R.* Compositional and microchemical evidence of piezonuclear fission reactions in rock specimens subjected to compression tests // *Strain*. 2011. V. 47. P. 282–292.
- Cundall P.A.* A computer model for simulating progressive largescale movements in blocky rock systems. Proceedings of the Symposium of International Society of Rock Mechanics. Nancy: France. 1971. V. 1. Paper № II-8.
- Damaskinskaya E.E., Hilarov V.L., Nosov Yu.G., Podurets K.M., Kaloyan A.A., Korost D.V., Pantelev I.A.* Defect structure formation in quartz single crystal at the early stages of deformation // *Physics of the Solid State*. 2022. V. 64. № 4. P. 439–445.
- Damaskinskaya E.E., Pantelev I.A., Gafurova D.R., Frolov D.I.* Structure of a Deformed Inhomogeneous Material on the Data of Acoustic Emission and X-Ray Computer Microtomography // *Phys. Solid State*. 2018. V. 60. № 7. P. 1363–1367.
- Damaskinskaya E.E., Pantelev I.A., Korost D.V., Damaskinskii K.A.* Structure-Energy Regularities of Accumulation of Damages during Deformation of a Heterogeneous Material // *Phys. Solid State*. 2021. V. 63. № 1. P. 101–106.
- Dosta M., Skorych V.* MUSEN: An open-source framework for GPU-accelerated DEM simulations // *SoftwareX*. 2020. 12. 100618.
- Hamiel Y., Katz O., Lyakhovsky 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.
- Hertz H.* Über die Berührung fester elastischer Körper // *Journal die reine und angewandte Mathematik*. 1882. V. 92. P. 156–171.
- Krajcinovic D.* Damage mechanics // *Mech Mater*. 1989. V. 8. P. 117–97.
- 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.
- Lei X.* Evolution of b-Value and Fractal Dimension of Acoustic Emission Events During Shear Rupture of an Immature Fault in Granite // *Applied Sciences*. 2019. V. 9. № 12. P. 2498.
- Lisjak A., Grasselli G.* A review of discrete modeling techniques for fracturing processes in discontinuous rock masses // *J. Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*. 2014. V. 6. № 4. P. 301–314.
- 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.
- Naimark O.B.* Collective Properties of Defects Ensemble and Some Nonlinear Problems of Plasticity and Failure // *Phys. Mesomech. J.* 2003. V. 4. № 4. P. 45–72
- Pantelev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B.* Nonlinear dynamics of the blow-up structures in the ensembles of defects as a mechanism of formation of earthquake sources // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2012. V. 48. P. 504–515.
- Petružálek M., Vilhelm J., Rudajev V., Lokajčiček 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.
- Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A.* Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zones // *Tectonophysics*. 1997. V. 277. P. 57–81.
- Potyondy D.O., Cundall P.A.* A bonded-particle model for rock // *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 2004. V. 41. P. 1329–1364.
- Rapaport D.C.* The Art of Molecular Dynamics Simulation. Cambridge University Press: Cambridge. 1995. 549 p.
- 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., Avouac J.-P.* Experimental and modeling study of the effect of fault roughness on dynamic frictional sliding // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. V. 536. P. 116133.
- Tsuji Y., Tanaka T., Ishida T.* Lagrangian numerical simulation of plug flow of cohesionless particles in horizontal pipe // *Powder Technology*. 1992. 71. P. 239–250.
- Xinglin L., Shengli M.* Laboratory acoustic emission study for earthquake generation Process // *Earthq. Sci.* 2014. V. 27. 6. P. 627–646.

## The Influence of Materials Structure on the Main Features of the Fracture Process in Rocks: Discrete Elements Method and Laboratory Experiment

V. L. Hilarov<sup>a, \*</sup>, E. E. Damaskinskaya<sup>a, \*\*</sup>, and I. D. Gesin<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Ioffe Institute, Saint Petersburg, 194021 Russia*

<sup>b</sup>*Peter the Great St. Petersburg Polytechnic University, Saint Petersburg, 195251 Russia*

*\*e-mail: Vladimir.Hilarov@mail.ioffe.ru*

*\*\*e-mail: Kat.Dama@mail.ioffe.ru*

A computer model of fracture of the heterogeneous materials (including rocks) based on the Discrete Element Method (DEM) is proposed. We used the bonded particle model (BPM), various modifications of which are widely used in the study the fracture process. The material is modeled by a set of spherical particles (simulating polycrystalline grains) connected by bonds placed at the points of particle contacts (simulating grain boundaries). In BPM model, the initiation of cracks was determined by the bonds breakage, and their propagation is provided by the coalescence of many broken bonds. Computer experiments were carried out for the materials with different features (various grain mechanical properties and sizes, various mechanical properties of the grain boundaries), in order to find out the influence of these parameters on local stresses and the defect formation. Calculations were held in the MUSEN software. Cylindrical samples were filled with spherical particles of the same or different radii. The parameters of materials for grains and bonds (grain boundaries) were taken corresponding to granite, quartz, orthoclase, oligoclase, and glass. The sample was placed in a virtual press, in which the lower plate was stationary, and the upper plate moved towards the lower one at a constant velocity until the sample was destroyed. The calculation of the maximum local stresses showed that the homogeneity of material leads to greater space heterogeneity of local stresses and vice versa, heterogeneity contributes to their greater uniformity. Comparison with the results of laboratory experiments on rock deformation showed that the proposed model of polycrystalline materials realistically describes some features of their destruction when the main processes occur along the grain boundaries. These features include the brittle nature of homogeneous materials fracture and the presence of nonlinear elasticity (plasticity) for ones that were more heterogeneous. For heterogeneous materials, the model demonstrates a two-stage character of fracture process, when at the first stage the accumulation of defects occurs uniformly over the sample, and at the second stage – the formation and growth of the fracture site.

*Keywords:* computer modeling, discrete element method, rocks, mechanical loading, fracture nucleation site, acoustic emission, local stresses

УДК 622.831

## ВЛИЯНИЕ ГОРНЫХ РАБОТ НА СЕЙСМОАКТИВНОСТЬ МАССИВА ПОРОД ПОДЗЕМНЫХ РУДНИКОВ ХИБИН

© 2023 г. М. М. Каган<sup>1, \*</sup>, А. А. Козырев<sup>1, \*\*</sup>, А. Ю. Моторин<sup>2, 3, \*\*\*</sup>, А. А. Стрешнев<sup>2, \*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

<sup>2</sup>Кировский филиал АО “Апатит”, г. Апатиты, Россия

<sup>3</sup>Кольский Филиал ФГБУН ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”, г. Апатиты, Россия

\*E-mail: M.Kagan@ksc.ru

\*\*E-mail: a.kozyrev@ksc.ru

\*\*\*E-mail: AYuMotorin@phosagro.ru

\*\*\*\*E-mail: AStreshnev@phosagro.ru

Поступила в редакцию 22.09.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Рассматриваются вопросы причин и факторов проявления сейсмической активности при добыче полезных ископаемых в месторождениях Хибинского массива, обрабатываемых подземным способом. На основе данных сейсмического мониторинга выделены группы сейсмической активности, такие как сейсмичность в рабочей зоне, непосредственно связанная с взрывными работами и сейсмичность природная, относящаяся к другим горно-геологическим факторам. Показано различие характеристик проявления сейсмичности для этих двух групп сейсмических событий.

*Ключевые слова:* подземный рудник, сейсмические события, сейсмический мониторинг.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030055, **EDN:** JZXPBV

### ВВЕДЕНИЕ

Хибинский массив, представляющий собой в геологическом отношении многофазную щелочную интрузию центрально типа, является тектонически напряженным массивом горных пород, при этом в массиве наблюдается явление превышения горизонтальными напряжениями вертикальных. Добыча полезных ископаемых в условиях высоконапряженного скального массива, осуществляемая в Хибинской ПТС системой подэтажного обрушения с торцевым выпуском руды, неизбежно приводит к возникновению техногенной сейсмичности [Адушкин, 2016]. Сейсмоактивность массива горных пород в шахтных полях рудников есть явление динамического разрушения предельно напряженных участков массива. Сейсмоактивность тесно связана со структурными особенностями породного массива, физико-механическими свойствами составляющих горных пород и конфигурацией шахтного поля. Сейсмические явления возникают в тех участках массива, где скорость изменения напряженного состояния превышает предельную скорость релаксации напряжений (вследствие пластических деформаций) [Авершин, 1955]. Изменение на-

пряженного состояния массива в шахтных полях рудников связано с проводимыми горными работами и обусловлено несколькими факторами. Одним из действующих факторов является пригрузка высоконапряженного массива за счет сейсмического воздействия на него взрывных работ, широкого применяющихся при обработке месторождений. Кроме того, изменение напряженного состояния связано с перераспределением напряжений в результате изменения конфигурации подготовительных и очистных выработок в ходе проводимых горных работ. Еще один действующий фактор – глобальное перераспределение напряжений в массиве пород по имеющимся разрывным нарушениям в зонах повышенного горного давления в процессе длительной эксплуатации рудников. Была предпринята попытка количественно оценить взаимоотношения вышеперечисленных действующих факторов, определяющих сейсмоактивность породного массива для двух действующих апатитовых рудников Хибинского месторождения: Кировский рудник (далее в обозначениях *кир*) и Расвумчоррский рудник (далее в обозначениях *рас*) Кировского филиала АО “Апатит”.

**Таблица 1.** Результаты сейсмического мониторинга рудников за период с 2019 по 2020 год включительно

Тип события	Число событий по рудникам		
	<i>кир</i>	<i>рас</i>	общий итог
Технологические взрывы	45494	25795	71289
Сейсмика	36221	30115	66336
Общий итог	81715	55910	137625

**Таблица 2.** Общие результаты пространственного анализа сейсмоактивности в зоне влияния технологических взрывов (временной интервал – 72 ч)

Оценка	Рудник		
	<i>кир</i>	<i>рас</i>	общий итог
Число событий в зоне влияния взрывов	34667	24822	59489
% от общего числа событий	95.7	82.4	89.7

## МЕТОДЫ

Кировский и Расвумчоррский рудники входят в состав Кировского филиала АО Апатит и оборудованы системой автоматизированного сейсмического мониторинга шахтных полей в микросейсмическом диапазоне (АСКСМ) [Корчак и др., 2014]. АСКСМ хранит идентифицированную информацию обо всех зарегистрированных сейсмических явлениях как связанных с сейсмоактивностью массива, так и о технологических взрывах. Оценка выполнялась на основе анализа каталога сейсмических событий, зарегистрированных в период с 2019 по 2020 гг. включительно. Общие результаты регистрации по рудникам за анализируемый период приведены в табл. 1.

Выполнен анализ распределения зарегистрированных технологических взрывов и сейсмических событий на основе их энергий, взаимного расположения и хронологии. Зарегистрированные технологические взрывы с точки зрения их воздействия на массив пород использовались в двух аспектах. Во-первых, как источник возмущений в массиве, являющихся непосредственной причиной сейсмических явлений, во-вторых, как индикатор активных горных работ (отбойка, про-

ходка и т.п.), связанных с аккумуляцией накапливаемых структурных изменений в массиве.

Процедура анализа состояла в следующем: для каждого из зарегистрированных технологических взрывов с энергией выше определенного порога выбирались сейсмические события в фиксированном временном интервале после момента взрыва, попадающие в зону влияния взрыва. Для оценки зоны влияния взрывов с учетом их энергии в расчетах использовалась эмпирическая формула:

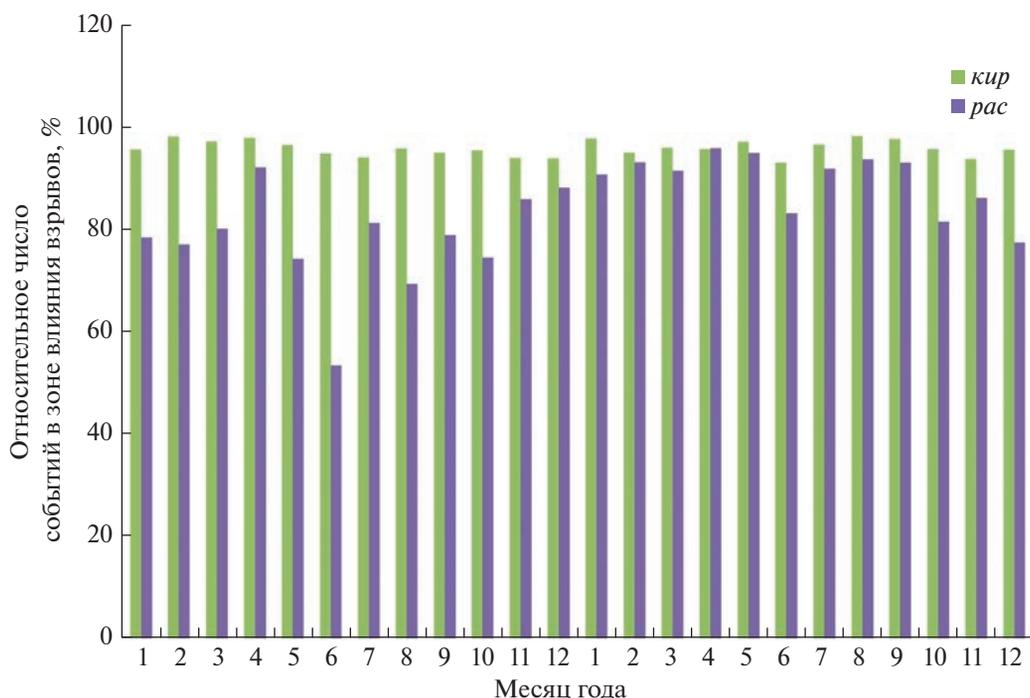
$$R = k\sqrt[3]{E}, \quad (1)$$

где:  $E$  – энергия взрыва, Дж;  $R$  – радиус зоны влияния, м;  $k$  – масштабирующий множитель.

Обоснованием для выбора эмпирической формулы послужили соображения размерности, а также некоторая аналогия с известной формулой, задающей связь между размерами очага сейсмического события и его энергией [Dobrovolsky и др., 1979]:

$$\lg L = 0.33 \lg E - 0.4,$$

где  $L$  – длина разрыва в очаге, м;  $E$  – энергия сейсмического события, Дж.



**Рис. 1.** Помесячное распределение относительного числа сейсмособытий в зоне влияния технологических взрывов за период с 2019 по 2020 гг. включительно на Кировском и Расвумчоррском рудниках.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Ниже (табл. 2 и рис. 1) приводятся результаты анализа при следующих параметрах:

- масштабирующий множитель  $k$  в эмпирической формуле (1) равен 1.2;
- минимальная энергия технологических взрывов, используемых в анализе, равна 1000 Дж;
- длительность временного интервала анализа равна 168 ч (7 сут).

Из приведенных данных следует, что подавляющее большинство сейсмических событий зафиксировано в зоне влияния, по крайней мере, одного технологического взрыва, причем это распределение устойчиво сохраняется со временем. Это справедливо для обоих рудников, хотя на Расвумчоррском руднике этот показатель несколько ниже.

На рис. 2 и рис. 3 представлено пространственное распределение сейсмических событий, зарегистрированных в феврале 2020 г. на обоих рудниках. Временной интервал ограничен с целью облегчения визуализации сейсмособытий, время выборки выбрано случайно, так как отражает типичное распределение сейсмособытий разных типов во всем анализируемом двухгодичном интервале. По каждому руднику выводятся отдельно

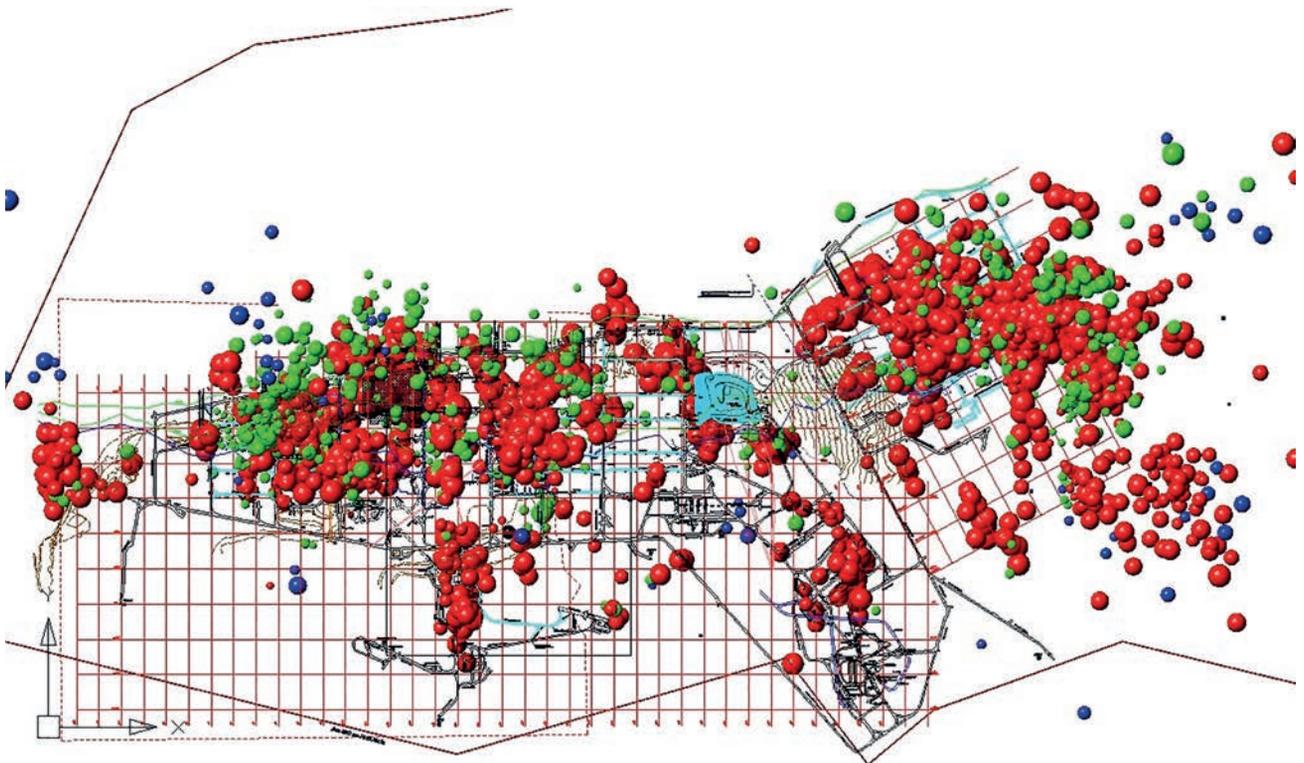
все сейсмические события и только события, связанные с сейсмоактивностью массива.

Можно видеть, что, при выбранных параметрах анализа, на обоих рудниках зарегистрированная сейсмоактивность в подавляющем большинстве случаев находится в зоне горных работ, связанных с технологическими взрывами. При этом технологические взрывы “выявляют” участки шахтных полей, находящихся в напряженно-деформированном состоянии, близком к предельному, и откликающихся на проводимые работы проявлениями сейсмоактивности. Сейсмоактивность проявляется в виде пространственно компактных кластеров сейсмособытий, легко выявляемых даже визуально.

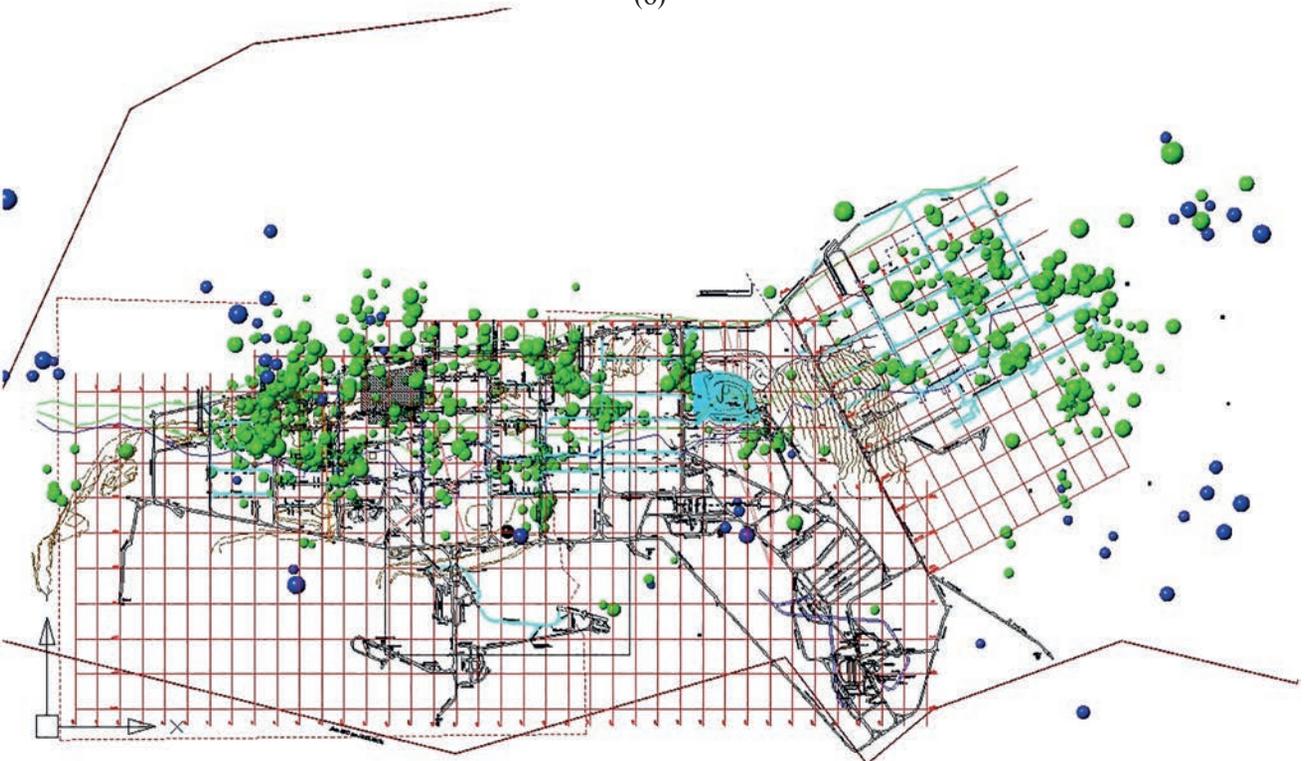
Выявление характерных механизмов формирования сейсмических событий в зоне влияния технологических взрывов выполнялось на основе анализа следующих показателей:

- числа воздействующих взрывов;
- периода воздействия взрывов, то есть временного интервала между временем события и первым взрывом, в зоне влияния которого произошло событие;
- времени отклика события, то есть временного интервала между временем события и последним взрывом, в зоне влияния которого произошло событие.

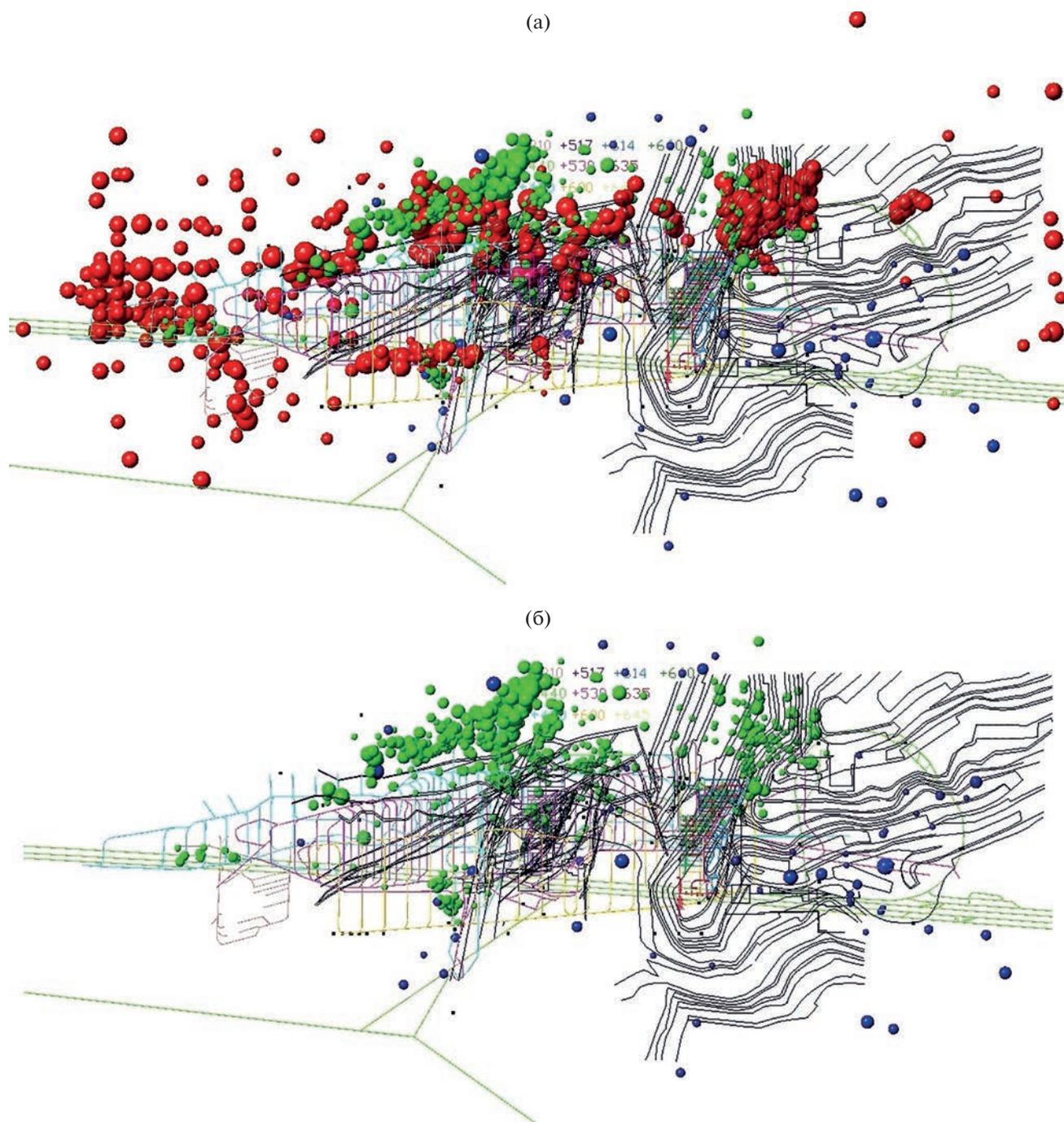
(a)



(б)



**Рис. 2.** Пространственное распределение сейсмических событий, Кировский рудник, февраль 2020 г. Цвета значков сейсмических событий: красный — взрыв, зеленый — сейсмическое событие в зоне влияния взрывов, синий — вне зоны влияния взрывов. Размер значков сейсмических событий пропорционален логарифму энергии. В части (а) показано распределение сейсмических событий с проекцией взрывов на план горизонта +170 м; в части (б) без проекции взрывов. Области, обозначенные цветом, представляют собой поквартальный план развития горных работ.



**Рис. 3.** Пространственное распределение сейсмособытий, Расвумчоррский рудник, февраль 2020 г. Цвета значков сейсмособытий: красный – взрыв, зеленый – сейсмособытие в зоне влияния взрывов, синий – вне зоны влияния взрывов. Размер значков сейсмособытий пропорционален логарифму энергии. В части (а) показано распределение сейсмических событий с проекцией взрывов на план горизонта +425 м; в части (б) без проекции взрывов. Области, обозначенные цветом, представляют собой поквартальный план развития горных работ.

Из данных, приведенных в табл. 3 и на рис. 4 и рис. 5, следует, что условия, приводящие к реализации сейсмического явления, создаются в процессе длительного накопления изменений напряженного состояния массива в связи с перераспре-

делением напряжений в результате изменения конфигурации подготовительных и очистных выработок в ходе проводимых горных работ. Сама реализация сейсмического события осуществляется чаще всего как следствие триггерных эффек-

**Таблица 3.** Усредненные параметры воздействия технологических взрывов на процесс формирования сейсмических событий в зоне ведения горных работ

Рудник	Число воздействующих взрывов	Длительность периода воздействия взрывов, ч	Время до последнего взрыва, ч	Суммарная энергия воздействующих взрывов, кДж
<i>кир</i>	13	148.0	15.7	2.9E + 08
<i>рас</i>	10	142.4	21.5	9.4E + 07

тов действия взрывов на участки массива, находящегося в состоянии, близком к предельному, за счет предшествующих горных работ (взрывов). Сейсмические события как результат прямого воздействия взрыва на массив составляют незначительное число относительно общего числа событий в зоне ведения горных работ.

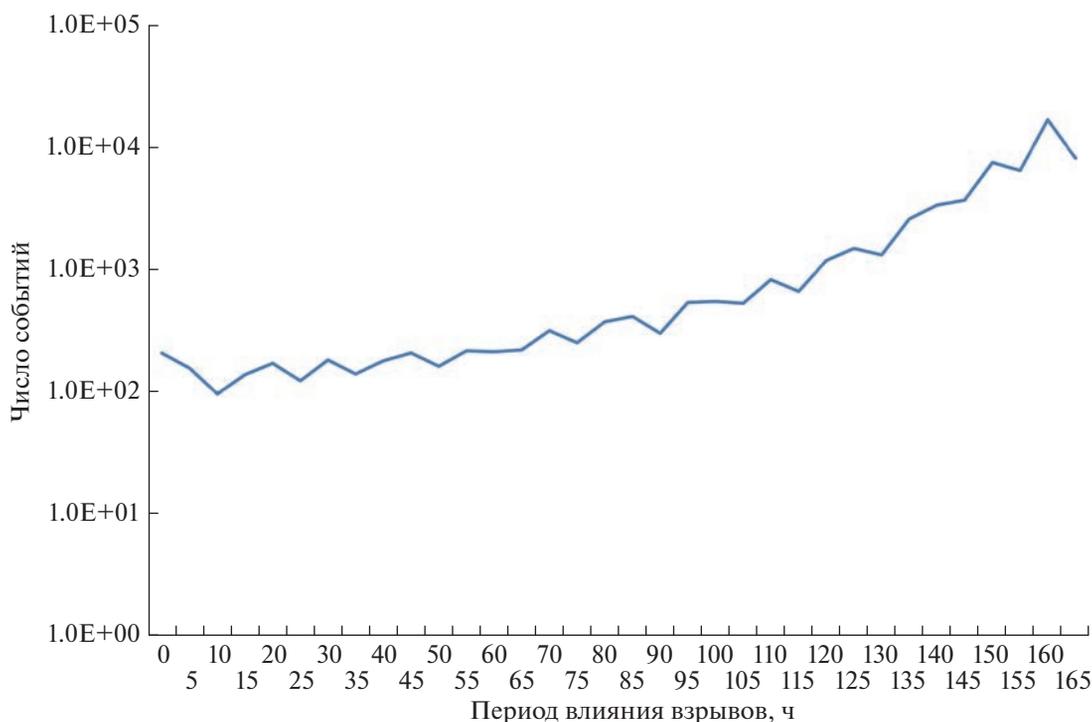
Распределение частоты возникновения сейсмических событий, произошедших в зоне влияния взрывов по времени после последнего взрыва, отражает плотность распределения во времени вероятности возникновения сейсмических событий в результате воздействия взрывов, представленную на рис. 5. Следует отметить, что распределение имеет вид быстрозатухающей гиперболической функции и хорошо совпадает с распределением афтершоков после мощных землетрясений,

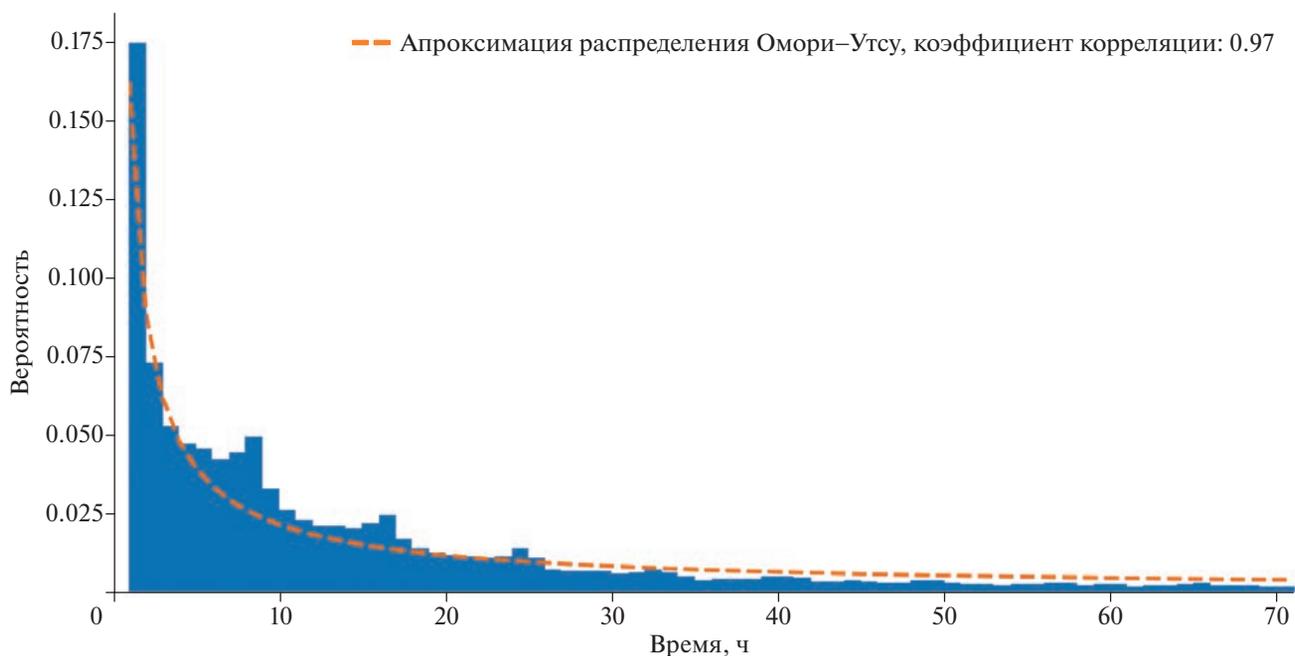
описываемых известным законом Омори–Утсу, согласно которому частота афтершоков убывает гиперболически с течением времени [Гульельми, 2016]:

$$n(t) = \frac{K}{(c-t)^p}, \quad (2)$$

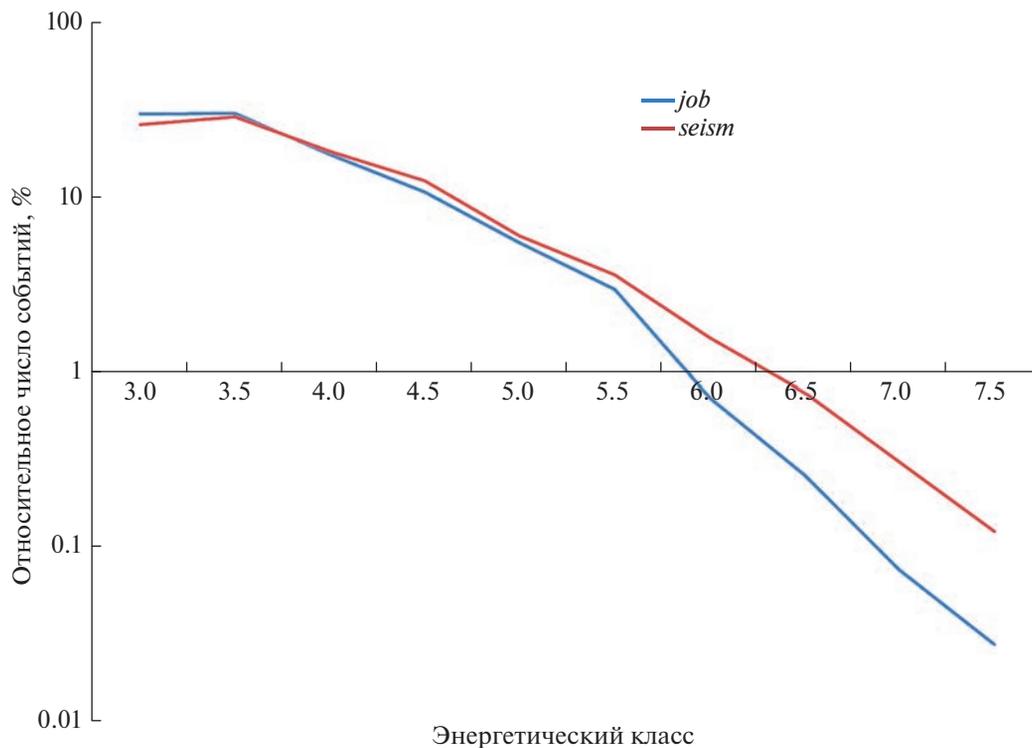
где:  $K$  – продуктивность серии афтершоков,  $c$  и  $p$  – эмпирические параметры закона Омори–Утсу;  $t$  – время после основного толчка.

Аппроксимация частоты возникновения событий законом Омори–Утсу с параметрами  $c = 0.01$  и  $p = 0.882$  показывает хорошее соответствие фактическим данным, коэффициент корреляции при этом равен 0.97 (рис. 5).

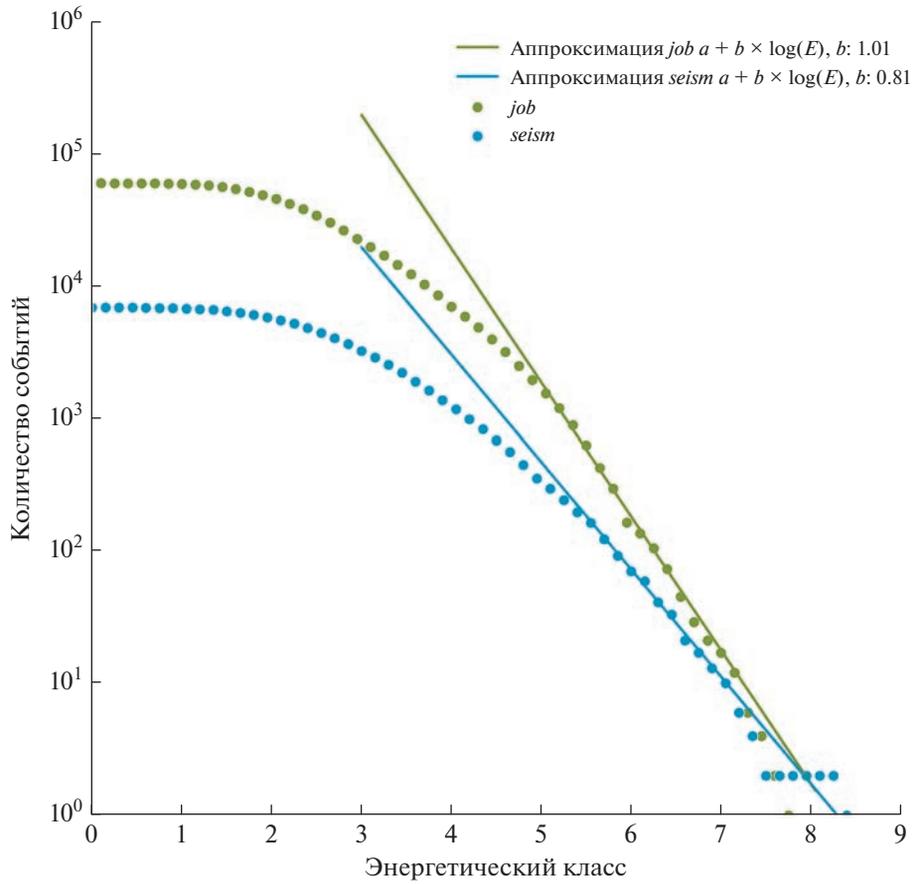
**Рис. 4.** Распределение длительности влияния технологических взрывов в период формирования сейсмических событий.



**Рис. 5.** Плотность распределения вероятности возникновения сейсмических событий после технологических взрывов на интервале времени 72 ч.



**Рис. 6.** Распределения числа событий по энергетическим классам для сейсмических событий из разных зон: в зоне горных работ — *job*, вне зоны — *seism*.



**Рис.7.** Кумулятивные графики повторяемости для сейсмических событий из разных зон: в зоне горных работ — *job*, вне зоны — *seism*.

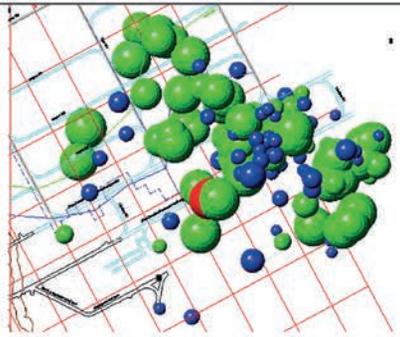
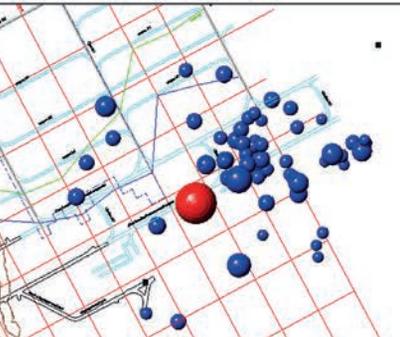
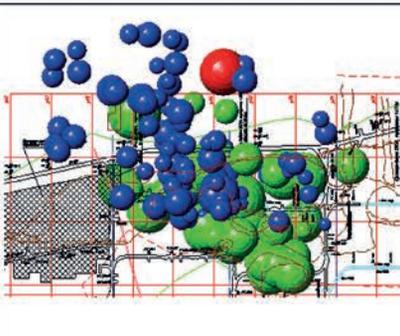
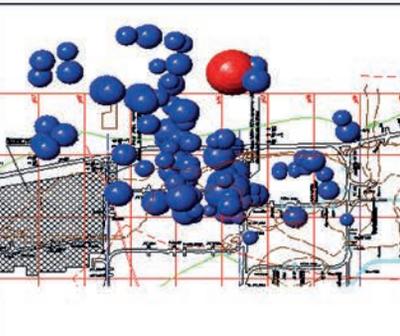
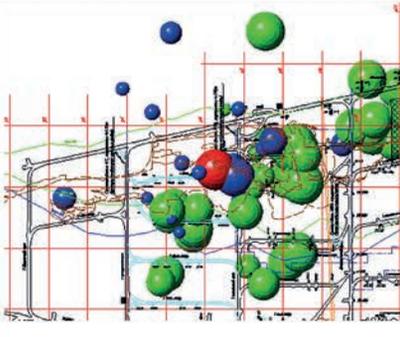
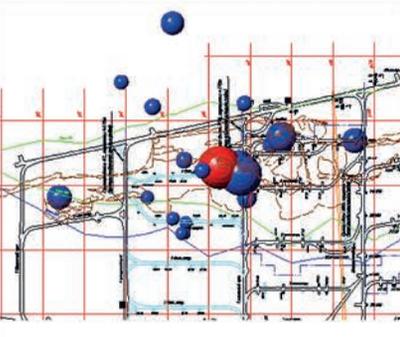
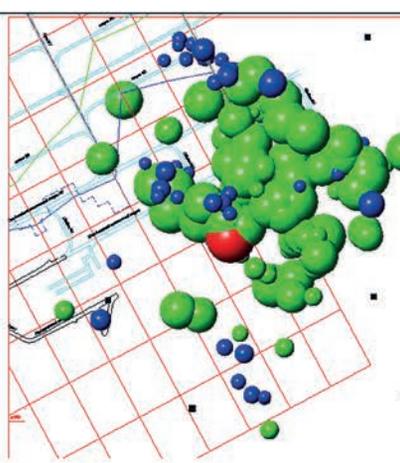
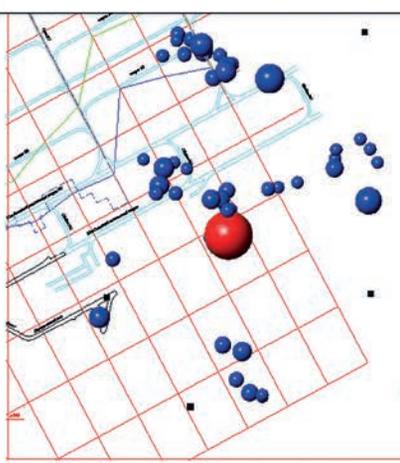
Имеется некоторое различие в проявлении сейсмоактивности на разных рудниках. В частности, на Расвумчоррском руднике относительная доля сейсмичности за пределами зоны влияния горных работ (*seism*) существенно больше по сравнению с Кировским рудником.

На рис. 6 приведены нормированные графики распределения числа событий по энергетическим классам для сейсмособытий, попавших в зону влияния горных работ, и сейсмоактивности вне зоны (на графике *job* и *seism* соответственно). Для построения графиков использовались сейсмособытия с энергией, большей нижнего порога чувствительности системы регистрации (1000 Дж). Приведенные графики показывают, что сейсмоактивность в зоне влияния горных работ, в целом, представлена сейсмособытиями с меньшей энергией по сравнению сейсмоактивностью за границами.

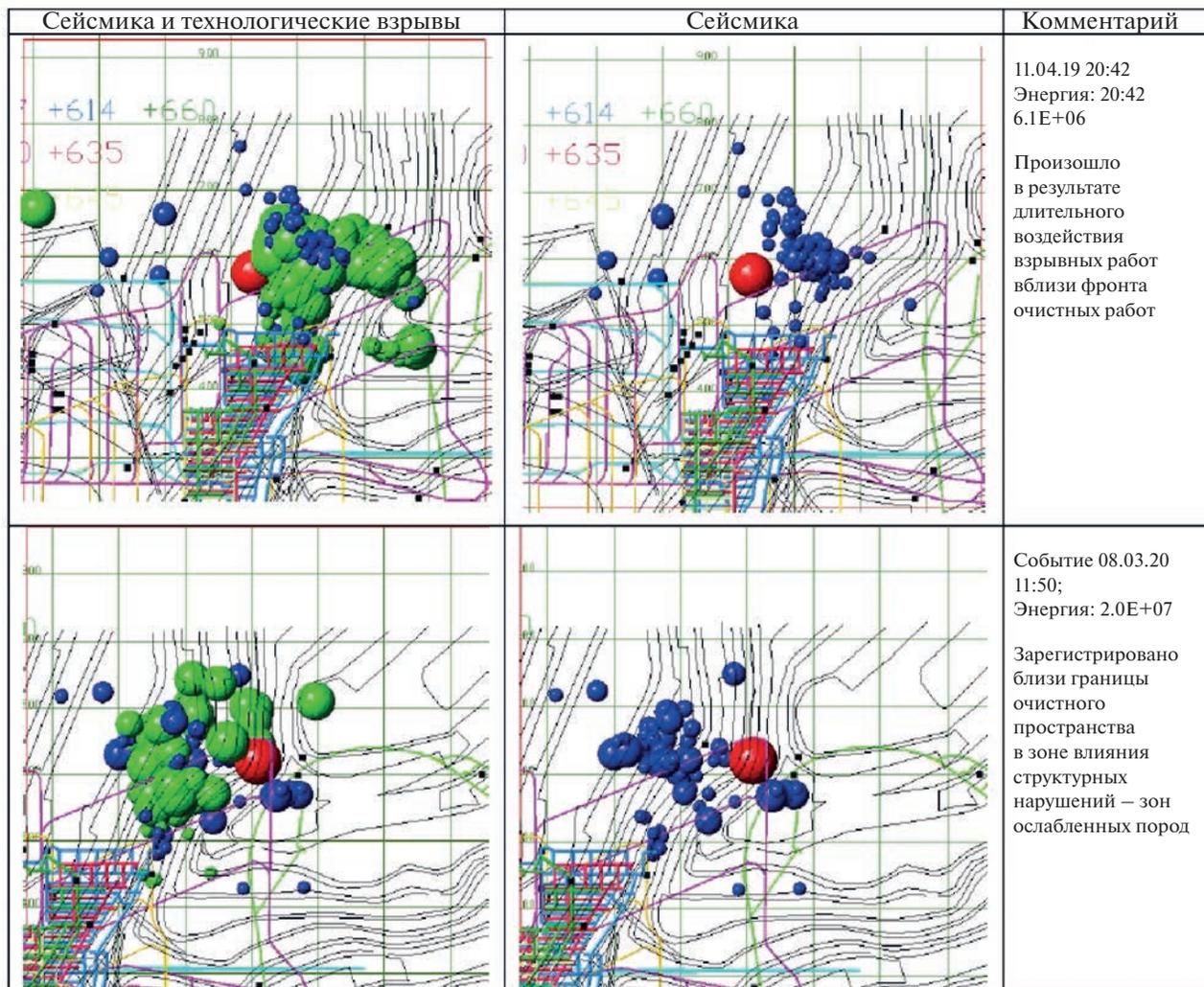
Для количественной оценки различия сейсмического режима в этих зонах были выполнены расчеты наклонов графика повторяемости в фор-

ме закона Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954] по методу максимального правдоподобия [Aki, 1965]. Результаты расчетов представлены на рис. 7, из которых следует, что расчетное значение *b-value* для сейсмособытий в зоне горных работ адекватно рассчитывается только для энергетических классов свыше 5.5 и превышает соответствующее значение *b-value* для сейсмособытий вне зоны более чем на 20%.

Проанализированы сценарии подготовки и реализации 32 сейсмических событий с излученной энергией большей  $5 \times 10^6$  Дж (горных ударов), зарегистрированных в период с 2019 по 2020 г. включительно в зоне влияния технологических взрывов. Как показал анализ, типичные сценарии подготовки и реализации горных ударов состоят в образовании кластеров событий с меньшей энергией с последующим горным ударом на периферии образованного кластера, либо в пространстве между близко расположенными кластерами. На рис. 8 и рис. 9 представлены несколько примеров таких реализаций по обоим рудникам.

Сейсмика и технологические взрывы	Сейсмика	Комментарий
		<p>Событие, 23.01.19 15:50; Энергия: 2.1E+07</p> <p>Разрушение камер, произошедшее после взрывания вееров глубоких скважин</p>
		<p>Событие, 01.02.19 12:28; Энергия: 2.8E+07</p> <p>Мощное прорастание трещин в консоли налегающих пород, в результате отработки рудного тела</p>
		<p>Событие, 17.02.19 4:10; Энергия: 6.5E+06</p> <p>В высоконагруженном участке шахтного поля вследствие длительного воздействия очистных работ</p>
		<p>Событие 04.12.20 23:23 Энергия: 5.3E+07</p> <p>В результате подбойки блока, оконтуренного геологическими нарушениями, произошел микроудар по трещине, заполненной слабым по прочности минералом</p>

**Рис. 8.** Кировский рудник. Пространственное распределение сейсмических событий в полукилометровой зоне в течение 7 сут, предвещающих сильное сейсмическое событие в зоне ведения горных работ. Размер значков событий пропорционален энергетическому классу. Цвета значков: зеленый – взрыв, красный – сильное сейсмическое событие, синий – сейсмическая предыстория.



**Рис. 9.** Расвумчоррский рудник. Пространственное распределение сейсмических событий в полукилометровой зоне в течение 7 сут, предворяющих сильное сейсмическое событие в зоне ведения горных работ. Размер значков событий пропорционален энергетическому классу. Цвета значков: зеленый – взрыв, красный – сильное сейсмическое событие, синий – сейсмическая предыстория.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что в подавляющем большинстве случаев (порядка 80%) сейсмоактивность массива горных пород в шахтных полях рудников проявляется в местах ведения горных работ, где выполняются работы по проходке и очистной выемке с проведением взрывов.

В результате анализа выявлены 2 группы формирования сейсмичности массива: сейсмичность в рабочих зонах, связанных с технологическими взрывными работами, и сейсмичность природная, определяющаяся структурно-геологическими факторами.

В целом, различие характеристик проявления сейсмичности для этих двух групп сейсмических событий состоит в следующем:

1. Сейсмоактивность после взрывных работ затухает по времени, аналогично афтершокам после сильных землетрясений. При этом сейсмические события, произошедшие с малым временем задержки от момента взрыва, т.е. такие, которые могут являться результатом непосредственного воздействия ударных волн от взрывов, в анализируемых данных практически отсутствуют.

2. При приближении фронта очистных работ взрывы активизируют участки в шахтном поле, находящиеся в состоянии, близком к предельно-

напряженному, в виде пространственно-компактных кластеров сейсмособытий.

3. Сейсмоактивность в зоне влияния технологических взрывов представлена сейсмособытиями с относительно меньшими энергиями по сравнению с сейсмоактивностью за ее пределами (угол наклона графика повторяемости *b-value*, рассчитанный по энергетическим классам, для сейсмособытий в зоне влияния технологических взрывов на 20% больше, чем за ее пределами).

Существенные различия в характеристиках сейсмоактивности в выявленных зонах можно интерпретировать следующим образом: сейсмоактивность в зоне влияния технологических взрывов связывается с процессами трещинообразования при перераспределении напряжений в процессе добычных работ, в то время, как вне зоны влияния взрывов, сейсмоактивность определяется тектоническими процессами и процессами, связанными с глобальной перестройкой напряженно-деформированного состояния породного массива по мере обработки месторождения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Авершин С. Г.* Горные удары. Углетехиздат. М. 1955. 236 с.

*Адушкин В. В.* Тектонические землетрясения техногенного происхождения // *Физика Земли*. 2016. № 2. С. 22–44.  
<https://doi.org/10.7868/S0002333716020010>

*Корчак П. А., Жукова С. А., Меньшиков П. Ю.* Становление и развитие системы мониторинга сейсмических процессов в зоне производственной деятельности АО “Апатит” // *Горный журн*. 2014. № 10. С. 42–46.

*Гульельми А. В.* Интерпретация закона Омори // *Физика Земли*. 2016. № 5. С. 165–166.

*Aki K.* Maximum Likelihood Estimate of *b* in the Formula  $\log N = a - bM$  and its Confidence Limits // *Bull. Earthquake Res. Ins.* 1965. V. 43. P. 237–23.

*Dobrovolsky I. R., Zubkov S. I., Myachkin V. I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pageoph*. 1979. № 117. P. 1025–1044.

*Gutenberg B., Richter C. F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press, Princeton. 1954. 310 p.

## The Influence of Mining Operations on Seismic Activity of the Rocks in Underground Mines of the Khibiny Massif

**M. M. Kagan<sup>a, \*</sup>, A. A. Kozyrev<sup>a, \*\*</sup>, A. Yu. Motorin<sup>b, c, \*\*\*</sup>, and A. A. Streshnev<sup>b, \*\*\*\*</sup>**

<sup>a</sup>*Mining Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Murmansk Region, 184209 Russia*

<sup>b</sup>*Kirovsk Branch of JSC Apatit, Apatity, Murmansk Region, 184250 Russia*

<sup>c</sup>*Geophysical Survey, Kola Branch, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia*

*\*e-mail: M.Kagan@ksc.ru*

*\*\*e-mail: a.kozyrev@ksc.ru*

*\*\*\*e-mail: AYuMotorin@phosagro.ru*

*\*\*\*\*e-mail: AStreshnev@phosagro.ru*

The issues of the causes and factors of manifestation of seismic activity during the extraction of minerals in the deposits of the Khibiny massif, which are mined underground, are considered. Based on seismic monitoring data, groups of seismic activity were identified, such as seismicity in the working area, directly related to blasting and natural seismicity, related to other mining and geological factors. The difference in the characteristics of the manifestation of seismicity for these two groups of seismic events is shown.

*Keywords:* underground mine, seismic events, seismic monitoring