

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ВОЗДЕЙСТВИЯ МОРСКИХ ПРИЛИВОВ НА АКТИВНОСТЬ АФТЕРШОКОВ В РАЙОНЕ КАМЧАТКИ

© 2019 г. А. А. Баранов^{1, 2, *}, С. В. Баранов³, П. Н. Шебалин^{1, **}

¹ *Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 84/32*

² *Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН
123242 Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1*

³ *Кольский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба РАН"
184209 Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14*

^{1*} *e-mail: baranov@ifz.ru*

^{2**} *e-mail: p.n.shebalin@gmail.com*

Поступила в редакцию 19.09.2017 г.

Вопрос о фактическом воздействии приливных сил на сейсмичность многократно поднимался в литературе. Вместе с тем, несмотря на имеющийся, по-видимому, консенсус о наличии такого воздействия, количественные оценки, которые связывали бы какие-либо параметры приливов с изменением уровня сейсмической активности, до сих пор получены не были. Получение таких оценок для афтершоков сильных землетрясений вблизи Камчатки и является целью данного исследования. Здесь мы рассматриваем влияние на сейсмичность только морских приливов, так как их воздействие сильнее, чем воздействие земных приливов. Соответственно, мы рассматриваем лишь те землетрясения, эпицентры которых находятся в океане. Существенным отличием нашего исследования от большинства предыдущих является изучение в качестве факторов влияния не фаз приливов, а высоты морского прилива и ее производной.

Мы рассмотрели 16 последовательностей афтершоков от землетрясений вблизи берегов Камчатки с магнитудой 6 и выше. Отдельно мы рассмотрели неглубокие фоновые землетрясения вдоль побережья Камчатки. В качестве базовой модели интенсивности афтершоков мы использовали закон Омори-Утсу. При этом фоновая сейсмичность моделировалась равномерным по времени распределением. В обоих случаях использовалось фактическое распределение по пространству. Высоты морских приливов оценивались с помощью модели FES 2004 [Lyard et al., 2006]. Степень изменения активности относительно базовой модели в зависимости от высоты приливной волны и от ее производной по времени оценивалась с помощью метода дифференциального выигрыша по вероятности (differential probability gain). Главным практическим результатом работы являются оценки усредненных функций дифференциального вероятностного выигрыша интенсивности потока афтершоков для обоих рассмотренных факторов. Эти оценки могут быть использованы для расчетов сейсмической опасности афтершоков после сильных землетрясений с учетом воздействия морских приливов.

Результаты проведенного анализа показывают устойчивую тенденцию возрастания интенсивности потока афтершоков в периоды больших скоростей спадания приливной волны. Для фоновых событий характерно увеличение интенсивности потока событий во время отливов с большой амплитудой приливной волны. Различие основных факторов влияния морских приливов на афтершоки и на фоновую сейсмичность позволяют предположить, что воздействие приливов на афтершоки имеет скорее характер прямого динамического инициирования событий при больших скоростях деформации, тогда как воздействие на фоновые события имеет скорее статический характер.

Ключевые слова: Серии афтершоков, морской прилив, Камчатка, FES, динамическое инициирование.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019167-72>

ВВЕДЕНИЕ

Гравитационное взаимодействие между Землей, Луной и Солнцем, вызывает морские и земные приливы. Приливы в свою очередь вызывают периодическое изменение напряженного

состояния земных пород, т.е. приливные напряжения создают небольшую знакопеременную добавку к фоновому полю напряжений, оказывая влияние на геодинамический процесс и сейсмичность. В зависимости от фазы приливные

силы могут действовать как в направлении развития геодинамического процесса, так и против него, оказывая соответственно инициирующее или подавляющее воздействие. Приливы могут также вызывать периодическое изменение насыщенности водой горных пород в зонах разломов, увеличивая или уменьшая эффективное трение за счет изменения порового давления.

К настоящему времени собран целый ряд свидетельств о связи морских и земных приливов с сейсмичностью. Вместе с тем, велико число и критических публикаций, подвергающих сомнению значимость или универсальность этой связи. Трудность получения достоверных выводов состоит в том, что исследуемые связи по большей части слабы и для их выявления требуется с одной стороны корректно использовать статистические методы, а с другой – анализировать весьма большие объемы сейсмических событий [Heaton, 1975, 1982; Burton, 1986; Rydelek et al., 1992; Vidale et al., 1998]. Типичные вариации напряжений вследствие земных приливов составляют 1–4 КПа [Melchior, 1983; Vidale et al., 1998]. Такие значения недостаточны для инициации землетрясений [Hardebeck et al., 1998; Kilb et al., 2002; Stein, 1999], и прямой триггерный механизм не может являться причиной корреляции сейсмичности и земных приливов [Beeler, Lockner, 2003; Lockner, Beeler, 1999; Rydelek et al., 1992; Tsuruoka et al., 1995; Vidale et al., 1998]. В связи с этим часто предполагается, что приливное воздействие на сейсмичность возможно, если соответствующая система разломов находится в суб-критическом состоянии, и даже малейшего изменения напряжений достаточно для инициирования сейсмических событий [Салтыков, 1995; Салтыков, Иванов, 2003; Салтыков и др., 2004; Tanaka, 2010, 2012; Rydelek, 1992; Zhang, Zhuang, 2011; Crockett et al., 2006]. Аналогичным образом можно объяснить часто отмечаемый локальный характер приливных воздействий на интенсивность потока землетрясений [Николаев, 1994; Салтыков, Кугаенко, 2007; Юрков, Гитис, 2005; Klein, 1976b; Emter, 1997; Souriau et al., 1982].

Земные приливы имеют сложный характер деформационного воздействия на земную кору, описываемый тензором. Максимум воздействия следует ожидать, когда приливные напряжения действуют в направлении, усиливающем региональные тектонические напряжения [Tanaka et al., 2004; Stein, 2004]. По аналогичной причине степень воздействия земных приливов различна для землетрясений с разным механизмом очага. Многими авторами отмечалось, что корреляция приливов с землетрясениями сдвигового типа минимальна по сравнению с надвиговыми и в особенности с нормальными событиями [Tsuruoka et al., 1995; Tanaka et al., 2002; Cochran,

2004; Stein, 2004]. Вместе с тем, в работе [Métivier et al., 2009] наоборот обнаружено более сильное воздействие земных приливов на землетрясения сдвигового типа, хотя при этом отмечается невысокая статистическая значимость различий.

Морские приливы в отличие от земных циклически изменяют нагрузку на ложе океана и, таким образом, меняют нагружение поверхности дна, что в свою очередь вызывает вариации напряжений в земной коре. Периодическое изменение давления, вызванное морскими приливами, имеет порядок 10–100 КПа в зависимости от высоты прилива в данной точке (1–10 м). Изменения напряжений от земного прилива составляют не более 2–3 КПа, поэтому в местах с высокими морскими приливами их влияние существенно сильнее земных приливов, что отмечается многими авторами [Cochran, 2004; Tsuruoka et al., 1995; Tanaka et al., 2002, 2004; Ide et al., 2014, 2016; Varga, Grafarend, 2017]. При этом изменение давления за счет перемещения океанических масс может проявляться в вариациях не только морской, но и континентальной сейсмичности [Tsuruoka et al., 1995; Ide et al., 2014; Stroup et al., 2007; Souriau et al., 1982; Cochran et al., 2004; Tanaka et al., 2002; Tanaka, 2012; Wilcock, 2001; Crockett et al., 2006; Varga, Grafarend, 2017].

Морские и земные приливы существенно различаются характером влияния на изменение поля напряжений. Для земных приливов на глубинах до 200 км вертикальная компонента приливных напряжений пренебрежимо мала, и преобладают горизонтальные компоненты нормального напряжения [Melchior, 1983; Varga, Grafarend, 2017]. В локальном изменении напряжений под воздействием морского прилива, наоборот, преобладает вертикальная компонента, а горизонтальные компоненты составляют от нее не более 30% [Varga, Grafarend, 2017].

Существует целый ряд механизмов связи сейсмичности с земными и морскими приливами, используемых для объяснения этого явления. К наиболее очевидным относится изменение касательных напряжений τ вдоль разломов, нормальных напряжений σ_n и порового давления P и их комбинация. Увеличение касательных напряжений в добавление к действующим тектоническим напряжениям при определенных условиях может приводить как к прямому триггерному эффекту (“dynamic triggering” в англоязычной литературе), так и к возрастанию вероятности сейсмических событий (“static triggering”) [Klein, 1976a; Tanaka et al., 2002, 2004; Stein, 2004; Varga, Grafarend, 2017]. В соответствие с кулоновским критерием $\tau_c = \tau + \mu(\sigma_n - P)$, где μ – коэффициент трения, порог трения может быть преодолен при снижении напряжений, нормальных к по-

верхности разломов, или при увеличении порового давления [Klein, 1976a, b; Cochran et al., 2004; Stroup et al., 2007; Wilcock, 2001; Métivier, et al., 2009]. В случае статического триггерного эффекта воздействие приливов может иметь задержку во времени [Lockner, Beeler, 1999; Beeler, Lockner, 2003] за счет эффекта прочностной усталости [Scholz, 1968; Atkinson, 1984; Lockner, 1998; Narteau et al., 2002]. Это значительно усложняет анализ связи сейсмичности с приливами. Важным фактором прямого триггерного эффекта может также быть высокая скорость деформаций [Vidale et al., 1998]. Величина приливного напряжения вызванного земными приливами не превышает 4 КПа, что на порядки меньше напряжения снимаемого при сильном землетрясении, однако по величине скорость накопления тектонических напряжений в очаге готовящегося сильного события составляет около 0.01 КПа/ч тогда как скорость изменения приливных напряжений составляет примерно 2 КПа/ч, что более чем на 2 порядка выше.

Разными авторами предлагались и другие механизмы. В работах [Heaton, 1975, 1982] с целью объяснения видимого автором эффекта воздействия приливов лишь на более сильные землетрясения была использована нелинейная модель дилатансии-диффузии. Периодический характер приливов является основой, предлагаемого В. А. Николаевым [1996] в качестве одного из возможных, резонансного механизма воздействия на сейсмичность. Недавно был также предложен альтернативный триггерному механизму, учитывающий приливные вариации физических свойств среды на основе модели амплитудно-зависимой диссипации [Салтыков, 2014]. Эффект воздействия приливов на интенсивность потока землетрясений по этой модели можно наблюдать за счет смещения оценок магнитуды и соответствующего ему изменения числа сейсмических событий в фиксированном магнитудном диапазоне по закону Гутенберга–Рихтера. В последние годы растет понимание значительной роли в сейсмогенезисе миграции флюидов [Shebalin, Narteau, 2017]. На роль вариаций порового давления под воздействием приливов обращалось внимание в работах [Klein, 1976a, 1976b].

В статистических тестах, проводимых для проверки связи приливов и сейсмичности, использовался, как правило, каталог основных толчков, полученный удалением из него афтершоков с использованием какого-либо из известных алгоритмов. В противном случае попадание начала крупной серии афтершоков в какую-либо фазу приливов играло бы подавляющую роль. Неполное удаление афтершоков также может исказить картину влияния приливов на интенсивность потока землетрясений. Альтернативой

может быть исследование влияния приливов на афтершоковую активность, однако таких работ крайне мало. В работе [Souriau et al., 1982] последовательность афтершоков моделировалась распределением Вейбулла, и рассматривалась корреляция отклонений от средней модели с фазами приливов. В работе [Николаев, Николаев, 1993] рассматривалась связь приливов с афтершоками Спитакского и Рачинского землетрясений на Кавказе. В работе [Chen et al., 2012] совместно с приливами была рассмотрена серия афтершоков землетрясения Крайстчерч 2011 г. в Новой Зеландии.

В подавляющем числе работ о связи приливов с землетрясениями, начиная с работы [Schuster, 1897], исследовались фазы приливов, преимущественно полусуточная фаза. В недавней работе [Ide et al., 2016] высказано предположение о том, что отсутствие или слабая корреляция сейсмичности с приливами, отмечаемые практически во всех исследованиях, связаны именно с этим фактором. Амплитудно-частотные свойства приливов очень сложны, и необходимо учитывать изменение амплитуды полусуточной компоненты.

Главной практической целью данной работы является количественная оценка степени воздействия морских приливов на активность афтершоков, возникающих после сильных землетрясений вблизи берегов Камчатки. Задача состоит в том, чтобы оценить, во сколько раз возрастает или уменьшается вероятность возникновения афтершоков при определенных параметрах морских приливов. Другая цель работы — продвинуться в понимании механизмов воздействия приливов на сейсмичность. Возможен ли прямой триггерный эффект, или более предпочтительным механизмом является лишь изменение вероятности и, соответственно, интенсивности потока сейсмических событий? Возможно ли воздействие приливов только в зонах или в периоды, в которых система разломов находится в каком-то особом состоянии, или фоновая сейсмичность также может меняться под воздействием приливов? Существенна ли роль жидкости в системе разломов при воздействии приливов? В поиске ответов на эти и другие вопросы работы мы опирались на результаты предыдущих исследований разных авторов, при этом сконцентрировавшись на наиболее существенных для решения основной задачи работы результатах и наработках. Используя выводы работы [Ide et al., 2016] и в отличие от подавляющего большинства предыдущих исследований, мы сопоставляем сейсмичность не с фазами приливов, а с абсолютными значениями на основе модели FES 2004 [Lyard et al., 2006]. Пример расчета приведен на рис. 1. Следуя идее, высказанной в работе [Vidale

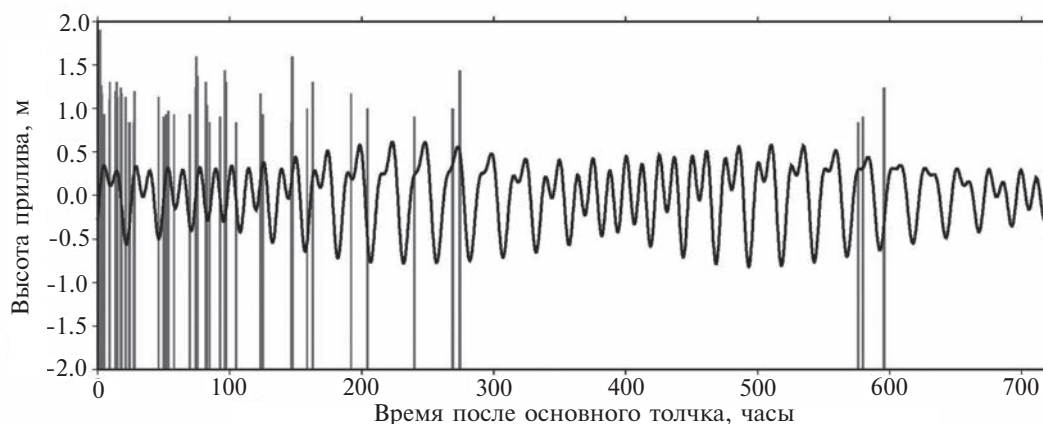


Рис. 1. Пример расчета с помощью программы FES 2004 высоты морского прилива для района землетрясения 02.03.1992 $M = 6.6$ около побережья Камчатки.

Вертикальными линиями показаны моменты афтершоков с $M \geq 4.5$.

et al., 1998], в качестве возможного фактора прямого триггерного эффекта мы рассматриваем также скорость приливных деформаций. Мы сопоставляем меняющиеся во времени параметры приливов и интенсивность афтершоков, моделируя усредненную (без учета влияния приливов) интенсивность афтершоков законом Омори-Утсу. Аналогичный подход был впервые предложен в работе [Sorgiau et al., 1982], но затем практически не использовался. Отметим, что такой подход дает значительно больший объем используемой сейсмологической информации по сравнению с анализом фоновой сейсмичности за аналогичные интервалы времени. Использование же каталога землетрясений, не очищенного от афтершоков, некорректно. В данной работе мы также сопоставляем результаты совместного анализа афтершоковых последовательностей и морских приливов с аналогичными результатами для фоновой сейсмичности. При этом для выделения фоновой сейсмичности мы используем получивший широкое признание метод, предложенный в работе [Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. Количественную оценку воздействия приливов на изменение интенсивности потока сейсмических событий мы проводим методом “дифференциального вероятностного выигрыша” (differential probability gain, DPG) [Shebalin et al., 2012, 2014]. Высота прилива или ее первая производная используются как контрольный параметр метода. Величина дифференциального вероятностного выигрыша определяется как отношение фактической интенсивности потока событий при определенном значении контрольного параметра к интенсивности, оцененной по модели. Отметим, что близкий по смыслу подход предлагался в работе [Vidale et al., 1998], в которой, однако, не обнаружена связь прили-

вов с изменением интенсивности потока землетрясений.

В проведенном исследовании не требовалось моделирования изменения поля напряжений под воздействием приливов, так как рассматривались только морские приливы, эффект от которых вблизи Камчатки, по нашим оценкам (см. ниже) минимум в 5 раз сильнее эффекта от земных приливов. Совместный учет морских и земных приливов неизбежно потребовал бы построение или использование готовых сложных моделей. Это привело бы к значительной зависимости результатов от модели, что снизило бы их ценность.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Наибольшее количество сильнейших землетрясений Камчатского региона связано, прежде всего, с субдукцией Тихоокеанской плиты [Ермаков, 1993; Федотов и др., 1985]. Гипоцентры землетрясений в зоне субдукции расположены на глубинах до нескольких сот километров, при этом значительная их часть происходит на небольшой глубине. Эпицентры неглубоких событий расположены, как правило, в Тихом океане на сравнительно небольшом удалении от береговой линии. Именно такие неглубокие события составляют основной предмет нашего исследования, так как они, предположительно, подвержены наибольшему воздействию морских приливов.

Информационная база исследования — каталог землетрясений, формируемый Камчатским филиалом (КФ) ЕГС РАН [Каталог; Чебров и др., 2016] за период с 1962 по 2016 гг.

Каталог доступен по адресу: <http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php>

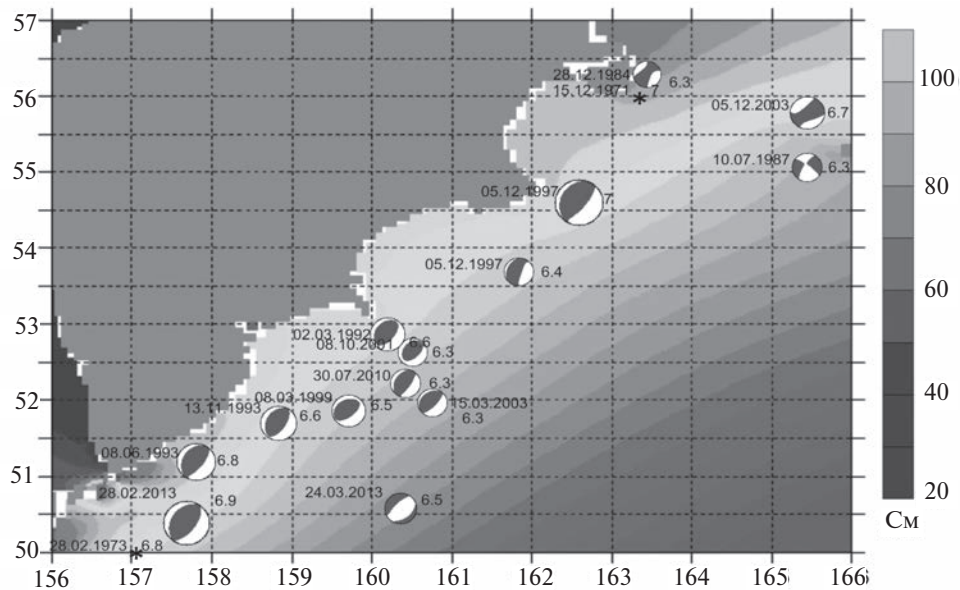


Рис. 2. Карта основных толчков с $M \geq 6$ вблизи Камчатки, 1971–2013 гг., афтершоки которых использованы для анализа.

Оттенками серого показана максимальная амплитуда морского прилива в данной точке. Фокальные механизмы основных толчков взяты из глобального каталога СМТ (Global Centroid-Moment-Tensor catalog, [Ekström et al., 2012]), в случае отсутствия в каталоге СМТ данных о землетрясении эпицентр обозначался звездочкой.

Основные параметры рассмотренных серий афтершоков

№	Дата основного толчка	H , км	M	M_c	t_{start} , час	N	Максимальная амплитуда морского прилива, КПа
1	15.12.1971	20	7.0	3.8	12	287	19
2	28.02.1973	59	6.8	4.0	1	53	13
3	28.12.1984	19	6.3	3.8	5	55	16
4	10.07.1987	49	6.3	3.8	0.1	34	19
5	02.03.1992	20	6.6	4.0	0.1	55	14
6	08.06.1993	40	6.8	3.5	0.1	173	15
7	13.11.1993	40	6.6	3.5	0.1	48	16
8	05.12.1997	10	7.0	3.6	25	605	16
9	05.12.1997	24	6.4	3.5	22	218	16
10	08.03.1999	7	6.5	3.5	2	47	10
11	08.10.2001	24	6.3	3.8	1	106	13
12	15.03.2003	5	6.3	4.0	0.1	76	14
13	05.12.2003	29	6.7	4.0	0.1	59	17
14	30.07.2010	38	6.3	3.5	0.1	44	13
15	28.02.2013	61	6.9	3.5	20	58	13
16	24.03.2013	48	6.5	3.8	1	123	12

Примечание. H – глубина основного толчка; M – магнитуда основного толчка (указано значение магнитуды M_L , пересчитанной из энергетического класса [Каталог]); N – число афтершоков с $M \geq M_c$ в рассматриваемом интервале (t_{start} , 720 часов) от момента основного толчка; максимальная амплитуда морского прилива в рассматриваемом интервале (t_{start} , 720 часов) от момента основного толчка, пересчитанная в давление, КПа.

Для целей нашего исследования мы используем два типа сейсмических данных – серии афтершоков и “фоновые” землетрясения, то есть землетрясения, не являющиеся афтершоками других землетрясений.

За рассматриваемый период было выделено 16 афтершоковых серий с эпицентрами, расположенными преимущественно в океане (таблица, рис. 2). Отметим, что подробно афтершоковые процессы района исследований рассмотрены в работах С. В. Баранова, В. Н. Чеброва [2012], И. А. Лутикова, С. Н. Родиной [2013], С. В. Баранова, П. Н. Шебалина [2016], П. Н. Шебалина, С. В. Баранова [2017].

МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕРИЙ АФТЕРШОКОВ И ФОНОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Выделение серий афтершоков осуществлялось по алгоритму Г. М. Молчана и О. Е. Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991; Molchan, Dmitrieva, 1992]. Благодаря программной реализации, выполненной В. Б. Смирновым [2009], этот метод нашел широкое применение в России. Как отмечают многие исследователи, он более точно выделяет афтершоки по сравнению с другими методами. Однако при выделении фоновых событий этим методом, в результирующем каталоге сохраняется некоторая доля группированных событий. Для формирования каталога фоновых событий мы воспользовались недавно предложенным методом “ближайшего соседа” [Zaliapin, Ben-Zion, 2013], основанном на функции близости в координатах времени-пространства-магнитуды [Baiesi, Paczuski, 2004]. В формулу функции близости входит параметр b закона повторяемости Гутенберга–Рихтера и фрактальная размерность d_f сейсмичности по пространству. Этот метод получил широкое распространение благодаря относительной простоте и высокой наглядности разделения группированных и фоновых событий. И хотя, на наш взгляд, метод хуже подходит для выделения серий афтершоков по сравнению с методом Молчана–Дмитриевой, при выделении фоновых событий практически не остается группированных событий. В данной работе для Камчатского региона мы использовали значения параметров $b = 1.0$ и $d_f = 1.6$ (глубина очагов в данном анализе не учитывалась). Эти оценки были получены для каталога с 1985 г. Для оценки b мы использовали значение представительной магнитуды $M_c = 3.5$. Отметим, что оценка $b = 1.0$ соответствует региональной оценке $\gamma = 0.5$ [Салтыков, Кравченко, 2009]. В качестве фоновых были приняты события, “ближайшие соседи” которых отстоят (в смысле функции близости) дальше порогового

значения, разделяющего группированные и не группированные события. Наша оценка порогового значения $\eta_0 = 0.00001$ совпала со значением работы [Zaliapin, Ben-Zion, 2013]. В результате был получен каталог фоновых землетрясений с 1985 по 2016 гг., включающий 1637 событий с магнитудой $M \geq M_c = 3.5$.

Моделирование зависящей от времени интенсивности потока афтершоков $\lambda(t)$ каждой серии осуществлялось на основе закона Омори–Утсу [Utsu, 1961] для событий с $M \geq M_c$ в интервале времени (t_{start} , 720 часов):

$$\lambda(t) = \frac{K}{(t+c)^p} . \quad (1)$$

Фоновая сейсмичность предполагается постоянной во времени. Оценка представительной магнитуды M_c для фоновых землетрясений проводилась методом Maximum Curvature (MAXC) [Wiemer, Wyss, 2000; Woessner, Wiemer, 2005]. Однако для серий афтершоков необходимо учесть меньшую полноту каталога в начале серии [Helmstetter et al., 2006; Hainzle, 2016]. Этим и объясняется введение параметра t_{start} (начальное время анализа данных от момента основного толчка). Представительная магнитуда M_c уменьшается с увеличением этого времени и, наоборот, значение t_{start} необходимо увеличивать при уменьшении M_c . Таким образом, полнота каталога афтершоков определяется парой значений M_c и t_{start} . Для параметра t_{start} во всех случаях мы установили минимальное значение 0.1 час, поскольку для основных толчков магнитуды 6.0 и выше для меньших времен каталог не полон при любом M_c [Holschneider et al., 2012]. Оценив по данным в интервале (t_{start} , 720 часов) величину M_c методом MAXC, мы затем уточняли значение $t_{start}(M_c)$, воспользовавшись идеей метода MBS (Method of b -value stability) [Cao, Gao, 2002], в соответствии с которым представительная магнитуда находится по стабильности параметра b закона Гутенберга–Рихтера. Поскольку в соответствии с формулой Аки [Аки, 1965] параметр b однозначно связан со средней магнитудой, то мы находили минимальное значение t_{start} , при котором становится стабильным значение средней магнитуды. Этот подход ранее использовался нами в работе [Shebalin, Baranov, 2017]. В качестве критерия стабилизации краткосрочного среднего значения, получаемого усреднением магнитуды 10 последовательных афтершоков, принято достижение долгосрочного среднего значения, получаемого по серии афтершоков за весь рассматриваемый период 0.1–720 ч (рис. 3). В случае, если данных недостаточно для таких оценок, то мы находили значение $t_{start}(M_c)$ по формуле

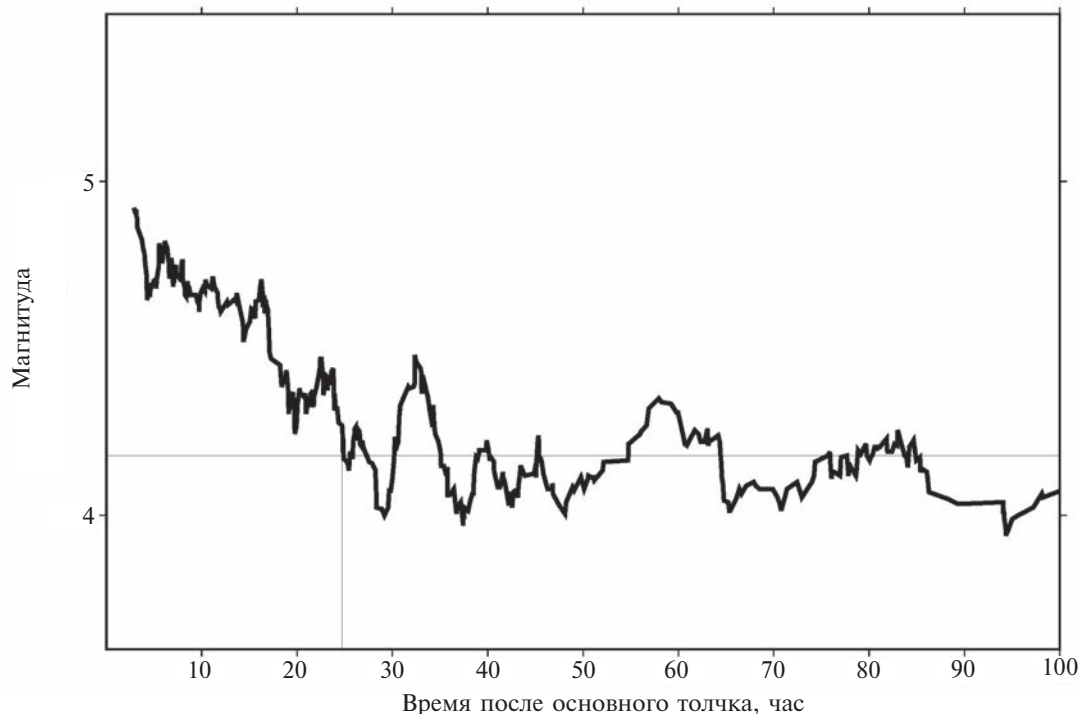


Рис. 3. Оценка параметра t_{start} при заданном значении параметра M_c на примере последовательности афтершоков землетрясения 5 декабря 1997 г. магнитуды $M = 7.0$.

Параметр $M_c = 3.6$ оценен по данным за 0.1–720 ч после основного толчка; в качестве оценки t_{start} принято время от основного толчка до точки первого пересечения кривой средней магнитуды, подсчитанной по 10 последовательным событиям (жирная кривая), с прямой, соответствующей средней магнитуде, подсчитанной по всей рассматриваемой в интервале 0.1–720 ч последовательности (4.2 для данной серии при $M_c = 3.6$).

$M_c = M_m - 4.5 - 0.76 \log_{10}(t_{start})$, где M_m – магнитуда основного толчка [Helmstetter et al., 2006], а t_{start} выражено в сутках. При этом, если полученное значение оказывалось меньше 0.1 ч, то принималось значение $t_{start} = 0.1$ ч.

Пространственно-временная модель афтершокового процесса, необходимая нам для сравнения с фактическим распределением с целью исследования воздействия приливов, строилась следующим образом. Область афтершоков разбивалась на прямоугольные ячейки размером $0.4^\circ \times 0.4^\circ$, а интервал (t_{start} , 720 часов) на промежутки длиной 0.2 часа. Предполагая пространственную однородность параметров закона Омори–Утсу, мы оценивали общие параметры s и p с помощью Байесовского подхода [Holschneider et al., 2012] по всей серии афтершоков. С учетом предположения ожидаемое число событий в пространственно-временных ячейках равно:

$$\lambda_{ij} = K_i \int_{t_{start}+0,2j}^{t_{start}+0,2j+0,2} \frac{1}{(t+c)^p} dt \quad (2)$$

где i – индекс пространственного блока, j – номер временного интервала, а

$$K_i = \frac{N_i}{\int_{t_{start}}^{720} (t+c)^{-p} dt}, \quad (3)$$

N_i – фактическое количество афтершоков в i -м блоке в интервале (t_{start} , 720 часов).

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ ПРИЛИВОВ

Морские приливы имеют большое значение для береговых областей. Колебания уровня моря и течения вблизи побережья представляют собой сложные процессы. Моделирование пелагических и прибрежных приливов приводит к лучшему пониманию этого явления. В отдельных бухтах приливы достигают 12–18 м. Для Тихоокеанского побережья Камчатки амплитуда приливов достигает 2 м, что создает перепад давления около 20 КПа. В то же время для отдельных мест западного Камчатского побережья высота приливов может достигать 10 м и более (Пенжинская губа). Для расчетов важно знать высоту прилива в данной точке в конкретный момент времени. В настоящее время существует несколько программ позволяющих

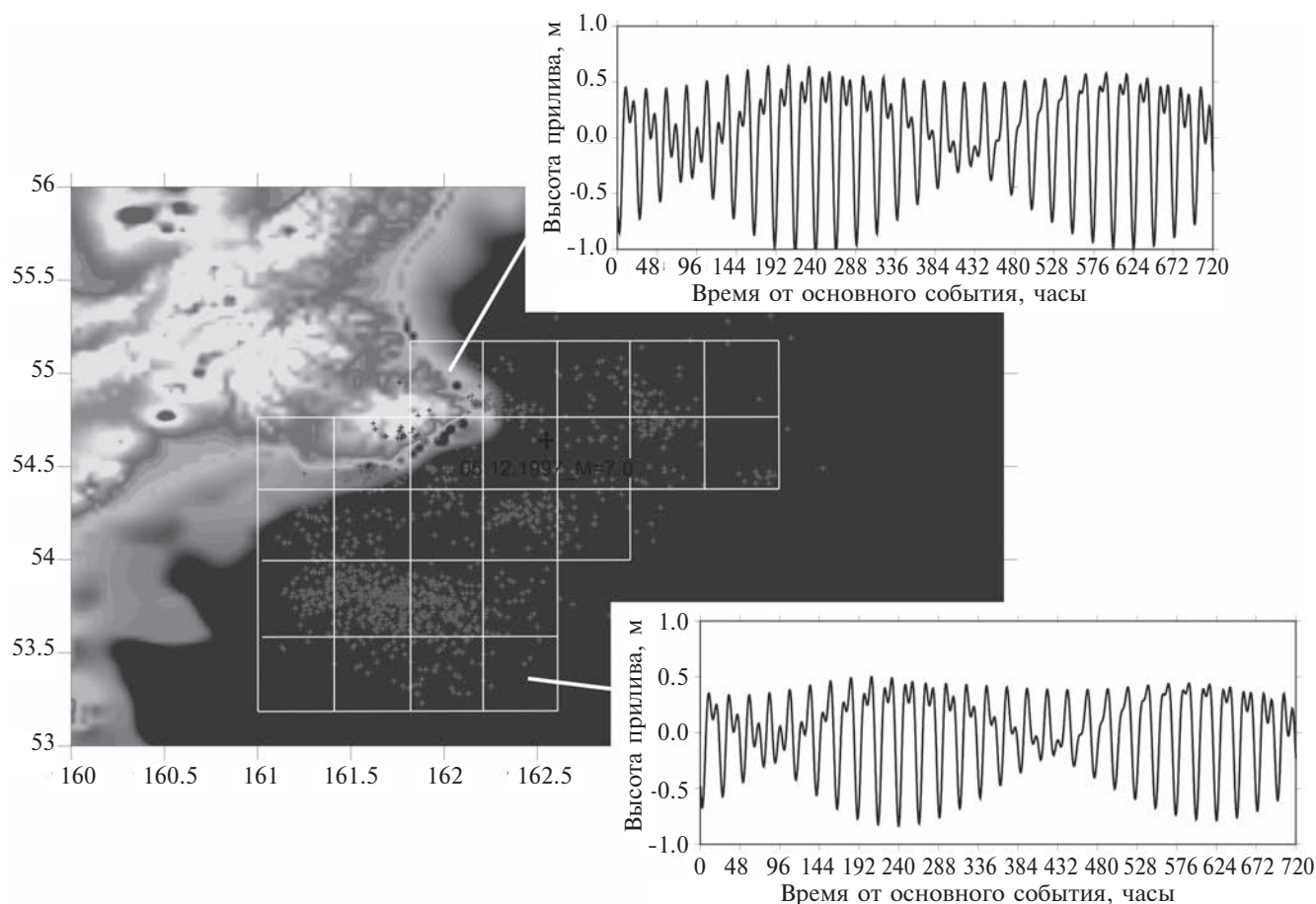


Рис. 4. Карта эпицентров и высоты приливов для афтершоков Кроноцкого землетрясения 05.12.1997, $M = 7.0$. Крестиками показаны эпицентры афтершоков. Афтершоки на суше использовались для оценки параметров закона Омори–Утсу, но не использовались при расчетах влияния морских приливов на сейсмичность. Границы рассматриваемых пространственных ячеек показаны белыми прямыми линиями. Две вкладки демонстрируют некоторое отличие высот морского прилива для разных ячеек.

в любой точке земного шара моделировать высоту прилива в данный момент времени с высокой точностью. Одна из программ для таких расчетов – программа FES начала разрабатываться в 1990-х годах в Centre National d'Études Spatiales (CNES) на основе работ Кристиана Ле Прово в 90-х годах [Le Provost et al., 1996; Le Provost et al., 1994].

Программа FES 2004 [Lyard et al., 2006] была создана в отделе океанографии CNES (<http://www.aviso.altimetry.fr/>). Она основана на решении приливных баротропных уравнений методом конечных элементов треугольной формы на глобальной элементной сетке (~ 1 млн узлов). Программа использует численные модели рельефа дна и береговой линии. В программе рассчитываются 15 основных приливных компонент на $1/8^\circ$ сетке (амплитуды и фазы), а также рассчитываются 28 дополнительных приливных компонент. Для полярных областей учитывается ледовый покров. Точность в открытом океане составляет несколько см, а около берегов

до 10 см. Сетка неравномерная – более густая у берегов и менее подробная в открытом океане согласно критерию Ле Прово [Le Provost, Vincent, 1986]. Для расчета приливов пользователь задает входной файл с координатами точек и временем в часах с 01.01.1985. Программа выдает для заданных во входном файле точек высоту прилива в требуемый момент времени.

Используя программу FES 2004, мы рассчитали высоты морских приливов h_{ij} в каждом пространственно-временном блоке с шагом по времени 0.2 часа. Для оценки производной высоты прилива мы использовали разность значений в каждом блоке на последовательных шагах по времени. На рис. 4 показаны графики зависимости высот приливов от времени для различных пространственных блоков на примере Кроноцкого землетрясения 05.12.1997, $M = 7.0$. В таблице приведены максимальные амплитуды морского прилива в эпицентре основных толчков за рассматриваемый период 30 дней, рассчитанные по программе FES 2004

и пересчитанные в давление. Отметим, что эти амплитуды в 5–10 раз больше максимальных изменений напряжений от земных приливов.

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ВЛИЯНИЯ ПРИЛИВОВ НА СЕЙСМИЧНОСТЬ МЕТОДОМ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ВЕРОЯТНОСТНОГО ВЫИГРЫША

Высота морского прилива или его производная по времени в данной работе рассматриваются как параметры, контролирующие относительное изменение частоты сейсмических событий под воздействием приливов. Степень воздействия оценивается в пространственно-временной области, в которой параметр имеет некоторое значение A , отношением $g = \omega(A)/\lambda(A)$ фактического суммарного количества сейсмических событий $\omega(A)$ в данной области к числу, ожидаемому в данной области, по суммарной модели $\lambda(A)$, называемым «дифференциальным выигрышем по вероятности» (differential probability gain) [Shebalin et al., 2012, 2014]. Суммарное количество и суммарная модель подсчитываются суммированием по ячейкам с пространственным индексом i и номером интервала времени j , в которых параметр имеет заданное значение A . Величина дифференциального выигрыша по вероятности указывает во сколько раз увеличивается или уменьшается интенсивность потока событий при определенном значении контрольного параметра. При отсутствии воздействия $g \cong 1$. Контрольный параметр может также рассматриваться как «функция тревоги» прогнозного алгоритма [Zechar, Jordan, 2008]. «Тревога» в данном случае означает, что в пространственно-временных областях, в которых значение управляющего параметра выше (или ниже) некоторого порога, повышена (или понижена) вероятность возникновения сейсмических событий. Эффективность контрольного параметра относительно усредненной модели может быть ретроспективно оценена с помощью диаграммы ошибок [Molchan, 1991]. На диаграмме ошибок дифференциальный выигрыш по вероятности определяется как локальный наклон диаграммы [Shebalin et al., 2012, 2014]. В данной работе оба варианта контрольного параметра, h , высота морского прилива и h' , первая производная высоты прилива по времени – непрерывные величины. Поэтому мы оцениваем величины $g(h)$ и $g_1(h')$ для интервалов значений h и h' , обеспечивая тем самым некоторое сглаживание:

$$g(h) = \frac{\sum_{i,j; h-dh < h_{ij} \leq h+dh} \bar{\omega}_{ij}}{\sum_{i,j; h-dh < h_{ij} \leq h+dh} \lambda_{ij}};$$

$$g_1(h) = \frac{\sum_{i,j; h-dh < h_{ij} \leq h+dh} \bar{\omega}_{ij}}{\sum_{i,j; h-dh < h_{ij} \leq h+dh} \lambda_{ij}}. \quad (4)$$

Функции $g(h)$ и $g_1(h')$ затем могут быть использованы [Shebalin et al., 2014] для моделирования зависящей от времени интенсивности афтершоков с учетом влияния приливов. В случае, если корреляция h и h' невелика, результирующая модель может быть получена по формуле [Shebalin, 2017]:

$$\lambda_{ij}^{tide} = g(h_{ij})g_1(h'_{ij})\lambda_{ij} \quad (5)$$

где h_{ij} и h'_{ij} – значения высоты прилива и ее первой производной в i -ой пространственной ячейке в j -ый момент, определенные по модели FES 2004.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По методикам, описанным выше, для 16 сильных событий с магнитудой $M \geq 6$ с эпицентрами в море вблизи Камчатки (см. рис. 2, таблицу) были выделены последовательности афтершоков. Для них оценены параметры M_c и t_{start} , и с этими параметрами оценены параметры c и p в формуле (1) для всей последовательности за первый месяц после основного толчка. Отметим, что последовательности афтершоков двух землетрясений 05.12.1997 г. с магнитудами 7 и 6.4, которые произошли с разницей по времени более 7 часов и имели эпицентры на расстоянии более 300 км, рассматривались отдельно. Параметр K формулы (1) оценивался для каждой пространственной ячейки по формуле (3). По формуле (2) рассчитано ожидаемое по модели Омори–Утсу число афтершоков с магнитудой $M \geq M_c$ в последовательных интервалах времени с шагом 0.2 часа, а также по каталогу подсчитано фактическое число таких афтершоков. Затем также с шагом 0.2 часа для каждой пространственной ячейки по алгоритму FES 2004 были построены временные ряды высоты прилива и ее первой производной. В качестве значения производной принималась разность двух последовательных значений высоты прилива, деленная на длину интервала. Наконец, по формулам (4) были рассчитаны значения дифференциального вероятностного выигрыша как функции высоты прилива и ее первой производной. Для сглаживания использовалась ширина скользящего интервала 0.3 м для высоты прилива и 2·10–5 м/с для ее производной.

Количество афтершоков, которые могли быть использованы для анализа, для отдельных серий невелико (см. таблицу). Только для серии 1971 г.

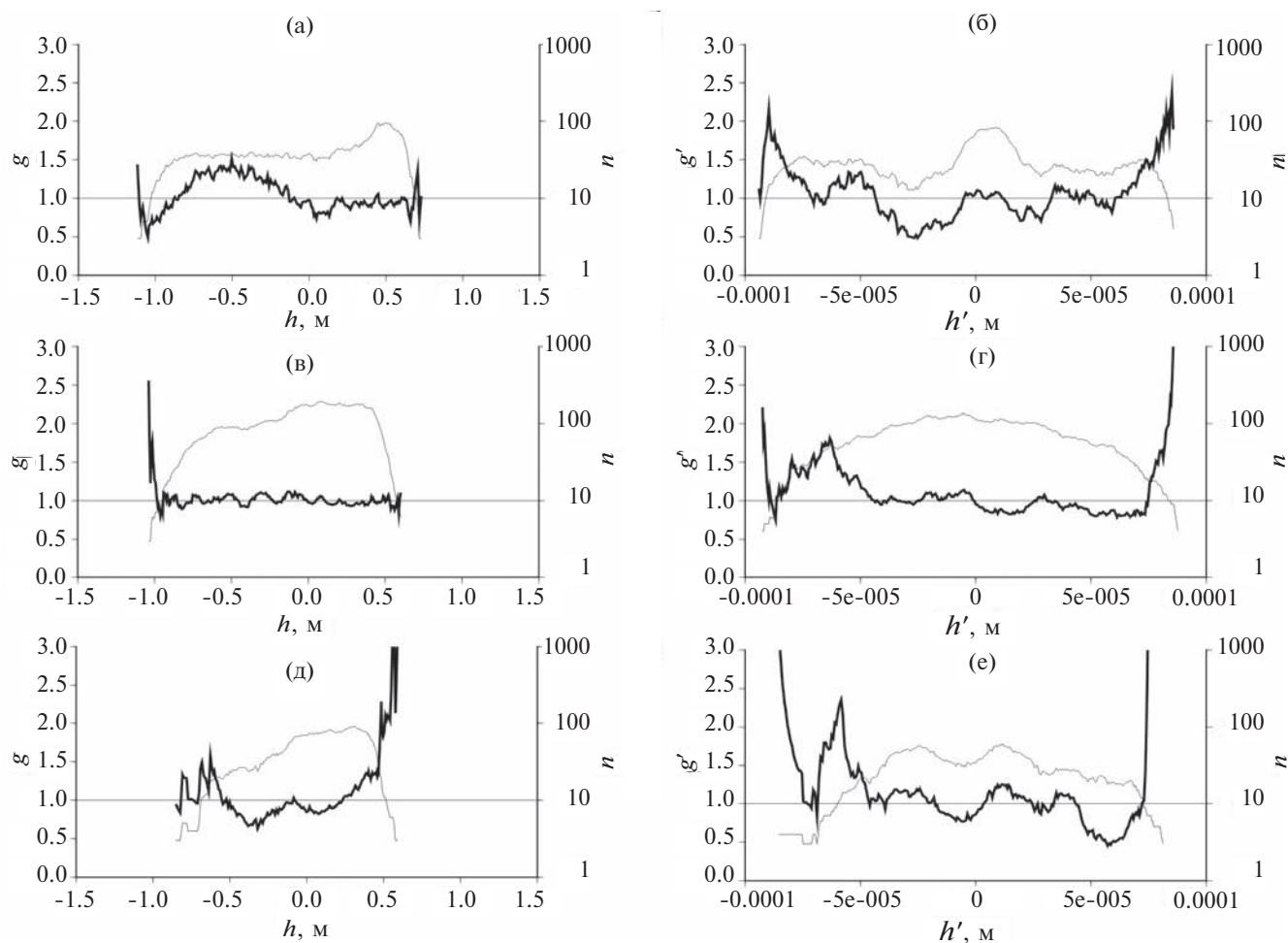


Рис. 5. Функции дифференциального вероятностного выигрыша g (а, в, д) и g' (б, г, е) для трех последовательностей афтершоков от основных толчков: а, б – 1971 г., $M=7.0$, в, г – 1997 г., $M=7.0$, д, е – 1997 г., $M=6.4$. а, в, д – на графиках жирной линией показаны значения функций g и g' , тонкой линией – число афтершоков в данном интервале значений высоты прилива h или ее производной h' . Прямая линия отмечает уровень дифференциального вероятностного выигрыша 1.0. Значения функций g и g' подсчитывались по формулам (4) со значением $dh = 0.3$ м и $dh' = 2 \cdot 10^{-5}$ м/с. n – число событий в пространственно-временных ячейках, в которых значения высоты прилива или ее производной находится в соответствующем интервале (числитель в формулах (4)).

и обеих серий 1997 г. оно превышает 200. На рис. 5 приведены графики функций g и g' для этих трех серий. Для остальных 13 серий, а также для всех 16 серий и 14 серий за исключением двух серий 1997 г. (для этих серий число используемых афтершоков максимально) мы построили совокупные (усредненные) функции g и g' , также используя формулу (4), но проводя суммирование по пространственно-временным ячейкам всех серий (рис. 6).

Как видно на рис. 5 и рис. 6, наиболее общим является возрастание вероятности афтершоков при высокой скорости убывания прилива (отрицательные значения производной), при этом, чем выше эта скорость, тем больше значение g' , которое достигает величины около 2 при наибольших значениях отрицательной скорости. Отметим, что это явление наблюдается

как для всех рассмотренных серий (см. рис. 5), так и для совокупности 13 других серий (см. рис. 6г). Наблюдается также резкое возрастание функции g при наибольших значениях высоты прилива, а также небольшое увеличение g' при наибольшей скорости нарастания прилива. Однако эти явления менее очевидны, так как наблюдаются не для всех серий, либо число событий сериях для получения этих оценок невелико. Тем не менее, обращает на себя внимание схожесть функций g и g' для 13 серий и серии от второго землетрясения 1997 г., для которых резкое возрастание функции g на большой воде получено при достаточном количестве событий. При этом для серий двух сильнейших землетрясений 1971 и 1997 гг. это явление не наблюдается.

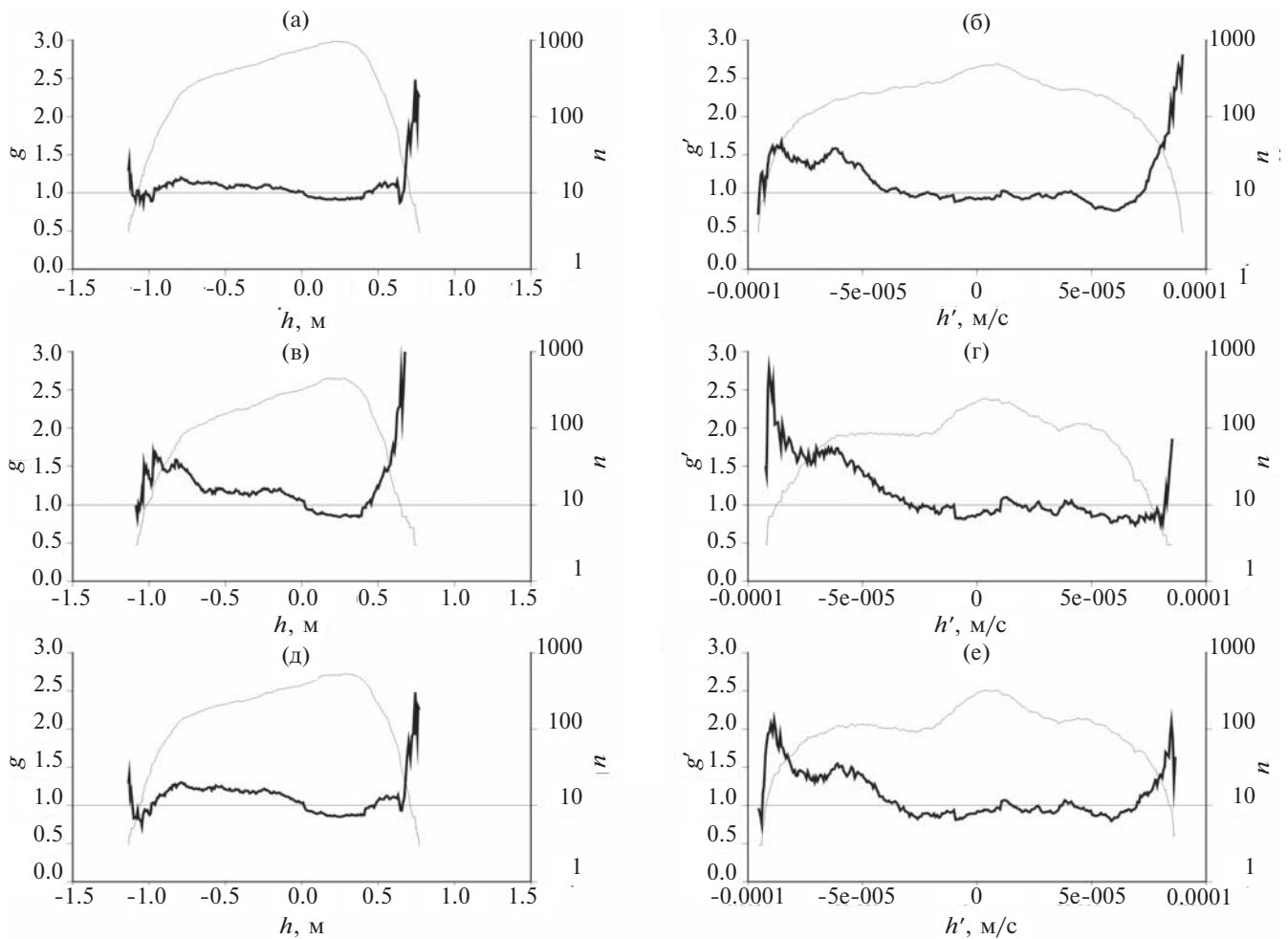


Рис.6. Совокупные функции дифференциального вероятностного выигрыша g (а, в, д) и g' (б, г, е): а, б — для всех 16 серий афтершоков, в, г — для 13 серий (исключены серия 1971 г. и две серии 1997 г.), д, е — для 14 серий (исключены 2 серии 1997 г.). См. пояснения в подписи к рис. 5.

С целью уточнения возможных механизмов воздействия морских приливов на сейсмичность мы провели аналогичный совместный анализ фоновых землетрясений и приливов с использованием формул (4). Вдоль побережья Камчатки было выделено 10 непересекающихся пространственных ячеек размером $1^\circ \times 1^\circ$ включающих наибольшее число эпицентров землетрясений с глубиной очага менее 50 км (центры с координатами, с. ш., з. д.: 49.5, 156; 50.5, 157; 51.5, 158; 52, 159; 52.8, 160; 53.8, 161, 54.8, 162; 56, 163; 56, 164; 55.5, 166). По суммарной выборке по ячейкам из каталога фоновых землетрясений событий с глубиной очага менее 50 км была оценена представительная магнитуда $M_c = 3.8$. Предельная глубина 50 км установлена с целью примерного соответствия диапазона глубин рассматриваемых фоновых землетрясений и афтершоков последовательностей. Результирующий каталог с эпицентрами в 10 ячейках, с $M \geq 3.8$ и глубиной очага менее 50 км, 1985–2016 гг., со-

держит 1176 событий. Для 10 ячеек с помощью программы FES 2004 с шагом 0.2 часа были построены временные ряды $h(t)$ и $h'(t)$. Результаты их совместного анализа с интенсивностью потока фоновых событий с помощью дифференциального вероятностного выигрыша по формулам (4) приведены на рис. 7. Ожидаемое число событий λ_{ij} оценивалось отдельно для каждой ячейки как суммарное число событий за период 1985–2016 гг., деленное на число интервалов длительностью 0.2 часа за этот период.

Как видно из рис. 7, воздействие приливов на фоновую сейсмичность проявляется только при экстремальных значениях как высоты прилива, так и скорости ее изменения. Экстремальные значения реализуются при больших амплитудах приливов. Этот результат совпадает с выводами работы [Ide et al., 2016]. Увеличение интенсивности потока событий при больших скоростях отливов (большие отрицательные значения производной h') не так явно, как для афтершоков.

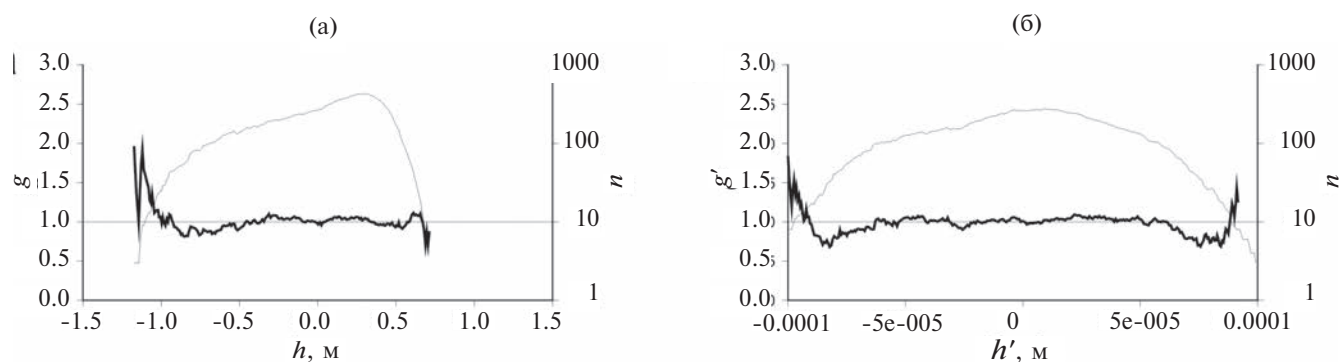


Рис. 7. Функции дифференциального вероятностного выигрыша g (а) и g' (б) для фоновых событий. Условные обозначения см. рис.5.

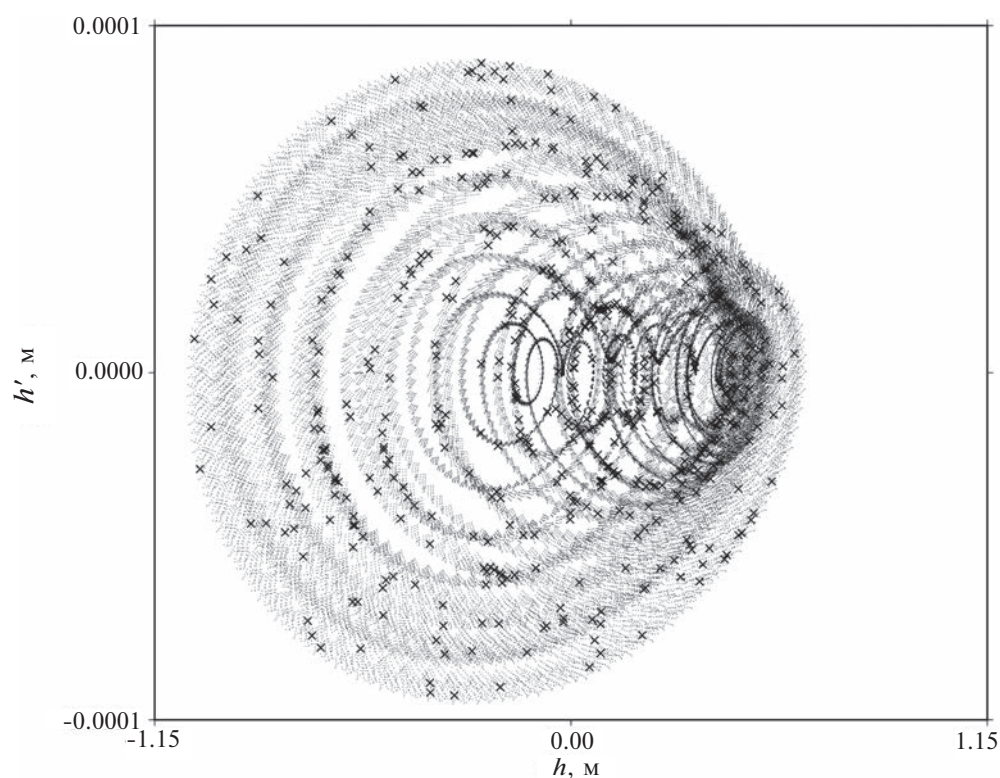


Рис. 8. Пример соотношения высоты прилива h и ее производной по времени h' в период 30 дней анализа последовательности афтершоков Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 г., $M = 7.0$. Точками показана фазовая диаграмма $h'(h)$ для всех пространственных ячеек (см. рис.4), крестиками отмечены значения в моменты афтершоков землетрясения. Коэффициент корреляции h и h' составляет 0.052.

Более того, на промежуточных значениях наблюдается даже уменьшение интенсивности. Исходя из сопоставления результатов для афтершоков и для фоновых событий, можно предположить, что воздействие морских приливов на фоновые землетрясения имеют скорее характер статического воздействия при перераспределении поля напряжений. Для афтершоков наиболее определенным эффектом является относительное возрастание их активности при больших скоростях

спадания прилива. Такое воздействие имеет скорее характер динамического триггерного эффекта: большая скорость убывания прилива снижает нормальную компоненту напряжения на бортах разломов, уменьшается трение, и происходит подвижка, которая все равно должна была бы произойти и без воздействия прилива [Narteau et al., 2002], но несколько позже. Возможное отличие воздействия приливов на фоновые землетрясения состоит в том, что они происходят

в условиях, когда динамическое инициирование событий маловероятно (именно поэтому отсутствует группирование, инициирование одних событий другими).

Главная цель данной работы — количественно определить степень влияния приливов на вероятность возникновения афтершоков. Количественные оценки позволят учитывать возможное влияние приливов при моделировании афтершокового процесса после сильных землетрясений. Поскольку при имеющихся данных невозможно оценить это влияние отдельно для землетрясений с различными механизмами очага, в качестве таких оценок можно использовать усредненные функции дифференциального вероятностного выигрыша $g(h)$ и $g'(h')$ (см. рис. 6а, б). Величины $h(t)$ и $h'(t)$ отражают один и тот же периодический процесс, однако формально величины слабо коррелированы (рис. 8). Благодаря этому для совместного использования функций $g(h)$ и $g'(h')$ можно воспользоваться соотношением (5) [Shebalin, 2017].

Отметим, что Рис. 8 также демонстрирует сложную фазовую структуру приливов, что делает совместный анализ с сейсмичностью значений h и h' предпочтительным по отношению к анализу фаз приливов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе был проведен совместный анализ высоты морского прилива, моделируемого программой FES 2004, и его производной по времени и последовательностей афтершоков от 16 землетрясений с магнитудой 6 и выше близки берегов Камчатки. Анализ проводился с помощью функции дифференциального вероятностного выигрыша, указывающей во сколько раз изменяется интенсивность потока событий при определенных значениях каждого из факторов относительно базовой модели. В качестве базовой модели был принят степенной закон Омори-Утсу.

Получены усредненные функции дифференциального вероятностного выигрыша интенсивности потока афтершоков относительно базовой модели Омори-Утсу для двух факторов: высоты прилива и ее производной по времени. Эти функции могут быть использованы для моделирования интенсивности потока афтершоков сильных землетрясений вблизи Камчатки, в частности, для оценок сейсмической опасности афтершоков. Благодаря формально слабой корреляции высоты прилива и ее производной допустимо использовать произведение двух функций дифференциального выигрыша, одновременно учитывая оба фактора.

Результаты анализа приливов и интенсивности потока афтершоков демонстрируют устой-

чивый эффект значительного относительного возрастания интенсивности потока афтершоков (максимум, примерно, вдвое) при больших отрицательных значениях производной по времени высоты прилива, то есть при больших скоростях убывания воды, что соответствует снятию нагрузки с морского дна. Для части афтершоковых последовательностей наблюдаются также эффекты возрастания интенсивности потока афтершоков при наибольших значениях высоты прилива и ее производной. Эти результаты мы сопоставили с аналогичным совместным анализом приливов и фоновой сейсмичности. Оказалось, что для фоновых событий наиболее устойчиво проявляется возрастание интенсивности потока событий при глубоких отливах. Тот факт, что для фоновых событий важна глубина отлива, а для афтершоков — скорость отлива, можно интерпретировать как предпочтительный механизм динамического воздействия больших скоростей деформационной разгрузки для инициирования афтершоков и статический механизм повышения вероятности событий во время отливов с большой амплитудой для фоновых землетрясений.

Фазовая структура приливов чрезвычайно сложна. В этой связи более предпочтительным, на наш взгляд, является сопоставление интенсивности потока событий не с различными фазами приливов, а с высотой прилива и ее производной. Полученные результаты демонстрируют существенное влияние морских приливов при их большой амплитуде. Этот результат согласуется с выводами работы [Ide et al., 20016].

ВЫРАЖЕНИЕ ПРИЗНАТЕЛЬНОСТИ

Авторы благодарят коллектив разработчиков программы FES 2004 за программу и комментарии к ней и рецензентов за ценные замечания.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда (проект № 16-17-00093).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Чебров Д.В.* Моделирование и прогнозирование афтершоковых процессов Камчатки // Физика Земли. 2012. № 11–12. С. 35–46.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 1. Адаптивные оценки на основе законов Омори и Гутенберга-Рихтера // Физика Земли. 2016. № 3. С. 82–101.
- Ермаков В.А.* Тектонические предпосылки изучения сейсмичности Камчатки. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии // М.: ИФЗ РАН. 1993. Вып. 1. С. 228–240.

- Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов Кольского филиала Геофизической службы РАН <http://www.emsd.ru/sdis/earthquake/catalogue/catalogue.php>
- Лутиков И.А., Родина С.Н. Временные и энергетические параметры афтершокового процесса Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. № 4. С. 23–35.
- Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50.
- Николаев В.А. Связь сейсмичности с фазами кратных и разностных приливных волн. // Докл. РАН. 1996. Т. 349. № 3. С. 389–394.
- Николаев В.А. Реакция сильных землетрясений на фазы земных приливов // Физика Земли. 1994. № 11. С. 49–55.
- Николаев А.В., Николаев В.А. Связь афтершоков сильных землетрясений с приливными фазами как индикатор напряженного состояния среды // Докл. АН СССР. 1993. Т. 330. № 2. С. 261–266.
- Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // Доклады Академии наук. 1995. Т. 341. № 3. С. 406–407.
- Салтыков В.А. Механизм приливных эффектов в сейсмичности на основе модели амплитудно-зависимой диссипации // Физическая мезомеханика. 2014. № 17. С. 103–110.
- Салтыков В.А., Иванов В.В., Кугаенко Ю.А. Воздействие земных приливов на сейсмичность перед землетрясением 13 ноября 1993 года $M_w = 7.0$ (Камчатка) // Физика Земли. 2004. № 7. С. 25–43.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений (по материалам долговременных режимных наблюдений на Камчатке) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 48–60.
- Салтыков В.А., Иванов В.В. Вариации статистических параметров сейсмичности, связываемых с земными приливами // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2003. № 1. С. 130–134.
- Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Комплексный анализ сейсмичности Камчатки 2005–2007 гг. на основе регионального каталога // Вулканология и сейсмология. 2009. № 4. С. 53–63.
- Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 117 с.
- Чебров В.Н., Дроздина С.Я., Сениюков С.Л. Камчатка и Командорские острова // Землетрясения России в 2014 году. Обнинск: ГС РАН, 2016. С. 60–66.
- Шебалин П.Н., Баранов С.В. Экспресс оценивание опасности сильных афтершоков района Камчатки и Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 2017. № 4. С. 57–66.
- Юрков Е.Ф., Гитис В.Г. О связи сейсмичности с фазами приливных волн // Физика Земли. 2005. № 4. С. 4–15.
- Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence level // Bull. Earthquake Res. Inst. 1965. V. 43. P. 237–239.
- Atkinson B. K. Subcritical crack growth in geological materials // J. of Geophys. Res. Atmospheres. 1984. V. 89(B6). P. 4077–4114.
- Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // Physical Rev. 2004. E 69. 066106.
- Beeler N.M., Lockner D.A. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence // J. of Geophys. Res. 2003. V. 108 (B8), P. 2156–2202.
- Burton P. Geophysics: Is there coherence between Earth tides and earthquakes? // Nature. 1986. V. 321(6066). P. 115–115.
- Cao A.M., Gao S.S. Temporal variations of seismic b -values beneath northeastern japan island arc // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. P. 481–482.
- Chen L., Chen J. G., Xu Q. H. Correlation between solid tides and worldwide earthquakes $M \geq 7$ since 1900 // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2012. V. 12. P. 587–590.
- Cochran E. S., Vidale J. E., Tanaka S. Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes // Science. 2004. V. 306. P. 1164–1166.
- Crockett R.G., Gillmore M.G.K., Phillips P.S., Gilbertson D.D. Tidal synchronicity of the 26 December 2004 Sumatran earthquake and its aftershocks // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L19302.
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 200–201. P. 1–9.
- Emter D. Tidal triggering of earthquakes and volcanic events // Tidal Phenomena. 1997. P. 293–309.
- Hainzl S. Rate-Dependent Incompleteness of Earthquake Catalogs // Seismolog. Res. Lett. 2016. V. 96(2A) P. 337–344.
- Hardebeck J. L., Nazareth J. J., Hauksson E. The static stress change triggering model: Constraints from two southern California aftershocks sequences // J. of Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 24427–24437.
- Heaton T. H. Tidal triggering of earthquakes // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1975. V. 43 P. 307–326.
- Heaton T. H. Tidal triggering of earthquakes // Bull. Seism. SOC. Am. 1982. V. 72. P. 2181–2200.
- Helmstetter A., Kagan Y.Y., Jackson D. Comparison of short-term and time-independent earthquake forecast models for southern California // Bull. Seismol. Soc. Am. 2006. V. 96(1). P. 90–106.
- Hinze S. Rate-Dependent Incompleteness of Earthquake Catalogs // Seismolog. Res. Lett. 2016. V. 87. № 2A. P. 337–344.
- Holschneider M., Narteau C., Shebalin P. et al. Bayesian analysis of the modified Omori law // J. of Geophys. Res. 2012. V. 117. B05317 P. 2156–2202.
- Ide S., Tanaka Y. Controls on plate motion by oscillating tidal stress: evidence from deep tremors in western Japan // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 3842–3850.
- Ide S., Yabe S., Tanaka Y. Earthquake potential revealed by tidal influence on earthquake size–frequency statistics // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 834–837.

- Kilb D., Gomberg J., Bodin P.* Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes // *J. of Geophys. Res.-Solid Earth*. 2002. V. 107. B4. P. ESE 2-1–ESE 2-14.
- Klein F.W.* Earthquake swarms and the semidiurnal solid earth tide // *Geophys. J. International*. 1976a. V. 45. P. 245–295.
- Klein F.W.* Tidal triggering of reservoir-associated earthquakes // *Engineering Geology*. 1976b. V. 10. P. 197–210.
- Le Provost C., Genco M.L., Lyard F. et al.* Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model // *J. of Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 24777–24797.
- Le Provost C., Lyard F., Molines J.M., Genco M.L.* A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set // *J. of Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 5513–5529.
- Le Provost C., Vincent P.* Some tests of precision for a finite element model of ocean tides // *J. Comput. Phys.* 1986. V. 65. P. 273–291.
- Lockner D. A.* A generalized law for brittle deformation of Westerly granite // *J. of Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 5107–5123.
- Lockner D.A., Beeler N.M.* Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes // *J. of Geophys. Res.* 1999. V. 104(B9). P. 20133–20151.
- Lyard F., Lefèvre F., Letellier T., Francis O.* Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES 2004 // *Ocean Dynamics*. 2006. V. 56. P. 394–415.
- Melchior P. J.* *The Tides of the Planet Earth*, Pergamon, Tarrytown, N.Y., Oxford, 1983. 653 p.
- Métivier L., de Viron O., Conrad C.P. et al.* Evidence of earthquake triggering by the solid earth tides // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 278. P. 370–375.
- Molchan G.M., Dmitrieva O.E.* Aftershock identification: methods and new approaches // *Geophys. J. International*. 1992. V. 109. P. 501–516.
- Molchan G.M.* Structure of optimal strategies in earthquake prediction // *Tectonophysics*. 1991. V. 193. P. 267–276.
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M.* Temporal limits of the power law aftershock decay rate // *J. of Geophys. Res.* 2002. V. 107(B12). P. 1201–1214.
- Rydelek P.A., Sacks I.S., Scarpa R.* On tidal triggering of earthquakes at Campi Flegrei, Italy // *Geophys. J. International*. 1992. V. 109. P. 125–137.
- Shebalin P.* Combining probabilistic seismicity models with precursory information // *Earthquake Processes: A Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction Studies* / Eds. O. Pulinetc // AGU Book Scholar One, Wiley, 2018.
- Shebalin P., Baranov S.* Long-delayed aftershocks in New Zealand and the 2016 M 7.8 Kaikoura earthquake // *Pure and Applied Geophysics*. 2017.
- Shebalin P.N., Narteau C., Zechar J.D., Holschneider M.* Combining earthquake forecasts using differential probability gains // *Earth Planets Space*. 2014. 66:37.
- Shebalin P.N., Narteau C., Holschneider M.* From alarm-based to rate-based earthquake forecast models // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2012. V. 102. P. 64–72.
- Shebalin P.N., Narteau C.* Depth dependent stress revealed by aftershocks // *Nature Communications*. 2017. V. 8. 1317. DOI: 10.1038/s41467-017-01446-y
- Scholz C.* Microfractures, aftershocks, and seismicity // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1968. V. 58. P. 1117–1130.
- Schuster A.* On lunar and solar periodicities of earthquakes // *Proc. R. Soc. London*. 1897. V. 61. P. 455–465.
- Souriau M., Souriau A., Gagnepain J.* Modeling and detecting interactions between Earth tides and earthquakes with application to an aftershock sequence in the Pyrenees // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1982. V. 72. P. 165–180.
- Stein R. S.* The role of stress transfer in earthquake occurrence // *Nature*. 1999. V. 402. P. 605–609.
- Stein R. S.* Tidal triggering caught in the act // *Science*. 2004. V. 305(5688). P. 1248–1249.
- Stroup D.F., Bohnenstiehl D.R., Tolstoy M. et al.* Pulse of the seafloor: Tidal triggering of microearthquakes at 9°50' N East Pacific Rise // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L15301.
- Tanaka S.* Tidal triggering of earthquakes prior to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (M_w 9.1) // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. L00G26. DOI: 10.1029/2012GL051179
- Tanaka S.* Tidal triggering of earthquakes precursory to the recent Sumatra megathrust earthquakes of 26 December 2004 (M_w 9.0), 28 March 2005 (M_w 8.6), and 12 September 2007 (M_w 8.5) // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L02301.
- Tanaka S., Ohtake M., Sato H.* Tidal triggering of earthquakes in Japan related to the regional tectonic stress // *Earth Planets Space*. 2004. V. 56. P. 511–515.
- Tanaka S., Ohtake M., Sato H.* Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data // *J. of Geophys. Res.* 2002. V. 107(B10). P. 2211.
- Tsuruoka H., Ohtake M., Sato H.* Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: Contribution of the ocean tide loading effect // *Geophys. J. International*. 1995. V. 122. P. 183–194.
- Utsu T. A.* A statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geophys. Magazine*. 1961. V. 30. P. 521–605.
- Vidale J.E., Agnew D.C., Johnston M.J.S., Oppenheimer D.H.* Absence of earthquake correlation with Earth tides: An indication of high preseismic fault stress rate // *J. of Geophys. Res.* 1998. V. 103(B10). P. 24567–24572.
- Varga P., Grafarend E.* Influence of Tidal Forces on the Triggering of Seismic Events // *Pure and Applied Geophysics*. 2017. P. 1–9.
- Wiemer S., Wyss M.* Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2000. V. 90. P. 4859–4869.
- Wilcock W.S.* Tidal triggering of microearthquakes on the Juan de Fuca Ridge // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 3999–4002.
- Woessner J., Wiemer S.* Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2005. V. 95. P. 2684–2698.
- Zhang L., Zhuang J.* An improved version of the Load/Unload Response Ratio method for forecasting strong aftershocks // *Tectonophysics*. 2011. V. 509. P. 191–197.
- Zaliapin I., Ben-Zion Y.* Earthquake clusters in southern California I: Identification and stability // *J. of Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 2847–2864.
- Zechar J.D., Jordan T.H.* Testing alarm-based earthquake predictions // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 172. P. 715–724.

A QUANTITATIVE ESTIMATE OF THE EFFECTS OF SEA TIDES ON AFTERSHOCK ACTIVITY: KAMCHATKA

A. A. Baranov^{1, 2, *}, S. V. Baranov³, and P. N. Shebalin^{1, **}

¹*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
ul. Profsoyuznaya, 84/32, Moscow, 117997 Russia*

²*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, ul. B. Gruzinskaya, 10, str. 1, Moscow, 123242 Russia*

³*Kola Branch, RAS Unified Geophysical Survey Federal Research Center,
ul. Fersmana, 14, Apatity, Murmansk Region, 184209 Russia*

*e-mail: baranov@ifz.ru

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

Received September 19, 2017

The issue of whether tidal forces really affect seismicity has been raised many times in the literature. Nevertheless, even though there seems to be a kind of consensus that such effects do exist, no quantitative estimates are available to relate tide parameters to changes in the level of seismic activity. Such estimation for aftershocks of large earthquakes near Kamchatka is the goal of the present study. We consider the influence on seismicity due to ocean tides only, because their effects are stronger than those of solid earth tides. Accordingly, we only consider earthquakes that occurred in the ocean. One important feature that distinguishes the present study from most other such research consists in the fact that we study the height of ocean tides and its derivative rather than tidal phases as the decisive factors. We considered 16 aftershock sequences of earthquakes near Kamchatka with magnitudes of 6 or greater. We also examined shallow background earthquakes along the coast of Kamchatka. Our basic model of aftershock rate was the Omori–Utsu law. The background seismicity distribution was assumed to be uniform over time. In both of these cases we used the actual distributions in space. The heights of ocean tides were estimated using the FES 2004 model (Lyard et al., 2006). The variation in activity from what the basic model assumes in relation to tidal wave height and its time derivative was estimated by the method of differential probability gain. The main practical result of this study consists in estimates of averaged differential probability gain functions for aftershock rate with respect to both of the considered factors. These estimates can be used for earthquake hazard assessment from aftershocks with ocean tides incorporated. The results of our analysis show a persistent tendency of aftershock rate increasing during periods when the ocean tide decreased at a high rate. For the background events, we found a typical tendency of event rate increasing when the ocean tide decreased with high tidal amplitudes. The difference in the main factors that affect aftershocks and background seismicity suggest the inference that the effects of tides on aftershocks are more likely to be direct dynamic initiation of events during high strain rates, while the effects on the background events were static in character.

Key words: Aftershock sequence, ocean tide, Kamchatka, FES, dynamic triggering.