

## АСТРОНОМИЯ

УДК 521.93, 550.348

**О ВЛИЯНИИ ПОЛЮСНОГО ПРИЛИВА ЗЕМЛИ  
НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ***В. Л. Горшков*

Главная (Пулковская) астрономическая обсерватория РАН,  
Российская Федерация, 196140, Санкт-Петербург, Пулковское шоссе, 65-1

Полусной прилив (ПП) возбуждается воздействием центробежного движения полюса Земли на чандлеровской и годичной частотах. Эти частоты, а также частота их биений (6.3 года) и удвоенная чандлеровская частота обнаруживаются в спектре интенсивности сейсмического процесса для слабых ( $M < 5$ ) землетрясений. Время подготовки для таких землетрясений (от 1 года до 10 лет) находится в хорошем согласии с основными модами ПП и, следовательно, с возбуждаемыми им колебаниями напряжений в земной коре. Данные о механизмах землетрясений из каталога СМТ за 1976–2013 гг. были использованы для изучения влияния ПП на интенсивность сейсмического процесса. Были вычислены нормальные и сдвиговые напряжения для 32.2 тысяч событий, для каждого из которых была определена фаза этих напряжений на момент землетрясения. Статистические оценки распределения этих фаз с помощью критериев  $\chi^2$  и Шустера с вероятностью 95% подтверждают эффект триггеринга полусным приливом слабых ( $M < 5.5$ ) землетрясений взбросового типа. Библиогр. 18 назв. Ил. 2. Табл. 1.

*Ключевые слова:* полусной прилив, приливные напряжения, приливной триггеринг сейсмичности.

**Введение.** Возможность возбуждения сейсмичности внешними силами на фоне постоянно действующих тектонических процессов активно обсуждается на протяжении последних полусотни лет. Вероятно, первая работа на эту тему, в которой применен используемый до сих пор метод оценки значимости влияния приливной фазы на сейсмичность, относится еще к 1897 году [1]. Однако неоднозначность получаемых результатов продолжает подогревать научный интерес к этой проблеме.

Из имеющих триггерный механизм возбуждения землетрясений наиболее часто исследуемыми являются лунно-солнечные приливы (ЛСП), вызывающие суточные колебания напряжений в коре в несколько кПа. Эти же силы ответственны за океанические приливы, приводящие, в том числе, к вертикальным вариациям континентальной поверхности до 5–10 см на побережьях и практически незаметных в глубине континентов. Основная мощность ЛСП приходится на суточные и полусуточные колебания. Поэтому не удивительно что большинство работ, где отмечается заметная корреляция между ЛСП и частотой сейсмических событий, относятся к исследованиям фор- и афтершоковых последовательностей в плотных региональных каталогах

[2–4]. Общий недостаток исследований проявления приливов в сейсмичности, отмеченный в работе [5], состоит в том, что в них редко принимается во внимание механизм землетрясений, который оказывается весьма существенным.

К другим силам, создающим дополнительные коровые напряжения, относятся нагрузочные деформации атмосферного и гидрологического характера. Их амплитуда в вертикальной составляющей достигает 3–4 см [6]. Атмосферные нагрузки проявляются в основном на синоптических частотах и имеют слабую сезонность, а естественные гидрологические нагрузки носят сезонный характер. Эти нагрузки имеют неоднородные пространственное и временное распределения в отличие от строго гармонической зависимости ЛСП от времени и координат места.

Практически не исследованным с этой точки зрения является полюсной прилив (ПП), возбуждаемый действием центробежного движения мгновенного полюса вращения в теле Земли на годичной ( $f_{an}$ ) и более мощной чандлеровской частотах ( $f_{cw} = 0.84$  цикла в год). При этом также возникают амплитудные вариации на частоте их биений  $f_b = f_{an} - f_{cw} = 0.16$  цикла в год (соответствующие периоды  $T_{cw} = 1.2$  и  $T_b = 6.3$  года). Вызываемые ПП вертикальные вариации поверхности сопоставимы по амплитуде с атмосферно-гидрологическими и приводят к колебаниям напряжений в коре в пределах 1 кПа.

Вышеперечисленные внешние силы действуют аддитивно на фоне непрерывных и медленных тектонических процессов накопления напряжения в разломных зонах и при определенных соотношениях с ними могут служить спусковым механизмом землетрясений. При этом напряжения, создаваемые в земной коре ЛСП, могут быть спрогнозированы на годы вперед для любой точки земной поверхности. Напряжения, вызываемые ПП, имеют более короткий по времени горизонт прогноза, достигающий года и больше с достаточной для применения точностью, как показано в работе [7]. В этом отношении прогностическая ценность атмосферных нагрузок для оценки значительно ниже и ограничивается вероятностными пространственными и временными рамками метеопрогнозов.

**Обоснование и постановка задачи.** Какие причины позволяют ПП конкурировать в возбуждении сейсмичности с более мощным в энергетическом отношении ЛСП, который, как показывают многочисленные исследования, лишь в редких случаях проявляется как спусковой механизм землетрясений?

Во-первых, в сравнительном плане спектральная мощность ПП на характерных для него частотах значительно превосходит мощность зональной составляющей ЛСП в этом же диапазоне частот. Основная и значительно превосходящая мощность ЛСП по сравнению с ПП сосредоточена в области полусуточных и суточных составляющих, что несопоставимо меньше времени подготовки ( $t_n$ ) даже для слабых землетрясений (за исключением роев землетрясений и афтершоковых последовательностей).

Во-вторых,  $t_n$  зависит от энергии сейсмического события и для магнитуд  $3.5 < M < 5.5$  в среднем для разных регионов составляет от 1 года до 10 лет [8]. Исходя из этого, очевидно, что наиболее мощные суточные и полусуточные гармоники ЛСП крайне редко могут служить спусковым механизмом землетрясений в конкретном регионе. Исключением могут быть только афтершоковые последовательности, строго говоря, не являющиеся независимыми сейсмическими событиями. В то же время указанный интервал  $t_n$  соответствует основным модам полюсного прилива. Поэтому интуитивно понятно, что ЛСП накладывается как мощный высокочастотный шум на процесс постепенного накопления напряжения в зоне будущего очага, и чем бли-

же пороговое напряжение, тем вероятнее пиковые ЛСП-напряжения могут сработать как триггер. В то же время ПП при подготовке землетрясений в указанном диапазоне магнитуд действует как систематическая почти синхронная составляющая. В этом смысле можно предполагать резонансную настройку землетрясений определенной магнитуды на частоты полюсного прилива. При этом эффективность данного механизма должна возрастать для слабых землетрясений и для землетрясений с соответствующей ориентацией плоскости разлома.

И, наконец, имеются прямые указания на проявление полюсного прилива в сейсмической активности. В частности, в работе [9] обнаружена модуляция полюсным приливом медленных землетрясений (slow slip events) в Тихоокеанской зоне субдукции. Это явление может быть обнаружено, в частности, с помощью расположенных в сейсмоактивных зонах GPS-приемников, когда обычное для данной станции движение в определенном направлении (движение плиты) либо останавливается, либо сменяется на возвратное на срок от нескольких дней до нескольких месяцев. Оно сопровождается сейсмическими толчками, исходящими из зоны раздела плит, где и происходит разгрузка связанного с этим движением напряженного состояния. В вышеупомянутой работе из 20 исследованных событий 14 пришлись на фазу подъема и максимума сдвигового напряжения, обусловленного ПП. Настолько значимой статистики возбуждений сейсмичности посредством ЛСП не обнаружено ни в одном исследовании.

Интенсивность сейсмического процесса, определяемая в данной работе как количество землетрясений за единицу времени или, что тождественно, как средний за единицу времени интервал между сейсмическими событиями, имеет целый спектр вариаций в низкочастотном диапазоне, неоднократно упомянутых во многих исследованиях. В статье [10] приведен обзор этих работ, где отмечены 5–7-летние и 0.6-летние вариации сейсмической активности. Наиболее очевидным фактором возбуждения указанных периодичностей (помимо годичной) в сейсмичности Земли может быть полюсной прилив. Проверка этого предположения является основной целью данного исследования.

Полюсной прилив обусловлен вариациями в движении полюса, вызывающими возмущения центробежного потенциала, в результате чего возникают соответствующие смещения любой точки на поверхности Земли [11]:

$$\begin{aligned} S_r &= -0.5h(\Omega r)^2[\sin 2\theta(X \cos \lambda - Y \sin \lambda)]/g, \\ S_\theta &= -l(\Omega r)^2[\cos 2\theta(X \cos \lambda - Y \sin \lambda)]/g, \\ S_\lambda &= l(\Omega r)^2[\cos \theta(X \cos \lambda + Y \sin \lambda)]/g. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь  $\Omega$  — средняя угловая скорость вращения Земли,  $r$ ,  $\lambda$ ,  $\theta$  — геоцентрическое расстояние, долгота и коширота ( $\theta = \pi/2 - \phi$ ) пункта на поверхности Земли,  $X(t)$  и  $Y(t)$  — координаты движения полюса по данным Международной Службы Вращения Земли (ЕОР С04) за вычетом низкочастотной составляющей (движение среднего полюса),  $h = 0.6027$  и  $l = 0.0836$  — числа Лява, соответствующие частотному диапазону полюсного прилива,  $g$  — ускорение силы тяжести. Положительные смещения соответствуют направлениям вверх, к югу и на восток соответственно и не превосходят 25 мм по вертикали и 7 мм в горизонтальной плоскости, принимая во внимание максимальные вариации  $X(t)$  и  $Y(t)$  за весь период их мониторинга с середины XIX века. В (1) не учтен на порядок меньший член, обусловленный вариациями скорости вращения Земли.

В работе [12] для землетрясений с магнитудами  $2 < M < 5$  из базы NEIC в зоне максимального проявления полюсного прилива (30–60° с. ш.) на вертикальные смещения  $S_r$  было исследовано его влияние на сейсмичность. Сопоставлялось превышение количества землетрясений  $N_{eq}$  над их равномерным распределением  $N_e$  в зависимости от величины смещений  $S_r$  в местах сейсмических событий. При использовании  $\chi^2$ -статистики  $(N_{eq} - N_e)^2 / N_e$  для оценки значимости расхождения реального распределения землетрясений от равномерного было обнаружено, что имеется почти стопроцентно значимое превышение количества землетрясений при приближении к экстремальным значениям  $S_r$ .

**Напряжения, вызываемые полюсным приливом.** Необходимые элементы обусловленного полюсным приливом тензора деформаций получим, взяв соответствующие частные производные на сфере от смещений (1):

$$\begin{aligned}\epsilon_{rr} &= -h\Omega^2 r [\sin 2\theta (X \cos \lambda - Y \sin \lambda)] / g, \\ \epsilon_{\theta\theta} &= (2l - h/2)\Omega^2 r [\sin 2\theta (X \cos \lambda - Y \sin \lambda)] / g, \\ \epsilon_{\lambda\lambda} &= (l - h/2)\Omega^2 r [\sin 2\theta (X \cos \lambda - Y \sin \lambda)] / g, \\ \epsilon_{\theta\lambda} &= -l\Omega^2 r [\sin \theta (X \sin \lambda + Y \cos \lambda)] / g.\end{aligned}\tag{2}$$

Здесь положительные  $\epsilon_{ii}$  — растяжение,  $\epsilon_{\theta\lambda}$  — правосторонний сдвиг. Видно, что все диагональные элементы тензора деформаций и, следовательно, дилатация  $s = \epsilon_{rr} + \epsilon_{\theta\theta} + \epsilon_{\lambda\lambda}$  одинаковым образом зависят от координат на поверхности и от фазы колебаний полюса.

Для элементов тензора напряжений получим

$$\begin{aligned}\tau_{\theta\theta} &= 2\mu\epsilon_{\theta\theta} + \Lambda s, \\ \tau_{\lambda\lambda} &= 2\mu\epsilon_{\lambda\lambda} + \Lambda s, \\ \tau_{\theta\lambda} &= \mu\epsilon_{\theta\lambda}.\end{aligned}\tag{3}$$

Здесь  $\mu(d)$  и  $\Lambda(d)$  — модули сдвига и упругости Земли, которые в данной работе для глубин землетрясений  $d$  интерполировались по сферически симметричной модели Земли PREM [13]. При этом так же, как в работе [5], верхний океанический слой модели (3 км) был заменен твердым слоем коры с  $\mu = 21$  ГПа и  $\Lambda = 35$  ГПа. Ввиду поверхностных граничных условий [14] имеем  $\tau_{rr} = \tau_{r\theta} = \tau_{r\lambda} = 0$ . Принимая во внимание ограничения на смещения, получим соответствующие ограничения для элементов тензора напряжений  $\tau_{\theta\theta}$ ,  $\tau_{\lambda\lambda} < 0.9$  кПа и  $\tau_{\theta\lambda} < 0.1$  кПа, т.е. влияние недиагональных элементов тензора напряжений почти на порядок меньше.

Обозначив через  $\alpha$  азимут разлома по простиранию (от направления на север), получим выражения для нормального  $\sigma_n$  и сдвигового  $\tau_s$  напряжений [15]:

$$\begin{aligned}\sigma_n^0 &= \tau_{\theta\theta} \cos^2 \alpha + \tau_{\lambda\lambda} \sin^2 \alpha + \tau_{\theta\lambda} \sin 2\alpha, \\ \tau_s^0 &= 0.5(\tau_{\theta\lambda} - \tau_{\theta\theta}) \sin 2\alpha + \tau_{\theta\lambda} \cos 2\alpha.\end{aligned}\tag{4}$$

Для произвольно ориентированного разлома, если известны угол по падению  $\delta$  и угол подвижки в плоскости разлома  $\psi$ , для  $\sigma_n$  и  $\tau_s$  имеем

$$\begin{aligned}\sigma_n &= \sigma_n^0 \sin^2 \delta, \\ \tau_s &= \tau_s^0 \sin \delta \cos \psi + 0.5\sigma_n^0 \sin 2\delta \sin \psi.\end{aligned}\tag{5}$$

Из вышеприведенных уравнений очевидно, что все диагональные элементы тензора напряжений максимальны на широте  $\pm 45^\circ$  и обнуляются на экваторе, где, наоборот, максимальны сдвиговые элементы тензора.

**Данные и налагаемые ими ограничения.** В работе для 40 тысяч событий с 1976.0 по 2013.8 год из гарвардского каталога СМТ [16] были вычислены величины нормального  $\sigma_n$  и сдвигового  $\tau_s$  напряжений. Исследование влияния ПП на сейсмический процесс имеет определенные ограничения, связанные с неполнотой исходных данных.

Во-первых, как уже отмечалось, это влияние должно быть более эффективным для слабых землетрясений, в то время как полнота (представительность) большинства глобальных сейсмических баз данных лишь с конца XX века преодолела рубеж магнитуд  $M = 4.5$ , хотя в отдельных регионах с плотной сетью сейсмостанций (США, Япония) этот порог ниже. Использованный нами каталог СМТ представлен с  $M > 5.2$ .

Во-вторых, в глобальных каталогах для землетрясений с  $M < 5.0$ , за редким исключением, не известны механизмы очагов и, следовательно, ориентации нодальных плоскостей.

И, наконец, для исследования влияния ПП на сейсмичность необходимо по возможности исключить из рядов афтершоковые последовательности и рои землетрясений, иначе говоря, произвести декластеризацию сейсмических событий. В отличие от аналогичных исследований воздействия ЛСП на сейсмичность, где, как отмечалось выше, плотные ряды хорошо локализованных афтершоковых событий являются вполне подходящим материалом для исследований, в случае ПП продолжительные афтершоковые последовательности, вызванные сильными землетрясениями, зачастую попадают в одну фазу вариаций ПП, тем самым значительно искажая искомую статистику. В работе [5] при анализе влияния ЛСП на распределение сейсмических событий в каталоге СМТ отмечается слабая зависимость результата от декластеризации. Из многочисленных алгоритмов декластеризации нами использовался модифицированный оконный алгоритм выделения афтершоков [17] с параметрами  $\Delta d = 1.2 \exp(0.8M_W - 1.0)$  (км) для пространственного радиуса кластера и  $\Delta t = 1.2 \exp(0.8M_W - 2.9)$  (сутки) для временного окна с предустановленным ограничением в 1.2 года.

В каталоге СМТ для событий, порождающих афтершоковые последовательности, была выбрана магнитуда  $M > 7.2$ . Также были удалены пространственно близкие ( $\Delta d < 150$  км) кратные землетрясения в течение соседних суток ( $\Delta t < 2$  суток), не входящие в афтершоковые последовательности. После удаления всех вышеперечисленных событий общее количество использованных землетрясений составило 32.3 тысячи.

На рис. 1 приведено сопоставление приливных напряжений  $\sigma_n$  и  $\tau_s$ , вычисленных для землетрясений из каталога СМТ, с кривой колебания полюса. Видно, что для незначительной части землетрясений приливные вариации напряжений повторяют низкочастотные колебания полюса (особенно 6–7-летние вариации), в то время как большая часть сейсмических событий (около 90%) индифферентна к ним. Следовательно, в каталоге СМТ, представительном с  $M_W > 5.2$ , лишь около 10% событий могут быть обусловлены ПП, что почти соответствует доле событий в нем с  $M < 5$  ( $\approx 9\%$ ).

**Метод и результаты.** Обусловленная полюсным приливом фаза ( $\beta_i$ ) нормальных и сдвиговых напряжений для конкретного землетрясения ( $i$ ) вычислялась как

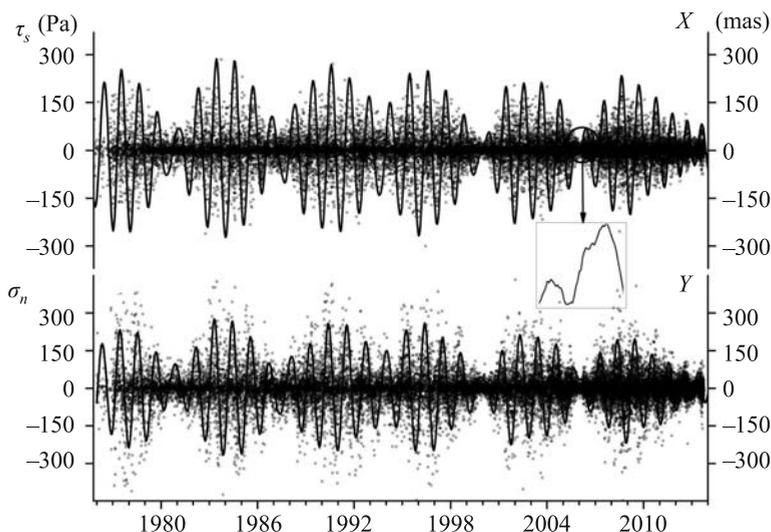


Рис. 1. Сдвиговые  $\tau_s$  и нормальные  $\sigma_n$  напряжения (точки, в Па) на фоне вариаций колебания полюса ( $X, Y$  в миллисекундах дуги — мсд).

доля (в градусах) между их предшествующим и последующим максимумами (max) в месте данного землетрясения. Промежуток между этими экстремумами принимался за период ПП, зависящий от соотношения фаз годичной и чандлеровской компонент движения полюса. При этом их противофазное приведение приводит к затуханию колебаний полюса и уменьшению периода его суммарного колебания до года и меньше.

Координаты полюса ( $X, Y$ ), порождающие исследуемые напряжения ПП, являются мониторинговыми величинами, имеющими незначительные случайные вариации, в том числе в моменты их экстремумов. Это особенно характерно для периодов затухания амплитуды колебаний полюса (менее  $0.1''$ ). В эти периоды соответствующие вариации обусловленных ими напряжений также становятся менее  $0.1$  кПа, а их фаза искаженной ввиду наличия дополнительных экстремумов, как это видно на врезке рис. 1. В этой связи для выделения главных экстремумов координаты полюса были отфильтрованы от высокочастотной составляющей и интерполированы на моменты с интервалом  $0.02$  года, что обеспечивает примерно  $5$ – $6$ -градусную точность определения  $\beta_i$ . Для контроля фазы  $\beta_i$  вычислялась также между минимумами (min) напряжений. С учетом инвертирования фазы между этими оценками разница между ними не превышала вышеуказанную точность, за исключением периодов затухания колебаний полюса, оставаясь даже в этом случае в пределах  $40^\circ$ . Ввиду этого отдельно исследовался редуцированный ряд данных ( $r$ ), в котором не учитывались эти периоды затухания.

Подсчет землетрясений велся отдельно для разных типов подвижек: сброс ( $-120^\circ < \psi < -60^\circ$ ), взброс ( $60^\circ < \psi < 120^\circ$ ), сдвиг ( $0^\circ < |\psi| < 30^\circ, 150^\circ < |\psi| < 180^\circ$ ) и оставшиеся подвижки — косой сдвиг. Количество землетрясений (частота)  $n_k$  ( $k = 1, 2, \dots, 12$ ) подсчитывалось на интервалах в  $30^\circ$ , при этом  $\sum n_k = N_\psi$ , где  $N_\psi$  — общее количество землетрясений в вышеупомянутых выборках по  $\psi$ .

Для каждого типа подвижек вычислялись величины  $C = \sum_{i=1}^{N_\psi} \cos \beta_i$ ,  $S = \sum_{i=1}^{N_\psi} \sin \beta_i$  и  $R^2 = C^2 + S^2$ , позволяющие для вышеуказанных выборок из соотношений  $\cos \bar{\beta} = C/R$  и  $\sin \bar{\beta} = S/R$  оценить наиболее правдоподобную среднюю фазу  $\bar{\beta}$  при различных возможных распределениях угловых величин [18]. Для статистической оценки значимости концентрации  $\beta_i$  к определенному значению применялся часто используемый для подобных оценок метод, впервые предложенный в работе [1] и основанный на распределении Рэлея. Нулевая гипотеза о случайном распределении  $\beta_i$  отвергается в случае, если вероятность  $p_s = \exp(-R^2/N_\psi) \leq p_\alpha$ , где  $p_\alpha$  — выбранный уровень значимости (0.05 в нашем случае).

Помимо этого с помощью распределения  $\chi^2$  проверялась гипотеза об отличии распределения  $\beta_i$  от равномерного в каждой из выборок по  $\psi$ , при этом количество степеней свободы  $\nu = k - 2$ . Гипотеза о равномерном распределении  $\beta_i$  отвергается при  $\chi^2 > \chi_{0.95}^2 = 18.307$ . Результаты оценок по сдвиговым напряжениям для землетрясений приведены в таблице 1.

Таблица 1. Оценка значимости влияния сдвигового напряжения  $\tau_s$  на землетрясения с  $d < 70$  км ( $\chi_{0.95}^2 = 18.31$ ,  $\chi_{0.9}^2 = 15.99$ ,  $\nu = 10$ )

Магнитуда	4.0–5.0				5.0–5.5				5.5–6.0		
	Тип сброса	$N_\psi$	$p_s(\%)$	$\chi^2$	$\bar{\beta}^\circ$	$N_\psi$	$p_s(\%)$	$\chi^2$	$N_\psi$	$p_s(\%)$	$\chi^2$
сброс	г	586	42.4	9.4	359	1457	60.3	10.5	440	22.3	9.3
	г	317	86.3	10.8	14	1006	37.6	14.8	341	23.8	11.9
взброс	г	535	<b>2.9</b>	<b>18.2</b>	152	2890	<b>2.6</b>	<b>16.6</b>	1472	68.1	6.3
	г	282	<b>1.5</b>	<b>20.0</b>	154	1976	<b>2.2</b>	15.8	1025	55.3	10.1
сдвиг	г	816	78.2	12.5	90	3502	68.6	9.1	1666	17.7	14.0
	г	434	53.1	11.9	109	2307	92.3	7.1	1329	21.8	16.6
косой сдвиг	г	488	31.1	17.1	172	2222	90.8	13.8	769	54.0	10.0
	г	251	13.6	11.4	89	1580	61.1	10.5	616	17.5	12.0

Из таблицы видно, что 1) полюсной прилив оказывает статистически значимое влияние только на землетрясения со взбросовыми подвижками, 2) влияние на этот тип землетрясений ослабевает с ростом магнитуды и исчезает для  $M > 5.5$  (поэтому данные для  $M_W > 6$  не приведены), 3) средние сдвиговые напряжения, значимо влияющие на этот тип землетрясений, приходятся на фазу их спада ближе к минимуму ( $\bar{\beta} = 150\text{--}160^\circ$ ), 4) удаление данных в периоды затухания колебаний полюса слабо влияет на результат оценок.

Влияние полюсного прилива на сейсмичность в периоды затухания колебаний полюса становится практически шумовым, что было проверено отдельными вычислениями оценок  $\chi^2$  и  $p_s$ . Именно это является наиболее вероятной причиной 6–7-летней периодичности в спектре интенсивности сейсмического процесса слабых землетрясений.

На рис. 2 приведено частотное распределение фазы напряжений для землетрясений взбросового типа. Распределение вычислялось для всех и для редуцированных ( $r$ ) данных, определенных по фазе, посчитанной как между максимумами, так и между минимумами напряжений. Равномерному распределению фаз соответствует прямая 8.33. Расхождение между этими графиками дает представление о возможных ошибках частотного распределения фазы. Видно, что фактически имеется два максимума влияния полюсного прилива на этот тип землетрясений, приблизительно приходящиеся на оба экстремума сдвиговых напряжений, что объясняет пик в 0.6 года в спектре интенсивности сейсмического процесса.

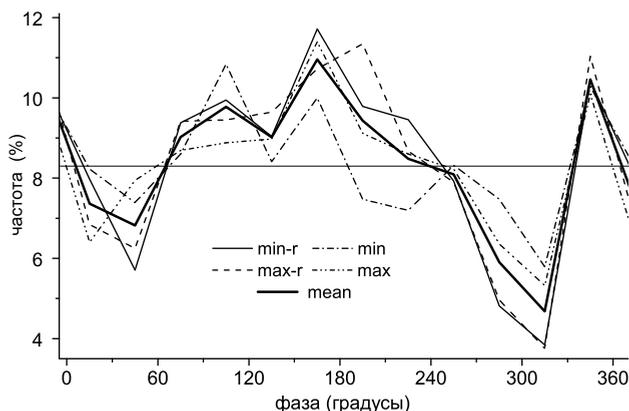


Рис. 2. Частотное распределение фазы напряжений, обусловленных ПП для взбросовых землетрясений с магнитудами  $5 < M_W$ , вычисленные для разных вариантов определения фазы.

**Обсуждение и выводы.** Отмеченная выше недостаточность данных в каталоге СМТ не позволяет произвести региональные исследования по различным зонам землетрясений. Большая часть взбросовых землетрясений сосредоточена в тихоокеанской зоне субдукции. В альпийско-гималайской зоне коллизии их недостаточно для уверенных статистических оценок при разбиении по магнитудам и глубинам.

Как следует из уравнений (2), влияние ПП в экваториальной зоне должно быть слабо выраженным. Для проверки этого факта были проведены оценки значимости влияния ПП на возбуждение землетрясений в этой зоне ( $-25^\circ < \phi < 25^\circ$ ), где сосредоточена почти половина данных каталога СМТ. При варьировании магнитуды землетрясений в тех же пределах, что и в таблице, значимого влияния полюсного прилива на все типы землетрясений не обнаружено. Таким образом, именно оставшуюся часть указанной зоны субдукции следует считать наиболее подверженной его влиянию.

Как следует из работы [5], землетрясения такого же типа (взброс) оказались наиболее чувствительными к максимальным сдвиговым напряжениям, вызываемым также и лунно-солнечными приливами. Причем ввиду большей мощности ЛСП значимое влияние соответствующие напряжения оказывали на землетрясения вплоть до  $M_W = 6.5$ . Следует заметить, что объем данных, доступный в то время, составлял четверть от современного. Поэтому, а также ввиду использования только критерия Шустера, многие оценки по выборкам менее 100 событий в упомянутой работе следует признать ненадежными. Тем не менее, вывод о влиянии напряжений, вызываемых как ЛСП, так и ПП, на возбуждение именно взбросовых землетрясений вполне надежен на уровне значимости в 95%. Наиболее вероятной причиной этого влияния является согласованное действие сдвигового и нормального напряжений для данного типа землетрясений. Фактически сдвиговое напряжение для этого типа подвижек определяется величиной напряжения  $\sigma_n$ , вариации которого всегда превосходят вариации  $\tau_s$  согласно (5).

Таким образом, в результате данного исследования сделаны следующие выводы:

- 1) полюсной прилив оказывает влияние на уровне значимости в 95% только на землетрясения со взбросовыми подвижками;
- 2) влияние на этот тип землетрясений ослабевает с ростом магнитуды и исчезает для  $M_W > 5.5$ ;
- 3) имеется два максимума влияния ПП на этот тип землетрясений, приблизительно приходящиеся на оба экстремума сдвиговых напряжений, что объясняет пик в 0.6 года в спектре интенсивности сейсмического процесса;
- 4) влияние ПП на сейсмичность в периоды затухания колебаний полюса становится практически шумовым, что может модулировать 6–7-летнюю периодичность в спектре интенсивности сейсмического процесса;
- 5) синфазность нормальных и сдвиговых напряжений для взбросовых землетрясений, вероятно, определяет возможность возбуждения землетрясений этого типа достаточно слабыми (менее 1 кПа) вариациями напряжений от полюсного прилива.

**Благодарности.** Автор благодарен М. В. Вороткову за совместно пройденные первые и самые трудные шаги в исследовании влияния приливов на сейсмичность. За постоянную информационную поддержку по сейсмической проблематике автор весьма признателен Б. А. Ассиновской, а также В. Б. Смирнову, любезно предоставившему помимо ценной информации об идентификации афтершоков программный продукт для их выделения.

## Литература

1. *Schuster A.* On lunar and solar periodicities of earthquake // Proc. R. Soc. London. 1897. Vol. 61. P. 455–465.
2. *Тюпкин Ю. С.* Модулирование слабой сейсмичности приливными деформациями перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2002. №3. С. 3–10.
3. *Салтыков В. А., Иванов В. В.* К вопросу существования приливных землетрясений // Материалы конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: «Наука — для Камчатки», 2003. С. 75–81.
4. *Гольдин С. В., Тимофеев В. Ю., ван Раумбеке М., Ардюков Д. Г., Лаврентьев М. Е., Седусов Р. Г.* Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11, №4. С. 81–93.
5. *Tanaka S., Ohtake M., Sato H.* Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data // JGR. 2002. Vol. 107, issue B10, DOI:10.1029/2001JB001577.
6. *Petrov L., Boy J.-P.* Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations // JGR. 2004. Vol. 109, B03405, DOI:10.1029/2003JB002500.
7. *Горшков В. Л.* О методах прогнозирования в геодинамике // Изв. ГАО РАН. 2004. №217. С. 365–378.
8. *Садовский М., Писаренко В.* О зависимости времени подготовки землетрясения от его энергии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, №2. С. 330–333.
9. *Shen Zh., Wang Q., Burgmann R., Wan Y., Ning J.* Pole-Tide Modulation of Slow Slip Events at Circum-Pacific Subduction Zones // Bulletin of the Seismological Society of America. 2005. Vol. 95, N 5. P. 2009–2015, DOI:10.1785/0120050020.
10. *Гамбурцев А. Г., Кондорская Н. В., Олейник О. В., Французова В. И., Хромецкая Е. А., Юдахин Ф. Н.* Ритмы в сейсмичности Земли // Физика Земли. 2004. №5. С. 95–107.
11. *IERS conventions (2003)*, IERS Technical Note №32. 2004. Denis D. McCarthy, Gerard Petit (eds). Frankfurt am Main. 127 p.
12. *Gorshkov V. L., Vorotkov M. V.* On the pole tide excitation of seismicity // Proc. of IX International Conference «Problems of Geocosmos». SPb. Eds: V. N. Troyan, V. S. Semenov, M. V. Kubyshkina. ISBN 978-5-9651-0685-1. P. 142–145. 2012.
13. *Dziewonski A. M., Anderson D. L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. Vol. 25. P. 297–356.
14. *Melchior P.* The tides of the planet Earth // Pergamon. New York. 1978. 608 p.

15. Zhu P. P. Normal and shear stresses acting on arbitrarily oriented faults, earthquake energy, crustal GPE change and the coefficient of friction // *J. Seismol.* 2013. Vol. 17, issue 3. P. 985–1000, DOI:10.1007/s10950-013-9367-2.
16. Ekstrom G., Nettles M., Dziewons A. M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. Vol. 200–201. P. 1–9, DOI:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
17. Uhrhammer R. Characteristic of Northern and Central California seismicity // *Earthquake Notes.* 1986. 57(1). P. 21.
18. Мардуа К. Статистический анализ угловых наблюдений. М.: Наука, 1978. 240 с.

Статья поступила в редакцию 26 марта 2015 г.

Сведения об авторе

Горшков Виктор Леонидович — кандидат физико-математических наук; vigor@gao.spb.ru

## ON THE POLE TIDE TRIGGERING OF THE EARTH'S SEISMICITY

Victor L. Gorshkov

Pulkovo Observatory of RAS, Pulkovskoe chaussee, 65-1, St. Petersburg, 196140, Russian Federation; vigor@gao.spb.ru

The pole tide (PT) is generated by the centrifugal effect of polar motion on the Chandler ( $f_{cw} = 0.84$  cpy) and annual frequencies. These frequencies, their beat frequency (0.16 cpy) and doubled frequency of Chandler wobble (1.66 cpy) are revealed in seismic intensity spectrum of weak ( $M < 5$ ) earthquake. The failure time for such earthquakes (1–10 years) are in a good agreement with the periodicity of stress oscillations excited by PT in the Earth's crust. The CMT global seismic database (1976–2013) was used for search of the PT influence on the intensity of seismic process. The normal and shear stresses excited by PT were calculated for 32.2 thousand seismic events from CMT. The phases of the PT stresses for each earthquake were assessed and subsequently were used for statistical estimation of PT triggering of seismicity. The PT stress oscillations excite the weak earthquakes of thrust-slip fault type on 95% significance level by  $\chi^2$  and Schuster's statistical test. Refs 18. Figs 2. Tables 1.

*Keywords:* pole tide, tide strain, triggering of seismicity.

## References

1. Schuster A., "On lunar and solar periodicities of earthquake", *Proc. R. Soc. London* **61**, 455–465 (1897).
2. Tyupkin Yu. S., "Modulation of Low Magnitude Seismicity by Tidal Strains before Large Earthquakes", *Vulkanologiya i seismologiya* (3), 3–10 (2002) [in Russian].
3. Saltykov V. A., Ivanov V. V., "About existence of tidal earthquakes", *Materialy konferencii, posvyaschennoy dnyu vulkanolaga* (Petrovavlovsk-Kamchatskiy, «Nauka — dlya Kamchatki»), 75–81 (2003) [in Russian].
4. Goldin S. V., Timofeev V. Yu., van Ruymbek M., Ardyukov D. G., Lavrentiev M. E., Sedusov R. G., "Tidal modulation of low seismicity in Southern Siberia", *Fiz. mezomekh.* **11**(4), 81–93 (2008) [in Russian].
5. Tanaka S., Ohtake M., Sato H., "Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data", *JGR* **107**(B10), 2211 (2002), DOI:10.1029/2001JB001577.
6. Petrov L., Boy J.-P., "Study of the atmospheric pressure loading signal in VLBI observations", *JGR* **109**(B03405) (2004), DOI:10.1029/2003JB002500.
7. Gorshkov V. L., "About method of forecasting in geodynamics", *Izv. GAO RAN* (217), 365–378 (2004) [in Russian].
8. Sadovskiy M., Pisarenko V., "About dependency of earthquake failure time on earthquake energy", *Doclady AN SSSR* **271**(2), 330–333 (1983) [in Russian].
9. Shen Zh., Wang Q., Burgmann R., Wan Y., Ning J., "Pole-Tide Modulation of Slow Slip Events at Circum-Pacific Subduction Zones", *Bulletin of the Seismological Society of America* **95**(5), 2009–2015 (2005) DOI:10.1785/0120050020.
10. Gamburcev A. G., Kondorskaya N. V., Oleynik O. V., Franzuzova V. I., Khromeckaya E. A., Yudakhin F. N., "Rhythms in the Earth seismicity", *Fiz. Zemli* (5), 95–107 (2004) [in Russian].

11. *IERS conventions (2003)*, IERS Technical Note No 32, Denis D. McCarthy, Gerard Petit (eds) (Frankfurt am Main, 2004, 127 p.).
12. Gorshkov V.L., Vorotkov M.V., “On the pole tide excitation of seismicity”, *Proc. of IX International Conference «Problems of Geocosmos»*, St. Petersburg, Eds: V. N. Troyan, V. S. Semenov, M. V. Kubyshkina, ISBN 978-5-9651-0685-1, 142–145 (2012).
13. Dziewonski A.M., Anderson D.L., “Preliminary reference Earth model”, *Phys. Earth Planet. Inter.* **25**, 297–356 (1981).
14. Melchior P., “The tides of the planet Earth”, *Pergamon* (New York, 1978, 608 p.).
15. Zhu P.P., “Normal and shear stresses acting on arbitrarily oriented faults, earthquake energy, crustal GPE change and the coefficient of friction”, *J. Seismol.* **17**(3), 985–1000 (2013), doi: 10.1007/s10950-013-9367-2.
16. Ekstrom G., Nettles M., Dziewonski A.M., “The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes”, *Phys. Earth Planet. Inter.* **200–201**, 1–9 (2012), doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
17. Uhrhammer R., “Characteristic of Northern and Central California seismicity”, *Earthquake Notes* **57**(1), 21 (1986).
18. Mardia K.V., *Statistics of directional data* (Nauka, Moscow, 1978, 240 p.) [in Russian].