

УДК 550.348 550.394

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ГЛОБАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВ ГРЕЙС В ОБЛАСТЯХ ТРЕХ НЕДАВНИХ ГИГАНТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2014 г. В. О. Михайлов^{1,2}, Isabelle Panet³, Michael Hayn², Е. П. Тимошкина^{1,2}, Sylvain Bonvalot⁴, В. Ляховский⁵, Michel Diament², Olivier de Viron²

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

²Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

³Institut National de l'Information Géographique et Forestière, Laboratoire LAREG, Université Paris Diderot; Paris Cedex 13, France

⁴Institut de Recherche pour le Développement (IRD)/ Bureau Gravimétrique International (BGI) – GET (UMR5563 CNRS/IRD/UT3), Toulouse, France

E-mail: sylvain.bonvalot@ird.fr

⁵Geological Survey of Israel, Jerusalem 95501, Israel

E-mail: vladi@geos.gsi.gov.il

Поступила в редакцию 15.06.2013 г.

Выполнен сравнительный анализ косейсмических и постсейсмических временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех катастрофических землетрясений: Андаман-Суматранского 26.12.2004, магнитудой $M_w = 9.1$, Мауле-Чили 27.02.2010 $M_w = 8.8$ и Тохоку-Оки, 11.03.2011 $M_w = 9.0$. Косейсмические изменения гравитационного поля в результате этих землетрясений на уровне разрешения моделей спутников Грейс в основном представляют собой обширные отрицательные аномалии, расположенные в тылу зоны субдукции. Реальные данные были сопоставлены с аномалиями, рассчитанными по моделям поверхности разрыва, построенным с использованием различных наземных данных. Показано, что различия гравитационных аномалий, соответствующих различным моделям поверхности разрыва, превосходят погрешность моделей Грейс. Поэтому косейсмические аномалии гравитационного поля позволяют, как минимум, отбраковать часть эквивалентных по наземным данным моделей.

В первые месяцы после Андаман-Суматранского землетрясения над глубоководным желобом начала формироваться положительная гравитационная аномалия, которая быстро распространилась на область задугового бассейна, существенно компенсируя отрицательную косейсмическую аномалию. Столь быстрое изменение гравитационного поля не удается целиком объяснить процессом вязкоупругой релаксации напряжений. Согласно расчетам, процесс релаксации даже при достаточно низкой вязкости верхней мантии обеспечивает около половины наблюдаемого изменения поля. Для объяснения оставшейся части временных вариаций нами был предложен механизм продвижения на глубину поверхности косейсмического разрыва. Возможность такого процесса была подтверждена результатами численного моделирования. Возникающая при этом гравитационная аномалия в сумме с аномалией, создаваемой процессом вязкоупругой релаксации, объясняет наблюдаемые изменения гравитационного поля в районе землетрясения. Аналогичные постсейсмические изменения гравитационного поля зафиксированы и в области землетрясения Тохоку-Оки. После землетрясения там также произошел быстрый рост положительной аномалии, которая частично скомпенсировала отрицательную косейсмическую аномалию.

Временные вариации гравитационного поля в районе землетрясения Мауле-Чили несколько отличаются от изменений, зарегистрированных в рассмотренных выше островных дугах. Постсейсмические изменения гравитационного поля сконцентрированы в более узкой полосе над глубоководным желобом и шельфом и не смешаются в континентальную область, где расположена отрицательная косейсмическая аномалия. Отмеченные расхождения отражают различия геодинамических обстановок, в которых произошли исследуемые землетрясения.

DOI: 10.7868/S0002333714020069

ВВЕДЕНИЕ

Изучение временных вариаций гравитационного поля Земли имеет длительную историю. Еще в середине прошлого века в целом ряде районов проводились повторные гравиметрические съемки на специально оборудованных реперах. На-

земные измерения обычно ограничены относительно небольшими площадями и в последние годы достигали точности в несколько десятков микрогал ($1 \text{ мкгл} = 10^{-9} \text{ гл} = 10^{-9} \text{ см/с}^2$). Временные вариации гравитационного поля измеряются также на стационарных пунктах, при этом наи-

большая точность достигнута с применением сверхпроводящих гравиметров. В настоящее время в мире работает более 30 сверхпроводящих гравиметров, однако их данные являются точечными и не дают достаточно детального представления о глобальной и тем более, региональной динамике изменений гравитационного поля.

Ситуация кардинально изменилась 17 марта 2002 г. после запуска спутниковой системы Грейс, которая состоит из тандемной пары спутников. Высота орбиты спутников в настоящее время примерно 437 км, расстояние между ними около 191 км. Высокая точность и разрешающая способность системы Грейс по сравнению с предыдущими спутниками, определяется тремя ее особенностями: 1). Существенно более низкой орбитой. 2). Высокоточным определением орбиты спутников не только с помощью систем наземного слежения, но и высоколетящими спутниками глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) GPS и ГЛОНАСС. 3). Высокоточным (до 10 мкм) непрерывным измерением расстояния между спутниками, что до некоторой степени аналогично измерению градиента гравитационного поля вдоль их траектории. Данные спутников Грейс позволяют не только строить новые высокоточные модели статического гравитационного поля Земли, включая модели, основанные только на спутниковых или на спутниковых и наземных данных, но и исследовать его временные вариации. Несколько исследовательских центров рассчитывают и публикуют в Интернете ежемесячные модели гравитационного поля в виде разложений по сферическим функциям. Модели в частности выпускают GeoForschungsZentrum (GFZ), Потсдам, Германия, Центр космических исследований (CSR) Техасский университет, Остин, США, Лаборатория реактивного движения (JPL), NASA, Калифорния, Исследовательская группа по космической геодезии (CRGS) Национального центра космических исследований Франции (CNES). Последний из перечисленных центров рассчитывает модели, используя данные за месяц со сдвигом на 10 дней. В результате получается ряд из сглаженных во времени десятидневных моделей, содержащих 50 сферических гармоник. Плановая продолжительность миссии Грейс составляла 5 лет, но спутники работают уже 11 лет и, по-видимому, смогут продолжить работу еще 2–3 года.

Основными целями миссии Грейс было изучение динамики океана, ледниковых покровов, крупномасштабной циркуляции водных масс на континентах. Эти эффекты вызывают изменения высот геоида в несколько миллиметров на больших пространственных масштабах, что вносит основной вклад в регистрируемые спутниками Грейс вариации гравитационного поля [Dickey et al., 1997, Wahr et al., 1998]. Теоретические оцен-

ки [Gross, Chao, 2001; Mikhailov et al., 2004; Sun, Okubo, 2004; Михайлов и др., 2005] показали, что изменения гравитационного поля в результате сильных землетрясений также могут быть выделены в моделях Грейс, но такие исследования первоначально не планировались, поскольку трудно было ожидать, что в течение планового пятилетнего периода работы спутников произойдут катастрофические землетрясения, которых до этого не было около 40 лет.

Для демонстрации возможности выделения вариаций гравитационного поля, связанных с землетрясениями нами были использованы модели поверхности разрыва землетрясения 1960 г. в Чили магнитудой $M_w = 9.5$ (здесь и далее оценки магнитуд даны по каталогу NEIC USGS) и 1964 г. на Аляске ($M_w = 9.2$) [Mikhailov et al., 2004]. Было показано, что уровень точности гравитационных моделей Грейс позволит выделить косейсмические вариации гравитационного поля от сильных землетрясений, подобных событию на Аляске. Также была продемонстрирована возможность выбрать “правильную” модель поверхности разрыва среди трех моделей, предложенных в работе [Savage, Hastie, 1966] для землетрясения в Чили и одинаково хорошо удовлетворяющих данным наземной геодезии. В то же время оказалось, что для выделения линейного во времени тренда в гравитационном поле, соответствующего росту напряжений и деформаций на запортом участке зоны сблудкции на Аляске понадобится точность на порядок выше точности ежемесячных моделей Грейс. Последний результат важен для планирования последующих спутниковых проектов по изучению временных вариаций гравитационного поля.

Позднее нами было выполнено детальное исследование возможности выделения косейсмических вариаций гравитационного поля от землетрясений различной магнитуды с применением разложений по эмпирическим ортогональным функциям [de Viron et al., 2008]. Оказалось, что при нынешней точности гравитационных моделей Грейс с вероятностью более 98% могут быть выделены сигналы от землетрясений с магнитудой $M_w = 9$, с вероятностью около 60% – с магнитудой $M_w = 8.8$. Для магнитуды $M_w = 8.6$ оценка составила 40%, а для магнитуды 8.3 – не выше 33%.

Позднее, в период работы на орбите спутников Грейс, произошли три катастрофических землетрясения: Андаман-Суматранское 26.12.2004, магнитудой $M_w = 9.1$, Мауле-Чили 27.02.2010 $M_w = 8.8$ и Тохоку-Оки, 11.03.2011 $M_w = 9.0$. Эти события инициировали многочисленные исследования временных вариаций гравитационного поля в областях этих землетрясений с использованием гравитационных моделей Грейс.

В данной статье проанализированы возможности исследования косейсмических и постсейсмических

ческих процессов на основе совместного анализа моделей Грейс и наземных данных, приведены некоторые результаты геодезического моделирования, выполненного для верификации заключений, основанных на результатах этой совместной интерпретации. Авторы не ставили целью написать подробный обзор многочисленных опубликованных работ, поэтому ниже даются ссылки только на наиболее важные публикации.

АНДАМАН-СУМАТРАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ

Это землетрясение было одним из сильнейших сейсмических событий за последние 100 лет и первым событием, исследованным с применением спутниковой гравиметрии. Эпицентр землетрясения располагался в зоне субдукции Индо-Австралийской плиты под юго-восточную часть Евразийской плиты, западнее северной оконечности о. Суматра. Детальное изучение землетрясения выявило его сложный характер: согласно сейсмологическим данным в первые 200–220 с разрыв распространился на расстояние 400 км (модель С. Ji, опубликованная на сайте NEIC: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). Далее, согласно данным геодезии, разрыв продвинулся на север еще почти на 900 км, уже с меньшей скоростью и без генерации сейсмических волн [Ammon et al., 2005; Banerjee et al., 2005; Lay et al., 2005; Vigny et al., 2005]. Далее последовали многочисленные афтершоки и Ниасское землетрясение 28 марта 2005 магнитудой $M_w = 8.6$.

Косейсмическая аномалия, возникшая в результате землетрясения, была выделена многими авторами. В работе [Han et al., 2006] исследовались изменения гравитационного поля, с использованием данных об изменении расстояния между спутниками. Авторы сопоставили эффект с теоретическими оценками, рассчитанными по модели поверхности разрыва в рамках идеализации упругого полупространства и учли как эффект от смещения плотностных границ, так и эффект от изменения плотности сжимаемой среды в результате изменения ее напряженного состояния. Отметим, что в низких сферических гармониках моделей Грейс доминирует именно последний эффект. Авторы цитируемой работы сделали заключение, что теоретические и наблюдаемые изменения поля достаточно близки, хотя при сопоставлении были использованы данные, осредненные за 6 месяцев после землетрясения, т.е. в них вошло и Ниасское событие 28 марта 2005 г.

Для выделения косейсмической гравитационной аномалии были применены различные методы (например, [Panet et al., 2007; Ogawa, Neki, 2007; de Linage et al., 2009]). Эта аномалия в основном представляла собой обширный минимум в районе Андаманского моря.

Для выделения временных вариаций в районе Андаман-Суматранского землетрясения на фоне интенсивных помех мы применили непрерывное вейвлет преобразование и осреднение по возрастающим временным интервалам [Panet et al., 2007]. В цитируемой работе в качестве базисных сферических вейвлетов $\varphi_a^e(\varphi, \lambda)$ были использованы сферические Пуассоновские мультиполи 3-го порядка, предложенные в работе [Holschneider et al., 2003]. Эти мультиполи принадлежат на сфере пространству $L_2(S)$ и характеризуются положением $a = (\varphi_0, \lambda_0)$ и масштабом e . Если анализируемая функция g также квадратично интегрируема на сфере S радиуса R , в нашем случае равным среднему радиусу Земли, то непрерывное вейвлет преобразование определяется как скалярное произведение этих двух функций:

$$C^e(a) = (\varphi_a^e(\varphi, \lambda)g(\varphi, \lambda)). \quad (1)$$

Пуассоновские мультиполи имеют на сфере нулевое среднее, поэтому функция $C^e(a)$ пропорциональна коэффициенту корреляции заданной функции и вейвлета, в зависимости от его положения на сфере и пространственного масштаба. При выполнении вейвлет-преобразования возможны различные нормировки. Ниже, для Суматры приведены вычисления по формуле (1) без нормировки. Для Японии и Чили результат интегрирования (1) делился на L_2 норму вейвлета. В первом случае результат получается в условных единицах, во втором случае его можно именовать теми же единицами, что и преобразуемое гравитационное поле. Поскольку при сопоставлении расчетных и реальных данных ко всем функциям применялись одинаковые преобразования, нормировка значения не имеет.

Вычисление вейвлет преобразований $C^e(a)$ для различных положений вейвлета a и его масштаба e позволяет исследовать наличие в функции g компонент с длиной волны в окрестности заданного масштаба e . Такой анализ весьма эффективен при выделении слабых локализованных сигналов на фоне интенсивных распределенных по сфере помех.

Для расчета реальных изменений гравитационного поля нами в работе [Panet et al., 2007] были использованы упоминавшиеся выше модели (CRGS/CNES), детальное описание процесса построения которых дано в работе [Biancale et al., 2008]. Сопоставление теоретической аномалии и реальных данных на различных масштабах вейвлетов показало, что реальная аномалия имеет несколько большую амплитуду, чем предсказывает модель поверхности разрыва (рис. 1). Для объяснения этого расхождения нами в работе [Panet et al., 2007] было сделано предположение, что перекрывающаяся плита является неоднородной по

своим деформационным свойствам, и поэтому растяжение в результате землетрясения было больше в нарушенной разломами литосфере Андаманского моря. Дополнительное погружение, рассчитанное в рамках модели неоднородной упругой плиты, позволило скомпенсировать различие между теоретической и реальной гравитационными аномалиями.

В результате выполненных исследований было показано, что детальность и точность гравитационных моделей Грейс достаточна для того, чтобы верифицировать и уточнять геодинамические модели косейсмических процессов, построенные по данным сейсмологии и геодезии. Отметим, что предложенный нами в работе [Panet et al., 2007] метод подавления помех позволил также выделить гравитационную аномалию, возникшую в результате Ниасского землетрясения 28 марта 2005 с существенно меньшей магнитудой $M_w = 8.6$.

В работах [de Linage et al., 2009; Broerse et al., 2011] исследован вопрос об учете динамики слоя воды на поверхности планеты при расчетах теоретической косейсмической аномалии. Предложено вводить изостатическую поправку на изменение мощности слоя воды в результате косейсмических смещений дна океана. Эта поправка, по сути, почти исключительно состоит из эффекта от изменения мощности слоя воды при смещении дна океана. Этот эффект учитывается автоматически, если (что естественно) при расчете изменения гравитационного поля в результате смещения земной поверхности, под уровнем моря использовать разность плотностей земной коры и воды, а для суши — разность плотностей земной коры и воздуха.

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В ОБЛАСТИ АНДАМАН-СУМАТРАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Анализ вариаций гравитационного поля на постсейсмическом этапе [Panet et al., 2007; Ogawa, Neki, 2007; De Linage et al., 2009] выявил очень быстрый рост положительной гравитационной аномалии. Эта аномалия зародилась над Андаманским морем, а затем быстро расширилась так, что основная часть отрицательной косейсмической аномалии оказалась скомпенсированной и только небольшая часть косейсмического минимума сохранилась над южной частью полуострова Индокитай (рис. 2). По нашим оценкам [Panet et al., 2010] амплитуда положительной аномалии через 26 месяцев после землетрясения в среднем для различных масштабов вейвлетов достигает 70% от косейсмической. Согласно [de Linage et al., 2009] амплитуда постсейсмической аномалии за этот период почти сравнивается в косейсмической.

Важно отметить, что высокая скорость постсейсмических изменений гравитационного поля коррелирует с высокой скоростью движений, зарегистрированных на постсейсмическом этапе ГНСС GPS (например, [Vigny et al., 2005]). Для объяснения данных GPS в основном были привлечены процессы постсейсмических смещений на поверхности разрыва и/или ее продолжения на глубину и вязкоупругая релаксация напряжений. Процесс пороупругости, как показано в работе [Masterlark et al., 2001] дает слишком локализованный эффект и сам по себе не может объяснить наблюдаемых смещений. Отметим также работу [Ogawa, Neki, 2007], в которой рассмотрен процесс диффузии воды из мантии после землетрясения. Решить вопрос об относительной роли перечисленных процессов только по данным GPS не удастся. Действительно, наблюдаемые геодезические данные могут быть полностью объяснены постсейсмическими смещениями в нижней части поверхности косейсмического разрыва [Hashimoto et al., 2006]. В то же время хорошее согласование смещений по данным GPS с теоретическими смещениями получено в рамках модели вязкоупругой релаксации в сферической, радиально расслоенной Земле [Pollitz et al., 2006]. Авторы цитируемой работы использовали для описания реологии астеносферы тело Бюргера, имеющее две вязкости: более высокую в установившихся процессах и более низкую в короткопериодных переходных процессах. Наилучшее согласование с данными GPS достигнуто при следующих параметрах: мощность эффективно упругой литосферы равна 60 км; астеносферный слой, расположен на глубинах от 60 км до 220 км и имеет вязкость 4×10^{17} Па с в переходных процессах и вязкость 10^{19} Па с в установившихся процессах; слой верхней мантии ниже астеносферы до глубины 660 км имеет постоянную вязкостью 10^{19} Па с.

Рассмотренная модель была применена нами для расчета временных вариаций гравитационного поля [Panet et al., 2010]. Для сопоставления ко всем функциям применены вейвлет-преобразования (1). Для исследования эволюции гравитационного поля были использованы упоминавшиеся выше модели GRGS (CNES) [Biancale et al., 2008] для интервала времени с августа 2002 по сентябрь 2007. Модели находятся в открытом доступе на сайте [<http://grgs.obs-mip.fr/grace/variable-models-grace-lageos/grace-solutions-release-01#tab2>] в виде разложения до 50-й сферической гармоники. В эти модели введены поправки за вариации гравитационного поля, связанные с циркуляцией атмосферы и океана и с океаническими приливами (детали есть на приведенном выше сайте). Остаточные аномалии содержат в основном эффекты от изменения объема континентальных водных масс и полярных льдов, геодинамические эффекты и различные шумы. Шумы в основном пред-

ставлены вытянутыми вдоль меридианов аномалиями, которые связаны с неодинаковой чувствительностью системы Грейс к изменениям поля вдоль и поперек орбиты. Для подавления этого эффекта в моделях GRGS коэффициенты сферических гармоник определены под условием, что при номерах гармоник более 30 коэффициенты убывают с той же скоростью, что и коэффициенты статической модели EIGEN-GL04S [Biancale et al., 2008], построенной по данным Грейс за длительный период наблюдений.

За счет разложения по вейвлетам и суммирования по увеличивающимся интервалам времени, в работе [Panet et al., 2010] получены устойчивые ряды изменения аномалий геоида во времени без дополнительных предположений о характере их убывания. В работе [de Linage et al., 2009] было сделано предположение, что убывание косейсмической аномалии геоида происходит экспоненциально во времени. В результате средний декремент затухания был оценен в 8.4 месяца. Аппроксимация временных рядов, полученных в [Panet et al., 2010] дает близкие значения декремента, равные 8.0–8.5 месяцам [Mikhailov et al., 2013].

Важно, что гравитационный эффект, рассчитанный по модели вязкоупругой релаксации, дает до 80% наблюдаемой скорости убывания аномалии геоида на малых масштабах вейвлета (600 км), и около 60% на больших масштабах (1400 км). Эти расхождения существенно больше погрешности вычислений, поэтому в работе [Panet et al., 2010] для объяснения наблюдаемого расхождения был рассмотрен процесс постсейсмического крипа на продолжении в глубину поверхности косейсмического разрыва. Было показано, что для компенсации различия между рассчитанной и реальной аномалией достаточно, чтобы в течение 33 месяцев после землетрясения на участке контакта плит, расположенном ниже поверхности косейсмического разрыва и имеющем длину по падению равную 100 км, произошло смещение суммарной амплитудой в 75 см. Это предположение подтверждается большим количеством афтершоков, произошедших ниже поверхности косейсмического разрыва. Позднее, аналогичное предположение было сделано в работе [Paul et al., 2012], где постсейсмические смещения со скоростью 50 см/год добавлены на продолжении в глубину поверхности косейсмического разрыва. В работе [Hu, Wang, 2012] постсейсмические смещения распределены как по поверхности разрыва, так и на ее продолжении в глубину.

Предположение о том, что постсейсмические смещения происходят именно на продолжении на глубину поверхности разрыва связано с тем, что вязкоупругая модель [Pollitz et al., 2006] вполне успешно объясняет смещения дневной поверхности, зарегистрированные спутниками си-

стемы GPS, поэтому модель постсейсмических смещений не должна давать существенного эффекта на дневной поверхности.

Для проверки гипотезы о постсейсмических смещениях в работе [Mikhailov et al., 2013] было выполнено численное моделирование процесса накопления напряжений, их разрядки в процессе землетрясения и последующей релаксации напряжений. Для получения начальных условий было выполнено моделирование установившегося процесса субдукции в геометрии, близкой к строению Андаман-Суматранской зоны субдукции. На этой стадии был использован конечно-элементный пакет I2ELVIS [Gerya, Yuen 2007; Gerya 2011], в котором термо-механические уравнения решаются с учетом петрологических процессов, происходящих в зоне субдукции. Для моделирования более короткого сейсмического цикла был использован алгоритм FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua), в который наряду с вязкоупругой реологией введены условия формирования зон разрушения, что позволяет моделировать большие деформации, связанные с образованием разломов (см. например, [Lyakhovskiy et al., 2011]). Не углубляясь в детали моделирования (подробное описание и соответствующие ссылки можно найти в [Mikhailov et al., 2013]), отметим основной результат, который состоит в том, что сформировавшееся к началу постсейсмического этапа напряженное состояние привело к образованию трех областей разрушения (разломов), расположенных в области продолжения на глубину поверхности косейсмического разрыва (рис. 3). Протяженность на глубину зоны разломов составила примерно 100 км, а суммарное смещение на них за 2.5 года достигло 1 м. Рассчитанная гравитационная аномалия имеет декремент затухания близкий к наблюдаемому. Суммарный эффект процесса вязкоупругой релаксации и постсейсмического крипа полностью объясняет наблюдаемую эволюцию гравитационного поля. Важно, что смещения, распределенные по трем зонам разрушения (рис. 3), создают на поверхности очень небольшие скорости смещений, которые находятся на уровне точности геодезических измерений.

Итак, одним из основных результатов анализа наземных и спутниковых данных в области Андаман-Суматранского землетрясения явилось обнаружение очень высоких скоростей развития постсейсмических процессов. Постсейсмические смещения дневной поверхности по данным GPS и быстрый рост положительной гравитационной аномалии могут быть объяснены суммарным действием процесса вязкоупругой релаксации напряжений с относительно низкой вязкостью астеносферы и постсейсмическим крипом на продолжении на глубину поверхности косейсмического разрыва. Важно, что последний процесс, обнаруженный по данным спутниковой гравиметрии и

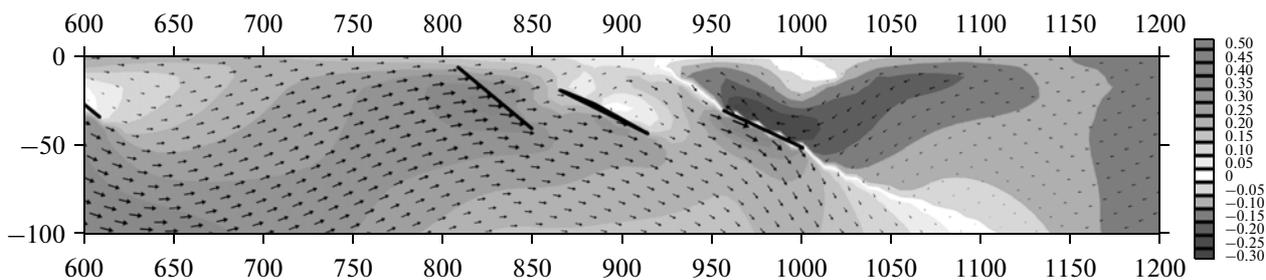


Рис. 3. Поле постсейсмических смещений (в метрах) в модели зоны субдукции через 36 месяцев после “сейсмического события”. Амплитуда смещений показана оттенками серого цвета, направление смещений — стрелками. Максимальный размер стрелки соответствует смещению 0.62 м. Черные линии показывают положение областей разрушения. Наклонная область нулевых смещений, проходящая через правый разлом, совпадает с кровлей погружающейся плиты.

подтвержденный результатами численного моделирования, не может быть обнаружен при современной точности геодезических измерений.

Обратимся теперь к другим недавним катастрофическим землетрясениям, чтобы сопоставить их с Андаман-Суматранским событием. В начале рассмотрим землетрясение Тохоку-Оки, которое произошло в геодинамической обстановке сходной с рассмотренным выше землетрясением.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОХОКУ-ОКИ 11.03.2011

Магнитуда этого катастрофического события была несколько меньше (9.0–9.1), смещения поверхности достигали 10–30 м по горизонтали и нескольких метров по вертикали (например, [Ozawa et al., 2011]). Для этого землетрясения накоплена исключительно обширная база данных, в том числе о смещениях земной поверхности, дна океана и поверхности воды, полученные с помощью сейсмостанций, сетей стационарных пунктов GPS, донных и приливных станций. Детальная модель поля смещений построена, например, в работе [Pollitz et al., 2011], авторы которой отмечают, что поскольку задача определения геометрии поверхности разрыва и поля смещения на ней является неустойчивой, модели поверхности разрыва для землетрясения Тохоку-Оки, построенные по различным данным, существенно различаются. Например, модели, построенные на основе сейсмических волновых форм, с учетом или без учета данных GPS и волновых форм цунами, дают смещения на поверхности разрыва до 50 м, в то время как модель [Pollitz et al., 2011], построенная только по данным GPS, дает максимальные смещения до 33 м. Существенно смещается по падению и область максимального сдвига, которая располагается ниже гипоцентра [Ammon et al., 2011; Ozawa et al., 2011; Simons et al., 2011], немного выше гипоцентра [Pollitz et al., 2011; Shao

et al., 2011] или на небольшой глубине около жемчужины [Lay et al., 2011].

Данные геодезии о постсейсмических смещениях, как и распределение афтершоковой активности указывают на продвижение поверхности разрыва на юг, которое происходило примерно в течение суток и соответствовало смещениям на поверхности разрыва амплитудой до 1 м.

В работе [Pollitz et al., 2011] отмечается следующая важная для дальнейшего анализа особенность поля смещений в районе события Тохоку-Оки. Побережье северо-востока Японии перед землетрясением в основном погружалось, что может быть связано с тем, что полностью запертый участок зоны субдукции простирался до глубины в 60 км, а частично запертая область могла достигать глубины в 100 км. Поскольку в позднечетвертичное время эта область в целом поднималась, логично ожидать, что интерсейсмические опускания компенсировались косейсмическими поднятиями. Однако событие Тохоку-Оки сопровождалось погружением побережья. Для этого область разрыва не должна продолжаться глубже 35 км. Подобные соотношения движений характерны для крупных субдукционных землетрясений, после которых часто происходит продвижение области косейсмического разрыва на глубину [Неки, 2007]. В этой работе приводится пример землетрясения Мияги-Оки 1978 г с магнитудой 7.4. Это событие сопровождалось небольшим косейсмическим погружением побережья, которое сменилось постсейсмическим поднятием, вероятно в результате постсейсмического крипа глубже поверхности косейсмического разрыва. В связи с этим [Pollitz et al., 2011] ставят вопрос о том, до какой глубины в области землетрясения Тохоку-Оки распространялась запертая область контакта литосферных плит. Попробуем разрешить этот вопрос путем исследования вариаций гравитационного поля во время и после землетрясения, подобно тому, как это было сделано для Андаман-

Суматранского события. Анализируемые ниже временные вариации гравитационного поля в районе землетрясения были исследованы с помощью моделей Центра космических исследований (CSR) Техасского университета, Остин, США, рассчитанных в виде разложения до 60-й сферической гармоники.

Косейсмические изменения гравитационного поля на четырех масштабах вейвлета приведены на рис. 4. Как и в районе Суматры, эта аномалия на первых 60 гармониках разложения поля в ряд по сферическим функциям представляет собой обширную отрицательную аномалию в тылу зоны субдукции над Японским морем и относительно небольшую положительную аномалию в районе желоба. На рис. 4 показана аномалия, сформировавшаяся к началу июня 2011 г, т.е. через три месяца после землетрясения. Дело в том, что после землетрясения аномалия высот геоида продолжала увеличиваться, что возможно связано с постсейсмическим крипом, как на поверхности сейсмического разрыва, так и на ее продолжении на юг. Используя данные GRACE авторы работы [Wang et al., 2012] построили модель поверхности разрыва и оценили суммарный момент сил, на косейсмическом и постсейсмическом (до июля 2011 г.) этапе величиной 4.6×10^{22} Н м. Также они рассчитали моменты сил для ряда моделей поверхности разрыва, построенных по сейсмическим или по сумме сейсмических и геодезических данным. Средний момент по трем различным моделям составил 3.8×10^{22} Н м. Согласно [Wang et al., 2012] такой рост момента сил хорошо согласуется с данными геодезии о постсейсмических смещениях.

Остановимся вкратце на сопоставлении реальных и расчетных данных об изменении аномалий геоида во время землетрясения. Как уже отмечалось, к настоящему времени предложен целый ряд моделей поверхности разрыва и поля смещений на ней, часть из которых дают аномалию, близкую к наблюдаемой (см., например, [Matsuo, Neki, 2011; Cambiotti, Sabadini, 2012]). На рис. 5 представлены две модели, построенные Г. Хайесом (Gavin Hayes) и опубликованные на сайте USGS. В первой предварительной модели поверхность разрыва располагалась на контакте плит и содержит 2 элемента. Во второй модели таких элементов стало 325.

Из рис. 5 видно, что обе модели одинаково хорошо удовлетворяют геодезическим данным о горизонтальных смещениях в период землетрясения. Из-за неустойчивости решения обратной задачи поле смещений во второй модели получилось сильно изрезанным, основные смещения сконцентрировались в верхней, наиболее удаленной от суши части поверхности разрыва.

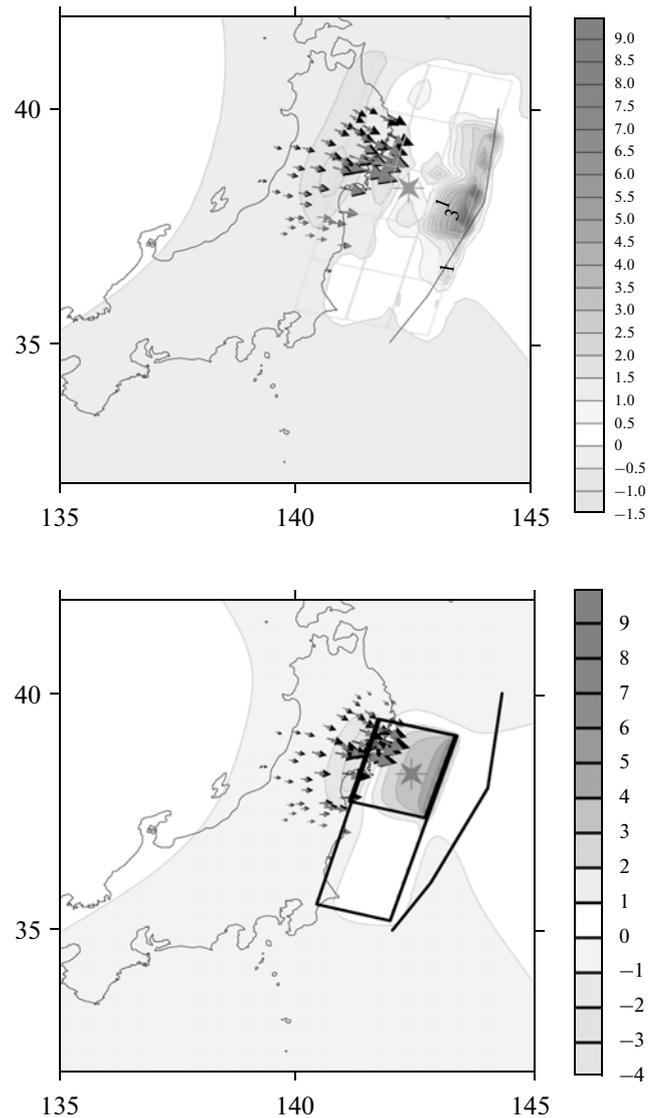


Рис. 5. Смещения (м) на земной поверхности, рассчитанные по моделям поверхности разрыва К. Хайеса (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php). На верхнем рисунке зеленым цветом показан контур области разрыва в модели, содержащей 325 элементов. Чтобы не перегружать рисунок, элементы объединены по 5 элементов вдоль простирания и по 3–4 элемента по падению. В нижней модели поверхность разрыва состояла из двух элементов. Красные и черные стрелки – реальные (по данным GPS) и расчетные горизонтальные смещения. Ломаная линия показывает примерное положение глубоководного желоба. Оттенки серого – вертикальные смещения на земной поверхности в метрах. Звездочка – положение эпицентра.

Аномалия геоида, рассчитанная от более простой первой модели лучше соответствует реальным данным (рис. 6 и таблица). Аномалия для второй модели имеет существенно большую амплитуду и несколько сдвинута на восток относительно

Сравнение амплитуды косейсмической отрицательной аномалии геоида (в мм) с расчетными данными по первой и второй моделям Г. Хайеса (USGS) для масштабов сферического вейвлета 600, 800, 1000 и 1200 км

	600 км	800 км	1000 км	1200 км
Модель из 2 элементов	-5.0	-4.2	-3.5	-2.9
Модель из 325 элементов	-8.8	-7.8	-6.6	-5.7
Реальные изменения высот геоида за период со 121 по 151 день 2011 г.	-5.9	-5.2	-4.3	-3.5

реальной аномалии. Приведенный пример еще раз показывает, что данные спутниковой гравиметрии могут быть использованы для уточнения поверхности разрыва и поля смещений на ней.

Исследуем теперь эволюцию гравитационной аномалии во времени. Поскольку помехи и некомпенсированные в процессе обработки эффекты от атмосферы, океана и гидрологии обыч-

но сильно меняются во времени, для устранения влияния этих факторов были применены осреднения по времени. На рис. 7 приведены осредненные временные ряды коэффициентов вейвлета $\bar{s}(T)$ для четырех различных масштабов. Осредненные ряды рассчитаны по исходной амплитуде $s(T)$ путем осреднения в скользящем окне размером 5 месяцев на предсейсмическом этапе и

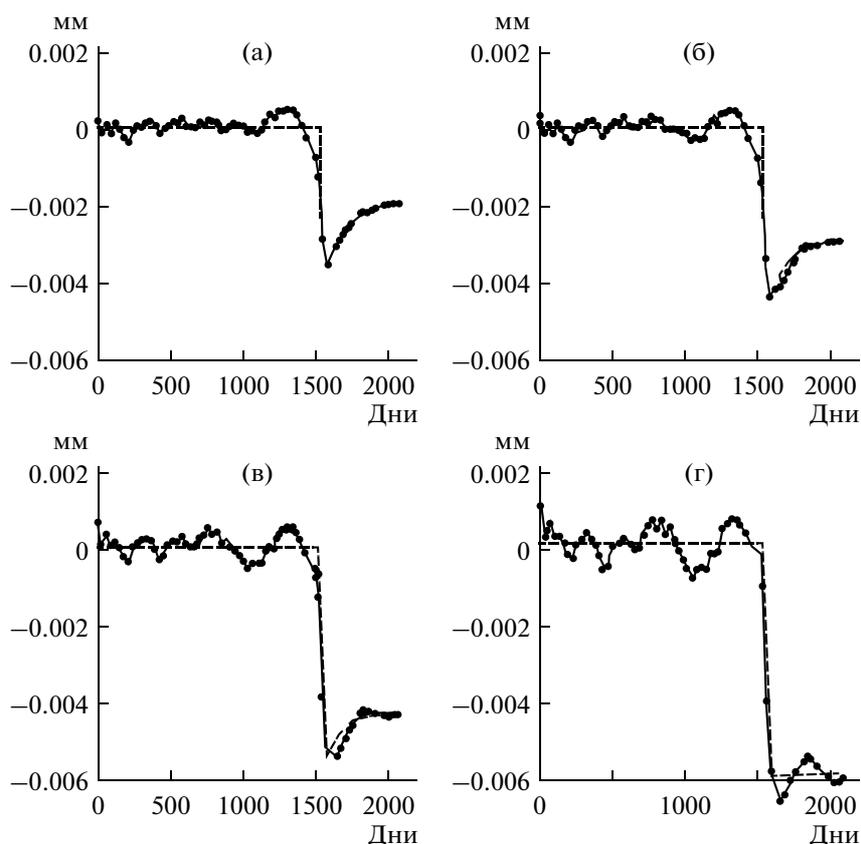


Рис. 7. Временные ряды изменения коэффициентов вейвлета на четырех различных масштабах в районе землетрясения Тохоку-Оки. Масштабы вейвлета 1200 км (а), 1000 км (б), 800 км (в), 600 км (г).

осреднения на растущих интервалах на постсейсмическом этапе $T > T_0$ по формуле:

$$\bar{s}(T) = \frac{1}{T - T_0} \int_{T_0}^T s(t) dt. \quad (2)$$

Такое осреднение меняет амплитуду сигнала, но не меняет скорости экспоненциального убывания, если таковое имеется. Пунктирной линией показано экспоненциальное убывание

$$C + Ae^{-t/B}, \quad (3)$$

рассчитанное для постсейсмического периода из условия наилучшей в среднеквадратическом смысле аппроксимации. Из рис. 7 видно, что экспоненциальное убывание хорошо проявляется на больших масштабах вейвлета и менее четко видно на масштабе 600 км, что может быть связано с более высоким уровнем шума на малых длинах волн.

Временные ряды содержат высокий уровень помех, поэтому аппроксимация (3) не позволяет устойчиво определить декремент затухания B . При изменении параметра B в широком диапазоне, среднеквадратическая погрешность аппроксимации меняется слабо. В тоже время, параметры C и A определяются стабильно, особенно для больших масштабов вейвлета. В широком диапазоне изменения декремента затухания, амплитуда релаксации A составляет около 50% от косейсмического скачка высот геоида ($C + A$) на масштабе вейвлета 1200 км и около 40% на масштабе 1000 км, что близко к величинам рассчитанным в работе [Panet et al., 2010] для района Андаман-Суматранского землетрясения. Предварительные результаты моделирования вязкоупругой релаксации показали, что через 1 год после землетрясения амплитуда гравитационной аномалии, вызванная процессом вязкоупругой релаксации достигает примерно 50% от косейсмической аномалии [Pollitz, 2006].

Итак, анализ гравитационных моделей показал, что вариации высот геоида во время и после землетрясения Тохоку-Оки аналогичны зарегистрированным в районе Андаман-Суматранского сейсмического события. Эти результаты, как и заключения, основанные на анализе данных геодезии [Pollitz et al., 2011], поддерживают предположение о постсейсмическом продвижении на глубину поверхности сейсмического разрыва и в этом районе. Обратимся теперь к землетрясению Мауле в Чили, которое произошло в совершенно иной геодинамической обстановке.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ МАУЛЕ-ЧИЛИ 27.02.2010

Это сейсмическое событие имело магнитуду $M_w = 8.8$ и также было зарегистрировано спутниками Грейс (например, [Wang et al., 2012]). Как и для события Тохоку-Оки, ниже, для исследования временных вариаций гравитационного поля использованы модели Центра космических исследований (CSR) Техасского университета, Остин, США, которые содержат 60 сферических гармоник. На рис. 8 представлены косейсмические изменения гравитационного поля, выделенные для четырех различных масштабов вейвлета.

Приведенные на рис. 9 теоретические косейсмические изменения высот геоида рассчитаны по модели поверхности разрыва, построенной в работе [Lorito et al., 2011]. Модель состоит из 200 элементов, 25 рядов по простиранию и 8 по падению, распределенных с учетом геометрии погружающейся плиты. Размер элементов 25×25 км, глубина нижней кромки модели 63 км. Направление и амплитуда смещений определены путем решения обратной задачи с использованием данных спутниковой геодезии и форм волн цунами. Амплитуда смещений существенно зависит от глубины. Основные смещения локализованы в средней части контакта плит, где их величина достигает 18.5 м, а на глубинах ниже 45 км смещения составляют 1–2 м.

Несмотря на то, что амплитуда аномалии существенно меньше, чем в районе Суматры и Японии, анализ моделей гравитационного поля позволяет проследить постсейсмическую эволюцию гравитационного поля, которая, также как и в других рассмотренных случаях, состоит в росте положительной аномалии. Эта аномалия формируется над глубоководным желобом, но в данном случае не смещается в область перекрывающей плиты и не перекрывает зону косейсмической отрицательной аномалии. На рис. 10 показаны временные ряды смещений в эпицентре косейсмической аномалии геоида, на ее периферии и вне аномалии, где косейсмические изменения близки к нулю. Видно, что постсейсмические изменения амплитудой до 1 мм происходят над желобом (точка 3) и шельфом (точка 2), а в эпицентре косейсмической аномалии временные вариации существенно меньше (точка 1).

Такой характер изменения гравитационного поля после землетрясения возможно указывает на то, что процесс постсейсмического крипа на глубине в данной геодинамической обстановке не происходит. Для Андаман-Суматранского землетрясения постсейсмические смещения ниже поверхности Мохо были оценены примерно в 1 м. В случае землетрясения в Чили, такие смещения получены уже в косейсмической модели смещений.

Кроме того и процесс вязкоупругой релаксации после землетрясения в области субдукции

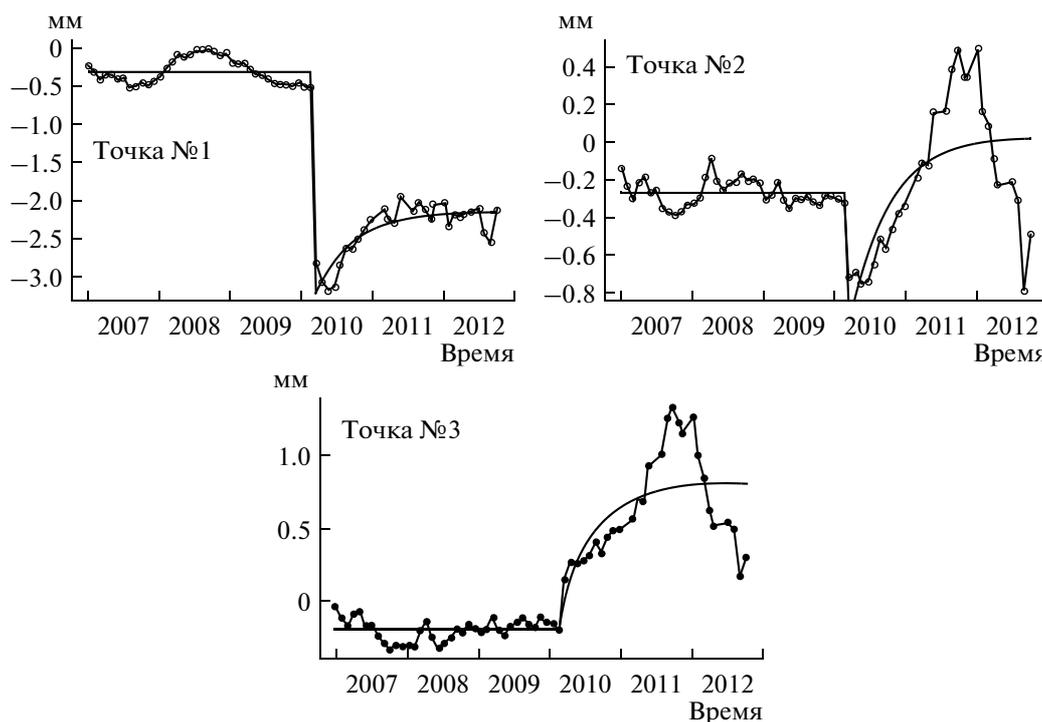


Рис. 10. Постсейсмическая эволюция аномалии геоида в районе землетрясения Мауле-Чили 2010 г, рассчитанная с применением сферических вейвлетов масштаба 1000 км в трех точках, показанных на рис. 9. Горизонтальная ось — время, вертикальная ось — мм геоида (обратите внимание на различие масштабов).

океан-океан может происходить иначе, чем в области субдукции океанической плиты под континентальную.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что исследование временных вариаций гравитационного поля в областях крупных землетрясений позволяют получить новую информацию, существенно дополняющую данные наземных исследований. Косейсмические изменения гравитационного поля в целом согласуются с теоретическими изменениями, рассчитанными по моделям сейсмического разрыва. Тут следует отметить, что задача определения смещений на поверхности разрыва является неустойчивой и результаты ее решения существенно различаются в зависимости от объема исходных данных, детальности модели и метода решения. Отличия в вариациях гравитационного поля, рассчитанных от различных моделей, заметно больше погрешности глобальных моделей гравитационного поля спутников Грейс, поэтому гравитационные данные могут быть использованы как минимум для отбраковки моделей поверхности разрыва.

Постсейсмические вариации глобального гравитационного поля несут информацию о процессах, происходящих в верхней мантии Земли, которые слабо фиксируются наземными методами. В районе Андаман-Суматранского землетрясения эти изменения поля состояли в зарождении положительной аномалии геоида над Андаманским морем и в ее быстром распространении на всю область, где располагалась косейсмическая отрицательная аномалия. В результате амплитуда косейсмической гравитационной аномалии уменьшается до 70 и более процентов за 25–30 месяцев после сейсмического события. Для объяснения наблюдаемых временных вариаций гравитационного поля в районе Суматры была предложена модель постсейсмического крипа на продолжении на глубину области косейсмического разрыва. Эта модель была подтверждена результатами численного моделирования.

Аналогичные изменения гравитационного поля после землетрясения зафиксированы и в области землетрясения Тохоку-Оки. Там также произошел рост положительной аномалии, которая частично скомпенсировала отрицательную косейсмическую аномалию. Временные вариации гравитационного поля в районе землетрясения Мауле-Чили несколько отличаются от измене-

ний, зарегистрированный в рассмотренных выше областях субдукции океан – океан. Постсейсмические изменения гравитационного поля сконцентрированы в более узкой полосе над глубоководным желобом и шельфом и не захватывают область отрицательной косейсмической аномалии. Такой характер изменения поля может указывать на то, что в Чили область разрыва сразу прошла на большую глубину и существенного постсейсмического крипа на глубине не произошло. Эти различия, очевидно, отражают существенные различия в геодинамической обстановке, в которой произошли эти сейсмические события.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00276). Совместная работа российский и французских авторов частично поддержана грантом CNRS-РФФИ (12-05-91051-НЦНИ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Михайлов В.О., Тихоцкий С.А., Диаман М., Пани И. Исследование возможности обнаружения и изучения вариаций силы тяжести геодинамического происхождения по современным спутниковым гравиметрическим данным // Сер. Физика Земли. 2005. № 3. С. 18–32.
- Ammon C., Ji C., Thio H.-K., Robinson D., Ni S., Hjørleifsdottir V., Kanamori H., Lay T., Das S., Helmberger D., Ichnose G., Polet J., Wald D. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // Science. 2005. V. 308. P. 1133–1139.
- Ammon C. J., Lay T., Kanamori H., Cleveland M. A rupture model of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake // Earth Planets Space 2011. V. 63. P. 693–696. doi: 10.5047/eps.2011.05.015.
- Banerjee P., Pollitz F., Bürgmann R. Size and duration of the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake from far-field static offsets // Science. 2005. V. 308. P. 1769–1772.
- Banerjee P., Pollitz F., Nagarajan B., Burgmann R. Coseismic slip distribution of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets // Bull. Seismol. Soc. Am. 2007. V. 97. 1A, S86–S102.
- Biancale R. et al. 6 years of gravity variations from GRACE and LAGEOS data at 10-day intervals over the period from July 29th, 2002 to May 27th, 2008. 2008. <http://bgi.cnes.fr:8110/geoidvariations/README.html>.
- Broerse D.B.T., Vermeersen L.L.A., Riva R.E.M., van der Wal W. Ocean contribution to co-seismic crustal deformation and geoid anomalies: Application to the 2004 December 26 Sumatra-Andaman earthquake // Earth and Plan. Sci. Let. 2011. V. 305. P. 341–349.
- Cambiotti G., Sabadini R. Source model for the great 2011 Tohoku earthquake ($M_w = 9.1$) from inversion of GRACE gravity data // Earth and Plan. Sci. Let. 2012. V. 335–336. P. 72–79.
- de Linage C., Rivera L., Hinderer J., Boy J.-P., Rogister Y., Lambotte S., Biancale R. Separation of coseismic and post-seismic gravity changes for the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modeling of the coseismic change by normal-modes summation // Geophys. J. Int. 2009. V. 176. № 3. P. 695–714. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04025.x.
- de Viron O., Panet I., Mikhailov V., Van Camp M., Diamant M. Retrieving Earthquake Signature in GRACE Data // Geophys. J. Int. 2008. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03807.x
- Dickey J. et al. Satellite gravity and the geosphere. National Research Council Report. Nat. Acad. Press. Washington D.C. 1997.
- Gerya T.V. Future directions in subduction modelling // J. of Geodynamics. 2011. V. 52. P. 344–378.
- Gerya T.V., Yuen D. Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems // Phys. Earth Plan. Int. 2007. V. 163. P. 83–105.
- Gross R., Chao B. The gravitational signature of earthquakes. Gravity, Geoid and Geodynamics 2000. IAG Symposia. Springer-Verlag, N-Y. 2001. V. 123. P. 205–210.
- Han S.-C., Shum C.K., Bevis M., Ji C., Kuo C.-Y. Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // Science. 2006. V. 313. P. 658–662.
- Hashimoto M., Choosakul N., Hashizume M., Takemoto S., Takiguchi H., Fukuda Y., Frjimori K. Crustal deformations associated with the great Sumatra-Andaman earthquake deduced from continuous GPS observation // Earth Planets Space. 2006. V. 58. P. 127–139.
- Heki K. Secular, transient and seasonal crustal movements in Japan from a dense GPS array: Implication for plate dynamics in convergent boundaries. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults / Ed. by T. Dixon and C. Moore. Columbia Univ. Press, N-Y. 2007. P. 512–539.
- Holschneider M., Chambodut A., Manda M. From global to regional analysis of the magnetic field on the sphere using wavelet frames // Phys. Earth Plan. Int. 2003. V. 135. P. 107–124.
- Hu Y., Wang K. Spherical-Earth finite element model of short-term postseismic deformation following the 2004 Sumatra earthquake // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B05404. doi: 10.1029/2012JB009153.
- Lay T., Kanamori H., Ammon C., Nettles, M., Ward S., Aster R., Beck S., Bilek S., Brudzinski M., Butler R., DeShon H., Ekström G., Satake K., Sipkin, S. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 december 2004 // Science. 2005. V. 308. P. 1127–1133.
- Lay T., Ammon C. J., Kanamori H., Xue L., Kim M. Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake // Earth Planets Space. 2011. V. 63. P. 687–692. doi: 10.5047/eps.2011.05.033.
- Lorito S., Romano F., Atzori S., Tong X., Avallone A., McCloskey J., Cocco M., Boschi E., Piatanesi I A. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake // Nature Geosciences. 2011. V. 4. P. 173–177. doi: 10.1038/NNGEO1073.
- Lyakhovskiy V., Hamiel Y., Ben-Zion Y. A non-local viscoelastic damage model and dynamic fracturing // J. Mech. Phys. Solids. 2011. V. 59. P. 1752–1776. doi: 10.1016/j.jmps.2011.05.016.
- Masterlark T., DeMets C., Wang H., Sanchez O., Stock, J. Homogeneous versus heterogeneous subduction zone models: coseismic and post-seismic deformation // Geoph. Res. Let. 2001. V. 28. P. 4047–4050.

- Matsuo K., Heki K.* Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry // *Geoph. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G12. doi: 10.1029/2011GL049018.
- Mikhailov V., Tikhotsky S., Diament M., Panet I., Ballu V.* Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 2004. V. 228. № 3–4. P. 281–297.
- Mikhailov V., Lyakhovskiy V., Panet I., van Dinther Y., Diament M., Gerya T., Timoshkina E.* Numerical modelling of post-seismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // *Geoph. J. Int.* 2013. doi: 10.1093/gji/ggt145.
- Ogawa R., Heki K.* Slow post-seismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion // *Geoph. Res. Lett.* 2007. V. 34. L06313. doi: 10.1029/2007GL029340.
- Ozawa S., Nishimura T., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake // *Nature*. 2011. V. 475. P. 373–376. doi: 10.1038/nature10227.
- Panet I., Mikhailov V., Diament M., Pollitz F., King G., de Viron O., Holschneider M., Biancale R., Lemoine J.-M.* Co-seismic and post-seismic signatures of the Sumatra December 2004 and March 2005 earthquakes in GRACE satellite gravity // *Geoph. J. Int.* 2007. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x.
- Panet I., Pollitz F., Mikhailov V., Diament M., Banerjee P., Grijalva K.* Upper mantle rheology from GRACE and GPS post-seismic deformations after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake // *G³ (Geochemistry, Geophysics, Geosystems)*. 2010. V. 11. Q06008. doi: 10.1029/2009GC002905.
- Paul J., Rajendran C.P., Lowry A.R., Andrade V., Rajendran K.* Andaman postseismic deformation observations: Still slipping after all these years? // *BSSA Bull.* 2012. V. 102. № 1. P. 343–351. doi: 10.1785/0120110074.
- Pollitz F.* Co-seismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14.
- Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.* Postseismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth // *Geophys. J. Int.* 2006. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03018.x.
- Pollitz F., Bürgmann R., Banerjee P.* Geodetic slip model of the 2011 M9.0 Tohoku earthquake // *Geoph. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G08, doi: 10.1029/2011GL048632, 2011.
- Savage J.C., Hastie L.M.* Surface deformation associated with dip-slip faulting // *J. Geoph. Res.* 1966. V. 71. P. 4897–4904.
- Shao G., Li X., Ji C., Maeda T.* Focal mechanism and slip history of 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves // *Earth Planets Space*. 2011. V. 63. P. 559–564. doi: 10.5047/eps.2011.06.028.
- Simons M. et al.* The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries // *Science*. 2011. V. 332. P. 1421–1425. doi: 10.1126/science.1206731.
- Sun W., Okubo S.* Coseismic deformations detectable by satellite gravity missions: a case study of Alaska (1964, 2002) and Hokkaido (2003) earthquakes in the spectral domain // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B04405.
- Vigny C., Simons W., Abu S., Bamphenyu R., Satirapod C., Choosakul N., Subarya C., Socquet A., Omar K., Abidin H., Ambrosius B.* Insights into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia // *Nature*. 2005. V. 436. P. 201–206.
- Wang L., Shum C.K., Simons F.J., Tassara A., Erkan K., Jekeli C., Braun A., Kuo C., Lee H., Yuan D.-N.* Coseismic slip of the 2010 $M_w = 8.8$ Great Maule Chile earthquake quantified by the inversion of GRACE observations // *Earth and Plan. Sci. Lett.* 2012. V. 335–336. P. 167–179.
- Wang L., Shum C.K., Simons F.J., Tapley B., Dai Ch.* Coseismic and postseismic deformation of the 2011 Tohoku-Oki earthquake constrained by GRACE gravimetry // *Geoph. Res. Lett.* 2012. V. 39. L07301. doi: 10.1029/2012GL051104.
- Wahr J., Molenaar M., Bryan F.* Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 30205–30229.