

УДК 550.34

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАУЛЕ, ЧИЛИ, 27.02.2010 г.

© 2020 г. В. О. Михайлов^{1,2,*}, Е. П. Тимошкина¹, В. Б. Смирнов^{1,2},
С. А. Хайретдинов¹, П. Н. Дмитриев¹

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

²Московский государственный Университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет,
г. Москва, Россия

*E-mail: mikh@ifz.ru

Поступила в редакцию 27.05.2020 г.

После доработки 07.06.2020 г.

Принята к публикации 09.06.2020 г.

В работе впервые представлена модель поверхности разрыва для землетрясения Мауле-2010 в Чили, построенная по комплексу данных спутниковой геодезии, РСА-интерферометрии и спутниковой гравиметрии. Модель построена с применением метода регуляризации, позволяющего находить однородное поле смещений на поверхности разрыва при условии, что угол подвижки близок к заданному. В среднем смещения на поверхности разрыва составляют 5 метров, при максимальном смещении 13.1 м. Область разрыва протягивается южнее полуострова Арауко, вдоль поверхности плиты она достигает глубины в 42 км. Для оценки вклада в наблюдаемые постсейсмические смещения процесса вязкоупругой релаксации напряжений, возникших в литосфере и верхней мантии в результате землетрясения, было выполнено численное моделирование этого процесса с использованием построенной модели сейсмического разрыва. Скорости смещений земной поверхности зависят в основном от принятого значения вязкости астеносферы. Выполненное сравнение расчетных и измеренных смещений при низкой вязкости астеносферы показывает, что если измерения смещений произведены на большом расстоянии от поверхности разрыва, как это имеет место в случае землетрясений в зоне субдукции океан—океан, то наблюдаемые смещения можно объяснить за счет процесса вязкоупругой релаксации с низкой вязкостью астеносферы. В тех случаях, когда есть данные о смещениях над поверхностью разрыва, например, для землетрясения Мауле-2010, объяснить наблюдаемые смещения за счет процесса релаксации напряжений в ближней к области разрыва зоне ни при каких значениях вязкости не удастся — смещения существенно отличаются и по амплитуде, и по направлению. В тоже время, модели постсейсмического крипа хорошо согласуются со всем комплексом имеющихся данных. Тем самым, принимать гипотезу о низкой вязкости астеносферы в области землетрясения Мауле-2010 нет необходимости. Аналогичное заключение было сделано нами ранее по результатам моделирования Суматранского-2004, Симуширского-2006 и ряда других крупных землетрясений в зонах субдукции.

Ключевые слова: землетрясение Мауле, Чили 27.02.2010, GPS, РСА-интерферометрия, гравитационные модели, спутники GRACE, модель поверхности разрыва, вязкоупругая релаксация напряжений, постсейсмический крип.

DOI: 10.31857/S0002333720060046

ВВЕДЕНИЕ

Произошедшие в начале XXI века крупные землетрясения детально изучены с применением современных наземных и спутниковых измерений на глобальных и локальных сейсмических сетях, временных и постоянных пунктах GPS. Использовались также снимки спутниковых радаров с синтезированной апертурой (РСА-интерферометрия), модели спутников GRACE, позволяющие определить изменения гравитационного поля во время и после землетрясений. Комплексный анализ этой обширной информации позволяет

определить геометрию поверхности сейсмического разрыва и поле смещений на ней, исследовать постсейсмические процессы. Анализ современных детальных данных о последних крупных землетрясениях в зонах субдукции инициировал дискуссию по некоторым нерешенным проблемам, в частности о том, какой из процессов: асейсмический крип или вязкоупругая релаксация крипа доминирует на постсейсмическом этапе в той или иной конкретной области.

В областях крупных землетрясений в течение длительных интерсейсмических этапов напряже-

ния накапливаются в основном в литосфере, а в нижележащей астеносфере и верхней мантии успевают в значительной степени релаксировать. В короткопериодных сейсмических событиях вся поверхностная оболочка Земли ведет себя как упругое тело. Поэтому в результате землетрясения напряжения в очаговой зоне снимаются при подвижке в очаге, но возрастают вследствие этой подвижки как в прилегающих областях литосферы, так и в нижележащих слоях астеносферы и верхней мантии. Релаксация этих напряжений должна происходить всегда, но ее интенсивность и длительность существенно зависят от вязкости астеносферного слоя и строения литосферы в области землетрясения. Предположение о том, что наблюдаемые постсейсмические процессы связаны исключительно с вязкоупругой релаксацией, в ряде случаев вынужденно приводит к сильно заниженной оценке вязкости астеносферы, по сравнению с оценками, получаемыми при изучении других геодинамических процессов. Смещения на пунктах ГНСС после землетрясения на коротких интервалах времени (первые месяцы), можно объяснить в рамках реологии Бюргерса, когда среда обладает более низкой вязкостью в короткопериодных переходных процессах и более высокой (“нормальной”) вязкостью на длительных временах. Однако в моделях с низкой вязкостью в переходных процессах быстрые смещения затухают в течение одного, максимум двух месяцев (см. например, [Михайлов и др., 2018]). Поэтому для объяснения смещений, происходящих в течение нескольких лет после землетрясения, допускалось предположение о том, что астеносферный слой имеет Максвелловскую реологию с постоянной вязкостью на уровне $5 \times 10^{17} - 10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}$ и даже ниже [Kogan et al., 2013; Nan et al., 2016].

Многие крупные землетрясения в зонах субдукции инициировали постсейсмический крип на самой поверхности разрыва или на ее продолжении в обе стороны вдоль границы плит, а также выше и ниже области разрыва вдоль поверхности контакта плит до глубины в 100 км и более (например, [Miyazaki et al., 2004; Ozawa et al., 2004; 2012; Baba et al., 2006; Hsu et al., 2006; Pritchard, Simons, 2006; Perfettini et al., 2010; Vigny et al., 2011; Михайлов и др., 2018]). Область афтершоковой активности часто маркирует область крипа, хотя суммарный сейсмический момент обычно существенно меньше суммарного момента постсейсмических движений [Perfettini, Avouac, 2004; Hsu et al., 2006; Pritchard, Simons, 2006; Perfettini et al., 2010].

Неоднозначная интерпретация постсейсмических процессов связана, в основном, с тем, что субдукционные землетрясения обычно происходят на большом удалении от берега, далеко от мест, где установлены геодезические и сейсмические сети. Спутниковая радарная интерферометрия показывает смещения только на суше, при этом на небольших островах получить смещения

удается редко, поскольку РСА-интерферометрия чувствительна к градиенту поля смещений, а смещение всего участка земной поверхности как целого в пределах радарного снимка не определяется. Модели спутников GRACE имеют равномерное глобальное покрытие, но не слишком высокое разрешение (не более 100 сферических гармоник, т.е. размер аномалии от 200 км). В этих условиях комплексный анализ всех имеющихся данных позволяет сделать обоснованное заключение о причинах постсейсмических процессов (например, [Михайлов и др., 2018]). В качестве примера можно привести землетрясения Тохоку 11.03.2011 г., для которого было построено несколько моделей поверхности разрыва по комплексу наземных и спутниковых данных. Однако впервые полученные данные о смещении океанического дна на большом удалении от береговой линии, в районе океанического желоба, зарегистрированные с применением донных транспондеров, кардинально изменили представление о положении области основных смещений и их амплитуде, а также позволили оценить относительную роль постсейсмических процессов (подробный анализ дан в работе [Михайлов и др., 2019]). С этой точки зрения, особо важным становится изучение землетрясений, произошедших в области субдукции океан—континент, когда поверхность разрыва располагается вблизи береговой линии или даже под прибрежной равниной. К таким событиям относится землетрясение Мауле, произошедшее 27.02.2010 г. северо-западнее г. Консепсьон в Чили. Для этого землетрясения построен ряд моделей сейсмического разрыва, а также модель постсейсмического крипа [Vigny et al., 2011; Lin et al., 2013], которая хорошо объясняет наблюдаемые постсейсмические данные, но вопрос о вкладе вязкоупругой релаксации не обсуждался. Ниже будет построена новая модель поверхности разрыва, основанная на совместном анализе данных GPS, РСА-интерферометрии и гравитационных моделей спутников GRACE о косейсмических изменениях гравитационного поля. Далее будет выполнено моделирование вязкоупругой релаксации и сопоставление с данными о постсейсмической динамике с целью оценки роли этого процесса и возможной вязкости астеносферы. Совместный анализ трех перечисленных групп данных для этого землетрясения проведен впервые.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ МАУЛЕ, ЧИЛИ, 27.02.2010 г.

Это сильное землетрясение произошло в зоне погружения плиты Наска под Южно-Американскую плиту, где скорость схождения плит составляет $\sim 80 \text{ мм/год}$ в южной части границы плит и $\sim 65 \text{ мм/год}$ в северной части [DeMets et al., 2010]. Судя по распределению афтершоков, это событие заполнило сейсмическую брешь вдоль зоны раз-

рыва землетрясения 1835 г., и далее на север, включая очаговые области землетрясений 1928 и 1985 гг. и около 2/3 области землетрясения 1906 г. [Beck et al., 1998]. По данным Геологической службы США эпицентр имеет координаты 36.122° ю.ш., 72.898° з.д., глубина — 22.9 км, угол простираения нодальной плоскости, параллельной зоне субдукции, равен 17° , падение 14° , угол подвижки 108° , $M_w = 8.8$ (<http://usgs.gov/earthquakes/>).

К настоящему времени опубликовано несколько моделей поверхности разрыва этого землетрясения. В работах [Vigny et al., 2011; Moreno et al., 2012] детально обсуждаются шесть моделей, построенных с использованием различных групп данных, методов оптимизации и форм регулирующего функционала. Различия состоят в положении и размерах области основных смещений, определяемой по изолинии 5 метров. В различных моделях эта область начинается от глубоководного желоба (моделирование на основе данных телесейсмических станций [Lay et al., 2010]) с глубины в 5–10 км (модели, основанные на данных GPS [Tong et al., 2010; Vigny et al., 2011; Moreno et al., 2012]) или даже с глубины 10–20 км (например, [Delouis et al., 2010; Lorito et al., 2011; Lin et al., 2013]). На юге область основных смещений заканчивается к северу от полуострова Арауко в моделях [Delouis et al., 2010; Lay et al., 2010], прямо под полуостровом [Tong et al., 2010; Lorito et al., 2011; Moreno et al., 2012] или к юго-западу от полуострова [Vigny et al., 2011; Lin et al., 2013]. Различия в этих моделях позволяют оценить степень неопределенности получаемых результатов, а также выявить устойчиво определяемые характеристики. Анализ косейсмических аномалий гравитационного поля был выполнен в работах [Heki, Matsuo, 2010; Wang et al., 2012].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для построения модели косейсмических и постсейсмических процессов в районе землетрясения Мауле-2010 в Чили, нами были использованы данные о косейсмических и постсейсмических смещениях на пунктах GPS; поля косейсмических смещений по радарным снимкам спутника АЛОС-1; временные ряды гравитационных моделей центра CSR, Huston, США с числом сферических гармоник $N = 96$ на период 2010–2016 гг. Из базы данных, опубликованной в работе [Vigny et al., 2011], были выбраны 42 пункта GPS, расположенные в ближней зоне эпицентральной области. Это связано с тем, что согласно данным в работе [Hu et al., 2004] станции GPS, расположенные на расстоянии 200–400 км от океанического желоба, до землетрясения 2010 г. смещались в сторону океана, что не соответствует модели запертого участка зоны субдукции. Авторы этой работы показали, что такие смещения могут быть вызваны

процессом вязкоупругой релаксации после мега-землетрясения в Чили 1960 г. при вязкости астеносферы 2.5×10^{19} Па·с. Поскольку косейсмические смещения в результате землетрясения Мауле-2010 в этой области невелики, целесообразно было исключить эти удаленные станции из рассмотрения. Горизонтальные смещения на выбранных станциях показаны красными стрелками на рис. 1 справа.

Для района землетрясения Мауле-2010 выполнен ряд спутниковых радарных снимков. Два снимка спутника АЛОС-1 от 10.08.2008 г. и 01.03.2010 г. с нисходящего трека 422 выгружены Японским космическим агентством Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) на суперсайт <http://supersites.unavco.org/chile.php>, специально созданный для исследователей, изучающих катастрофические природные события. По этим снимкам X. Tong и D. Sandwell вычислили и загрузили на этот сайт смещения 1172 отражающих площадок, откалиброванные по данным GPS. Эти данные были использованы нами для построения модели сейсмического разрыва (рис. 1 слева).

Для оценки косейсмической гравитационной аномалии и постсейсмического тренда проведен анализ рядов гравитационных моделей спутников GRACE с 2008 по 2012 гг. (рис. 2). Спутниковая система GRACE и сменившая ее на орбите система GRACE-FO, доставляют высокоточные данные о гравитационном поле Земли. Эти данные используются для построения моделей стационарного гравитационного поля и для исследования его временных вариаций. В работе мы использовали ежемесячные гравитационные модели высокого разрешения центра CSR, Huston, Texas (США), содержащие $N = 96$ сферических гармоник. Точность этих моделей оценивается величиной порядка 1 мкГал (10^{-6} см/с²). Более детальную информацию можно найти, например, на сайте центра CSR <https://www.csr.utexas.edu/mis-sions/>. Гравитационные аномалии были рассчитаны на сетке 15×15 узлов, от -79° до -64° з.д. и от -44° до -29° ю.ш. Модели высокого разрешения содержат существенные шумы в высоких гармониках (рис. 3). Поэтому были опробованы различные методы определения косейсмического скачка и постсейсмического тренда. На рис. 2а приведена аномалия, определенная как разность средних значений до и после землетрясения. Эта аномалия содержит некоторую постсейсмическую компоненту, но определяется устойчиво. Приведенный на рис. 2б косейсмический скачок определен как разность значений тренда после землетрясения на март 2010 г. минус значение тренда до землетрясения на январь 2010 г. Косейсмический скачок поля плюс постсейсмические изменения определены как разность значения тренда после землетрясения на декабрь 2012 г. минус значение тренда до землетрясения на март 2010 г. (рис. 2в). Эти тренды показаны на рис. 3. Во всех случаях

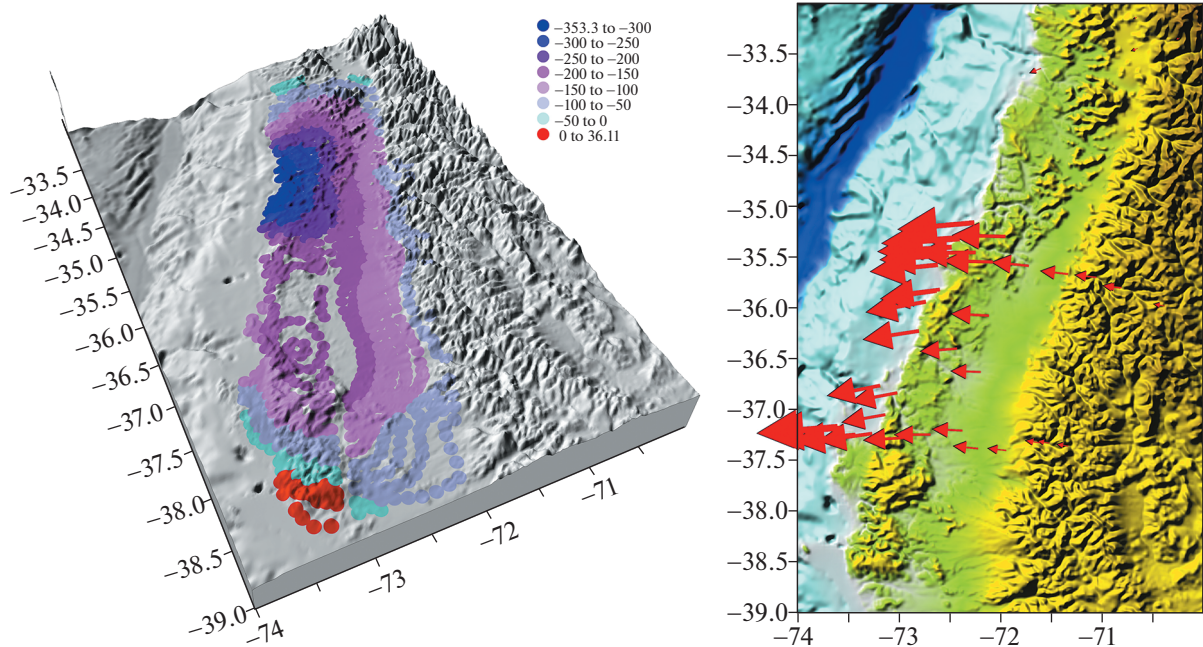


Рис. 1. Исходные данные. Слева — смещения земной поверхности в направлении на спутник по данным РСА-интерферометрии. Цветовая шкала — смещения в см. Справа — горизонтальные смещения на пунктах GPS. Максимальное смещение равно 505.76 см. Поскольку смещения в основном происходили по горизонтали, амплитуда смещений в направлении на спутник существенно меньше амплитуды горизонтальных смещений.

устранялась годовая и полугодовая периодическая компонента. При определении тренда использован итерационный алгоритм, в котором вес каждой точки был обратно пропорционален модулю разности значения в этой точке гравитационной аномалии и линейного тренда, определенного на предыдущей итерации. При решении обратной задачи были использованы аномалии, показанные на рис. 2а.

МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА

Данные о мощности земной коры, литосферы, а также геометрии погружающейся плиты заданы по данным работы [Moreno et al., 2012]. Модель поверхности сейсмического разрыва аппроксимирована одним прямоугольником, полностью покрывающим область распределения афтершоков (например, [Lay et al., 2010]). Верхняя грань поверхности разрыва располагается на уровне дна, нижняя — на глубине 42 км. Угол падения принят равным 16° . Функции Грина, определяющие смещения в точке i от элемента плоскости разрыва j с единичным смещением по падению или простиранию, рассчитаны по коду Static1D [Pollitz, 1996].

Для решения обратной задачи использовано разработанное нами программное обеспечение для устойчивого решения систем линейных уравнений при наличии ограничений на угол подвижки [Михайлов и др., 2019; Diamant et al., 2020]. Это

программное обеспечение позволяет разбить прямоугольные плоскости, аппроксимирующие поверхность сейсмического разрыва, на произвольное число элементов по падению и простиранию. Суть метода регуляризации состоит в следующем. Пусть поверхность разрыва разделена на N плоскостей, каждая плоскость разделена на K_i элементов ($i = 1, 2, \dots, N$), в каждом из которых смещения по падению и простиранию равны D_j и $S_j, j = 1, 2, \dots, K_i$. Минимизируемый функционал включал взятые с соответствующими весами среднеквадратические отклонения вычисленных и измеренных смещений на пунктах GPS (веса для каждого пункта определены в работе [Vigny et al., 2011]), разность вычисленных и заданных смещений в направлении на спутник по данным РСА-интерферометрии в 1172 точках и гравитационных аномалий в 225 узлах прямоугольной сетки. Нахождение минимума относительно неизвестных D_j и S_j это — линейная задача. Поскольку тангенс угла подвижки r_j равен отношению D_j к S_j , добавление в функционал условия на угол подвижки делает его нелинейным. Чтобы сохранить линейность задачи, мы добавляем в функционал условие:

$$\sum_{i=1}^N \left\{ \sum_{j=1}^{K_i} \left[(D_j \cos(r_i) - S_j \sin(r_i))^2 + (D_j - \bar{D}_i)^2 + (S_j - \bar{S}_i)^2 \right] \right\}. \quad (1)$$

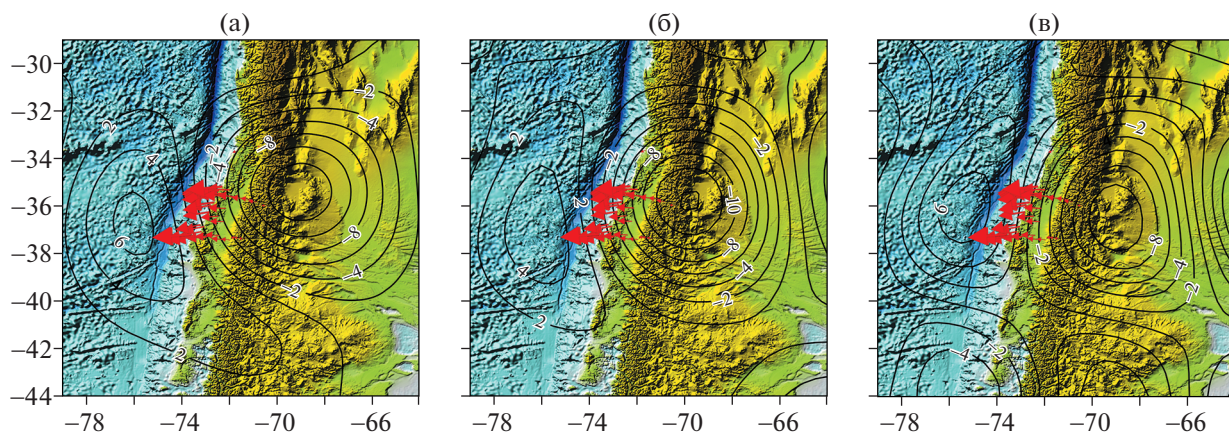


Рис. 2. Карта временных вариаций гравитационного поля в районе землетрясения Мауле-2010 в Чили (в мкГал): (а) — разность средних значений временного ряда до и после землетрясения; (б) — косейсмический скачок поля, как разность линейных трендов до и после землетрясения; (в) — суммарное изменение поля за 52 мес. после землетрясения (скачок плюс линейный тренд). Красные стрелки — горизонтальные смещения на пунктах GPS.

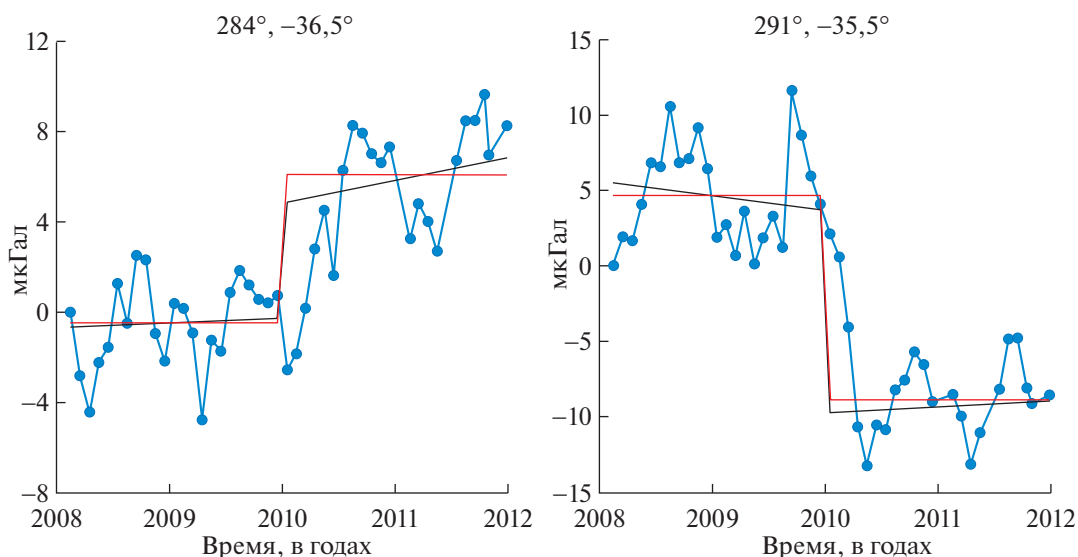


Рис. 3. Временной ряд изменения гравитационного поля (в мкГал) в точках максимума и минимума косейсмического скачка поля (рис. 2). Координаты точек указаны над графиками. Красная линия — оценка скачка, как разность средних значений до и после землетрясения (см. рис. 2а). Черная линия — линейные тренды до и после землетрясения, использованные для оценки косейсмического скачка (см. рис. 2б) и аномалии “скачок плюс тренд” (см. рис. 2в).

Здесь первый член в круглых скобках требует, чтобы направление подвижки в каждом элементе j , принадлежащем плоскости i , было близко к заданной величине r_i . Этому условию удовлетворяют два вектора $\{D_j, S_j\}$ с азимутом $r_i = \arctg(D_j/S_j)$ и $\{-D_j, -S_j\}$ с азимутом $r_i + 180^\circ$. Поскольку второе направление не согласуется с направлением движения плит, для его исключения в (1) добавлены второй и третий члены, которые требуют, чтобы смещения по падению и простиранию в пределах каждой плоскости i были близки по величине к их среднему значению $\bar{D}_i$ и $\bar{S}_i$ по всей плоскости. Такой функционал позволяет получить более однородные поля смещений в пределах элементов мо-

дели поверхности разрыва с направлениями смещений близкими к r_i .

Вначале было построено решение без разделения области разрыва на элементы, затем число элементов по падению и простиранию увеличивалось, пока не была достигнута “разумная” точность приближения заданных смещений и аномалий. Такой подход позволяет сохранять баланс между детальностью модели поверхности разрыва и точностью исходных данных. Дело в том, что использованная для расчета функций Грина модель смещений на элементарной площадке, расположенной в радиально расслоенной сферической вязкоупругой модели Земли [Pollitz, 1996], не в силах учесть всю сложность строения литосферы и мантии реальной зоны субдукции. По-

этому построение при неточно заданной функции Грина очень детальных моделей и подбор решения до сотых долей процента, который демонстрируют некоторые работы, не имеет смысла.

В модели без разделения поверхности разрыва на элементы смещение составило 5.82 м. На поверхности разрыва, разделенной по простиранию на два элемента, смещения составляют 5.25 и 5.68 м. Далее, по мере увеличения числа элементов, поле смещений усложняется, в центральной части возникает область главных смещений, смещения по периферии модели уменьшаются. На рис. 4 приведена модель поверхности разрыва, которая разделена на 10 частей по простиранию и 4 части по падению, т.е. содержит 40 элементов. Использован весь комплекс данных. При расчете гравитационного поля модели использован экспоненциальный фильтр, который имитирует фильтрацию, применяемую к моделям GRACE. Этот фильтр имитирует работу адаптивного фильтра [Kusche, 2007], применяемого для подавления высокочастотных помех в гравитационных моделях спутников GRACE. Применяемый нами экспоненциальный фильтр был откалиброван на примере хорошо изученного землетрясения на Суматре 24.12.2004 [Михайлов и др., 2018]. В функционале невязок данным GPS был придан больший вес, поэтому качество подбора данных GPS высокое. Невязки не превосходят 7% и только в горах, восточнее -71° в.д. и севернее 35° ю.ш., в отдельных пунктах достигают 10%. Смещения в направлении на спутник вошли с меньшим весом, но практически идентичны в пределах точности измерений (рис. 4в, 4г). Гравитационные аномалии совпадают по амплитуде, но сдвинуты примерно на 1 градус (рис. 4д). Учитывая, что длина полуволны наивысшей гармоники в модели $N = 96$ составляет около 208 км, т.е. 2 градуса, эти смещения находятся в пределах разрешения моделей GRACE. Не представляет труда построить модель с большим числом ячеек, но, с нашей точки зрения, это даст детали, не обеспеченные точностью данных и метода решения. Кроме того, тонкие детали не важны при моделировании процесса вязкоупругой релаксации и оценки вязкости астеносферы. К аналогичному выводу авторы этой статьи пришли при моделировании гораздо более детально изученного землетрясения Тохоку [Михайлов и др., 2019].

Максимальное смещение на поверхности разрыва в модели землетрясения Мауле в Чили достигает 13.1 м. в ячейке с координатами центра 73° з.д. и 35° ю.ш. Положение этого максимума согласуется с результатами, полученными по различным группам данных в работах [Lay et al., 2010; Lorito et al., 2011; Tong et al., 2010]. На южном и северном окончаниях модели смещения невелики. Модель можно сделать короче, но разрыв все же закончится южнее полуострова Арауко, расположенного на 37.5° ю.ш. На широте этого

полуострова располагается локальный максимум поля смещений в 8.1 м. Второй максимум в поле смещений получен практически во всех моделях поверхности разрыва этого землетрясения. Используемая при решении регуляризация (1) позволила получить более однородное, чем в других работах, поле смещений, которое продолжается вниз до глубины 42 км.

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

На основе построенной модели поверхности разрыва выполнено моделирование процесса вязкоупругой релаксации с использованием программного кода Visco1D [Pollitz, 1997]. Переменной величиной была вязкость астеносферы. Реальные смещения за период после землетрясения до 11.07.2011 г. опубликованы в работе [Lin et al., 2013]. На рис. 5а, 5б представлены результаты двух вариантов расчета с вязкостью астеносферы 10^{18} Па·с и 2×10^{17} Па·с соответственно.

Независимо от принятого значения вязкости астеносферы расчетные смещения по модели вязкоупругой релаксации меняют направление с восточного на западное на прибрежной равнине, примерно над нижней границей поверхности разрыва (рис. 5). Реальные смещения на всех станциях направлены на запад. При вязкости астеносферы 10^{18} Па·с смещения везде в несколько раз меньше измеренных (рис. 5а). Особенно велико различие в районе береговой линии, где различается также и направление смещений. На рис. 5в показан расчет смещений для такой же вязкости 10^{18} Па·с, но в узлах регулярной сетки. Видно, что смещения меняют направление над областью нижней границы поверхности разрыва.

При вязкости 2×10^{17} Па·с (рис. 5б) в Андах (расположены на рисунке справа) смещения станций ближе к измеренным, в предгорьях расчетные смещения уже заметно меньше реальных, а на прибрежной равнине расчетные смещения отличаются и по направлению, и по модулю, становясь в несколько раз меньше реальных.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Скорость постсейсмических смещений в первые годы после крупных субдукционных землетрясений высокая. Например, в районе землетрясения Мауле-2010 максимальные смещения за 484 дня превосходят 42 см (в среднем 31.7 мм/год). Такие скорости смещений могут быть достигнуты в моделях вязкоупругой релаксации только при очень низкой вязкости. При этом даже существенное понижение вязкости астеносферы до 2×10^{17} Па·с не позволяет полностью согласовать наблюдаемые и модельные поля смещений, за исключением дальних зон, где согласования до-

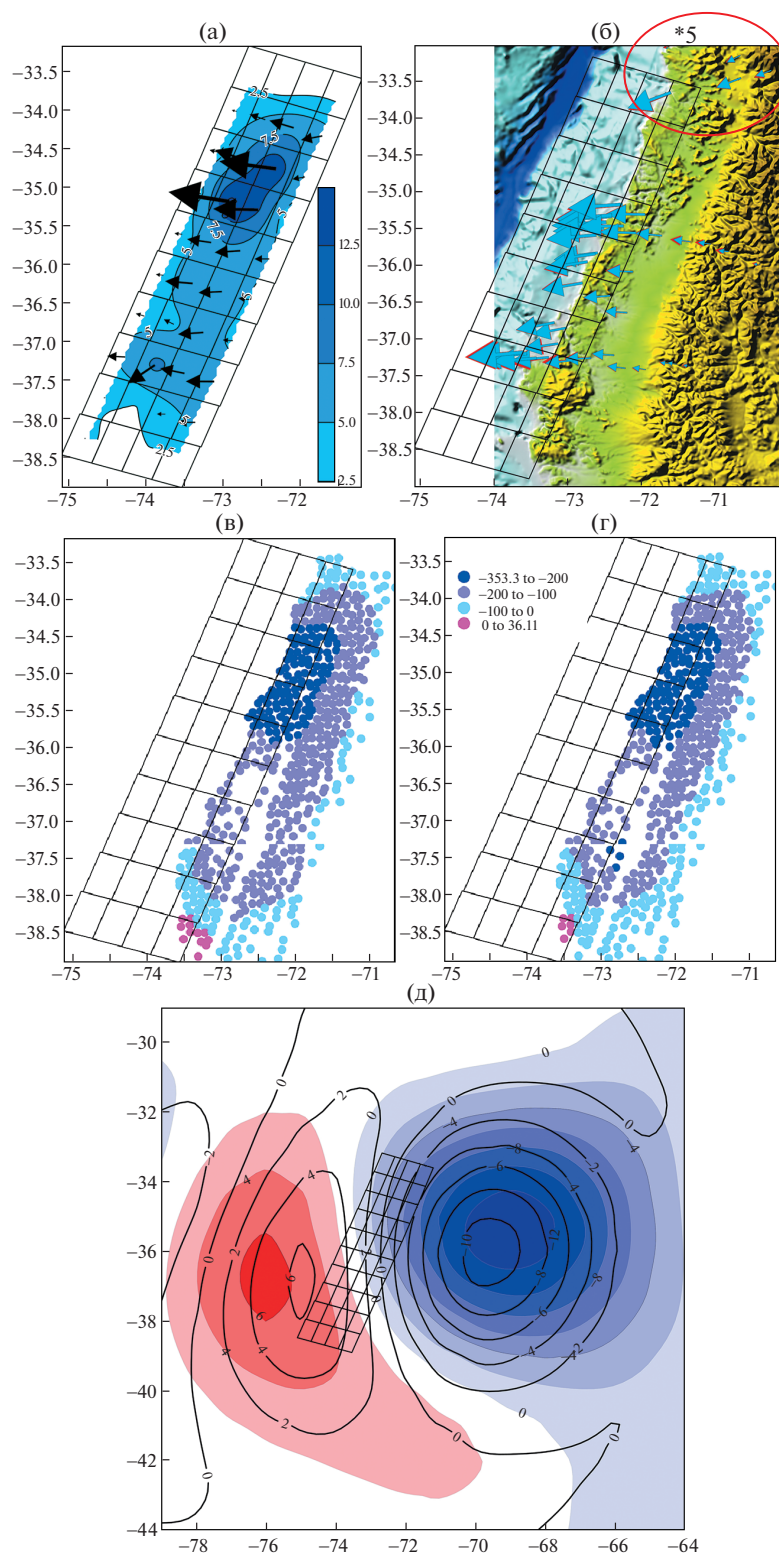


Рис. 4. Модель поверхности разрыва для землетрясения Мауле, Чили, 27. 02.2010 г., построенная по всему комплексу данных и содержащая 40 элементов: (а) – элементы поверхности разрыва (стрелками показаны смещения, максимум которого равен 13.1 м, цветовой шкалой показана карта смещений на поверхности разрыва, в метрах); (б) – сравнение горизонтальных смещений на пунктах GPS (красные стрелки – измеренные смещения, синие – расчетные). Красные стрелки располагаются ниже синих стрелок и, поскольку качество подбора очень высокое, почти не видны. Максимальное смещение составляет 505.67 см. Показаны элементы поверхности разрыва, как на рис. 4а. В верхнем углу в пределах эллипса, масштаб стрелок увеличен в 5 раз; (в) и (г) – реальные и расчетные смещения в направлении на спутник по радарным снимкам спутника АЛОС-1, цвета точек – величины смещений, в см; (д) – сравнение измеренных (цветовая шкала) и вычисленных (изолинии) гравитационных аномалий с разрешением 96 сферических гармоник (мкГал).

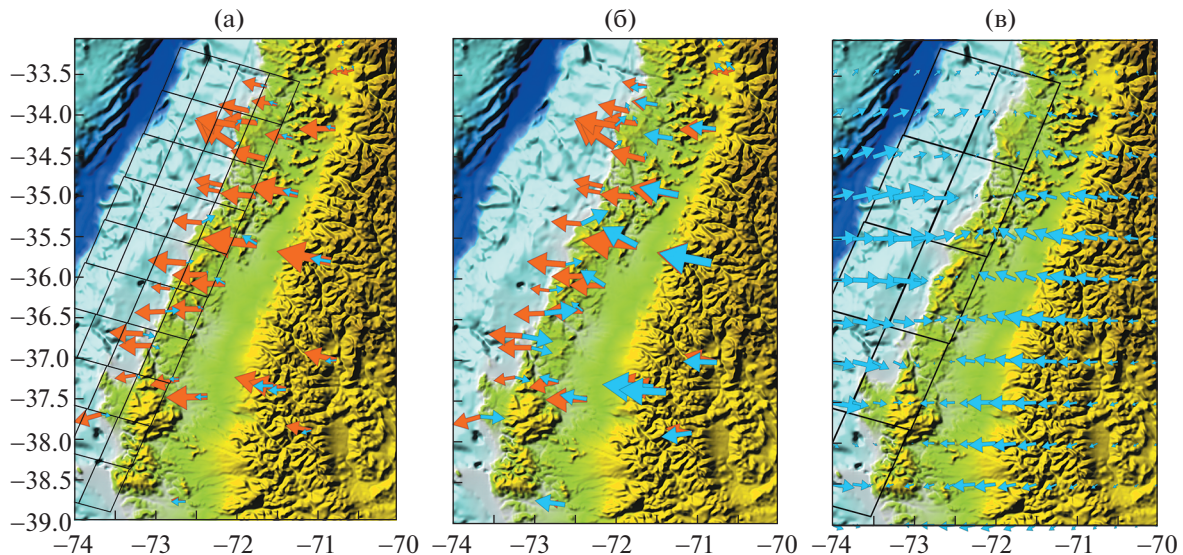


Рис. 5. Сравнение измеренных и расчетных горизонтальных смещений в результате процесса вязкоупругой релаксации с вязкостью 10^{18} Па·с (а), (в) и 2×10^{17} Па·с (б) с использованием построенной модели поверхности разрыва (показана на рис. 5а и 5в) на период в 484 дня (до 11.07.2011 г.) после землетрясения. Синие стрелки — расчетные смещения, красные стрелки — измеренные смещения на постоянной и временной сетях пунктов GPS согласно работе [Lin et al., 2013]. Максимальное измеренное смещение составляет 42 см. На рис. 5в приведены расчеты смещений (синие стрелки) на регулярной сетке для вязкости 10^{18} Па·с. Для наглядности масштаб стрелок уменьшен по сравнению с рис. 5а и рис. 5б.

стичь удастся. Во всей остальной области смещения резко различаются не только по величине, но и по направлению. Именно на сопоставлении данных о смещениях в дальних зонах основано заключение о низкой вязкости астеносферы в областях субдукции океан—океан в работах [Kogan et al., 2013; и др.].

В случае землетрясения Мауле-2010, в горах, на большом удалении от очаговой области, расчетные и измеренные смещения при вязкости астеносферы 2×10^{17} Па·с близки (рис. 5б). Однако объяснить наблюдаемые смещения за счет процесса релаксации напряжений в ближней к области разрыва зоне ни при каких значениях вязкости не удастся — смещения существенно отличаются и по амплитуде, и по направлению (рис. 5а, 5б). Поэтому нет оснований считать, что вязкость астеносферы в области землетрясения Мауле-2010 понижена.

На длительных временах, порядка нескольких десятилетий, после крупных землетрясений, когда смещения по разломам полностью прекращаются, процесс вязкоупругой релаксации начинает доминировать. При этом скорость постсейсмических смещений резко убывает. Так, в работе [Hu et al., 2006] показано, что регистрировавшиеся до землетрясения Мауле-2010 смещения пунктов GPS хорошо объясняются процессом вязкоупругой релаксации напряжений, возникших более чем 50 лет назад в результате землетрясения 1960 г. в Чили. Но при этом получена достаточно высокая оценка вязкости астеносферы равная 2.5×10^{19} Па·с. В результате и на больших временах нет необхо-

димости принимать гипотезу о низкой вязкости астеносферы в зонах субдукции.

В то же время, в работах [Vigny et al., 2011; Lin et al., 2013] построены модели постсейсмического крипа для землетрясения Мауле-2010, которые согласуются со всеми имеющимися данными. В частности, модель из работы [Lin et al., 2013] согласована с данными GPS и PCA-интерферометрии о постсейсмических смещениях. Смещения получены, в основном, по падению, при этом области постсейсмических смещений располагаются в нижней части поверхности разрыва и на ее продолжении до глубины в 60 км. Этот результат согласуется с полученными нами ранее результатами для Суматранского-2004 и Симуширского-2006 землетрясений. В первом случае, численная модель сейсмического цикла показала, что после Суматранского землетрясения область постсейсмического крипа могла достичь глубины в 60 км [Mikhailov et al., 2013]. Для Симуширского землетрясения было продемонстрировано существенное отличие реальных гравитационных аномалий и аномалий, рассчитанных для процесса вязкоупругой релаксации в предположении о низкой вязкости астеносферы [Михайлов и др., 2018]. Более того, активные смещения в районе Симуширского землетрясения начались примерно через 4–5 мес. после сейсмического события, что возможно в процессе развития постсейсмического крипа, но противоречит представлениям о процессе релаксации напряжений, который должен начаться сразу после землетрясения.

Представленная в работе новая модель поверхности разрыва для землетрясения Мауле-2010 в Чили хорошо согласуется с данным спутниковой геодезии, РСА-интерферометрии и спутниковой гравиметрии. Модель построена с применением метода регуляризации, позволяющего находить более однородное поле смещений на поверхности разрыва при угле подвижки, близком к заданному. В среднем смещения составляют 5 метров, при максимальном смещении 13.1 м. Смещения протягиваются южнее полуострова Арауко и достигают глубины в 42 км. Выполненное моделирование процесса вязкоупругой релаксации показывает, что этот процесс играл неглавную роль, а основные смещения следует связывать с постсейсмическим крипом. Поэтому принимать гипотезу о низкой вязкости астеносферы, как и в других областях зоны субдукции, в данном случае нет оснований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим Ф. Поллитца за предоставленное программное обеспечение Static1D и Visco1D. Гравитационные модели спутников GRACE, построенные центром CSR университета штата Техас, США, получены с сайта <http://icgem.gfz-potsdam.de/series>. Мы признательны Х. Tong и D. Sandwell за результаты расчета смещений по данным спутника АЛОС-1, загруженные на суперсайт <http://supersites.unavco.org/chile.php>

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Разработка метода регуляризации обратной задачи и фильтров, применяемых для сопоставления измеренных и расчетных гравитационных аномалий по моделям спутников GRACE, выполнена при финансовой поддержке Мегагранта Минобрнауки РФ 14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”. Работа по сбору и интерпретации данных, а также численное моделирование сейсмического и постсейсмического процессов для землетрясения Мауле-2010 в Чили выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00159).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // Вестник МГУ. Сер. Физика и астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г.) // Физика Земли. 2019. № 5. С. 56–60.
<https://doi.org/10.31857/S0002-33372019553-60>

Baba T., Hirata K., Hori T., Sakaguchi H. Offshore geodetic data conducive to the estimation of the afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 281–292.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.019>

Beck S., Barrientos S., Kausel E., Reyes M. Source characteristics of historic earthquake along the central Chile subduction zone // J. South Am. Earth Sci. 1998. V. 11. P. 115–129.
[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4)

Delouis B., Nocquet J.-M., Vallee M. Slip distribution of the February 27, 2010 $M_w = 8.8$ Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L17305.
<https://doi.org/10.1029/2010GL043899>

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P. 1–80.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>

Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // J. Geodynamics. 2020. V. 136.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722>

Han S., Sauber J., Pollitz F. Postseismic gravity change after the 2006–2007 great earthquake doublet and constraints on the asthenosphere structure in the central Kuril Island // Geophys. Res. Lett. 2016.
<https://doi.org/10.1002/2016GL068167>

Heki K., Matsuo K. Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L24306.
<https://doi.org/10.1029/2010GL045335>

Hsu Y.-J., Simons M., Avouac J.-P., Galetzka J., Sieh K., Chlieh M., Natawidjaja D., Prawirodirdjo L., Bock Y. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra // Science. 2006. V. 312(5782). P. 1921–1926.
<https://doi.org/10.1126/science.1126960>

Hu Y., Wang K., He J., Klotz J., Khazaradze G. Three-dimensional viscoelastic finite element model for postseismic deformation of the great 1960 Chile earthquake // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. B12403.
<https://doi.org/10.1029/2004JB003163>

Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Frymueller J.T. Rapid postseismic relaxation after the great 2006–2007 Kuril earthquakes from GPS observations in 2007–2011 // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 3691–3706.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50245>

Kusche J. Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models // J. Geodesy. 2007. V. 81(11). P. 733–749.

Lay T., Ammon C.J., Kanamori H., Koper K.D., Sufri O., Hutko A.R. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile ($M_w 8.8$) earthquake // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L13301.

Lin Y.-n. N., Sladen A., Ortega-Culaciati F., Simons M., Avouac J.-P., Fielding E., Brooks B., Bevis M., Genrich J., Rietbrock A., Vigny C., Smalley R., Socquet A. Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2013. V. 118. P. 3142–3159.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50207>

Lorito S., Romano F., Atzori S., Tong X., Avallone A., McCloskey J., Cocco M., Boschi E., Piatanesi A. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake // Nat. Geosci. 2011. V. 4. P. 173–177.

Miyazaki S., Segall P., Fukuda J., Kato T. Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional

- properties // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L06623.
https://doi.org/10.1029/2003GL019410
- Mikhailov V., Lyakhovsky V., Panet I., van Dinther Y., Diamant M., Gerya T., deViron O., Timoshkina E. Numerical modelling of postseismic rupture propagation after the Sumatra 26.12.2004 earthquake constrained by GRACE gravity data // *Geophysical J. International*. 2013. V. 194(2). P. 640–650.
https://doi.org/10.1093/gji/ggt145
- Moreno M., Melnick D., Rosenau M., Baez J., Klotz J., Oncken O., Tassara A., Chen J., Bataille K., Bevis M., Socquet A., Bolte J., Vigny C., Brooks B., Ryder I., Grund V., Smalley B., Carrizo D., Bartsch M., Hase H. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 321–322. P. 152–165.
https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006
- Ozawa S., Kaidzu M., Murakami M., Imakiire T., Hatanaka Y. Coseismic and postseismic crustal deformation after the Mw 8 Tokachi-oki earthquake in Japan // *Earth Planets Space*. 2004. V. 56(7). P. 675–680.
- Ozawa S., Nishimura T., Munekane H., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T. Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake Japan // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. B07404.
https://doi.org/10.1029/2011JB009120
- Perfettini H., Avouac J.P. Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B02304.
https://doi.org/10.1029/2003JB002488
- Perfettini H., Tavera, H., Kositsky A., Nocquet J.M., Bondoux F., Chlieh M., Sladen A., Audin L., Farber D., Soler P. Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust // *Nature*. 2010. V. 465(7294). P. 78–81.
https://doi.org/10.1038/nature09062
- Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14.
- Pollitz F.F. Gravitational-viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 17921–17941.
- Pritchard M.E., Simons M. An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111(B8). B08405.
https://doi.org/10.1029/2006JB004258
- Tong X., Sandwell D., Luttrell K., Brooks B., Bevis M., Shimada M., Foster J., Smalley Jr. R., Parra H., Baez Soto J.C., Blanco M., Kendrick E., Genrich J., Caccamise II D.J. The 2010 Maule, Chile earthquake: downslip rupture limit revealed by space geodesy // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L24311.
- Vigny C., Socquet A., Peyrat S., Ruegg J.C., Métois M., Madariaga R., Morvan S., Lancieri M., Lacassin R., Campos J., Carrizo D. et al. The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS // *Science*. 2011. V. 332(6036). P. 1417–1421.
https://doi.org/10.1126/science.1204132
- Wang L., Shum C.K., Simons F.J., Tassara A., Erkan K., Jekeli C., Braun A., Kuo Ch., Lee H., Yuan D. N. Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile, earthquake quantified by the inversion of GRACE observations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 335. P. 167–179.

On the Origin of the Postseismic Deformation Processes in the Region of the Maule, Chile Earthquake of February 27, 2010

V. O. Mikhailov^{a, b, *}, E. P. Timoshkina^a, V. B. Smirnov^{a, b},
S. A. Khairtdinov^a, and P. N. Dmitriev^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^bFaculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: mikh@ifz.ru

For the first time, a rupture surface model based on the combination of the data of satellite geodesy, InSAR, and satellite gravimetry is presented for the 2010 Maule earthquake, Chile. The model is constructed with the use of the regularization method that allows finding a uniform displacement field on a rupture surface provided that a slip angle is close to a given one. The displacements on the rupture surface are on average 5 m with a maximum displacement of 13.1 m. The rupture zone extends south of the Arauco Peninsula and reaches a depth of 42 km along the plate surface. The contribution in the observed postseismic displacements from the processes of viscoelastic relaxation of stresses that emerged in the lithosphere and upper mantle as a result of the earthquake is assessed by numerical modeling of this process using the constructed model of the seismic rupture. The surface displacement velocities mainly depend on the accepted viscosity value for the asthenosphere. The comparison of the calculated and measured displacements at a low viscosity of the asthenosphere shows that if the displacements were measured far from the rupture surface as it is the case with the earthquakes in the ocean–ocean subduction zone, the observed displacements can be accounted for by the process of viscoelastic relaxation with a low viscous asthenosphere. In the cases when there are data on the displacements above rupture surface, e.g., for the 2010 Maule earthquake, the observed displacements cannot be explained by the stress relaxation process in the near zone of the rupture at any values of viscosity: the displacements substantially differ both in amplitude and direction. At the same time, the postseismic creep models are fairly well consistent with the entire set of the existing data. Therefore, there is no need to assume the hypothesis of a low-viscous asthenosphere in the region of the 2010 Maule earthquake. Previously, we reached the similar conclusion based on the modeling results for the Sumatran earthquake of 2004, Simushir earthquakes of 2004 and 2006 and for a number of other large earthquakes in the subduction zones.

Keywords: February 27, 2010 earthquake in Maule (Chile), GPS, InSAR, gravity models, GRACE satellites, rupture surface model, viscoelastic stress relaxation, postseismic creep