

УДК 550.31

ОБ УПРУГИХ ДЕФОРМАЦИЯХ РАДИАЛЬНО НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ В ОЧАГОВОЙ ЗОНЕ

© 2012 г. М.С. Молоденский, Д.С. Молоденский

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

Рассчитаны поля смещений земной поверхности в районе г. Антофагаста в Центральных Андах (Чили) для набора моделей разлома, различающихся его ориентацией относительно внешней поверхности, протяженностью, а также ориентацией вектора Бюргерса относительно поверхности дислокаций. Для решения обратной задачи нахождения параметров очага по данным *GPS*-наблюдений использована параметризация задачи с коэффициентами, определяющими геометрию плоскости дислокации. В целях уменьшения количества независимых варьируемых параметров поверхность дислокаций, как и в работе [Молоденский, 2009], предполагалась плоской. Распределение модулей упругости с глубиной определялось в соответствии с континентальной моделью *PREM*. Для минимизации среднеквадратических невязок с данными наблюдений использовался метод наискорейшего спуска в пятимерном пространстве.

Ключевые слова: модели тектонического разлома, *GPS*-наблюдения.

Введение

В настоящее время существует большое количество работ, посвященных задаче установления параметров тектонического разлома по данным о смещении земной поверхности вблизи очага землетрясения [Fukushima, Kose, 2002; Bernard, Briole, 1997]. При определении геометрии поверхности разрыва и поля смещений на ней чаще всего используются решения для однородного полупространства, приведенные в работах [Okado, 1985, 1992]. Такой подход позволяет детально аппроксимировать поверхность разрыва системой плоскостей и определить векторы смещений для каждой из них, что делает возможным нахождение сложной геометрии и неоднородных полей смещений [Fialko, Simons, Agnew, 2001; Nissen et al., 2007; Barbot, Hamiel, Fialko, 2008]. Однако приближение однородного полупространства не всегда является достаточно точным. В данной работе проведено сравнение результатов, полученных в рамках модели однородного полупространства и самогравитирующей неоднородной сферической модели Земли.

Модель сферической (в том числе сферически неоднородной) Земли исследовалась в [Sun, Okubo, 1993; Piersanti, et al., 1995; Sabadini, Piersanti, Spada, 1995; Pollitz, 1996, 1997]. Нами решались уравнения упруго-гравитационного равновесия неоднородной среды в форме Герглотца с гидростатическим распределением начальных напряжений. При решении уравнений упругости использовался аппарат функций Грина, основанный на свойствах самосопряженности (эрмитовости) линейного оператора, определяющего сумму упругих и гравитационных сил на элемент объема среды (в частном случае однородной негравитирующей среды без начальных напряжений условие самосопряженности сводится к теореме взаимности Бетти) [Молоденский, 2009]. Применение аппарата функций Грина позволяет свести решение задачи к вычислению интегралов от свертки функции Грина и вектора дислокаций на поверхности разлома, исключая тем самым неустойчивость численных решений, возникающую при прямом

численном интегрировании трехмерных уравнений упругости методами конечных разностей или конечных элементов.

В работе [Hreinsdottir et al., 2003] представлены результаты обработки GPS-данных с 232 точек наблюдения в США и Канаде, расположенных вблизи эпицентра землетрясения 2002 г., произошедшего в Национальном парке Денали (Аляска, США) с магнитудой 7.9. Обратная задача по определению вектора Бюргерса, определяющего разрыв вектора смещений на противоположных берегах разлома для этого землетрясения, по смещению поверхности Земли решалась при постоянном значении угла между плоскостью разлома и поверхностью Земли. Значение этого угла на глубине от 0 до 2 км было определено по данным геологических полевых измерений [Crone et al., 2004]; на глубине от 2 до 9 км – по сейсмическим данным [Ratchkovski et al., 2003]. Результаты исследований говорят о возможности однозначного определения вектора Бюргерса как функции координат на поверхности дислокации.

Тектонический разлом в окрестностях г. Антофагаста в Центральных Андах (Чили) – пример достаточно хорошо исследованного объекта, в окрестностях которого проводится непрерывный и весьма детальный геодезический мониторинг. Результаты этого мониторинга имеют значение не только для геологического и геофизического изучения данного региона, но и для решения более общей задачи – определения возможностей поиска параметров очага землетрясения по данным о современных движениях земной коры. В работе [Klotz, Angermann, 1999] на основе сравнения результатов компьютерного моделирования с данными GPS-наблюдений до и после одного из сильнейших Чилийских землетрясений 1995 г. (с магнитудой 8.0), была построена детальная модель разлома, включая распределение на его поверхности вектора Бюргерса.

Несмотря на достигнутое в названных выше работах хорошее соответствие вычисленных смещений земной поверхности наблюдаемым, поставленный в них вопрос определения параметров разлома нельзя считать решенным – представленные авторами результаты не позволяют сделать какие-либо выводы о сходимости метода оптимизации при решении обратной задачи. Устойчивость оценки параметров при решении аналогичных обратных задач исследовалась в [Михайлов и др., 2010].

На основе полученных ранее общих соотношений [Молоденский, 2009] были рассчитаны поля смещений поверхности в районе г. Антофагаста для достаточно большого числа моделей разлома. Модели различаются ориентацией разлома относительно внешней поверхности, его протяженностью, а также ориентацией вектора Бюргерса относительно поверхности дислокаций. Для решения обратной задачи определения параметров очага по данным GPS-наблюдений выполнялась параметризация задачи с коэффициентами, определяющими геометрию плоскости дислокации. В целях уменьшения количества независимо варьируемых параметров поверхность дислокаций, как и в работе [Молоденский, 2009], считалась плоской. Распределение модулей упругости с глубиной задавалось в соответствии с континентальной моделью PREM.

При аппроксимации поверхности разлома одной плоскостью геометрия очага определяется девятью параметрами: углами падения и простирания плоскости разрыва, двумя параметрами вектора смещений в плоскости разрыва (ориентацией и модулем), глубиной одной из ее точек (угла или середины ребра), двумя географическими координатами одной из точек (также угла или середины ребра) и двумя размерами – по падению и по простиранию. Однако данные GPS-наблюдений в исследуемом районе свидетельствуют о том, что векторы смещений складываются из регулярной части, ориентированной в одном направлении, и нерегулярной, имеющей хаотическую ориентацию. Вторая из названных частей нами при расчетах во внимание не принималась. Поэтому количество независимо варьируемых параметров уменьшилось до пяти: двух величин

(x_1, x_2) , определяющих амплитуду вектора Бюргерса и его ориентацию относительно плоскости дислокаций; двух параметров (x_3, x_4) , определяющих ориентацию плоскости дислокаций относительно плоскости земной поверхности (направление линии пересечения этих плоскостей относительно сторон света и угол между ними), и параметра x_5 , характеризующего глубину разлома. Для минимизации среднеквадратических невязок с данными наблюдений использовался метод наискорейшего спуска в пятимерном пространстве $x_1 \dots x_5$.

Основные соотношения

В работе [Молоденский, 2009] основное внимание было сосредоточено на анализе простейшей модели упругого однородного и негравитирующего полупространства с плоским произвольно ориентированным разломом. Для детального сопоставления наблюдаемых и теоретических компонент вектора упругих смещений на земной поверхности эта модель непригодна и должна быть заменена более общей моделью неоднородной среды с заданным полем начальных напряжений.

Ниже мы будем исходить из уравнений Лява, основанных на предположении о малости девиаторных напряжений по сравнению с гидростатическими начальными напряжениями [Ляв, 1935]:

$$\begin{aligned} \vec{L}(\vec{u}, R) &= 0; \\ \Delta R &= 4\pi G \nabla \cdot (\rho \vec{u}), \end{aligned} \quad (1a)$$

где

$$\begin{aligned} \vec{L}(\vec{u}, R) &= \rho (\nabla(R_0 + (\vec{u}, \nabla W)) - (\nabla \cdot \vec{u}) \nabla W) + \nabla \cdot \sigma; \\ \sigma_{ik} &= \lambda (\nabla \cdot \vec{u}) \delta_{ik} + \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right). \end{aligned} \quad (1b)$$

Кроме того, будем пренебрегать горизонтальными неоднородностями плотности и модулей упругости, полагая, что эти параметры являются функциями только глубины.

В соотношениях (1) $(\vec{u}, R)$ – вектор смещений и изменение гравитационного потенциала при упругих деформациях, σ_{ik} – тензор упругих напряжений, W – невозмущенный деформациями потенциал гравитационного поля, (ρ, λ, μ) – плотность и параметры Ламе, δ_{ik} – символ Кронекера, G – гравитационная постоянная.

Эффекты сферичности Земли во всех случаях малы, однако при расчетах для более полного учета эффектов упругих деформаций нижней мантии и упругого прогиба границы “жидкое ядро–мантия” будут использоваться стандартные модели сферической Земли, в частности, модель PREM [Masters, Widmer, 1995].

Для расчета упругих деформаций в очаговой зоне будут использоваться модели очага, определяемые формой и ориентацией поверхности дислокаций, а также величиной и направлением касательного к этой поверхности вектора дислокаций – вектора Бюргерса. В модельных расчетах на первом этапе поверхность дислокаций будет приниматься плоской, однако все приводимые ниже соотношения пригодны и в общем случае неплоской поверхности. Мы будем рассматривать модели как с постоянным (не зависящим от пространственных координат) вектором Бюргерса, так и с более сложной искривленной поверхностью дислокаций.

В зависимости от ориентации поверхности и вектора дислокаций различают компоненты смещения на разломе в глубину и по простиранию, для которых вектор дислокаций ориентирован, соответственно, перпендикулярно или параллельно линии пересечения поверхности разлома с земной поверхностью. Далее рассматривается слу-

чай произвольной ориентации поверхности дислокаций, который в рамках линейной модели описывается линейной комбинацией решений с разломом в глубину и по простиранию.

Общий вид решений уравнений упруго-гравитационного равновесия среды в сфере со сферически симметричным распределением модулей упругости и плотности определяется формулой Лява [Ляв, 1935]:

$$\vec{u} = \sum_{n,k} (\vec{S}_n^k + \vec{T}_n^k), \quad (1b)$$

$$R = \sum_{n,k} R_n^{(k)}(r) y_n^k, \quad (1r)$$

где

$$\vec{S}_n^k = f_1^{(n)}(r) \vec{e}_r y_n^k + \frac{r^2}{n(n+1)} f_2^{(n)}(r) \nabla y_n^k - \quad (1d)$$

сфероидальные векторные сферические гармоники;

$$\vec{T}_n^k = g^{(n)}(r) \vec{e}_r \times \nabla y_n^k - \quad (1e)$$

тороидальные векторные сферические гармоники; y_n^k – сферические функции; $f_i^{(n)}(r)$, $g^{(n)}(r)$ – функции только радиуса, которые в случае идеально упругой среды определяются системой обыкновенных дифференциальных уравнений

$$f_i' = \sum_{k=1}^6 a_{ik} f_k \quad (2a)$$

с коэффициентами

$$\begin{aligned} a_{11} = -a_{66} &= \frac{-2\lambda}{r(\lambda + 2\mu)}; & a_{12} = -a_{56} &= \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu}; \\ a_{16} &= \frac{1}{r^2(\lambda + \mu)}; & -a_{21} = a_{65} &= \frac{-n(n+1)}{r^2}; \\ a_{31} = -a_{64} &= 4\pi G\rho; & -a_{33} = a_{44} &= \frac{n+1}{r}; \\ a_{34} &= \frac{4\pi G}{r^2}; & a_{41} = a_{63} &= (n+1)\rho r; \\ a_{42} = a_{53} &= -\rho r^2; & a_{51} = a_{62} &= -\rho r^2 W' - 2\mu r \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + 2\mu} \\ a_{52} &= 2\mu r^2 \left(\frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} - \frac{1}{n(n+1)} \right); & a_{61} &= 4\rho r W' + 4\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + 2\mu}. \end{aligned} \quad (2b)$$

Для построения функции Грина необходимо выразить определяемые обыкновенными дифференциальными уравнениями функции (2a) через комбинации дельта-функции:

$$\tilde{\sigma}_{ik} n_k|_S = G_i^{(j)}(x-x', y-y') = \begin{cases} \vec{e}_x \delta(x-x') \delta(y-y') & \text{при } j=1 \\ \vec{e}_y \delta(x-x') \delta(y-y') & \text{при } j=2 \\ \vec{e}_z \delta(x-x') \delta(y-y') & \text{при } j=3 \end{cases} \quad (2b)$$

(орты $\vec{e}_x, \vec{e}_y$ ориентированы в плоскости, касательной к поверхности Земли (x, y) ; $\vec{e}_z$ – вдоль вертикально вверх направленной оси z).

Вычитая из условия статического равновесия среды после землетрясения условие ее равновесия до него, можно представить граничную задачу для радиально и лате-

радно неоднородной среды, ограниченной произвольными внешней поверхностью S и поверхностью дислокаций Σ , в виде

$$L_i(\vec{u}, R) = 0 \quad (3a)$$

при граничных условиях

$$\sigma_{ik} n_k|_S = 0, \quad (3б)$$

$$(u_k^{(1)} - u_k^{(2)})|_\Sigma = b_k. \quad (3в)$$

Здесь $u_k^{(1)}$ и $u_k^{(2)}$ – k -компонента вектора смещений на противоположных берегах поверхности дислокаций; b_k – k -компонента вектора дислокаций; по повторяющимся индексам производится суммирование.

Общие формы решений граничных задач (1a)–(3в) можно найти, если вычислить соответствующий им вид функции Грина. С этой целью удобно использовать теорему взаимности Бетти, согласно которой для двух любых решений граничной задачи σ_{ik}, u_i и $\tilde{\sigma}_{ik}, \tilde{u}_i$, соответствующих различным граничным условиям на поверхностях S и Σ , выполняется тождество

$$\int_S (\tilde{\sigma}_{ik} u_i - \sigma_{ik} \tilde{u}_i) n_k dS + \int_\Sigma \delta u_i \tilde{\sigma}_{ik} n_k d\Sigma = 0.$$

Как было показано в [Молоденский, 2009], в частном случае однородной среды без начальных напряжений из этой формулы следует соотношение между искомыми компонентами вектора упругих перемещений на внешней земной поверхности $u_j(x', y')$ и компонентами вектора Бюргерса b_i на поверхности дислокаций Σ :

$$u_j(x', y') = - \int_\Sigma b_i \tilde{\sigma}_{ik}^{(j)} n_k d\Sigma, \quad (4)$$

где $\tilde{\sigma}_{ik}^{(j)}$ – тензор упругих напряжений, создаваемых δ -образной единичной силой, приложенной к точке внешней земной поверхности (x', y') в направлении орта $\vec{e}_j$.

Покажем, что, если переопределить $\tilde{\sigma}_{ik}^{(j)}$ как решение более общей граничной задачи (1), (2), то соотношение (4) можно использовать и при рассмотрении деформаций под действием упруго-гравитационных сил при гидростатических начальных напряжениях.

Наряду с полем смещений u введем вспомогательные решения той же граничной задачи (1), (2), но соответствующие однородным граничным условиям на поверхности Σ и неоднородным на поверхности S :

$$\vec{L}_i(\vec{u}, R) = 0; \quad (5a)$$

$$\tilde{\sigma}_{ik} n_k|_S = g_i^{(j)}(x, y), \quad (5б)$$

где $g_i(x, y)$ – три произвольные функция декартовых координат (x, y) ;

$$\delta \tilde{u}_k|_\Sigma = (\tilde{u}_k^{(1)} - \tilde{u}_k^{(2)})|_\Sigma = 0; \quad (5в)$$

$$\delta \tilde{\sigma}_{ik}|_\Sigma = (\tilde{\sigma}_{ik}^{(1)} - \tilde{\sigma}_{ik}^{(2)})|_\Sigma = 0. \quad (5г)$$

Умножив (3a) скалярно на вектор $\vec{u}$ и проинтегрировав результат по объему, получим

$$\int_V \vec{u}_i \vec{L}_i(\vec{u}, R) dV = 0, \quad (6a)$$

где σ_{ik} определяется соотношениями (2б), (2в); $u_i = u_i^{(+)} - u_i^{(-)}$. Аналогично, умножив (5а) на u_i , после интегрирования результата по объему будем иметь

$$\int_V u_i L_i(\tilde{u}, R) dV = 0. \quad (6б)$$

Вычитая (6а) из (6б), интегрируя по частям и используя формулу Гаусса, найдем:

$$\begin{aligned} & \int_V (u_i (\tilde{\sigma}_{ik} / \partial x_k) - \tilde{u}_i (\partial \sigma_{ik} / \partial x_k)) dV = \\ & = \int_V (\partial (\tilde{\sigma}_{ik} u_i - \sigma_{ik} \tilde{u}_i) / \partial x_k - \tilde{\sigma}_{ik} \partial u_i / \partial x_k + \sigma_{ik} \partial \tilde{u}_i / \partial x_k) dV = \\ & = \int_S (\tilde{\sigma}_{ik} u_i - \sigma_{ik} \tilde{u}_i) n_k ds + \int_{\Sigma} (\tilde{\sigma}_{ik}^{(1)} u_i^{(1)} - \sigma_{ik}^{(1)} \tilde{u}_i^{(1)} - \tilde{\sigma}_{ik}^{(2)} u_i^{(2)} - \sigma_{ik}^{(2)} \tilde{u}_i^{(2)}) n_k ds + \\ & + \int_V (\sigma_{ik} \partial \tilde{u}_i / \partial x_k - \tilde{\sigma}_{ik} \partial u_i / \partial x_k) dV = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

Используя для σ_{ik} и $\tilde{\sigma}_{ik}$ выражения (1б), (5г), легко видеть, что объемный интеграл в соотношении (7) обращается в нуль.

Подставив граничные условия (2в) в (7) и учитывая условия отсутствия внешних сил (3б) для решения $\tilde{u}$ на внешней поверхности S , получим формулу (4), показав, что она также применима для решения граничной задачи (1), (2).

Результаты численного моделирования

Как показывают численные эксперименты, решения граничной задачи (2а)–(2в) для реальной модели Земли существенно отличаются от тех же решений для задачи с однородными модулями. Для иллюстрации этих различий на рис. 1 представлены отношения входящих в соотношения (1) функций $f_1^{(n)}, f_2^{(n)}$, определяемых решениями граничных задач (1а)–(3в) для континентальной модели *PREM* и для однородного упругого полупространства (решения Буссинеска). Для решения Буссинеска значения плотности и скоростей продольных и поперечных волн принимались равными средним значениям для мантии: $\bar{\rho} = 5.5 \text{ г/см}^3$, $\bar{V}_p = 10 \text{ км/с}$, $\bar{V}_s = 5 \text{ км/с}$.

Как видно из рисунков, наибольшие различия возникают в коре и верхней мантии (при значениях безразмерного радиуса $r \sim 1 - 1/n$) и при достаточно высоких порядках сферических функций n , определяющих значения функций Грина при горизонтальных и вертикальных расстояниях от очага порядка r/n .

Численные расчеты показали, что для коровых землетрясений различия в полях смещения земной поверхности для моделей с однородными и неоднородными модулями упругости достигают 30–40%, а для мантийных – 100%. Эти результаты говорят о гораздо более высокой достоверности обратной задачи (определения параметров разлома по *GPS*-измерениям) с использованием подхода, описанного в данной работе, по сравнению с использованными ранее.

В качестве примера можно привести алгоритм решения обратной задачи определения параметров разлома, не учитывающий распределения модулей упругости из работы [Hreinsdottir et al., 2003], который был апробирован следующим образом. Задавалось искусственное распределение вектора Бюргерса по разлому; решалась прямая задача по определению смещения земной поверхности; после этого решалась обратная задача. При сравнении полученного распределения вектора Бюргерса по разлому с первоначально заданным наблюдалось их хорошее совпадение. Однако при решении и прямой, и обратной задач не учитывалась неоднородность модулей упругости, в результате чего ошибки метода компенсировали друг друга.

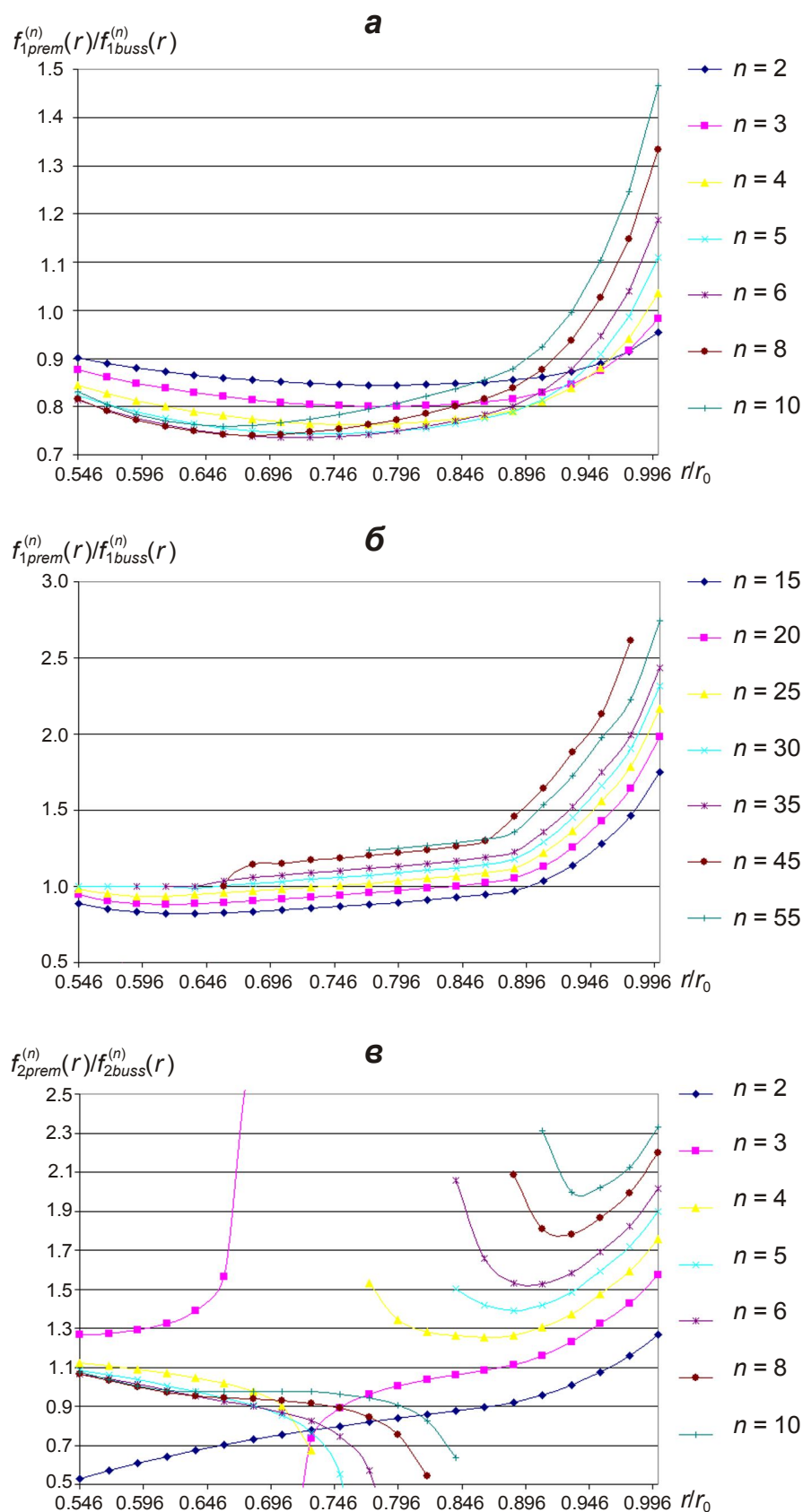


Рис. 1. Отношения функций $f_1^{(n)}, f_2^{(n)}$, входящих в соотношения (1) и определяемых решениями граничных задач (2), при $j=3$ (а, б) и $j=1$ (в) для континентальной модели *PREM* и для однородного упругого полупространства (решения Буссинеска)

Для задачи (1)–(2) по определению параметров разлома с использованием данных *GPS*-наблюдений приближение однородных модулей упругости приведет к ошибкам 30–40%.

Описанная в предыдущем разделе модель была использована при определении параметров разлома вблизи г. Антофагаста в Центральных Андах (Чили) [Klotz, Angermann, 1999]. Для апробации модели было использовано поле смещения земной поверхности в результате 8-балльного Чилийского землетрясения 1995 г., измеренное при помощи сети *GPS*-станций. Причин, по которым были выбраны именно эти *GPS*-данные, было несколько. Во-первых, требовалась достаточно густая сеть *GPS*-станций; во-вторых, было необходимо достаточно высокое значение магнитуды землетрясения для обеспечения высокой относительной точности *GPS*-данных. И, наконец, поскольку одной из целей данной работы было сравнение параметров разломов, полученных с использованием стандартных моделей, и результатов, полученных при помощи алгоритма, учитывающего неоднородность модулей, было важно, чтобы разлом был достаточно хорошо исследован.

На рис. 2 представлено сечение пятимерной области среднеквадратичного отклонения данных *GPS*-наблюдений от смоделированного поля смещения поверхности тремя областями – $x_2 = \text{const}$, $x_3 = \text{const}$, $x_5 = \text{const}$. Параметры x_2, x_3, x_5 фиксировались равными оптимальным значениям, полученным с помощью метода градиентного спуска.

Интенсивность заливки отвечает значениям среднеквадратичного отклонения относительно минимального (в процентах). Области без заливки соответствуют значениям угла и смещения разлома, при которых рассматриваемые среднеквадратичные отклонения в 10 раз превышают минимальное отклонение. Для области с самой темной заливкой среднеквадратичное отклонение не превышает 30% от минимального. Величина смещения разлома с вероятностью 60% находится в пределах 4.2 ± 0.9 м, а угол его наклона к горизонту с той же вероятностью 60% лежит в области $85 \pm 7^\circ$.

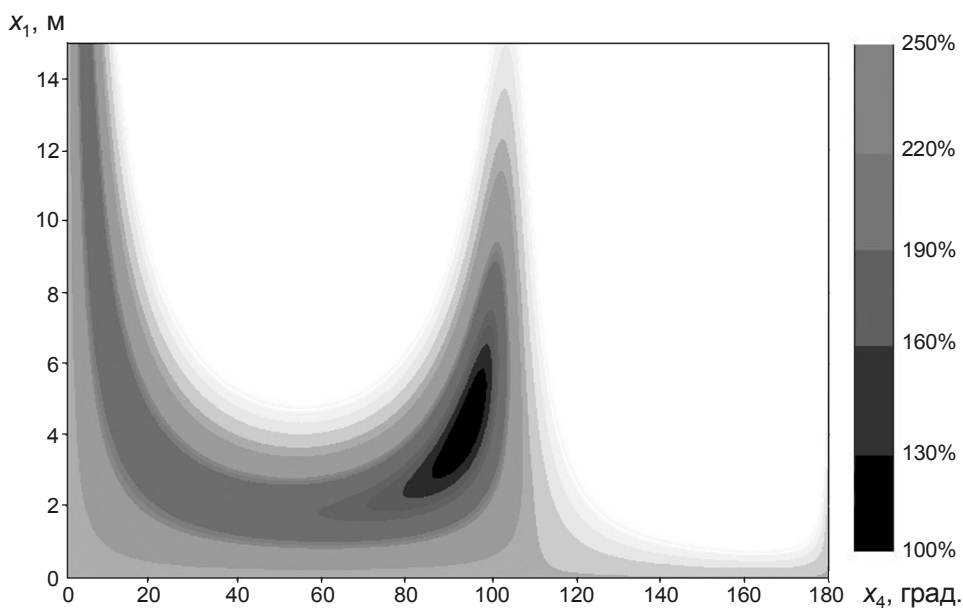


Рис. 2. Сечение пятимерной области среднеквадратичного отклонения данных *GPS*-наблюдений от смоделированного поля смещения поверхности областями $x_2 = \text{const}$, $x_3 = \text{const}$, $x_5 = \text{const}$

На рис. 3 изображено горизонтальное смещение земной поверхности как функция расстояния до разлома, рассчитанное для оптимизированных параметров разлома (кружки), а также данные *GPS*-наблюдений (крестики). Можно видеть достаточно хорошее совпадение сопоставляемых данных на расстояниях более 300 км от разлома и большой разброс измеренных смещений вблизи него. По всей видимости, большие отклонения связаны с неоднородностями в верхних слоях земной коры, а также наличием вторичных разломов вблизи основного.

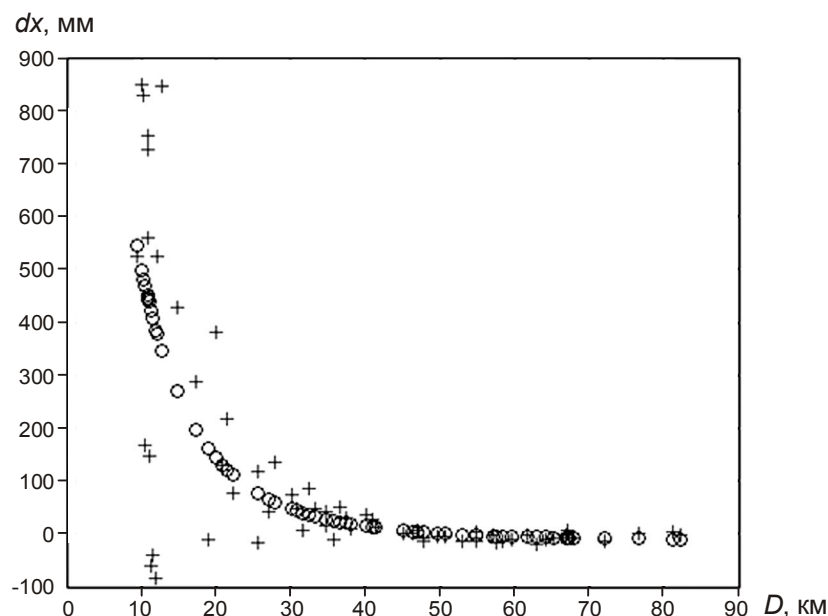


Рис. 3. Горизонтальные смещения земной поверхности по данным *GPS*-измерений (крестики) и рассчитанные для оптимизированных параметров разлома (кружки) как функция расстояния до разлома. Вертикальная ось – смещения земной поверхности dx , мм; горизонтальная – расстояние от точки наблюдения до разлома D , км

Заключение

В результате решения обратной задачи методом минимизации квадратичного отклонения получены параметры, характеризующие тектонический разлом вблизи г. Антофагаста, Центральные Анды (Чили). Определен вектор Бюргерса на поверхности разлома землетрясения 1995 г. Полученные значения вектора, угол падения и глубина разлома достаточно хорошо соответствуют результатам, представленным в других работах, авторы которых не учитывали неоднородность модулей упругости в земной коре. Их отличие от результатов, описанных в [Klotz, Angermann, 1999], объясняется влиянием неоднородности модулей упругости в земной коре.

Достаточно широкая область допустимых параметров разлома (см. рис. 2), объясняемая большим разбросом величин смещения поверхности (см. рис. 3), не позволяет определить величину разлома с точностью более 21%, а угол падения разлома – с точностью более 9%.

Использование представленного в работе метода для определения вектора Бюргерса на поверхности разлома и определения ее формы с использованием существующих *GPS*-данных не представляется возможным.

Разработанная модель применима в случае, когда измеренная при помощи *GPS* зависимость смещения земной поверхности от расстояния до разлома, имеет малую дисперсию. Можно предположить, что дисперсия значительно снизится, если все точки

GPS-измерений будут находиться на одной прямой, исключая влияние неоднородностей коры вдоль линии пересечения поверхности разлома с земной поверхностью. При достаточно малой дисперсии смещений также возможна постановка задачи по вычислению распределения модулей упругости вблизи разлома при помощи разработанной модели.

Благодарности

Авторы благодарны рецензенту журнала “Геофизические исследования” за полезные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (научный проект № 12-05-31012).

Литература

- Ляв А. Математическая теория упругости. М.: Мир, 1935. 675 с.
- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шатино Н., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Изв. РАН. Физика Земли. 2010. № 2. С.3–16.
- Молоденский М.С. Модели упругих смещений поверхности в очаговых зонах // Физика Земли. 2009. № 9. С.107–112.
- Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 M_w 7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology // J. Geophys. Res. 2008. N 113, doi:10.1029/2007JB005063.
- Bernard P., Briole P. The M_s =6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift // J. Seismol. 1997. V. 1, N 2. P.131–150.
- Fialko Y., Simons M., Agnew D. The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 999 M_w 7.1 Hector Mine earthquake, southern California, from space geodetic observations // Geophys. Res. Lett. 2001. N 28. P.3063–3066.
- Fukushima Y., Kose O. Attenuation characteristics of peak ground acceleration from fault of the 1999 Kocaeli (Turkey) earthquake and comparison of spectral acceleration with seismic design code // J. Seismol. 2002. V. 6, N 3. P.379–396.
- Hreinsdóttir S., Freymueller J.T., Fletcher H.J., Larsen C.F., Bürgmann R. Coseismic slip distribution of the 2002 M_w 7.9 Denali fault earthquake, Alaska, determined from GPS measurements // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. P.1670, doi: 10.1029/2003GL017447.
- Crone A.J., Personius S.F., Craw P.A., Haeussler P.J., Staft L.A. The Susitna Glacier thrust fault-characteristics of ruptures that initiated the 2002 Denali fault earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2004. V. 94 (6B). P.5–22.
- Klotz J., Angermann D. GPS – derived deformation of the central Andes including the 1995 Antofagasta M_w =8.0 earthquake // Pure Appl. Geophys. 1999. V. 154. P.709–730.
- Masters T.G., Widmer R. Free oscillations: Frequencies and Attenuations // Global Earth Physics A Handbook of Physical Constants AGU Reference Shelf. 1995. P.104–125.
- Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J. Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes – dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India–Eurasia collision zone // Geophys. J. Int. 2007. N 169. P.216–232.
- Okado Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1985. V. 75. P.1135–1154.
- Okado Y. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1992. V. 82, N. 2. P.1018–1040.
- Piersanti A., Spada G., Sabadini R., Bonafede M. Global post-seismic deformation // J. Geophys. Res. 1995. N 120. P.544–566.

- Pollitz F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. N 125. P.1–14.
- Pollitz F.* Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. N 102. P.17.921–17.941.
- Ratchkovski N.A., Hansen A., Stachnik J.C., Cox T., Fox O., Rao L., Clark E., Lafeyers M., Estes S., MacCormack J.B., Williams T.* Aftershock sequence of the MW 7.9 Denali, Alaska, earthquake of 3 November 2002 from regional seismic network data // *Seismol. Res. Lett.* 2003. V. 74. P.743–752.
- Sabadini R., Piersanti A., Spada G.* Toroidal/poloidal partitioning of global post-seismic deformation // *Geophys. Res. Lett.* 1995. N 21. P.985–988.
- Sun W., Okubo S.* Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in spherical Earth. I. Theory for a point dislocation // *Geophys. J. Int.* 1993. N 114. P.569–592.

Сведения об авторах

МОЛОДЕНСКИЙ Михаил Сергеевич – кандидат физико-математических наук, научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995б ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499)340-27-25. E-mail: molodenskiy@mail.ru

МОЛОДЕНСКИЙ Дмитрий Сергеевич – аспирант, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(495)438-05-17. E-mail: molodensky2008@rambler.ru

ON THE RADIALLY HETEROGENEOUS MEDIA ELASTIC DEFORMATION WITHIN SOURCE ZONES

M.S. Molodenskiy, D.S. Molodenskiy

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

Abstract. Surface displacement fields in the area of the city of Antofagasta in the Central Andes are calculated for a set of models of the fault zone differing by the fault orientation, extent, and orientation of Burgers' vector. For the solution of the inverse problem of definition of the source zone parameters according to GPS-data, the 5-dimensional parameterization of the fault plane is used. In order to reduce the amount of independently varied parameters, the fault plane is assumed flat. The distribution of elasticity modules by depth is defined accordingly to continental model PREM. To minimize the mean square deviations between observed and theoretical data the method of the quickest release in five-measured space is used.

Keywords: models of a tectonic source zones, GPS-data.