

IV. ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ РАЧИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1991 ГОДА. I. ЛОКАЛЬНЫЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ

Ж.Я. Аптекман¹, С.С. Арефьев¹, О.Д. Воевода², О.О. Эртелева¹

¹Объединенный институт физики Земли Российской академии наук, Москва

²Международный институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики Российской академии наук, Москва

Проведен анализ локального и интегрального описания сейсмотектонических деформаций. Выявлена связь локальных и интегральных характеристик движения поверхности Земли. В качестве примера приведены локальные перемещения, вызванные как основным толчком, так и некоторыми из его сильнейших афтершоков в эпицентральной области Рачинского землетрясения 1991 года в Грузии.

SEISMOTECTONIC MOVEMENT IN THE EPICENTRAL ZONE OF 1991 RACHA EARTHQUAKE. I. LOCAL DISPLACEMENTS

J.Y. Aptekman¹, S.S. Arefiev¹, O.D. Voevoda², O.O. Erteleva¹

¹United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow

²International Institute of Earthquake Prediction Theory
and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow

The paper discusses local and integral methods for description of seismotectonics deformations. Geodynamical applications of these methods are also discussed in the case epicentral region of 1991 Rasha earthquake.

Введение

Исследование процесса квазистатического деформирования земной коры с помощью имеющихся в ней разрывов сплошности представляет интерес для многих задач геофизики. Установление связи характеристик погребенных разрывов с экспериментально измеряемыми перемещениями и деформациями участков земной коры необходимо для исследования связи сейсмичности с современными движениями земной коры [1, 2].

В этих исследованиях наиболее отчетливо выявились два направления. Одно из них условимся называть локальной сейсмотектоникой, а другое – интегральной. В силу сложности реальной ситуации оба перечисленных направления основаны на некоторых модельных представлениях о природе сейсмического процесса и строении среды, в которой этот процесс реализуется.

Общим для обоих направлений является представление об очаге землетрясения как о движущемся разрыве сплошности материала земной коры [3–5]. Разрыв характеризуется координатами его гипоцентра, ориентацией плоскости разрыва в пространстве и так называемым сейсмическим моментом разрыва. Последний пропорционален произведению площади разрыва на средний скачок перемещений на разрыве. Предполагается, что после остановки разрыва скачок перемещений на нем не обращается в ноль.

Это предположение подтверждено непосредственными наблюдениями в эпицентральных зонах сильных землетрясений, что позволило развить методы определения тензора сейсмического момента очага землетрясения [6]. Предположение о наличии остаточного скачка перемещений также позволило сформулировать задачу о связи сейсмичности с современными движениями земной коры [5, 7–9]. При этом выявились упомянутые выше два направления.

В настоящей работе сделана попытка анализа этих направлений и их возможного синтеза с целью получения дополнительной информации для исследования эволюции сейсмотектонических процессов в эпицентральных зонах сильных землетрясений.

1. Постановка задачи

Рассмотрим некоторый объем V земной коры, который выделен в полупространстве. Этот объем ограничен поверхностью S , часть которой совпадает с плоской дневной поверхностью.

Введем декартову систему координат $\{0, x_1, x_2, x_3\}$. Координатная плоскость $\{0, x_1, x_2\}$ совпадает с дневной поверхностью S_3 , а область

$x_3 > 0$ занята материалом полупространства. Под поверхностью S_3 расположены непересекающиеся разрывы сплошности с гладкими поверхностями $S^{(\nu)}$ ($\nu = 1, 2, \dots, N$) (рис.1). Поверхности S_3 и $S^{(\nu)}$ не имеют общих точек.

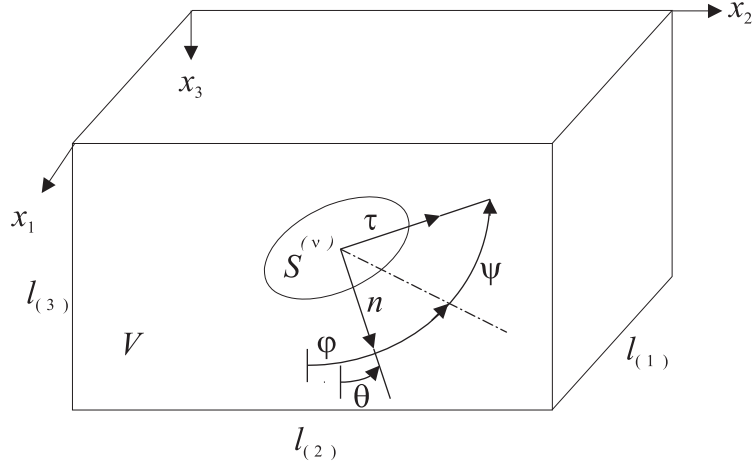


Рис. 1. Разрыв в полупространстве. (Обозначения в тексте)

Пусть поверхность S_3 незагружена, деформации материала полупространства малы, а массовые силы отсутствуют. Материал полупространства будем считать упругим, однородным и изотропным. На поверхностях разрывов $S^{(\nu)}$ вектор напряжений непрерывен, а вектор перемещений имеет скачки, которые являются функциями координат точек на $S^{(\nu)}$ и могут зависеть от напряженного состояния полупространства.

Характеристики напряженно-деформированного состояния полупространства удовлетворяют известным уравнениям равновесия и граничным условиям на S_3 и $S^{(\nu)}$:

$$\begin{aligned} (\lambda + \mu)U_{j,ji} + \mu U_{i,jj} &= 0, \\ \sigma_{i3}n_3 &= 0 \quad \text{на } S_3, \\ [\sigma_{ij}n_j]^{(\nu)} &= 0, \quad [U_i]^{(\nu)} = b_i^{(\nu)} \quad \text{на } S^{(\nu)}. \end{aligned} \quad (1)$$

В формулах (1) $i, j = 1, 2, 3$; σ_{ij}, U_i, b_i и n_j — соответственно, компоненты тензора напряжений, вектора перемещений, его скачков и единичных нормалей к поверхностям S_3 и $S^{(\nu)}$; λ, μ — коэффициенты Ламе материала полупространства. По допустимым значениям повторяющихся индексов производится суммирование; запятая между индексами обозначает частную производную по соответствующей координате, а квадратные скобки — скачок заключенной в них величины.

Соотношения (1) исчерпывают постановку задачи о равновесии напряженного упругого однородного изотропного полупространства с заглубленными разрывами сплошности. Эти же соотношения позволяют определить как локальные, так и интегральные характеристики деформированного (или напряженного) состояния объема.

2. Локальные перемещения полупространства

Для простоты примем, что поверхность каждого из разрывов является плоской, вектор скачка перемещений принадлежит плоскости разрыва, а его величина и направление неизменны на этой плоскости. В этом случае плотность тензора сейсмического момента разрыва равна [9]

$$m_{kl} = \mu b(\tau_k n_l + \tau_l n_k), \quad (2)$$

где $b = |\vec{b}|$, а $\tau_k = \vec{b}/|\vec{b}|$ – компоненты единичного вектора касательного к плоскости разрыва. Совокупность величин

$$T_{kl} = \tau_k n_l + \tau_l n_k \quad (3)$$

принято называть механизмом разрыва.

Перемещения, вызываемые в полупространстве таким разрывом, определяются следующей формулой [9, 10]:

$$U_m = m_{kl} \sum_{\nu=1}^N \int_{S^{(\nu)}} G_{km,l} dS. \quad (4)$$

В приведенных формулах (2)–(4): $k, l, m = 1, 2, 3$; σ_{kl} – символ Кронекера; $U_m = U_m(\xi_i)$, $\xi_i \in S$; $G_{km} = G_{km}(X_i)$, $X_i = x_i - \xi_i$, $x_i \in S^{(\nu)}$; G_{km} – функция Грина уравнений равновесия сплошного упругого однородного изотропного полупространства с незагруженной граничной плоскостью. Компоненты функции Грина $G_{km}(x_i - \xi_i)$ представляют собой перемещения, вызванные в точке x_i тремя ортогональными единичными силами, которые приложены в точке ξ_i под поверхностью S_3 , и направлены вдоль соответствующих координатных осей. Функция G_{km} была найдена Р. Миндлиным [10, 11], а компактная форма записи этой функции приведена в работах [9, 12].

Формулы (2)–(4) представляют решение поставленной выше задачи (1), т.е. позволяют найти перемещения, деформации и напряжения, вызванные в любой точке полупространства находящимися в нем разрывами сплошности.

Действительно, пусть найдены перемещения U_m ; тогда локальные деформации ε_{mn} ($n = 1, 2, 3$) и напряжения σ_{pq} ($p, q = 1, 2, 3$) равны:

$$\varepsilon_{mn} = (U_{m,n} + U_{n,m})/2, \quad \sigma_{pq} = c_{mnpq}\varepsilon_{mn},$$

где $c_{mnpq} = \lambda\sigma_{mn}\sigma_{pq} + 2\mu(\sigma_{mp}\sigma_{nq} + \sigma_{mq}\sigma_{np})$ – компоненты симметричного тензора коэффициентов жесткости материала полупространства.

В рамках принятых предположений приведенные выше соотношения определяют метод исследования связи сейсмичности с современными локальными движениями земной коры. Анализ таких движений представляет интерес для оценки остаточного влияния очага землетрясения на материал земной коры [9, 13, 14].

3. Интегральные деформации объема с разрывами сплошности

Используем предыдущие результаты для интегрального описания деформированного (или напряженного) состояния части полупространства V , которая содержит разрывы сплошности. Будем считать, что перемещения определены в любой точке полупространства вне поверхностей разрывов. Пусть

$$\langle \varepsilon_{mn} \rangle = \frac{1}{V} \int_V \varepsilon_{mn} dV \quad (5)$$

есть средний по объему V тензор деформаций. Этот тензор в геофизике принято называть сеймотектонической деформацией [5, 7].

С учетом теоремы Гаусса объемный интеграл (5) преобразуем в интеграл по полной поверхности S , которая ограничивает объем V . В результате с учетом условий на дневной поверхности и на поверхностях разрывов получим:

$$\langle \varepsilon_{mn} \rangle = \frac{1}{2V} \int_S (U_m n_n + U_n n_m) dS + \frac{1}{2V} \sum_{\nu=1}^N (bST_{mn})^{(\nu)}, \quad (6)$$

где S – поверхность, которая ограничивает объем V . Первое слагаемое в правой части формулы (6) есть наблюдаемая деформация E_{mn} объема V как целого, а второе слагаемое – тензор дислокационной поляризации объема [15].

В целесообразности такой интерпретации первого слагаемого в правой части формулы (6) легко убедиться, если представить объем V в

виде прямоугольной призмы с ребрами $l_{(1)}, l_{(2)}, l_{(3)}$, которые ориентированы вдоль соответствующих координатных осей (см. рис.1). Интегрируя по граням призмы $S_{(i)} = l_{(j)}l_{(k)}$ ($i \neq j \neq k$), получим:

$$E_{mn}^{(p)} = \frac{1}{2} \left(\frac{\overline{U}_{(m)}^{(p)}}{l_{(n)}} + \frac{\overline{U}_{(n)}^{(p)}}{l_{(m)}} \right), \quad (7)$$

где $\overline{U}_{(m)}^{(p)}$ – компоненты перемещений, усредненные по соответствующей (np) -границе призмы. По заключенным в скобки индексам суммирование не производится.

Некоторые результаты, изложенные в данном разделе, были впервые предложены в работах [5,7,8] для разработки метода исследования связи сейсмичности с интегральными характеристиками современных движений земной коры. В этих работах, по существу, были использованы различные модификации физической теории пластичности [16] и принципов сравнения тензорных свойств материалов [17]. На этом пути получено множество результатов, которые используются для анализа геодинамических процессов в различных сейсмоактивных областях Земли. Однако эти результаты не полностью реализуют возможности как самого метода, так и данные геодезических и иных подобных измерений. В этом легко убедиться из приведенных выше формул.

Только наблюдаемые деформации E_{mn} непосредственно могут быть измерены геодезическими и им подобными методами. Тем не менее, тензор дислокационной поляризации является основным объектом исследования в рамках концепции сейсмотектонического течения горных масс [5,7,8]. Очевидно, что только исследование деформаций E_{mn} позволит корректно оценить степень значимости причин, которые побуждают деформироваться сейсмоактивный регион, в том числе эпицентральную зону сильного землетрясения.

Поскольку геодезические наблюдения производятся на поверхности Земли, то содержательному анализу доступны только наблюдаемые деформации этой поверхности. Эти деформации равны:

$$E_{11}^{(3)} = \frac{\overline{U}_1^{(3)}}{l_1}, \quad E_{22}^{(3)} = \frac{\overline{U}_2^{(3)}}{l_2}, \quad E_{12} = E_{21} = \frac{1}{2} \left(\frac{\overline{U}_1^{(3)}}{l_2} + \frac{\overline{U}_2^{(3)}}{l_1} \right). \quad (8)$$

Деформации E_{11}, E_{22} характеризуют относительное изменение размеров выделенной на S_3 прямоугольной области, $E_{12} = E_{21}$ – перекося этой области как целого.

4. Синтез локального и интегрального описания сейсмотектонических движений земной коры

Будем считать рассматриваемое полупространство моделью земной коры, а разрывы – образовавшимися в очагах землетрясений после окончания динамического процесса их развития. Выделим в земной коре объем V в виде прямоугольной призмы. Как и прежде, примем, что поверхность каждого из разрывов является плоской, вектор скачка перемещений лежит в этой плоскости, а его направление и величина неизменны на каждой из плоскостей S .

В таких условиях формулу (4) можно представить в виде

$$U_m = \sum_{\nu=1}^N (MT_{kl}G_{km,l})^{(\nu)}, \quad (9)$$

где $M = \mu bS$ – сейсмический момент разрыва.

Характеристики очага M и T_{kl} в массовом порядке (правда, только для достаточно сильных землетрясений) определяются из данных сейсмологических наблюдений [21].

Пусть в области V находится упорядоченная по номеру совокупность разрывов, т.е. номер разрыва эквивалентен дискретному времени его возникновения. Разрыв с номером $\nu = 1$ будем называть основным (или главным), а остальные разрывы соответствуют афтершокам.

Теперь средние по S перемещения можно представить в виде

$$\bar{U}_M^{(p)} = \sum_{\nu=1}^N (MT_{kl}\bar{G}_{km,l}^{(p)}). \quad (10)$$

Обусловленные разрывами наблюдаемые деформации дневной поверхности равны:

$$E_{mn}^{(3)} = \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{U}_{(m)}^{(3)}}{l_{(n)}} + \frac{\bar{U}_{(n)}^{(3)}}{l_{(m)}} \right), \quad (11)$$

где $\bar{U}_{(m)}^{(3)}$ определяется из формулы (10).

Соотношения (10), (11) устанавливают связь локальных и интегральных характеристик сейсмотектонических движений дневной поверхности Земли в эпицентральной области землетрясения.

Предложенный способ анализа сейсмотектонических движений земной коры основан на установленной связи наблюдаемых деформаций земной коры с характеристиками очагов землетрясений. Для практической реализации этого способа необходимы следующие данные из каталога землетрясений: время t_0 , координаты гипоцентра, сейсмический момент и механизм очага.

5. Локальные перемещения поверхности Земли в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения

Некоторые результаты сейсмологических исследований Рачинского землетрясения 1991 года и его афтершоков приведены в [18–23]. В этих работах не оценивались остаточные перемещения, вызванные основным толчком и его афтершоками на поверхности Земли. Оценка этих перемещений важна не только для анализа сейсмотектонических движений в эпицентральной области, но и для прогноза вторичных явлений, например, оползней.

В рамках точечной модели разрыва расчет локальных остаточных перемещений поверхности Земли осуществляется по следующей формуле (см. [9]):

$$\begin{aligned}
 U_m^* = & \frac{1}{4\pi} \left(\frac{\rho_m}{\rho} \left(\frac{3}{\rho^4} \rho_k \rho_l T_{kl} - \frac{1}{c(1+\rho)^2} \left(\frac{1+3\rho}{c(1+\rho)^2} \left(\frac{1+3\rho}{\rho^2(1+\rho)} \rho_l \rho_\alpha T_{\alpha l} - \right. \right. \right. \right. \\
 & - \left. \left. \frac{1+2\rho}{\rho^2} \rho_l T_{3l} + \frac{2\rho_\alpha}{1+\rho} T_{\alpha 3} \right) \right) + \frac{2\rho_\alpha}{c\rho(1+\rho)^2} T_{\alpha m} - \\
 & \left. - \frac{\delta_{m3}}{c(1+\rho)^2} \left(\frac{2}{1+\rho} \left(\frac{1}{\rho} \rho_l \rho_\alpha T_{\alpha l} + \rho_\alpha T_{\alpha 3} \right) - T_{\alpha\alpha} \right) \right), \quad (12)
 \end{aligned}$$

где $U_m^* = U_m x_3^2 / (bS)$ – нормированные перемещения поверхности Земли, $c = 1 + \lambda/\mu$, $\rho_\alpha = x_\alpha/x_3$, $\rho_3 = 1$, x_3 – глубина гипоцентра разрыва, а ρ_α – координаты его эпицентра; $\alpha = 1, 2$.

Из формулы (12) следует, что остаточные перемещения прямо пропорциональны сейсмическому моменту разрыва и обратно пропорциональны второй степени глубины гипоцентра.

Компоненты векторов \mathbf{n} и $\boldsymbol{\tau}$ удобно выразить через углы Эйлера θ, φ и τ [24]:

$$\begin{aligned}
 n_1 &= \sin \varphi \sin \theta, \quad n_2 = -\cos \varphi \sin \theta, \quad n_3 = \cos \theta, \\
 \tau_1 &= -\cos \varphi \sin \psi - \sin \varphi \cos \psi \cos \theta, \\
 \tau_2 &= -\sin \varphi \sin \psi + \cos \varphi \cos \psi \cos \theta, \quad \tau_3 = \cos \psi \sin \theta.
 \end{aligned} \quad (13)$$

Углы $\theta \in [0, 2\pi]$, $\varphi \in [0, \pi]$ определяют ориентацию плоскости разрыва в полупространстве, а $\psi \in [0, 2\pi]$ – направление единичной касательной τ к плоскости разрыва. Связь между углами Эйлера и углами STK, DP, SLIP [25], которые характеризуют механизм очага, определяется формулами: $\theta = \text{DP}$, $\varphi = 180^\circ - \text{STR}$, $\psi = \text{SLIP}$.

Анализ формулы (12) и исследование модельных примеров позволили выявить некоторые общие свойства перемещений поверхности Земли.

Максимальные (по абсолютной величине) перемещения поверхности полупространства сосредоточены вблизи эпицентра разрыва и уменьшаются по мере удаления от него. Наиболее резкие изменения значения компонент перемещений также испытывают вблизи эпицентра. Максимальные значения вертикальных перемещений всегда больше максимальных значений горизонтальных перемещений. В эпицентре горизонтальные перемещения тождественно равны нулю, т.е. эпицентр является точкой симметрии горизонтальных движений поверхности полупространства. Расчеты показали достаточно сильную чувствительность остаточных перемещений к изменению параметров механизма разрыва. Расчеты также показали слабую зависимость остаточных перемещений от отношения λ/μ . Это обстоятельство расширяет возможности практического применения приведенных выше формул для оценки и анализа остаточных перемещений, которые вызываются на поверхности Земли очагами землетрясений.

В качестве конкретного реального примера приведем оценки локальных перемещений поверхности Земли в эпицентральной области землетрясения, которое произошло 29 апреля 1991 года в Грузии.

Характеристики основного толчка и его наиболее сильных афтершоков приведены в таблице по данным из статьи [23]. Эпицентры рассматриваемых событий изображены на рис. 2.

Характеристики главного очага Рачинского землетрясения и его сильных афтершоков

N афтершока	Дата	Координаты		Глубина, км	Механизм			M дин. см.
		Широта N, град	Долгота E, град		Strike, град	Dip, град	Slip, град	
Главный очаг								
	29.04.91	42.450	43.650	22.00	288	39	106	3.30 e+26
Афтершоки								
1	29.04.91	42.457	43.905	7.66	251	38	80	1.34 e+25
2	03.05.91	42.583	43.245	3.58	290	32	104	4.81 e+24
3	15.06.91	42.430	44.023	7.68	343	40	107	1.74 e+25

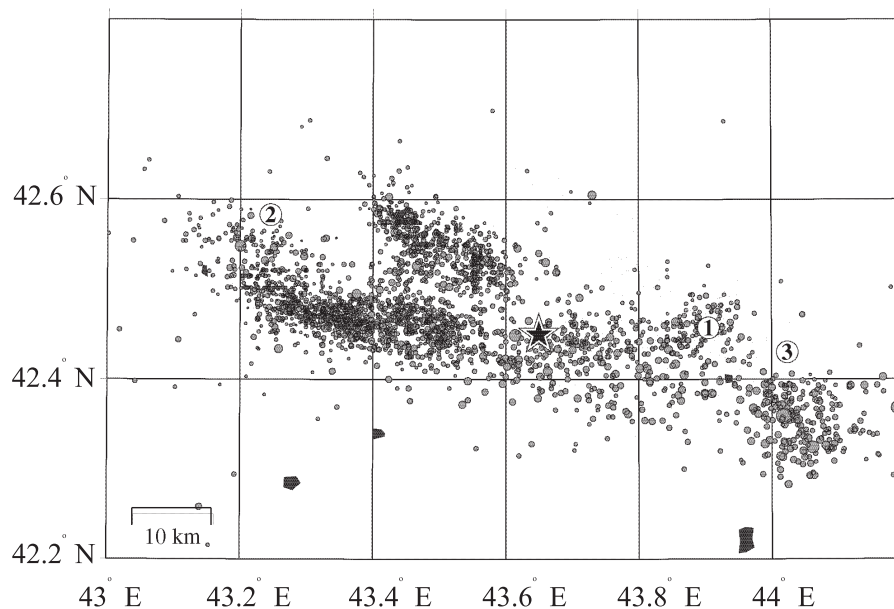


Рис. 2. Афтершоковая область; эпицентры рассмотренных событий – основного толчка (звездочка) и отобранных для анализа афтершоков (цифры в кружках)

Результаты расчета остаточных перемещений U^* , которые вызваны на поверхности Земли основным толчком и его тремя сильными афтершоками, представлены на рис. 3–5. Компоненты горизонтальных перемещений определены в системе координат N-S, E-W. Все пунктирные линии соответствуют отрицательным значениям компонент перемещения. Отрицательные значения вертикальных перемещений соответствуют поднятию поверхности Земли.

Из представленных на рис. 3–5 данных следует, что можно выделить две группы очагов, которые вызывают на поверхности Земли похожие остаточные перемещения. Первую группу составляют главный толчок и его афтершок N 2, а вторую – афтершоки N 1 и N 3. По-видимому, такое 'группирование' обусловлено тем, что указанные очаги реализовались по разным системам тектонических разломов, которые расположены по обе стороны от Боржомо-Кавказского разлома [23].

Более детальный анализ сейсмотектоники эпицентральной зоны затруднен из-за отсутствия массовых инструментальных определений сейсмических моментов слабых афтершоков.

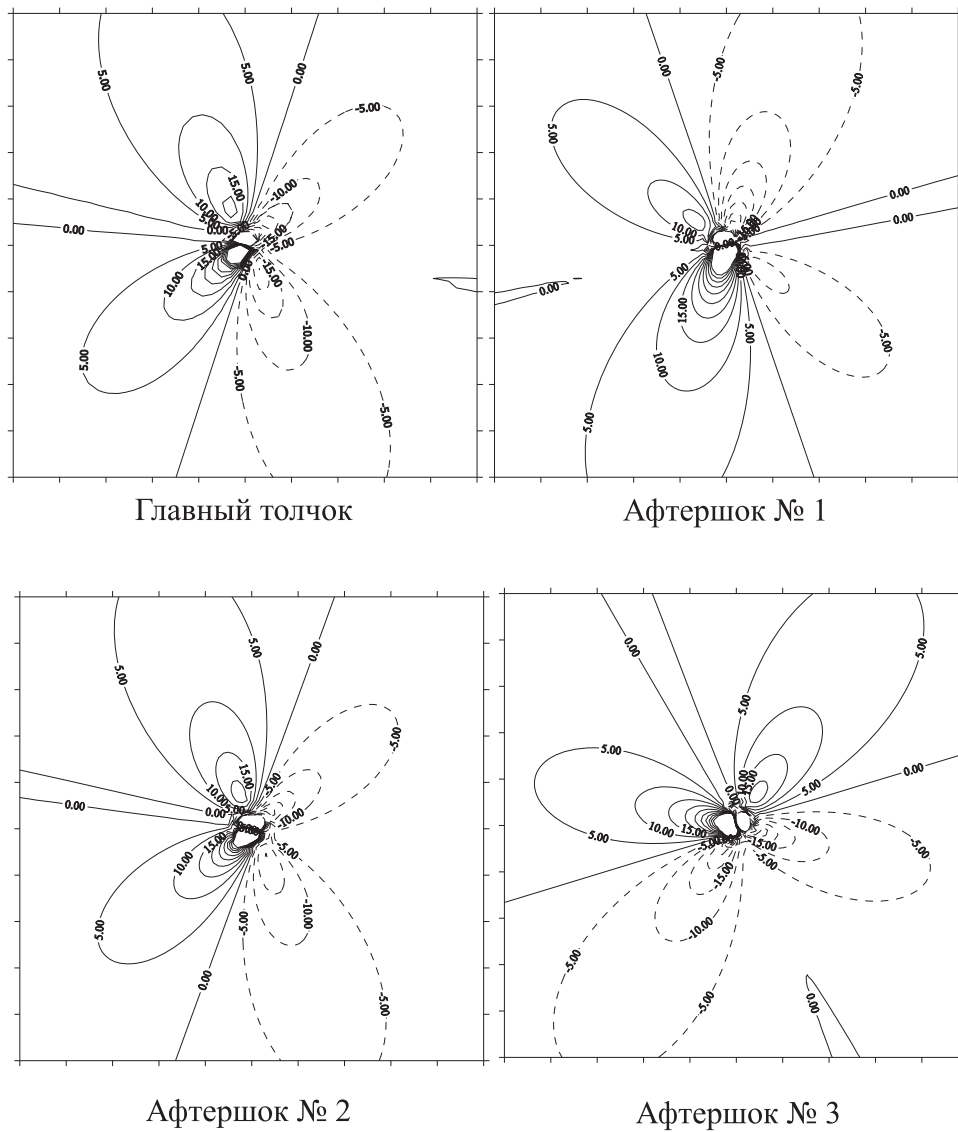


Рис. 3. Вертикальные перемещения поверхности Земли.

Поле 1×1 глубин гипоцентра. Штриховые изолинии (отрицательные значения) соответствуют поднятию поверхности

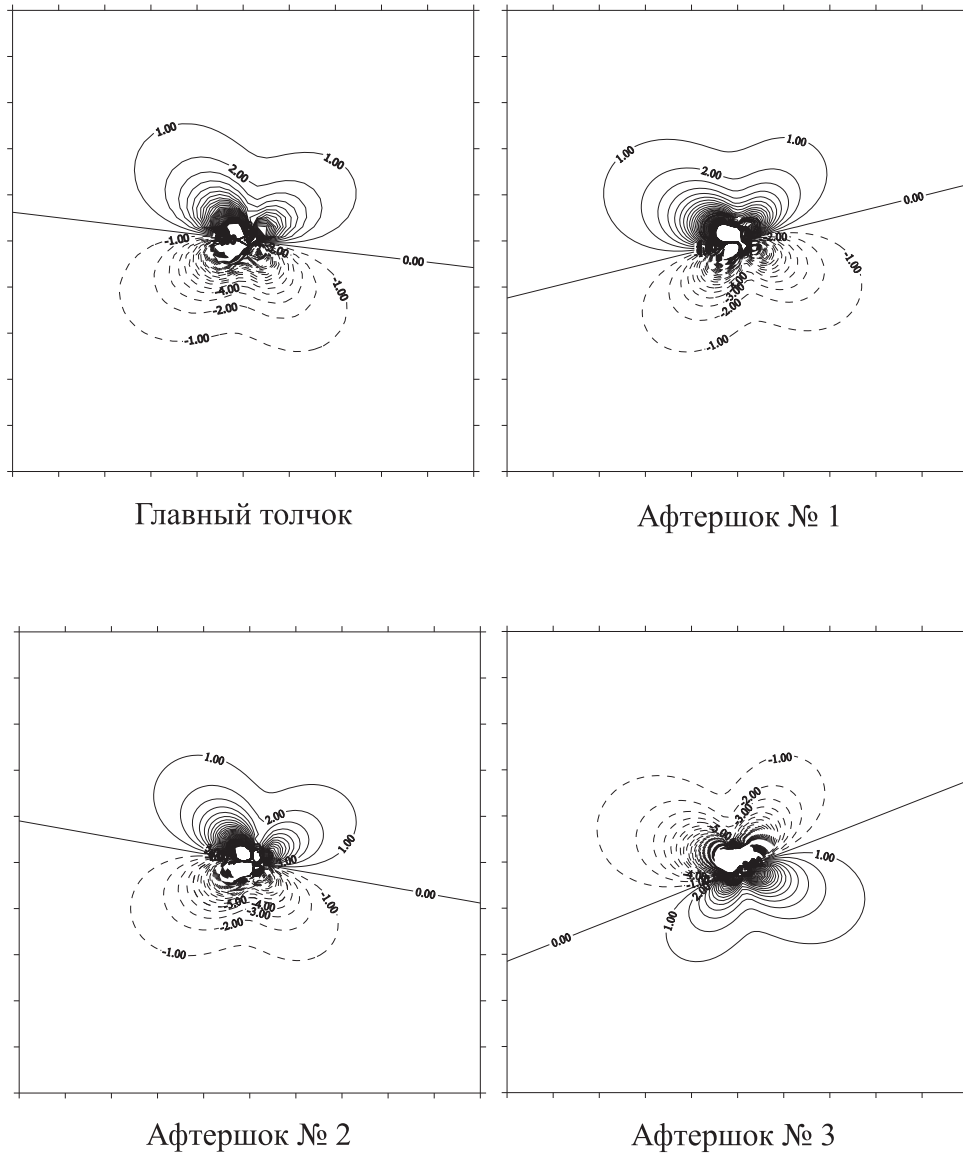


Рис. 4. Горизонтальные (N-S) перемещения поверхности Земли.

Поле 1×1 глубин гипоцентра. Штриховые изолинии соответствуют отрицательным значениям компонент перемещения

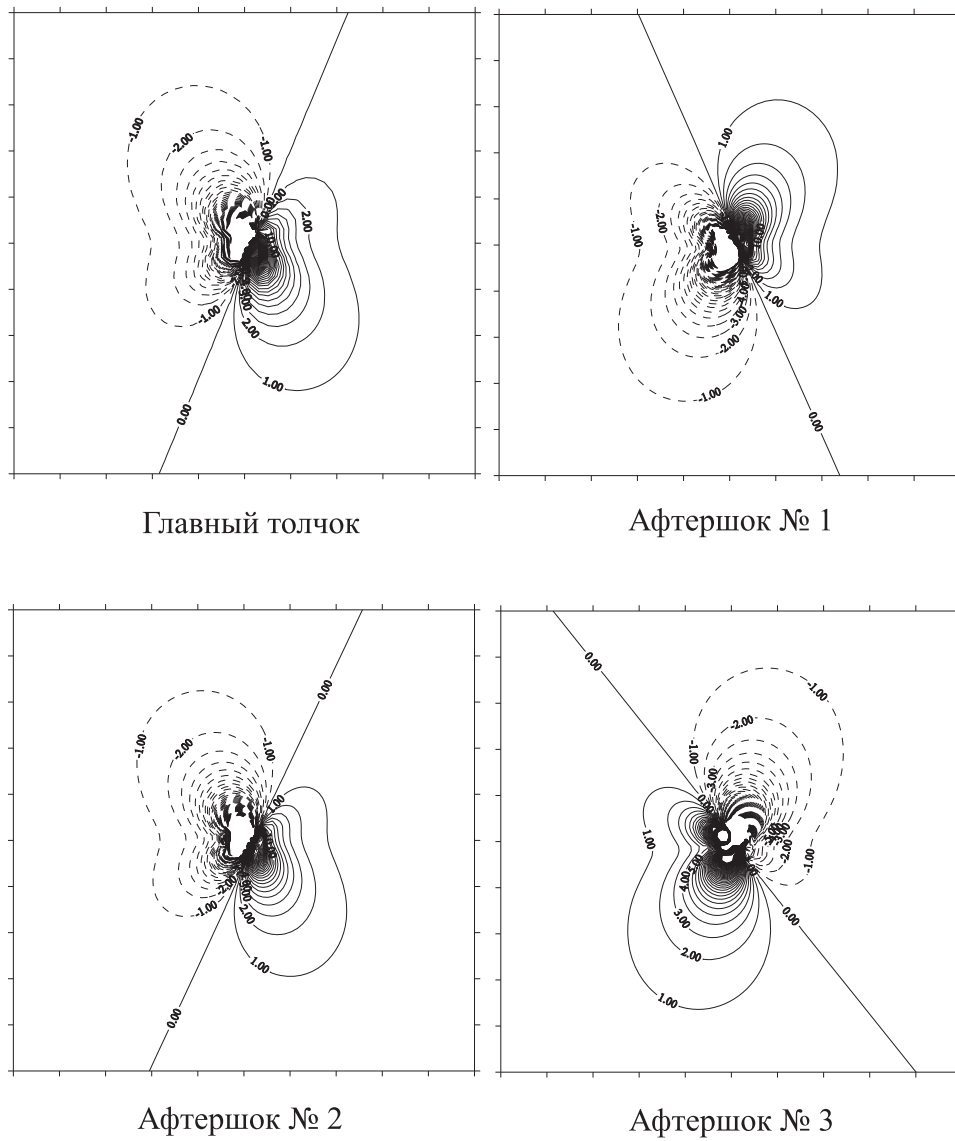


Рис. 5. Горизонтальные (E-W) перемещения поверхности Земли.
Поле 1×1 глубин гипоцентра Штриховые изолинии соответствуют отрицательным значениям компонент перемещения

Основные результаты и выводы

В работе выявлена связь локального и интегрального способов описания остаточных перемещений, которые вызваны на поверхности Земли заглубленными разрывами сплошности. На модельных примерах качественно исследованы локальные перемещения поверхности упругого изотропного полупространства вдали от заглубленного плоского разрыва. Оценены локальные остаточные перемещения, вызванные на поверхности Земли очагом Рачинского землетрясения и его сильнейшими афтершоками.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Остаточные перемещения прямо пропорциональны сейсмическому моменту разрыва, обратно пропорциональны второй степени глубины гипоцентра и слабо зависят от модулей упругости среды. Вертикальные перемещения всегда больше горизонтальных.

2. В эпицентральной зоне Рачинского землетрясения выделены две группы разрывов, которые по-разному влияют на перемещения поверхности Земли.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект N 99-05-65417) и Международного научно-технического центра (проект N 1538).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буланже Ю.Д., Магницкий В.А. Современные движения земной коры, состояние проблемы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 10. С.19–24.
2. Lisowski M. Resent plate motions and crustal deformation // U.S. National report to IUGG: Geodesy. 1991. P.162–171.
3. Костров Б.В. Обратная задача теории очага землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. N 4. С.18–29.
4. Костров Б.В. Теория очагов тектонических землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. N 4. С.84–101.
5. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 1. С.23–40.
6. Аптекман Ж.Я., Богданов В.И. Определение тензора сейсмического момента из наблюдений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N 10. С.14–24.
7. Никитин Л.В., Юнга С.Л. Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. 1977. N 11. С.54–67.
8. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 10. С.14–23.
9. Воевода О.Д. Связь остаточных перемещений, деформаций и наклонов поверхности Земли с характеристиками очага землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 2. С.27–33.
10. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука, 1970. 940 с.

11. *Mindlin R.* Force at a point in the interior of a semi-infinite solid // *Physics*. 1936. Vol.7, N 5. P.195–202.
12. *Гринфельд М.А., Лангман С.Л.* Термоупругие перемещения в однородном полупространстве с эллипсоидальным включением // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1988. N 9. С.15–28.
13. *Canitez N., Toksoz M.N.* Static and dynamic study of earthquake source mechanism: San Fernando earthquake // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol.77, N 14. P.2583–2594.
14. *Miyashita K., Matsu'ura M.* Inversion analysis of static displacement data associated with the Alaska earthquake of 1964 // *J. Phys. Earth*. 1978. Vol.26. P.333–349.
15. *Косевич А.М.* Дислокации в теории упругости. Киев: Наук. думка, 1978. 219 с.
16. *Клюшников В.Д.* Физико-математические основы прочности и пластичности. М.: Изд-во МГУ, 1994. 189 с.
17. *Сиротин Ю.И., Шаскольская М.П.* Основы кристаллофизики. М.: Наука, 1975. 680 с.
18. *Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян Р.Э. и др.* Рачинское землетрясение 1991 г.: Результаты полевых сейсмологических наблюдений // *Изв. РАН. Физика Земли*. 1993. N 3. С.12–23.
19. *Балакина Л.М.* Механизм очагов Рачинского землетрясения 29.04.1991 г. и его афтершоков. Их геологическая интерпретация // *Изв. РАН. Физика Земли*. 1993. N 3. С.42–52.
20. *Букчин Б.Г.* Предварительная оценка параметров очага Рачинского землетрясения 29 апреля 1991 г. // *Изв. РАН. Физика Земли*. 1992. N 5. С.5–13.
21. *Dziewonski A.M., Ekstrom G., Salganik M.P.* Centroid-moment tensor solution for april-june 1991 // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. Vol.71, N 1/2. P.6–15.
22. *Шенгелая Г.Ш., Папалашвили В.Г., Махарадзе Р.К. и др.* Первый каталог землетрясений Кавказа, составленный по программе Гипоцентрия-ГМ и некоторые вопросы современной геодинамики эпицентральной зоны Рача-Имеретинского землетрясения. Тбилиси: Мецниероба, 1995. 130 с.
23. *Fuenzalida H., Rivera L., Haessler H. et al.* Seismic source study of Racha-Dzava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body-wave records: an exemple of active nappe tectonics // *Geophys. J. Inter.* 1997. Vol.130. P.29–46.
24. *Голдстейн Г.* Классическая механика. М.: Наука, 1975. 416 с.
25. *Аптекман Ж.Я., Захарова А.И., Кронрод Т.Л., Чепкунас Л.С.* Представление данных о механизме очагов землетрясений. Введение международного формата // *Землетрясения в СССР в 1985 г.* М.: Наука, 1988. С.11–15.