

УДК 551.24

Современные движения Горного Алтая

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, Е.В. Бойко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, 630090, Россия

По результатам экспериментальных GPS-определений 3D-смещений земной поверхности Горного Алтая с 2000 по 2007 гг. выделены особенности полей скоростей смещений для трех периодов. Первый период 2000–2003 гг. представляет поле перед Чуйским землетрясением. Выделены аномалии в поле скоростей в будущей эпицентральной зоне землетрясения, достигающие 5–11 мм в год. Поле косейсмических смещений (2003–2004 гг.) позволяет предложить модель упругой отдачи для Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. ($M = 7.3–7.5$). По результатам измерений в 2003–2004 гг. получена картина постсейсмических смещений, отражающая правосторонний сдвиг в эпицентральной зоне. Для описания явления рассматриваются модели упругой отдачи для 2D- и 3D-смещений на земной поверхности. Используя экспериментальные данные в рамках выбранной модели, получена оценка снятых напряжений, смещений по разрыву, протяженности разрыва при максимальной глубине разрыва. Используя экспериментальные данные GPS, получено значение сейсмического момента и магнитуды землетрясения. Предварительный анализ поля постсейсмических смещений с использованием двухслойной модели земной коры (хрупкоупругая верхняя кора и вязкоупругая нижняя кора) позволяет дать предварительные оценки эффективной вязкости нижней коры.

Ключевые слова: поля смещений Горного Алтая, Чуйское землетрясение, технология GPS, модель упругой отдачи, двухслойные модели земной коры

Current motions of Gorny Altai

V.Yu. Timofeev, D.G. Ardyukov and E.V. Boiko

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, 630090, Russia

The experimental GPS data on 3D displacements of the Gorny Altai lithosphere for 2000–2007 are used to find special features of displacement velocity fields for three periods. The first period (2000–2003) represents the field before the Chuya earthquake. The velocity field of the future epicentral zone has anomalies achieving 5–11 mm in a year. The coseismic displacement field (2003–2004) allows developing the elastic rebound model for the Chuya earthquake, 09.27.2003 ($M = 7.3–7.5$). The measurement results for the 2003–2004 period provide the pattern of postseismic displacements, where a right-lateral strike-slip is observed in the epicentral zone. This phenomenon is described using elastic rebound models for 2D- and 3D-displacements of the Earth's crust. The experimental data used within the chosen model allow estimating stresses, rupture displacement and rupture length at the maximum rupture depth. Using the experimental GPS data we derive the seismic moment and earthquake magnitude. The preliminary analysis of the postseismic displacement field by the two-layer model of the Earth's crust (brittle-plastic upper crust and visco-elastic lower crust) provides preliminary estimates of the effective viscosity of the lower crust.

Keywords

косейсмической подвижки и выбор моделей смещений для Чуйского землетрясения, определение параметров землетрясения по данным GPS-измерений; определение величины постсейсмических смещений и выбор модели этого эффекта.

Современная картина смещений для территории Горного Алтая определяется несколькими эффектами — тектоническими, связанными в основном с влиянием коллизии Индийской и Евразийской плит, и быстрыми сейсмическими, связанными с сильными землетрясениями региона [3, 4].

Сети постоянных и временных станций на территории Центральной и Южной Азии для измерений с использованием различных модификаций методов космической геодезии развиваются с начала девяностых годов прошлого века. В настоящее время сети станций охватывают территорию Киргизии, Казахстана, Российской Федерации, Монголии, Китая и Индии. Для определения положения на большей части станций используется GPS-технология, а также методы VLBI, DORIS и SLR [5, 6]. Алтайская геодинимическая сеть, простирающаяся от Новосибирска до монгольской границы, на конец 2003 г. насчитывала 21 пункт, включая одну базовую постоянную станцию. В целом она охватывает территорию от 49° на юге до 55° на севере и от 81° на западе до 92° на востоке и включает структурные элементы Горного Алтая и его окружения. Точность полученных результатов при использовании геодезических двухчастотных приемников TRIMBLE 4700 при одновременном многосуточном сетевом опросе и последующей обработке может достигать десятых долей миллиметра. Высоты пунктов измерений составляют от десятков метров на севере в равнинной части до 2.5 тысяч метров на юге исследуемой территории.

Обработка результатов измерений по сети проводится с использованием специальных программ относительно постоянных станций Евразии. Высокая точность достигается после учета различных поправок в процессе постобработки данных. Далее получаем координаты и скорости смещения станций, которые включают скорости смещения плиты в целом (т.е. вращение на сфере) и аномалии скоростей, связанные со смещениями и деформированием земной коры в тектонически активных регионах. Аномальные скорости получаем вычитанием эффекта движения плиты, при этом используется либо модель вращения плиты, либо решение по близкой постоянной станции [7]. В последнем случае полагаем, что пункт отражает движение Евразийской плиты в этом регионе и минимально деформируется. При анализе в различных научных центрах используются специальные программные пакеты, наиболее распространенные — GAMIT-GLOBK и BERNESE. Рассмотрим подробнее ситуацию по данным Алтайской сети в эпохи перед Чуйским землетрясением 2000–2003 гг.,

косейсмические смещения 2003–2004 гг. и постсейсмические смещения 2004–2007 гг.

2. Поле смещений перед Чуйским землетрясением

Результаты измерений 2000–2003 гг. обрабатывались с использованием данных по мировой сети постоянных станций Евразии (NVSK, BJFS, WUHN, IRKT, KUNM, KSTU, LHAS, NRIL, URUM, HYDE, IISC, BAN2, SELE, POL2, KIT3, ARTU, BANR, ZWEN, MOBN, ELAT, ANKR, GLSV) с помощью программ GAMIT-GLOBK. Рассматривались решения как в геоцентрической системе, так и относительно станций Алтайской сети (NVSK, ELTS, KRUT), расположенных к северу от Горного Алтая на равнинной части исследуемой территории. Ошибка при определении значений горизонтальных скоростей составляет 0.6–1.2 мм, для вертикальных скоростей — 2.5 мм. Большинство полученных значений горизонтальных скоростей лежат в диапазоне от 0.2 до 4 мм в год [8, 9]. Только для станций на крайнем юге значения горизонтальных скоростей достигли 5–11 мм (рис. 1). Рассматривая поле скоростей, следует отметить, что последний цикл измерений закончен в августе 2003 г., а в конце сентября на юге исследуемого региона произошло катастрофическое Чуйское землетрясение (27.09.2003, $M_w = 7.3$) [10–12]. В результатах GPS-измерений, полученных за четыре года, предшествующих сильному землетрясению, естественно ожидать отражение процессов подготовки землетрясения на фоне поля тектонических скоростей, характерного для

ненты, что соответствует ориентации разломов по границе зоны активных деформаций юга Сибири и Монголии.

Решение для скоростей относительно северных станций (ELTS, KRUT, NVSK) показывает наличие смещений в северо-западном направлении и появление в южной и юго-восточной части смещений на северо-восток (рис. 1). Поле горизонтальных скоростей для Горного Алтая свидетельствует о наличии растяжения по долготе. Из анализа данных по алтайской сети относительно станций NVSK, KRUT, ELTS, расположенных на равнине в 500 км от очага землетрясения, выделяется зона на границе областей смещения на северо-запад и северо-восток, где происходит резкий поворот векторов скоростей. Эта зона совпадает с зоной эпицентров Чуйского землетрясения и его афтершоков. В южной части (вблизи монгольской границы) северо-восточное смещение согласуется с направлением движений по GPS-данным в северо-западной части Монголии (5–6 мм в год) и Китая (Урумчи, 10 мм в год) [9]. Для деформаций следует выделить растяжение в северо-западном азимуте величиной до $5 \cdot 10^{-8}$ в год, прослеживаемое по линии пунктов CHAG–KURA–ULAG–CHIK–SEMI–USTK, и сжатие в северо-восточном направлении величиной до $2 \cdot 10^{-7}$ в год.

цит горизонтальной скорости «на север» порядка 5–8 мм/год для станций севернее станции Укок. Известно, что последнее сильное землетрясение в этом районе произошло около 250 лет назад (09.12.1761 г., $M = 7.7$, 50°N , 90°E). В предположении о линейном характере накопления дефицит смещений составит 1–2 м, или для nodальной плоскости 2–3 м (130°N). Поведение этой компоненты в целом соответствует моделям внутриплитных смещений по геологическим моделям [4, 9]. Значение скорости деформации по линии Лхаса–Новосибирск составляет 0.7 мм на градус широты в год, или $6 \cdot 10^{-9}$ в год. Полученный эффект и его величина, возможно, отражают деформирование и течение вещества литосферы Азии в северном направлении от зоны контакта Индийской плиты до области на севере, где скорости становятся нулевыми. На широте Горного Алтая в смещениях начинают доминировать широтные компо-

центральной зоне. Косейсмические смещения для станций сети в дальней зоне не превышают 10 мм.

Итак, для косейсмических смещений в зоне разрыва выделяется правостороннее смещение вдоль разлома, проходящего по юго-западному краю Курайской и Чуйской впадин. По эффектам первого порядка, отражающим правосторонний сдвиг, можно предложить для интерпретации смещений модель упругой отдачи для Чуйского землетрясения [13]. Эффекты на порядок меньшие (десятки миллиметров) как для горизонтальных, так и для вертикальных смещений, отражают осложняющие эффекты второго порядка (эффекты на краю разрыва, кривизну линии разрыва и наличие на отдельных участках надвиговой компоненты, известное из анализа афтершоков). Наличие перед землетрясением

добавить поле дислокации, расположенной на расстоянии a над свободной поверхностью (при $y = 2a$). Тогда для интересующей нас сдвиговой дислокации на свободной поверхности ($y = a$) получим:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{y=a} &= (\Delta\omega/2\pi)[y/(x^2 + y^2) + \\ &+ (2a - y)/((2a - y)^2 + x^2)]_{y=a} = \\ &= \Delta\omega a/[\pi(a^2 + y^2)]. \end{aligned} \quad (1)$$

Первый член описывает деформации, вызванные самой дислокацией, а второй учитывает влияние свободной поверхности (изображения дислокации). Смещения на поверхности получаются интегрированием по x (нужно помнить о скачке смещений при $x = 0$):

$$\int_{-\infty}^{\infty} \varepsilon dx = (\Delta\omega/2)[1 - (2/\pi)\arctg(x/a)]. \quad (2)$$

Рассмотрим модель смещений во время землетрясений при образовании разломов со смещением по протиранию (модель 2, рис. 2,). Попробуем определить деформации, возникающие в результате смещения на разломе. Использование модели со смещением по плоскости вытекает из простого соображения. Измерения методом GPS проводились через несколько месяцев после основного события и главной серии афтершоков, т.е. это интегральный эффект смещения для большой серии афтершоков по линии разлома (нодальной плоскости, 130°N). В данном случае не следует рассматривать отдельно смещения при каждом событии.

В рамках теории упругости рассмотрим полупространство $y > 0$, в котором первоначально имеется однородное сдвиговое напряжение $\sigma_{xz,0}$ (рис. 2,). Начало осей координат лежит на поверхности полупространства, будущая трещина простирается по оси z . Далее в плоскости $x = 0$ возникает двумерная трещина, идущая от поверхности до глубины $y = a$. При появлении трещины возникают смещения. Возникающее поле деформаций может служить моделью деформации, вызванной землетрясением на разломе со смещением по протиранию. Предположим, что имеется только одна ненулевая компонента ω_z смещения в направлении оси z . После образования трещины появляются две ненулевые компоненты напряжения: σ_{xz} (σ_{zx}) и σ_{yz} (σ_{zy}). Пренебрегаем напряжением трения на разломе после землетрясения и положим $\sigma_{xz} = 0$ при $x = 0$, $0 \leq y \leq a$. Поля смещений и напряжений в данной двумерной задаче не зависят от z . Изменение поля смещений при землетрясении происходит быстро, т.е. можно использовать реологию Гука.

Для определения напряжений, смещений и деформаций в полупространстве $y > 0$ нужно вывести дифференциальное уравнение, выражающее равновесие сил, действующих на элемент среды. Уравнение равновесия для сил в направлении z можно записать в следующей форме:

$$\partial\sigma_{xz}/\partial x + \partial y_{yz}/\partial y = 0. \quad (3)$$

Величины σ_{xz} и σ_{yz} можно выразить через производные смещения, где G — модуль сдвига земной коры:

$$\sigma_{xz} = G\partial\omega_z/\partial x, \quad \sigma_{yz} = G\partial\omega_z/\partial y. \quad (4)$$

Подставляя выражение (4) в (3), получаем:

$$\partial^2\omega_z/\partial x^2 + \partial^2\omega_z/\partial y^2 = 0. \quad (5)$$

Таким образом, смещение ω_z удовлетворяет уравнению Лапласа.

Решение, описывающее смещение перед образованием трещины, имеет простой вид:

$$\omega_z = (\partial\sigma_{xz,0}/G)x. \quad (6)$$

После образования трещины смещение описывается решением уравнения Лапласа со следующими граничными условиями:

$$\partial\omega_z/\partial y = 0 \quad \text{при } y = 0, \quad (7)$$

$$\partial\omega_z/\partial x = 0 \quad \text{при } x = 0, \quad 0 < y < a, \quad (8)$$

$$\omega_z = 0 \quad \text{при } x = 0, \quad a < y, \quad (9)$$

$$\omega_z \rightarrow (\sigma_{xz,0}/G)x \quad \text{при } x \rightarrow \infty. \quad (10)$$

Решение уравнения Лапласа с граничными условиями (7)–(10) находится с помощью методов теории функций комплексного переменного. Решение для напряжений в плоскости трещины получается в следующем виде:

$$\sigma_{xz} = \begin{cases} 0 & \text{при } 0 \leq y < a, \\ -\sigma_{xz,0} y/(y^2 - a^2)^{1/2} & \text{при } y > a, \end{cases} \quad (11)$$

$$\sigma_{yz} = \begin{cases} -\sigma_{xz,0} y/(a^2 - y^2)^{1/2} & \text{при } 0 \leq y < a, \\ 0 & \text{при } y > a. \end{cases} \quad (12)$$

В вершине трещины оба напряжения обращаются в бесконечность. На поверхности $y = 0$ напряжения равны:

$$\sigma_{xz} = \pm\sigma_{xz,0} x/(x^2 + a^2)^{1/2}, \quad (13)$$

$$\sigma_{yz} = 0. \quad (14)$$

При $x \rightarrow \infty$ получаем: $\sigma_{xz} = \sigma_{xz,0}$.

Смещение поверхности, обусловленное образованием трещины, равно:

$$\Delta\omega_z = \pm\sigma_{xz,0}[(x^2 + a^2)^{1/2} - |x|]/G. \quad (15)$$

Отсюда относительное смещение бортов разлома имеет вид:

$$\Delta\omega_{z0} = 2a\sigma_{xz,0}/G. \quad (16)$$

Сопровождающее землетрясение смещение поверхности в функции расстояния от разлома можно записать как:

$$\Delta\omega_z = \pm\Delta\omega_{z0}[(1 + x^2/a^2)^{1/2} - |x|/a]/2. \quad (17)$$

Используем полученные соотношения 2D-модели для определения параметров Чуйского землетрясения. Рассмотрим изменение составляющей горизонтальной компоненты смещения, параллельной нодальной плоскости 130°N, в зависимости от расстояния пункта до нодальной плоскости. Из решения (17) для центральных станций KURA и CHAG получаем величины для смеще-

ния на разрыве 1.8 м, для глубины 16.5 км. Глубина разрыва из экспериментальных данных с использованием 2D-модели при смещении на 2 м на разломе для станций вдоль разрыва составит: ULAG — 6.4 км, KURA — 14.4 км, CHAG — 12.4 км, UKOK — 8.2 км. Таким образом, при постоянной величине скачка смещений по разрыву глубина разрыва уменьшается по краям. Для сброса напряжений при значениях модуля G от 30 до 55 ГПа, глубине от 9 до 16 км и смещении на 2 м получаем оценки от 2 до 6 МПа и среднее значение — 4 МПа. Для описания распределения глубины разрыва и определения длины разрыва использована линейная зависимость распределения $h_i = AL_i + B$, при этом северо-западная часть простирается на 71.0 км от точки главного события, юго-восточная часть — на 101.3 км, длина разрыва составит 172.3 км. В рамках этой модели разрыва глубина в центре равна 17.5 ± 0.9 км при смещении на 2 м. При рассмотрении квадратичной зависимости распределения $h_i = aL_i^2 + b$ получаем для северо-западной части — 61.4 км, для юго-восточной части — 80.8 км, при этом длина разрыва составит 142.2 км, глубина в центре — 14.6 ± 0.8 км при смещении на 2 м. Последнее распределение использовалось при 3D-моделировании. Моделирование смещений проводилось с помощью вычислений по аналитическим выражениям [14] при следующих параметрах: смещение — сдвиг на 2 м; площадки смещений — для глубины от 0 до 5 км длина плоскости 130 км (от –57 до +73 км), от 5 до 10 км — 97 км (от –46 до +51 км); от 10 до 15 км — 42 км (от –20 до +22 км); коэффициент Пуассона — 0.25. В этом случае для краев разрыва получаем вертикальные смещения, сходные с данными эксперимента. Например, получено для пункта UKOK по осям y , x , z соответственно 246.9, 96.2, 25.6 мм и модуль 265 мм, из наблюдений — 204.0, 192.5, 28.7 мм и модуль 280 мм. Расхождения в горизонтальных движениях говорят о нелинейности линии разрыва по краям разлома. Можно предположить, что плоскость разрыва имеет форму «пропеллера», а в смещениях по краям разрыва появляется надвиговая составляющая.

Итак, по экспериментальным GPS-данным получена модель разрыва и определена величина смещения (2 м). Используя модуль упругости коры $3.3 \cdot 10^{10}$ Па, получаем величину сейсмического момента $0.9 \cdot 10^{20}$ Н·м. Таким образом, магнитуа землетрясения равна $M_w = 7.2$. Оценки по сейсмологическим данным составляют $(0.9–1.0) \cdot 10^{20}$ Н·м для момента, 7.2–7.3 для магнитуды M_w , 7.2–7.5 для M_s .

5. Постсейсмические смещения в зоне Чуйского землетрясения и тектонические движения Горного Алтая

Проведение ежегодных измерений в 2004–2007 гг. позволяет разделить тектоническую составляющую

Горного Алтая и постсейсмические движения в эпицентральной зоне. Исключив пункты эпицентральной зоны Чуйского землетрясения, было получено поле смещений пунктов Алтайской сети с 2000 по 2006 гг. Вычисления проведены относительно пункта Ануй, расположенного на гранитном батолите на равнине южнее г. Бийск. Получено достаточно однородное смещение западной части Горного Алтая на северо-запад со скоростью около 2 мм в год. Далее к северо-западу на равнине расположена зона тектонического торошения, возможно связанная с отмеченной выше тектонической нагрузкой (рис. 3). Результаты определения тектонического эффекта подтверждаются, например, данными станции Усть-Кан, где существуют два пункта наблюдений, заложенные в 2000 и 2004 гг. Данные по обоим пунктам очень хорошо совпадают. Также на этом пункте с 2000 по 2006 г. практически отсутствует изменение высоты пункта (± 1 мм) и зарегистрировано стабильное абсолютное значение силы тяжести (± 1 мкГал).

Постсейсмические процессы в эпицентральной зоне изучались в эпоху 2004–2007 гг. Из смещений, полученных в геоцентрической системе координат, вычитались модельные движения Евразийской плиты, вычисленные по модели AR-IR-2006 [7]. Поле постсейсмических смещений представлено на рис. 4. Как видим, правостороннее движение повторяет косейсмический скачок, при этом скорости смещений уменьшились на два порядка. Осредненная скорость горизонтальных смещений для пунктов, расположенных к северо-востоку от линии разрыва, составила 5–7 мм в год. Рассмотрим существующие модели постсейсмических горизонтальных движений для землетрясений сдвигового типа с вертикальным разрывом [15–19].

6. Постсейсмические движения и вязкоупругая модель явления

Косейсмические и постсейсмические распределения смещений точек на поверхности отличаются введением в решение времени, т.е. от решения с упругим полупространством переходим к двухслойной модели (упругий и вязкоупругий слои [16]). Рассматривается решение при $t = 0$ и далее вводится время вплоть до $t = \infty$.

Рассмотрим двухмерный случай. Пусть имеется упругий слой с модулем сдвига μ_1 , объемным модулем K_1 и толщиной H , лежащий на упругом полупространстве с модулем сдвига μ_2 и объемным модулем K_2 . Поверхность $y_3 = 0$ является свободной. Рассматриваются горизонтальный сдвиг по вертикальной границе и надвиг по границе, расположенной под углом к горизонтальной плоскости. Для них находится упругое решение.

Рассмотрим два типа разломов и смещений: разломы с горизонтальным и вертикальным смещением по плоскости разрыва. В первом случае сдвиг на разломе моделируется введением на глубине $y_3 = -D$ сдвиговой

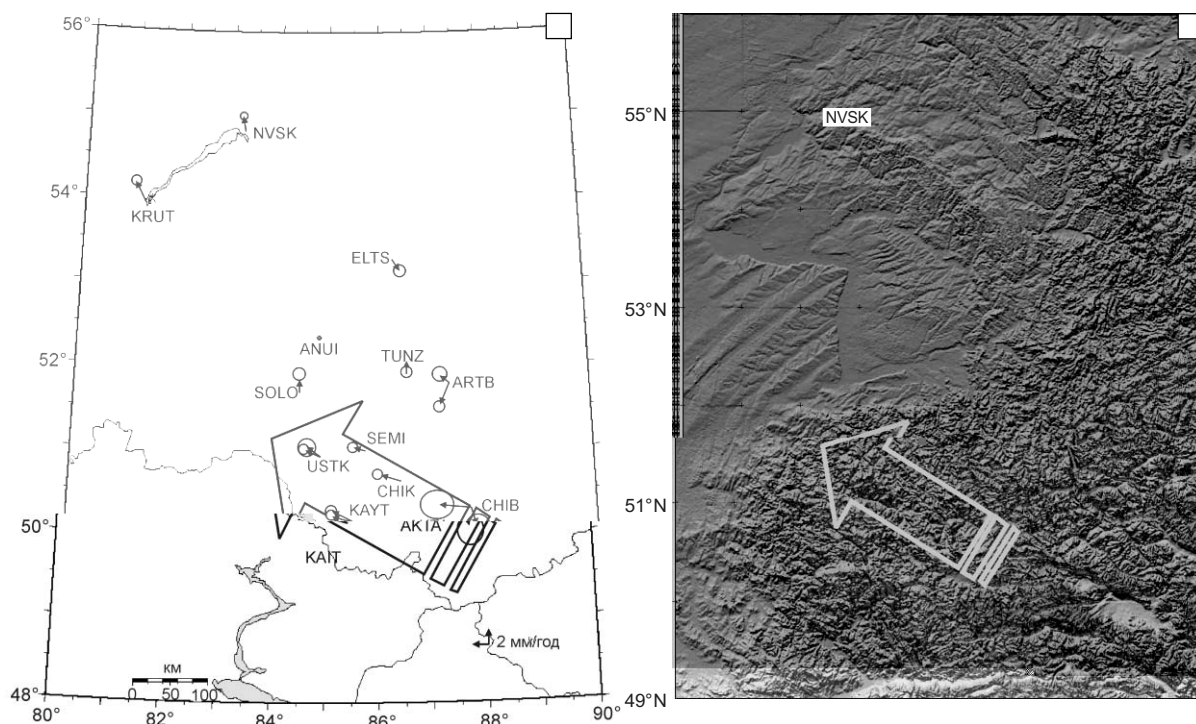


Рис. 3. Горизонтальные скорости тектонических смещений Горного Алтая (), исключена эпицентральная зона Чуйского землетрясения. Карта рельефа земной поверхности и направление смещений Горного Алтая ()

дислокации со смещением по разлому Δu . Плоскость, по которой происходит смещение, — это поверхность $y_1 = 0$. Деформация, связанная с этой дислокацией, пол-

ностью описывается отдельной компонентой смещения U_1 (и двумя сдвиговыми напряжениями σ_{12} и σ_{32}) и на свободной поверхности $y_3 = 0$ смещение

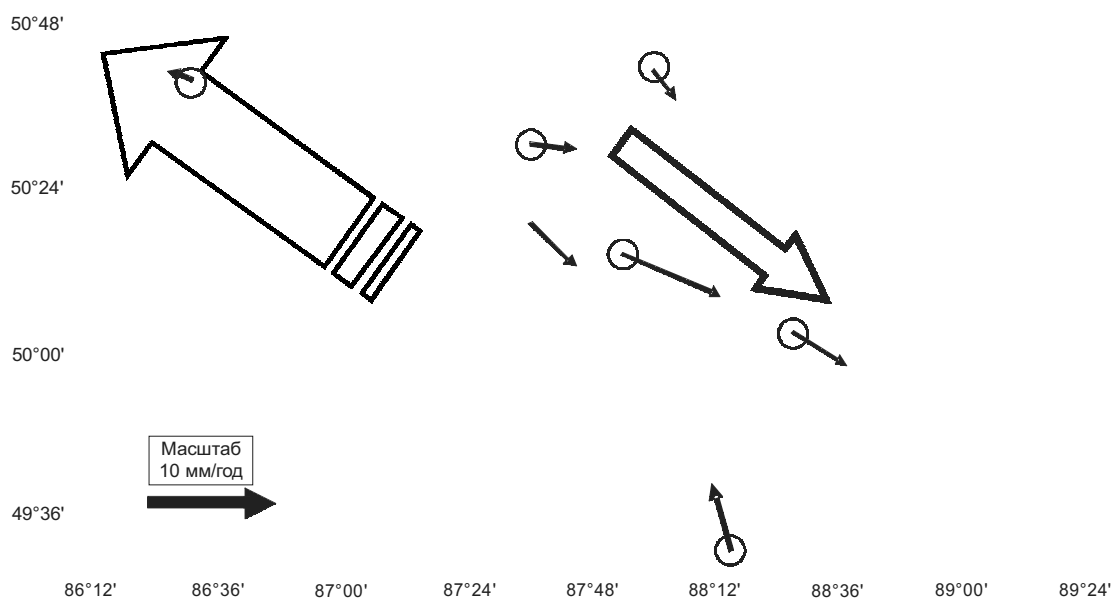


Рис. 4. Косейсмические смещения пунктов в эпицентральной зоне, в правом верхнем углу показано направление тектонических смещений в северо-западной части Горного Алтая

$$U_2 = \Delta u / \pi \{ \arctg(y_1/D) + \sum_{n=1}^{\infty} [(\mu_1 - \mu_2)/(\mu_1 + \mu_2)]^n \times \\ \times [\arctg(y_1/(2nH + D)) - \arctg(y_1/(2nH - D))] \}. \quad (18)$$

Во втором случае моделируется надвиг по разлому с краевой дислокацией, расположенной на глубине D с постоянным смещением Δu . Плоскость разрыва простирается вверх от линии дислокации под углом φ в положительном направлении по оси z . Здесь деформация описывается смещениями U_3 и U_1 и напряжениями σ_{33} , σ_{11} и σ_{31} . Вертикальное смещение на свободной поверхности ($z = 0$) приблизительно описывается соотношением:

$$U_3 = \Delta u \{ [f_1(1 - \mu_2/\mu_1)/(1 + \delta_1 \mu_2/\mu_1)] + [f_2(\delta_2 - K_1 \mu_2/\mu_1)/(\delta_2 + \mu_2/\mu_1)] + f_3 \}, \quad (19)$$

где f_i — геометрический фактор и $\delta_i = (3K_i + 7\mu_i) \times (3K_i + \mu_i)^{-1}$. Скачок в смещении Δu для обоих разломов происходит в направлении, ортогональном плоскости разлома. Если $\mu_1 = \mu_2$, U преобразуется в выражении для края или винтовой дислокации в упругом полупространстве. Когда $\mu_2 = 0$, U описывает деформацию поверхности упругого слоя с внутренней винтовой или краевой дислокацией.

Предположим, что нижнее полупространство вязкоупругое. Используем соответствующие подходы, чтобы получить медленную, зависящую от времени деформацию как отклик на мгновенную деформацию, вызванную смещением (дислокацией) в момент $t = 0$. Рассмотрим вязкое поведение материала, вызванное сдвиговым процессом, таким как крип, или релаксацией вязкого флюида в зонах плавления. В этом случае модуль сдвига μ_2 необходимо заменить на соответствующий оператор Лапласа μ^- для стандартного вязкоупругого твердого тела:

$$\mu^-(s) = 1/2[(b_0 + b_1 s)/(a_0 + a_1 s)], \quad (20)$$

где a_0, a_1, b_0 и b_1 — постоянные коэффициенты в генерализованном соотношении между сдвиговым напряжением σ_{ij} и сдвиговой деформацией ϵ_{ij} ($i \neq j$):

$$\left(\begin{smallmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{smallmatrix} \right)_{ij} \left(\begin{smallmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{smallmatrix} \right)_{ij};$$

коры, можно переписать условие баланса сил в виде: $\tau_{xz} = -HG\partial^2\omega_{zE}/\partial y^2$. Пусть в вязком слое линейное течение Куэтта и вязкое сдвиговое напряжение на основании можно выразить как $\tau_{xz} = -\eta(\partial\omega_{zE}/\partial t)/h$, где η — коэффициент вязкости нижней коры. В этом случае эффективная вязкость нижней коры определяется из выражения $\eta = \tau_{xz} h / (\partial\omega_{zE}/\partial t) = 5 \cdot 10^{20}$ Па·с, при мощности земной коры 45 км упругая часть может быть оценена в 25 км и нижняя кора — в 20 км. Соотношение мощностей слоев земной коры получено, учитывая данные магнитотеллурического зондирования в Горном

20. *Savage J.C., Prescott W.H.* Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle // *J. Geophys. Res.* – 1978. – V. 83. – No. B7. – P. 3369–3376.
21. *Turcott D.L., Schubert G.* Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. – New York: John Wiley & Sons, 1982. – 730 p.
22. *Calais E., Vergnolle M., Déverchère J., San'kov V., Lukhnev A., Amarjargal S.* Are post-seismic effects of the M = 8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia–Baikal area? // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 149. – No. 1. – P. 157–168.
23. *Segall P.* Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system // *Int. Geol. Rev.* – 2002. – V. 44. – P. 62–82.
24. *Johnson K.M., Segall P.* Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 109. – P. B10403.

Поступила в редакцию
02.10.2008 г.

С

Тимофеев Владимир Юрьевич, д.ф.-м.н., с.н.с., заведующий лабораторией ИНГГ СО РАН, TimofeevVY@ipgg.nsc.ru.
 Ардюков Дмитрий Геннадьевич, научный сотрудник ИНГГ СО РАН, ArdyukovDG@ipgg.nsc.ru
 Бойко Елена Валерьевна, инженер ИНГГ СО РАН, BoykoEV@ipgg.nsc.ru