

СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ И СМЕЩЕНИЯ В ЭПОХУ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардюков, Е.В. Бойко, Е.И. Грибанова*, В.М. Семибаламут*,
А.В. Тимофеев, А.В. Ярошевич**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** СФ Геофизической службы СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*** Иркутский территориальный центр государственного мониторинга геологической среды, г. Иркутск, Россия*

Исследование кинематических характеристик земной коры — скоростей смещений и деформаций — является важной частью мониторинга современных процессов в зонах сейсмической и техногенной опасности. Измерения деформаций на различных временных и пространственных базах позволяют выделять потенциально опасные зоны. Данные о косейсмических смещениях и деформациях могут быть использованы для уточнения моделей землетрясений, а многолетние характеристики важны для поиска предвестников землетрясений и изучения реологических свойств земной коры и зон разломов. Измерения наклонов в штольне сейсмостанции Талая (51.63° с.ш., 102.68° в.д., Южный Байкал) начаты в 1985 г., деформаций в 1990 г., а метод GPS на пункте Талая используется с 2000 г.

Полученные данные отражают изменение во времени локальных параметров деформации, позволяют провести сравнение с результатами GPS измерений по региону и сравнить с данными по западной части Центральной Азии. Изменения деформаций, полученные в подземной обсерватории Ала-Арча (42.63° с.ш., 74.50° в.д.), Северный Тянь-Шань, анализируются совместно с данными по региону методами космической геодезии.

Определение скоростей деформации на сверхдлинных базах проведено по данным постоянных станций сети IGS для центра Азии — территории, простирающейся с юга на север от Джунгарии до Сибирской платформы и с запада на восток от Тянь-Шаня до Байкала. В работе рассматривается пример использования данных деформографии и GPS геодезии для построения дислокационной модели и уточнения параметров Култукского землетрясения (Южный Байкал, 27.08.2008, $M = 6.3$).

Штольневые деформографы и наклонометры, скважинные измерения, GPS измерения, скорости смещений и деформаций, землетрясения и косейсмические изменения, Байкальский регион.

STRAIN AND DISPLACEMENT RATES DURING A LARGE EARTHQUAKE
IN THE SOUTH BAIKAL REGION

V.Yu. Timofeev, D.G. Ardyukov, E.V. Boiko, E.I. Gribanova, V.M. Semibalamut, A.V. Timofeev, A.V. Yaroshevich

Crustal kinematic characteristics such as strain and displacement rates are important in the monitoring of present-day processes in zones of seismic and industrial hazard. Strain measurements on different temporal and spatial baselines reveal potentially hazardous zones. Data on coseismic displacements and strain can be used to refine earthquake models, and long-term characteristics are important in searching for earthquake precursors and studying the rheology of the crust and fault zones. Tilt measurements in the adit of the Talaya seismic station (51.68°N, 103.64°E, South Baikal region) began in 1985; strain measurements, in 1990; and GPS measurements, in 2000.

The data reflect time variation in the local strain parameters and permit a comparison with the GPS data on the region and western Central Asia. The data on strain variations obtained in the Ala-Archa underground observatory (42.63°N, 74.50°E, North Tien Shan) are analyzed together with those obtained in the region by GPS methods.

Strain rates on very long baselines were determined using data from permanent IGS stations for Central Asia — the territory expanding from Dzungaria in the south to the Siberian Platform in the north and from the Tien Shan in the west to Lake Baikal in the east. We consider the example of using strain gaging and GPS data to construct a dislocation model and refine the parameters of the Kultuk earthquake (South Baikal region, 27 August 2008, $M = 6.3$).

Adit strainmeters and tiltmeters, borehole measurements, GPS measurements, strain and displacement rates, earthquakes and coseismic changes, Baikal region

ВВЕДЕНИЕ

Исследования современных смещений и деформаций земной коры широко развиты в тектонически-активных частях нашей планеты. Они необходимы для решения различных задач геологии и геофизики в широком пространственном и временном спектре от задач исследования современного деформирования тектонических плит, процессов современной сейсмичности до оценки техногенных нагрузок на геологическую среду. Измерения проводятся различными геофизическими и геодезическими методами на малых и больших базах, на поверхности и на различных глубинах. Измерения в специальных подземных обсерваториях являются важной частью исследований кинематических характеристик земной коры. Эти работы в последние десятилетия дополнены сетевыми измерениями методом космической геодезии. Экспериментальные результаты дают возможность рассмотреть величину деформаций на различных частотах и провести сравнение с уровнем сейсмической активности региона. Эти вопросы стоят перед исследователями со времени появления аппаратуры для измерения линейных и сдвиговых деформаций [Benioff, 1935], а вопрос о парадоксе больших скоростей современных движений земной коры поставлен еще В.А. Магницким [Магницкий, 1985; Гусева, 1986; Кукол, 1987; Колмогоров, Колмогорова, 1990, 1992; Nager, 1999; Колмогоров, Колмогоров, 2002].

Задачи нашего исследования включали анализ многолетней скорости деформации, полученной разными методами и в разных районах, оценку косейсмических эффектов в деформациях и смещениях, моделирование дислокаций при сильных землетрясениях.

ИЗМЕНЕНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ВО ВРЕМЕНИ

Байкальская рифтовая система (БРС) выделяется особенностями глубинного строения и высокой сейсмичностью [Недра..., 1981; Zonenshain, Savostin, 1981; Logatchev et al., 1983; Карта..., 1986; Kesselman et al., 1992; Baljinnam, 1993; Petit et al., 1996; Bayasgalan, 1999; Мордвинова и др., 2000; San'kov et al., 2000; Suvorov et al., 2002; Polyansky, 2002; Суворов, Мишенькина, 2005]. Высокоточные измерения различных видов деформаций и наклонов в БРС начаты на сейсмостанции Талая в середине 80-х годов прошлого столетия [Гриднев и др., 1990; Тимофеев и др., 1994]. Положение станции Талая (51.63° с.ш., 102.68° в.д.) южнее Главного Саянского разлома — границы Сибирской платформы и БРС — определяет сложный характер локального деформирования. Проведение измерений наклонов и деформаций на уровне 10^{-9} — 10^{-10} возможно только при определенных условиях на пункте, где устанавливается аппаратура. Требуется сохранение высокой стабильности температурных условий и исключение влияния поверхностных температурных деформаций на рельефе, что достигается при заглублении пункта на 50 м и более [Урманцев, 1975; Beavan, Vilham, 1977; Agnew, 1986].

Температурные наклоны и деформации (неприливные периодические) в основном вызваны периодическим неравномерным нагревом поверхности при суточном вращении Земли, при сезонных и многолетних изменениях. Неоднородности в нагреве земной поверхности возникают из-за расчлененности рельефа, различий в цвете пород и поверхности, коэффициентах теплопроводности. Температурные наклоны земной поверхности ψ приблизительно описываются соотношением [Попов, 1961; Turcott, Schubert, 1982]:

$$\psi = [\alpha \cdot \nu_0 / (1 - \sigma)] \{ P\psi \cdot \cos(\omega t - \pi/4) - Q\psi \cdot \sin(\omega t) \} l^{-2\pi x/l} \cdot \sin(2\pi y/l) + (1 + \sigma) \cdot \sqrt{2\pi/k l} \cdot l^{-kx} [\sin(\omega t - kx + \pi/4) - (1 + \sigma) \cdot 2\pi^2/(k^2 \cdot l^2) \cdot \cos(\omega t - kx + \pi/4) \cdot \sin 2\pi y/l], \quad (1)$$

$$P\psi = (1 + \sigma) \cdot \sqrt{2\pi/k l} \cdot [2\pi x/l + (1 - 2\sigma)],$$

$$Q\psi = 2\pi^2/(k^2 \cdot l^2) \cdot [2(1 - \sigma) + (1 + \sigma) \cdot 2\pi x/l],$$

где x — заглубление в (метрах); α — коэффициент линейного термического расширения ($градус^{-1}$); σ — коэффициент Пуассона; ω — циклическая частота плоской температурной волны ($с^{-1}$) вдоль оси y ; ν_0 — ее амплитуда в градусах; a — коэффициент теплопроводности ($м^2/с$); l — расчлененность рельефа и неоднородности в метрах; $k = \sqrt{(\omega/2a)}$. Как следует из аналитического выражения, приведенного выше, наклоны на поверхности при обычных параметрах рельефа ($l = 1$ — 5 км) достигают 1 сек. дуги, что подтверждается экспериментом [Гриднев и др., 1988; Гриднев и др., 1989; Тимофеев, Сарычева, 1992]. При заглублении пункта измерений происходит экспоненциальное затухание величины эффекта, уже с глубин 30 м и появляется возможность изучения приливных и тектонических эффектов в наклонах и деформациях (10^{-8}). При протяженности горизонтальной штольни Талая в 90 м хорошие условия для выделения приливных эффектов появляются в 50 м и более от входа, где и установлена аппаратура. Среднегодовая температура в штольне Талая составляет +1 °С, а суточные вариации в местах установки приборов 0.001—0.01 °С. Измерения наклонов в штольне проводятся с помощью кварцевых приливных наклономеров системы Д.Г. Гриднева [Буланже и др., 1975; Гриднев, Тимофеев 1990]. Также для накло-

номерных измерений применяются наклонометры с металлическими нитями, либо уровневые (пузырьковые) системы, при этом используется стандартная технология земноприливных измерений [Мельхиор, 1968; Методика..., 1970; Волков и др., 1976; Островский, 1978; Латынина, Кармалеева, 1978; Сарычева, Тимофеев, 1992; Тимофеев, 2004]. Многолетние вариации хода наклонов имеют периодический характер (периоды от 3 до 20 лет) и отражают, в частности, сейсмический процесс региона (рис. 1, а, таблица). Векторная диаграмма хода наклонов земной поверхности показывает циклический характер деформирования, а также изменение направления и скорости в периоды региональных землетрясений (см. рис. 1, б). Проходка штольни в северном склоне долины и большая глубина сезонного промерзания горных пород (до 2 м) приводит к отсутствию в результатах измерений эффекта весеннего таяния снегов. Только в июле-августе при обильных дождях поверхностные воды просачиваются в штольню и вызывают обратимые сезонные расширения и сжатия горных пород (10^{-8} — 10^{-7}). Отметим, что на показания лазерного деформографа оказывает влияние сезонное изменение влажности в штольне, поэтому в анализе многолетних вариаций использованы только годовые скорости деформаций [Орлов, 2003].

Штольневые измерения линейной деформации — это измерения на плоской поверхности, здесь достаточно измерений в трех азимутах для построения тензора деформации. По деформографическим данным при наличии трех компонент измерений существует возможность определения направления — угла для главных осей деформации φ ($\varphi_2 = 90^\circ + \varphi$) и значений основных компонент E_x и E_y . Подобный подход используется также и в классической геодезии (построения деформаций в главных осях по результатам GPS измерений по треугольникам).

На основе имеющихся данных по двум направлениям можно вычислить величину площадной, объемной и вертикальной деформации. Ортогональность осей деформографов позволяет это делать для изотропной среды. Для таких расчетов используются соотношения:

$$\begin{aligned}\varepsilon_{\text{об.}} &= 2/3(\varepsilon_{\text{с-ю}} + \varepsilon_{\text{в-з}}), \\ \varepsilon_{\text{верт.}} &= -1/3(\varepsilon_{\text{с-ю}} + \varepsilon_{\text{в-з}}), \\ \varepsilon_{\text{пл.}} &= \varepsilon_{\text{с-ю}} + \varepsilon_{\text{в-з}}.\end{aligned}\quad (2)$$

В период 1989—1995 гг. измерения в штольне проводились с помощью трубных приливных деформографов с базами 1.5, 2.0 и 8.5 м в трех азимутах (рис. 2, а), а далее комплекс дополнен лазерными измерениями в двух ортогональных азимутах на базах в 25 м [Semibalamut et al., 1995]. Уже первые ре-

Список землетрясений в окрестностях станции Талая (радиус 200 км, период 1994—2008 гг.)

Событие				Магнитуда	Расстояние до эпицентра и диапазон магнитуд		
Дата (число, мес., год)	Время (ч., мин., с.)	Координаты, град			0 < L < 50 M > 3.0	50 < L < 100 M > 4.5	100 < L < 200 M > 5.0
		с.ш.	в.д.				
23.11.1994	18:27:33.40	51.36	104.14	3.0	50 км на ЮВ	—	—
20.02.1995	04:51:14.80	51.28	103.25	3.1	52 км на ЮЗ	—	—
29.06.1995	23:02:28.20	51.71	102.70	5.5—5.7	—	67 км на З	—
19.09.1996	05:52:31.40	51.49	103.95	3.0	30 км на Ю	—	—
09.12.1997	05:00:35.40	51.77	103.39	3.9	20 км на З	—	—
10.02.1999	08:05:31.50	51.64	104.85	4.6	—	85 км на В	—
25.02.1999	18:58:28.22	51.63	104.89	5.5—5.8;	—	86 км на В; 87 км на В	—
	19:11:07.00	51.65	104.80	5.3;			
	20:24:31.10	51.58	104.78	4.6;			
	00:12:28.30	51.71	104.79	4.5			
31.05.2000	16:28:08.70	51.71	104.84	5.1	—	86 км на В	—
06.10.2001	07:16:31.60	51.73	103.78	2.9	11 км на СВ	—	—
01.09.2002	05:19:13.90	51.29	103.33	4.6	49 км на ЮЗ	—	—
17.09.2003	02:59:56.00	51.75	101.46	5.3	—	—	155 км на З
23.02.2005	19:55:11.20	52.35	101.59	5.3	—	—	160 км на СЗ
21.03.2005	18:04:55.10	51.73	104.40	4.5	—	52 км на В	—
11.06.2005	17:05:51.80	51.71	103.94	3.4	22 км на В	—	—
21.09.2005	07:34:44.90	51.72	103.79	2.9	12 км на В	—	—
18.02.2006	01:52:17.30	50.26	105.37	5.0	—	—	200 км на ЮВ
06.03.2006	17:15:25.90	51.47	103.82	3.1	25 км, ЮВ	—	—
27.08.2008	01:35	51.61	104.07	6.1	25 км на В	—	—

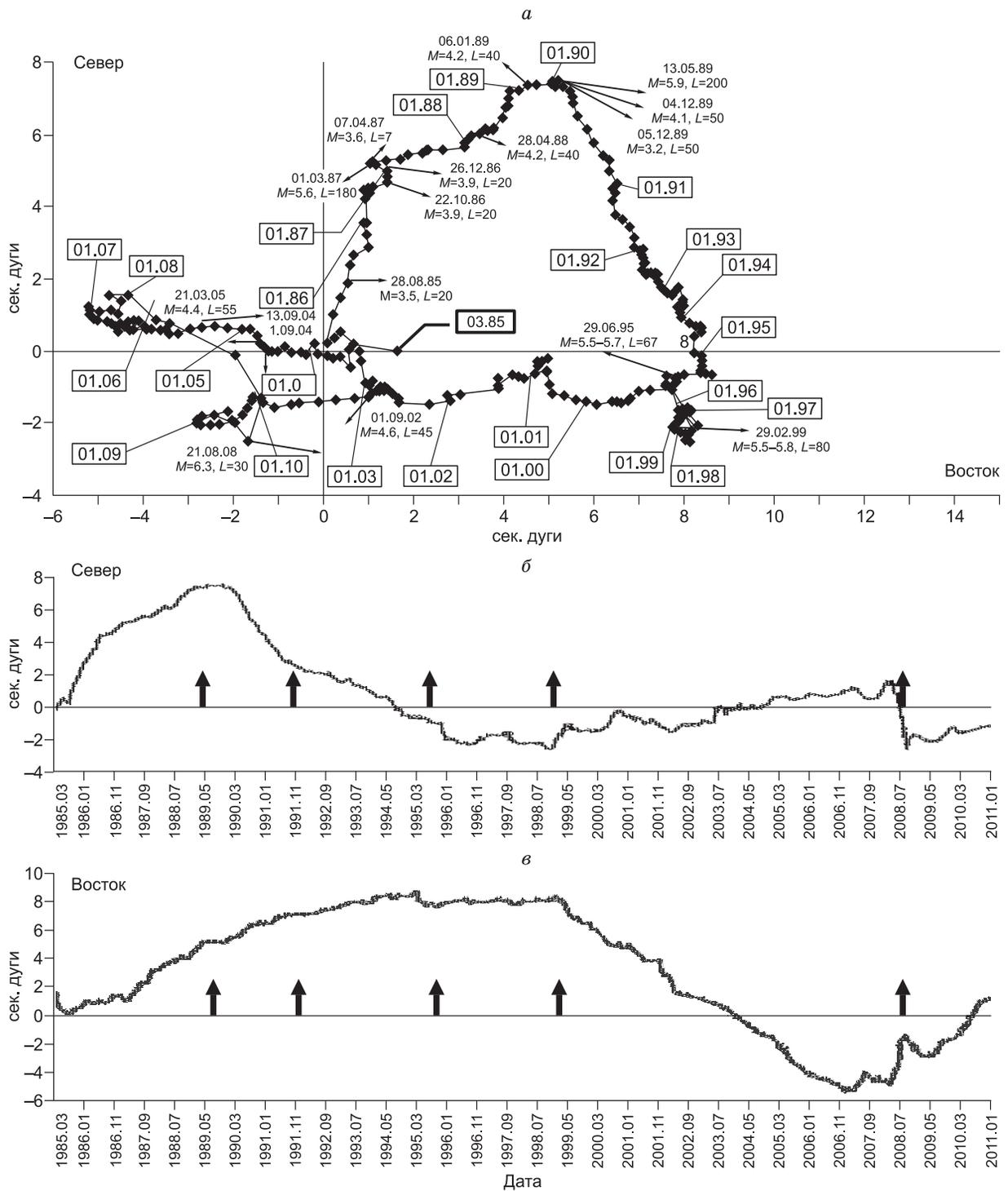


Рис. 1. Записи хода наклона в штольне станции Талая.

a — векторная диаграмма хода наклона с марта 1985 г. по начало 2010 г. в сек. дуги (точками отмечено изменение за месяц), показаны землетрясения, их магнитуда (M) и расстояние (L) до эпицентра (км) (см. таблицу). *б* — вариации хода наклона (сек. дуги) с марта 1985 г. по март 2010 г., компоненты: север-юг (*б*) и восток-запад (*в*). Стрелками отмечены моменты сильных землетрясений.

зультаты по изменениям деформации в трех азимутах позволили определить тип локального деформирования. Сдвиговый характер деформирования отражается уже в первых результатах измерений (см. рис. 2, *б*). Проведение измерений в двух ортогональных азимутах позволяет получить первый инвариант

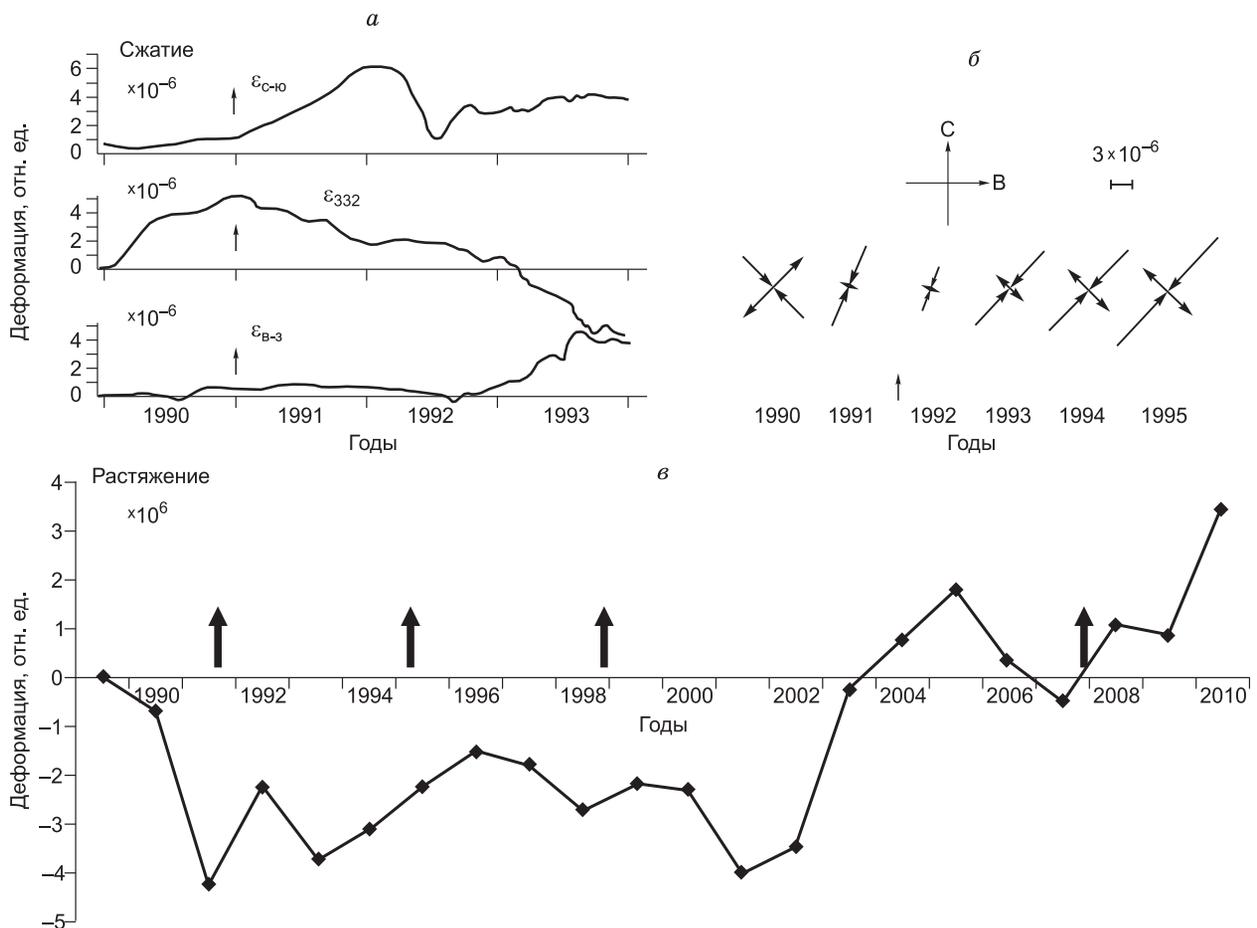


Рис. 2. Вариации деформации на станции Талая.

a — запись результатов штанговых деформографов в трех азимутах с конца 1989 г. по начало 1994 г. *б* — ориентация осей главных деформаций, построенная по скоростям деформаций в трех азимутах. *в* — изменение величины объемной деформации с конца 1989 г. по конец 2010 г., стрелками указаны периоды сильных региональных землетрясений: 27.12.1991 Бусингольское, 29.06.1995 Зунмурынское, 25.02.1999 Южно-Байкальское и 27.08.2008 Култукское.

тензора деформации — значения объемной деформации и проанализировать его поведение во времени (см. рис. 2, *в*).

Современное поле скоростей деформаций БРС построено по результатам GPS измерений [Calais et al., 1998, 2000, 2002, 2007; Лухнев и др., 2010]. Так, для юго-западной части БРС (1996—2007 гг.), где расположена станция Талая, получен сдвиговый характер деформирования при значениях скоростей: $\varepsilon_1 = +2.2 \cdot 10^{-8}/\text{год}$ и $\varepsilon_2 = -1.7 \cdot 10^{-8}/\text{год}$. На GPS пунктах по обе стороны Главного Саянского разлома в период с 1994 по 2002 г., т.е. в эпоху перед Култукским землетрясением ($M = 6.3$, 27.08.2008), зарегистрирована блокировка движений в зоне разлома, что должно отразиться на ходе деформаций [Лухнев и др., 2005].

Анализ объемной деформации за период 1989—2010 гг. показывает периодический характер изменений (см. рис. 2, *в*). Используя годовые изменения значения объемной деформации, построен график (см. рис. 2, *в*), где стрелками показаны моменты Бусингольского (27.12.1991, $M = 6.5-7.0$), Зунмурынского (29.06.1995, $M = 5.5-5.7$), Южно-Байкальского (25.02.1999, $M = 5.7-6.0$) и Култукского землетрясений (27.08.2008, $M = 6.3$). Наиболее близко расположенное Култукское землетрясение проявилось на графике наиболее ярко [Мельникова и др., 2009]. Анализ результатов (1989—2010 гг.) показывает, что в зависимости от периода осреднения годовая скорость изменяется от 10^{-9} до 10^{-6} в год, что в среднем соответствует данным GPS измерений ($2 \cdot 10^{-8}$ в год) и численным расчетам [Avouac, Tapponnier, 1993; Peltzer, Saucier, 1996]. Изменения во времени объемной деформации свидетельствуют о систематическом растяжении начиная с 2000 г. (см. рис. 2, *в*). Механизмы очагов землетрясений, перечисленных выше, показывают сдвиговый характер событий, случившихся к западу от оз. Байкал. Для землетрясе-

ний на дне озера характерно появление эффекта растяжения. Косейсмические эффекты при Култукском землетрясении будут рассмотрены ниже.

СРАВНЕНИЕ ШТОЛЬНЕВЫХ И GPS ИЗМЕРЕНИЙ ДЕФОРМАЦИЙ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сравним данные, полученные на Байкале в обстановке сдвига—растяжения, с результатами измерений в горном районе Северного Тянь-Шаня в условиях сжатия. Подобное распределение деформаций в восточной и западной частях Центральной Азии многими исследователями связывается с Индо-Азиатской коллизией. Ее воздействие веерообразно распространяется на север и охватывает большую часть Азиатской плиты [Abdrakhmatov et al., 1996; Calais et al., 2007]. Внутриконтинентальная высокогорная система Северо-Западного Тянь-Шаня выделяется сильной сейсмической активностью. Здесь, по данным сетевых GPS измерений на 300 пунктах за период 1994—2006 гг., построена карта скоростей деформаций для района, расположенного в прямоугольнике от 73 до 77° в.д. и от 41.5 до 43.5° с.ш. [Kuzikov, Mukhamediev, 2008]. Анализ показал существование значительных поверхностных деформаций, отражающих как меридиональное сжатие, так и разломную систему региона (рис. 3, а).

Непрерывные наблюдения на специальных геофизических станциях являются необходимым дополнением комплексных исследований кинематических характеристик сейсмоактивных регионов. Измерения в штольне обсерватории Ала-Арча (координаты 42°38'13" с.ш., 74°29'43" в.д., высота 1700 м, в 20 км от полигона с пунктом космической геодезии POL 2), расположенной на северном склоне Киргизского горного хребта, на южном крыле субширотного Чонкурчакского надвига начаты в конце 1985 г. Конфигурация штольни типична для сейсмостанций республик Средней Азии [Латынина, Кармалева, 1978], имеет П-образную форму и состоит из двух 80-метровых проходных галерей, связанных 33-метровой поперечной [Тимофеев и др., 2001]. Уровень промерзания грунтов в районе Ала-Арчи в зимний период достигает лишь 0.17 м, что обусловило появление важной особенности галереи — сильного сезонного эффекта, связанного с весенними талыми водами. Наклонометры марки ASNS были установлены в штольне в специальной камере. Штанговые кварцевые деформографы с базой 30 м расположены вдоль галерей в азимутах С-Ю и В-З [Timofeev et al., 2000; Yakovenko, 2002]. Из анализа сейсмичности региона за период наблюдений можно составить представление о характере распределения напряжений региона. Наиболее сильное за период наблюдений землетрясение — это Суусамырское, а остальные значительно слабее: 13 ч 30 мин 17.06.1988, координаты 43.00° с.ш., 77.42° в.д., $M = 5.0$, $L = 200$ км; 13 ч 48 мин 05.03.1989, координаты 42.57° с.ш., 74.73° в.д., $M = 4.6$, $L = 20$ км, Таш-Башатское; 02 ч 04 мин 19.08.1992, координаты 42.07° с.ш., 73.63° в.д., $M = 7.2$, $L = 110$ км, Суусамырское. Для Суусамырского землетрясения определяющим является напряжение меридионального сжатия, типичного для региона. Для более слабых землетрясений наблюдается сложная ситуация — картина сдвига со сжатием либо растяжением в широтном направлении, видимо, отражающая влияние комплекса широтных разломов региона.

Из анализа вариаций наклонов земной поверхности отметим сильный сезонный эффект, достигающий 7 сек. дуги весной 1987 г. и далее составивший 0.1—3.0 сек. дуги (см. рис. 3, в). Для 17-летнего периода получен систематический ход в меридиональном направлении, достигающий 10 сек. дуги. Наклон по второй компоненте в два раза меньше. Сейсмическая активность отражается на записях наклонов, особенно на компоненте В-З. Здесь после 1988—1989 гг. наблюдалась смена знака. Самое сильное землетрясение 1992 г. с $M = 7.2$ отразилось на записях обеих компонент, но не сменило направления наклона. Небольшое Таш-Башатское землетрясение ($M = 4.6$, $L = 20$ км), произошедшее около места наблюдения, имело такое же отражение, как и сильное Суусамырское ($M = 7.3$, $L = 110$ км) на большом расстоянии. При исключении сезонного влияния на векторном графике наклона проявляется меридиональная компонента, что, видимо, связано со сжатием региона в этом направлении (см. рис. 3, з).

На рис. 3, д приведены наблюдаемые кривые для деформографических измерений. Как было отмечено для наклонов, здесь тоже можно увидеть сильный сезонный эффект ($2 \cdot 10^{-6}$) весной 1987 г. Далее вариации находятся в пределах этого значения, но носят обратимый характер растяжение—сжатие, вызванный поступлением воды в трещиноватые породы и ее исчезновением. Различная реакция связана с базой, так у наклонометра база инструмента 20 см, размер постаментов 2.5 м и камеры 3.4 м, а база деформографов составляет 30 м. На графике объемной деформации (см. рис. 3, е) до середины 1990 г. зарегистрировано систематическое нарастание растяжения. В этих условиях произошло близкое Таш-Башатское землетрясение 05.03.1989 года ($M = 4.6$). В период с середины 1990 г. по середину 1992 г. происходит перестройка напряжений в регионе и 19.08.1992 г. происходит Суусамырское землетрясение ($M = 7.2$), далее регистрируется систематическое объемное сжатие.

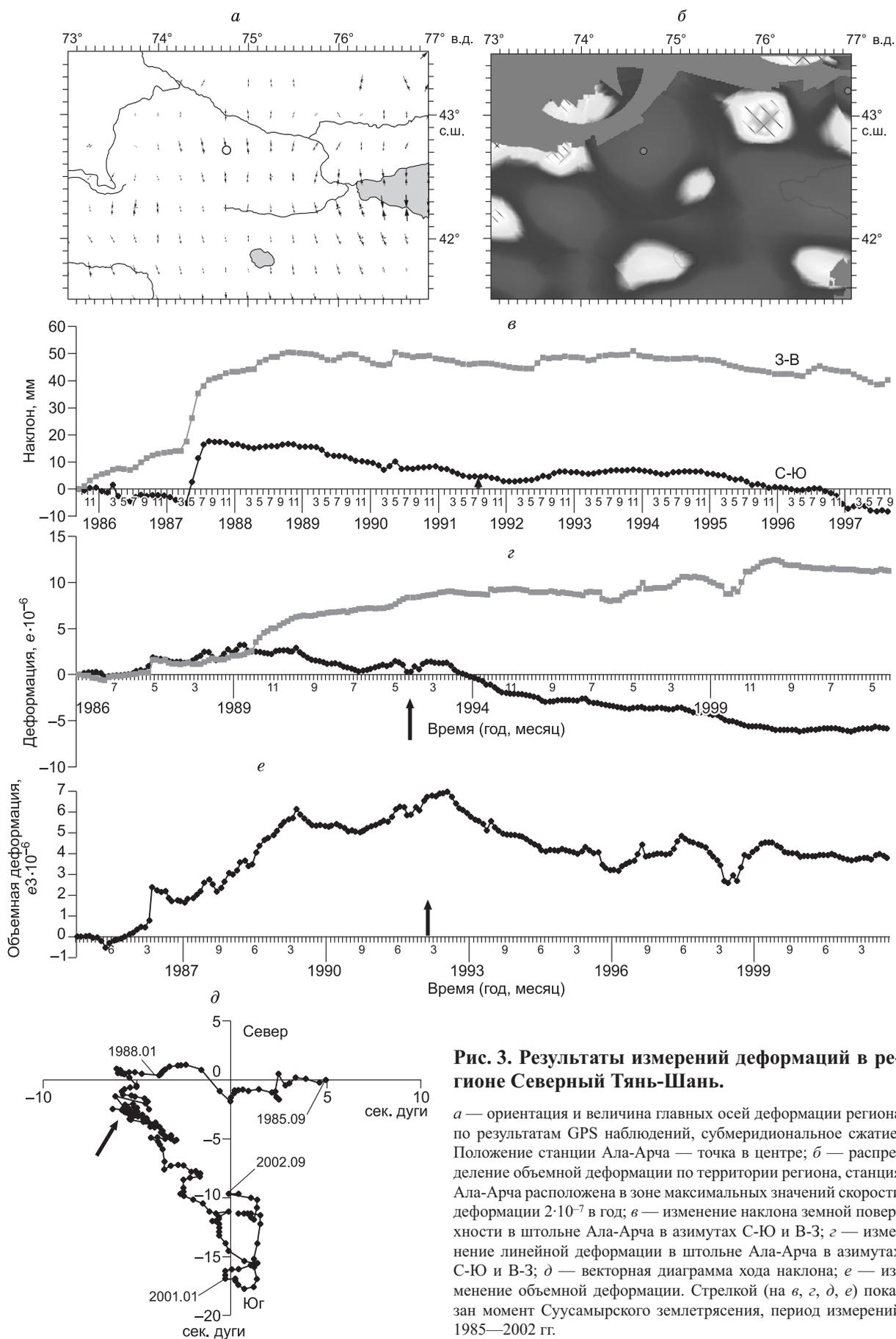


Рис. 3. Результаты измерений деформаций в регионе Северный Тянь-Шань.

а — ориентация и величина главных осей деформации региона по результатам GPS наблюдений, субмеридиональное сжатие. Положение станции Ала-Арча — точка в центре; *б* — распределение объемной деформации по территории региона, станция Ала-Арча расположена в зоне максимальных значений скорости деформации $2 \cdot 10^{-7}$ в год; *в* — изменение наклона земной поверхности в штольне Ала-Арча в азимутах С-Ю и В-З; *г* — изменение линейной деформации в штольне Ала-Арча в азимутах С-Ю и В-З; *д* — векторная диаграмма хода наклона; *е* — изменение объемной деформации. Стрелкой (на *в*, *г*, *д*, *е*) показан момент Суусамырского землетрясения, период измерений 1985—2002 гг.

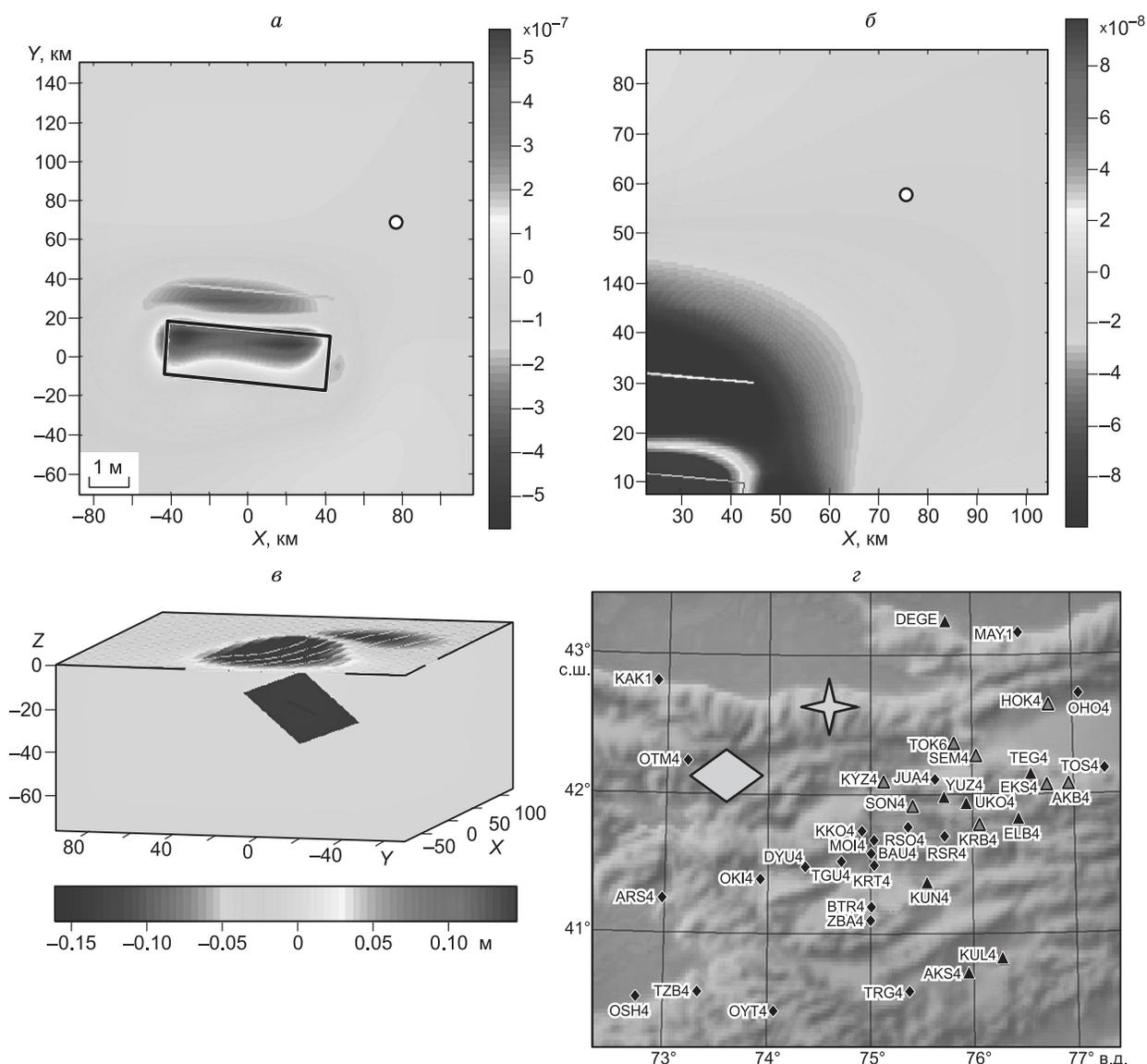


Рис. 4. Моделирование деформаций при Суусамырском землетрясении.

a, б — объемная деформация в разных масштабах, кружок — сейсмостанция Ала-Арча; *в* — вертикальные смещения (м), показано положение разрыва (по осям *X, Y, Z* в км), *г* — карта региона, показано положение эпицентра (ромб) и положение сейсмостанции Ала-Арча (звездочка), мелкими точками показано положение сетевых GPS пунктов.

Учитывая важность для Тянь-Шаня вопроса о меридиональном сжатии, рассмотрим эту компоненту зарегистрированной деформации [Avouac, Tapponnier, 1993; Peltzer, Saucier, 1996]. Систематическое сжатие в компоненте деформации север—юг появилось с начала 1989 г. и далее сохранялось до сентября 2002 г. Для 17-летнего периода наблюдений (1985—2002 гг.) вычислена средняя скорость сжатия $3 \cdot 10^{-7}$ в год. Эти оценки сравнимы с оценками по данным (1994—2006 гг.) GPS измерений для Тянь-Шаня ($2 \cdot 10^{-7}$ в год). Величина косейсмического сжатия при Суусамырском землетрясении, полученная из штольневых измерений (10^{-7}), использована при моделировании сейсмодислокаций. Построенная по сейсмологическим данным модель Суусамырского землетрясения хорошо соответствует деформографическим данным со станции Ала-Арча в период землетрясения (рис. 4).

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ НА БОЛЬШИХ БАЗАХ — ЦЕНТР АЗИИ

Изучение скоростей деформаций по GPS данным можно проводить на различных базах, при этом ошибка задается точностью определения координат — это 0.5—1.0 мм. Рассмотрим скорости деформа-

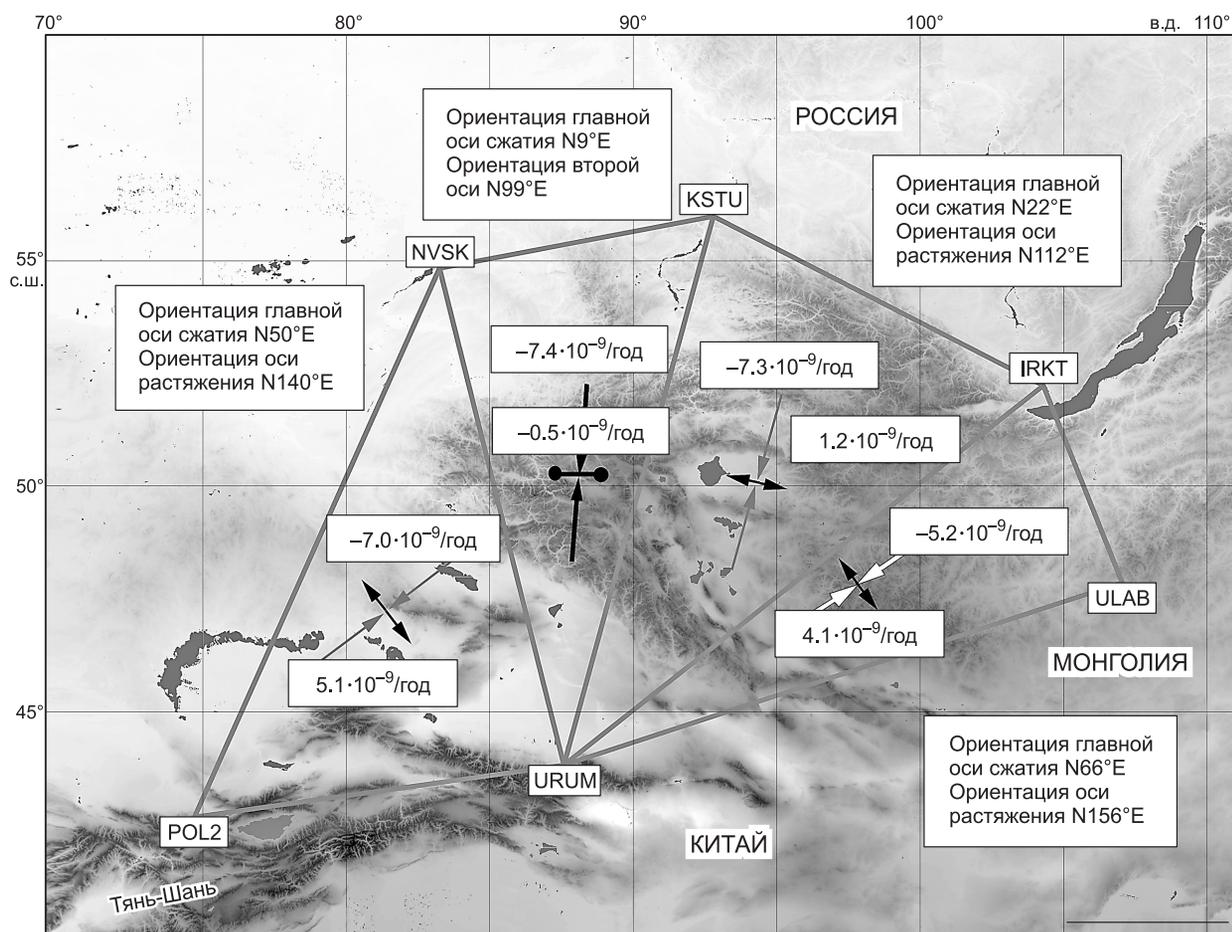


Рис. 5. Результаты определения скоростей деформаций.

a — скорости деформирования для Центральной Азии по данным GPS измерений на постоянных станциях сети IGS; *b* — скорости для района, включающего Горный Алтай, по данным GPS измерений на постоянных станциях сети IGS и пунктах региональных сетей; *в* — скорости для южной части региона.

ции на территориях, включающих рассмотренные выше области БРС и Северного Тянь-Шаня. Исходя из конфигурации существующей международной IGS сети Центральной Азии [Drewes, 1998], получена система триангуляции и был исследован регион, простирающийся от Джунгарии (URUM, в районе г. Урумчи, Китай) на юге до Сибирской платформы (NVSK, г. Новосибирск, KSTU, г. Красноярск) на севере и от Тянь-Шаня (POL 2, полигон в окрестностях г. Бишкек, Киргизия) на западе до Байкала (IRKT, г. Иркутск, ULAB, г. Улан-Батор, Монголия) на востоке. Система была дополнена данными региональных станций: Усть-Кан, западная часть Горного Алтая (USTK) и Чадан, Западная Тува (CHAD) [Лухнев и др., 2010]. Для определения скоростей относительного смещения использована модель плитного вращения Евразии. Продолжительность непрерывных рядов наблюдений на IGS станциях достигает 10 лет и более, на региональных от 5 до 8 лет. Скорости смещения на линиях сети достигали 10 мм в год, протяженность линий 1—1.5 тыс. км. Положение пунктов сети Центральной Азии, полученные величины скорости деформации и ориентации главных осей показаны на рис. 5, *a*. Ошибку определения можно оценить в 5—10%. Анализ результатов показывает, что на западе и на востоке изучаемой территории выделены зоны сдвиговой деформации. Область, включающая Горный Алтай, — это зона стесненной деформации, а далее на восток — область Саяны—Тува — это зона одноосной деформации. Скорости деформирования в высокосейсмичной и тектонически-активной области в центре Азии на тысячекилометровых базах не превышают единиц 10⁻⁹ в год. Напомним, что определения в отдельных регионах (БРС, Тянь-Шань) показывают средние скорости от 2·10⁻⁸ до 3·10⁻⁷ в год. Относительно небольшая величина скорости деформирования при увеличении базы до 1000 и более километров, видимо, свидетельствует о том, что области активных современных процессов с землетрясениями $M = 6—7$ по размерам не превышают нескольких сотен километров, а землетрясения с $M = 8$ и более в рассматриваемый пери-

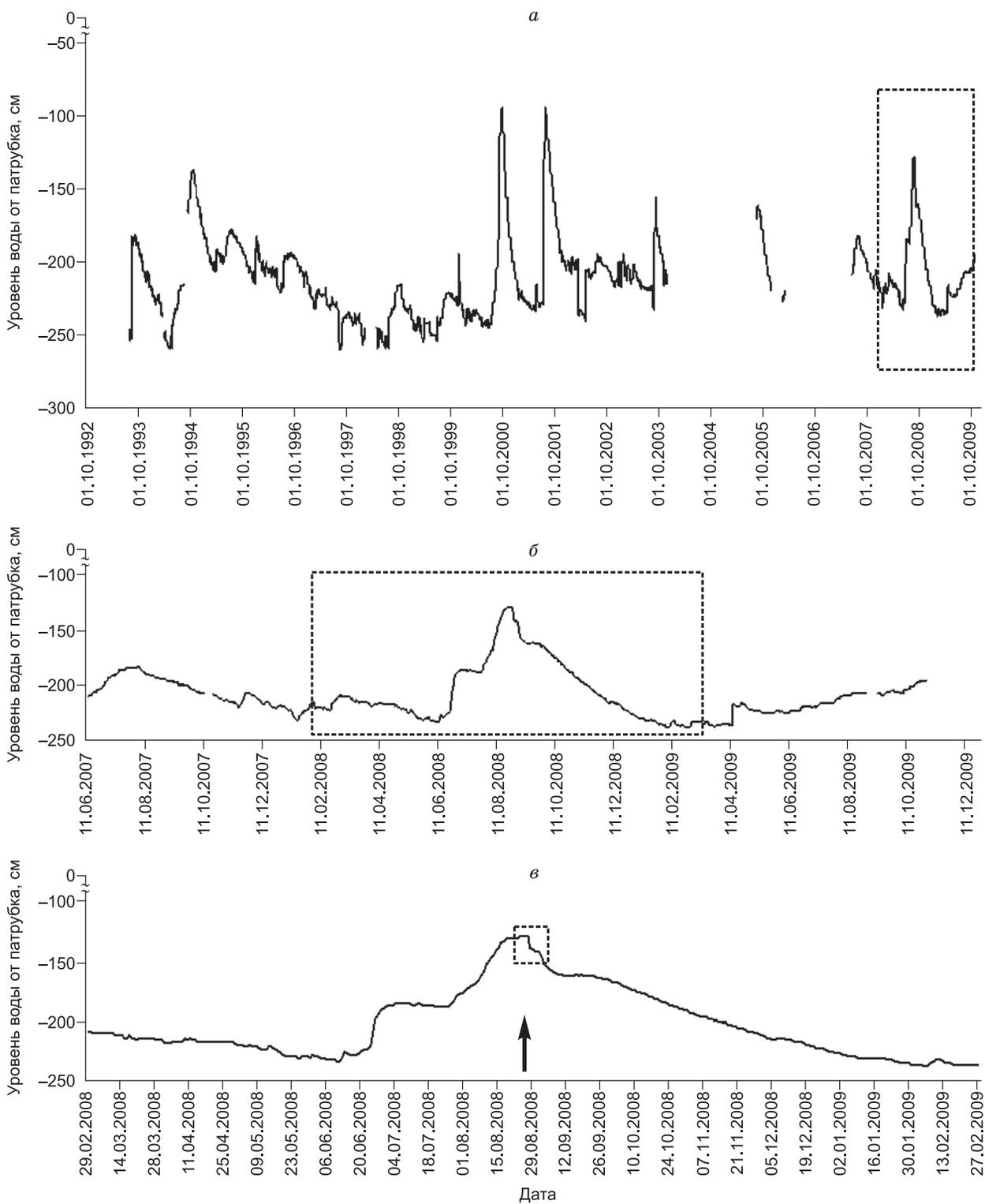


Рис. 6. Запись водного уровня в скважине Талая на разных периодах.

a — уровень воды от патрубка с июля 1993 г. по ноябрь 2009 г., выделяются летние сезонные пики, связанные с проникновением осадков в скважину; *б* — изменения уровня с июня 2007 г. по ноябрь 2009 г., пик в центре записи, период Култукского землетрясения; *в* — запись изменений водного уровня в период 29.02.2008—28.02.2009, стрелкой показан момент Култукского землетрясения 27.08.2008.

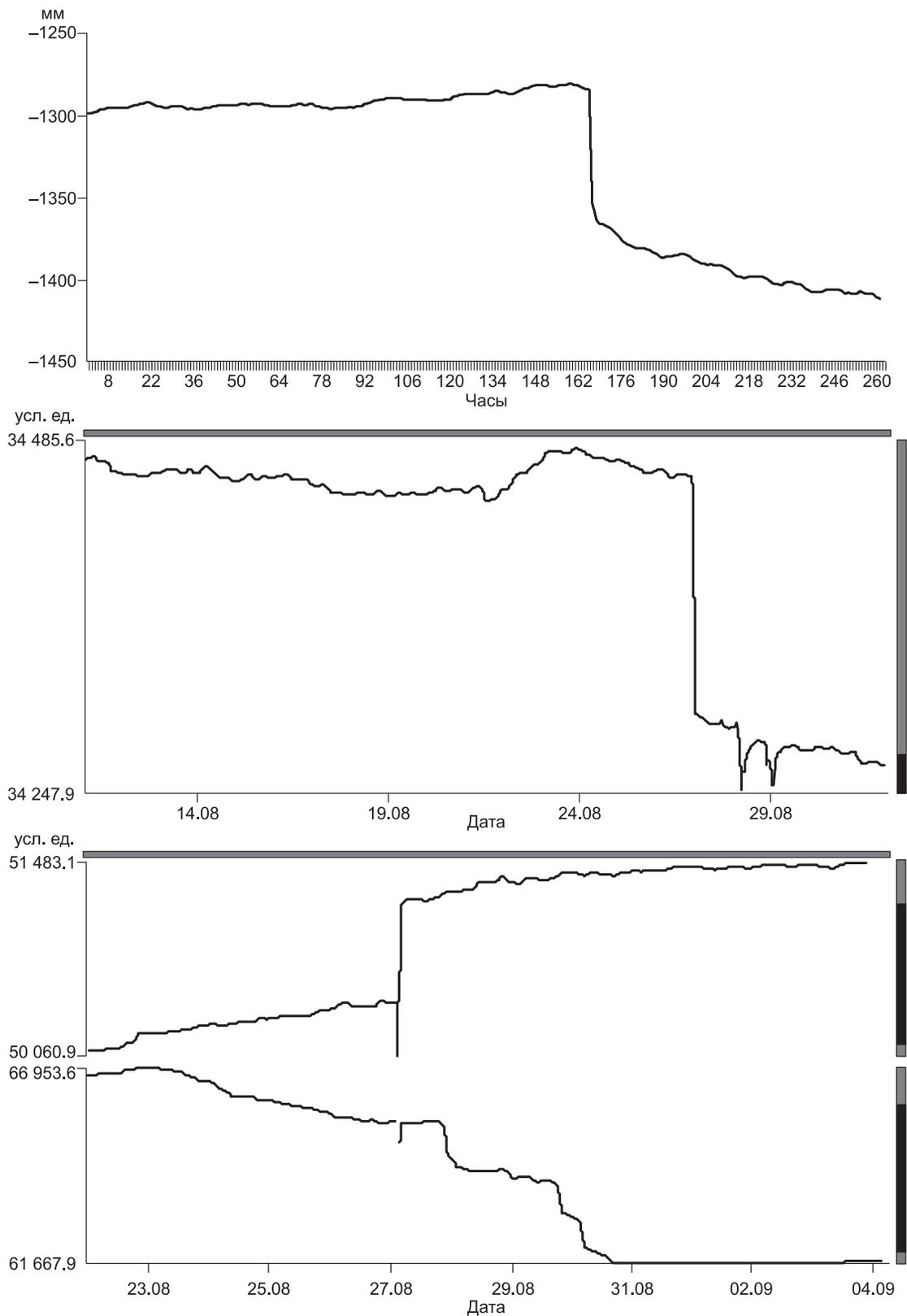


Рис. 7. Косейсмические изменения деформации на станции Талая, по результатам измерений разными видами датчиков.

Вверху: вариации уровня воды в скв. Талая (с 13 ч 20.08.2008 по 10 ч 31.08.2008) скачок 10—11 ч 27.08.2008 — Култукское землетрясение. Внизу — вариации наклона в азимуте С-Ю и косейсмический скачок в момент землетрясения. Вариации деформаций по записям штанговых деформографов, установленных в азимутах В-3 и 156 градусов. Косейсмический скачок — растяжение в момент землетрясения 27.08.2008. Время по Гринвичу.

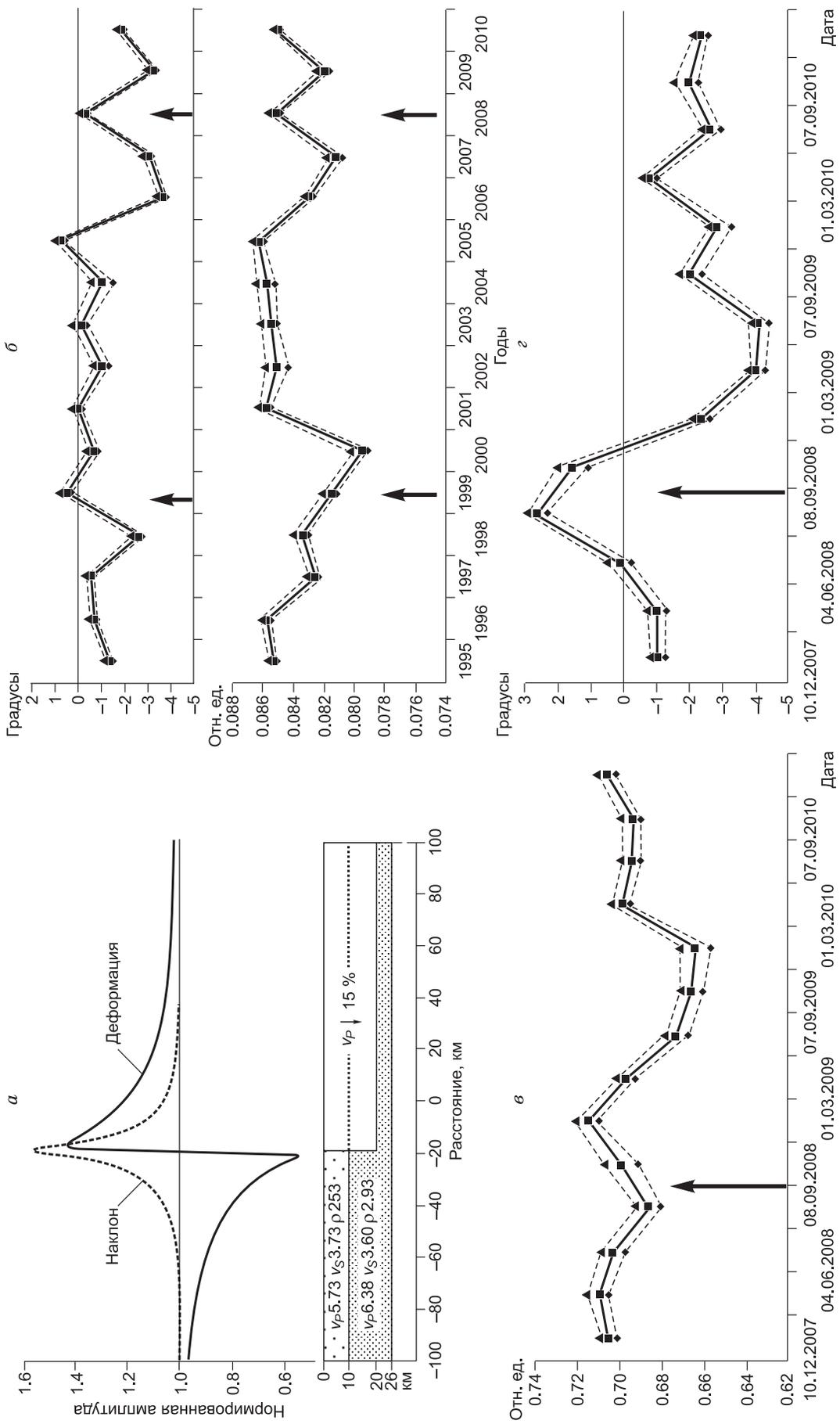


Рис. 8. Вариации приливных параметров.

a — модельные расчеты для нормированных амплитуд наклонов и деформаций; *б* — изменения среднегодовых значений фазового сдвига и величины числа Шида, полученного из амплитудного фактора, период с 1995 г. по 2010 г., стрелками показаны периоды Южно-Байкальского и Култукского землетрясений; *в* — вариации приливного амплитудного фактора при ежесекундном усреднении, стрелкой показан момент Култукского землетрясения, октябрь 2007 г. — декабрь 2010 г.; *г* — вариации фазового запаздывания приливной деформации при ежесекундарном усреднении, стрелкой показан момент Култукского землетрясения, октябрь 2007 г. — декабрь 2010 г.

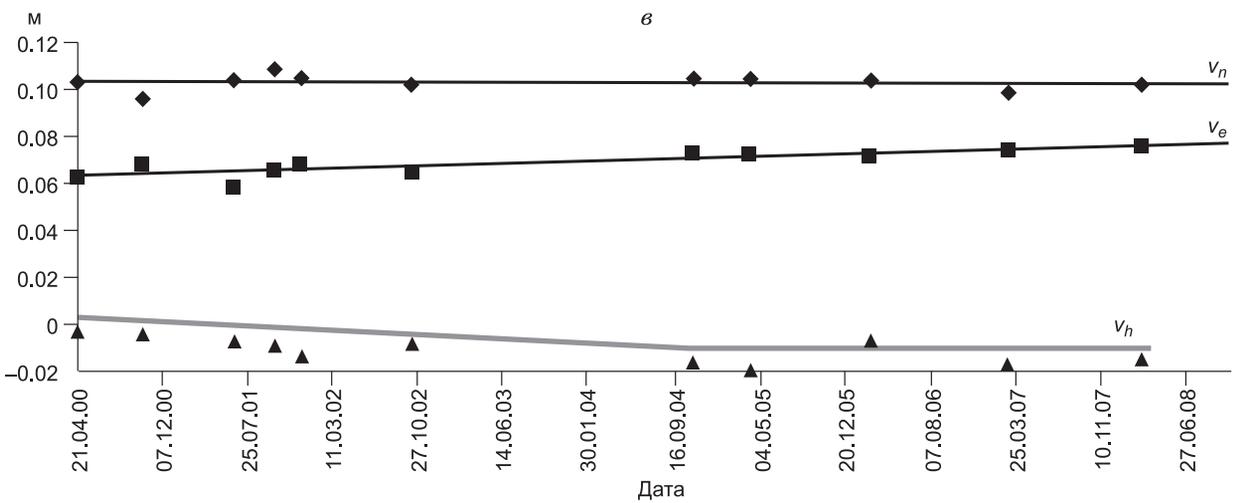
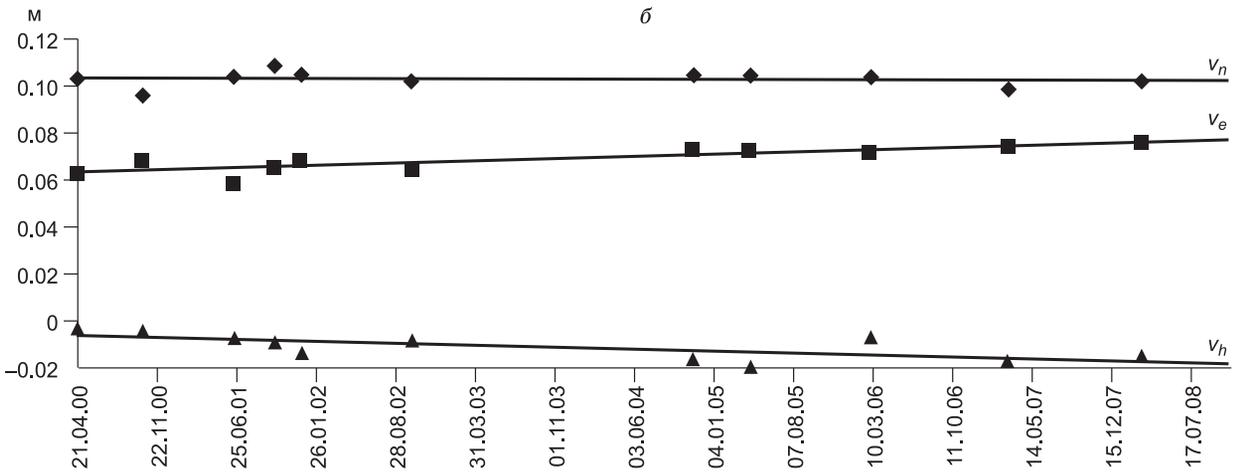
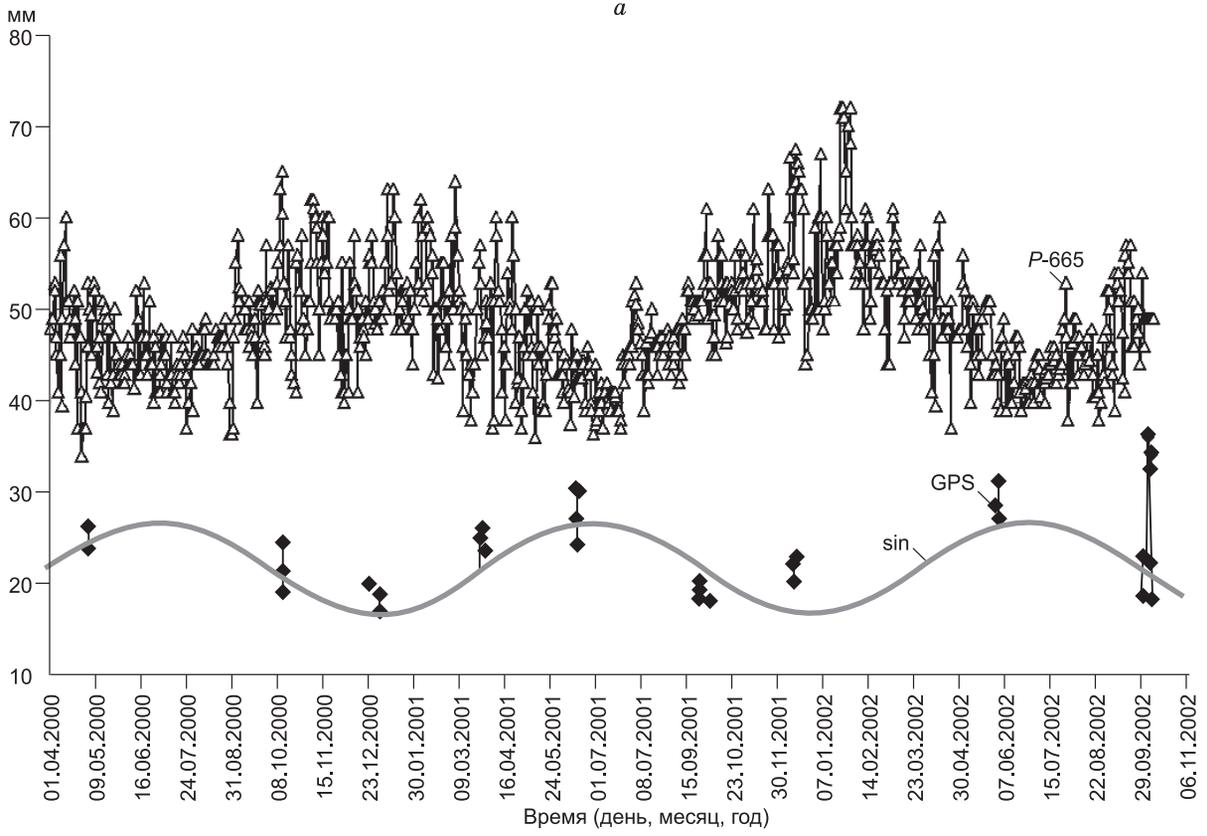


Рис. 9. Записи изменений атмосферного давления и смещений пункта Талая.

На графике сверху вниз представлены: *a* — сезонные вариации по измерениям на станции Талая. Вариации атмосферного давления ($Y = P - 665$) мм. рт. ст., длины линии Талая—Иркутск ($Y = L - 75956923$) мм и сезонная вариация длины (синусоида с амплитудой 5 мм). Период наблюдений апрель 2000 г. — октябрь 2002 г. Длина по 3D измерениям получена с помощью расчетов по программе GPSurvey; точка по GPS измерениям получена за сутки. Координаты станции Иркутск 52.219° с.ш., 104.316° в.д., координаты станции Талая 51.680° с.ш., 103.539° в.д., азимут линии 38,8° с.ш.;

б — смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск (м) по направлению север-юг, восток-запад и по высоте за период с начала 2000 г. по начало 2008 г., скорости смещения $v_n = 0$, $v_e = 1.5$ мм в год (на восток), $v_h = -1.5$ мм в год (опускание).

в — смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск (м), по направлению север-юг, восток-запад и по высоте за период с начала 2000 г. по начало 2008 г., скорости смещения $v_n = 0$, $v_e = 1.5$ мм в год (на восток), $v_h = -3$ мм в год (опускание в период с начала 2000 г. до конца 2004 г.) и $v_h = 0$ с конца 2004 г. по начало 2008 г.

од в Центральной Азии не зарегистрированы. Рассмотрим южную, наиболее активную, часть территории. Область, ограниченная станциями Урумчи (Джунгария, Китай), Усть-Кан (западная часть Горного Алтая) и Чадан (Западная Тува), включает зону Чуйского землетрясения (27.09.2003, $M = 7.3$, 50° с.ш., 88° в.д.). Здесь получаем увеличение значения средней скорости деформирования, появление значительной компоненты широтного растяжения и в результате смену вида деформирования (см. рис. 5, б). Полученная картина очень похожа на механизм очага Чуйского землетрясения в условиях меридионального сжатия и горизонтального сдвига. Область, ограниченная станциями Урумчи (Джунгария, Китай), Усть-Кан (западная часть Горного Алтая) и Улан-Батор (Монголия), включает районы крупных исторических землетрясений Монголии. Здесь получаем картину, близкую к одноосному сжатию в направлении ССВ, ортогональному структурам Монгольского Алтая (см. рис. 5, в). Величина скорости деформирования в этой наиболее активной части Центральной Азии достигает $1 \cdot 10^{-8}$ в год.

ПРИЛИВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ВАРИАЦИИ ПРИЛИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ ВО ВРЕМЕНИ

Приливные деформации Земли охватывают всю планету от ее центра до поверхности, имеют амплитуду уровня 10^{-8} , а приливная сила точно рассчитывается [Beaumont, Lambert, 1972; Melchior, 1982; Agnew, 1986; Melchior, 1992]. Из всех видов приливных исследований гравиметрические измерения являются наиболее эффективным средством для проверки и уточнения моделей приливной деформации Земли и оценки приливных моделей океана. Экспериментальный выбор приливных моделей для Южного Байкала проведен с использованием данных, полученных с помощью цифровых приливных гравиметров [Discarne et al., 2007]. Наличие современных приливных моделей позволяет проводить исследования приливных деформаций, используя датчики, установленные в скважинах или штольнях. Отражение эффектов полости и локальных особенностей земной коры в приливных деформациях для станций Ала-Арча и Талая достигают 10 % в амплитуде и 9° в фазовом сдвиге [Harrison, 1976; Blair, 1977; Timofeev et al., 2008]. Рассмотрим наличие локальных эффектов в приливных вариациях водного уровня в скважине на станции Талая. Здесь с 1993 по 2005 г. проводился ежедневный опрос и получена многолетняя запись уровня в 110-метровой скважине (рис. 6, а). Отметим, что уровень находится около поверхности (высота патрубка 0.8 м), а его вариации связаны с летними осадками и сезонными эффектами. Из многолетних изменений можно говорить о периодических 10—12-летних вариациях, связанных с климатическими циклами. Цифровая запись уровня воды проводится на скважине с 2007 г. практически круглый год (см. рис. 6, б, в) за исключением нескольких зимних месяцев (перемерзание воды в скважине). Приливный анализ водного уровня позволяет получить соотношение амплитуды и деформации, а далее использовать его для оценки параметров пласта либо для мониторинга деформаций во времени. Приливные вариации для скв. № 1608 на сейсмостанции Талая, пробуренной в монолитных мраморах, достигают 2 мм. В данном случае используем модель «ограниченная полость» [Тимофеев и др., 2003б]. Изменение уровня для модели «ограниченная полость» записывается как:

$$dH = dV / [\pi \cdot r_w^2 + (\rho \cdot g \cdot V / K_w)], \quad (3)$$

если в знаменателе выражение, включающее радиус много меньше соотношения с объемом, получаем выражение:

$$dH = \Delta \cdot K_w / \rho \cdot g, \quad (4)$$

где $\Delta = dV/V$ — дилатация, r_w — радиус скважины, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, V — объем, dV — его изменение, K_w — модуль объемного сжатия воды.

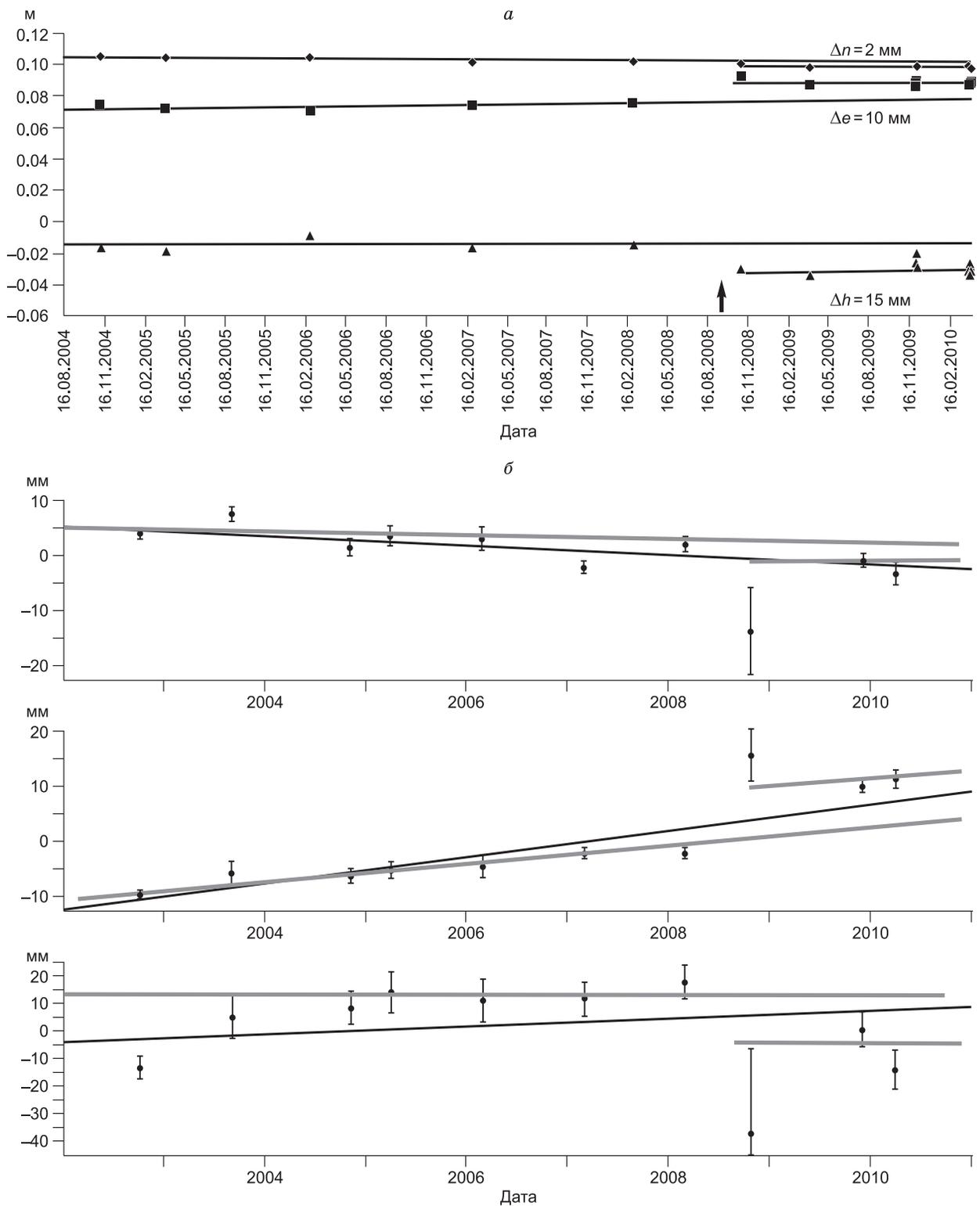


Рис. 10. Экспериментальные данные по смещениям при Култукском землетрясении.

а — косейсмическое 3D смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск, счет по программе GPSurvey; *б* — косейсмическое 3D смещение пункта Талая относительно пункта Иркутск, счет по программе GAMIT-GLOBK. Усл. обозн. см. на рис. 9.

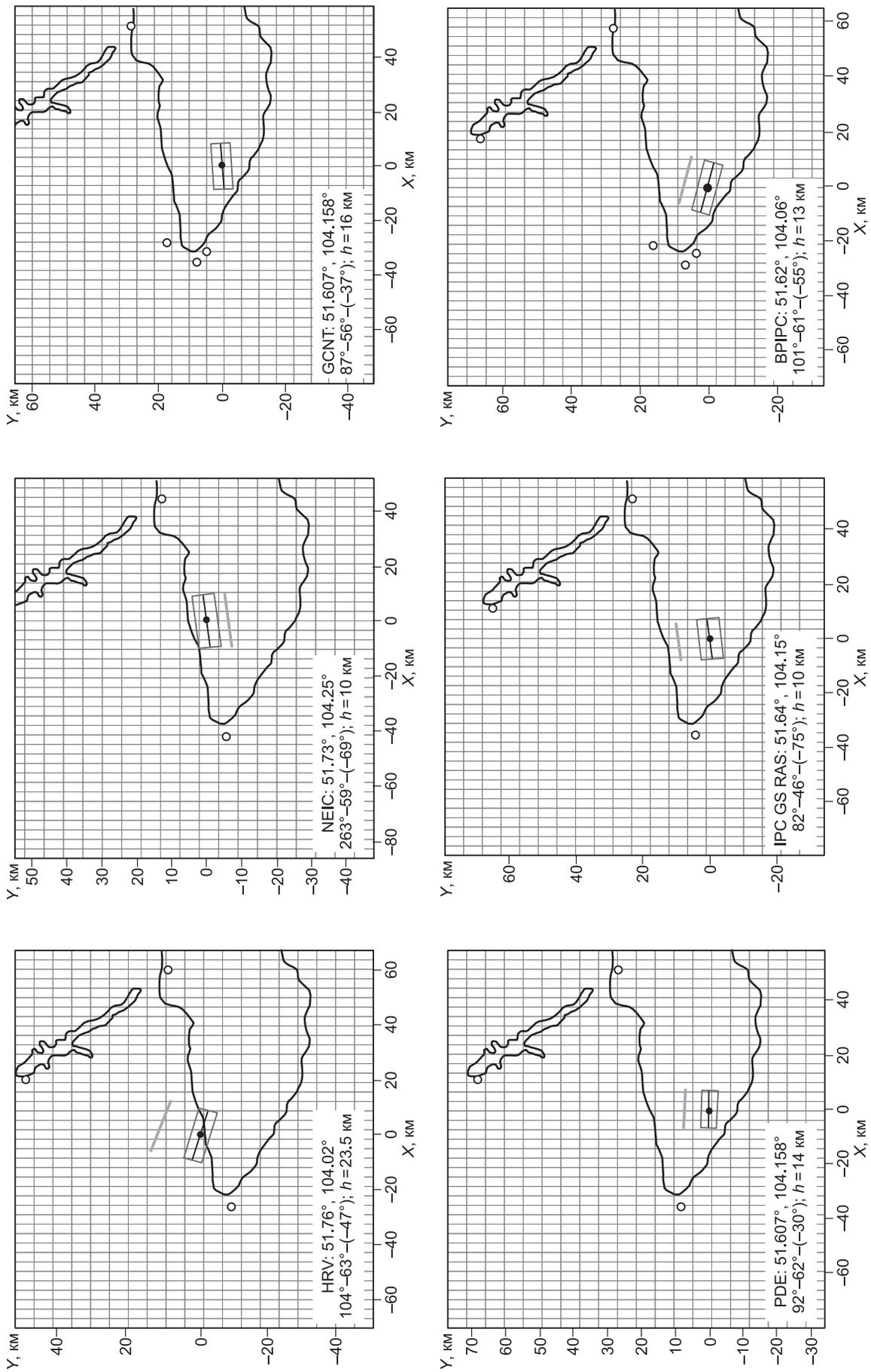


Рис. 11. Положение эпицентра (точка) и плоскости разрыва при левосторонней подвиге по данным различных сейсмологических центров мира.

На отдельных графиках приведены: код центра, координаты эпицентра, параметры разрыва и подвиги, глубина.

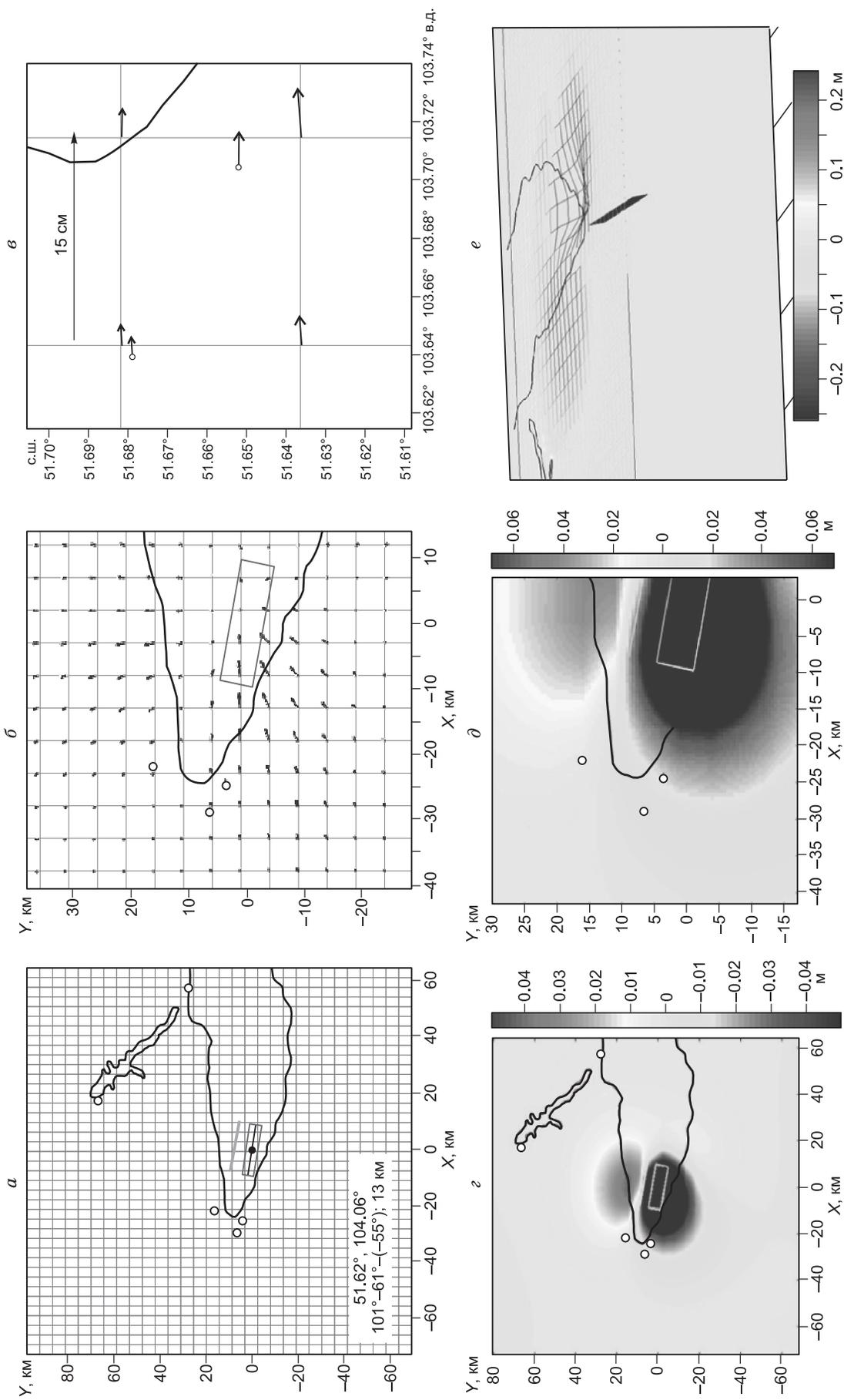


Рис. 12. Результаты моделирования при параметрах, соответствующих экспериментальным данным, полученным на станции Талая.

a — выбранные в результате анализа параметров Култукского землетрясения, положение эпицентра и плоскости разрыва, линия берега озера Байкал, точками показано положение пунктов GPS измерений с юга на север — Слюдянка, Талая, Ангасолка; *b* и *в* — горизонтальные смещения; *г*, *д* — распределение вертикальных смещений; *е* — положение плоскости разрыва и знаки вертикальных смещений.

Из анализа уровня, проведенного для объемной деформации по приливной программе ETERNA 3.4 [Wenzel, 1996], получено значительное положительное несоответствие по фазе. Далее была выбрана компонента деформации с минимизацией фазового запаздывания — горизонтальная деформация в азимуте 130° с.ш. Подобное направление деформации можно объяснить наличием системы трещин вдоль горной долины по ручью Талая, ориентированной в азимуте 40° с.ш., т.е. ортогонально приложенной силе. Для приливной волны M2 из приливного анализа имеем отношение $dH/d\varepsilon = 0.10$ мм/нстрейн (при теоретической амплитуде деформации 6.6505 нстрейн, экспериментальной амплитуде уровня 0.675 мм). Сравним выражения в правой и левой частях для соотношения $dH = \Delta \cdot K_w / \rho \cdot g$. Для dH_T (теоретическая) = $\Delta \cdot K_w / \rho \cdot g = 1.56$ мм. Таким образом, экспериментальное значение в два раза ниже теоретических расчетов. Полагая, что в формуле (2) соотношения в знаменателе приблизительно равны, можно оценить объем. Для скважины на Талой при $r = 0.07$ м в соответствии с выражением $\pi \cdot r_w^2 = 0.015 \text{ м}^2 = (\rho \cdot g \cdot V / K_w)$ получаем для объема $V = 3 \cdot 10^3 \text{ м}^3$. Пусть объем охватывает систему близповерхностных трещин. Предположим, система включает десяток трещин, шириной 0.01 м и глубиной 100 м, в этом случае их протяженность составит 300 м вдоль долины. Формальное использование подхода Био и соотношения для упругого модуля $G = (dH/d\varepsilon) \cdot (\rho \cdot g / 2\gamma)$ [Тимофеев и др., 2003б], при $dH/d\varepsilon = 0.10$ мм/нстрейн и барическом коэффициенте $\gamma = 2$ мм/КПа, дает величину упругого модуля $0.2 \cdot 10^{10}$ Па, т.е. в данном случае упругий модуль «пласта» — это модуль воды в трещинах.

Использование данных об изменении уровня воды для геодинимических исследований может быть построено на основе соотношения $dH/d\varepsilon$, т.е. пересчетом уровня в деформацию. Отметим, что такие пересчеты верны для периодов до одного месяца. Для станции Талая скачок уровня в момент Култукского землетрясения (27.08.2008, $M = 6.3$) позволил оценить изменение деформации — растяжение величиной $1 \cdot 10^{-6}$. Косейсмические вариации, отмеченные другими методами (наклоны, деформации, записанные в штольне) показали тот же эффект (рис. 7).

Мониторинг деформаций позволяет анализировать не только многолетние вариации различных компонент деформации, но и рассматривать изменение реакции среды на приливную силу (полусуточные и суточные периоды). Такую возможность дает лазерный приливный деформограф, метрологические характеристики которого стабильны во времени, так как они привязаны к фазе и длине волны лазера [Semibalamut et al., 1995; Орлов, 2003]. Установка, расположенная в штольне станции Талая, позволила проанализировать изменения приливных параметров и сейсмичности БРС. Теоретические расчеты изменений приливных параметров при изменении упругих модулей и плотности среды [Beaumont, Berger, 1974; Молоденский, 1984] показали возможность существования измеримых эффектов, при этом величина эффекта для деформаций обратно пропорциональна расстоянию, а для наклонов — квадрату расстояния до источника неоднородности (рис. 8, а). Известные эксперименты в соляной шахте в Германии [Simon et al., 1986] включали два этапа измерений приливными наклономерами. Первый этап — это измерения на монолитном массиве и второй этап — это измерения там же, но уже рядом со специально пробуренной трещиной в горных породах. В итоге получено изменение до 25 % в приливной амплитуде и до 35° в фазовом сдвиге. Для исключения влияния сезонных эффектов в приливном анализе использованы годовые серии данных. Результаты анализа за 16 лет (1995—2010 гг.) и моменты сильных региональных землетрясений приведены на рис. 8, б.

Вариации амплитуд и фаз приливной деформации по результатам многолетних измерений в БРС достигают 3—4 % в амплитуде и $1—3^\circ$ в фазе, что может быть вызвано изменением физических условий в зоне Главного Саянского разлома и деформированием земной коры в эпохи сильных землетрясений. Подробно рассмотрим изменения приливных параметров в период Култукского землетрясения, в этом случае проводился анализ трехмесячных серий и нельзя исключить вклад сезонного влияния. На рис. 8, в, г показаны эффекты перед и после Култукского землетрясения в амплитудах и фазах. Подобные изменения отмечены также в изменениях приливных параметров по скважине, что говорит о возможном изменении гидродинамических условий в период сильного землетрясения. Нельзя исключить также эффекта значительного косейсмического деформирования, охватывающего земную кору до глубины 20 км.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ СМЕЩЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ПЕРЕД И В МОМЕНТ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА БАЙКАЛЕ

Рассматривая вариации поля смещений в эпоху перед Култукским землетрясением 2008 г. следует отметить блокировку Главного Саянского разлома [Лухнев и др., 2005] для периода 1994—2002 гг. Так, для пунктов, расположенных на разных сторонах разлома, относительные смещения составили по компонентам (мм/год): 0.1 ± 0.2 (N), 0.4 ± 0.2 (E), 0.1 ± 1.4 (V), 0.2 ± 0.2 (L). Возможно, блокировка связана также с Южно-Байкальским землетрясением 1999 г. Измерения на станции Талая начаты весной 2000 г. по технологии жесткой центровки [Тимофеев и др., 2003а; Гольдин и др., 2005] на специальном пункте,

что позволило анализировать 3D смещения пункта. Скорости горизонтальных смещений, относительно Сибирской платформы [Boucher et al., 1999], по данным пунктов Слюдянка, Култук (1994—2007 гг.) и станции Талая (2000—2008 гг.), составляли 1—2 мм на восток. Для вертикальной составляющей скорости смещений в среднем за период 2000—2008 гг. зарегистрировано опускание -1.5 мм в год. При анализе значений для отдельных периодов, получены следующие величины: для эпохи 2000—2004 гг. — 3 мм/год, а далее до землетрясения 2008 г. фиксируется остановка вертикальных движений (рис. 9). Для объемной деформации с 2000 г. регистрируется растяжение, для наклонов — ход на запад, при этом в 2006 г. фиксируется торможение в ходе наклонов и деформаций. Из анализа приливных вариаций получено anomальное поведение амплитудных и фазовых параметров в эпохи Южно-Байкальского и Култукского землетрясений. В момент землетрясения все деформографические системы, расположенные в штольне, отметили резкий скачок, его величина так же, как и в скважине, составила 10^{-6} (растяжение, см. рис. 7). Отметим, что значительное изменение деформации, далее микшируется сезонными вариациями. Для приливных параметров получены вариации, по уровню превышающие сезонные изменения. Определения 3D смещений проводились по данным GPS измерений, полученным с осени 2008 г. по осень 2010 г., относительно данных, полученных начиная с 2000 г. Обработка велась по программам GAMIT-GLOBK и GPSurvey. Получены косейсмические смещения (рис. 10) величиной (мм): -2 ± 2 (N), $+10 \pm 2$ (E), -15 ± 5 (V).

Модель Култукского землетрясения (27.08.2008) и экспериментальные данные. Рассмотрим возможность использования комплексных данных по косейсмическим деформациям и 3D смещениям для уточнения параметров Култукского землетрясения, случившегося в 25 км от станции Талая. На рис. 11 показаны шесть решений для положения эпицентра по данным отечественных и зарубежных сейсмологических центров. Используя экспериментальные косейсмические параметры (дилатация — объемная деформация и 3D смещения, полученные в результате землетрясения), построив решение прямой задачи, методом перебора было выбрано положение эпицентра землетрясения, глубина, положение нодальной плоскости (плоскости, по которой произошла подвижка) и направление смещения по разрыву (левостороннее) (рис. 12).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ скоростей деформирования, полученных на разных базах и различными системами регистрации, показал, что значения меняются от $2 \cdot 10^{-6}$ /год при базах 8—25 м до $7 \cdot 10^{-9}$ /год на базах 1000—1500 км.

Исследования в сейсмоактивных областях Центральной Азии — БРС и Северном Тянь-Шане — показали, что с увеличением длины временной серии измерений средняя скорость деформирования региона, зарегистрированная различными системами, становится величиной порядка 10^{-7} — 10^{-8} в год. Периодические вариации многолетних изменений деформаций и наклонов отражают вариации локального деформирования приразломных зон. Долговременные изменения деформаций и смещений показывают преобладающее направление деформирования и отражают развитие сейсмического процесса региона [Li, Rice, 1987; Hager, 1999; Chen Shaoxu et al., 2001].

Увеличение базы с сотен до тысяч километров изменяет значения скорости деформирования. Возможно, относительно небольшая величина скорости на базах (1000—1500 км), свидетельствует о том, что области активных современных процессов с землетрясениями магнитудой 6—7 по размерам не превышают сотен километров. Вероятно, появление зон подготовки землетрясений с магнитудой 8 и более проявится в увеличении значений скорости деформирования на базах в 1000 км.

Полученные при сильных землетрясениях ($M > 6$) косейсмические изменения деформаций и смещений (в 25 км от эпицентра — до 15 мм в смещениях и 10^{-6} в деформациях) позволяют тестировать дислокационные модели землетрясений, что дает дополнительную информацию для определения параметров сильных землетрясений: положение эпицентра, гипоцентра, глубину, положение нодальной плоскости и направление подвижки в очаге землетрясения. Важным отличием нашего подхода является использование наряду с горизонтальной и вертикальной компоненты смещений на отдельном пункте, что было обеспечено использованием специальной технологии измерений и анализа. Приливный анализ деформаций позволил оценить величину эффектов локальных неоднородностей приразломной зоны (10 % в амплитуде и 9° в фазе) и ориентацию системы трещин. В эпохи сильных землетрясений вариации приливных параметров достигают 3—4 % в амплитуде и 1 — 3° в сдвиге фаз. Аномалии могут быть вызваны изменением гидродинамических условий в зоне Главного Саянского разлома (в 1—3 км от пункта наблюдений) и деформированием земной коры в эпоху сильного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

- Буланже Ю.Д., Гриднев Д.Г., Давыдов В.И., Тененбаум С.Г., Власов Б.В.** Кварцевый наклономер НК-1 // Приливные деформации Земли. М., Наука, 1975, с. 149—157.
- Волков В.А., Шимон З., Варга П., Гриднев Д.Г., Диттфельд Г.Ю., Скальский Л.** Методическое руководство по приливному наблюдениям с гравиметрами. Прага, КАПГ-раб.гр. 3.3, 1976, 114 с.
- Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г.** Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 6, с. 804—809.
- Гриднев Д.Г., Тимофеев В.Ю.** Кварцевый наклономер с магнитным управлением. М., 1990, 10 с. Деп. ВИНТИ, 07.06.90. И.3214-В-90.
- Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю.** Квазисуточные неприливные наклоны земной поверхности в районе Новосибирска и Иркутска. М., 1988, 12 с. Деп. в ВИНТИ 31.08.88, 6781-В88.
- Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю.** Наклоны земной поверхности в районе водохранилища Иркутской ГЭС // Геология и геофизика, 1989 (3), с. 116—122.
- Гриднев Д.Г., Тимофеев В.Ю., Сарычева Ю.К., Анисимова Л.В., Масальский О.К., Глевский Г.Н., Панин С.Ф.** Наклоны земной поверхности на юге Байкала (Талая) // Геология и геофизика, 1990 (5), с. 95—104.
- Гусева Т.В.** Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, М., ИФЗ АН СССР, 1986, 171 с.
- Деформационные** процессы в период, предшествующий Спитакскому землетрясению / Под ред. И.Л. Нерсесова, Л.А. Латыниной. М., ИФЗ АН СССР, 1989, 100 с.
- Карта** активных разломов СССР и сопредельных территорий / Ред. В.Г. Трифонов. М., ГИН АН СССР, ИЗК СО АН СССР, 1986.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П.** Современная кинематика земной поверхности юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1990, 152 с.
- Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П.** К вопросу о периодичности современных вертикальных движений земной поверхности // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1992, 148—158 с.
- Колмогорова П.П., Колмогоров В.Г.** Современные вертикальные движения Алтае-Саянской области и их связь с новейшими движениями и сейсмичностью // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (6), с. 567—578.
- Кукол З.** Скорость геологических процессов. М., Мир, 1987, 246 с.
- Латынина Л.А., Кармалева Р.М.** Деформографические измерения. М., Наука, 1978, 154 с.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Кале Э., Ашурков С.В.** Современные тектонические деформации Центральной Азии по данным измерений методом GPS геодезии за 1994—2004 гг. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии, Вып. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 26—38.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э.** Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1006—1017.
- Магницкий В.А.** Современные вертикальные движения земной коры: «парадокс» больших скоростей // Земля и Вселенная, 1985, № 4, с. 10—14.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А.** Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 3, с. 393—397.
- Мельхиор П.** Земные приливы. М., Мир, 1968, 482 с.
- Методика** измерений земных приливов и медленных деформаций земной поверхности / Ред. Н.Н. Парийский. М., Наука, 1970, в. 184, с. 479—487.
- Молоденский С.М.** Приливы, нутация и внутреннее строение Земли. М., ИФЗ АН СССР, 1984, 215 с.
- Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л.** Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 248—252.
- Недра** Байкала по сейсмическим данным / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 173 с.
- Орлов В.А.** Высокочувствительные лазерные измерения малых перемещений и скоростей в условиях сильных естественных помех: Автореф. дис. ... д.ф.-м.н. — Новосибирск, 2003, 36 с.
- Островский А.Е.** Деформации земной поверхности по наблюдениям наклонов. М., Наука, 1978, 184 с.
- Попов В.В.** О температурных деформациях земной поверхности // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1961, № 7, с. 3—10.

Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Приливные наклоны в Талой // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, с. 173—194.

Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1159—1167.

Тимофеев В.Ю. Приливные и медленные деформации земной коры юга Сибири по экспериментальным данным: Автореф. дис. ... д.ф.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2004, 32 с.

Тимофеев В.Ю., Сарычева Ю.К. Наклономерные исследования в г. Нефтеюганск // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, с. 208—220.

Тимофеев В.Ю., Панин С.Ф., Сарычева Ю.К., Анисимова Л.В., Гриднев Д.Г., Масальский О.К. Исследование наклонов и деформаций земной поверхности в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (3), с. 119—129.

Тимофеев В.Ю., Яковенко В.С., Дучков А.Д., Запreeва Е.А., Дюкарм Б. Долговременные и приливные деформации по наблюдениям деформографами и наклономерами (Тянь-Шань—ст. Ала-Арча) // Геология и геофизика, 2001, т. 52 (10), с. 1650—1658.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д., Запreeва Е.А., Кале Э. Космогеодезические исследования современной геодинамики западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 2003а, т. 44 (11), с. 1208—1215.

Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Корчагин Ф.Г., Запreeва Е.А. Мониторинг упругих параметров водонасыщенного пласта по наблюдениям уровня воды в скважине // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (8), с. 840—850.

Урманцев Ф.М. Оценка влияния суточных изменений атмосферного давления на показания гравиметров, наклономеров и на нивелирные работы // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № 3, с. 79—82.

Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R.F., Sadybakasov I.S., Souter B.J., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Relatively construction of the Tian Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature, v. 384, December, 1996, p. 450—453.

Agnew D.C. Strainmeters and tiltmeters // Rev. Geophys., v. 24, № 3, 1986, p. 579—624.

Avouac J.P., Tapponnier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // Geophys. Res. Lett., 1993, v. 20, p. 895—898.

Baljinnyam I. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings // Geol. Soc. Amer. Mem., 1993, v. 181, p. 62.

Bayasgalan A. Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance // Tectonics, 1999, v. 18, p. 394—411.

Beaumont C., Lambert A. Crustal structure from surface load tilts, using a finite element model // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1972, v. 29, p. 203—226.

Beaumont C., Berger J. Earthquake prediction: modification of the earth tide tilts and strains by dilatancy // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1974, v. 39, p. 111—121.

Beavan J., Bilham R. Thermally induced errors in fluid tube tiltmeters // J. Geophys. Res., 1977, v. 82, p. 5699—5704.

Benioff H. A linear strain seismograph // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1935, v. 25, № 4, p. 283—309.

Blair D. Topographic, geologic and cavity effects on the harmonic content of tidal strain // Geophys. J. R. Astr. Soc., 1977, v. 48, p. 393—405.

Boucher C., Altamimi Z., Sillard P. Results and analysis of the ITRF97. IERS Technical note-27, 1999, 191 p.

Calais E., Amariargal S. New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baater, Mongolia // Geophys. Res. Lett., 2000, v. 27, p. 1527—1531.

Calais E., Lesne O., Deverchère J., Sankov V.A., Likhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Levi K.G. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia // Geophys. Res. Lett., 1998, v. 25, № 21, p. 4003—4007.

Calais E., Vergnolle M., Deverchère J., San'kov V., Likhnev A., Amariargal 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, p. 157—168.

Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M. Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett., 11 Dec. 2007, x-14, doi: 10.1029/2006 GL028433.

Chen Shaoxu, Ping Jianjun, Zhang Yuegang, Alekseev A.S., Belonosov A.S. Study of the crustal deformation field of seismic precursors // J. Earthquake in China, 2001, v. 21, № 1, p. 10—21.

- Drewes H.** Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models // *Geodynamics, IAG Symposia*, Springer, 1998, p. 35—55.
- Ducarme B., Timofeev V.Yu., Everaerts M., Gornov P.Y., Parovishnii V.A., van Ruymbeke M.** A Trans-Siberian Tidal Gravity Profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections // *J. Geodyn.*, 2007, doi: 10.1016/j.jog.2007.07.001.
- Hager B.H.** Reconciling rapid strain accumulation with deep seismogenic fault planes in the Ventura basin, California // *J. Geophys. Res.*, 1999, v. 104, p. 25207—25219.
- Harrison J.C.** Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement // *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 319—328.
- Kesselman S.I., Kotliar P.E., Kuchay O.A., Tychkov S.A., Serebriakova L.I.** Deformation of the near-surface part of the Earth's crust by seismologic and geodetic data obtained on Baikal geodynamic polygons // *Tectonophysics*, 1992, v. 202, p. 251—256.
- Kuzikov S.I., Mukhamediev Sh.A.** Model of present-day movements of blocks within of Central-Asian GPS network // Report for APSG 2008 "Space Geodynamics and Modeling of the Global Geodynamic Processes" Scientific conference, 22—26 September, 2008, IPGG SB RAS.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A., Rogozhina V.A.** Baikal rift: active or passive? Comparison of the Baikal and Kenya rift zones // *Tectonophysics*, 1983, v. 94, p. 223—240.
- Li V.C., Rice J.R.** Crustal deformation in great California earthquake cycles // *J. Geophys. Res.*, 1987, v. 92, p. 11533—11551.
- Melchior P.** The tides of the planet Earth. 2nd edition. Pergamon Press, 1982, 641 p.
- Melchior P.** Tidal interactions in the Earth Moon system // *Chronique U.G.G.I.*, № 210, Mars/Avril, MHN, Luxembourg, 1992, p. 76—114.
- Petit C., Deverchere J., Houdry F.** Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*, 1996, v. 15(10), p. 1171—1191.
- Peltzer G., Saucier F.** Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // *J. Geophys. Res.*, December 10, 1996, v. 101, B12, p. 27,943—27,956.
- Polyansky O.P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 94—117.
- San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y., Houdry F., Filippov A.** Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // *Tectonics*, 2000, v. 19, № 4, p. 707—722.
- Semibalamut V.M., Fomin Yu.N., Timofeev V.Yu., Rybushkin A.Yu., Gribanova E.I., Kuznetsov S.Yu., Popov M.E., Sarycheva Y.K.** Tidal parameters from the results of laser deformographic measurements in the South-West part of the Baikal rift, Talaya station // *Marees Terrestres*, Bull. D'Informations, Belgium, 1995, № 123, p. 9355—9364.
- Simon D., Skalsky L., Jerabek J.** Application of man-made clefts for systematic changes of strain induced tilts // *Proceedings of the Tenth International symposium on earth tide*. Madrid, 1986, p. 835—841.
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M.** Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 61—74.
- Timofeev V.V., Ducarme B., Yakovenko V.S., Duchkov A.D., Saricheva Y.K., Kuchai O.A., Revtova E.A.** Long-term and tidal variation observed by tiltmeters and extensometers at the Ala-Archa Observatory (Tian Shan) // *Marees Terrestres*, Bull. D'Informations, Belgium, 2000, № 133, p. 10427—10446.
- Timofeev V.Y., Ardyukov D.G., Gribanova E.I., van Ruymbeke M., Ducarme B.** Tidal and long-period variations observed with tiltmeters, extensometers and well-sensor (Baikal rift, Talaya station) // *Marees Terrestres*; Bulletin d'informations, Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles, BIM 144, 15 Decembre, 2008, p. 11615—11634.
- Turcott D.L., Schubert G.** *Geodynamics. Applications of continuum physics to geological problems* // John Willy & Sons. 2 v., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 1982, p. 730.
- Wenzel H.-G.** The nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30 // *Bull. Inf. Marees Terrest.*, 1996, v. 124, p. 9425—9439.
- Yakovenko V.S.** Observation at the Ala-Archa Observatory (Tian Shan) // Report for 2nd International symposium on the geodynamics and environmental problems of high-mountain regions, Bishkek, Kyrgyzstan, October, 2002, p. 25—30.
- Zonenshain L.P., Savostin L.A.** Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*, 1981, v. 76, p. 1—45.