

УДК 550.34+539.3+551.24

ДЕФОРМАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

© 2010 г. А. Д. Костюк¹, Н. А. Сычева¹, С. Л. Юнга², Л. М. Богомолов¹, Ю. Яги (Y. Yagi)³

¹Научная станция РАН, г. Бишкек

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

³University of Tsukuba, Tsukuba, Japan

Поступила в редакцию 09.12.2008 г.

Для оценки деформации земной коры Северного Тянь-Шаня был проведен расчет сеймотектонических деформаций (СТД) и их интенсивности. В качестве исходного материала использовался каталог механизмов очагов землетрясений, полученный методом волновой инверсии по данным сейсмической сети KNET за 1994–2006 гг. При построении карт СТД применялся современный подход к типизации сеймотектонической деформации, предусматривающий выделение одиннадцати типичных деформационных обстановок. Было получено площадное распределение коэффициента Лоде-Надаи, вертикальной компоненты и угла вида напряженного состояния. Вместе тем по результатам GPS-измерений на Северном Тянь-Шане за 1994–2006 гг. была произведена оценка скорости дилатации и скорости деформации сдвига земной коры. Проведено сравнение направлений осей сжатия по данным GPS и очагов землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена исследованию деформационного процесса земной коры Северного Тянь-Шаня с помощью космической геодезии и оценки сеймотектонической деформации (СТД), что актуально для оценки природных и техногенных опасностей региона. Существенным представляется открывающаяся возможность сопоставления деформационных картин, полученных разными методами. Использование нескольких источников данных позволит более надежно оценить деформационную обстановку в изучаемом регионе. Ранее определение фокальных механизмов по полярности вступления волн не позволяло расширить территорию исследования до достаточной для сравнения с результатами космической геодезии. Она была ограничена площадью покрытия сети KNET [Сычева и др., 2005]. В данном случае определение механизмов очага с помощью метода волновой инверсии позволяет значительно расширить область исследования и провести некоторое сравнение полученных результатов по данным космической геодезии и СТД. Поскольку Северный Тянь-Шань находится в зоне интенсивных современных деформаций, детальное его изучение может послужить основой для изучения процессов, связанных с геодинамическими процессами.

Тянь-Шань является одним из ярких примеров континентального горообразования, появившегося в результате сжатия [Абдрахматов и др.,

2001]. Он включает в себя ряд горных хребтов широтного простирания и окружен Памиром и Таримским плато с юга, Казахской платформой на севере. Эта горная система была сформирована в позднепалеозойское время и испытала активизацию в олигоценовую эпоху [Molnar et al., 1975]. Основные тектонические силы в данном регионе обусловлены коллизией между Индийской и Евразийской плитами, которые определяют сейсмическую активность региона. В то же время, несмотря на высокий уровень сейсмичности, крупные землетрясения довольно редки [Абдрахматов, 2003]. Тем не менее, значимые землетрясения концентрируются преимущественно в областях северной и южной границ Тянь-Шаня [Chose et al., 1998]. Кроме того, в настоящее время происходит интенсивное меридиональное укорочение Тянь-Шаня [Чедия 1973; 1986; Abdrakhmatov et al., 1996], которое в целом согласуется с неотектонической структурой, субширотным простиранием хребтов и впадин, взбросо-надвиговым характером разрывных нарушений и другими особенностями структуры [Зубович и др., 2007]. Как известно, Северный Тянь-Шань представляет собой зону активных разломов, непрерывно простираться свыше 600 км вдоль окраины орогена, и является одной из наиболее активных зон, в которой частично реализовалось сокращение верхней части земной коры Тянь-Шаня. В ее пределах отмечается высокая современная сейсмическая актив-

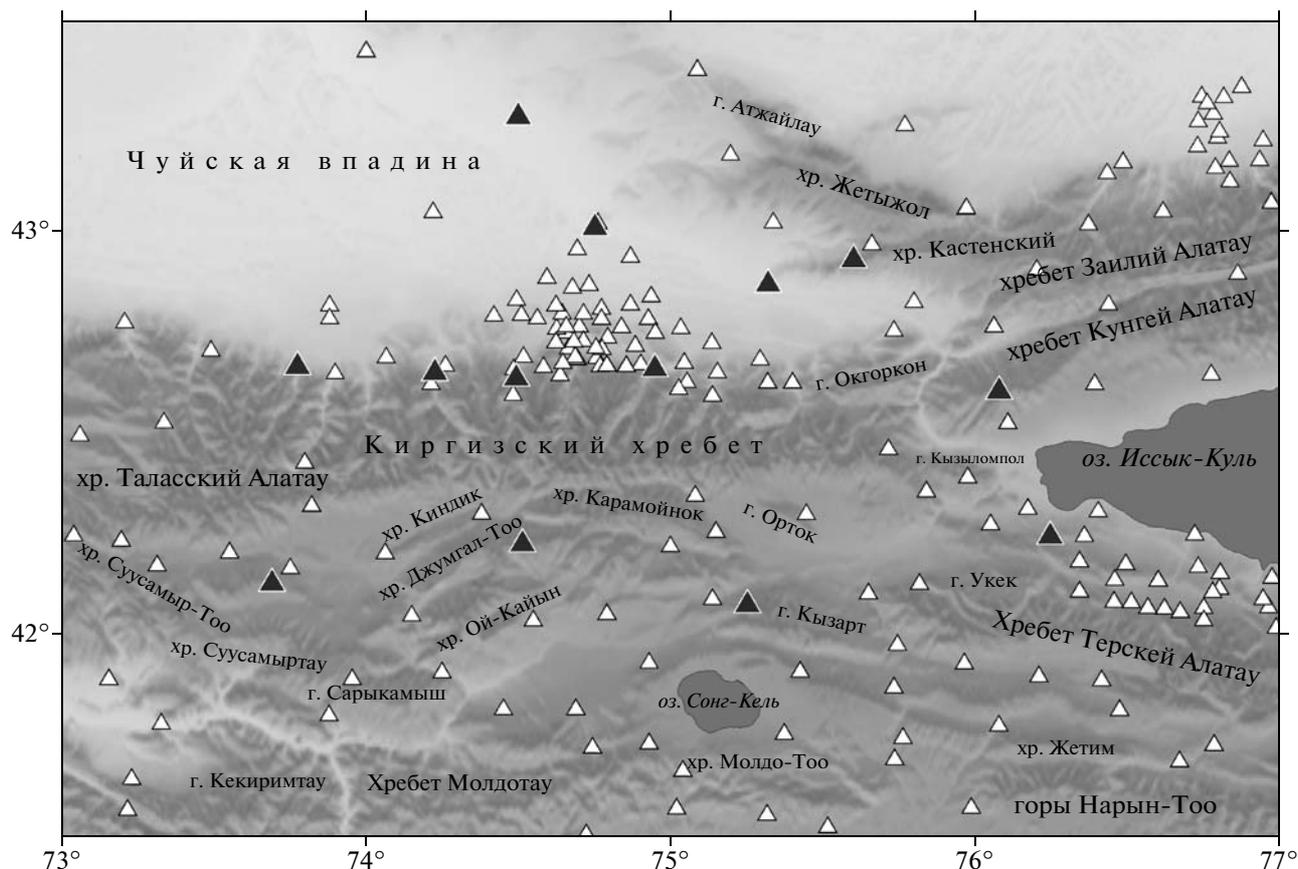


Рис. 1. Область исследования. Черные треугольники – местоположение станций KNET; белые – местоположение пунктов GPS сети.

ность и ожидается возникновение разрушительных землетрясений, которые уже в XIX, XX вв. произошли здесь [Абдрахматов, 2003].

Данные о механизмах очагов землетрясений являются весьма существенным поставщиком информации о напряженно-деформированном состоянии земных недр на глубинах, недоступных для непосредственного изучения [Ризниченко, 1977; Беленович, 1983]. Исследованию деформационных процессов земной коры Тянь-Шаня на основе механизмов очагов были посвящены многие работы [Беленович, 1983; Беленович и др., 1988; 1993; Лопатина, 1975; Лопатина и др., 1978; Юдахин и др., 1989; Джанузак и др., 1997; Сычева и др., 2003; 2005; 2008; Тычков и др., 2008]. Функционирование в режиме реального времени локальной сети сейсмических широкополосных цифровых станций KNET (рис. 1), внедрение новых методов обработки волновых записей открывают дополнительные возможности для исследования как собственно сеймотектонических деформаций, так и взаимосвязи между сейсмичностью и современной геодинамикой региона. Таким образом, накопление данных о механизмах землетрясений на исследуемой территории дает

не только возможность все более подробного описания сеймотектонического процесса в терминах СТД, но и позволяет решить вопрос о классификации деформационных обстановок. При этом становится возможным не только использование данных по фокальным механизмам очагов многочисленных землетрясений и проведение на их базе статистического анализа исследования сеймотектонического деформирования сейсмоактивных объемов земной коры, но и оценка СТД на основе параметров очагов землетрясений средней силы, решения которых были определены с высокой степенью надежности [Костюк, 2008]. Новые сейсмологические данные и подходы в решении задачи определения деформационной обстановки позволяют получать детальные представления о напряженно-деформированном состоянии земной коры Северного Тянь-Шаня, что дает информацию об особенностях геодинамического процесса.

Вместе с тем глобальная спутниковая система позиционирования (GPS) в настоящее время стала одним из эффективных средств изучения современных движений земной коры и геодинамики. На территории Северного Тянь-Шаня находится один из самых плотных сегментов Центрально Азиатской

сети GPS наблюдений, где среднее расстояние между пунктами составляет ~20 км (рис. 1). Геометрия сети и местоположение пунктов измерений определялись исходя из неотектонической структуры региона так, чтобы в максимально возможной степени характеризовать относительные смещения отдельных элементов этой структуры и общую деформацию земной коры [Зубович и др., 2007]. Таким образом, применение методов космической геодезии позволяет детально оценить деформационный процесс земной коры Северного Тянь-Шаня.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В настоящей работе используются два набора данных – это решения фокальных механизмов по данным цифровой широкополосной локальной сейсмической сети KNET и GPS-скорости для территории Северного Тянь-Шаня, полученные в результате измерений Центрального сегмента Центрально Азиатской GPS сети в течение 13 лет.

Сейсмологические данные. Каталог фокальных механизмов очагов землетрясений получен по данным локальной сети KNET, которая представляет собой группу цифровых широкополосных сейсмических станций, расположенных на Севере Киргизии [Veron, 1994]. В результате эксплуатации KNET было установлено, что данная система позволяет хорошо регистрировать не только локальную сейсмичность, но и удаленные большие сейсмические события, а также промышленные взрывы. Результаты обработки удаленных сейсмических событий, зарегистрированных этой системой, хорошо согласуются с данными мировой сейсмической сети. Данные KNET о локальной сейсмичности являются представительными для Центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны как области сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахской плиты [Сычева и др., 2003; 2004]. Для определения параметров гипоцентра используются программа HYPOCENTER [Lienert, 1986] и скоростная модель литосферы С. Реккера (S. Roesker) [Реккер, 2001]. Погрешность в определении времен вступления фронтов Р-волн в среднем составляет 0.2–0.3 с, что соответствует неопределенности координат гипоцентров 1200–1800 м.

События, для которых определены параметры очагов, были выбраны по каталогу Научной станции РАН (НС РАН) за период 1994–2006 гг. Отбирались землетрясения, лежащие в пределах исследуемого региона и имеющие энергетический класс K не ниже 9.75 [Костюк, 2008]. Определение фокальных механизмов очагов землетрясений осуществлялось программой, разработанной Ю. Яги (Y. Yagi) [Yagi, 2004], которая использует метод инверсии волновой формы. Полученные в результате данные расширили существующий набор данных по фокальным механизмам для исследуемого региона, дополняя его событиями довольно слабыми для те-

лесейсмического моделирования. Используемый метод инверсии тензора момента позволяет точнее определить глубину землетрясений, чем СМТ и другие процедуры телесеизмической локации очагов [Chose et al., 1998].

В итоговом наборе данных механизмов очагов землетрясений преобладание взбросовых механизмов ярко выражено, вместе с тем некоторые события имеют большие сдвиговые компоненты (рис. 2). Анализ диаграмм распределения направлений главных осей напряжения (рис. 3) позволяет выявить тенденцию в направлениях осей сжатия и растяжения. Основное направление осей сжатия север–юг, с небольшим преобладанием северо–северо-западной ориентации. Растяжению соответствует северо-восточное направление. Что касается углов погружения, то максимальное число событий приходится на 5° для оси сжатия. Это свидетельствует о преимущественно близгоризонтальном сжатии. Для угла погружения оси растяжения отмечается максимум на 65° . Можно отметить, что в целом, если для оси сжатия с увеличением угла погружения число событий уменьшается, то для оси растяжения наблюдается противоположенная картина. Вместе с тем, угол погружения оси растяжения имеет два всплеска-максимума на 25° и 65° . Таким образом, для всего региона Северного Тянь-Шаня характерно преобладание механизма, при котором ось сжатия горизонтальна, а ось растяжения субвертикальна и этот тип очагов характеризуется взбросовыми движениями. В результате, можно оценить направления осей сжатия и растяжения на отдельных локальных участках. Направление осей сжатия указывает, что сжатие происходит в целом в субмеридиональном направлении.

Данные космической геодезии. Проведение GPS-измерений на Тянь-Шане началось в 1992 году, было заложено и измерено 13 пунктов в районе г. Алматы и северной части Иссык-Куля [Зубович, 2001]. В 1993 году количество пунктов возросло до 86, при этом новые пункты размещались в основном в западной и восточной части Центрального Тянь-Шаня. В 1995 году плотность сети была увеличена дополнительными 46 пунктами. В дальнейшем измерительная сеть с каждым годом расширялась и детализировалась. В настоящее время только на исследуемой территории находится более 200 пунктов наблюдения (рис. 1). Хотя первые наблюдения на Тянь-Шане были проведены в 1992 году, в работе используются данные, начиная с 1994 года, когда практически все измерения на территории Киргизии и Казахстана были переведены на реперные марки конструкции НС РАН. В отличие от прежних наблюдений на штативах, эта конструкция обеспечивает жесткое центрирование антенны [Зубович и др., 2004]. Каждый пункт наблюдения представляет собой участок земной поверхности, обычно с выходами коренных пород, где на небольшом расстоянии друг от друга установлены 3–4 реперные марки.

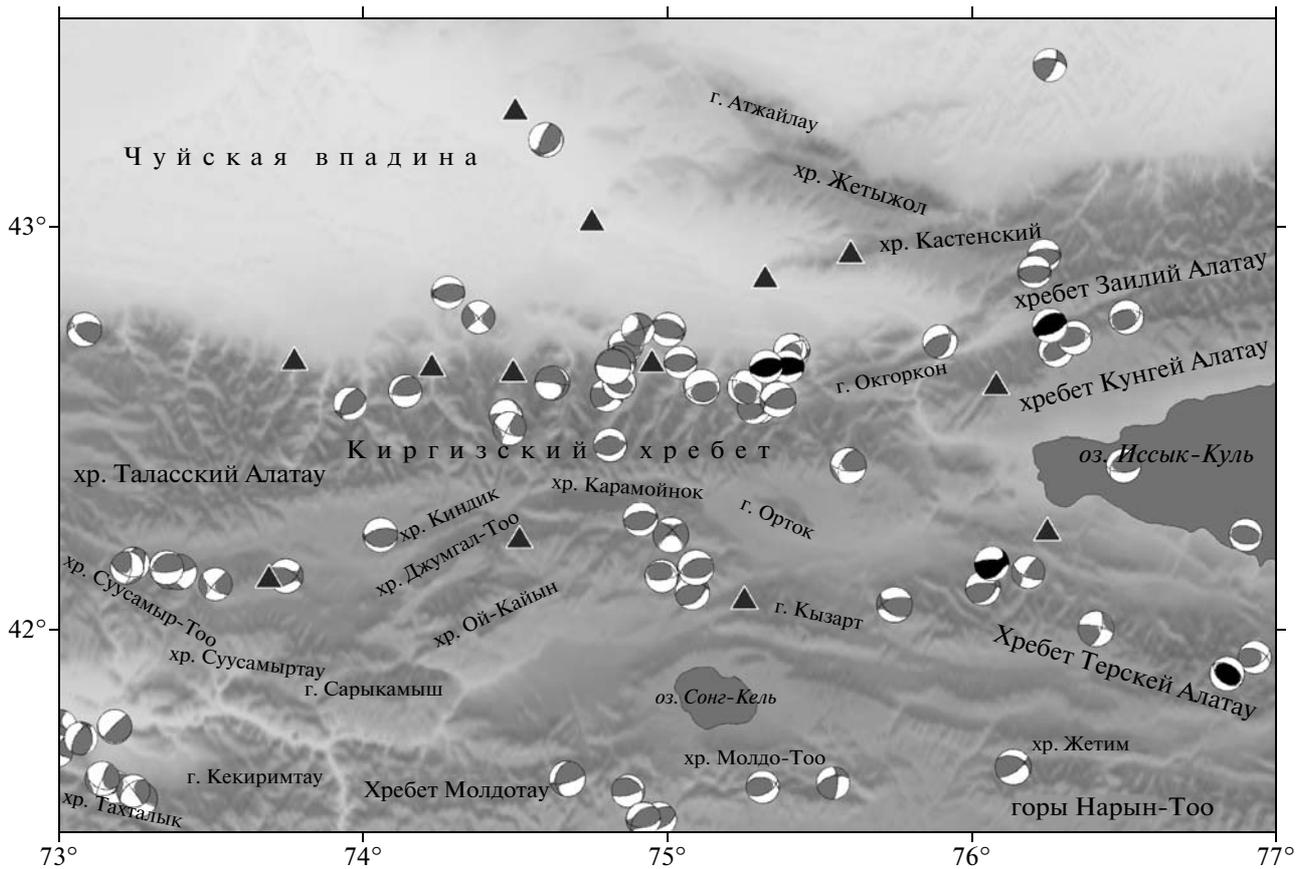


Рис. 2. Карта решений фокальных механизмов за 1994–2006 гг. Черным цветом отображены решения СМТ Harvard.

Так как выходы коренных пород имеются не везде, некоторые из пунктов, расположенные в долинах, заложены в рыхлых осадочных породах. Для таких пунктов в грунте пробуривается отверстие диаметром 15 см и глубиной 1.5–2 м. Оно укрепляется арматурой и заливается бетоном, в верхней части которого устанавливается марка. Ежегодные измерения проводились во время полевых сессий продолжительностью 36 часов. Период измерений для пунктов обычно составляет один раз в год, но вместе с тем пункты Бишкекской локальной сети измеряются в среднем 8 раз в год [Кузиков, 2007]. Основной объем измерений был выполнен на приборах Trimble и Topcon, при этом дискретность измерений составляла 30 секунд. Обработка данных осуществлялась на ИС РАН комплексом программ GAMIT\GLOBK Массачусетского технологического института США [Herring et al., 2006a; 2006b]. В расчетах, кроме пунктов GPS наблюдений, измеряемых периодически, использовались также 9 постоянно действующих станций ИС РАН, работающих в непрерывном круглосуточном режиме, и ряд станций мировой IGS (International Global Navigation Satellite System Service) сети, расположенных в смежных регионах. При вычислении векторов скоростей для стабилизации

решения использовались достаточно надежные базовые станции IGS расположенные на стабильной части Евразийского континента. В результате многоступенчатой процедуры вычислений для каждого пункта была определена усредненная за

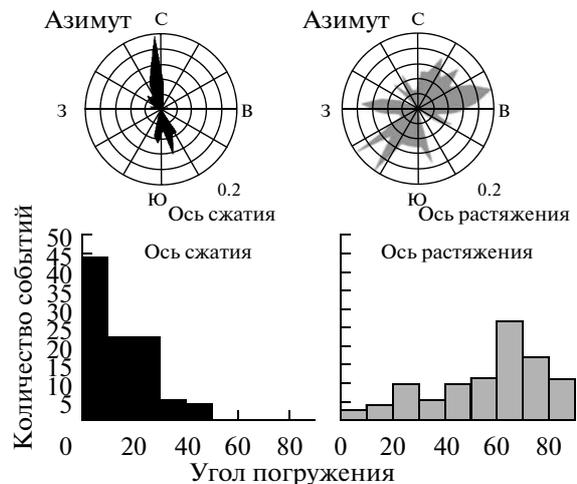


Рис. 3. Распределение параметров главных осей напряжения.

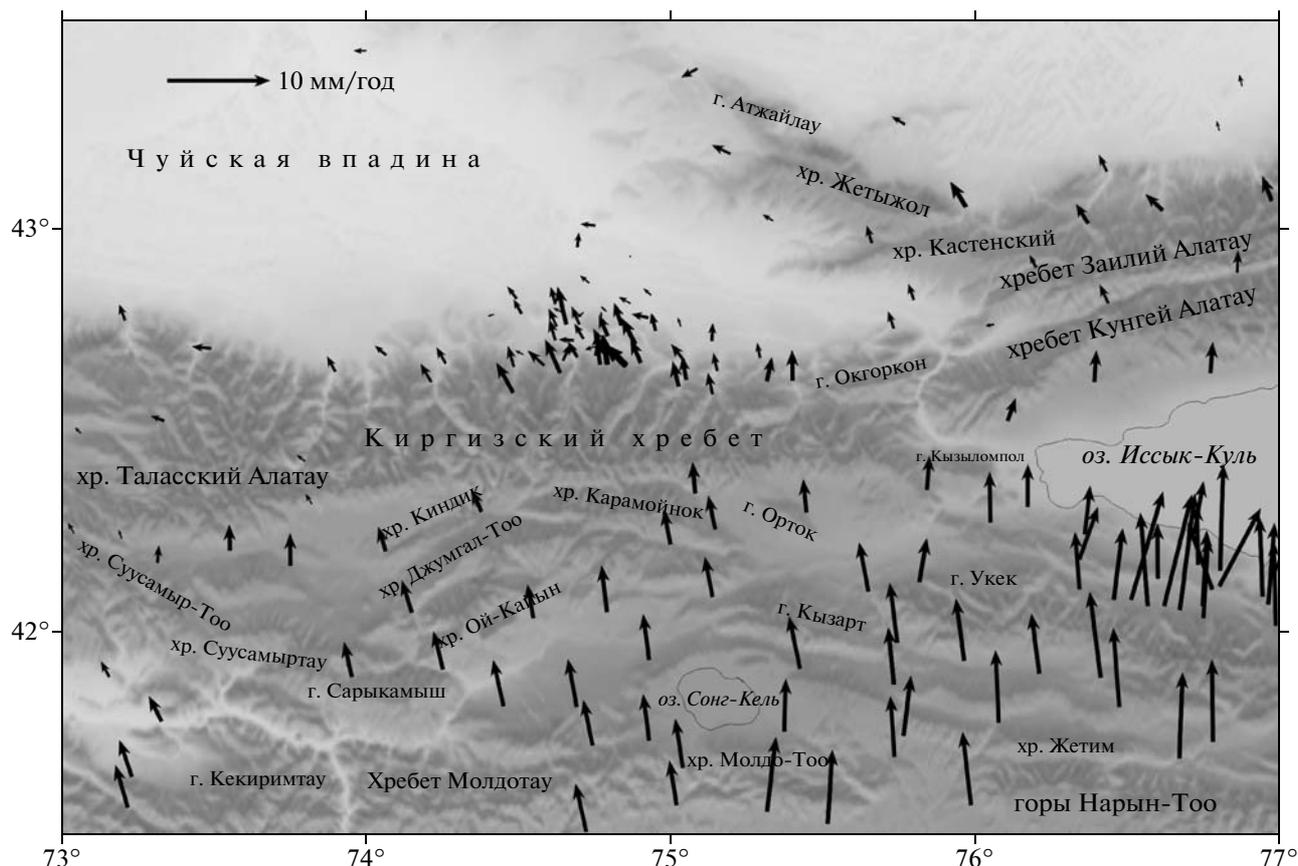


Рис. 4. Поле GPS-скоростей.

общий интервал наблюдений скорость покомпонентного смещения. Таким образом, исходные данные для оценки скорости деформации представляют собой поле векторов скоростей (рис. 4), полученных по данным GPS за интервал времени с 1994 по 2006 годы.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Возникая в некотором объеме земной коры, землетрясения несут информацию о необратимых сейсмодектонических деформаций, связанных с общим числом подвижек в очагах [Костров, 1975]. Поскольку параметры фокального механизма связаны с единичным (нормированным) направляющим тензором сейсмического момента, то для отражения кинематики деформационного процесса по совокупным данным о механизмах очагов землетрясений используется понятие сейсмодектонической деформации, рассматриваемой в виде суммы тензоров сейсмических моментов землетрясений, деленной на модуль сдвига и объем [Юнга, 1979]. Вклад каждого сейсмического события в общее сейсмодектоническое

деформирование определяется его сейсмическим моментом. К рассматриваемым параметрам СТД относятся главные оси сжатия P , растяжения T , коэффициент Лоде-Надаи, а также интенсивность среднего механизма, отражающая степень соответствия результирующего тензора и тензора индивидуального механизма. Возможно также и другое параметрическое представление, открывающее возможность отнесения данной деформационной обстановки к тому или иному типу или режиму [Юнга, 1990; 1997].

Методика расчета СТД. Расчеты компонент тензора среднего механизма, значений коэффициента Лоде-Надаи и угла вида напряженного состояния проводились по стандартной методике [Костров, 1975; Ризниченко, 1977; 1985; Лукк и др., 1979; Юнга, 1990]. В качестве подготовительной операции сейсмоактивная территория разбита на частично перекрывающиеся круговые подобласти с центрами в узловых точках. Узловые точки выбирались в наиболее сейсмоактивных районах, а анализ СТД осуществлялся в круговых окрестностях радиусом 0.35° . Вклад каждого сейсмического события в процедуру расчетов матриц среднего механизма определялся по весовой функции, описанной в работе [Юнга, 1999]. Основным фактическим материалом

для расчета СТД послужили данные по механизмам очагов землетрясений, описанных выше.

Выражение для тензора скорости сейсмостектонической деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ [Юнга, 1990] определяется суммой тензоров сейсмических моментов, нормированных на время, объем и модуль сдвига:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где μ – модуль сдвига; V – элементарный объем; T – период исследования; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент землетрясения с номером α ($\alpha = 1, 2, \dots, N$); m_{ij} – направляющий тензор механизма. Используя предположение о подобии СТД на разных масштабных уровнях, это выражение можно преобразовать к виду [Юнга, 1990]:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \frac{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}}{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)}}, \quad (2)$$

где $w = w(\alpha)$ – весовая функция.

Как отмечается в работах [Лукк и др., 1979], для получения полного представления о тензоре скорости сейсмостектонической деформации (СТД) необходимо его умножить на скалярный множитель, определенный в выражении (2) как

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}. \quad (3)$$

Суммирование ведется по числу землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T . Заметим, что интенсивность тензора скорости СТД, понимаемая в общепринятом в механике смысле равна произведению I_{Σ} на интенсивность тензора среднего механизма χ .

Весовая функция. Выбор весовой функции в процедуре расчетов матриц среднего механизма является весьма существенным моментом для расчетов СТД. При использовании значения сейсмического момента в качестве весового коэффициента процедура становится в вычислительном смысле неустойчивой [Юнга, 1990]. Вместе с тем гипотеза о подобии сейсмостектонического деформационного процесса в достаточно широком диапазоне магнитуд позволяет формально использовать любую произвольно выбранную весовую функцию, обеспечивающую устойчивость результатов расчетов. Методика определения весовой функции на основе анализа мировых данных по фокальным механизмам из каталога СМТ (каталог Гарвардского университета) была предложена в работе [Юнга, 1999]. Позже эта методика применялась для определения региональной

весовой функции [Сычева и др., 2004]. Была получена весовая функция вида:

$$w = H\left(\frac{M - M_c}{M_{\max} - M_c}\right) = H(0.147(M - 0.5)), \quad (4)$$

где M – магнитуда сейсмического события, для которой определяется вес w , H – функция Хэвисайда, для которой $H(x) = x$, при $x \geq 0$ и $H(x) = 0$, при $x < 0$; $M_{\max} = 7.3$ – магнитуда Суусамырского землетрясения – последнего сильного землетрясения на исследуемой территории, рассматриваемого в качестве максимального события, которому приписывается единичный вес $w = 1$; $M_c = 0.5$ – некоторая условная магнитуда, при которой процесс становится хаотичным, так что событиям с $M \leq M_c$ приписывается нулевой вес $w = 0$. При расчете СТД использовалась данная региональная весовая функция.

Средний механизм. В данной работе получены нодальные линии среднего механизма и оси P , T для всех узловых точек, использованных при расчетах СТД. Анализ осей сжатия средних механизмов показал, что ориентация сжатия имеет северо-северо-западное направление, которое и было определено как преобладающее при анализе фокальных механизмов очагов. Результаты расчета компонент среднего механизма представлены в табл. 1.

Классификация режимов СТД. Для классификации режимов сейсмостектонической деформации была применена разработанная в последние годы схема классификации, основанная на их параметризации через систему угловых параметров [Юнга, 1990; 1997], обеспечивающую изометрическое отображение тензорных объектов на сферу. Схема классификации, а также используемая при картировании СТД система обозначений приведены на рис. 5. На схеме выделяются четыре основных режима: сжатия T (Thrust fault), растяжения N (Normal fault), сдвиговый S (Strike-slip fault), перерезывающий или вертикальный взрез/срез V (Vertical fault); два режима могут характеризоваться как предельные: двустороннего сжатия TT (формируется как бы двумя разрывами типа взбросов – Thrust fault) или растяжения NN (формируется как бы двумя разрывами типа сбросов – Normal fault); одна деформационная обстановка, отвечающая режиму косого сдвига O (Oblique fault); четыре других переходных режима: два переходных от вертикального режима к обстановке сжатия TV или растяжения NV (undertensional) и два переходных режима от сдвига к сжатию TS (transpressional) или растяжению NS (transtensional). Здесь основные режимы выделены одним символом, предельные – двумя повторяющимися, а переходные – двумя неповторяющимися.

С учетом свойства изометричности алгоритм выбора режима сейсмостектонической деформации является очевидным. Для каждой рассчитанной средней матрицы определяются четыре независимых угловых параметра ρ , ω , ϕ , ψ . Затем для классификации используются только два из них – угол вида напря-

Таблица 1. Данные вычисления компонент среднего механизма, коэффициента Лоде-Надаи и угла напряженного состояния для каждой узловой точки

№ точки	Долгота	Широта	N	ZZ	ZY	ZX	YY	XY	XX	ω	ρ	μM
1	73.20	41.70	8	0.357	0.005	0.466	-0.531	0.249	0.173	54.36	41.27	-0.27
2	73.35	42.15	7	0.610	0.340	0.082	-0.364	0.307	-0.245	30.62	29.71	-0.20
3	73.10	42.75	1	0.462	-0.126	0.311	-0.603	-0.296	0.140	49.89	28.43	0.00
4	74.60	43.20	1	0.480	-0.115	0.479	-0.172	0.281	-0.307	34.84	44.19	0.00
5	74.30	42.80	7	0.490	0.091	0.175	-0.704	0.264	0.214	51.29	16.29	0.37
6	74.05	42.58	7	0.519	-0.109	0.147	-0.700	0.263	0.181	48.79	15.07	0.47
7	73.90	42.20	3	0.447	-0.227	0.032	-0.762	0.085	0.314	54.58	18.94	0.74
8	74.80	41.60	4	0.591	0.362	0.009	-0.483	0.264	-0.108	32.35	30.89	-0.02
9	75.40	41.62	3	0.630	0.025	-0.182	-0.477	0.376	-0.153	36.84	15.10	0.13
10	76.15	41.65	1	0.415	0.231	-0.364	-0.628	0.081	0.212	49.98	37.69	0.00
11	75.00	42.20	7	0.638	0.094	-0.033	-0.740	0.083	0.102	37.84	8.16	0.23
12	76.25	42.05	3	0.299	-0.281	-0.001	-0.547	0.441	0.247	66.43	23.49	0.64
13	75.75	42.05	3	0.440	-0.288	0.182	-0.665	0.200	0.224	51.97	28.84	0.50
14	76.30	42.80	6	0.691	-0.147	-0.078	-0.593	0.228	-0.097	29.40	13.64	-0.06
15	76.25	43.38	1	0.274	-0.104	-0.340	-0.416	0.488	0.142	67.07	30.28	0.00
16	75.90	42.70	5	0.702	-0.131	-0.067	-0.593	0.222	-0.108	28.39	12.10	-0.08
17	75.60	42.40	8	0.645	-0.263	0.104	-0.617	0.142	-0.027	30.38	23.63	0.01
18	76.90	42.10	2	0.649	0.018	-0.164	-0.716	-0.053	0.067	35.12	13.53	0.06
19	76.50	42.40	5	0.640	0.127	0.048	-0.685	0.200	0.044	36.91	11.15	0.18
20	75.30	42.60	14	0.697	-0.222	0.067	-0.606	0.121	-0.091	25.23	19.18	-0.14
21	74.55	42.55	14	0.586	0.173	0.037	-0.719	0.170	0.133	42.13	14.56	0.34
22	75.05	42.65	18	0.731	-0.070	0.016	-0.663	0.070	-0.068	25.78	5.85	-0.13
23	74.85	42.66	17	0.697	-0.048	-0.005	-0.699	0.099	0.002	31.12	3.98	0.03
24	74.80	42.50	17	0.665	-0.016	0.004	-0.737	0.061	0.071	35.36	1.37	0.16
25	Вся область		70	0.662	0.008	0.050	-0.679	0.217	0.017	35.59	4.16	0.16

женного состояния ω и дополнительный параметр ρ . Режимы определяющиеся соответствующими значениями этих параметров приведены в табл. 2.

Согласно схеме, для исследуемой территории в основном характерны три режима деформации: режим сжатия, переходный режим от сжатия к сдвигу (транспрессия) и переходный режим от сжатия к вертикальному (рис. 6). При этом оси сжатия средних механизмов имеют северо-северо-западное направление, а оси растяжения – восточно-северо-восточное. Режим транспрессии наблюдается на западной части Киргизского хребта, восточной части Суусамырской впадины и на севере хребта Терской Алатау. Режим сжатия

характерен для восточной части Киргизского хребта, хребта Кунгей Алатау, района озера Иссык-Куль и гряды Тегерек. Переход от вертикального режима к обстановке сжатия присутствует вдоль западной границы исследуемой территории (хребты Тахта-лык, Суусамыр-Тоо и Таласский Алатау) и также проходит в меридиональном направлении от гор Нарын-Тоо через хребет Караджорга до горы Орток.

В табл. 1 представлены значения рассчитанного угла вида напряженного состояния ω , полученные для каждой узловой точки. Можно отметить, что наиболее низкие значения этого параметра характерны для восточной части Киргизского хребта, что может свидетельствовать о повышенных напряже-

ниях в горизонтальной плоскости для данной области. По схеме классификации эта зона характеризуется режимом Т-Р (Thrust). Вместе с тем компонента тензора сейсмостектонической деформации YU , описывающая относительные изменения элементарного объема в меридиональном направлении, имеет отрицательные значения во всех узловых точках. Это говорит о том, что породы земной коры на исследуемой территории испытывают сжатие в меридиональном направлении. Вертикальная компонента тензора СТД (ZZ) имеет исключительно положительное значение, следовательно, земная кора испытывает и некоторое воздымание.

Наиболее удобной характеристикой для описания вида деформации земной коры является коэффициент Лоде-Надаи (μ_M), отражающий соотношение между усредненными по всему объему главными значениями тензора деформаций (табл. 1). Анализ распределений μ_M по площади показал, что значительная часть исследуемой территории характеризуется деформацией сжатия ($\mu_M > 0.2$) и сдвига ($-0.2 < \mu_M < 0.2$), только незначительная часть земной коры находится в условиях растяжения ($\mu_M < -0.2$) (рис. 7).

Расчет интенсивности сейсмостектонического процесса по формуле (3) позволил построить его площадное распределение (рис. 8). Поскольку разброс значений интенсивности отличается на порядки в отдельных районах исследуемой территории, то для визуализации изменения интенсивности деформации использовались значения ее десятичного логарифма $\log_{10}(I_\Sigma)$. Согласно полученным результатам повышенные значения интенсивности характерны для территории Киргизского хр., Джумгалского хр. и западной части Терской-Алатоо.

Области сжатия, согласно значениям коэффициента Лоде-Надаи (рис. 7), территориально совпадают с областью повышенной интенсивности сейсмостектонической деформации (рис. 8), при этом коэффициент Лоде-Надаи – это инвариантная характеристика, полученная из матриц среднего механизма тензора деформации, а интенсивность деформации определяется суммой скалярных сейсмических моментов землетрясений (энергетическая характеристика).

Предыдущие результаты исследования СТД для меньшего участка, ограниченного территорией сети KNET, показали аналогичное направление осей сжатия – северо-северо-западное [Сычева и др., 2005]. Так же были выделены два режима деформации в пределах сети KNET: для западной части – сдвиговый режим, для восточной – переходный от сдвига к сжатию (режим транспрессии). В настоящей работе эти области тоже выделяются, но характеризуются несколько иными режимами: для западной части характерен режим транспрессии, а для восточной – сжатия. Вместе с тем результаты оценки коэффициента Лоде-Надаи дают противоречивые результаты.

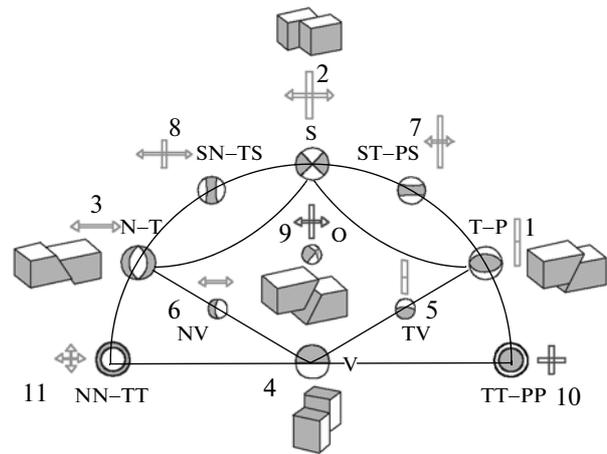


Рис. 5. Схема классификации режимов СТД: 1–4 – основные режимы; 5–9 – переходные; 10–11 – предельные. Первые один или два символа в обозначении режима отвечают кинематической классификации, через тире даны символы, соответствующие стандартным обозначениям напряжений; так, например, взбросовый режим 1, ассоциирующийся с напряжениями сжатия, обозначается как Т-Р – (Thrust faults – Compression или Pressure); сбросовый режим 3, реализующийся в обстановке растяжения, дается как N-Т – (Normal faults – Tension). Соответственно, режим транспрессии 7, являющийся переходным от сдвигового S к взбросовому Т-Р, имеет обозначение ST-PS. В отдельных случаях удобным представляется обойтись одним символом, отвечающим кинематике подвижки: (S – Strike-slip fault; V – Vertical fault; O – Oblique fault).

Если в работе [Сычева и др., 2005] он показал, что восточная часть характеризуется режимом сжатия, то по результатам настоящей работы этим состоянием характеризуется западный участок в пределах сети KNET. По все видимости эти раз-

Таблица 2. Параметры режимов сейсмостектонической деформации в зависимости от ω и ρ

№	Название	Режим СТД	ω , град (угол вида напряженного состояния)	ρ , град (угол интенсивности)
1	Thrust 2	TT	0	0
2	Thrust	T	30	0
3	Transpressional	TS	60	0
4	Strike-slip	S	90	0
5	Transtensional	NS	120	0
6	Normal	N	150	0
7	Normal 2	NN	180	0
8	Underpressional	TV	30	45
9	Oblique	O	90	45
10	Undertensional	NV	150	45
11	Vertical	V	0	90

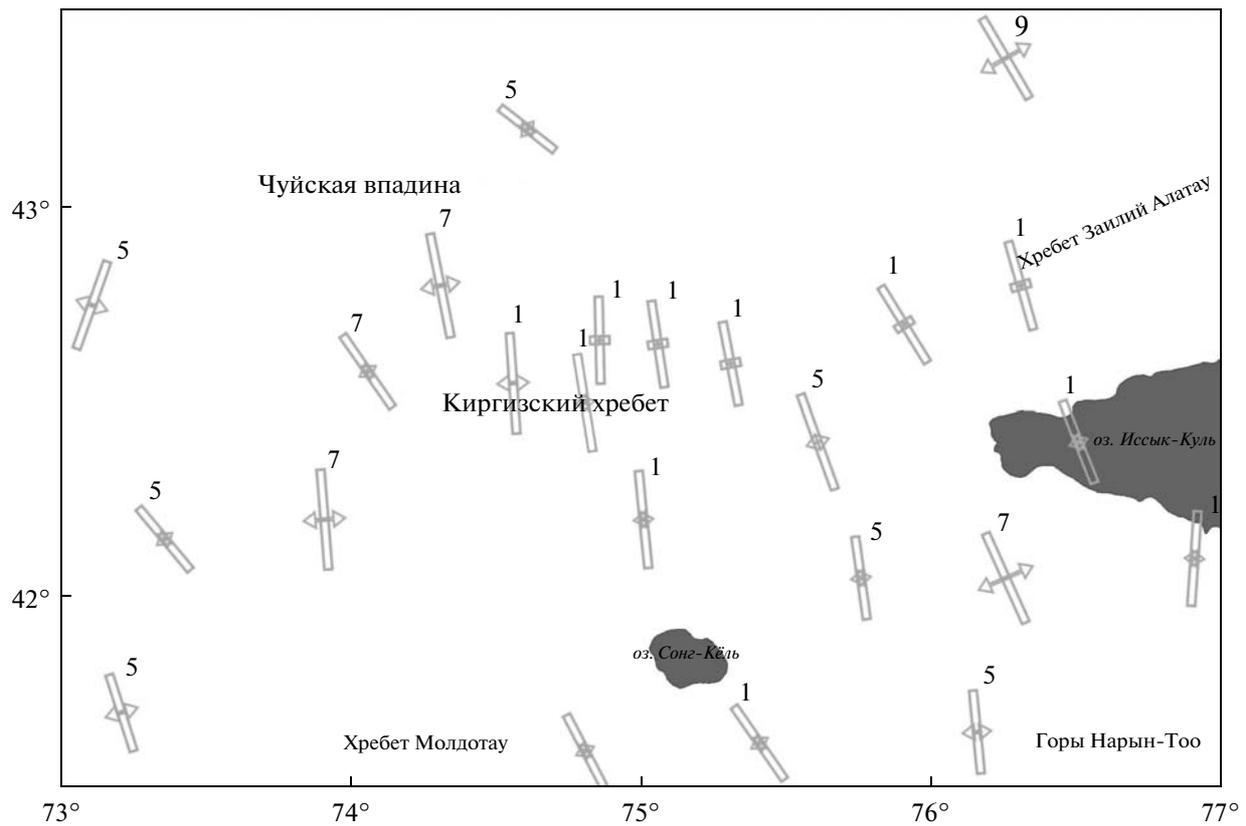


Рис. 6. Карта STD.

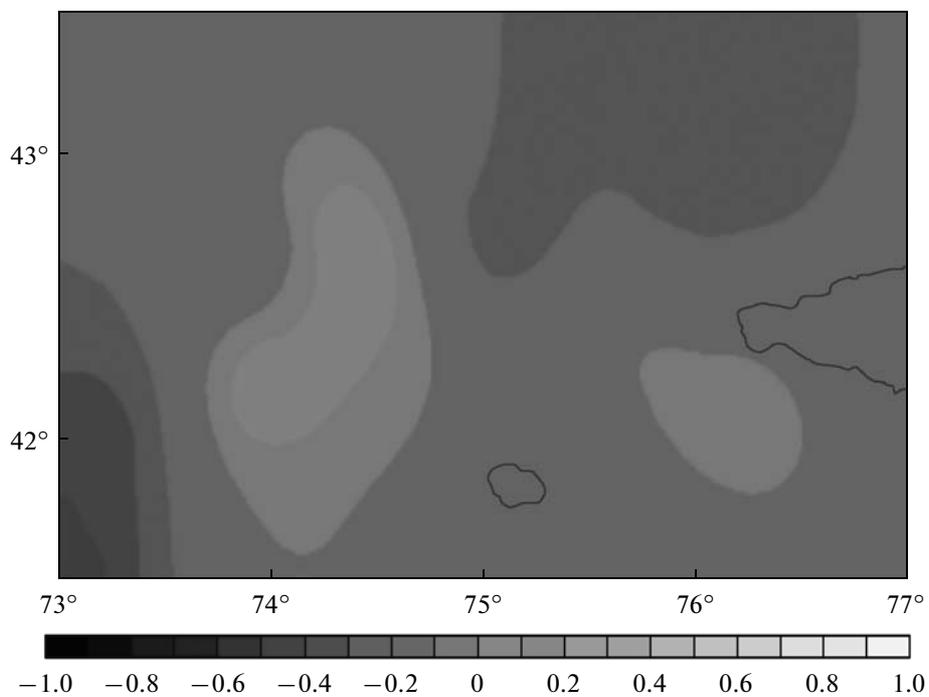


Рис. 7. Площадное распределение значения коэффициента Лоде-Надаи.

ногласия вызваны различными энергетическими уровнями, которые представляют использованные данные по очагам механизмов. Так в работе [Сычева и др., 2005] используется большой набор событий начиная с энергетического класса 6, а в данном случае оценка СТД основана на механизмах землетрясений средней силы имеющие класс *K* начиная с десятого.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ

Развитие методов спутниковой геодезии позволило достичь высокой точности измерения координат. В результате использования фазовых задержек сигнала точность одной из современных геодезических систем – GPS достигла 1–2 мм, что позволяет применять ее для реконструкции современных относительных смещений и скорости движения поверхности земной коры. Современные движения, наблюдаемые на земной поверхности, отражают тектонические процессы внутри земной коры. Однако, точность определения вертикальной компоненты с помощью GPS-технологий значительно уступает точности определения горизонтальных составляющих скорости. Так как деформацию земной коры можно считать непрерывной и рассматривать как изменение конфигурации и объема тела, то можно каждой точке земной коры и ее поверхности поставить в соответствие относящийся к данному моменту времени тензор деформации. Вместе с тем при анализе только горизонтальных компонент современных движений земной поверхности легко оценить плоскую деформацию – состояние деформации, при котором одна из главных деформаций константа. В настоящей работе использовались только горизонтальные компоненты поля GPS-скоростей, которые оцениваются с достаточно высокой точностью.

Существуют различные способы расчета компонент тензора деформаций, но многие из них вследствие необходимости нахождения разницы между малыми величинами наталкиваются на вычислительные трудности. Вместе с тем возможно обратное решение этой задачи, подборка такого тензора деформации, в результате которого модельные и наблюдаемые векторы максимально совпадают друг с другом. Данный подход, основанный на методе Шена [Shen et al., 1996], реализован в программе Сагия [Sagiya et al., 2000], которая и использовалась в настоящей работе для оценки деформации по данным GPS-наблюдений.

Суть метода состоит в следующем: компоненты горизонтальной скорости смещения (u, v), компоненты тензора скорости деформации (e_{xx}, e_{xy}, e_{yy}) и скорость вращения ω в произвольной точке с координатами (x_i, y_i) связаны со скоростью смещения (U, V) в точке наблюдения (X, Y) как:

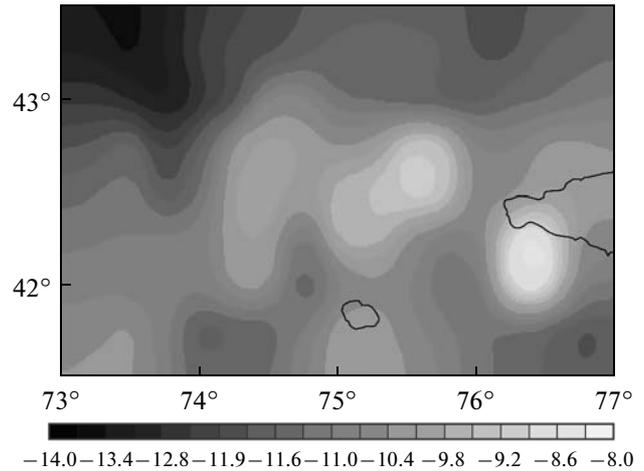


Рис. 8. Площадное распределение интенсивности СТД (логарифмическая шкала).

$$\begin{pmatrix} U \\ V \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & 0 & \Delta y_i \\ 0 & 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & -\Delta x_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \\ e_{xx} \\ e_{xy} \\ e_{yy} \\ \omega \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \varepsilon_x^i \\ \varepsilon_y^i \end{pmatrix}, \quad (5)$$

$$\varepsilon_x^i = \sigma_x^i \exp(\Delta x_i^2 / 2D^2), \quad \varepsilon_y^i = \sigma_y^i \exp(\Delta y_i^2 / 2D^2), \quad (6)$$

где $\Delta x_i = X - x_i$; $\Delta y_i = Y - y_i$; σ_x^i – ошибка измерения компоненты X скорости смещения; σ_y^i – ошибка измерения компоненты Y скорости смещения; D – параметр, контролирующий вес измерения (Distance Decaying Constant, DDC).

Значение DDC зависит от сети точек наблюдений, скорости смещения и тектонических особенностей региона. Скорость дилатации и скорость деформации сдвига в каждой точке вычисляются следующим образом:

$$\Delta = e_{xx} + e_{yy}, \quad (7)$$

$$\Sigma = \sqrt{e_{xy}^2 + (e_{xx} - e_{yy})^2} / 4. \quad (8)$$

При вычислении компонент скорости деформации, компонент горизонтальной скорости смещения и скорости вращения в i -ой точке используются данные векторов всех соседних точек, расположенных в радиусе $2DDC$ от нее. В данном случае параметр D составлял 28 км. При этом ε_x^i и ε_y^i играют роль весовых коэффициентов при решении системы уравнений, построенной соглас-

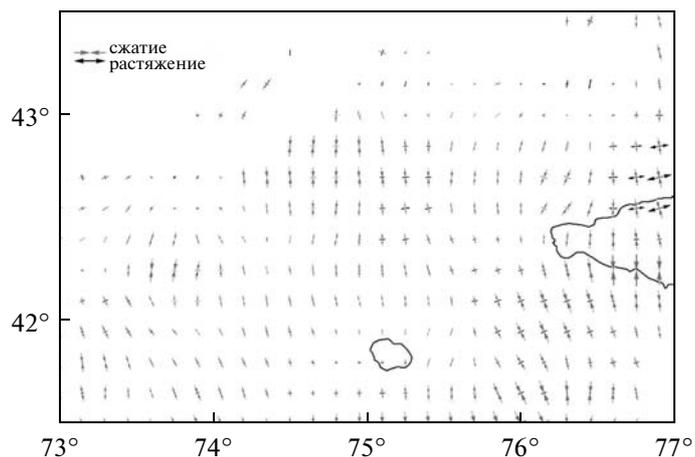


Рис. 9. Расположение осей сжатия\растяжения по данным GPS.

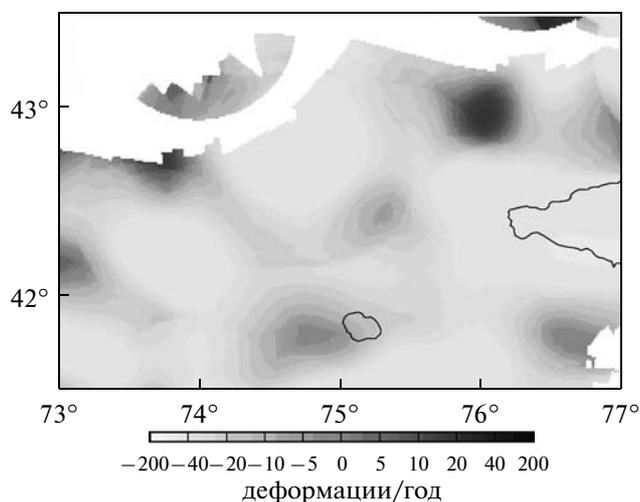


Рис. 10. Поле скорости дилатации по данным GPS.

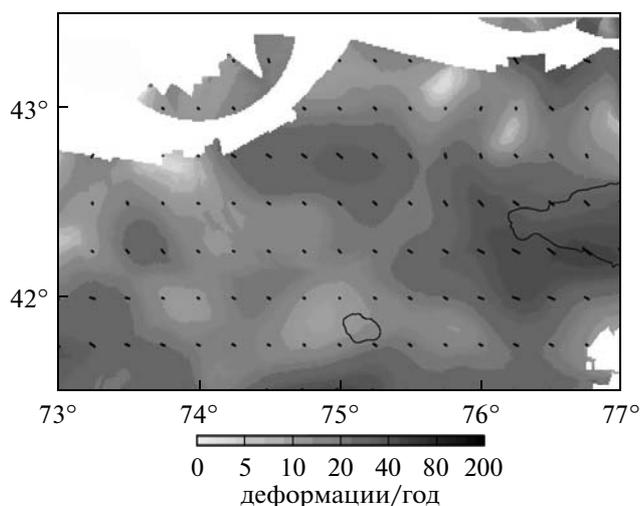


Рис. 11. Поле скорости деформации сдвига по данным GPS.

но (5). Чем дальше от текущей точки находится пункт GPS-измерения и чем больше ошибка измерения скорости в нем, тем меньшее влияние он оказывает на результат решения системы уравнений для данной точки.

Оси сжатия и растяжения, полученные по данным GPS (рис. 9), показывают, что сокращение земной коры в регионе происходит в субмеридиональном направлении, причем оно несколько меняется от района к району. Так, в районе Киргизского хребта оси сжатия имеют направление север-юг, Суусамырская впадина характеризуется осями сжатия, имеющими направление северо-западное. Северная часть озера Иссык-Куль, Терской Алатау сжимаются в том же направлении. Вместе с тем на территории Таласского Алатау сжатие имеет северо-северо-восточное направление. Значительное растяжение в широтном направлении наблюдается в Кунгей Алатау. В целом исследуемый регион испытывает сжатие в северо-северо-западном направлении. Области высокой скорости сжатия расположены в центральной части Киргизского хребта, западных частях Кунгей Алатау и Терской Алатау, вдоль хребтов Арамсу и Тахталык (рис. 10). Зоны максимальной скорости деформации сдвига наблюдаются в горах Нарын-Тоо, западной части Терской Алатау и на северном склоне Киргизского хребта. В Кекирмтау, Арамсу, Суусамыртау также имеют место высокие скорости деформации сдвига (рис. 11). Ось, вдоль которой происходит смещение при деформации сдвига, имеет за редким исключением северо-западное направление.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Решения фокальных механизмов используемого набора данных, говорят о близгоризонтальном сжатии в субмеридиональном направлении с небольшим преобладанием северо-северо-западной ориентации, при этом ярко выражено преобладание взбросовых механизмов. Вместе с тем в работе [Крестников и др., 1987] было отмечено, что обобщенный механизм очагов землетрясений, указывающий на общие особенности регионального поля напряжений, характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. В другой работе [Сычева, 2004] была отмечена следующая закономерность в направлениях главных осей: значительная часть осей сжатия имеет северо-северо-западную ориентацию, а большая часть осей растяжения имеет восточно-северо-восточную ориентацию, при этом значительная часть событий (взбросы и взбросо-сдвиги) имеют близгоризонтальную ось сжатия. Эти данные основывались на решениях фокальных механизмов полученных по полярности прихода волн. В целом решения механизмов очагов используемые в на-

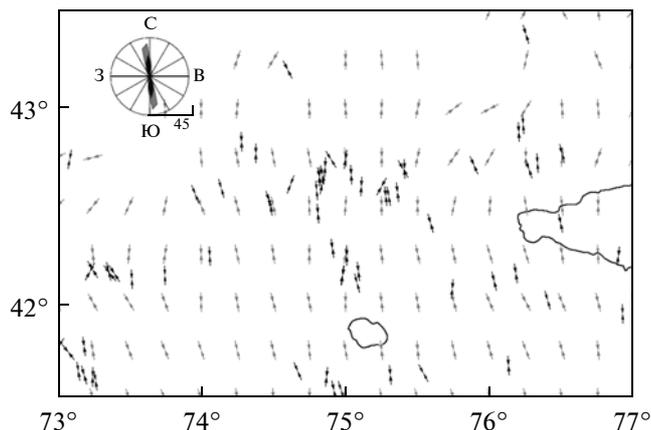


Рис. 12. Направление осей сжатия по данным GPS и решениям фокальных механизмов.

стоящей работе хорошо согласуются с результатами других работ [Крестников и др., 1987; Юдахин и др., 1989; Сычева, 2004].

Сопоставление результатов сеймотектонического анализа с данными по GPS показывают, что есть совпадение в направлении осей и режимов деформации. Так области высокой скорости сжатия земной коры по данным GPS в большей части совпадают с областями, которые характеризуются деформацией сжатия согласно значению коэффициента Лодде-Надаи по СТД (восточная часть Киргизского хребта, восточная часть Суусамырской впадины, район озера Иссык-Куль). Области с максимальными значениями поля скорости деформации сдвига по данным GPS в общем случае совпадают с областями, где по коэффициенту Лодде-Надаи отмечается деформация сдвига. Сравнение поля скорости дилатации (рис. 10) и поля скорости деформации сдвига (рис. 11) по данным GPS с площадным распределением интенсивности сеймотектонической деформации (рис. 8) говорит о значительном совпадении областей высокой скорости деформации по результатам GPS-данных и областей повышенной интенсивности СТД. Сравнение азимутов осей сжатия по решениям очагов землетрясений и GPS говорит о их хорошей согласованности (рис. 12). В некоторых случаях наблюдается практически полное соответствие направлений, в других имеет место значительное отклонение. В итоге среднее отклонение между направлениями осей сжатия по данным двух различных методов составляет всего 14.6° (рис. 13). Отмечается значительное превалирование в северо-северо-западном направлении азимутов осей сжатия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно представленным результатам двух различных методов Северный Тянь-Шань испы-

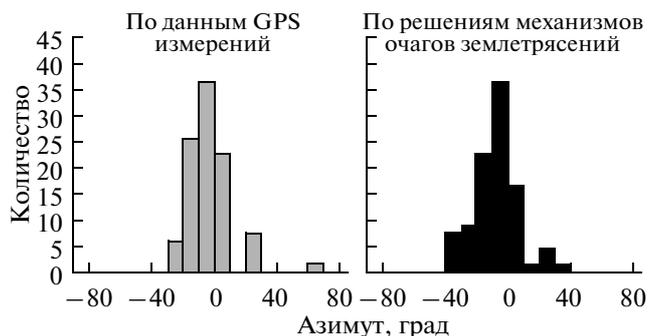


Рис. 13. Гистограммы распределения азимутов осей сжатия по данным GPS и решениям фокальных механизмов.

тывает интенсивное сжатие в северо-северо-западном направлении, что хорошо согласуется с неотектонической структурой: субширотным простиранием хребтов и впадин, взросо-надвиговым характером разрывных нарушений и другими особенностями [Шульц, 1948; Крестников и др., 1979; Абдрахматов и др., 2001]. Исследование механизмов очагов и сеймотектонических деформаций с использованием метода инверсии волновой формы указало на характерные для региона режимы: сжатие, транспрессию и переходный режим от сжатия к вертикальной деформации. При этом весь регион находится в условиях вертикального расширения, проявляющихся как воздымание земной поверхности. Данные результаты, в целом, согласуются с работой [Сычева и др., 2005], где изучение СТД проводилось методом взвешенного среднего по многочисленным механизмам очагов слабых событий на территории с меньшей площадью.

Вместе с тем, высокая плотность GPS-сети на территории Северного Тянь-Шаня позволила уточнить локальные особенности деформаций земной коры. Наряду со средним для региона направлением сжатия вдоль азимута “северо-северо-запад” выявлены неоднородности деформационного поля. Это локальные зоны, где, к примеру, главная ось сжатия ориентирована, северо-восточном направлении (по данным GPS). Другим примером могут быть небольшие участки растяжения в широтном направлении. Наличие трех областей растяжения общей площадью менее 12% от всей территории исследования может быть связано с неоднородностью раздавливания вещества при субмеридиональном сжатии и более сильным его выжиманием в некоторых зонах в широтном направлении. По-видимому, это подтверждается структурными проявлениями [Маркаров и др., 2005; Зубович и др., 2007]. Наличие

неоднородности деформационного поля, подчеркивает неравномерный характер движения земной коры, при этом распределение зон концентрации деформаций и направлений осей сжатия, скорее всего, указывают, что земная кора представляет собой движущиеся с разными скоростями, блоки, которые взаимодействуя между собой, меняют свое положение и деформируются. Поэтому модель, рассматривающая кору как ансамбль блоков и слоев разного масштабного уровня [Avouac et al., 1993] может быть ближе к действительности, чем представления, которые исходят из реологической модели нелинейно-вязкой жидкости [England et al., 1997].

Авторы признательны С.И. Кузикову, Т. Сагия (Sagiya T.) и Т.С. Баркаловой за активное обсуждение результатов работы, замечания, способствующие улучшению работы, и полезные дискуссии. При построении рисунков использовался графический пакет GMT [Wessel et al., 1991; 1998]. Работа частично поддержана программой № 6 ОНЗ РАН и проектами РФФИ 07-05-00436а и 10-05-00755а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Милер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
- Абдрахматов К.Е.* Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Сборник материалов Второго международного симпозиума, 29 октября–3 ноября 2002 г. Москва–Бишкек. ИОБТ РАН. 2003. С. 19–33.
- Беленович Т.Я.* Сейсмоструктурная деформация территории Киргизии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 11. С. 96–100.
- Беленович Т.Я., Багманова Н.Х.* Сейсмоструктурная деформация территории Чуйской впадины и ее горного обрамления // Изв. АН КиргССР. Сер. Физ.-тех. и матем. науки. 1988. № 3. С. 75–80.
- Беленович Т.Я., Багманова Н.Х.* Сейсмоструктурная деформация земной коры Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления. Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим. 1993. С. 87–93.
- Джанузакоев К.Д., Ильясов Б.И., Муралиев А.М., Юдахин Ф.Н.* Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 года. Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. М.: Геоинформмарк. 1997. С. 49–54.
- Зубович А.В.* Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М. 2001. 125с.
- Зубович А.В. и др.* Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (по данным GPS измерений) // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
- Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко И.О., Щелочков Г.Г.* Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16–29.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 167 с.
- Костюк А.Д.* Механизмы очагов землетрясений средней силы на Северном Тянь-Шане // Вестник КРСУ. Т. 8. № 1. С. 100–105.
- Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.:Наука. 1979. 116 с.
- Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л.* Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 3. С. 13–30.
- Кузиков С.И.* Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры Центральной Азии. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М. 2007. 167с.
- Лопатина Т.Я.* Некоторые сведения о механизме очагов землетрясений Чуйской впадины и ее горного обрамления. Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе: Илим. 1975. С. 3–84.
- Лопатина Т.А., Серебрянская Т.Я.* Механизмы очагов слабых землетрясений, произошедших в 1967–1973 гг. в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1978. С. 111–122.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43.
- Макаров В.И. и др.* Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) М.: Научный мир. 2005. 400 с.
- Реккер С.* Земная кора и верхняя мантия Киргизского Тянь-Шаня по результатам предварительного анализа Ghengis широкополосных сейсмических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1554–1565.
- Ризниченко Ю.В.* Расчет скорости деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 11. С. 34–47.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
- Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л.* Исследование фокальных механизмов очагов и сейсмоструктурных деформаций Северного Тянь-Шаня. Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2003. С. 108–112.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Мухамадеева В. и др.* Исследование сейсмоструктурных деформаций Северного Тянь-Шаня по данным KNET. Современная геодинамика и сейсмический риск Центральной Азии. Алматы. 2004. С. 207–214.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А.* Сейсмоструктурные деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.

- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // *Физика Земли*. 2008. № 5. С. 3–15.
- Тычков С.А., Кучай О.А., Бушенкова Н.А., Брагин В.Д., Кальметьева З.А. Природа современных деформаций коры Северного Тянь-Шаня (геодезические и сейсмологические данные) // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 4. С. 367–381.
- Чедия О.К. Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии. Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим. 1973. С. 3–25.
- Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 247 с.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Записки всесоюзного географического общества. Новая серия. Т. 3. М.: ОГИЗ. 1948. 223 с.
- Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений // *Изв. АН КиргССР. Сер. Физтех. и матем. науки*. 1989. № 1. С. 101–108.
- Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1979. № 10. С. 4–23.
- Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.
- Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // *Докл. РАН*. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.
- Юнга С.Л. Сравнительный анализ сейсмотектонических деформаций в областях активных геодинамических режимов. Геофизика на рубеже веков. М.: изд-во. ОИФЗ РАН. 1999. С. 253–264.
- Abdrakhmatov K. Y. et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present day crustal deformation rates // *Letters to Nature*. 1996. V. 384. P. 450–453.
- Avouac J., Tapponier P. Kinematic model of active deformation in Central Asia // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 20. P. 895–898.
- England P., Molnar H. Active Deformation of Asia: From Kinematics to Dynamics // *Science*. 1997. V. 278 (5338). P. 647–650.
- Ghose S., Hamburger M.W., Ammon C.J. Source parameters of moderate-sized earthquakes in Tien Shan, central Asia from regional moment tensor inversion // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25. № 16. P. 3181–3184.
- Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GAMIT. Reference manual. GPS analysis at MIT. Release 10.3/– EAPS. MIT. 2006a. 182p.
- Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3/– EAPS. MIT. 2006b. 87 p.
- Kostuk A.D., Yagi Y., Sagiya T. Comparison between seismicity and crustal deformation in Tien-Shan, Kyrgyzstan using local seismic and GPS network data. Programme and Abstracts. The Seismological Society of Japan. Fall Meeting. Sapporo. 2005. P. 217–217.
- Lienert R., Berg E., Frazer N. Hypocenter: An Earthquake Location Method Using Centered, Scaled, and Adaptively Damped Least Squares // *Bulletin of the Seismological Society of America*. V. 76. № 3. June 1986. P. 771–783.
- Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonic of Asia: Effect of a collision // *Science*. 1975. V. 89. P. 419–426.
- Sagiya T., Miyazaki S., Tada T. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan // *PAGEOPH*. 2000. V. 157. P. 2303–2322.
- Shen Z., Jackson D., Ge B. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles Basin from geodetic measurements // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 27957–27980.
- Vernon F. The Kyrgyz Seismic Network // *IRIS Newsletter*. XIII. 1994. № 2. P. 7–8.
- Yagi Y. Determination of focal mechanism by moment tensor inversion. Tsukuba: ISEE Lecture Note. 2004. 51 p.
- Wessel P., Smith W. Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*. 72. 441. 1991.
- Wessel P., Smith W. New, improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*. 79. 579. 1998.