



COMPARISON OF CRUSTAL DEFORMATION RATES ESTIMATED FROM SEISMIC AND GPS DATA ON THE BISHKEK GEODYNAMIC POLYGON

N. A. Sycheva^{1, 2}, A. N. Mansurov^{1, 2}

¹ Research Station of RAS in Bishkek, Bishkek, Kyrgyzstan

² B.N. Yeltsin Kyrgyz-Russian Slavic University, Bishkek, Kyrgyzstan

Abstract: The Bishkek geodynamic polygon (BGP, 41.5–43.5° N – 73–77° E) is located within the central segment of the North Tien Shan seismic zone, in the junction zone of the Tien Shan orogene and the Turan plate (Fig. 1). In the entire modern structure of Tien Shan lengthwise zones of shearing (with both right- and left-lateral strike-slip faults) are observed, thus Tien Shan can be considered as a transpression zone. Our study aimed at comparing deformation values estimated for the BGP territory from the seismic and GPS data. The modern stress-strain state of the study area was determined from the focal mechanisms of 1287 earthquakes that occurred in the period from 1994 to 2015. The study area was divided into cells with a radius of 0.2° (~20 km). The cell centers were in the nodes of the grid with a spacing of 0.1° (~10 km). A tensor of a seismotectonic deformation (STD) rate within a cell was calculated as a sum of seismic moment tensors normalized for time, volume and shear modulus, assuming that STD is similar at different scale levels. The STD field is shown in Figure 4 at the background given by the deformation intensity pattern. Figure 6 shows the scatter of the sums of the strain rate tensor's horizontal components estimated from the seismic data. The modern crustal movements were estimated from the geodetic measurements performed on the Central Asian GPS Network. Using the crustal movement velocities for 90 sites in the study area, the deformation processes in the crust were modeled based on the linear part of the Taylor expansion of the point's-velocity-versus-its-radius-vector function. Then the velocity gradient tensors were estimated for the grid nodes with a spacing of 8.3 km. To estimate tensor's value in every single grid node a system of linear algebraic equations was solved by the weighted least-squares method. The weight of an observation point decreased with an increasing distance to such point, so that the inhomogeneity of the deformation field could be taken into account. From the velocity gradient tensors we calculate the strain rate tensors (Fig. 5) and then the rate of changes of the area (meterage) Δ_s (Fig. 7). A comparison of Figures 4 and 5 shows a general coincidence between the directions of compression/shortening axes estimated from the seismic and GPS data. On average, the STD intensity is by two to three orders lower than the deformation intensity assessed from the GPS data. It can be explained by the fact that the horizontal components of the total deformation amounts visible in the GPS data are actually the sums of aseismic and coseismic components, and the deviator part of coseismic component was considered as STD. Comparing the fields of the sums of the strain rate tensor's horizontal components from the seismic data (Fig. 6) and the GPS data (Fig. 7) reveals an inconsistency for the Suusamyr depression: the GPS data shows a considerable crustal shortening in the horizontal plane, while the seismic data is indicative of a shear deformation. In the central part of the junction zone of the Chu basin and the Kyrgyz ridge, the crustal shortening rate exceeds $-50 \cdot 10^{-9}$ per year, and it is likely that the stress is released by seismicity of a low magnitude, which can be induced by the operations of an electromagnetic prospecting generator in this territory.

Key words: focal mechanism; seismotectonic deformation; STD mode; strain rate tensor; GPS; shear; stress drop

RESEARCH ARTICLE

Recommended by V.A. Sankov

Received: February 16, 2017

Revised: July 19, 2017

Accepted: August 29, 2017

For citation: Sycheva N.A., Mansurov A.N., 2017. Comparison of crustal deformation rates estimated from seismic and GPS data on the Bishkek geodynamic polygon. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (4), 809–825. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0318.

Для цитирования: Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 809–825. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0318.

СРАВНЕНИЕ ОЦЕНОК ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА НА ОСНОВЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И GPS-ДАННЫХ

Н. А. Сычева^{1, 2}, А. Н. Мансуров^{1, 2}

¹ Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

² Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина, Бишкек, Кыргызстан

Аннотация: Бишкекский геодинамический полигон (БГП), ограниченный $41.5\text{--}43.5^\circ$ с.ш. и $73\text{--}77^\circ$ в.д., лежит в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и находится в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Туранской плиты (рис. 1). Присутствие в структуре всего новейшего Тянь-Шаня продольных зон сдвиговых деформаций (shear zones) с проявлением как правого, так и левого сдвига позволяет рассматривать его как зону транспрессии. Целью данной работы является сравнение оценок деформационных процессов, протекающих на территории БГП, на основе сейсмологических и GPS-данных. Для оценки современного напряженно-деформированного состояния территории использовались данные о фокальных механизмах очагов 1287 землетрясений за 1994–2015 г. Исследуемая область была разделена на ячейки с радиусом 0.2° (~ 20 км), центры которых размещаются в узлах сетки с шагом 0.1° (~ 10 км). Тензор скорости сеймотектонической деформации (СТД) в пределах ячейки определяется суммой тензоров сейсмических моментов, нормированных на время, объем и модуль сдвига с использованием предположения о подобии СТД на разных масштабных уровнях. Поле СТД показано на рисунке 4, где фоном отмечено распределение интенсивности деформации, а распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим данным – на рисунке 6. Оценки современных движений земной коры получены по результатам геодезических измерений Центрально-Азиатской GPS-сети. На основе каталога скоростей 90 пунктов, расположенных в исследуемом регионе, проведено моделирование деформационных процессов в земной коре, основанное на линейной части разложения Тейлора функции скорости точки от ее радиус-вектора с последующим расчетом значений тензора градиента скорости в узлах сетки с шагом 8.3 км. Для этого система линейных алгебраических уравнений решается взвешенным методом наименьших квадратов, причем вес точек наблюдений убывает с увеличением расстояния до них с целью обеспечения учета неоднородности поля деформации. Из тензора градиента скорости рассчитывается тензор скорости деформации, распределение значений которого изображено на рисунке 5, и скорость изменения площади Δ_s (рис. 7). Из сравнения рисунков 4 и 5 видно, что направление осей сжатия/укорочения по сейсмическим и GPS-данным в целом совпадает. Интенсивность СТД в среднем на два-три порядка слабее интенсивности деформаций по GPS. Это объясняется тем, что горизонтальные компоненты полной деформации, регистрируемые методом GPS, складываются из асейсмической и косейсмической частей, девиаторная составляющая которой рассматривалась как СТД. Сравнение полей суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим (рис. 6) и GPS-данным (рис. 7) позволяет отметить различие в Суусамырской впадине, где по данным GPS в горизонтальной плоскости имеется сильное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации. Для центральной части зоны сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта, где сокращение происходит быстрее чем $-50 \cdot 10^{-9}$ в год, вероятно, что сброс напряжений происходит за счет слабой сейсмичности, которую может инициировать работа электроразведочной генераторной установки (ЭРГУ) на этой территории.

Ключевые слова: фокальный механизм; сеймотектонические деформации; режим СТД; тензор скорости деформации; GPS; сдвиг; сброс напряжений

1. ВВЕДЕНИЕ

Бишкекский геодинамический полигон (БГП, условное название территории проведения Научной станцией РАН наблюдений некоторых геофизических полей), ограниченный $41.5\text{--}43.5^\circ$ с.ш. и $73\text{--}77^\circ$ в.д., лежит в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и находится в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Туранской плиты. Основными тектони-

ческими структурами исследуемого района на неотектоническом этапе являются Киргизская мегаантиклиналь (Киргизский хребет) и находящаяся севернее Чуйская впадина. Южнее Киргизского хребта располагаются Суусамырская, Кочкорская и Джумгалская впадины, разделенные небольшими хребтами. Западнее находятся Таласский хребет и Таласская впадина, отделяющая его от западной части Киргизского хребта, а восточнее – хребты Кунгей-Алатау и Терскей-Алатау с разделяющей их

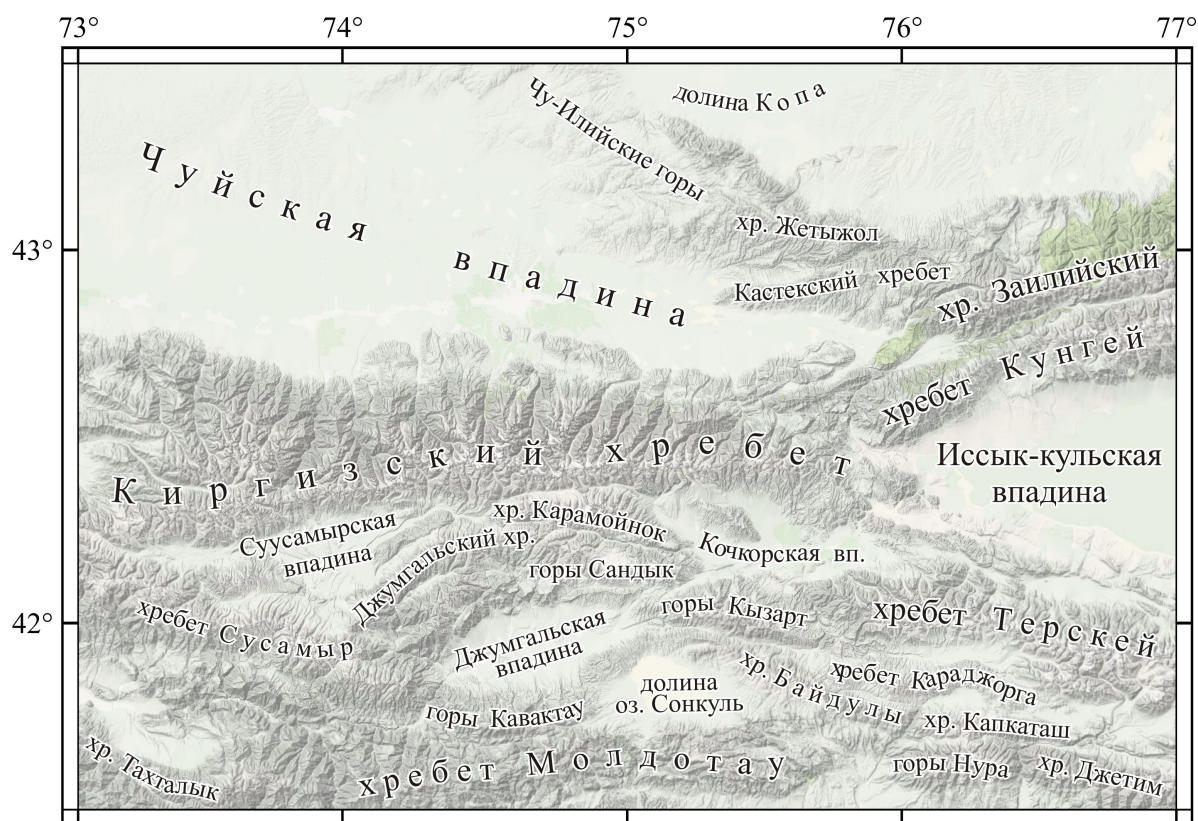


Рис. 1. Бишкекский геодинамический полигон: топография региона.

Fig. 1. Bishkek geodynamic polygon: topography of the region.

Иссык-Кульской межгорной впадиной (рис. 1). Хребты сложены преимущественно рифейско-палеозойскими образованиями (метаморфическими, осадочными, вулканогенными и интрузивными), а впадины заполнены в основном кайнозойскими осадочными континентальными отложениями. Присутствие в структуре всего новейшего Тянь-Шаня продольных зон сдвиговых деформаций (shear zones) с проявлением как правого, так и левого сдвига [Makarov, 1977; Cobbold, Davy, 1988; England, Molnar, 1997; Buslov et al., 2003] позволяет рассматривать его как зону транспрессии [Rebetsky et al., 2016].

БГП является зоной современных интенсивных деформаций, которые проявляются через активную сейсмичность. На территории БГП расположена сейсмологическая сеть KNET, состоящая из десяти цифровых широкополосных станций, позволяющая регистрировать локальную и региональную сейсмичность, а также решать другие задачи, в частности определять механизмы очагов землетрясений. Постоянное получение новых данных о механизмах землетрясений обеспечивает возможность все более подробного исследования ключевых проблем геодинамики и сейсмической опасности исследуемой территории. Такого рода данные

поставляют также весьма существенную часть информации о современном сейсмотектоническом деформационном процессе, сравнение которой с данными GPS-наблюдений представляет значительный интерес.

Для оценки современного напряженно-деформированного состояния территории БГП на основе сейсмических данных используется метод сейсмотектонических деформаций С.Л. Юнги [Yunga, 1990]. В основе метода лежит расчет параметров тензора приращений СТД и построение на их основе карт СТД, распределения коэффициента Лоде – Надаи, угловых параметров напряженно-деформированного состояния и др. Результаты применения этого метода ранее были опубликованы в работах [Sycheva, 2005; Sycheva et al., 2005, 2008; Kostyuk et al., 2010]. В работе [Sycheva et al., 2005] в качестве исходных данных рассматривались фокальные механизмы очагов 870 землетрясений слабой и умеренной силы, произошедших в период с 1994 по 2004 г. Решения по механизмам очагов были получены по знакам вступления Р-волн. В работе [Kostyuk et al., 2010] СТД рассчитывались по механизмам очагов 76 землетрясений с $K > 9.75$, произошедших за 1996–2006 гг. и определенных по методу инверсии. В настоящей работе для расчета

СТД используется расширенный банк данных, который включает в себя фокальные механизмы очагов за 1994–2015 гг. Расширение рядов данных позволяет также пересчитать региональную весовую функцию, которая используется при расчете средневзвешенного механизма [Yunga, 2002].

Наличие современных движений и деформаций земной коры в Тянь-Шане было показано методами классической геодезии во второй половине XX в., однако использовавшиеся тогда технологии не могли дать надежной количественной оценки этих движений. Для получения таких оценок в 1992 г. начала создаваться Центральная-Азиатская GPS-сеть (ЦА-GPS-сеть) [Zubovich, 2001], геодезические измерения на которой проводятся с использованием технологии GPS. Для обработки GPS-данных с целью получения оценок скоростей пунктов используется разработанный в MIT программный пакет GAMIT/GLOBK [Herring et al., 2009]. На настоящее время ЦА-GPS-сеть содержит более 600 пунктов, для большинства из которых получена надежная оценка скорости движения. Более 50 из этих точек густо расположены в северных предгорьях срединной части Киргизского хребта (центр территории БГП) и условно выделяются в «локальную GPS-сеть».

Для моделирования деформационных процессов в земной коре Тянь-Шаня на основе каталога скоростей пунктов ЦА-GPS-сети разными исследователями применялись различные подходы. Результаты этих исследований представлены в работах [Zubovich, 2001; Meade, Hager, 2001; Kuzikov, Mukhamediev, 2010; Kostyuk, 2008]. В работах [Zubovich, 2001; Zubovich et al., 2001] была рассчитана дивергенция поля скоростей, что не давало информации о направлениях главных осей тензора деформации. В работах [Meade, Hager, 2001; Kuzikov, Mukhamediev, 2010] были предложены блоковые модели, причем конфигурация квазижестких блоков в них принципиально отличается, что пока не позволяет говорить о возможности получения надежной блоковой модели для описания современных деформаций Северного Тянь-Шаня. В данной работе был использован подход, подобный использованному в работе [Kostyuk, 2008], позволяющий получить тензор скорости деформации в окрестности любой точки земной коры, что дает информацию о направлении главных осей деформации, ее скорости по каждой из этих осей и позволяет рассчитать скорость относительного изменения площади и максимально возможную величину сдвиговых деформаций. Некоторые отличия методики обработки данных в настоящей работе от используемой в работе [Kostyuk, 2008] будут отмечены ниже.

Локальная GPS-сеть и станции сейсмологической сети KNET расположены на территории БГП. В

условиях сети KNET надежное определение механизмов очагов возможно на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET. Регулярные измерения (несколько раз в год), проводимые по локальной GPS-сети, позволяют получать надежные данные о GPS-скоростях. В связи с этим в данном исследовании анализируемая область была ограничена координатами краевых станций сети KNET (42–43° с.ш. и 73.75–76.00° в.д.).

Целью данной работы является сравнение оценок деформационных процессов, протекающих на территории Бишкекского геодинимического полигона, на основе сейсмических и GPS-данных.

Ранее такая работа была выполнена для территории Северного и Центрального Тянь-Шаня [Sycheva, Mansurov, 2016]. Для расчета СТД были использованы механизмы очагов 157 землетрясений с $K > 10.5$, произошедших на исследуемой территории за 1996–2013 гг., которые были получены на основе метода инверсии и при сравнении сеймотектонических деформаций с деформациями, оцениваемыми по GPS, учитывались только ориентации главных осей, без учета интенсивности.

2. СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА СТД

Для расчета СТД использовались данные о фокальных механизмах очагов 1287 землетрясений, которые произошли на исследуемой территории за 1994–2015 гг. Решения механизмов очагов получены на основе знаков прихода P -волн и собраны в каталог фокальных механизмов. Основную часть каталога составляют слабые события ($M = 1.5–2.0$), которые произошли с 1999 по 2015 г. на глубине 5–15 км. Половина решений, представленных в каталоге, получена по максимально возможному (в условиях сети KNET) количеству знаков (9–10). Карта фокальных механизмов очагов представлена на рисунке 2.

Средневзвешенный механизм, интенсивность деформации и весовая функция. Методика расчета СТД представлена во многих работах, однако для понимания места весовой функции при расчете СТД приведем основные выражения и преобразования. Тензор скорости сеймотектонической деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ [Yunga, 1990] определяется суммой тензоров сейсмических моментов, нормированных на время, объем и модуль сдвига:

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

где μ – модуль сдвига; V – элементарный объем; T – период исследования; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент

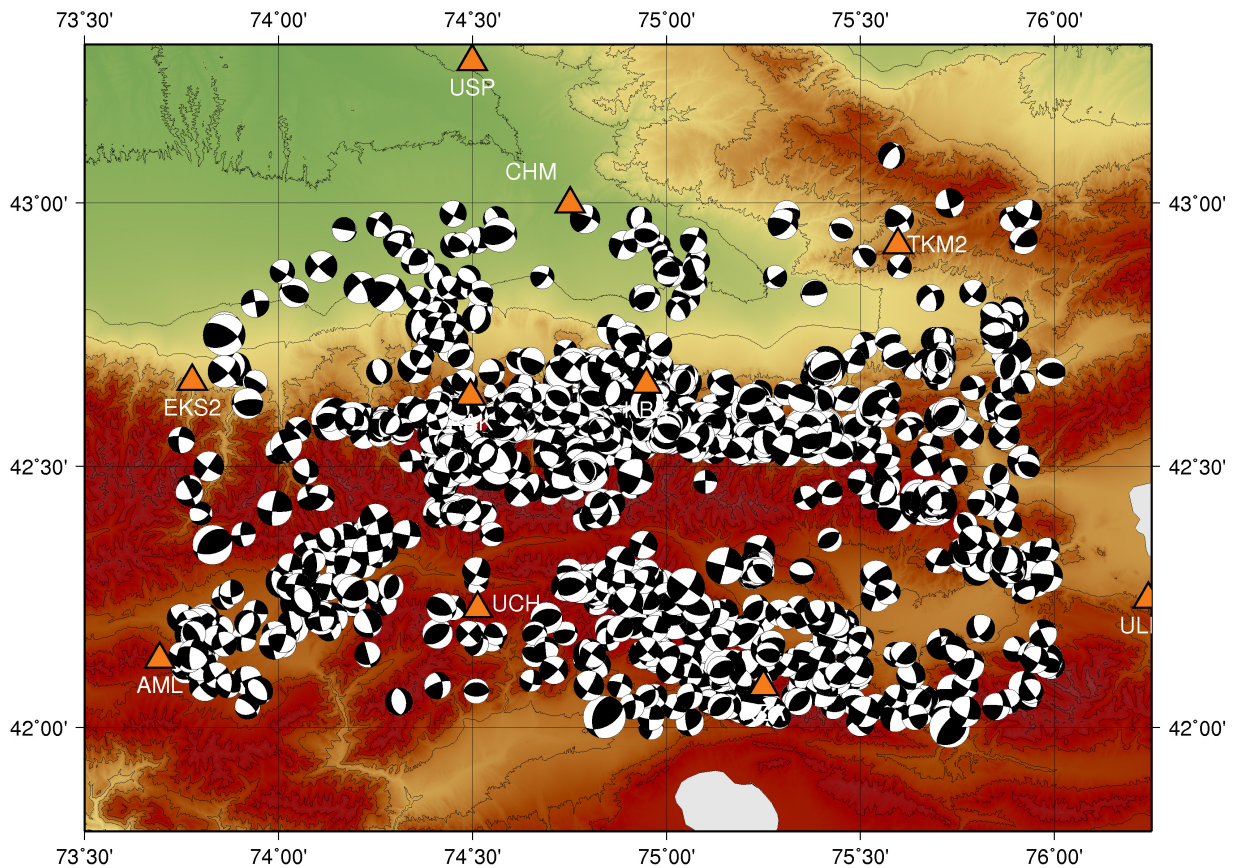


Рис. 2. Карта фокальных механизмов очагов 1287 землетрясений, произошедших в 1994–2015 гг. Величина круга зависит от магнитуды события: минимальный радиус соответствует $M=1.1$, максимальный – $M=5.4$. Треугольниками отмечено положение станций сети KNET.

Fig. 2. Map of focal mechanisms of 1287 earthquakes that occurred from 1994 to 2015. Larger circles mark the locations of stronger seismic events: a minimum radius corresponds to $M=1.1$, and a maximum radius to $M=5.4$. Triangles show the locations of the KNET stations.

землетрясения с номером (α) ($\alpha=1, 2, \dots, N$); m_{ij} – направляющий тензор механизма.

Используя предположение о подобии СТД на разных масштабных уровнях (о подобии подвижек для реальных определений механизма очагов землетрясений в широком диапазоне энергий [Yunga, 2002]), это выражение можно преобразовать к виду [Yunga, 1990]:

$$\begin{aligned} < \varepsilon_{ij} \geq \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \cdot \sum m_{ij}^{(\alpha)} = \\ = I_{\Sigma} \cdot \frac{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)} \cdot m_{ij}^{(\alpha)}}{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)}}, \end{aligned} \quad (2)$$

где $w^{(\alpha)}$ – вес отдельного события, определяемый из весовой функции w ; I_{Σ} определяется выражением:

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

и принимается за интенсивность деформации.

Использование сейсмического момента в качестве весового коэффициента в выражении (2) порождает некоторую неустойчивость результата и целесообразно вес определять из весовой функции, представленной в виде линейной функции, у которой необходимо определить ее точку пересечения с осью X и угловой коэффициент. Методика расчета такой весовой функции по данным о фокальных механизмах была предложена С.Л. Юнгой и подробно представлена в работах [Yunga, 2002; Sycheva et al., 2005, 2008]. В основе этой методики – нахождение весовой функции в виде:

$$w(M) = \frac{(M-M_c)}{(M_{\max}-M_c)} \cdot H(M-M_c), \quad (4)$$

где $H(M)$ – функция Хэвисайда, принимающая значение 0 при отрицательных значениях аргумента M и значение 1 при положительных; M_c – условное значение магнитуды, ниже которого сейсмический процесс считается полностью хаотичным; $M_{\max}$ –

условное значение магнитуды, при котором $w(M) = 1$.

На практике в качестве $M_{\max}$ выбирается магнитуда сильнейшего события, произошедшего на исследуемой территории. Для каждого региона это может быть событие со своим значением магнитуды.

Для определения параметра M_c для каждого события вычисляется коэффициент K_M соответствия индивидуальной матрицы m_{ij} усредненному тензору деформации $\langle m_{ij} \rangle$. Результаты расчета коэффициентов соответствия [Yunga, 2002] по каждому событию группируются по магнитудным интервалам, и для каждого интервала рассчитывается среднее значение K_M . Полученное распределение аппроксимируется линейной функцией $K_M(M)$, и затем параметр весовой функции M_c определяется из условия $K_M(M_c)=0$ (магнитуда, при которой значение $K_M=0$, принимается за магнитуду, при которой процесс является хаотичным).

Накопление данных по фокальным механизмам позволяет уточнять региональную весовую функцию. В работе [Sycheva et al., 2005] региональная весовая функция была получена на основе фокальных механизмов 870 землетрясений и имела вид: $w(M)=0.147 \cdot (M-0.5)$. В данной работе региональная весовая функция $w(M)$ была получена на основе анализа фокальных механизмов 1287 землетрясений, произошедших на территории исследования, и имеет следующий вид: $w(M)=0.11 \cdot (M+1.58)$.

При проведении расчетов направленности сейсмотектонической деформации посредством осреднения исходных данных геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки. Расчет СТД выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой ячейки. В данной работе выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом 0.1° (~ 10 км) и радиусом элементарной области $r=0.2^\circ$ (~ 20 км), что обеспечивает выделение локальных особенностей СТД на всей территории исследования. Нижний предел глубины исследуемого слоя составляет 30 км (согласно [Yudakhin, 1983] землетрясения Северного Тянь-Шаня происходят на глубине 30 км). Расчет интенсивности деформации выполняется суммированием скалярных сейсмических моментов в пределах каждой ячейки согласно выражению (3) [Sycheva, Ges', 2016]. В работе [Sycheva et al., 2005] радиус элементарной области выбирался $r=0.5^\circ$, а в качестве узловых точек принимались координаты GPS-пунктов, которые не всегда располагались в зонах сейсмической активности.

Для картирования СТД используется классификация режимов сейсмотектонической деформации, основанная на их параметризации через систему угловых параметров, обеспечивающую изометрическое отображение тензорных объектов на сферу [Yunga, 1990, 1997].

3. GPS-ДАННЫЕ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ ТЕНЗОРА СКОРОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В качестве исходных данных для расчета полной деформации дневной поверхности был использован каталог скоростей 50 пунктов наблюдений локальной GPS-сети и пунктов наблюдений ЦА-GPS-сети, входящих в исследуемый регион и окружающих его. С учетом особенностей выбранной методики фактически для вычисления деформаций были использованы данные с 90 пунктов GPS-наблюдений. Этот каталог составлен по данным GPS-наблюдений с 1994 по 2012 г. Для всех использованных пунктов ошибки (среднеквадратические отклонения) оценки скорости не превосходят 0.4 мм/год по горизонтальным компонентам, причем для 80 пунктов из этих 90 ошибки составляют менее 0.2 мм/год (рис. 3).

В данной работе расчет поля тензора скорости деформации земной коры по данным GPS производился с использованием программного комплекса *SUR_GPS_STRAINS* [Mansurov, 2016b], вопросы разработки которого изложены в статье [Mansurov, 2012]. Этот программный комплекс реализует подход [Shen et al., 1996], основанный на взвешенном методе наименьших квадратов. Аспекты применения этого метода к использованным данным подробно изложены в работе [Mansurov, 2016a]. Ниже изложена его суть.

Нахождение тензора градиента скорости. Зададим в исследуемой области систему отсчета. Начало отсчета поместим в произвольной точке (в дальнейшем будем называть ее точкой расчета), а направления осей возьмем такие же, как и в той системе отсчета, в которой заданы исходные данные (скорости точек наблюдений). Теперь, если мы допустим, что поле скорости деформации в исследуемой области однородно, то движение произвольной точки среды (а в частности – точки наблюдения) можно описать уравнением, основанным на линейной части разложения Тейлора функции скорости точки от ее радиуса-вектора:

$$U = T + \frac{dU}{dX} \Delta X = T + L \Delta X + E \text{ или } u_i = t_i + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \Delta x_j = t_i + L_{ij} \Delta x_j + e_i, \quad (5)$$

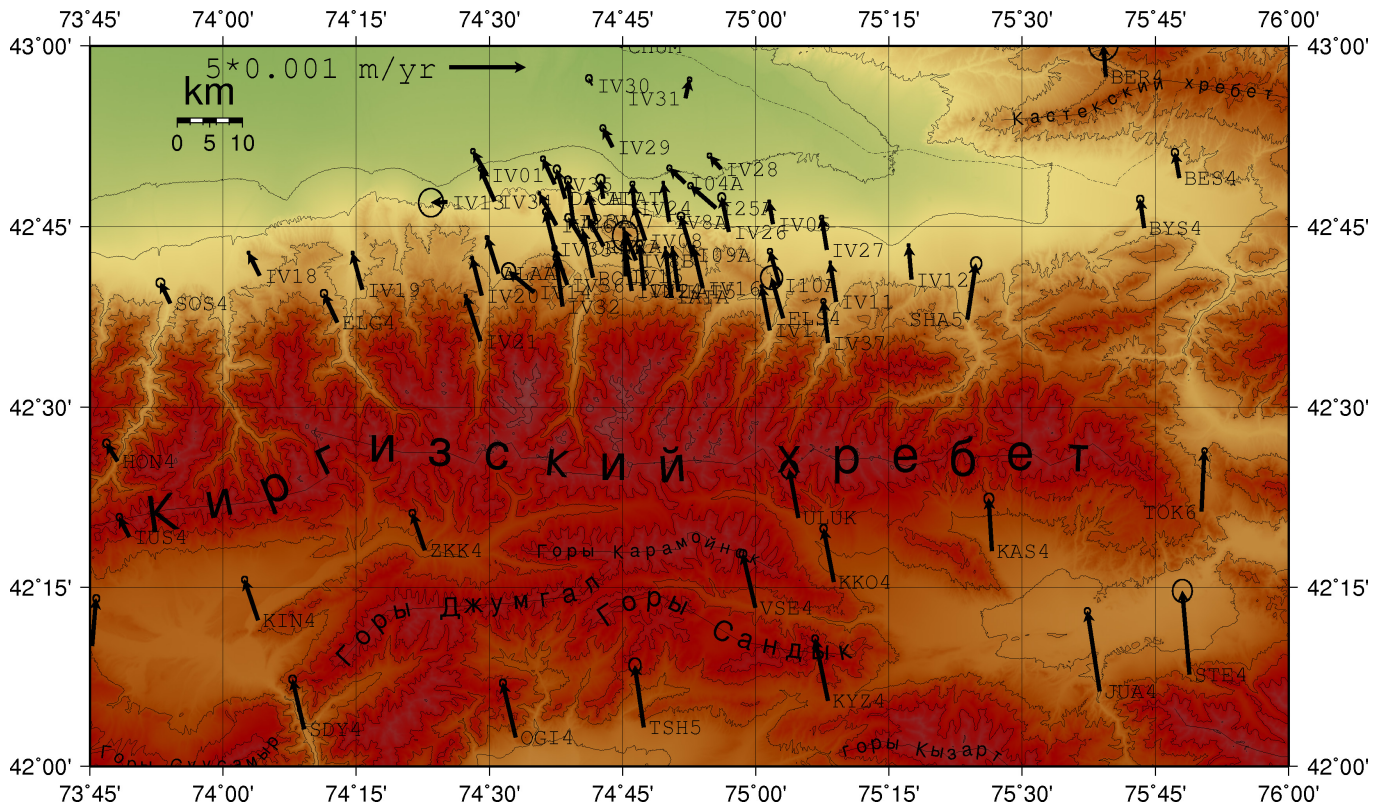


Рис. 3. Векторы скоростей 50 локальных и 40 региональных пунктов наблюдений ЦА-GPS-сети.

Fig. 3. Velocity vectors for 50 local and 40 regional monitoring sites of the CA-GPS network.

где U – вектор скорости в точке наблюдения; T – вектор скорости в начале отсчета; L – тензор градиента скорости в начале отсчета; ΔX – радиус-вектор точки наблюдения; E – остаточный член. Эти матрицы задаются следующим образом:

$$U = \begin{bmatrix} u_x \\ u_y \end{bmatrix}, T = \begin{bmatrix} t_x \\ t_y \end{bmatrix}, L = \begin{bmatrix} L_{xx} & L_{xy} \\ L_{yx} & L_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} \end{bmatrix}, \Delta X = \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \end{bmatrix}, E = \begin{bmatrix} e_x \\ e_y \end{bmatrix}.$$

Из этого следует, что каждый GPS-пункт дает два скалярных уравнения, причем во всей системе будет шесть неизвестных. В результате решения этой системы получается не только оценка тензора градиента скорости L в точке расчета, но и оценка скорости T в этой же точке.

Система уравнений вида (5) представляет собой классическую обратную задачу, для решения которой можно эффективно использовать метод наименьших квадратов. В матричном виде функциональную модель метода наименьших квадратов можно представить линейным уравнением:

$$\bar{u} = A\bar{l}, \quad (6)$$

где

$$\bar{u} = \begin{bmatrix} u_{x(1)} \\ u_{y(1)} \\ u_{x(2)} \\ u_{y(2)} \\ \dots \\ u_{x(N)} \\ u_{y(N)} \end{bmatrix} - \text{вектор горизонтальных компонент скоростей смещений в точках GPS-наблюдений,}$$

$$A = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta x_{(1)} & \Delta y_{(1)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{(1)} & \Delta y_{(1)} \\ 1 & 0 & \Delta x_{(2)} & \Delta y_{(2)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{(2)} & \Delta y_{(2)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & \Delta x_{(N)} & \Delta y_{(N)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{(N)} & \Delta y_{(N)} \end{bmatrix} \quad \text{– матрица модели содержит информацию о положении точек GPS-наблюдений относительно точки расчета,}$$

$$\bar{l} = \begin{bmatrix} t_x \\ t_y \\ L_{xx} \\ L_{xy} \\ L_{yx} \\ L_{yy} \end{bmatrix} \quad \text{– вектор параметров, содержащий компоненты тензора градиента скорости } L, \text{ которые необходимо оценить.}$$

Как было показано выше, система (6) определена при $N = 3$ и, соответственно, переопределена при $N > 3$.

Будем рассматривать только невязки наблюдений – векторы скоростей смещений $\bar{u}$, предполагая, что матрица A имеет незначительные относительные ошибки, которыми можно пренебречь:

$$\bar{u} = A\bar{l} + \bar{e}, \quad (7)$$

где $\bar{e}$ – вектор невязок.

С учетом того, что элементы вектора $\bar{u}$ имеют оцененные априорные ошибки, следует применить взвешенный метод наименьших квадратов [Seber, Lee, 2003], согласно которому вектор параметров определяется в результате минимизации квадратичной формы:

$$J = \bar{e}^T W \bar{e},$$

где W – матрица весов, обратная матрице ковариации вектора $\bar{u}$.

В данной работе корреляция между оценками компонент скоростей GPS-пунктов не рассматривалась, поэтому матрица ковариации вектора $\bar{u}$ и матрица W являются диагональными:

$$\text{cov}(\bar{u}) = \text{diag}(\sigma_{ux(1)}^2 \sigma_{uy(1)}^2 \sigma_{ux(2)}^2 \sigma_{uy(2)}^2 \dots \sigma_{ux(N)}^2 \sigma_{uy(N)}^2), \quad (8)$$

$$W = \text{diag}(\sigma_{ux(1)}^{-2} \sigma_{uy(1)}^{-2} \sigma_{ux(2)}^{-2} \sigma_{uy(2)}^{-2} \dots \sigma_{ux(N)}^{-2} \sigma_{uy(N)}^{-2}), \quad (9)$$

где $\sigma_{\bar{u}(j)(i)}$ – оцененное среднеквадратическое отклонение j -й компоненты скорости i -го GPS-пункта.

Итоговая формула для расчета вектора параметров:

$$\bar{l} = (A^T W A)^{-1} A^T W \bar{u} \quad (10)$$

и его матрицы ковариации:

$$D(\bar{l}) = (A^T W A)^{-1}. \quad (11)$$

Пересмотр допущения об однородности деформаций. С учетом допущения того, что поле скорости деформации однородно, решение избыточной системы уравнений дает единственное значение тензора скорости деформации, характеризующее поле скорости деформации во всей исследуемой области. Однако более реалистичным выглядит допущение, что поле деформации можно считать однородным лишь в некоторой окрестности точки расчета (непрерывность поля скорости деформации). Можно также предположить, что чем большую окрестность мы рассматриваем, тем менее однородным будет поле в этой окрестности. Тогда при расчете следует считать более значимыми точки наблюдений, ближайшие к точке расчета, а результат будет характеризовать скорость деформации в окрестности точки расчета.

Достаточно распространенный ранее прием заключался в выборе трех точек наблюдений, распределенных вокруг точки расчета на минимальных дистанциях (обычно это достигалось заданием сетки точек расчета посредством триангуляции сети GPS-пунктов). Огромным недостатком этого приема являлась высокая чувствительность к грубым ошибкам во входных данных: ошибка в скорости хотя бы одной точки наблюдения сильно искажала рассчитанное поле в окрестности этой точки.

В данной работе для устранения таких искажений применена предложенная в статье [Shen et al., 1996] стратегия взвешивания данных о скоростях пунктов наблюдений в зависимости от расстояния до точки расчета. При этом все доступные оценки скоростей GPS-пунктов включаются в вычислительную процедуру, но их вес (элементы матрицы W) масштабируется с помощью дополнительной весовой функции. В качестве такой весовой функции, согласно [Shen et al., 1996], используется

$$f(d) = \exp\left(\frac{-2d}{d_0}\right), \quad (12)$$

где d – расстояние между точкой расчета и точкой наблюдения; d_0 – коэффициент, контролирующий степень сглаживания и подбираемый в зависимости от среднего шага между пунктами сети GPS-наблюдений [Shen et al., 1996]. При таком взвешивании практически используются пункты наблюдений, отстоящие от точки расчета не более чем на $2d_0$.

Таким образом, вместо матрицы W в формулах (10) и (11) применяется матрица $W_{total} = W \cdot W_{dist}$, где

$$W_{dist} = \text{diag}\left(f(d_{(1)}) \ f(d_{(1)}) \ f(d_{(2)}) \ f(d_{(2)}) \ \dots \ f(d_{(N)}) \ f(d_{(N)})\right),$$

$$d_{(i)} = \sqrt{\Delta x_{(i)}^2 + \Delta y_{(i)}^2}, \ i = 1 \mid N. \quad (13)$$

Нахождение тензора скорости деформации и определение его параметров. Тензор градиента скорости аддитивно можно разделить на симметричную и кососимметричную части:

$$L = E + \Omega \text{ или } L_{ij} = \varepsilon_{ij} + \omega_{ij} = \left(\frac{L_{ij} + L_{ji}}{2}\right) + \left(\frac{L_{ij} - L_{ji}}{2}\right), \quad (14)$$

отражающие эффекты соответственно деформации и вращения.

Диагонализация тензора скорости деформации E приводит к собственным векторам $\vec{v}_{(k)}$ (направлениям) и собственным значениям $\lambda_{(k)}$, удовлетворяющим отношению:

$$\forall k, (k \in \{1, 2\}): E\vec{v}_{(k)} = \vec{v}_{(k)}\lambda_{(k)} \text{ (или } \varepsilon_{ij}v_{j(k)} = v_{i(k)}\lambda_{(k)}). \quad (15)$$

Собственные значения представляют собой главные значения тензора скорости деформации, и, в соответствии с традиционными обозначениями, определим их как e_{max}, e_{min} . Соответствующие собственные векторы задают главные направления тензора скорости деформации.

На основе полученных главных значений тензора скорости деформации вычисляются скорость деформации изменения площади и скорость максимальной сдвиговой деформации Σ :

$$\Delta_S = e_{max} + e_{min}, \quad (16)$$

$$\Sigma = e_{max} - e_{min}. \quad (17)$$

Нужно отметить, что при предположении о локальной однородности поля скорости деформации следует в первую очередь избегать экстраполяции и со скептицизмом относиться к результатам расчета в узлах, сильно удаленных от всех точек GPS-наблюдений. Для формализации этих требований вводится критерий значимости результата расчета в произвольной точке: рассматривается круг с центром в точке расчета и радиусом $k_{signif} \cdot d_0$. Из центра круга в направлении всех точек наблюдений, лежащих в этом круге, проводятся лучи. Затем находится максимальный угол α между двумя соседними лучами (т.е. угол, внутри которого нет других лучей). Результат расчета признается *высокозначимым*, если $\alpha < 90^\circ$, *среднезначимым*, если $90^\circ < \alpha < 180^\circ$, и *низкозначимым*, если $\alpha > 180^\circ$.

Методика расчета поля тензора скорости деформации земной коры по GPS-данным, представленная выше, основана на четко аргументированных математических преобразованиях и допущениях. В работе

[Kostyuk, 2008] приведено лишь краткое описание методики и указана ссылка на работу [Sagiya et al., 2000], в которой не вводилось понятие *тензора градиента скорости*. В результате ключевые формулы математической модели данной работы отличаются от формул, опубликованных в статье [Sagiya et al., 2000]. Существенным отличием от работы [Kostyuk, 2008] также является использование более точного и детального каталога скоростей пунктов GPS 1994–2012 гг. вместо 1994–2006 гг., меньшего шага расчетной сетки (8.3 км вместо ~12 км) и меньшего радиуса сглаживания (10 км вместо 28 км) и значения k_{signif} , равного 4.

Все это позволило получить гораздо более детальное распределение тензора скорости деформации земной коры.

4. СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИОННОГО РЕЖИМА НА ОСНОВЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И GPS-ДАННЫХ

Для сравнения данных, полученных на основе разных методов, выбраны два поля – направление осей сжатия/укорочения и растяжения/удлинения и распределение деформации изменения площади. По сейсмическим данным последний параметр оценивается как произведение интенсивности деформации и суммы горизонтальных компонент средневзвешенного тензора деформации ($XX+YY$).

Направление осей сжатия/укорочения и растяжения/удлинения. На рисунке 4 представлена карта СТД. Режим СТД обозначается значком – узкий прямоугольник с перпендикулярными к нему стрелками, направленными из центра (при всестороннем сжатии – два перпендикулярных друг другу прямоугольника, а при всестороннем растяжении – две перпендикулярные друг другу пары стрелок, но в результатах данного исследования такие режимы не отмечены). Размер прямоугольника и стрелок определяется проекциями единичных отрезков осей сжатия и растяжения на горизонтальную

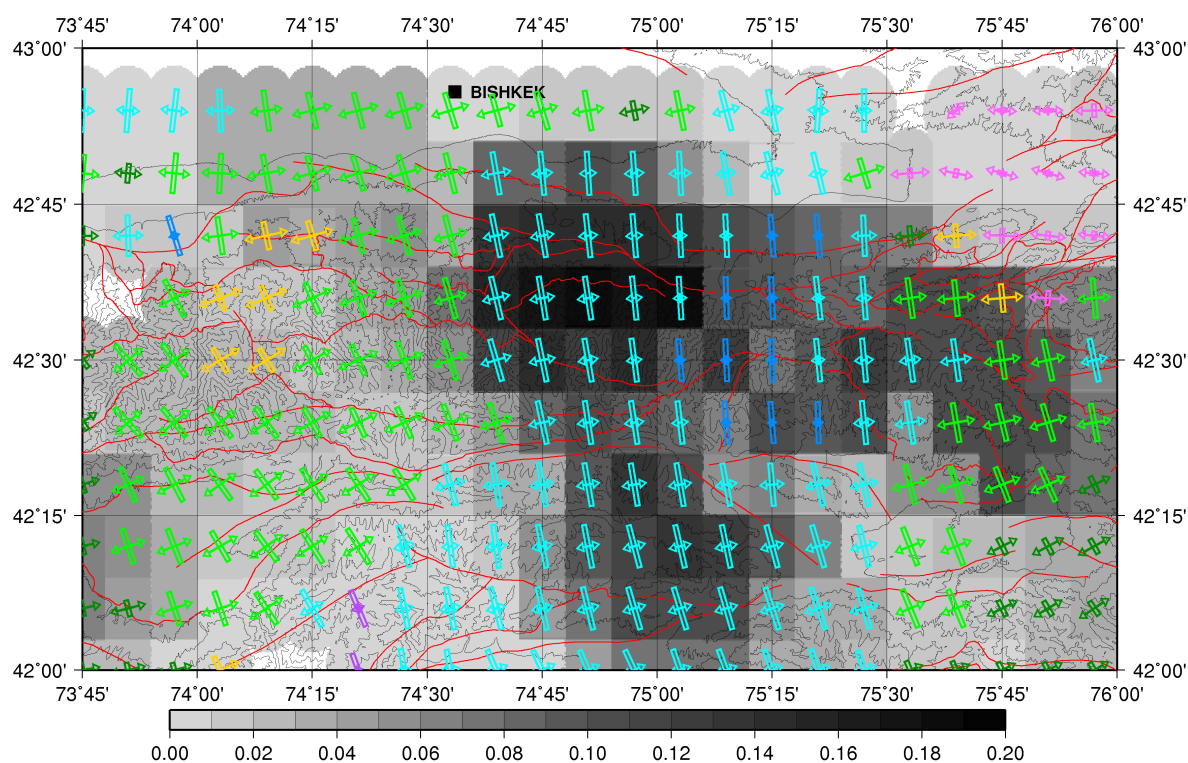


Рис. 4. Карта СТД на фоне распределения интенсивности деформации (масштаб значений на шкале цвета заливки – 10^{-9} в год), красными линиями отмечены локальные и региональные разломы (по [Rebetsky et al., 2016]). Цвет значка обозначает режим деформации: зеленый – сдвиг, бирюзовый – транспрессия, синий – сжатие, малиновый – растяжение.

Fig. 4. The STD map. Background: deformation intensity pattern. UoM in the colour scale: 10^{-9} per year. Red lines show local and regional faults after [Rebetsky et al., 2016]. Colour codes of deformation regimes: green – shear, turquoise – transpression, blue – compression, crimson – extension/stretching.

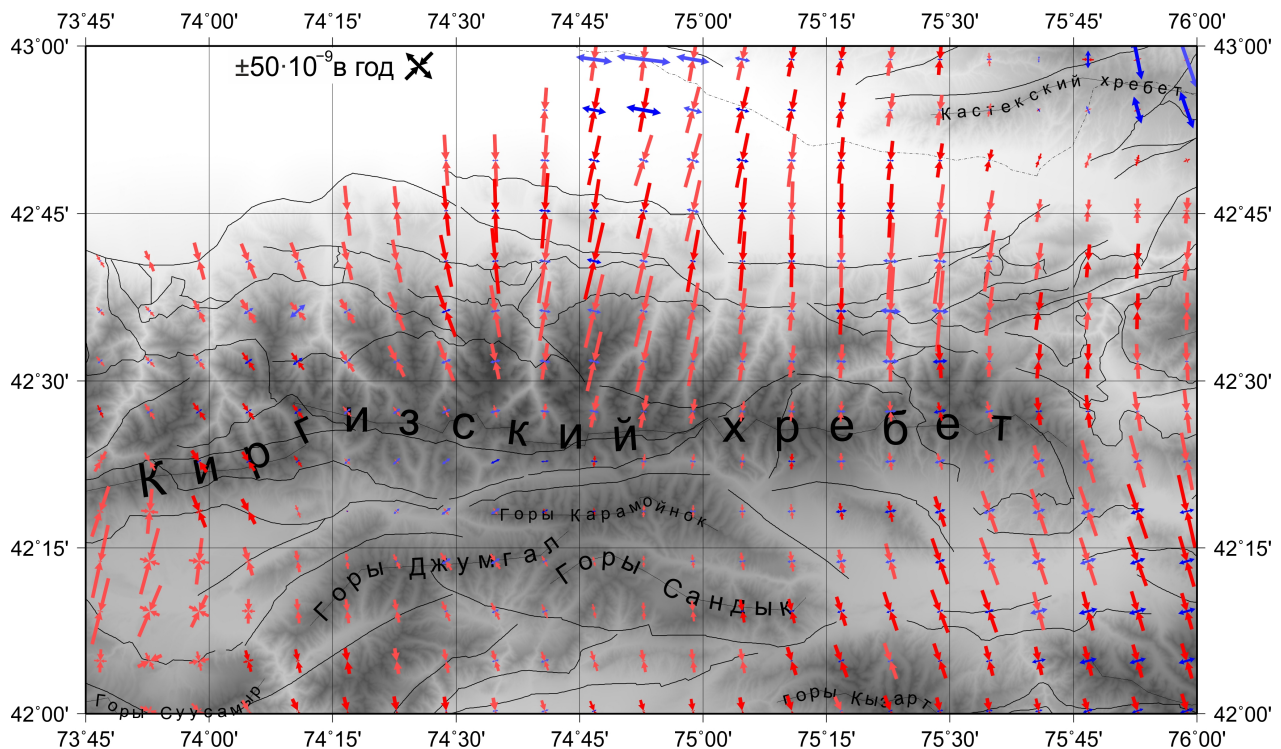


Рис. 5. Поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по GPS-данным.

Fig. 5. Field of the strain rate tensors of the horizontal crustal deformation, based on the GPS data.

плоскость. Длина проекций зависит только от угла наклона этих осей. Ориентация прямоугольника и стрелок на горизонтальной поверхности позволяет судить соответственно об азимутальном направлении осей сжатия и растяжения. Цвет значка означает режим СТД согласно схеме классификации [Yunga, 1997]. Фоном на рисунке 4 показано распределение интенсивности СТД, полученной по методике [Lukk, Yunga, 1979].

На исследуемой территории направление осей сжатия СТД меняется от северо-северо-западного в западной части к субмеридиональному в центральной и восточной частях. Угол погружения осей сжатия имеет минимальное значение (до 30°) на территории от 74°75' до 75°30' в.д., которая включает в себя восточную часть Киргизского хребта и хребты Кызарт, Карамайнок и Сындык (см. рис. 1 и 3). На этой же территории оси растяжения имеют субвертикальный угол погружения, о чем свидетельствуют малые величины проекций единичных отрезков этих осей на горизонтальную плоскость. Максимальное значение угла погружения оси сжатия отмечается в восточной части Чуйской долины, в Кочкорской впадине и в западной части Суусамырской впадины. Интенсивность СТД достигает максимума в восточной части Киргизского хребта, на хребтах Джумгал, Карамайнок и в горах Сындык.

На рисунке 5 показано поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по GPS-данным. Направления стрелок показывают собственные направления тензора (направления главных осей), стрелка имеет красный цвет, если по соответствующей оси происходит укорочение, или синий – в случае удлинения. Длина стрелок соответствует абсолютным величинам соответствующих собственных значений тензора (отрицательных при укорочении и положительных при удлинении) в указанном на карте масштабе ($50 \cdot 10^{-9}$ в год по каждой из осей). Фоном показан рельеф региона.

Согласно GPS-данным, характеризующее регион в целом субмеридиональное укорочение распределено по нему неравномерно. Наибольшая скорость укорочения наблюдается в Суусамырской впадине, а также в восточной части сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, причем направление укорочения перпендикулярно простираению структурообразующих элементов рельефа. Также значительное укорочение имеется в Кочкорской впадине и переходит в западную часть Иссык-Кульской впадины, при этом небольшое удлинение по другой оси позволяет предполагать правосдвиговую транспрессию по субширотным разломам. На севере Чуйской впадины субмеридиональное укорочение соседствует с субширотным удлинением,

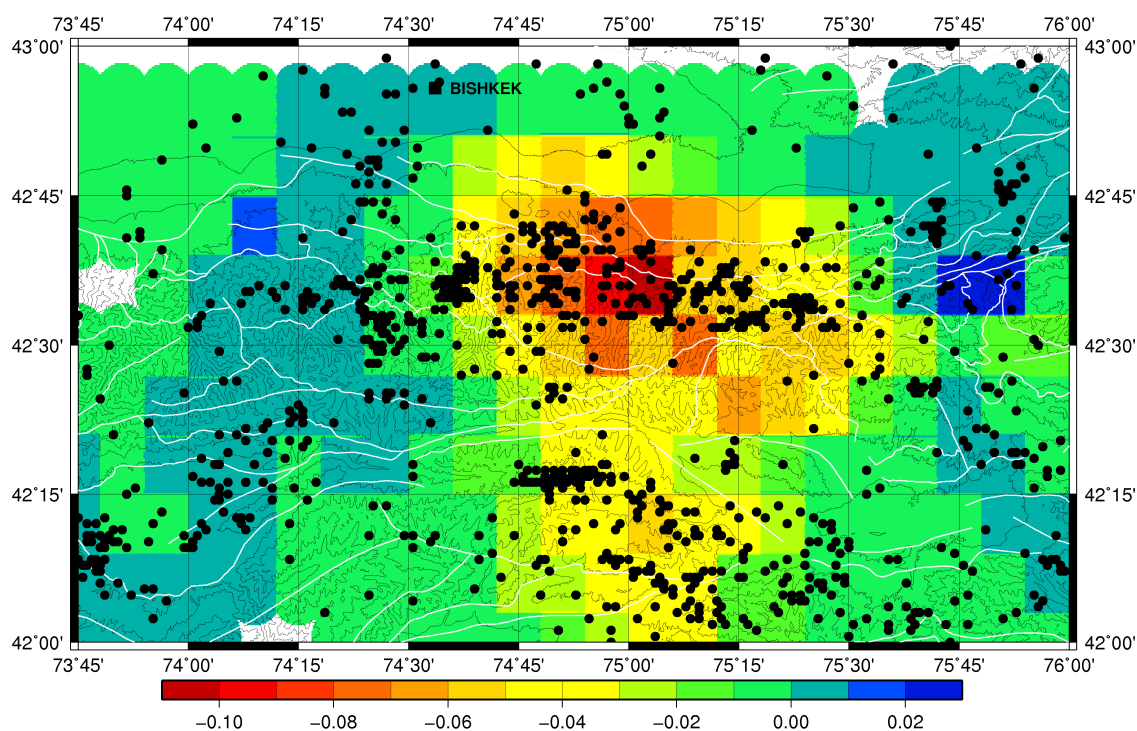


Рис. 6. Распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим данным. Единица измерения – 10^{-9} в год. Черными точками показаны землетрясения, произошедшие за период исследования.

Fig. 6. Distribution of the sums of the strain rate tensor's horizontal components from the seismic data. UoM: 10^{-9} per year. Black circles show the locations of earthquakes that occurred during the study period.

что может означать правый сдвиг по разломам северо-западного направления, параллельно лежащим к северу Чу-Илийским горам. В северо-восточном углу исследуемой области расчет показывает субмеридиональное удлинение Кастекского хребта, однако для этих ячеек очень велика оцененная погрешность расчета, что делает такой результат недостоверным. При этом, согласно схеме классификации режимов СТД, эта область также характеризуется режимом растяжения. Зона сопряжения хребтов Джумгал, Карамойнок и гор Сындык с Киргизским хребтом испытывает деформации, на порядок меньшие, чем средние по региону.

Согласно рисункам 4 и 5 направление осей сжатия/укорочения по сейсмическим и GPS-данным в целом совпадает. Ранее это уже было отмечено в работе [Kostyuk et al., 2010]. Исключением служит Суусамырская впадина со всесторонним укорочением, наибольшим по северо-северо-восточному направлению осей по данным GPS, и режимом, близким к горизонтальному сдвигу с северо-западным направлением оси сжатия по данным СТД.

При этом поля деформаций по GPS и СТД сильно отличаются по интенсивности и ее распределению. Первое, что нужно отметить, – интенсивность СТД

в среднем на два-три порядка слабее интенсивности деформаций по GPS. Такое соотношение между абсолютными величинами скоростей GPS-деформаций и СТД является естественным отражением следующего обстоятельства. Изменения длины горизонтальных линий (горизонтальные компоненты полной деформации), регистрируемые методом GPS, складываются из асейсмической части, куда основной вклад вносит, по-видимому, изменение упругой деформации, и косейсмической части, девиаторная часть которой рассматривалась как СТД.

Прирост упругой деформации первичен, как подготавливающий возникновение землетрясений, поэтому понятно, что вторая часть всегда меньше или даже существенно меньше первой.

Из распределения интенсивности деформаций по СТД и GPS видно, что на хребтах Джумгал, Карамойнок и в горах Сындык наблюдаются относительно сильные СТД и относительно небольшие деформации по GPS. Из этого можно заключить, что в данной области отношение хрупкой деформации к пластической и упругой намного больше, чем в других областях исследуемого региона.

Поле деформации изменения площади. На рисунках 6 и 7 представлено распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости де-

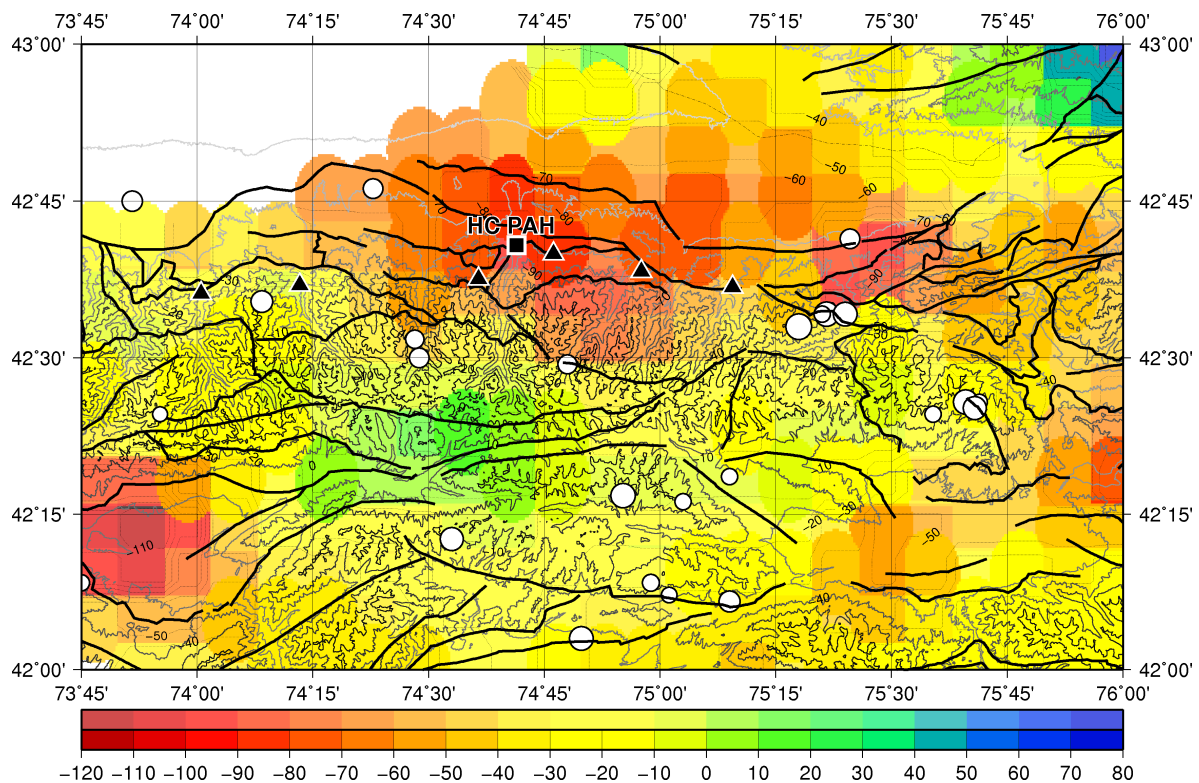


Рис. 7. Распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по GPS-данным. Единица измерения – 10^{-9} в год. Белыми кругами показано расположение сейсмических событий с уровнем падения напряжений $\Delta\sigma > 1$ МПа (из 152 событий по каталогу динамических параметров за 1998–2014 гг. [Sycheva et al., 2016]). Радиус круга зависит от магнитуды события: минимальный радиус соответствует $M=3.4$, максимальный – $M=5.3$. Треугольники – приемные станции электромагнитного зондирования. Квадрат – положение Научной станции РАН.

Fig. 7. Distribution of the sum of the strain rate tensor's horizontal components estimated from the GPS data. UoM: 10^{-9} per year. White circles show the locations of earthquakes with the stress drop of $\Delta\sigma > 1$ MPa (among 152 seismic events from the 1998–2014 catalog of dynamic parameters [Sycheva et al., 2016]). Larger circles mark the locations of stronger seismic events: a minimum radius corresponds to $M=3.4$, and a maximum radius to $M=5.3$. Triangles show the locations of the electromagnetic probing receiver stations. The box marks the location of the Research Station of RAS.

формации по сейсмическим (см. рис. 6) и GPS-данным (рис. 7). Сравнение этих полей позволяет отметить одно наиболее заметное различие в распределении изменения площади. Оно наблюдается в Суусамырской впадине, где по данным GPS в горизонтальной плоскости имеется сильное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации. Это может быть объяснено тем, что основную часть сейсмических событий составляют афтершоки Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г. с $M=7.3$. Это слабые события с большой сдвиговой составляющей, в отличие от событий регионального масштаба, для которых характерны взбросовые механизмы. В данные GPS вносят вклад пластические деформации, препятствия для которых могли быть частично устранены этим землетрясением.

Для центральной части зоны сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта в работе [Mansurov, 2015] было проведено детальное исследование

распределения скорости деформации по данным GPS (без сопоставления с распределением сейсмичности). В этом исследовании были выявлены две четко очерченные зоны высоких скоростей горизонтального укорочения, где сокращение (изменение площади) происходит быстрее, чем $-50 \cdot 10^{-9}$ в год. Для иллюстрации процесса разгрузки напряжений за счет сейсмичности на поле скоростей деформаций по GPS-данным вынесено положение землетрясений с уровнем падения напряжений $\Delta\sigma > 1$ МПа, которые произошли на исследуемой территории за 1998–2014 гг. [Sycheva et al., 2016]. События с указанным уровнем падения напряжений практически не попадают в область сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта. Квадратиком на рисунке 6 отмечено положение Научной станции РАН, что соответствует положению установки ЭРГУ (электроразведочная генераторная установка), треугольниками – сеть приемных станций электромагнитных зондирования. В

известных публикациях по триггерным эффектам [Sychev et al., 2008, 2010; Bogomolov et al., 2011; Sychev, 2008], связанных с работой ЭРГУ, отмечается уменьшение количества событий умеренной силы и возрастание слабой сейсмичности в окрестности расположения диполя и приемных станций. Велика вероятность, что в выделенной области сброс напряжений происходит за счет более слабой сейсмичности (см. рис. 6) и поэтому здесь нет условий для концентрации напряжений от поверхности до глубин 15 км (сейсмогенерирующий слой).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена оценка напряженно-деформированного состояния Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмических и GPS-данных. Сейсмические данные представлены каталогом фокальных механизмов очагов 1287 землетрясений (1994–2015 гг.), а GPS-данные – каталогом скоростей 90 GPS-пунктов (1994–2012 гг.).

На основе расширенных данных о фокальных механизмах получена уточненная региональная весовая функция, которая используется при расчете СТД. Согласно исследованию методом СТД, на территории преобладает режим транспрессии и сдвиговых деформаций.

Для расчета поля тензора скорости деформации земной коры по данным GPS применена методика

с существенными отличиями по отношению к предыдущим работам и использован более точный и детальный каталог скоростей пунктов GPS.

Сравнение сейсмических и GPS-данных показало, что направление осей сжатия/укорочения и растяжения/удлинения в целом совпадает, а интенсивность СТД в среднем на два–три порядка слабее интенсивности деформаций по GPS. По методу СТД и GPS выделяется зона растяжения/удлинения, расположенная в районе Кастекского хребта.

Сравнение полей суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации выявило различие режимов в Суусамырской впадине, где по данным GPS в горизонтальной плоскости имеется сильное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации.

Для центральной части зоны сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта, где сокращение происходит быстрее, чем $-50 \cdot 10^{-9}$ в год, вероятно, что сброс напряжений происходит за счет слабой сейсмичности, которую может инициировать работа ЭРГУ на этой территории.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект № 15-05-06857а).

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Bogomolov L.M., Zakupin A.S., Sychev V.N., 2011. Electric Impacts on the Earth Crust and Variations of Weak Seismicity. LAP Lambert Academic Publishing, Saarbrücken, 408 p. (in Russian) [Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Саарбрюкен: LAP Lambert Academic Publishing, 2011. 408 с.].
- Buslov M.M., Klerkx J., Abdarakhmanov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A., 2003. Recent strike-slip deformation of northern Tien Shan. In: F. Storti, R.E. Holdsworth, F. Salvini (Eds.), Intraplate strike-slip deformation belts. Geological Society, London, Special Publications, vol. 210, p. 53–64. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.210.01.04>.
- Cobbold P., Davy P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 14, 143–162.
- England P., Molnar P., 1997. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics. *Science* 278 (5338), 647–650. <https://doi.org/10.1126/science.278.5338.647>.
- Herring T.A., King B.W., McClusky S.C., 2009. Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.35. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, 45 p. Available from: http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/Intro_GG.pdf.
- Kostyuk A.D., 2008. Deformation changes in the crust of the Northern Tien Shan based on space geodesy data. *Bulletin of the Kyrgyz-Russian Slavic University* 8 (3), 140–144 (in Russian) [Костюк А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета. 2008. Т. 8. № 3. С. 140–144].
- Kostyuk A.D., Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Yunga S.L., Yagi Y., 2010. Deformation of the Earth's crust in the Northern Tien Shan according to the earthquake local data and satellite geodesy. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (3), 230–243. <https://doi.org/10.1134/S1069351310030055>.
- Kuzikov S.I., Mukhamediev S.A., 2010. Structure of the present-day velocity field of the crust in the area of Central-Asian GPS Network. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (7), 584–601. <https://doi.org/10.1134/S1069351310070037>.

- Lukk A.A., Yunga S.L., 1979. Seismotectonic deformation of the Garm district. *Izvestiya AN SSSR, seriya Fizika Zemli* (10), 24–43 (in Russian) [Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района // *Известия АН СССР, серия Физика Земли*. 1979. № 10. С. 24–43].
- Makarov V.I., 1977. Modern Tectonic Structure of Central Tien Shan. Nauka, Moscow, 172 p. (in Russian) [Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.].
- Mansurov A.N., 2012. Structural design of the automated system for calculation of the field of crustal deformation rates from GPS data. *Problemy Avtomatiki i Upravleniya (Problems of Automation and Control)* (2), 120–127 (in Russian) [Мансуров А.Н. Структурное проектирование автоматизированной системы расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS-наблюдений // *Проблемы автоматизации и управления*. 2012. № 2. С. 120–127].
- Mansurov A.N., 2015. Distribution of modern crustal deformation rates in the Northern Tien Shan, estimated by the triangulation of GPS observation points. In: Modern tectonophysics. Methods and results. Proceedings of the Fourth Youth Tectonophysical Workshop. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, vol. 1, p. 192–201 (in Russian) [Мансуров А.Н. Распределение скорости современной деформации земной коры Северного Тянь-Шаня, полученное триангуляцией сети точек GPS наблюдений // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2015. Т. 1. С. 192–201].
- Mansurov A.N., 2016a. Field of modern crustal deformation rates in the Northern and Central Tien Shan according to the observations by the CA-GPS network. *Bulletin of the Kyrgyz-Russian Slavic University* 16 (1), 157–160 (in Russian) [Мансуров А.Н. Поле скорости современной деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня по данным наблюдений ЦА-GPS-сети // *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета*. 2016а. Т. 16. № 1. С. 157–160].
- Mansurov A.N., 2016b. Software package for calculation of crustal deformation from GPS data, SUR_GPS_STRAINS. Certificate No. 2016610153. Legal owner: Federal State Budgetary Institution of Science, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek (RS RAS). Application No. 2015661945; applied on 12.11.2015; published on 20.02.2016. Bulletin No. 2 (112), (Part 1.). 212 Kb (in Russian) [Мансуров А.Н., 2016б. Программа для расчета деформаций земной коры по данным GPS-наблюдений SUR_GPS_STRAINS. Свидетельство № 2016610153. Правообладатель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН). Заявка № 2015661945; заявл. 12.11.2015; опубл. 20.02.2016. Бюл. № 2 (112), (Ч. 1.). 212 Кб. http://www1.fips.ru/fips_serv1/fips_servlet?DB=EVM&rn=4014&DocNumber=2016610153&TypeFile=html].
- Meade B.J., Hager B.H., 2001. The current distribution of deformation in the western Tien Shan from block models constrained by geodetic data. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (10), 1622–1633.
- Rebetsky Y.L., Sycheva N.A., Sychev V.N., Kuzikov S.I., Marinin A.V., 2016. The stress state of the northern Tien Shan crust based on the KNET seismic network data. *Russian Geology and Geophysics* 57 (3), 387–408. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.03.003>.
- Sagiya T., Miyazaki S.I., Tada T., 2000. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure and Applied Geophysics* 157 (11–12), 2303–2322. <https://doi.org/10.1007/PL00022507>.
- Seber G.A.F., Lee A.J., 2003. Linear Regression Analysis. Wiley, Hoboken, New Jersey, 582 p.
- Shen Z.K., Jackson D.D., Ge B.X., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B12), 27957–27980. <https://doi.org/10.1029/96JB02544>.
- Sychev V.N., 2008. Study of the Influence of Impulse Energy Effects on the Variations in the Spatial and Temporal Patterns of Seismicity in the Northern Tien Shan. Abstract of PhD Thesis (Candidate of Physics and Mathematics). Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 28 p. (in Russian) [Сычев В.Н. Исследование влияния импульсных энергетических воздействий на вариации пространственно-временных распределений сейсмичности на территории Северного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2008. 28 с.].
- Sychev V.N., Avagimov A.A., Bogomolov L.M., Zeygarnik V.A., Sycheva N.A., 2008. On the trigger effect of electromagnetic impulses on weak seismicity in connection with the problem of release of excessive tectonic stresses. In: Geodynamics and stress state of the Earth interior. Institute of Mining SB RAS, Novosibirsk, p. 179–188 (in Russian) [Сычев В.Н., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Зейгарник В.А., Сычева Н.А. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность в связи с проблемой разрядки избыточных тектонических напряжений // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2008. С. 179–188].
- Sychev V.N., Bogomolov L.M., Sycheva N.A., Borovsky B.V., 2010. On the synchronization of seismic activity variations in the Northern Tien Shan with the regime of electromagnetic probing of the crust. In: Geodynamics and stress state of the Earth interior. Institute of Mining SB RAS, Novosibirsk, p. 83–90 (in Russian) [Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А., Боровский Б.В. О синхронизации вариаций сейсмической активности на территории Северного Тянь-Шаня с режимом электромагнитных зондирований земной коры // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2010. С. 83–90].
- Sycheva N.A., 2005. Study of the Features of Earthquake Focal Mechanisms and Seismotectonic Deformation in the Northern Tien Shan Based on the Data from the Digital Seismic Network KNET. PhD Thesis (Candidate of Physics

- and Mathematics). Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, 189 p. (in Russian) [Сычева Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня по данным цифровой сейсмической сети KNET: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2005. 189 с.].
- Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Mukhamadeeva V.A., Yunga S.L., 2005. Determination of seismotectonic crustal strains in Northern Tien Shan using focal mechanisms from data of the KNET digital seismic Network. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 41 (11), 916–930.
- Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Yunga S.L., Makarov V.I., 2008. Seismotectonic deformations and recent tectonics of the Tien Shan. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 44 (5), 351–363. <https://doi.org/10.1134/S1069351308050017>.
- Sycheva N.A., Ges' V.P., 2016. Updated estimates of the average rate of seismotectonic deformation in the Bishkek geodynamic polygon. In: V.A. Mukhamadeeva, O.B. Zabinyakova (Eds.), *Modern techniques and technologies in research. Research Station of RAS, Bishkek*, p. 246–251 (in Russian) [Сычева Н.А., Гесь В.П. Обновленные оценки величины среднегодовой скорости сейсмотектонической деформации Бишкекского геодинамического полигона // Современная техника и технологии в научных исследованиях / Ред. В.А. Мухамадеева, О.Б. Забинякова. Бишкек: Научная станция РАН в г. Бишкеке, 2016. С. 246–251].
- Sycheva N.A., Mansurov A.N., 2016. Comparison of crustal deformation rates in the Northern and Central Tien Shan, estimated from seismic and GPS data. *Bulletin of the Kyrgyz-Russian Slavic University* 16 (1), 178–182 (in Russian) [Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS-данных // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета. 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182].
- Sycheva N.A., Mansurov A.N., Sychev V.N., 2016. Dynamic parameters of earthquakes in the Bishkek geodynamic polygon. In: *Tectonophysics and top issues in Earth sciences. The fourth tectonophysical conference. Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow*, vol. 1, p. 554–561 (in Russian) [Сычева Н.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Динамические параметры землетрясений Бишкекского геодинамического полигона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Четвертая тектонофизическая конференция. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2016. Т. 1. С. 554–561].
- Yudakhin F.N., 1983. *Geophysical Fields, Deep Structure and Seismicity of Tien Shan*. Ilim, Frunze, 246 p. (in Russian) [Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.].
- Yunga S.L., 1990. *Methods and Results of Seismotectonic Deformation Studies*. Nauka, Moscow, 191 c. (in Russian) [Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.].
- Yunga S.L., 1997. Classification of seismic moment tensors on the basis of their isometric mapping on a sphere. *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences / Earth Science Sections* 352 (1), 108–110.
- Yunga S.L., 2002. *Study of Crustal Surface Movements and Deformation in the Central Tien Shan, Kazakh Platform and Altai; Development of Software for Seismic Data Processing; Data Processing. Research report. Obninsk*, 41 p. (in Russian) [Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки. Отчет о научно-исследовательской работе. Обнинск, 2002. 41 с.].
- Zubovich A.V., 2001. *Study of the Field of Modern Crustal Movement Velocities in the Central Tien Shan by Space Geodesy Methods*. PhD Thesis (Candidate of Physics and Mathematics). Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, 95 p. (in Russian) [Зубович А.В. Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2001. 95 с.].
- Zubovich A.V., Trapeznikov Yu.A., Bragin B.D., Mosienko O.I., Shchelochkov G.G., Rybin A.K., Batalev V.Yu., 2001. Deformation field, Earth's crust deep structure, and spatial seismicity distribution in the Tien Shan. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (10), 1634–1640.



Сычева Найля Абдуллоевна, канд. физ.-мат. наук, с.н.с.

Научная станция РАН

720049, Бишкек-49, Научная станция РАН, Кыргызстан

Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина

720000, Бишкек, ул. Киевская, 44, Кыргызстан

Тел.: +996(312)613140; ✉ e-mail: nelya@gdirc.ru

Sycheva, Nailya A., Candidate of Physics and Mathematics, Senior Researcher

Research Station of Russian Academy of Sciences

Research Station of RAS, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

B.N. Yeltsin Kyrgyz-Russian Slavic University

44 Kievskaya street, Bishkek 720000, Kyrgyzstan

Tel.: +996(312)613140; ✉ e-mail: nelya@gdirc.ru



Мансуров Артур Наильевич, м.н.с.

Научная станция РАН

720049, Бишкек-49, Научная станция РАН, Кыргызстан

Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина

720000, Бишкек, ул. Киевская, 44, Кыргызстан

Тел.: +996(312)613140; e-mail: sur@gdirc.ru

Mansurov, Arthur N., Junior Researcher

Research Station of Russian Academy of Sciences

Research Station of RAS, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

B.N. Yeltsin Kyrgyz-Russian Slavic University

44 Kievskaya street, Bishkek 720000, Kyrgyzstan

Tel.: +996(312)613140; e-mail: sur@gdirc.ru