

SEISMOTECTONIC DEFORMATION OF THE LITHOSPHERE IN THE PAMIR AND ADJACENT TERRITORIES

N.A. Sycheva , A.N. Mansurov 

Research Station, Russian Academy of Sciences, Bishkek 720049, Kyrgyzstan

ABSTRACT. The intracontinental collision zone including the Pamir and Tien Shan is of particular interest for investigating geodynamic processes in the crust and lithosphere. We analysed seismotectonic deformation (STD) in this area, using the method of calculations proposed by Yu.V. Riznichenko and S.L. Yunga. Seismicity distribution patterns across the area and in depth and average annual STD velocity rates (STD intensity, I_s) were estimated from the data published in the ISC Catalogue (International Seismological Center, London), that includes the information on more than 56000 earthquakes recorded in the study area in 1902–2018. Areas of intense seismotectonic deformation are identified for different depth ranges. The estimated STD intensity I_s has a maximum value of $1.76 \cdot 10^{-7} \text{ year}^{-1}$ in the southwestern part of the Pamir-Hindu Kush seismic zone (depth 100–300 km). In the junction zone of the West Tien-Shan and the Pamir (western Alai and Trans-Alai ridges, depth 0–50 km), it amounts to $1.25 \cdot 10^{-7} \text{ year}^{-1}$. Locations of seismically active zones migrate depending on the depth. At a depth of 0–50 km, two active seismic zones are identified – the eastern Trans-Alai ridge and the central part of the Pamir–Hindu Kush. At depths below 50 km, the southern part of the Pamir–Hindu Kush seismic zone is seismically active. Earthquakes of the highest magnitudes occurred at depths of 100–300 km. We investigated the STD direction patterns using the focal mechanisms of 3276 earthquakes (1949–2018) and constructed the diagrams showing the main stress axes. For the majority of the analysed seismic events, the compression axis changed its direction in the 300–360° azimuth sector. Maps were constructed to show averaged source mechanisms and STD values calculated for the crust and upper mantle. From representative data sets, averaged mechanisms were reconstructed for the junction zone of the South Tien Shan, North Pamir and Tarim (depths of 0–50 km) and for the southwestern part of the Pamir–Hindu Kush seismic zone (depths more than 50 km). Using the STD maps, the directions of shortening and extension axes were determined, and different deformation settings were described. Based on the STD tensors calculated for depths of 0–50 km (crust), we estimated Lode – Nadai coefficients μ_ϵ , plane strain angles ω (according to S.L. Yunga) and the vertical component of the STD tensors, and determined their distribution patterns. Compression ($0.6 \leq \mu_\epsilon \leq 1$) takes place in the major part of the study area, while the Central and South Pamirs are subjected to extension with shear ($-0.6 < \mu_\epsilon < -0.2$) and pure shear ($-0.2 \leq \mu_\epsilon \leq +0.2$). The study area (except the Central and South Pamirs) is uplifting. A comparison shows that deformation models based on the STD technique and GPS data are fully consistent.

KEYWORDS: earthquake; focal mechanism; seismotectonic strain rate tensor; principal stress axis; shortening and extension axes; Lode – Nadai coefficient; plane deformation angle; vertical component

FUNDING: The study was carried out under the state assignment of the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Kyrgyzstan (AAAA-A19-119020190064-9 and AAAA-A19-119020190066-3).

RESEARCH ARTICLE

Received: February 3, 2020

Revised: July 20, 2020

Accepted: August 12, 2020

Correspondence: Nailya A. Sycheva, nelya@gdirc.ru

FOR CITATION: Sycheva N.A., Mansurov A.N., 2020. Seismotectonic deformation of the lithosphere in the Pamir and adjacent territories. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (4), 785–805. doi:10.5800/GT-2020-11-4-0507

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ПАМИРА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров

Научная станция РАН в г. Бишкеке, 720049, Бишкек-49, Кыргызстан

АННОТАЦИЯ. В работе исследована область Памира и Тянь-Шаня, которая является зоной внутриконтинентальных столкновений и представляет большой интерес для изучения геодинамических процессов, протекающих в земной коре и литосфере. Указанная область исследована методом сеймотектонических деформаций (СТД). Расчет СТД выполнен на основе подходов, предложенных в работах Ю.В. Ризниченко и С.Л. Юнга. Для оценки распределения сейсмичности по территории и глубине, а также расчета среднегодовой скорости СТД (интенсивность СТД, I_s) использован каталог ISC (International Seismological Centre, London). Каталог включает в себя более 56000 землетрясений, произошедших на рассматриваемой территории за 1902–2018 гг. Для разных диапазонов глубин выделены области проявления интенсивных сеймотектонических деформаций. Максимум интенсивности СТД $I_s=1.76 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹ приходится на юго-западную часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны (глубина 100–300 км), соизмеримая интенсивность СТД $I_s=1.25 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹ определена для западной части зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира (западная часть Алайского и Заалайского хребтов, глубина 0–50 км). Зоны сейсмической активности мигрируют в зависимости от рассматриваемой глубины. На глубине 0–50 км выделяются две области активной сейсмичности – восточная часть Заалайского хребта и центральная часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны. Ниже 50 км активная сейсмичность смещается в южную часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны, максимум землетрясений наблюдается на глубине 100–300 км. Исследования направленности СТД основаны на данных о фокальных механизмах очагов 3276 землетрясений, произошедших за 1949–2018 гг. Построены диаграммы распределения направлений главных осей напряжений. Для основной части событий ось сжатия меняет свое направление в секторе азимутов 300–360°. Для земной коры и верхней мантии рассчитаны и построены усредненные механизмы очагов и карты направленности СТД. По представительным выборкам усредненные механизмы построены для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом (0–50 км) и для юго-западной части Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны (более 50 км). По картам СТД определены направления осей укорочения и удлинения и отмечено наличие различных деформационных обстановок на территории исследования. На основе тензоров СТД, полученных для глубин 0–50 км (земная кора), построены распределения коэффициента Лодэ – Надаи μ_e , угла вида плоской деформации ω (по С.Л. Юнга) и вертикальной компоненты. Основная часть исследуемой территории находится в условиях простого сжатия ($0.6 \leq \mu_e \leq 1$), за исключением Центрального и Южного Памира, который находится в условиях растяжения со сдвигом ($-0.6 < \mu_e < -0.2$) и чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$). Исследуемая территория, кроме Центрального и Южного Памира, испытывает воздымание. Проведено сравнение моделей деформации, полученных по методу СТД и GPS-данным. Отмечено полное соответствие.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: землетрясение; фокальный механизм; тензор скорости сеймотектонической деформации; оси главных напряжений; оси укорочения и удлинения; параметр Лодэ – Надаи; угол вида плоской деформации; вертикальная компонента

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках государственного задания Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (темы № АААА-А19-119020190064-9 и № АААА-А19-119020190066-3).

1. ВВЕДЕНИЕ

Памир – горная система, расположенная в Центральной Азии (рис. 1), лежащая между 37 и 39.5° с.ш., 70 и 76° в.д. Памир представляет собой направленный на север выступ Альпийско-Гималайского складчатого пояса, переходя на юго-западе в Гиндукуш, на юго-юго-востоке – в Каракорум (хребты Музтаг и Ташкургантаг), а на юго-востоке – в Кунлунь (хребет Тохтакорум). С востока и запада Памир окружен относительно ровными и низменными формами рельефа: Таджикской депрессией на западе и Таримской плитой на востоке. С севера и северо-запада Памир смыкается с юго-западной частью Тянь-Шаня – горной системы, огибающей

Таримскую плиту с севера. Граница между Памиром и Тянь-Шанем выделяется достаточно четко: на северо-востоке – по реке Кызылсу-Кашгар, на севере – по Алайской долине (находится между Алайским хребтом Тянь-Шаня и Заалайским хребтом Памира) и далее на запад – по ущельям и долинам реки Кызылсу-Сухроб-Вахш. К северу от Алайского хребта находится Ферганская долина, разделяющая Юго-Западный и Северо-Западный Тянь-Шань.

Как и соседние горные системы, Памир образовался при коллизии Индостанского континента с Евразией. Пенджабский выступ Индостанского континента обусловил его форму и дугообразное строение: тектоническое

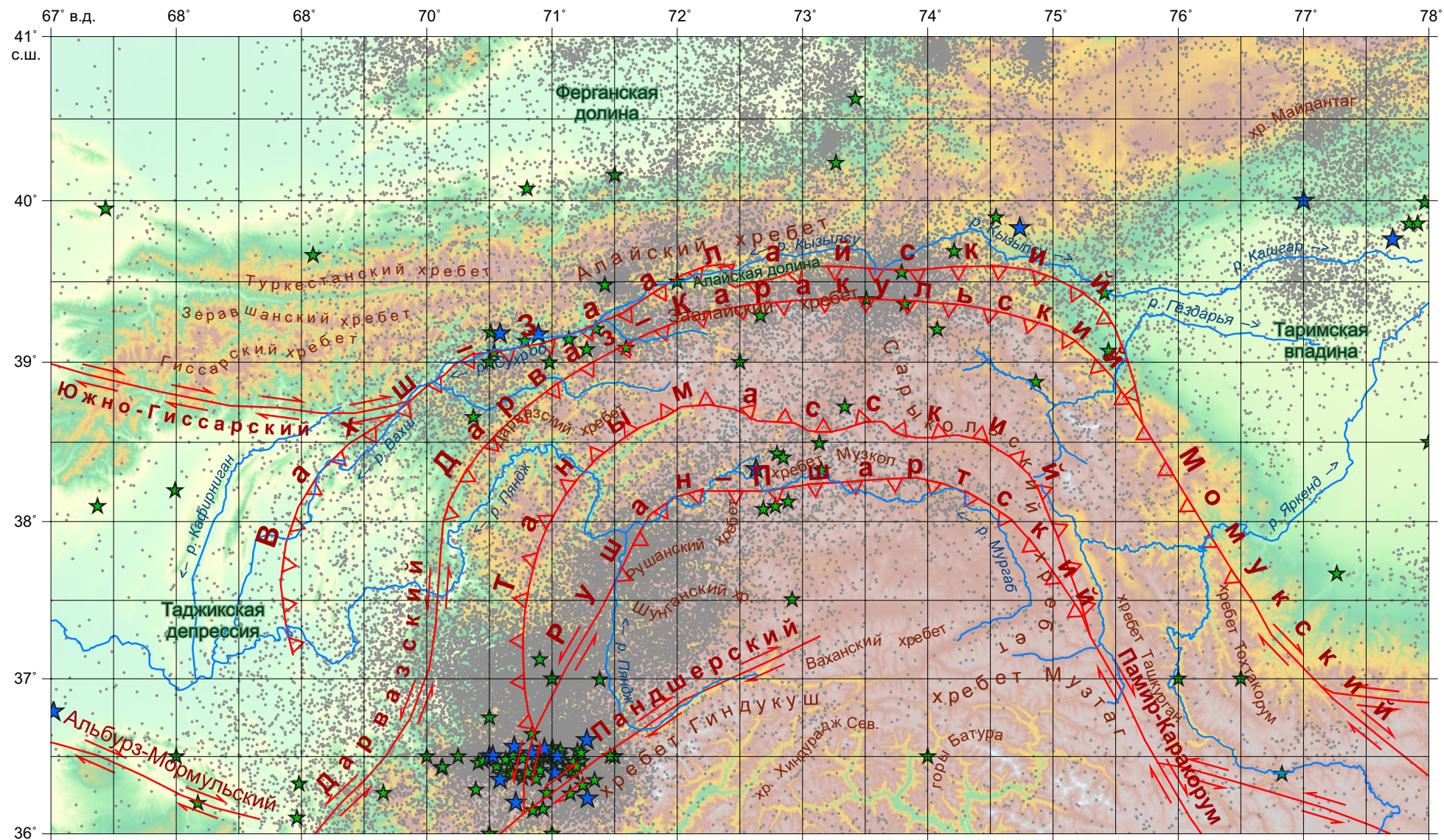


Рис. 1. Расположение эпицентров землетрясений каталога ISC (серые точки – $M \leq 6$, зеленые звездочки – $6 \leq M \leq 7$, синие звездочки – $M \geq 7$) на фоне основных географических и тектонических элементов Памирского региона. Красные линии – структурообразующие разломы [Burtman, 2013].

Fig. 1. Locations of earthquake epicenters from the ISC Catalogue at the background of the main geographic and tectonic elements of the Pamir region. Gray dots – $M \leq 6$; green stars – $6 \leq M \leq 7$; blue stars – $M \geq 7$. Red lines – structure-forming faults [Burtman, 2013].

деление Памира [Burtman, 2013] описывается внешней Памирской дугой (Вахш-Заалайский и Дарваз-Каракульский разломы), очерчивающей Памир с севера от Таджикской депрессии до Кунлуна, и внутренней дугой (Танымасский и Рушан-Пштарский разломы), идущей от Гиндукуша до Каракорума и отделяющей внутреннюю (южную) часть Памира от внешней (северной). Форма западных частей этих дуг осложнена движениями по Пандширскому правому сдвигу (также называемому «Зebak-Мунджанский» или «Афгано-Южнопамирский»), пролегающему севернее хребта Гиндукуш.

Мощность земной коры Памира больше, чем Тянь-Шаня и Таджикской депрессии [Burtman, 2012]. Под Заалайским хребтом по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) она составляет 68 км, в Центральном Памире достигает 70 км [Kunin, 1992; Makarov, 2005]. Методом обменных волн, возбуждаемых землетрясениями (МОВЗ), для Северного Памира определено положение раздела Мохоровичича на глубине 65–80 км, для Южного Памира — на глубине 65–75 км [Krasnopevtseva, Shevchenko, 1998; Kumar et al., 2005], при том что на территории Тянь-Шаня, согласно [Vinnik et al., 2004], глубина границы Мохоровичича меняется от 45 до 70 км.

Геологическое строение Памира и активную сейсмичность коровых землетрясений можно объяснить следствием столкновения между Индией и Евразией. Движение Индии на север обеспечивает утолщение и укорочение коры на большой территории [Molnar, Tapponnier, 1975].

Исследования геодинамических процессов рассматриваемой территории на основе сейсмологических данных ранее описывались в работах [Yunga, 1990; Trifonov et al., 2002; Kuchai, Bushenkova, 2009; Rebetsky, Alekseev, 2014; Lukk et al., 2015; и др.]. К анализу данных применялся метод СТД [Riznichenko, 1985; Yunga, 1990], метод катакластического анализа разрывных нарушений (МКА) [Rebetsky, 2007] или рассматривались фокальные механизмы умеренных и сильных землетрясений [Kuchai, Bushenkova, 2009]. В работах [Yunga, 1990; Rebetsky, Alekseev, 2014; Kuchai, Bushenkova, 2009] рассматриваемая территория значительно шире исследуемой в данной работе, а в статье [Lukk et al., 2015] анализируется территория Гармского полигона, который расположен в западной части зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. В работе [Trifonov et al., 2002] проведено детальное исследование полей СТД на территории, включающей геологические структуры Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины, Памира и Северного Гиндукуша. Для анализа привлекались данные о фокальных механизмах очагов более 3000 землетрясений, произошедших с 1955 по 1991 г.

При том, что Памир является одним из интереснейших регионов с точки зрения геодинамики, до 2010 г. детальные исследования современных движений на его поверхности с использованием технологии GPS не проводились вследствие труднодоступности горных районов для регулярных наблюдений. В то же время

детальный анализ кинематики осуществлялся для восточной части зоны сопряжения Северного Памира и Тянь-Шаня (например [Zubovich, Mukhamediev, 2010]), а также для зоны сопряжения Памира с Таримской плитой [Allmendinger et al., 2007]. Для исследуемого региона в целом удавалось получить лишь грубые оценки скорости относительного смещения крупных тектонических структур [Reigber et al., 2001; Mohadjer et al., 2010]. В 2007–2011 гг. силами Научной станции РАН в г. Бишкеке были проведены GPS-наблюдения на сети пунктов, достаточно густо покрывающей Памир и Таджикскую депрессию. В статье [Zubovich et al., 2010] были опубликованы предварительные, а в [Ischuk et al., 2013] – окончательные результаты обработки данных этих наблюдений – каталоги скоростей пунктов GPS-наблюдений. В обеих этих работах авторы ограничились одномерным (вдоль профилей) анализом распределения значений скорости точек, что позволило уточнить и дополнить оценки, приведенные в статье [Mohadjer et al., 2010]. В дальнейшем многие исследователи использовали каталоги скоростей этих пунктов для анализа детальной кинематики Памира, Таджикской депрессии и окружающих регионов [Kreemer et al., 2014; Kuzikov, 2015; Zubovich et al., 2016; Jay et al., 2017; Zheng et al., 2017; Mansurov, 2017, 2018].

Наличие ряда работ по оценке напряженно-деформированного состояния на основе сейсмических и GPS-данных указывает на большой интерес к рассматриваемой территории. Не будет преувеличением отметить, что сравнение сеймотектонических деформаций земной коры с данными GPS-наблюдений также представляет значительный интерес.

Цель данной работы – оценить напряженно-деформированное состояние литосферы Памира и прилегающих территорий на основе данных о сейсмичности и фокальных механизмах очагов с помощью метода СТД, представить полученные результаты с применением современных подходов картирования, а также сравнить их с моделями распределения деформаций земной коры, полученными ранее на основе данных GPS-наблюдений.

2. МЕТОДИКА

В основе наших исследований лежит метод СТД, остающийся актуальным в настоящее время [Lukk et al., 2015; Sycheva, Mansurov, 2017; Lukk, Shevchenko, 2019; и др.]. При расчете СТД анализируются данные о фокальных механизмах очагов 3276 землетрясений, произошедших за 1949–2018 гг. Рассматриваемая территория, ограниченная координатами 36–41° с.ш. и 67–78° в.д., совпадает с областью исследования [Trifonov et al., 2002]. В отличие от [Trifonov et al., 2002], в процедуре расчетов матриц среднего механизма вклад каждого события определяется на основе весовой функции [Yunga, 1999], так как использование значения скалярного сейсмического момента в качестве весового коэффициента делает процедуру вычисления неустойчивой [Yunga, 1990]. Другой отличительной особенностью

является применение подхода к типизации сейсмотектонической деформации при построении карт СТД [Yunga, 1997]. Такое картирование позволяет представить результаты в виде, доступном для использования специалистами других областей – геодезии, геофизики и геологии. Применение современного инструмента построения карт (пакет GMT, The Generic Mapping Tools data processing and display software package) также позволяет более качественно отображать результаты расчета.

Для расчета параметров сейсмотектонической деформации исследуемая область делится на перекрывающиеся ячейки по некоторой сетке. Ячейки ограничены также и по вертикали, глубины верхней и нижней границы зависят от рассматриваемого слоя земной коры или верхней мантии. Расчет для каждого слоя произведен по сетке с шагом 0.5° между центрами ячеек, каждая ячейка имеет прямоугольную форму и размер 1° по широте и 1° по долготе. Анализ СТД в каждой ячейке выполняется независимо.

Для каждой рассматриваемой ячейки среднегодовая скорость сейсмотектонической деформации (интенсивность СТД, I_s , термин и обозначение введены в статье [Lukk, Yunga, 1979]) определяется делением суммы скалярных сейсмических моментов (M_0) землетрясений, попавших в ячейку, на произведение ее объема (V), времени (T) и модуля сдвига (G) [Lukk, Yunga, 1979; Yunga, 1990]. Для определения скалярного сейсмического момента (M_0) из магнитуды (M) используется выражение: $\lg(M_0[\text{дин}\cdot\text{см}])=15.4+1.6M$ [Riznichenko, 1985], а модуль сдвига принимается равным 3.0×10^{11} дин/см² [Riznichenko et al., 1982]. Для каждой рассматриваемой ячейки наряду с интенсивностью СТД I_s подсчитывается количество землетрясений.

Расчет соотношения компонент тензора СТД анализируемого объема выполняется посредством суммирования направляющих тензоров индивидуальных механизмов землетрясений в ячейке с определенным весом. Вес каждого события определяется весовой функцией. Методика определения весовой функции на основе анализа мировых данных по фокальным механизмам из каталога СМТ (каталог Гарвардского университета) была предложена в работе [Yunga, 1999].

Исследуемый далее тензор СТД является взвешенной суммой направляющих тензоров сейсмического момента, не имеющих шаровой части, он также будет чисто девиаторным тензором. При этом вес нормируется таким образом, что интенсивность рассчитываемого тензора оказывается равной 1, то есть он является направляющим тензором СТД.

Согласно [Gushchenko, 1975; Yunga, 1979], отдельные компоненты тензора средней сейсмотектонической деформации дают представление об изменении размеров ячейки осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по этим данным достаточно трудно представить себе деформацию элементарной ячейки в целом. Обойти эту трудность позволяет использование некоторых параметров, описывающих характер

деформирования в терминах теории упругости, в частности с помощью инвариантного коэффициента Лодэ – Надаи. Этот коэффициент определяет вид деформации и выражается через главные значения тензора деформации, $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$, следующим образом [Filin, 1975; Soboleva et al., 1981]:

$$\mu_\epsilon = 2 \frac{\epsilon_2 - \epsilon_3}{\epsilon_1 - \epsilon_3} - 1.$$

При $\mu_\epsilon=1$ деформация имеет вид простого сжатия (одноосное сжатие); при $\mu_\epsilon>0$ преобладает деформация сжатия; при $\mu_\epsilon=-1$ деформация имеет вид простого растяжения (одноосное растяжение); при $\mu_\epsilon<0$ растяжение преобладает, а при $\mu_\epsilon=0$ деформация имеет вид простого сдвига (чистый сдвиг).

Для содержательного изучения направленности тензора СТД она описывается с использованием четырех так называемых угловых параметров: $0\leq\rho\leq\pi/2$, $0\leq\omega\leq\pi$, $0\leq\varphi\leq 2\pi$, $0\leq\psi\leq 2\pi$. Очевидно, что эти параметры уже не являются инвариантами.

Во-первых, направление первой координатной оси принимается вертикально вверх, и направляющий тензор СТД S_{ij} раскладывается в виде:

$$S_{ij} = S_{ij}^N + S_{ij}^Q, \quad S_{ij}^N = \begin{pmatrix} S_{11} & 0 & 0 \\ 0 & S_{22} & S_{23} \\ 0 & S_{32} & S_{33} \end{pmatrix}, \quad S_{ij}^Q = \begin{pmatrix} 0 & S_{12} & S_{13} \\ S_{21} & 0 & 0 \\ S_{31} & 0 & 0 \end{pmatrix},$$

где S_{ij}^N описывает «обобщенно-плоские» деформации горизонтального слоя, а S_{ij}^Q – перерезывающие касательные деформации в слое и сдвиговые деформации, отвечающие усилию в плоскости слоя. Из формулы интенсивности девиаторного тензора деформации следует, что:

$$(I(S))^2 = (I(S^N))^2 + (I(S^Q))^2,$$

где $I(D)$ – интенсивность тензора деформации D .

Так как тензор S_{ij} нормирован, $I(S)=1$ и можно подобрать такой $0\leq\rho\leq\pi/2$, что $I(S^N)=\cos\rho$, $I(S^Q)=\sin\rho$.

Затем тензор S_{ij}^N диагонализуется. Из теорем тензорной алгебры [Sokolovsky, 1969] следует, что можно подобрать такой параметр ω , что главные значения $S_{(k)}^N$ выражаются в виде:

$$\begin{cases} S_{(1)}^N = I(S^N) \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega), \\ S_{(2)}^N = -I(S^N) \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega + \pi/3), \\ S_{(3)}^N = -I(S^N) \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega - \pi/3). \end{cases}$$

Из вида тензора S_{ij}^N очевидно, что одно из его главных направлений параллельно первой оси, направленной вертикально. Если принять соответствующее главное значение за $S_{(1)}^N$, то диапазон подбора расширяется до $0\leq\omega\leq\pi$ [Yunga, 1990]. Второе и третье главные направления тензора S_{ij}^N горизонтальны, удвоенное значение азимута третьего главного направления принимается за угловой параметр $0\leq\varphi\leq 2\pi$.

Параметр ω , согласно С.Л. Юнга, называется углом вида плоской деформации (или углом вида напряженного состояния, в том случае если объектом исследования является тензор напряжения горных пород).

В данной работе по традиции [Yunga, 1990] для изображения направленности тензора СТД используется плоская часть диагонализированного тензора S_{ij}^N . Тензор СТД показывается в виде значка, состоящего из пары геометрических фигур, расположенных крест-накрест, вдоль горизонтальных главных направлений тензора S_{ij}^N (что, очевидно, изображает азимут, соответствующий угловому параметру φ). Каждая из этих фигур может быть вытянутым прямоугольником, если соответствующее главное значение является отрицательным (укорочение вдоль этого направления), или линией с расходящимися стрелками на концах, если соответствующее главное значение положительно (удлинение). Длина линии со стрелками или прямоугольника показывает абсолютную величину соответствующего собственного значения, эта величина зависит от значения угловых параметров ρ и ω , но никак не связана с интенсивностью СТД I_{Σ} , которая должна быть показана другим способом.

Четвертым угловым параметром $0 \leq \psi \leq 2\pi$ является значение азимута нормали к площадке, соответствующей максимальной перерезывающей касательной деформации в тензоре S_{ij}^Q [Yunga, 1990].

В книге [Yunga, 1990] приводятся формулы, выражающие компоненты направляющего тензора-девиатора через четыре вышеописанных угловых параметра, что дает взаимно однозначное соответствие между множеством тензоров сейсмических моментов и трехмерной поверхностью сферы в 4D-пространстве и открывает возможности эффективно использовать при изучении механизмов очагов развитые в теории классификации подходы. В частности, диаграмма на рис. 2 представляет

собой полукруг распределения значений параметров ρ и ω . Центр полукруга соответствует $\rho = \pi/2$, когда тензор «обобщенно-плоских» деформаций S_{ij}^N становится нулевым, и параметры ω и φ не определены. На окружности напротив $\rho = 0$, а значение ω меняется от нуля в крайней правой точке диаграммы, что соответствует максимальному вертикальному удлинению (при фиксированной интенсивности СТД), до π в крайней левой точке, что соответствует максимальному вертикальному укорочению. На основе этой диаграммы С.Л. Юнга предложил схему классификации, в которой выделяются 11 режимов сейсмотектонической деформации, которые на рис. 2 и на последующих рисунках в данной работе традиционно изображены разным цветом.

Результаты расчета направленности СТД в ячейке целесообразно контролировать на соответствие с исходными данными – распределением фокальных механизмов землетрясений в ячейке. Для этого для каждой рассматриваемой ячейки изображается сводная картина проекций Р и Т осей фокальных механизмов и нодальные линии среднего механизма.

3. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Каталог землетрясений. Для анализа сейсмической активности, глубинного расположения сейсмичности и оценки интенсивности СТД использован каталог ISC [Bulletin of the International Seismological Centre..., 2019], который включает более 56000 землетрясений (см. рис. 1).

Основную часть каталога ISC составляют события с $2 \leq M \leq 4.2$ (рис. 3, а, А), которые большей частью произошли после 2000 года (рис. 3, б, А) на глубине 0–50 км, несколько пиков количества землетрясений отмечается на глубине от 70 до 250 км (рис. 3, в, А). В каталоге ISC для большей части событий (89 %) магнитуда определена по объемным волнам (M_b). Согласно графику Гуттенберга-Рихтера (рис. 3, а, А), представительная

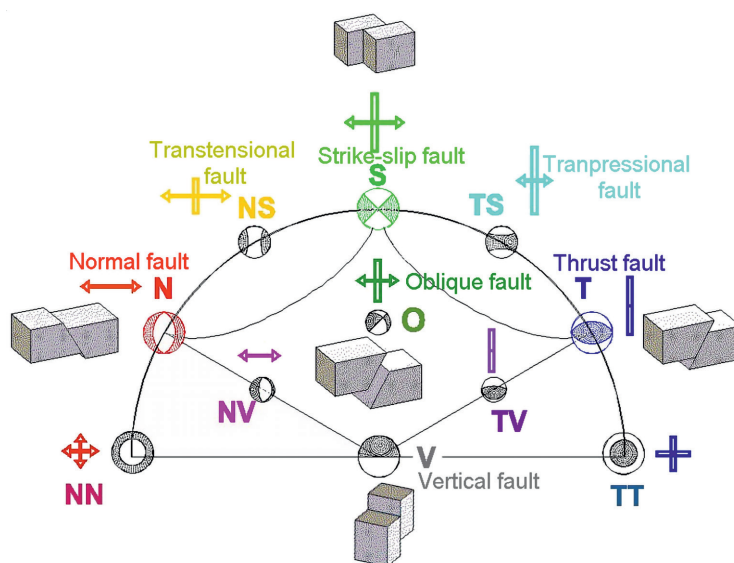


Рис. 2. Классификация режимов сейсмотектонической деформации [Yunga, 1997].

Fig. 2. Regimes of seismotectonic deformation. Classification from [Yunga, 1997].

часть каталога включает события с $3.3 \leq M \leq 7.3$. В дальнейшем для анализа сейсмических данных используются землетрясения, магнитуды которых входят в указанный диапазон.

Каталог фокальных механизмов. Для расчета СТД использовалось несколько источников данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, общее число составило 3276 событий. Частично некоторые данные ранее были использованы и описаны в работах [Sycheva et al., 2008; Kalmetieva et al., 2010]. Основную часть каталога фокальных механизмов составляют слабые события с $2 \leq M \leq 4$ (рис. 3, а, Б), неравномерно распре-

ленные во времени. Наиболее статистически представительным является период с 1980 по 1995 г. (рис. 3, б, Б), большая часть событий произошла на глубине 0–50 км (рис. 3, в, Б).

Эпицентрально положение событий из каталога фокальных механизмов представлено на рис. 4. Цвет фокального механизма определяет принадлежность к одному источнику данных. Для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира данные представлены из трех источников (см. пояснения, рис. 4), для Центрального и Южного Памира – только из каталога СМТ. Эти события имеют моментную магнитуду $M_w \geq 4.7$.

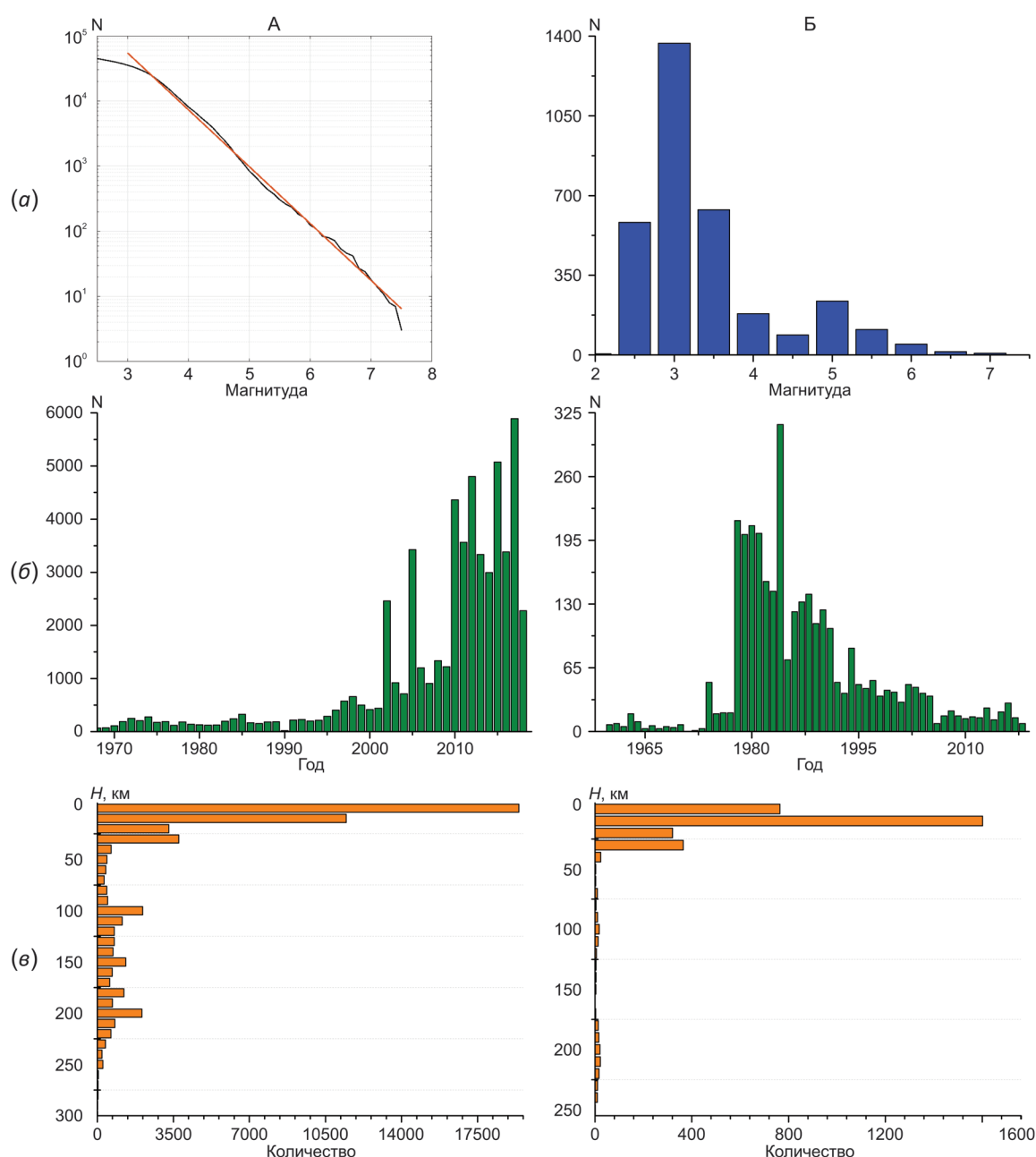


Рис. 3. Статистические характеристики: А – каталога ISC; Б – каталога фокальных механизмов. Распределение: (а) – по магнитуде (накопительное); (б) – по времени; (в) – по глубине.

Fig. 3. Statistical characteristics according to: А – ISC Catalogue; Б – catalogue of focal mechanisms. Distribution patterns: (а) – magnitude (cumulative); (б) – time; (в) – depth.

4. КАЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ

Сейсмичность сосредоточена по бортам Ферганской долины, вдоль зоны сочленения Тянь-Шаня с Северным Памиром (на внешней Памирской дуге) и Таримом, а также в Памиро-Гиндукушской области, которая занимает юго-западную часть Памира и прилегающую территорию Северного Гиндукуша, где внутренняя Памирская дуга пересекается Пандширским разломом. Восточную часть Памира можно отнести к асейсмической зоне (см. рис. 1).

Для оценки распределения землетрясений по глубине построены интегральные проекции на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении запад – восток (рис. 5) и север – юг (рис. 6). Для каждого направления построены два разреза. На интегральных проекциях положение землетрясений из каталога ISC отмечено черным цветом, а из каталога фокальных механизмов – красным. Эти построения показали, что глубина сейсмических событий меняется от 0 до 300 км, основная часть событий произошла на глубине 0–50 км и сосредоточена в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира (см. рис. 5, а, рис. 6, а), а на глубине 70–300 км

землетрясения происходят в Памиро-Гиндукушской сейсмической области (см. рис. 5, б, рис. 6, а). По данным [Burtman, 2012], также отмечено, что гипоцентры землетрясений здесь находятся в верхней мантии на глубине от 100 до 300 км. Фокальная зона интерпретирована как зона субдукции континентальной литосферы [Lukk, Vinnik, 1975; Billington et al., 1977; Koulikov, 2011; и др.]. Детальная геометрия зоны среднеглубоких землетрясений Памиро-Гиндукуша хорошо представлена в работе [Sippl et al., 2013]. В работе [Kuchai, Bushenkova, 2009], направленной на изучение особенностей параметров механизмов очагов коровых и глубокофокусных землетрясений, произошедших в Центральной Азии, отмечено, что коровые очаги землетрясений ($M=4.7-7.8$) Центральной Азии концентрируются на глубине, не превышающей 190 км, а наиболее сильные из них тяготеют к градиентным зонам изменения мощности литосферы. К глубокофокусным отнесены землетрясения, произошедшие в литосфере Памира и Гиндукуша, а также Бирманских гор.

Если на интегральных проекциях рассматривать положение землетрясений из каталога фокальных механизмов, то можно отметить, что их глубина меняется

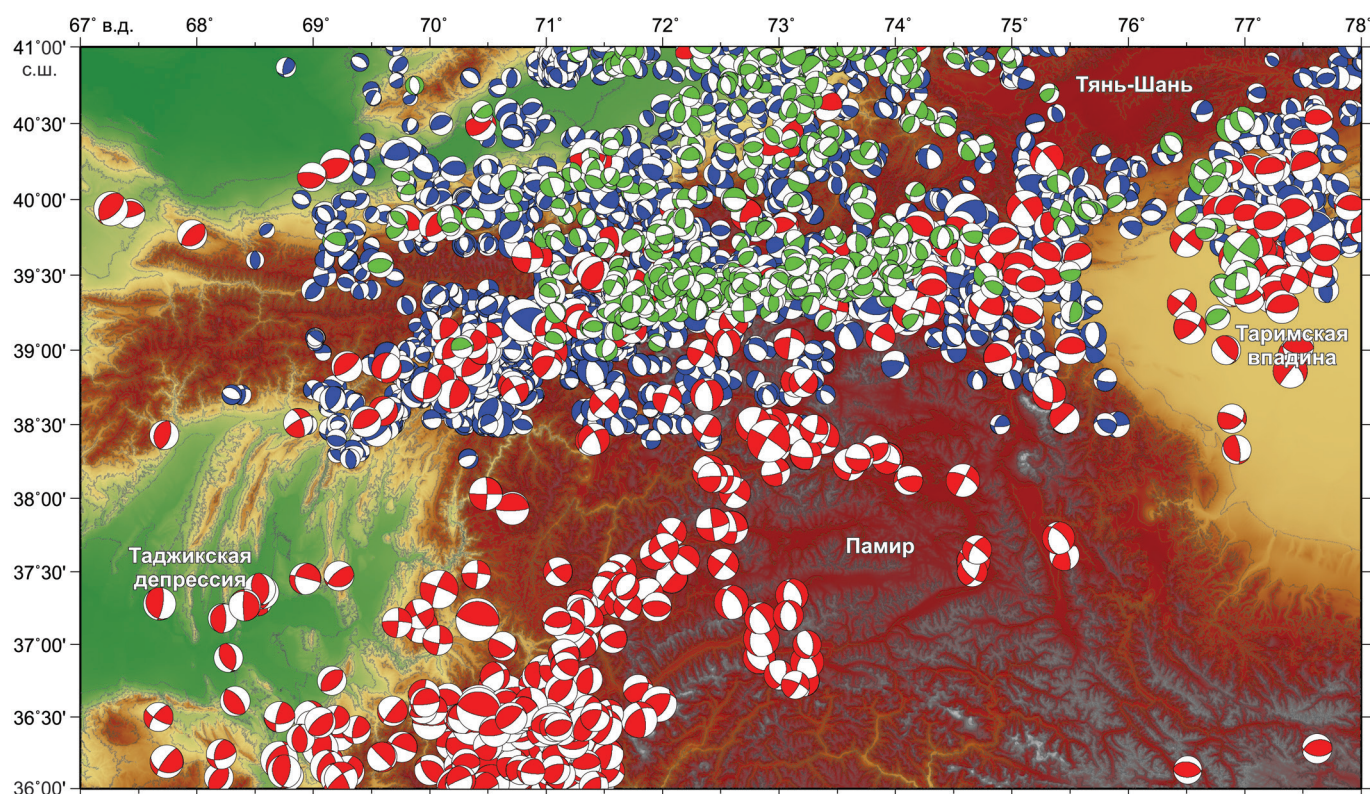


Рис. 4. Эпицентральное положение и фокальные механизмы очагов землетрясений. Цвет механизма указывает на принадлежность к источнику данных: синий (2422 событий) – Институт сейсмологии Национальной академии наук Киргизской Республики и другие источники, 1949–1994 гг.; зеленый (380) – Институт сейсмологии НАН КР, 1994–2005 гг.; красный (473) – каталог CMT (Centroid moment tensor) [Global CMT Catalog, 2019], 1976–2018 гг.

Fig. 4. Earthquake epicenter positions and focal mechanisms. Colour codes of mechanism show the data sources: blue (2422 events) – Institute of Seismology of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic (NAS KR) and others sources of data for 1949–1994; green (380 events) – Institute of Seismology NAS KR, 1994–2005; red (473 events) – Centroid Moment Tensor Catalogue [Global CMT Catalog, 2019], 1976–2018.

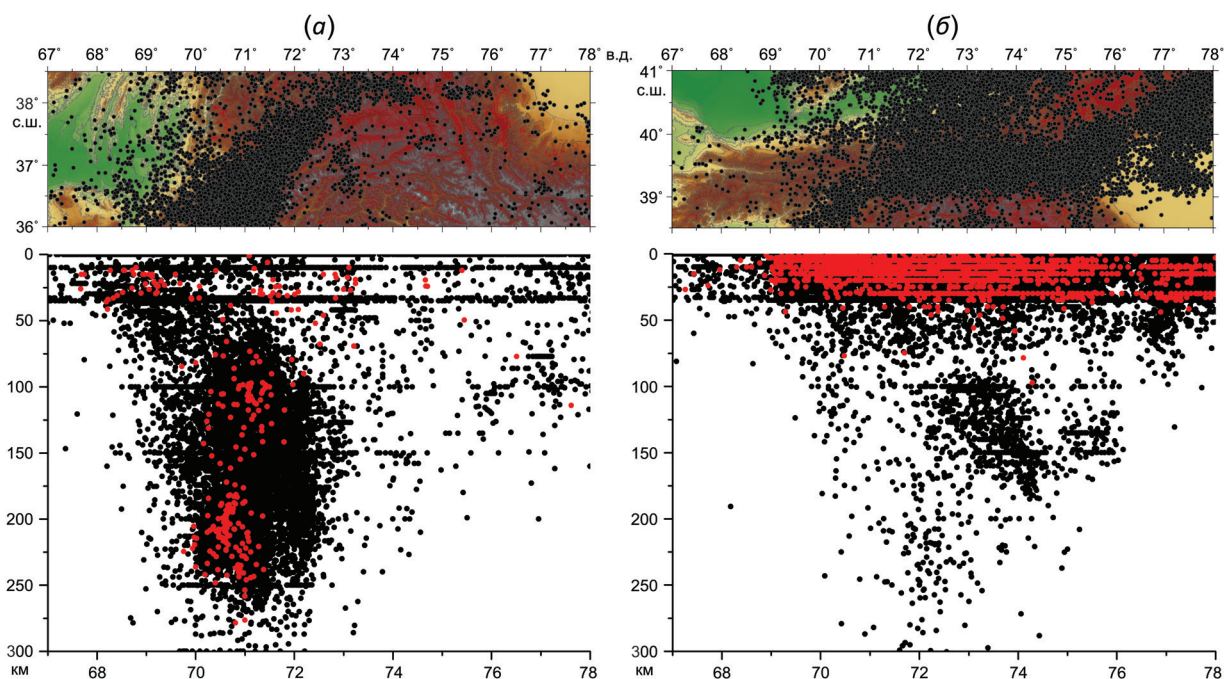


Рис. 5. Проекция землетрясений на вертикальную плоскость, разрез ориентирован в направлении запад – восток: (а) – 38.5–41° с.ш.; (б) – 36–38.5° с.ш. Черные точки – события из каталога ISC, красные – из каталога фокальных механизмов.

Fig. 5. Earthquake projections to the vertical plane. The cross section is oriented to the west – east. (а) – 38.5–41° N; (б) – 36–38.5° N. Events from the ISC Catalogue are shown by black dots; events from the focal mechanisms catalogue are shown by red dots.

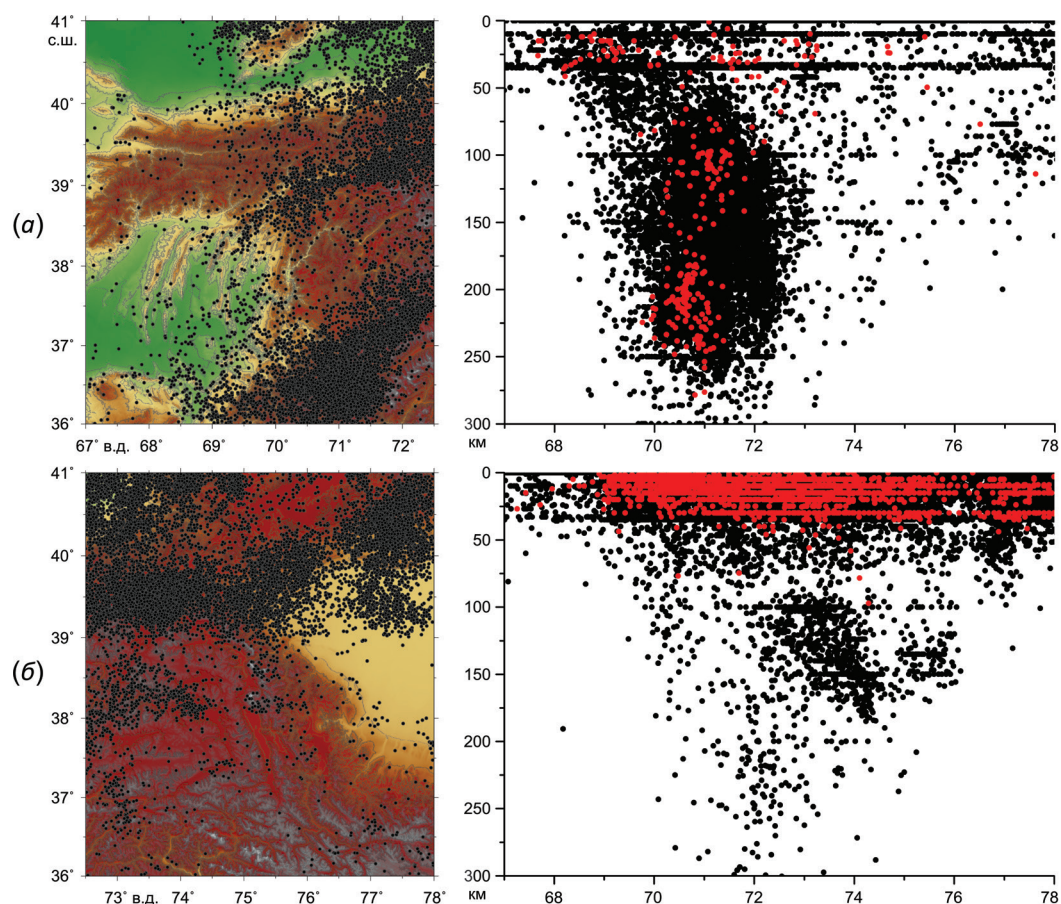


Рис. 6. Проекция землетрясений на вертикальную плоскость, разрез ориентирован в направлении север – юг: (а) – 67–72.5° в.д.; (б) – 72.5–78° в.д.

Fig. 6. Earthquake projections to the vertical plane. The cross section is oriented to the north – south. (а) – 67–72.5° E; (б) – 72.5–78° E.

в диапазоне 0 до 250 км, но основная часть событий также находится на глубине 0–50 км. Глубокофокусные землетрясения формируют облачные структуры на глубинах от 70 до 150 км и от 180 до 250 км. Такое распределение землетрясений на исследуемой территории определило в дальнейшем диапазон глубин для анализа сейсмической активности, интенсивности СТД и построения карт СТД.

5. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ И КОЛИЧЕСТВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В связи с вышеотмеченным распределением сейсмичности по глубине, а также положением границы Мохоровичича (65–80 км), интенсивность СТД I_s рассчитывалась как для всего сейсмического слоя 0–300 км, так и для глубин: 0–50 км (земная кора), 50–100 км

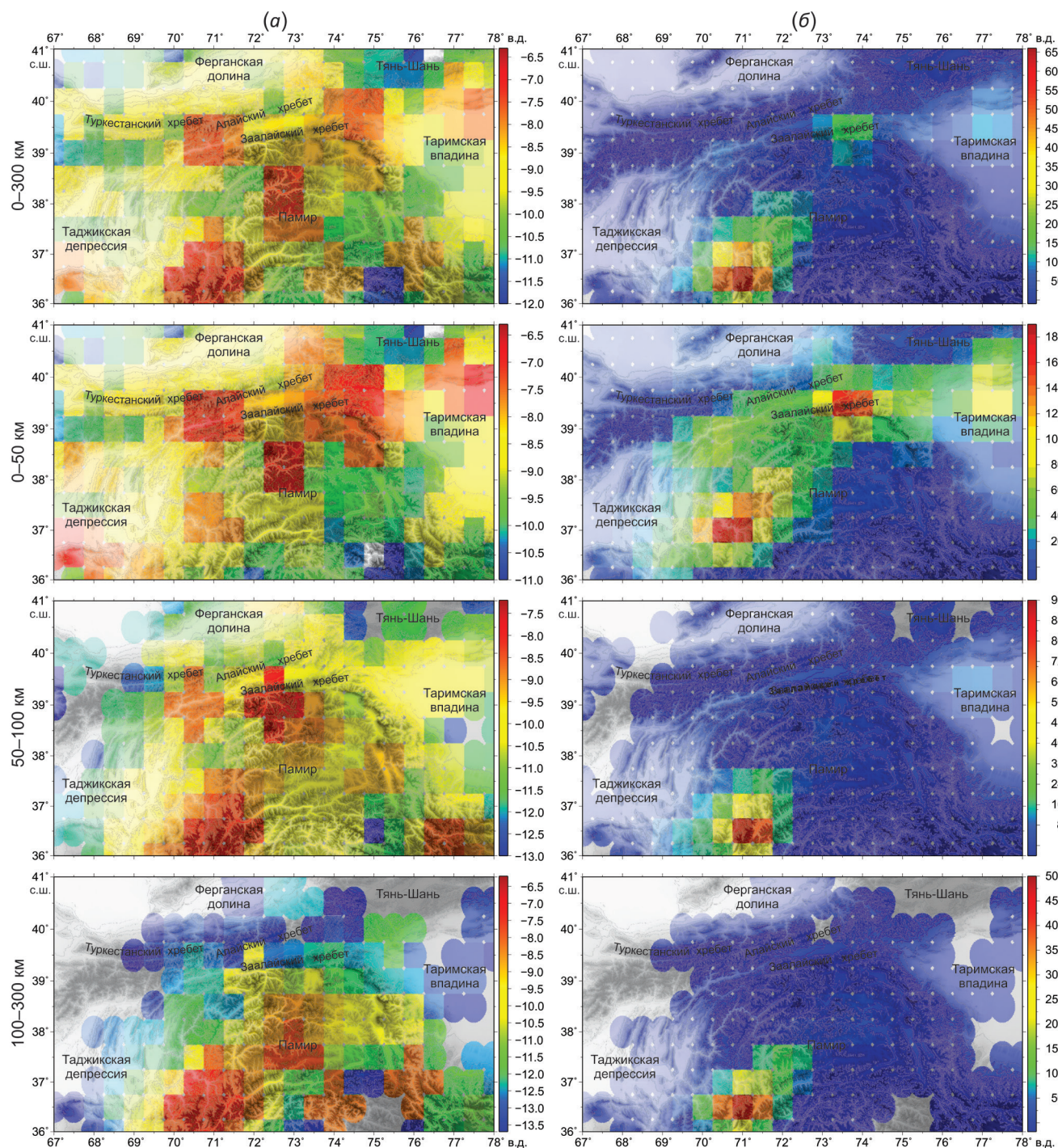


Рис. 7. Распределение десятичного логарифма интенсивности сеймотектонической деформации (год⁻¹) (а) и количества землетрясений в ячейках расчета (б) на разных глубинах.

Fig. 7. Distribution of the decimal logarithm of seismotectonic deformation intensity (year⁻¹) (a) and the number of earthquakes in the calculation cells (b) at different depths.

(промежуточный слой между земной корой и верхней мантией) и 100–300 км (верхняя мантия).

На рис. 7 представлено распределение интенсивности СТД и сейсмической активности (количество землетрясений в ячейке) для четырех диапазонов глубин, а в табл. 1 указаны координаты центров ячеек, для которых получены высокие значения интенсивности СТД на фоне окружающих областей с указанием привязки к местности.

Если рассматривать весь сейсмоактивный слой от 0 до 300 км (земная кора + верхняя мантия), то области интенсивных деформаций проявляются в краевых частях зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира и в Памиро-Гиндукушской зоне сейсмичности. Максимум сейсмичности приходится на Памиро-Гиндукушскую сейсмическую зону.

В земной коре (0–50 км) области высоких значений скорости СТД располагаются в западной и восточной части Алайской долины. В северной части Тарима и в северо-восточной части Памиро-Гиндукушской области среднегодовая скорость СТД также выше среднего уровня. Максимум сейсмической активности приходится на центральную часть Памиро-Гиндукушской зоны и на восточную часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира.

В переходном слое от земной коры к верхней мантии (50–100 км) максимум среднегодовой скорости СТД смещается в юго-восточную часть Памиро-Гиндукушской зоны и центральную часть Заалайского хребта. Западная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира также характеризуется более высокими

значениями среднегодовой скорости СТД. Максимум сейсмичности приходится на юго-западную часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны. Эта же зона остается сейсмически активной на глубинах более 100 км, там же выше среднего уровня проявляется и среднегодовая скорость СТД.

Рассмотрение интенсивности СТД I_z на разных глубинах показало, что земная кора активно деформируется в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира ($I_z=1.25 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹), а в более глубоких слоях активные деформации происходят в Памиро-Гиндукушской области ($I_z=1.76 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹).

6. ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛАВНЫХ ОСЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Статистические характеристики осей главных напряжений (азимут и угол погружения) позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. С этой целью были построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей (рис. 8). При построении значения азимутов усреднялись с шагом 5°, а значения углов погружения – с шагом 10°. На исследуемой территории оси сжатия большинства землетрясений имеют направления от северо-запад – юго-восток до север – юг. Это хорошо согласуется с ранее опубликованными результатами [Yunga, 1990]. Более половины (60 %) осей сжатия имеют угол погружения до 30°, а для осей растяжения имеется два максимума: в области 0 и 60°.

Таблица 1. Координаты ячеек, для которых интенсивность СТД I_z имеет более высокие значения относительно среднего уровня, значения интенсивности СТД I_z и привязка к местности

Table 1. Coordinates of the cells with the STD intensity values (I_z) above the average level; I_z values, and locations of the cells

H , км	λ , °	ϕ , °	I_z , 10^{-9} год ⁻¹	Местоположение
0–300	71.0	36.5	121.0	Юго-западная часть Памиро-Гиндукушской зоны
	71.0	39.0	21.0	Западная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира
	73.0	38.0	21.0	Северо-восточная часть Памиро-Гиндукушской зоны
	75.0	40.0	11.5	Восточная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира
0–50	71.0	39.0	125.0	Западная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира
	77.5	40.0	71.0	Зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима
	75.0	40.0	68.7	Восточная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира
	73.0	38.5	95.2	Северо-восточная часть Памиро-Гиндукушской зоны
	70.5	37.0	7.39	Центральная часть Памиро-Гиндукушской зоны
50–100	71.0	36.5	18.5	Юго-западная часть Памиро-Гиндукушской зоны
	72.5	39.0	4.38	Центральная часть Заалайского хребта
	77.0	36.0	1.30	Северо-западная оконечность Кунь-Лунь
	70.5	39.0	0.73	Западная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира
100–300	71.0	36.5	176.0	Юго-западная часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны
	73.0	38.0	8.03	Северо-восточная часть Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны

Примечание. H – глубина; λ – долгота; ϕ – широта; I_z – интенсивность СТД.

Note. H – depth; λ – longitude; ϕ – latitude; I_z – STD intensity.

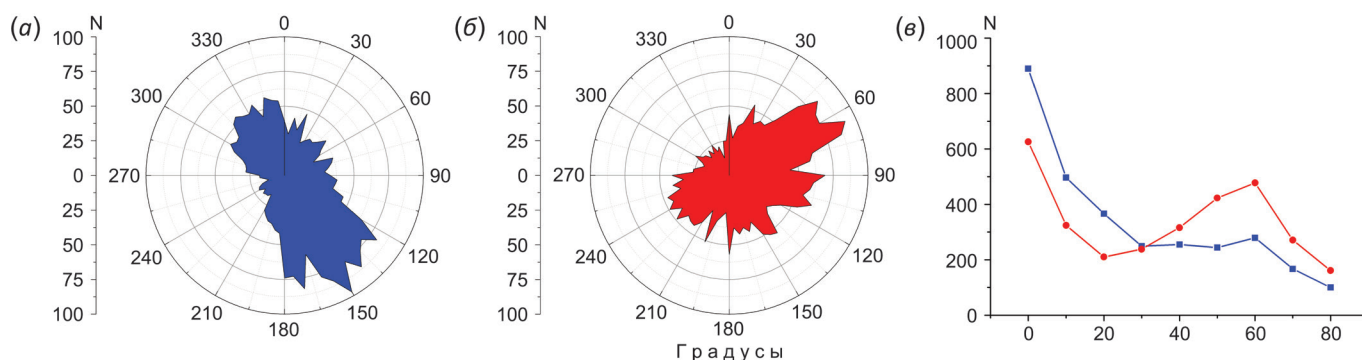


Рис. 8. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а), растяжения (б) и графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей (в).

Fig. 8. Distribution of the azimuths of compression and extension axes ((a) and (b), respectively), and number of earthquakes vs axis plunge angle curves (c).

7. УСРЕДНЕННЫЙ МЕХАНИЗМ И РЕЖИМЫ СТД

Для каждой ячейки получены усредненные механизмы очагов землетрясений, которые позволяют визуализировать как статистику фокальных механизмов в виде сводной картины проекции Р и Т осей, так и изменение режима деформации от точки к точке. При расчете усредненных механизмов вклад каждого землетрясения определялся весовым коэффициентом, определенным по выражению $w=0.07 \cdot (M+6)$ [Yunga, 2002]. Усредненные механизмы представлены для точек, в которых коэффициент κ (каппа) превышает это значение из работы [Yunga, 1990, табл. 4], где представлены мода и критические значения параметра κ , соответствующие разным кумулятивным вероятностям и объему выборки. Усредненные механизмы получены для двух глубин: 0–50 км и более 50 км (рис. 9, а, рис. 10, а). При рассмотрении глубин более 50 км усредненные механизмы получены только для юго-западной части исследуемой территории, что обусловлено наличием сейсмических данных только для этой территории.

На глубине до 50 км усредненные механизмы зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом построены по представительным выборкам, по Центральному Памиру и Таджикской депрессии они менее представительны (см. рис. 9, а). На глубине более 50 км по представительным выборкам получены решения для юго-западной части Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны (рис. 10, а).

Графическое представление СТД в виде усредненных механизмов позволяет отметить последовательное изменение формы областей, оконтуривающих выходы осей укорочения и удлинения, определяющих тип деформации. Например, если рассмотреть территорию на уровне 39° с.ш. (Северный Памир) с востока на запад (начиная с 75° в.д.), то можно отчетливо видеть, как режим сжатия постепенно переходит в режим горизонтального сдвига, затем трансформируется в режим сжатия со сдвигом и опять возвращается в режим сжатия в точке на уровне 69° в.д. уже на территории Южного Тянь-Шаня. Усредненные механизмы, полученные на глубине более 50 км для Памиро-Гиндукушской

сейсмической зоны (рис. 10, а), указывают на режим сжатия, а в приповерхностном слое (земной коре) на этой территории наблюдается слабый сейсмический процесс.

Карты СТД построены с применением классификации режимов СТД (см. рис. 4) для глубин 0–50 км и более. Детальное исследование СТД на разных глубинах ограничено количеством решений в каталоге фокальных механизмов. Ориентация тензора СТД в каждой ячейке отображается значком, показывающим направление горизонтальных компонентов деформации и их доли (части) в целом тензоре.

Анализ мод СТД и направления осей укорочения в различных областях исследуемой территории представлены в табл. 2. Синий цвет первого столбца означает общую деформацию горизонтального укорочения, коричневый цвет означает горизонтальное удлинение. Цвет текста во втором столбце соответствует цвету режима СТД (см. рис. 4).

Ось укорочения лежит почти горизонтально на большей части исследуемой территории, однако ее направление меняется. Например для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом она имеет северное направление, для Туркестанского хребта – северо-западное, для Таджикской депрессии – западное. Изменение направления с северного на западное для территории исследования также отмечено в работе [Yunga, 1990]. Ось удлинения ориентирована субвертикально в Северном Тариме, Таджикской депрессии, Туркестанском хребте и на полигоне Гарм; на Памире с севера на юг ее ориентация меняется на субгоризонтальную. В работе [Kuchai, Bushenkova, 2009] для зоны взаимодействия Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Тянь-Шаня также отмечено, что близгоризонтальные оси сжатия в очагах сильных коровых землетрясений распределяются вкрест линии контакта блоков.

Направления осей укорочения, представленные в табл. 2, согласуются с данными в работе [Trifonov et al., 2002], в которой отмечено, что максимальное укорочение в пределах всего района близгоризонтально

и почти повсеместно ориентировано либо субмеридионально либо в направлении северо-северо-запад. Субмеридиональные ориентировки характерны для юго-восточной части района, включающей Центральный и Южный Памир, и для северной части, включающей структуры Южного Тянь-Шаня. Диагональные ориентировки ярко выражены в западной и центральной частях района: на территории Таджикской депрессии и Северного Памира.

Режим СТД также широко варьируется. Области вокруг Памира (табл. 2, первые три строки) характеризуются переходным режимом от вертикального сдвига к горизонтальному сжатию, горизонтальным сжатием и режимом транспрессии. При этом сам Памир подвергается в основном горизонтальному сдвигу, переходному режиму – косому сдвигу (см. рис. 4), и имеются некоторые пятна с режимом растяжения и переходным режимом от растяжения к сдвигу. Отдельно в табл. 2

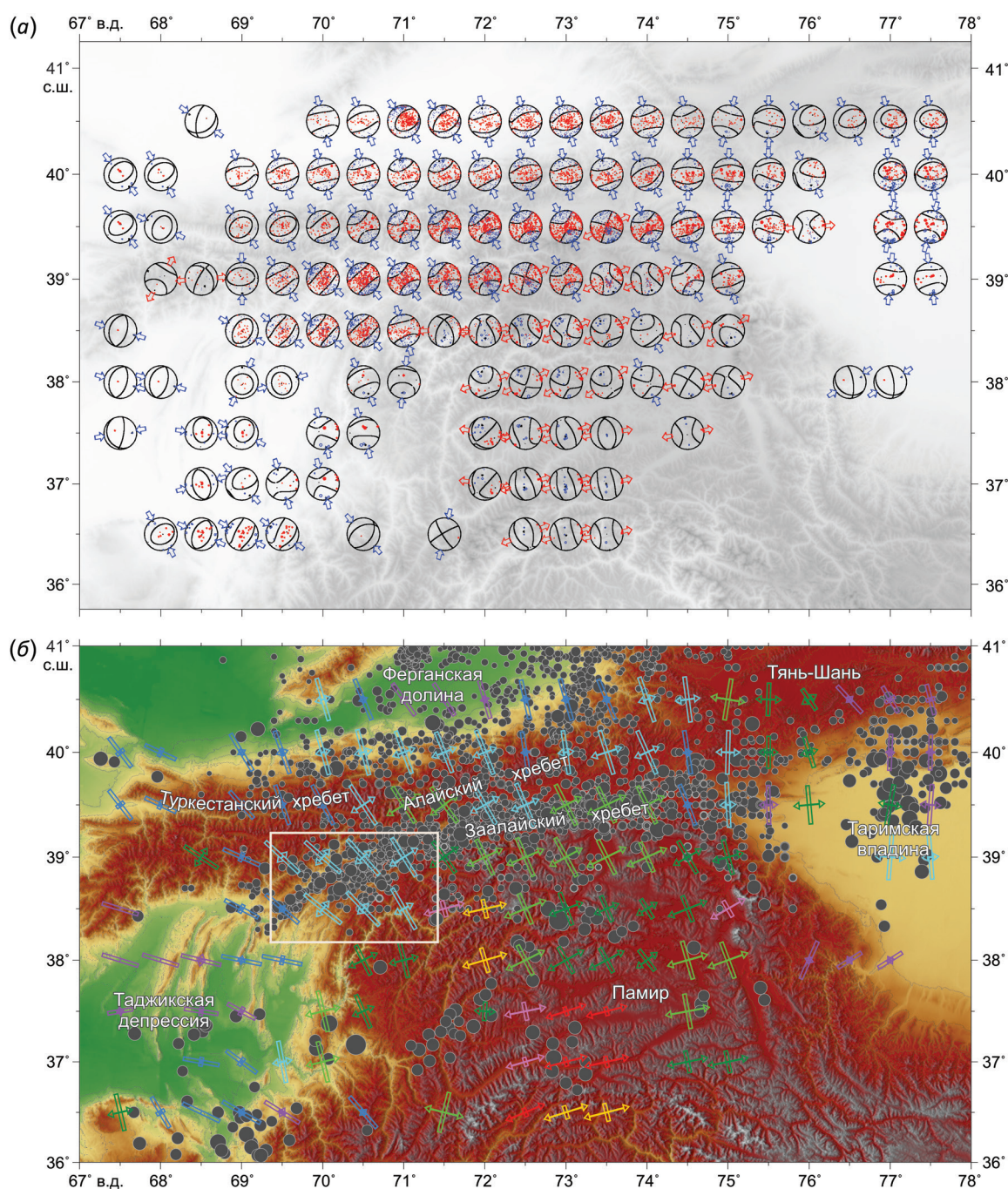


Рис. 9. Графическое представление усредненных механизмов (а) и карта тензорных ориентаций СТД (б), полученных для узловых точек на глубине 0–50 км. Серыми кружками обозначены положения землетрясений, используемых при расчете СТД. Прямоугольником отмечена территория Гармского полигона.

Fig. 9. Graphical representation of averaged mechanisms (a), and the map (b) of STD tensor orientations for nodal points at the depths of 0–50 km. Gray circles – earthquake positions used in the STD calculations; box – Garm polygon.

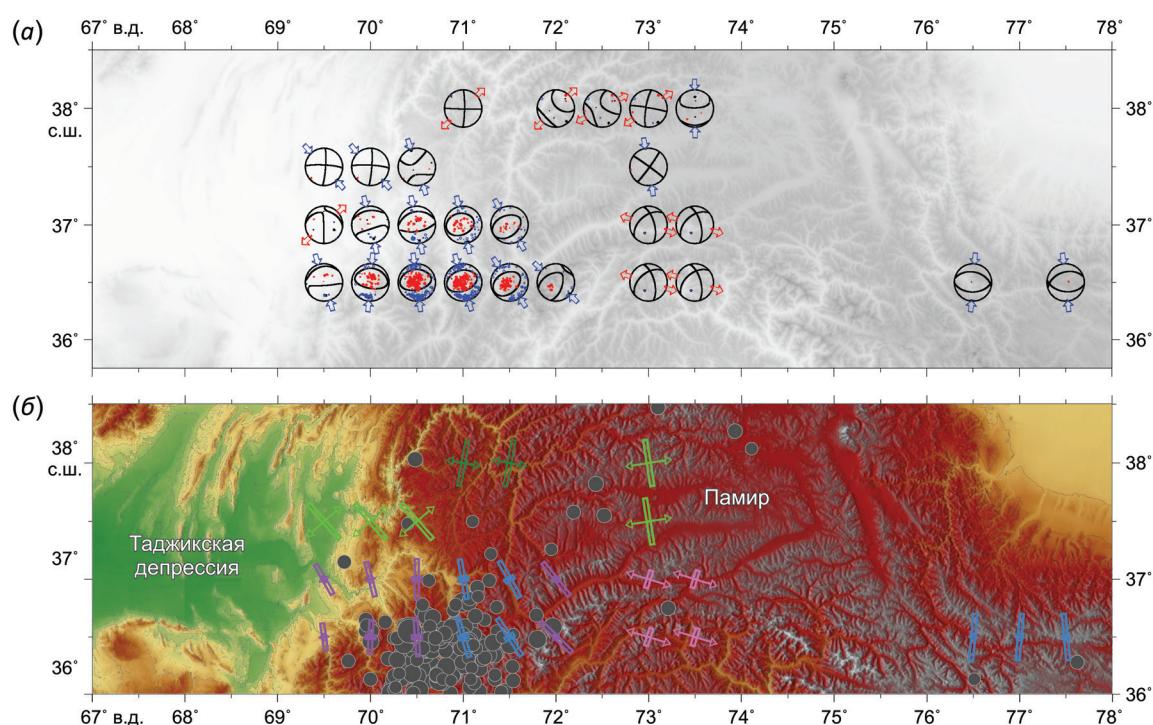


Рис. 10. Графическое представление усредненных механизмов (а) и карта тензорных ориентаций СТД (б), полученных для узловых точек на глубине более 50 км.

Fig. 10. Graphical representation of averaged mechanisms (a), and the map (b) of STD tensor orientations for nodal points at the depths of more than 50 km.

представлен Гармский геодинамический полигон (отмечен прямоугольником на рис. 9), расположенный в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню, в районе рек Сухроб и Обихингоу. Это одна из наиболее сейсмоактивных зон Центральной Азии. В ее пределах возникли очаги таких землетрясений, как Гармское 1941 г. и Хаитское 1949 г. Изучение строения земной коры и геодинамических процессов этой территории начато в конце 40-х годов прошлого века. Результаты исследования СТД этого района представлены в работах [Lukk, Yunga, 1979, 1988; Lukk et al., 2015; и мн. др.]. В статье [Lukk et al., 2015] отмечено, что совместный анализ результатов геологического картирования, сейсмологических наблюдений и светодальномерных измерений, проведенных в течение ряда лет на Гармском геодинамическом полигоне, показал, что хотя Таджикская депрессия представляет собой область напряжений субгоризонтального сжатия, ее ширина не сокращается, а увеличивается. Эти данные позволили предположить, что существуют, помимо плейттектонических, иные, местные, автономные источники тектогенеза. Согласно результатам, представленным в табл. 2, для Гармского полигона характерен режим транспрессии. Оси укорочения имеют северо-западное направление.

Показанные в табл. 2 и на рис. 8 результаты согласуются с данными [Rebetsky, Alekseev, 2014; Yunga, 1990]. В частности, в статье [Rebetsky, Alekseev, 2014] отмечено, что южная и северная части коры Памира испытывают соответственно состояние горизонтального растяжения и сдвига. С севера, запада и юга кора Памира

Таблица 2. Режимы СТД земной коры (0–50 км) различных областей исследуемой территории и направление осей укорочения.

Table 2. Regimes of seismotectonic deformation intensity of the crust at the depths of 0–50 km at different locations in the study area, and the directions of shortening axes.

Район	Режим СТД (см. рис. 4)	Направление оси сжатия
Ферганская впадина	Промежуточный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием	Северо-северо-запад
Южный Тянь-Шань	Промежуточный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие, транспрессия	Северо-северо-запад
Таджикская депрессия	Переходной режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием	Запад-северо-запад
Гармский полигон	Транспрессия	Северо-запад
Западный край Таримского бассейна и соседние горы	Переходный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, косой сдвиг	Северо-северо-восток
Северный Памир	Горизонтальный сдвиг	Северо-северо-запад
Центральный и Южный Памир	Горизонтальный сдвиг, косой сдвиг, промежуточный режим между растяжением и горизонтальным сдвигом, горизонтальное растяжение, промежуточный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием	Северо-северо-запад

Примечание. Гармский полигон отмечен прямоугольником на рис. 9, б.
Note. Garm polygon – see the box in Fig. 9, б.

окружена областями горизонтального сжатия. Согласно [Yunga, 1990, с. 149], «земная кора Средней Азии находится в условиях сжатия. Области распространения сдвиговых деформаций сравнительно немногочисленны. В то же время намечается некоторая приуроченность сдвиговых деформаций к зонам раздела коромантийных блоков, выделенных в работе [Lukk et al., 1983]». Также в монографии [Yunga, 1990, с. 151] отмечено, что «области горизонтального растяжения наблюдаются в восточной части Средней Азии. Они наиболее

распространены в зоне высокой сейсмотектонической активности, приходящейся на сочленение Талассо-Ферганского и Алайского хребтов, а также Центральном и Северном Памире».

8. АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ СТД

Коэффициент Лодэ – Надаи. Распределение коэффициента Лодэ – Надаи для слоя 0–50 км представлено на рис. 11, а. Красный цвет на рисунке соответствует режиму простого сжатия ($0.6 \leq \mu_\varepsilon \leq 1$), желтый – режиму

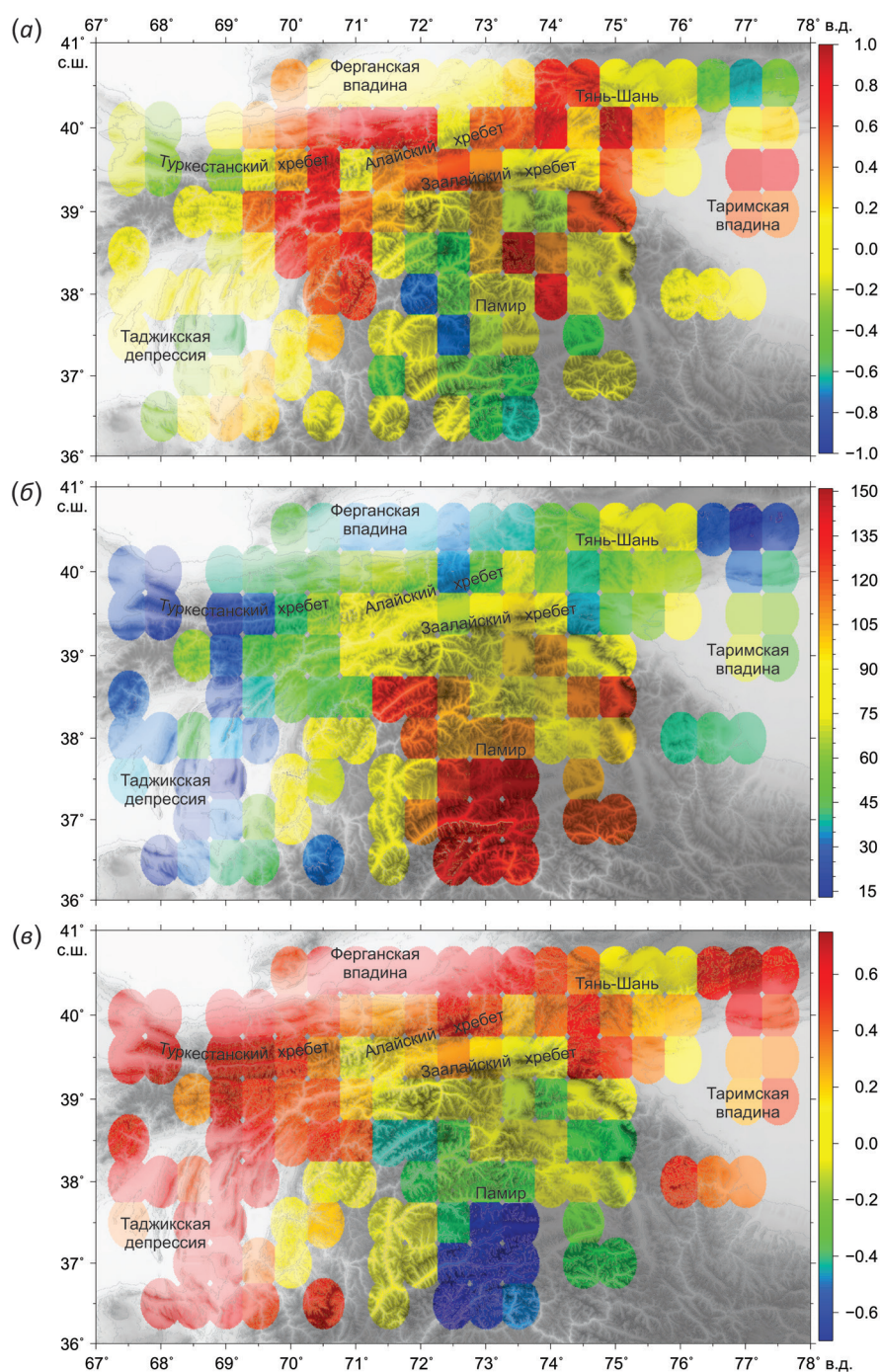


Рис. 11. Распределение коэффициента Лодэ – Надаи (а), угла вида плоской деформации (б) и вертикальной компоненты тензора СТД (в).

Fig. 11. Distribution patterns of the Lode – Nadai coefficient (а), plane strain angle (б), and the vertical component of the STD tensor (в).

чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_{\varepsilon} \leq +0.2$), синий – режиму простого растяжения ($-1 \leq \mu_{\varepsilon} \leq -0.6$), оттенки красно-желтого ($0.2 < \mu_{\varepsilon} < 0.6$) – преобладание простого сжатия (сжатие со сдвигом) и оттенки зеленого ($-0.6 < \mu_{\varepsilon} < -0.2$) – преобладание простого растяжения (растяжение со сдвигом). Согласно окрасу северная часть Тарима и зона сочленения Тянь-Шаня и Памира находятся в условиях простого сжатия ($0.6 \leq \mu_{\varepsilon} \leq 1$) и сжатия со сдвигом ($0.2 < \mu_{\varepsilon} < 0.6$). В зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира области сжатия имеют дугообразную форму и направлены друг от друга. Значительная часть Памира характеризуется деформацией чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_{\varepsilon} \leq +0.2$) и растяжения со сдвигом ($-0.6 \leq \mu_{\varepsilon} \leq -0.2$) (Центральный и Южный Памир). Выделена небольшая область Южного Памира, которая характеризуется деформацией простого растяжения ($-1 \leq \mu_{\varepsilon} \leq -0.6$). Построение глубинного распределения коэффициента Лодэ – Надаи в работе [Kuchai, Bushenkov, 2009] также показало, что значительная часть Гиндукуша и Бирманских гор характеризуется деформацией простого сдвига.

Угол вида плоской деформации. Площадное распределение значений угла ω для того же слоя представлено на рис. 11, б. Минимальное значение этого угла характерно для западной и северной части исследуемой территории, что может свидетельствовать о повышенных усилиях, приложенных в горизонтальной плоскости. По схеме классификации эта зона характеризуется режимом горизонтального сжатия Т-Р (Thrust faults) и переходным режимом от вертикального сдвига к горизонтальному сжатию TV (см. рис. 2). Наиболее высокими значениями этого угла отмечается территория Южного Памира.

Вертикальная компонента (ZZ). Особый интерес вызывает вертикальная компонента, которая визуальнo не отражается на картах СТД. Полученные величины вертикальной компоненты (ZZ) имеют положительное значение на всей исследуемой территории за исключением Центрального и Южного Памира. Это может указывать на то, что земная кора испытывает воздымание практически во всем районе исследования, кроме вышеуказанных областей, где компоненты имеют нулевые или отрицательные значения (рис. 11, в).

9. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ В СРАВНЕНИИ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ МОДЕЛЯМИ, ОСНОВАННЫМИ НА ДАННЫХ GPS

Выше было отмечено, что современная геокинематика Памира и окружающих областей была исследована с использованием технологии GPS. Большая часть этих исследований проведена на основе данных Центрально-Азиатской (ЦА) GPS-сети. В работе [Zubovich et al., 2016] к ним были добавлены данные Западно-Алайского GPS-профиля. Скорости GPS-пунктов показывают высокие уровни современных тектонических деформаций региона и позволяют получать количественные оценки и пространственные распределения этих деформаций.

В одном из основополагающих исследований тектоники Памирского региона [Reigber et al., 2001] по первым данным с отдельных GPS-пунктов сделаны базовые выводы о современной геокинематике: укорочение в направлении северо-северо-запад достигает значений 23 ± 3 мм/год. Более детальные оценки такого рода были даны после обработки данных памирских пунктов ЦА-GPS-сети. Согласно [Kuzikov, 2015], разность скоростей точек, разделенных полосой Главного Памирского надвига (центральная часть Вахш-Заалайского и Дарваз-Каракульского разломов на рис. 1), увеличивается от 9.1 мм/год горизонтально-одноосного укорочения на востоке до 12.9 мм/год транспрессии, переходящей в правый сдвиг, на западе. Также в работе [Kuzikov, 2015] выделены субмеридионально вытянутые полосы деформации: в Южном Памире вдоль меридиана 72.3° и в Западном Памире вдоль меридиана 70.5° – субширотное удлинение до 8.2 и 7.9 мм/год, а в Таджикской депрессии вдоль меридианов 69.0° и 69.5° – субширотное укорочение до 9.9 и 6.2 мм/год.

Во многих работах была использована модель однородной деформации больших участков земной коры. Например, в статье [Zubovich et al., 2016] показано, что с достаточно хорошей точностью Ферганская впадина и прилегающие к ней части горных хребтов Тянь-Шаня подвергаются горизонтально-одноосному укорочению в направлении северо-северо-восток на $22.1 \pm 1.5 \cdot 10^{-9}$ в год, в то время как Центральный и Южный Памир укорачиваются со скоростью $10.2 \pm 3.8 \cdot 10^{-9}$ в год в направлении север-северо-восток и удлиняется в перпендикулярном направлении в 2.5 раза быстрее ($26.6 \pm 1.8 \cdot 10^{-9}$ в год).

Вышеупомянутые исследования не затрагивали Восточный (Китайский) Памир, для которого данные по многим GPS-пунктам были доступны намного раньше, однако исторически обрабатывались и использовались отдельными группами исследователей. Одной из первых работ, в которых по этим данным рассчитан тензор скорости деформации земной коры, является [Almendinger et al., 2007]. Согласно ей Восточный Памир испытывает значительное субмеридиональное укорочение в сочетании с субширотным удлинением, детали распределения деформаций неразличимы вследствие того, что использованный метод был настроен на низкую (по сравнению с размерами Памира) разрешающую способность.

Классическим детальным исследованием кинематики поверхности всего земного шара принято считать ячеистое моделирование распределения значений двумерного тензора скорости деформации земной коры [Kreemer et al., 2014]. В этом исследовании земная поверхность была разделена на жесткие плиты и межплитные зоны концентрации деформаций, к которым, в числе прочих, относятся Памир и его окружение. Несмотря на то, что в качестве исходных данных для расчета деформаций в этой области был использован предварительный результат из [Zubovich et al., 2010], результаты моделирования можно рассматривать как первую

надежную детальную оценку распределения современных деформаций земной коры исследуемого региона. Детальные карты распределения деформаций доступны онлайн [GEM Strain Rate Model, 2020]. Наибольшая скорость деформации сконцентрирована в полосе сложной формы. С запада полоса начинается в Таджикской депрессии, вдоль меридиана 68.5° в.д., показывая значительное субширотное укорочение. Затем зона сильных деформаций простирается вдоль параллели 38.5° с.ш. с сильными сдвиговыми деформациями. Начиная от области 38.5° с.ш., 70° в.д. полоса идет по траектории Главного Памирского надвига, показывая сильное поперечное укорочение с эпизодическими проявлениями транспрессии. Далее на восток полоса переходит в более широкую зону $73\text{--}76^\circ$ в.д. $38.5\text{--}40.0^\circ$ с.ш., где наблюдается сложная деформационная картина с преобладанием субмеридионального укорочения и, местами, субширотного удлинения. Западная часть Южного Памира испытывает умеренное субмеридиональное укорочение и, местами, субширотное удлинение, восточная часть – умеренное субширотное удлинение и, местами, субмеридиональное укорочение.

Другим детальным исследованием современной тектоники Памира на основе данных GPS является работа [Jay et al., 2017]. Исследуемая территория также была разделена на ячейки, но, в отличие от [Kreemer et al., 2014], «склонность» каждой ячейки к деформации априорно задавалась не только на основе принадлежности к жесткой плите, но и на основе прохождения через ячейку одного из магистральных (по суждению авторов) разломов. Результирующее распределение деформации в целом схоже с таковым в работе [Kreemer et al., 2014] с тем отличием, что субширотное удлинение Южного Памира сконцентрировано в Сарез-Каракульском грабене, пересекающем Южный Памир приблизительно по азимуту около 20° , и Конгур-Шаньской системе сбросов, субмеридионально простирающейся в Восточном Памире.

В исследовании [Zheng et al., 2017] распределение деформаций рассчитывалось методом триангуляции. Результаты в целом совпадают с вышеописанными работами: сильное субширотное укорочение Таджикской депрессии, укорочение поперек Главного Памирского надвига, две зоны умеренного субширотного удлинения в Восточном и Западном Памире.

Во всех вышеописанных работах отмечается, что наибольшее горизонтальное укорочение земной поверхности проявляется в зоне сопряжения Памира и Тянь-Шаня по направлению, меняющемуся от субмеридионального в восточной части до северо-западного в западной части. Таджикская депрессия испытывает сильное субширотное укорочение, центральная и западная части Южного Памира – умеренное субширотное удлинение, Восточный Памир – значительное субширотное удлинение, сочетающееся с субмеридиональным укорочением его северной части.

В работе [Mansurov, 2017] приведены результаты построения деформационных моделей земной коры

Памиро-Тяньшаньского региона, полученные по данным каталога скоростей движений 506 пунктов Центрально-Азиатской сети GPS-наблюдений (Научная станция РАН) с 1996 по 2012 г. Отличительной особенностью данной работы является то, что все использованные векторы скорости пунктов рассчитаны в результате единой обработки GPS-данных, что исключает возможность наличия ошибок расчета деформаций, связанных с неточной идентичностью систем отсчета наборов скоростей пунктов, полученных из различных источников. Расчет распределения значений тензора скорости деформации земной коры был произведен по методике, основанной на идее, впервые предложенной в работе [Shen et al., 1996], заключающейся в том, что тензор-градиент поля скоростей точек земной коры вычислялся сглаживающей интерполяцией с убывающим с расстоянием весом значений скоростей пунктов. Аналогичная методика была использована в статье [Allmendinger et al., 2007]; тот же математический аппарат, но без сглаживания, использовался в работах [Zubovich, Mukhamediev, 2010; Zubovich et al., 2016].

На рис. 12 вынесено полученное в статье [Mansurov, 2017] распределение значений тензора скорости деформации земной коры вместе с полученным в настоящей работе распределением обобщенно-плоской части направляющего тензора СТД. Видно, что распределение деформации по GPS хорошо согласуется с вышеизложенными результатами других исследований, единственное исключение – субширотное удлинение Западного Памира не показано, так как слишком большое расстояние между GPS-пунктами не удовлетворяло заданному при расчете критерию детализации.

Совместное представление моделей деформации земной коры зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира, полученных по сейсмическим и GPS-данным [Mansurov, 2017], позволяет отметить их в целом хорошую согласованность по направлениям горизонтальных осей. Практически полная согласованность направлений и вида горизонтальной деформации наблюдается в центральной и восточной частях Северного Памира и Юго-Западном Тянь-Шане (транспрессия), в центре Таджикской депрессии (субширотное укорочение), в центре Южного Памира (транстенсия). В других областях наблюдаются небольшие различия: например, в западной части Северного Памира GPS показывает практически горизонтально-одноосное сжатие, а СТД – режим транспрессии по немного отличному азимуту (то же – в северной части исследуемого участка Таримской плиты). В области Южно-Гиссарского сдвига (между Юго-Западным Тянь-Шанем и Таджикской депрессией), напротив, GPS показывает горизонтальный сдвиг, а СТД – также транспрессию. В западной и восточной частях Южного Памира режимы деформаций по GPS и СТД также согласуются не очень хорошо (при этом направления главных осей достаточно близко совпадают). Отчасти подобное несоответствие можно объяснить тем, что в этих областях для расчета СТД было доступно очень небольшое количество фокальных механизмов землетрясений.

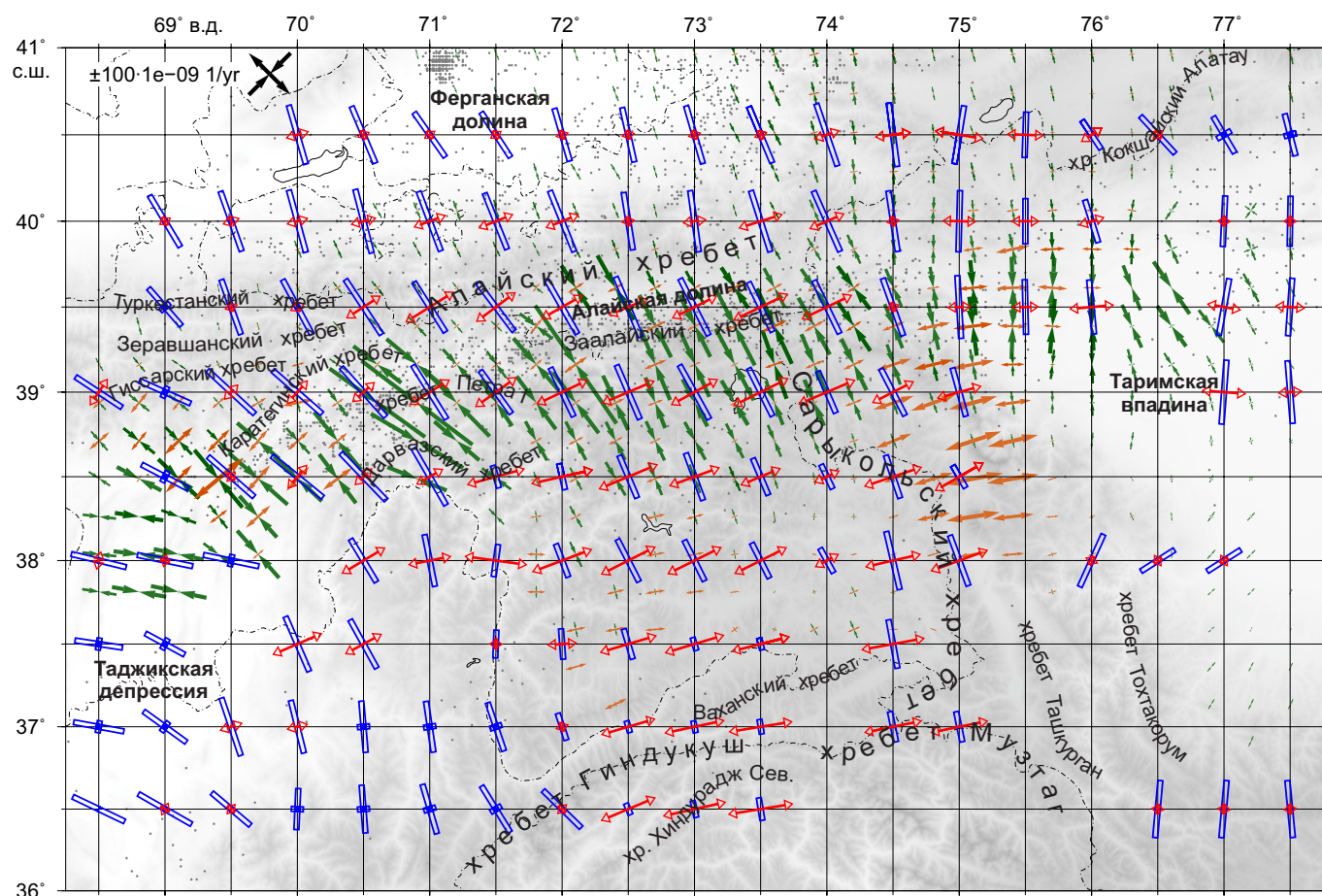


Рис. 12. Результаты расчета СТД для глубины 0–50 км (отличается от рис. 8, б, только цветами, синий – ось укорочения, красный – удлинения), наложенные на карту распределения значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным GPS-наблюдений [Mansurov, 2017]. Зелеными стрелками показано направление и интенсивность укорочения по GPS согласно масштабу в левом верхнем углу, оранжевыми – направление и интенсивность удлинения по GPS.

Fig. 12. Calculated STD values for the depths of 0–50 km (colours codes of the axes differ from Fig. 8, 6: blue – shortening, red – extension). The map showing the modern crustal strain velocity tensor values is based on GPS data [Mansurov, 2017]. Arrows show the directions and intensity of shortening (green) and extension (orange) estimated from the GPS data (scale in the upper left corner).

Длина стрелок по данным GPS позволяет оценить скорость деформации, максимум которой отмечен для западного участка зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира (западная часть Алайского и Заалайского хребтов). Эта же область максимума среднегодовой скорости СТД была отмечена и по сейсмическим данным.

10. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе сейсмических данных и данных по фокальным механизмам очагов землетрясений проведен анализ напряженно-деформированного состояния среды Памира и окружающих территорий. Анализ сейсмичности исследуемого региона выполнен по каталогу ISC (более 56000 событий, 1902–2018 гг.). Чтобы получить представление о распределении землетрясений не только по площади, но и по всем трем измерениям в объеме земной коры и верхней мантии, на основе представленных в каталогах значений глубины были построены разрезы отдельных участков исследуемого региона – проекции гипоцентров землетрясений на вертикальные плоскости, вытянутые вдоль меридианов

и параллелей. Этот же каталог использовался для расчета интенсивности сейсмотектонических деформаций и сейсмической активности. Максимум интенсивности приходится на краевые области зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира до глубины 50 км, после чего смещается в центральную часть Памиро-Гиндукушской области. Такая же картина наблюдается и для распределения максимума сейсмической активности.

Для оценки параметров напряженно-деформированного состояния исследуемой территории использован метод СТД. Для расчета СТД использовались данные о фокальных механизмах (3276 землетрясений, 1949–2018 гг.). По каталогу фокальных механизмов построены диаграммы направления главных осей напряжений. Для большинства землетрясений ось сжатия меняет свое направление от северо-западного до направления север – юг. Максимальное число осей имеет близгоризонтальное положение. По результатам СТД для исследуемой территории направление осей сжатия меняется от субмеридионального на востоке к

северо-западному и даже к западному на западе исследуемой территории (Таджикская депрессия) и наблюдается разнообразие режимов СТД. Зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима, Алайский и Туркестанский хребты, а также Таджикская депрессия и Гарм находятся в условиях горизонтального укорочения. В центральной части Северного Памира проявляется режим горизонтального сдвига, а в Центральном и Южном Памире наряду с деформациями горизонтального и косо-го сдвига (обособленный режим классификации СТД) наблюдаются деформации горизонтального удлинения, что указывает на разные геодинамические обстановки на территории исследования. По результатам построения распределения коэффициента Лодэ – Надаи северная часть Тарима и зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира находятся в условиях простого сжатия ($0.6 \leq \mu_\epsilon \leq 1$). На остальной территории проявляется режим сжатия со сдвигом ($0.2 < \mu_\epsilon < 6$), чистый сдвиг ($-0.2 \leq \mu_\epsilon \leq +0.2$) или режим растяжения со сдвигом ($-0.6 < \mu_\epsilon < -0.2$). Согласно значениям вертикальной компоненты усредненных тензоров деформации вся исследуемая территория испытывает воздымание, за исключением территории Центрального и Южного Памира.

Результаты, полученные в работе, подтверждают возможность реконструкции напряженно-деформированного состояния на основе механизмов очагов землетрясений.

Сравнение деформационных моделей для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Памира, полученных по методу СТД и по GPS-данным, показало их хорошую совместимость: направления главных осей горизонтальной части тензора совпадают либо близки, режимы деформации на большей части территории также схожи.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless, J., 2007. Strain and Rotation Rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics* 26 (3), TC3013. <https://doi.org/10.1029/2006TC002030>.

Billington S., Isacks B.L., Barazangi M., 1977. Spatial Distribution and Focal Mechanism of Mantle Earthquakes in the Hindu Kush – Pamir Region: A Contorted Benioff Zone. *Geology* 5 (11), 699–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5%3C699:SDAFM0%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5%3C699:SDAFM0%3E2.0.CO;2).

Bulletin of the International Seismological Centre, 2019. Available from: <http://www.isc.ac.uk> (Last accessed August 21, 2019).

Burtman V.S., 2012. Tien Shan and High Asia: Geodynamics in the Cenozoic. GEOS, Moscow, 186 p. (in Russian) [Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.].

Burtman V.S., 2013. The Geodynamics of the Pamir-Punjab Syntaxis. *Geotectonics* 47 (1), 31–51. <https://doi.org/10.1134/S0016852113010020>.

Filin A.P., 1975. Applied Mechanics of Rigid Deformable Body. Vol. 1. Nauka, Moscow, 832 p. (in Russian) [Филин А.П. Прикладная механика твердого деформируемого тела. М.: Наука, 1975. Т. 1. 832 с.].

GEM Strain Rate Model, 2020. Available from: <https://gsrm2.unavco.org/model/model.html>. (Last accessed June 05, 2020).

Global CMT Catalog, 2019. Available from: <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>. (Last accessed August 21, 2019).

Gushchenko O.I., 1975. Kinematic Principle for Reconstructing Directions of Principal Stresses (from Geological and Seismological Data). *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 225 (3), 557–560 (in Russian) [Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Доклады АН СССР. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560].

Ischuk A., Bendick R., Rybin A., Molnar P., Khan S.F., Kuzikov S., Mohadjer S., Saydullaev U., Ilyasova Zh., Schelochkov G., Zubovich A.V., 2013. Kinematics of the Pamir and Hindu Kush Regions from GPS geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (5), 2408–2416. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50185>.

Jay C.N., Flesch L.M., Bendick R.O., 2017. Kinematics and Dynamics of the Pamir, Central Asia: Quantifying Surface Deformation and Force Balance in an Intracontinental Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122 (6), 4741–4762. <https://doi.org/10.1002/2017JB014177>.

Kalmetieva Z.A., Kostyuk A.D., Sycheva N.A., 2010. On the Relationship between Landslides and Earthquakes. *Proceedings of NAS KR* 4, 22–29 (in Russian) [Кальметьева З.А., Костюк А.Д., Сычева Н.А. О взаимосвязи оползней и землетрясений // Известия НАН КР. 2010. № 4. С. 22–29].

Koulakov I.Y., 2011. High-Frequency P and S Velocity Anomalies in the Upper Mantle beneath Asia from Inversion of Worldwide Travel Time Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116 (B4), 1–22. <https://doi.org/10.1029/2010JB007938>.

Krasnopevtseva G.V., Shevchenko V.I., 1998. New Data on the Structure of the Crust and Upper Mantle along the DSS Zorkul – Uzgen Profile in the Pamir – Tien Shan. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 9, 70–82 (in Russian) [Краснопевцева Г.В., Шевченко В.И. Новые данные о структуре земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Зоркуль – Узген на Памире – Тянь-Шане // Физика Земли. 1998. № 9. С. 70–82].

Kreemer C., Blewitt G., Klein E., 2014. A Geodetic Plate Motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 (10), 3849–3889. <https://doi.org/10.1002/2014GC005407>.

Kuchai O.A., Bushenkova N.A., 2009. Focal Mechanisms of Earthquakes in Central Asia. *Physical Mesomechanics* 12 (1), 17–24 (in Russian) [Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 17–24].

Kumar P., Yuan X., Kind R., Kozarev G., 2005. The Lithosphere-Asthenosphere Boundary in the Tien Shan-Karakoram Region from S Receiver Functions: Evidence for Continental Subduction. *Geophysical Research Letters* 32 (7), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL022291>.

Kunin N.Ya., 1992. The Lithosphere Structure in Eurasia. MTK Publishing House, Moscow, 266 p. (in Russian) [Кунин Н.Я. Строение литосферы Евразии. М.: Изд-во МТК, 1992. 266 с.].

Kuzikov S.I., 2015. Modern Crustal Movements at Various Space-Time Levels in Central Asia. In: Problems of Geodynamics and Geoecology of Inland Orogens. Proceedings of the VI International Symposium (June 23–29, 2014). RS RAS, Bishkek, 72–78 (in Russian) [Кузиков С.И. Современные движения земной коры на различных пространственно-временных уровнях Центральной Азии // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы докладов VI Международного симпозиума (23–29 июня 2014 г.). Бишкек: НС РАН, 2015. С. 72–78].

Lukk A.A., Shevchenko V.I., 2019. Seismicity, Tectonics, and GPS Geodynamics of the Caucasus. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 55, 626–648. <https://doi.org/10.1134/S1069351319040062>.

Lukk A.A., Shevchenko V.I., Leonova V.G., 2015. Autonomous Geodynamics of the Pamir-Tien Shan Junction Zone from Seismology Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51, 859–877. <https://doi.org/10.1134/S1069351315040060>.

Lukk A.A., Vinnik L.P., 1975. Tectonic Interpretation of the Deep Structure of the Pamirs. *Geotectonics* 5, 73–80 (in Russian) [Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80].

Lukk A.A., Yunga S.L., 1979. Seismotectonic Deformation of the Garm Region. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 10, 24–43 (in Russian) [Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района // Известия АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43].

Lukk A.A., Yunga S.L., 1988. Stress-Strain State of the Crust in the Garm Region. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 6, 14–26 (in Russian) [Лукк А.А., Юнга С.Л. Напряженно-деформированное состояние земной коры Гармского района // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 6. С. 14–26].

Lukk A.A., Yunga S.L., Shklyar G.P., Leonova V.G., Filina T.A., Abdukadyrov A.A., Belenovich T.Ya., Vlasova A.A., Lopatina T.A., Matasova L.M., Nurkhalieva A.D., Sadykova A.B., Tuychiev Kh.A., 1983. Seismotectonic Deformation and Stress State of the Crust in Central Asia and Kazakhstan. In: *Earthquakes in Central Asia and Kazakhstan*. 1981. Donish, Dushanbe, 118–135 (in Russian) [Лукк А.А., Юнга С.Л., Шкляр Г.П., Леонова В.Г., Филина Т.А., Абдукадыров А.А., Беленович Т.Я., Власова А.А., Лопатина Т.А., Матасова Л.М., Нурхалиева А.Д., Садыкова А.Б., Туйчиев Х.А. Сейсмотектоническая деформация и напряженное состояние земной коры Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1981. Душанбе: Дониш, 1983. С. 118–135].

Makarov V.I. (Ed.), 2005. Modern Geodynamics of Areas of Inland Collisional Mountain Building (Central Asia). Nauchny Mir, Moscow, 400 p. (in Russian) [Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного

горообразования (Центральная Азия) / Ред. В.И. Макаров. М.: Научный мир, 2005. 400 с.].

Mansurov A.N., 2017. A Continuum Model of Present-Day Crustal Deformation in the Pamir-Tien Shan Region Constrained by GPS Data. *Russian Geology and Geophysics* 58 (7), 787–802. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.06.002>.

Mansurov A.N., 2018. Comparison of the Crustal Strain Rate for the Junction Zone of the Pamir and Tien Shan with the Regional Geological Structures. In: Problems of Geodynamics and Geoecology of Inland Orogens. Proceedings of the VII International Symposium (June 19–24, 2017). RS RAS, Bishkek, 98–104 (in Russian) [Мансуров А.Н. Сопоставление скорости деформации земной коры в зоне сопряжения Памира и Тянь-Шаня с геологическими структурами региона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы докладов VII Международного симпозиума (19–24 июня 2017 г.). Бишкек: НС РАН, 2018. С. 98–104].

Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A., Kuzikov S., Kostuk A., Saydullaev U., Lodi S., Kakar D.M., Wasy A., Khan M.A., Molnar P., Bilham R., Zubovich A.V., 2010. Partitioning of India-Eurasia Convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS Measurements. *Geophysical Research Letters* 37 (4). <https://doi.org/10.1029/2009GL041737>.

Molnar P., Tapponnier P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of Recent Continental Tectonics in Asia Can Be Interpreted as Results of the India-Eurasia Collision. *Science* 189 (4201), 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>.

Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Natural Mountain Ranges. Akademkniga, Moscow, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.].

Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S., 2014. The Field of Recent Tectonic Stresses in Central and South-Eastern Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (1), 257–290 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>.

Reigber C., Michel G.W., Galas R., Angermann D., Klotz J., Chen J.Y., Papschev A., Arslanov R., Tzurkov V.E., Ishanov M.C., 2001. New Space Geodetic Constraints on the Distribution of Deformation in Central Asia. *Earth and Planetary Science Letters* 191 (1–2), 157–165. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00414-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00414-9).

Riznichenko Yu.V., 1985. Problems of Seismology. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.].

Riznichenko Yu.V., Soboleva O.V., Kuchai O.A., Mikhailova R.S., Vasilieva O.N., 1982. Seismotectonic Deformation of the Crust in the Southern Central Asia. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 10, 90–104 (in Russian) [Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р.С., Васильева О.Н. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии // Известия АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90–104].

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>.

Sippl C., Schurr B., Yuan X., Mechie J., Schneider F.M., Gadoev M., Orunbaev S., Oimahmadov I., Haberland C., Abdybaev U., Minaev V., Negmatullaev S., Radjabov N., 2013. Geometry of the Pamir-Hindu Kush Intermediate-Depth Earthquake Zone from Local Seismic Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118 (4), 1438–1457. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50128>.

Soboleva O.V., Bibarsova D.G., Vakhidova Z.N., 1981. Calculation of Parameters of Seismotectonic Deformation. IPE RAS, Moscow, 25 p. (in Russian) [Соболева О.В., Бибарсова Д.Г., Вахидова З.Н. Расчет параметров сейсмотектонической деформации. М.: ИФЗ РАН, 1981. 25 с.

Sokolovsky V.V., 1969. The Theory of Plasticity. Vysshaja Shkola, Moscow, 608 p. (in Russian) [Соколовский В.В. Теория пластичности. М.: Высшая школа, 1969. 608 с.].

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, 351–363. <https://doi.org/10.1134/S1069351308050017>.

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 (in Russian) [Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинимического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 809–825]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0318>.

Trifonov V.G., Soboleva O.V., Trifonov R.V., Vostrikov G.A., 2002. Modern Geodynamics of the Alpine-Himalayan Collision Belt. GEOS, Moscow, 224 p. (in Russian) [Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.].

Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W., 2004. Receiver Function Tomography of the Central Tien Shan. *Earth Planet Scientific Letters* 225 (1–2), 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>.

Yunga S.L., 1979. On the Mechanism of Deformation of a Seismically Active Volume of the Crust. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 10, 14–23 (in Russian) [Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Известия АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14–23].

Yunga S.L., 1990. Methods and Results of Seismotectonic Deformation Studies. Nauka, Moscow, 191 p. (in Russian)

[Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.].

Yunga S.L., 1997. On the Classification of Seismic Moment Tensors on the Basis of Their Isometric Mapping onto a Sphere. *Doklady Earth Sciences* 352 (2), 253–255 (in Russian) [Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сфере // Доклады РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255].

Yunga S.L., 1999. Comparative Analysis of Seismotectonic Deformations in Areas of Active Geodynamic Regimes. In: *Geophysics at the Turn of the Century*. IPE RAS, Moscow, 253–264 (in Russian) [Юнга С.Л. Сравнительный анализ сейсмотектонических деформаций в областях активных геодинимических режимов. Геофизика на рубеже веков. М.: ИФЗ РАН. 1999. С. 253–264].

Yunga S.L., 2002. Study of Surface Movements and Deformation of the Crust in the Central Tien Shan, Kazakh Platform and Altai; Creation of Seismological Data Processing Software, and Data Processing. Scientific 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.].

Zheng G., Wang H., Wright T.J., Lou Y., Zhang R., Zhang W., Shi Ch., Huang J., Wei N., 2017. Crustal Deformation in the India-Eurasia Collision Zone from 25 Years of GPS Measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 122 (11), 9290–9312. <https://doi.org/10.1002/2017JB014465>.

Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A., 2010. A Method of Superimposed Triangulations for Calculation of Velocity Gradient of Horizontal Movements: Application to the Central Asian GPS Network. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2), 169–185 (in Russian) [Зубович А.В., Мухамедиев Ш.А. Метод наложенных триангуляций для вычисления градиента скорости горизонтальных движений: приложение к центрально-азиатской GPS-сети // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 169–185]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0013>.

Zubovich A.V., Schöne T., Metzger S., Mosienko O., Mukhamediev Sh., Sharshebaev A., Zech C., 2016. Tectonic Interaction between the Pamir and Tien Shan Observed by GPS. *Tectonics* 35 (2), 283–292. <https://doi.org/10.1002/2015TC004055>.

Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., Li J., Kuzikov S.I., Herring T.A., Hamburger M.W., Hager B.H., Dang Y., Bragin V.D., Beisenbaev R.T., 2010. GPS Velocity Field for the Tien Shan and Surrounding Regions. *Tectonics* 29 (6). <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>.