

УДК 550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

© 2021 г. Н. А. Сычева*

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

*e-mail: ivtran@mail.ru

Поступила в редакцию 04.12.2020 г.

После доработки 30.03.2021 г.

Принята к публикации 26.08.2021 г.

В работе исследована территория Западного и Центрального Тянь-Шаня, которая является зоной внутриконтинентальных столкновений и представляет большой интерес для изучения геодинамических процессов, протекающих в земной коре. Указанная область исследована методом сейсмотектонических деформаций (СТД). Расчет СТД выполнен на основе подходов, предложенных в работах Ю.В. Ризниченко и С.Л. Юнга. Для оценки распределения сейсмичности, расчета средней скорости СТД (интенсивность СТД) I_{Σ} и параметра концентрации сейсмогенных разрывов $K_{\text{СР}}$ использован каталог ISC (International Seismological Centre, London), который включает более 84000 землетрясений за 1902–2019 гг. Распределение указанных параметров рассчитано для трех диапазонов глубин: 0–5, 5–25 и более 25 км. Выделены области проявления интенсивных сейсмотектонических деформаций, сейсмической активности и высокой концентрации сейсмогенных разрывов. При исследовании всего сейсмогенного слоя максимум интенсивности СТД $I_{\Sigma} = \sim 9 \times 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ получен для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. В северной части исследуемой территории высокие значения интенсивности СТД получены для западной части Терской Алатау $I_{\Sigma} = \sim 2 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. На всех исследуемых глубинах максимальное число землетрясений приходится на Гиссаро-Кокшаальскую сейсмогенерирующую зону. В северной части исследуемой территории высокая сейсмичность характерна для хребтов, обрамляющих Иссык-Кульскую впадину (Терской Алатау, Кунгей Алатау и Заилийский хребет). Рассматриваемая территория характеризуется высоким уровнем концентрации сейсмогенных разрывов, большая часть из которых расположена на глубине 0–5 км. Исследования направленности СТД основаны на данных о фокальных механизмах очагов 11 376 землетрясений, произошедших в 1949–2020 гг. Построены диаграммы распределения азимутальных направлений главных осей напряжений. Для основной части событий азимут оси сжатия попадает в сектор 300° – 360° . По картам СТД определены направления осей укорочения и удлинения и отмечено разнообразие деформационных обстановок на территории исследования. На основе тензоров СТД, полученных для глубин 5–25 км (сейсмогенный слой), построены распределения коэффициента Лоде–Надаи μ_{ϵ} , суммы горизонтальных компонент (XX + YY) и вертикальной компоненты (ZZ). Определены области, характеризующиеся режимом простого сжатия и максимального укорочения. Проведено сравнение моделей деформации земной коры, полученных по методу СТД и GPS-данным, и отмечено хорошее соответствие.

Ключевые слова: землетрясение, фокальный механизм, тензор скорости сейсмотектонической деформации, оси главных напряжений, оси укорочения и удлинения, параметр Лоде–Надаи, вертикальная компонента тензора скорости СТД

DOI: 10.31857/S0203030621060109

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория представляет собой сложнопостроенное, длительно развивающееся складчатоглыбовое горное сооружение. Она охватывает части двух различных крупных геотектонических областей: эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинали. В процессе эндогенной активизации эпипалеозойской платформы, начавшейся с конца олигоцена и совпавшей с заключительной фазой замыкания альпий-

ской геосинклинали, была создана горная страна Тянь-Шаня. Основные ее современные черты сформировались в четвертичное время. Процесс активизации развивался неравномерно во времени и пространстве. Так, в конце плиоцена и раннем плейстоцене отмечается затишье движений, сменившееся затем новым импульсом тектонической активности. Он продолжается и по настоящее время. На это указывают интенсивные современные движения, амплитуды которых достигают зна-

чительных величин, а также высокая сейсмическая активность.

Тянь-Шань протянулся примерно на 3 тыс. км от 65° до 95° в.д. при наибольшей ширине порядка 400 км. В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную, Восточную и Джунгарскую геолого-географические провинции. Западный Тянь-Шань расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория Центрального Тянь-Шаня находится между Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом 80° — на востоке. Восточный Тянь-Шань простирается от меридиана 80° на западе до Джунгарского (Борохоро) разлома — на востоке. К северо-востоку от Джунгарского разлома находится Джунгарский Тянь-Шань. Западный и Центральный Тянь-Шань большей частью расположен на территории Киргизии. С севера Тянь-Шань ограничен Туранской плитой, с юга — Таримской впадиной на востоке и Таджикской депрессией на западе, соединенными между собой Алайской долиной и долиной р. Сурхоб.

В регионе много разломов, активных в позднечетвертичное время. Кайнозойские складки и разломы Тянь-Шаня описаны в многочисленных публикациях [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; Современная геодинамика ..., 2005; Трифионов и др., 2002; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Шульц, 1948 и др.].

Современное дно межгорных впадин Тянь-Шаня (кроме Турфанской впадины) находится выше уровня моря и выше прилежащих частей Казахской платформы. Кровля палеозойского фундамента в небольших межгорных впадинах находится выше уровня моря, в осевых частях больших впадин (Ферганской, Алайской, Афганско-Таджикской, Аксайской, Атбашинской, Нарынской, Иссыккульской, Джумгалской, Таласской, Чуйской, Турфанской) она ниже уровня моря. В Иссыккульской и Нарынской впадинах фундамент находится на глубине более 3 км, в Чуйской впадине — около 2 км, в Ферганской впадине — до 9 км (рис. 1) [Буртман, 2012].

Согласно [Vinnik et al., 2004] в пределах Тянь-Шаня отчетливо выделяются две полосы повышенных мощностей земной коры — свыше 55 км, разделенных областью небольших глубин залегания поверхности Мохоровичича (см. рис. 1, вкладка). Северная полоса совпадает с поднятиями хребтов Киргизского, Заилийского Алатау и Кунгей Алатау (см. рис. 1), южная — с поднятиями системы хребтов Гиссаро-Алая. Кроме этих полос, имеющих Тянь-Шаньское простираение, отмечается ряд поперечных структурных элементов. Так, например, в районе оз. Иссык-Куль прослеживается субмеридионально вытянутая область повышенной мощности земной коры, протягивающаяся в южном направлении (см. рис. 1, вкладка).

Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген почти целиком располагается в области 8–9-балльной сейсмичности. С запада и с севера он оконтуривается полосой, где сейсмический эффект не превышает 7 баллов. Основная масса эпицентров сильных землетрясений с $M = 5$ закономерно вытягивается в виде двух сейсмогенных зон — Северо-Тянь-Шаньской и Гиссаро-Кокшаальской (Южно-Тянь-Шаньской), тяготеющих, соответственно, к северным и южным участкам контрастного сочленения орогена и ограничивающих его с севера Туранской плитой и Казахским щитом, а с юга — Таримской платформой. Гиссаро-Кокшаальская зона является высокосейсмичной на участке сочленения Памира и Тянь-Шаня (рис. 2А).

Эти две крупные зоны, называемые сейсмоактивными швами первой категории, являются границами между крупными блоками Туран–Тянь-Шань–Тарим. В пределах этих сейсмоактивных швов возможны предельные для земной коры магнитуды землетрясений — $M > 8$ [Юдахин, Чедия, 1991]. На рис. 2А звездочками отмечены расположения эпицентров сильных землетрясений Тянь-Шаня с $M \geq 5$ из табл. 1, где представлен каталог сильных исторических землетрясений. Наибольшая плотность землетрясений приходится как на Южно-Тянь-Шаньскую, так и на Северо-Тянь-Шаньскую зоны. Как видно на рисунке, основная часть сильных землетрясений образует полосу, включающую в себя северный борт Киргизского хребта и систему поднятий Заилийского Алатау и Кунгей Алатау. Здесь известны такие сильнейшие землетрясения, как Беловодское, Верненское, Чиликское, Кеминское, Кемино-Чуйское (см. табл. 1). Самые грандиозные палеосейсмодислокации и землетрясения с $M > 8$ известны на Кунгейском участке, к западу и востоку от него сейсмическая активность снижается, при этом максимум приходится на внутреннюю часть участка.

Исследование геодинамических процессов рассматриваемой территории на основе сейсмических данных ранее проводилось в работах [Юнга, 1990; Трифионов и др., 2002; Кучай, Бушенкова, 2009; Rebetsky, Alekseev, 2014, и др.]. В этих работах анализ данных выполнялся на основе метода СТД [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990] или метода катакластического анализа разрывных нарушений (МКА) [Ребецкий, 2007], или рассматривались фокальные механизмы умеренных и сильных землетрясений [Кучай, Бушенкова, 2009]. В работах [Юнга, 1990; Rebetsky, Alekseev, 2014; Кучай, Бушенкова, 2009] рассматриваемая территория значительно шире исследуемой в данной работе. В работе [Трифионов и др., 2002] проведено детальное исследование полей СТД на территории, включающей геологические структуры Южного Тянь-Шаня, Афганско-Таджикской впадины, Памира и Северного Гиндукуша.

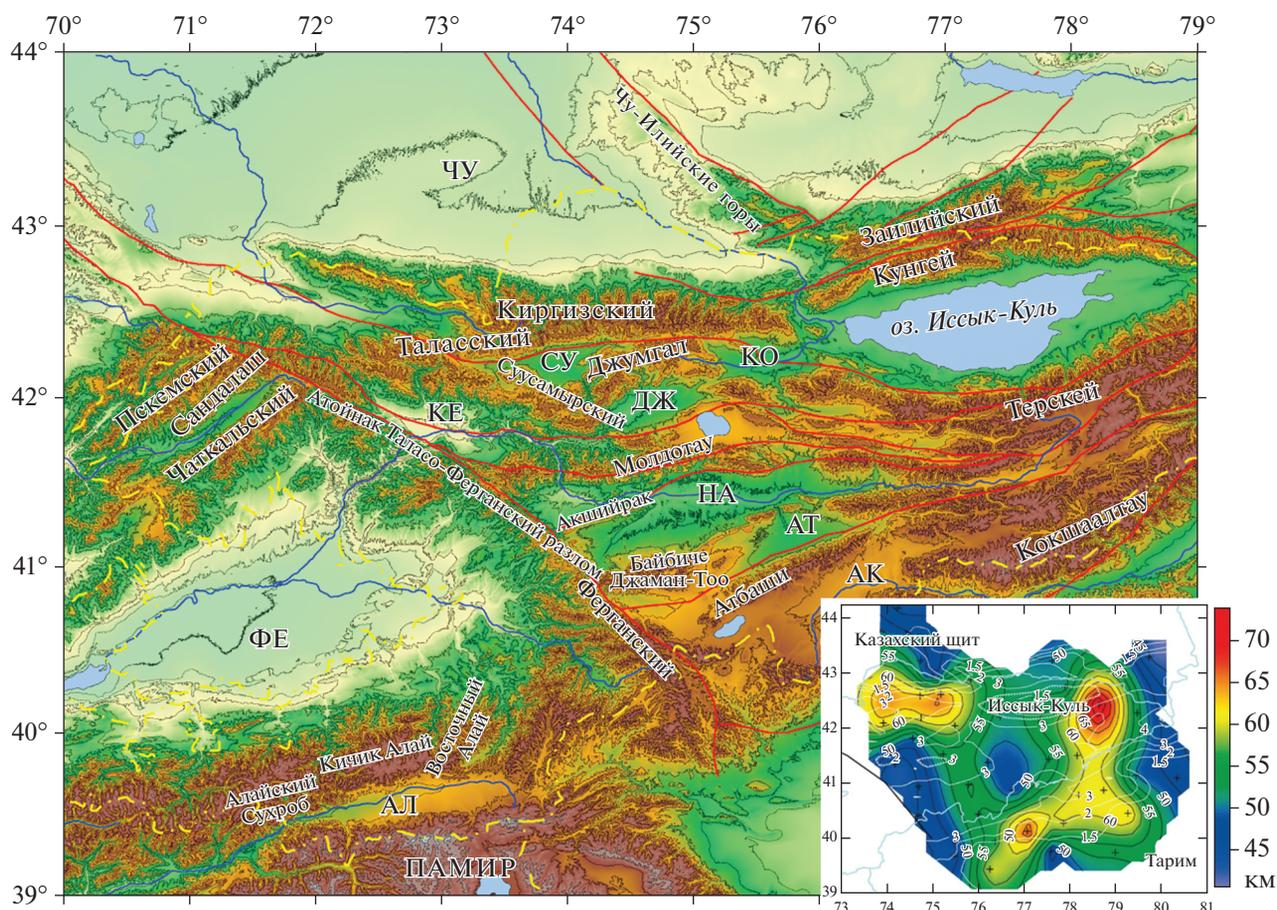


Рис. 1. Горные хребты, долины и реки Западного и Центрального Тянь-Шаня.

Межгорные и предгорные впадины: АЛ – Алайская, АК – Аксайская, АТ – Атбашийская (Атбашинская), ДЖ – Джумгалская, КЕ – Кетмень-Тюбинская, КО – Кочкорская, НА – Нарынская, СУ – Суусамырская, ЧУ – Чуйская (по [Буртман, 2012]). Желтой штрихпунктирной линией отмечена граница Киргизии. Красными линиями – региональные разломы (по [Чедия, 1986]). На вкладке – глубина залегания поверхности Мохо (по [Vinnik et al., 2004]). Белые линии показывают сглаженные контуры топографии.

В Научной станции РАН (НС РАН) исследование напряженно-деформированного состояния земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня выполнялось двумя методами – СТД и МКА. Результаты этих исследований представлены в работах [Сычева и др., 2005а, 2008; Сычева, Мансуров, 2016, 2017; Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2016]. Накопление данных о фокальных механизмах очагов дает возможность расширить территорию исследования и уточнить результаты.

По исследуемому региону активно проводятся детальные исследования современных движений на его поверхности с использованием технологии GPS. Исследования основаны на данных Центрально-Азиатской (ЦА) GPS-сети (пункты наблюдений сети входят и окружают исследуемый регион). Широко известны работы [Абдрахматов и др., 2001; Reigber et al., 2001; Миди и др., 2001; Zubovich и др., 2001, 2004; Костюк и др., 2010; Zubovich et al., 2010; Zubovich, Mukhamediev, 2010;

Кузиков, Мухамедиев, 2010; Mansurov, 2017 и др.]. В этих работах представлены результаты построения деформационных моделей земной коры Тянь-Шаня на основе GPS-данных.

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 сейсмо-тектонических деформаций земной коры с данными GPS-наблюдений также представляет значительный интерес.

Цель данной работы – оценить напряженно-деформированное состояние земной коры Западного и Центрального Тянь-Шаня 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

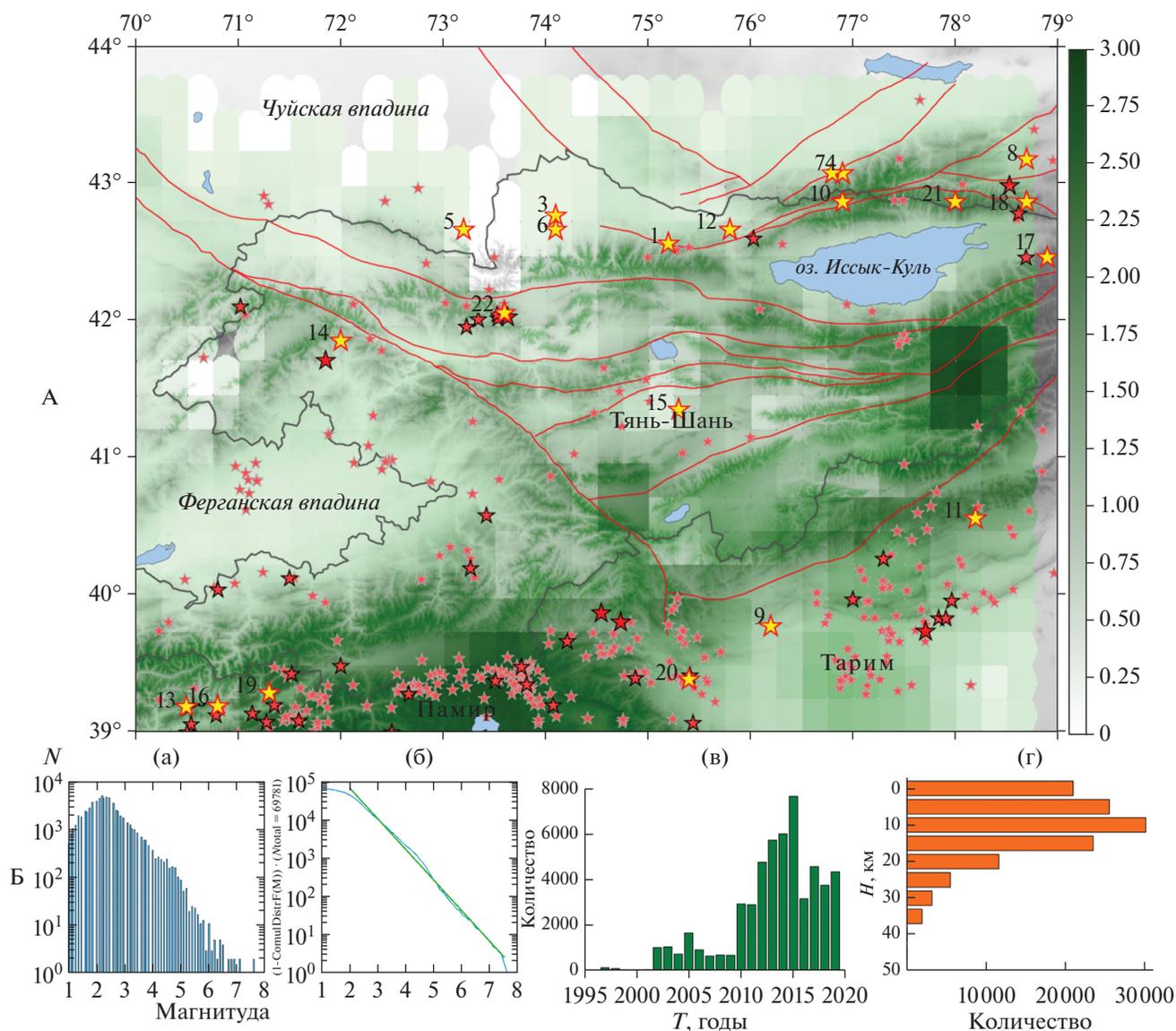


Рис. 2. Количественное распределение землетрясений из каталога ISC, звездочками отмечено эпицентральное положение землетрясений: бледно-розовый – $5 \leq M < 6$, розовый – $6 \leq M < 7$, красный – $M \geq 7$, желтый – исторические землетрясения, номер землетрясения соответствует номеру в табл. 1. Красные линии – региональные разломы, серая линия – границы Киргизии (А); распределение некоторых характеристик каталога ISC; а – по магнитуде, б – кумулятивное распределение Гуттенберга–Рихтера, в – по времени, г – по глубине (Б).

коры, полученными ранее на основе данных GPS-наблюдений.

МЕТОДИКА

Для оценки напряженно-деформированного состояния исследуемой территории применяется метод СТД, который описан во многих работах [Лукк, Юнга, 1979; Ризниченко, 1985; Юнга, 1990 и др.] и остается актуальным в настоящее время [Lukk et al., 2015; Сычева, Мансуров, 2017; Lukk, Shevchenko, 2019 и др.]. Для совокупности землетрясений, произошедших в объеме среды V за пе-

риод времени T , вызванная ими усредненная неупругая деформация описывается тензором скорости разрывной (сейсмотектонической) деформации $\langle \epsilon_{ij} \rangle$ [Юнга, 1990; Ризниченко, 1985]:

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

где суммирование проводится по сейсмическим событиям, нумерованным с помощью индекса α , N – количество событий. В выражении (1) $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент землетрясения с номером (α) , $m_{ij}^{(\alpha)}$ – направляющий тензор механизма, μ – мо-

Таблица 1. Параметры некоторых сильных землетрясений Тянь-Шаня (по [Мамыров и др., 2002])

№	Дата	φ°, с.ш.	λ°, в.д.	H, км	M	Название
1	1475	42.6	75.2	15	6.4	Баласагунское
2	1716	41.2	80.3	30	7.5	Аксуйское
3	1770	42.8	74.1	15	6.0	Беловодское
4	1807	43.1	76.9	20	6.7	Алма-Атинское
5	22.03.1865	42.7	73.2	15	6.4	Меркенское
6	02.08.1885	42.7	74.1	15	6.9	Беловодское
7	08.06.1887	43.1	76.8	20	7.3	Верненское
8	11.07.1889	43.2	78.7	40	8.3	Чиликское
9	22.08.1902	39.8	76.2	40	8.1	Кашгарское
10	03.01.1911	42.9	76.9	25	8.2	Кеминское
11	29.02.1916	40.6	78.2	20	5.8	Кокшаальское
12	20.06.1938	42.7	75.8	21	6.9	Кемино-Чуйское
13	20.04.1941	39.2	70.5	15.6	6.4	Гармское
14	02.10.1946	41.9	72.0	30	7.5	Чаткальское
15	28.01.1948	41.4	75.3	6	4.9	Куланакское
16	10.07.1949	39.2	70.8	16	7.4	Хаитское
17	05.06.1970	42.5	78.9	15	6.8	Сарыкамышское
18	24.03.1978	42.9	78.7	30	6.8	Жаланаш-Тюпское
19	26.10.1984	39.3	71.3	15	6.4	Джиргатаьское
20	23.08.1985	39.4	75.4	20	7.0	Кашгарское
21	12.11.1990	42.9	78.0	20	6.4	Байсорунское
22	19.08.1992	42.1	73.6	25	7.3	Суусамырское

дуть сдвига, V – исследуемый объем и T – время исследования. В случае, когда период времени выражен в годах, тензор $\langle \epsilon_{ij} \rangle$ также называют среднегодовым приростом сейсмотектонической деформации. В работах [Юнга, 1990; Лукк, Юнга, 1979] предложено аппроксимировать (1) следующим выражением:

$$\epsilon_{ij} \approx \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} = I_{\Sigma} \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha}, \quad (2)$$

где введена скалярная характеристика прироста сейсмотектонической деформации I_{Σ} , называемая интенсивностью STD.

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 STD выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой элементарной подобласти. Выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом 0.2° (~20 км) и радиусом элементарной области $r = 0.5^{\circ}$ (~50 км), что обеспечивает сглаживание данных. Область с $r = 0.5^{\circ}$ также может потен-

циально представлять собой зону подготовки сильного землетрясения (диаметр 100 км). Расчет интенсивности STD выполняется суммированием скалярных сейсмических моментов в пределах каждой области согласно [Лукк, Юнга, 1979]. Для построения карты усредненных фокальных механизмов выбор узловых точек осуществлен по сетке с шагом 0.5° (~50 км) и радиусом элементарной области $r = 0.5^{\circ}$. Для картирования STD используется классификация режимов сейсмотектонической деформации, основанная на их параметризации через систему угловых параметров, обеспечивающую изометрическое отображение тензорных объектов на сферу [Юнга, 1990, 1997].

Параметр концентрации сейсмогенных разрывов K_{CP} имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT , к их средней длине [Соболев, Завьялов, 1980; Завьялов, 2006]:

$$K_{CP} = \eta^{-1/3} / l_{cp}, \quad (3)$$

где $\eta = N/V_0$ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произо-

Таблица 2. Характеристики каталога ISC

Начальная дата	Конечная дата	N	φ_1° , с.ш.	φ_2° , с.ш.	λ_1° , в.д.	λ_2° , в.д.
1	2	3	4	5	6	7
22.08.1902	30.12.2019	84857	39°00'	44°00'	70°00'	79°00'
Количественная характеристика	Магнитуда					Глубина
	M_b	M_L	M_{pv}	M_S	Отсутствует	
	8	9	10	11	12	13
N	60052	3254	6428	69	69	68 198
%	86	4.8	9	0.1	0.1	80

шедшим землетрясениям; $l_{cp} = \frac{1}{N} \sum_j l_j$ – средняя длина разрыва по ансамблю трещин; N – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов $[K_{min}, K_{max}]$, произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT ; l_j – длина единичного сейсмогенного разрыва, которая оценивается по формуле:

$$\lg l_j = aK_j + c, \quad (4)$$

где K_j – энергетический класс (или магнитуда) землетрясения. В разных сейсмоактивных регионах коэффициенты a и c могут иметь различное значение.

Из опыта использования K_{cp} в ряде сейсмоактивных регионов мира следует, что наиболее удачный выбор значений коэффициентов [Ризниченко, 1976]: $a = 0.244$, $c = -2.266$. В случае использования магнитуды вместо энергетического класса в выражении (4) вместо K_j можно подставить M , но при этом коэффициенты изменят значения на следующие: $a = 0.440$, $c = -1.289$.

Расчет интенсивности СТД, количества землетрясений и параметра концентрации сейсмогенных разрывов выполнялся для каждой ячейки (размером $0.2 \times 0.2^\circ$) исследуемой территории. Сдвиг составляет 0.1° .

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Каталог землетрясений. Для определения пространственного расположения сейсмичности по глубине (вертикальные разрезы), анализа сейсмической активности (количество землетрясений на единицу площади) и оценки интенсивности СТД использован каталог ISC [International ..., 2019], который включает более 84000 землетрясений, произошедших в 1902–2019 гг. на исследуемой территории (см. рис. 2А). Некоторые характеристики каталога представлены на рис. 2Б и в табл. 2. Значение магнитуды в каталоге представлено для 69 781 землетрясения, для ~86% событий энергетическая характеристика определена по

объемным волнам (M_b), глубина известна для 71 284 событий.

Основную часть каталога ICS составляют события с $2 \leq M \leq 6$ (см. рис. 2Б(а)), которые большей частью произошли после 2002 г. (см. рис. 2Б(б)) на глубине 0–25 км (см. рис. 2Б(д)). Согласно распределению Гуттенберга–Рихтера (см. рис. 2Б(в)) представительная часть каталога включает события $3 \leq M \leq 7.5$.

Каталог фокальных механизмов. Для расчета СТД использовалось несколько источников данных о фокальных механизмах очагов землетрясений. Наряду с каталогами фокальных механизмов, полученных в ИС РАН, анализировались каталоги сторонних организаций. Частично некоторые данные ранее были использованы и описаны в работах [Сычева и др., 2005, 2005а, 2008; Кальметьева и др., 2010; Сычева, Мансуров, 2017; Sycheva, 2020]. Некоторые характеристики источников данных представлены в табл. 3.

Основную часть объединенного каталога фокальных механизмов (FM, 11 376 землетрясений) составляют слабые события с $1.5 \leq M \leq 3.5$ (рис. 3А(а)). Землетрясения неравномерно распределены во времени, наиболее статистически представительными являются периоды с 1978 по 1991 гг. и с 1996 по 2001 гг. (см. рис. 3А(б)). Основная часть событий произошла на глубине 0–25 км (см. рис. 3А(в)).

Эпицентральное положение и вид механизма из каталога FM представлены на рис. 3Б. Цвет механизма определяет принадлежность к источнику данных (см. подпись к рис. 3). Радиус модели очага зависит от магнитуды землетрясения.

На исследуемой территории наблюдается разнообразие механизмов очагов землетрясений (см. рис. 3Б). В работе [Крестников и др., 1987] при исследовании Северного и Центрального Тянь-Шаня на основе геологических и сейсмических данных было отмечено, что для всего региона в целом характерно большое разнообразие механизмов очагов землетрясений, однако преобладающими являются три разновидности механизмов. В первом из них ось сжатия горизонтальна и

Таблица 3. Характеристики каталогов фокальных механизмов

Автор каталога	Период	<i>N</i>	φ° , с.ш.	λ° , в.д.	<i>M</i>
НС РАН (ЗРВ)	24.09.1994–29.12.2018	1577	42.00–43.00	73.75–76.00	1.06 – 5.4
НС РАН (МВИ)	14.01.1996–30.05.2020	320	40.50–43.66	72.00–77.99	2.81–5.70
КИС1	02.11.1946–24.12.1994	5467	38.26–43.98	68.30–81.00	0.50–7.20
КИС2	04.01.1994–28.12.2005	684	39.00–43.43	69.15–80.67	3.11–6.11
СОМЭ МОН РК	02.01.1996–31.12.2002	3445	40.42–48.57	67.08–84.62	0.11–5.67
СМТ каталог	28.07.1976–27.10.2019	185	39.00–43.72	70.02–78.98	4.70–7.20

Примечание. НС РАН – Научная станция РАН, ЗРВ – по знакам *P*-волн, МВИ – метод волновой инверсии, КИС – Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики; СОМЭ МОН РК, Алматы – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Министерства образования и науки Республики Казахстан, СМТ – Centroid moment tensor [Search form ..., 2020].

ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения субвертикальна, и этот тип очагов характеризуется взбросовыми движениями при равновероятных плоскостях разрывов, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлении. Второму типу свойственно поле, при котором ось растяжения горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось сжатия круто наклонена на юго-восток, что свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере движений при равновероятных плоскостях раз-

рывов, ориентированных так же, как и в первом случае. Для третьего типа механизмов характерно то, что обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном, что указывает на сдвиговые движения в очагах. При этом плоскости равновероятных разрывов ориентированы так же, как и в очагах первых двух. Обобщенный же механизм очагов землетрясений, указывающий на наиболее общие особенности современного регионального поля напряжений,

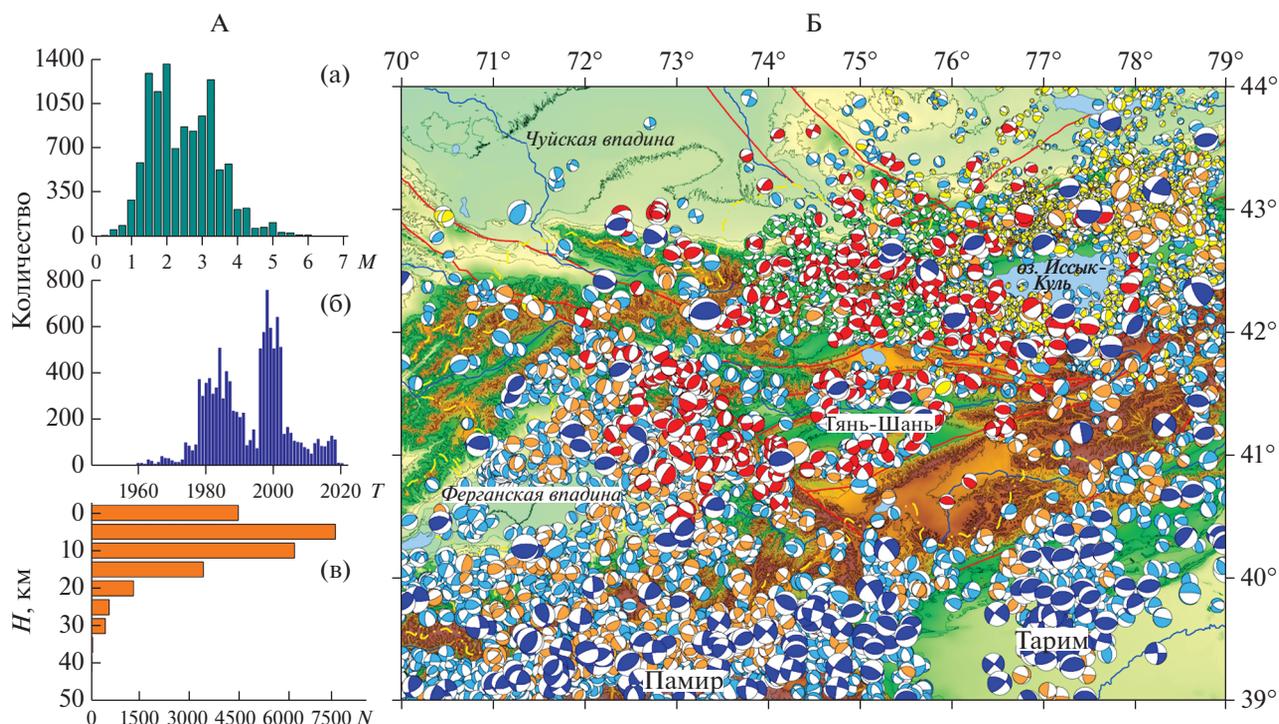


Рис. 3. Распределение некоторых характеристик каталога фокальных механизмов (ФМ) по магнитуде (а), по времени (б), по глубине (в) (А); эпицентральное положение и фокальные механизмы очагов землетрясений. Цвет механизмов указывает на принадлежность к источнику данных: голубой (2422 события) – Институт сейсмологии НАН КР и др. источники, 1949–1994 гг., оранжевый (380) – Институт сейсмологии НАН КР, 1994–2005 гг., синий (185) – каталог СМТ, 1976–2019 гг., зеленый – НС РАН (по знакам прихода *P*-волн), 1994–2018, красный – НС РАН (метод волновой инверсии), 1996–2020, желтый – СОМЭ МОН РК, Алматы, 1996–2002. Красные линии – региональные разломы (Б).

характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. При этом плоскости равновероятных разрывов также ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлениях.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Качественное распределение сейсмичности

Для анализа глубинного распределения сейсмичности и интенсивности СТД из каталога ISC рассматривались только те землетрясения, для которых была определена глубина и магнитуда (56766 событий).

Глубинное распределение землетрясений из каталога ISC и каталога FM представлено на интегральных проекциях на вертикальную плоскость. Два разреза выполнены в направлении запад–восток и три разреза в направлении север–юг. Для направления запад–восток каждая область включает 2.5° по широте и 9° по долготе. Для направления север–юг каждая из областей включает 3° по долготе и 5° по широте. На интегральных проекциях положение землетрясений из каталога ISC отмечено черным цветом, а из каталога FM – красным.

Эти построения позволили отметить, что в исследуемом регионе землетрясения происходят на глубине 0–50 км. Нижняя граница в северной части исследуемой территории (рис. 4А(а)) ограничена глубиной ~ 35 км (согласно [Юдахин, 1983] землетрясения происходят до глубины 30 км), в южной части (см. рис. 4А(б)) нижний предел сейсмичности смещается на глубину до 40 км, а некоторые землетрясения достигают глубины 50 км и более. Для всех рассматриваемых разрезов отмечается три слоя сейсмической активности: первый слой включает события с глубиной от 0 до 5 км (приповерхностный слой), второй слой – от 5 до 25 км (активный сейсмогенерирующий слой) и третий слой – ниже 25 км. Основная часть событий сосредоточена в Северо-Тянь-Шаньской (28958 событий, см. рис. 4А(а)) и Южно-Тянь-Шаньской (27808 событий, см. рис. 4А(б)) сейсмогенерирующих зонах, о которых было указано во Введении. Интегральные проекции также показали, что сейсмичность сосредоточена в хорошо выделяющихся вертикальных структурах (см. рис. 4Б), что может соответствовать глубине разломов, в окрестности которых происходят землетрясения. Если разделить исследуемую территорию на западную, восточную и центральную части, то больше всего землетрясений произошло в центральной части, которая включает в себя Киргизский хребет, область вдоль Таласо-Ферганского разлома и зону сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира (см. рис. 4Б(б)).

Площадное распределение интенсивности СТД и количества землетрясений

В связи с вышеотмеченным распределением сейсмичности по глубине (см. рис. 4) интенсивность СТД I_2 и сейсмическая активность (количество землетрясений в ячейке) рассчитывалась как для всего сейсмического слоя 0–50 км, так и для глубин: 0–5, 5–25 и ниже 25 км. Для расчета этих параметров из каталога ISC рассматривались землетрясения, которые произошли с 1997 по 2019 гг. (наиболее представительный период, более 300 землетрясений в год, см. рис. 2Б(в)). За рассматриваемый период в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне отсутствуют землетрясения с $M > 6$. Последнее крупное землетрясение – Суусамырское, 19.08.1992, $M = 7.3$, произошло до рассматриваемого периода.

Минимальное и максимальное значение интенсивности СТД, а также области, которым они соответствуют для каждого из рассмотренных глубинных слоев, представлены в табл. 4.

Площадное распределение рассматриваемых характеристик на разных глубинах приведено на рис. 5: слева – логарифм интенсивности СТД, справа – логарифм количества землетрясений. Для всех глубинных слоев максимумом интенсивности СТД характеризуется зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира ($\sim 9 \times 10^{-8}$ год $^{-1}$). Минимальная скорость СТД проявляется в Чуйской впадине, западной части Киргизского хребта и северо-западной части бортов Ферганской впадины ($\sim 3 \times 10^{-13}$ год $^{-1}$). Максимальное количество землетрясений также происходит в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

На глубине 0–5 км интенсивность СТД на порядок выше, чем для всего сейсмогенного слоя и составляет 2×10^{-8} год $^{-1}$. Максимум землетрясений на этой глубине произошло в районе хребта Ак-Шыйрак, который находится южнее восточной части хребта Терской Алатау.

На глубине 5–25 км кроме зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, о которой было указано выше, можно отметить несколько областей с высоким значением интенсивности СТД. В Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне отмечаются две области Терской Алатау, где уровень интенсивности СТД достигает соответственно $\sim 2 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$ и $\sim 6 \times 10^{-9}$ год $^{-1}$. На Алайском хребте уровень интенсивности СТД меняется от 4×10^{-9} год $^{-1}$ до 5.6×10^{-9} год $^{-1}$, а на Таласо-Ферганском разломе на уровне 41° с.ш. уровень интенсивности СТД соответствует 4×10^{-9} год $^{-1}$. На этой глубине значительное количество землетрясений происходит в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, а также по бортам Иссык-Кульской

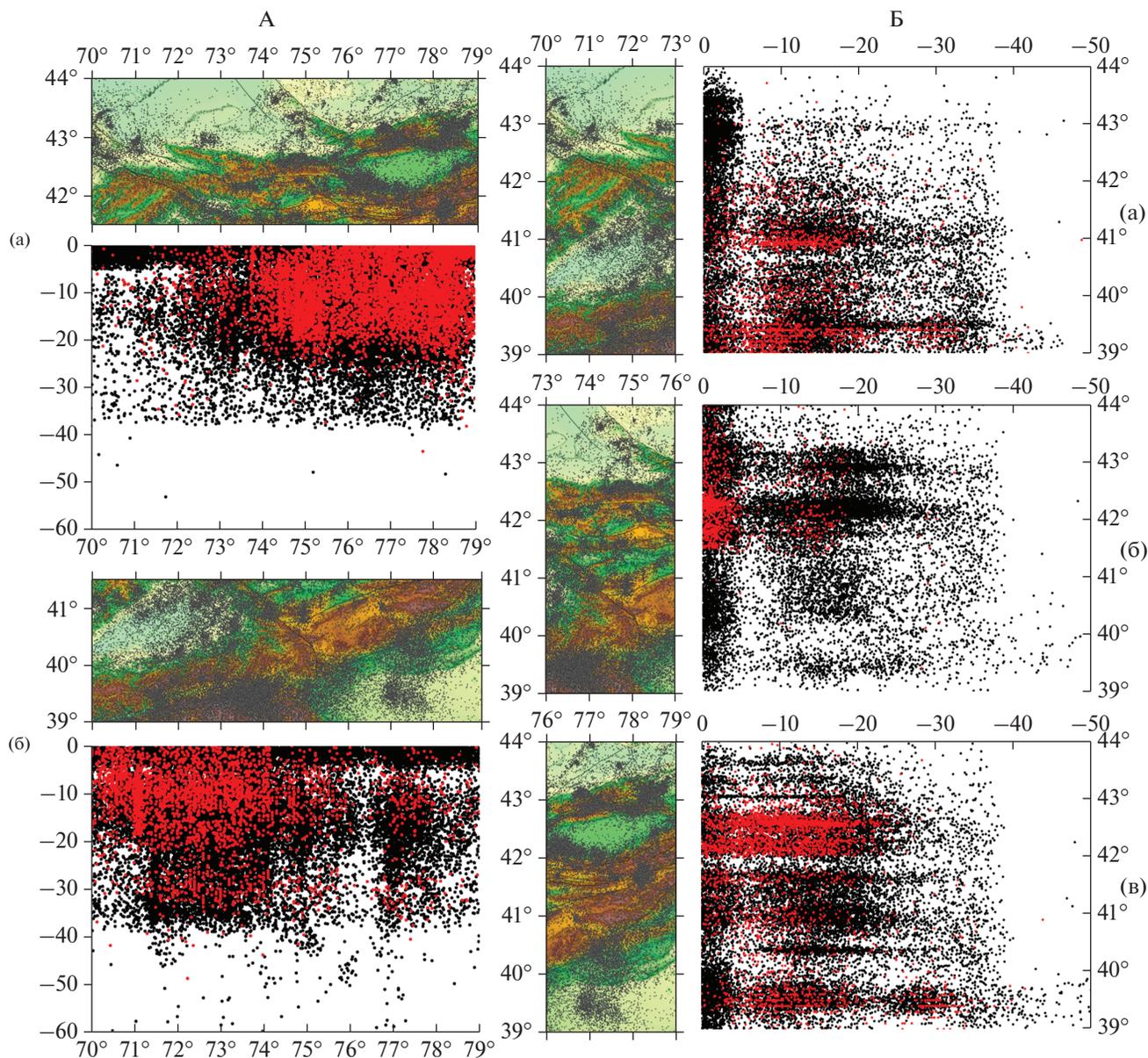


Рис. 4. Проекция землетрясений на вертикальную плоскость.

А – разрез ориентирован в направлении запад–восток: а – 41.5°–44° с.ш. (ISC – 28958 событий, FM – 6424 события), б – 39°–41.5° с.ш. (ISC – 27808 событий, FM – 3115 событий); Б – разрез ориентирован в направлении север–юг: а – 70°–73° в.д. (ISC – 16434 события, FM – 1898 событий), б – 73°–76° в.д. (ISC – 21829 событий, FM – 3524 события), в – 76°–79° в.д. (ISC – 18503 события, FM – 4117 событий).

впадины (Кунгей, Терской Алатау, Заилийский хребет) и на Алайском хребте.

На глубине более 25 км интенсивные деформации сохраняются в зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром (2.5×10^{-8} год⁻¹), максимум сейсмичности отмечается там же.

Параметр концентрации сейсмогенных разрывов

В работах [Соболев, Завьялов, 1980; Завьялов, 2006] параметр концентрации сейсмогенных раз-

рывов используется с целью прогноза землетрясений. В данной работе использование этого параметра обусловлено тем, что он может отражать две предыдущие характеристики вместе, так как в расчете этого параметра участвует как количество землетрясений, происходящих в объеме, так и класс (или магнитуда) землетрясения. На рис. 6 представлено распределение параметра концентрации сейсмогенных разрывов для всех исследуемых глубин. Синий цвет на карте соответствует низкому значению исследуемого параметра (см.

Таблица 4. Координаты ячеек, минимальное и максимальное значение интенсивности СТД I_{Σ} и привязка к местности для различных глубин исследования

H , км	Координаты		Местоположение	I_{Σ} , $\times 10^{-9}$ год $^{-1}$	
	λ , ° в.д.	φ , ° с.ш.		min	max
0–50	73.63	43.38	Чуйская впадина	min	0.0003
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	94.2
0–5	73.38	42.38	Западная часть Киргизского хребта	min	0.0005
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	200.3
5–25	70.63	40.88	Северо-западный борт Ферганской впадины	min	0.0004
	73.88	39.13	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	225.1
25–50	70.63	40.88	Северо-западный борт Ферганской впадины	min	0.0004
	73.63	39.38	Центральная часть зоны сочленения Тянь-Шаня и Памира	max	25.2

Примечание. H – глубина, λ – долгота; φ – широта; I_{Σ} – интенсивность СТД.

рис. 6), что указывает на высокое значение концентрации трещин.

Высокий уровень концентрации трещин на глубине 0–5 км характерен для всей полосы зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом, для бортов Иссык-Кульской впадины (Терскей и Кунгей Алатау, Заилийский хребет), для восточной части Киргизского хребта, для южных бортов Ферганской впадины (Алайский хребет) и области, расположенной вдоль Талассо-Ферганского разлома. На глубине 5–25 км высоким уровнем концентрации трещин отмечаются те же области, что на глубине 0–5 км, однако значительно сокращается площадь отмеченных областей. На глубине более 25 км для Северо-Тянь-Шаньской зоны этот параметр практически не определен, так как землетрясения на этой глубине отсутствуют, за исключением крайне-восточной части Иссык-Кульской впадины. Высокий уровень этого параметра сохраняется только вдоль зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

Характеристики главных осей напряжений

Каталог фокальных механизмов наряду с параметрами гипоцентра содержит характеристики осей главных напряжений: азимут и угол погружения, которые и были использованы для статистического анализа, позволившего определить некоторые закономерности в решениях фокальных механизмов. Статистические характеристики осей главных напряжений (азимут и угол погружения) позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей представлены на рис. 7А.

На исследуемой территории оси сжатия для большинства землетрясений меняют свое направление от север–северо-западного до север–северо-восточного, оси растяжения – от северо-восточного до восточного. Для осей растяжения в малой доле существуют и другие направления. Полученные результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными результатами [Юнга, 1990; Курскеев, 2004; Сычева и др., 2005, 2008]. Более половины (60%) осей сжатия имеют угол погружения до 30° (близгоризонтальное направление), а для осей растяжения имеется два равноценных максимума: 0° и 50°–60°.

Вся исследуемая территория поделена на шесть областей (сегментов), каждая из которых включает 3° по долготе и 2.5° по широте. Для каждой области построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения (см. рис. 7Б). Уверенно отмечается изменение направления осей сжатия с востока на запад – от северного к северо-западному.

Средний механизм и режимы СТД

Как было указано выше, при построении карт усредненных механизмов очагов расчет осуществлялся по узлам сетки с расстоянием между узлами 0.5°, а при расчете СТД усредненные механизмы рассчитывались по узлам сетки с расстоянием 0.2° между узлами, в связи с чем отличается конфигурация точек, для которых получены решения в обоих случаях. Усредненные механизмы получены для точек, в которых коэффициент k (каппа, т.е. интенсивность результирующей матрицы) превышает это значение из табл. 4 [Юнга, 1990, с. 88–89], где представлены мода и критические значения параметра k , соответствующие разным кумулятивным вероятностям и объему выборки. При расчете вклад каждого землетрясения

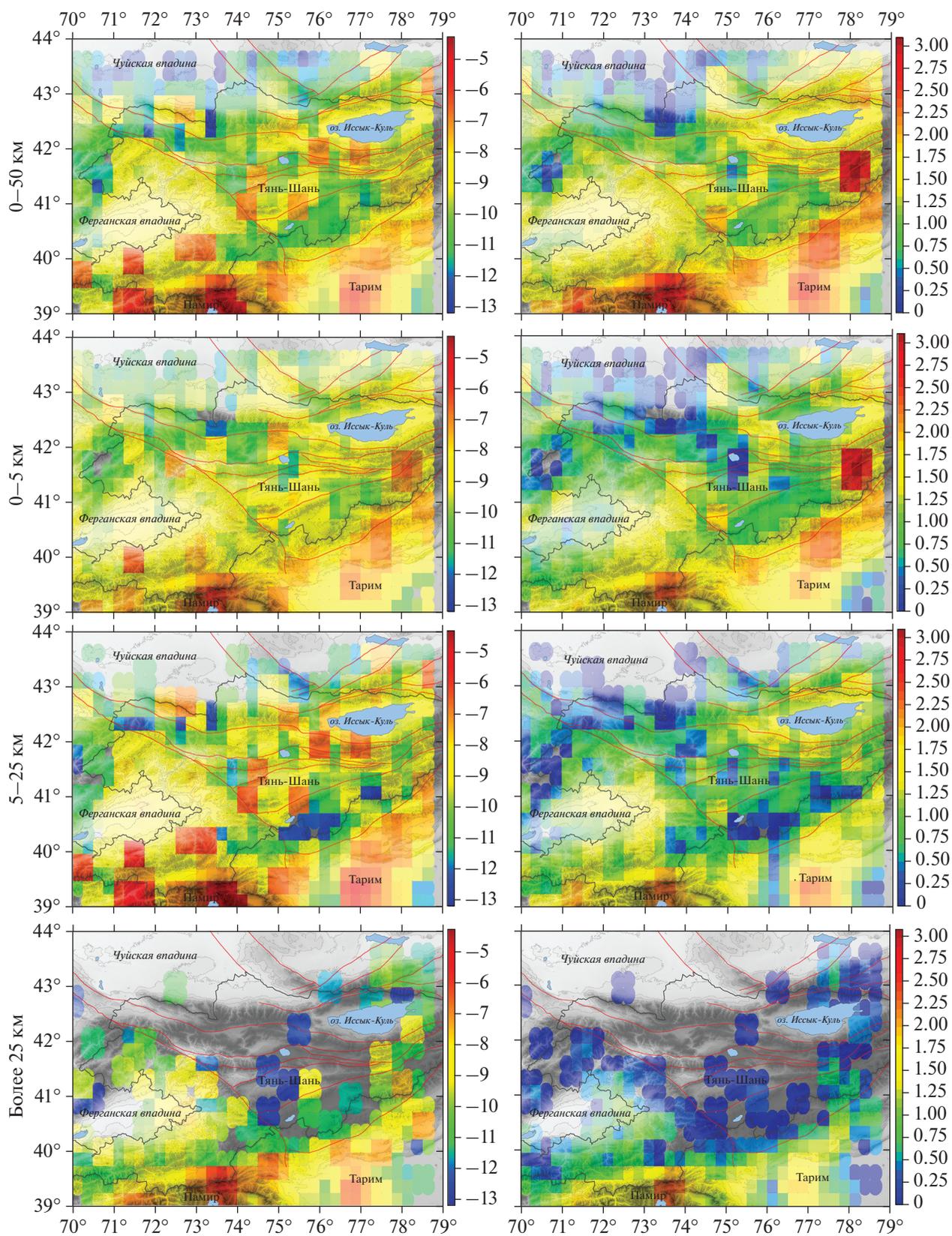


Рис. 5. Распределение логарифма интенсивности СТД и количества землетрясений на исследуемой территории для разных глубин по данным каталога ISC.

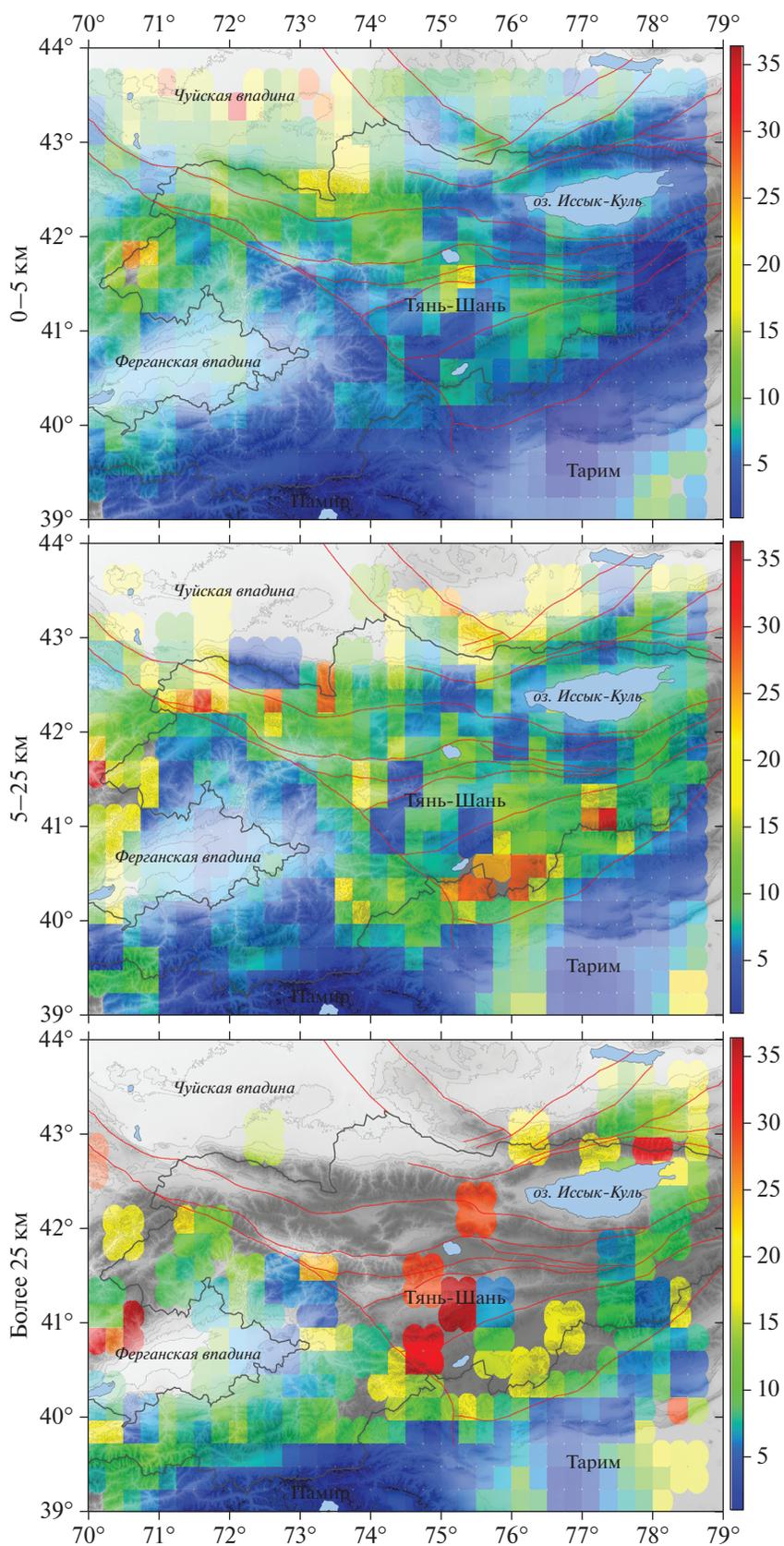


Рис. 6. Распределение параметра концентрации сейсмогенных разрывов на исследуемой территории для разных глубин по данным каталога ISC.

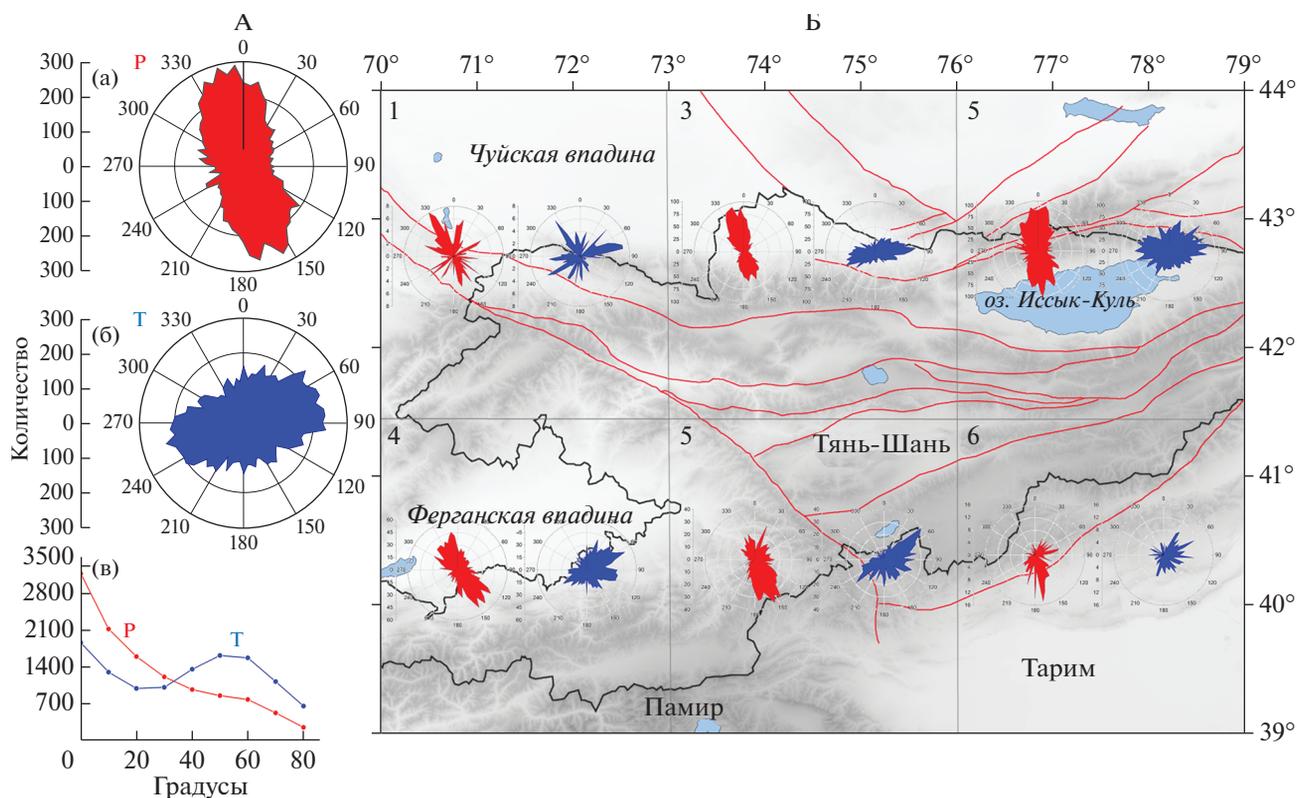


Рис. 7. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а), растяжения (б) и графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей (в) для землетрясений из каталога FM (А); диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения для различных сегментов исследуемой территории: 1 – 41.5°–44° с.ш. – 70°–73° в.д.; 2 – 39°–41.5° с.ш. – 70°–73° в.д.; 3 – 41.5°–44° с.ш. – 73°–76° в.д.; 4 – 39°–41.5° с.ш. – 73°–76° в.д.; 5 – 41.5°–44° с.ш. – 76°–79° в.д.; 6 – 39°–41.5° с.ш. – 76°–79° в.д. (Б).

определялся весовым коэффициентом, вычисленным по выражению $w = 0.07(M + 6)$, где M – магнитуда землетрясения¹.

Карты усредненных механизмов и карты СТД построены для двух глубин: 0–5 и 5–25 км (рис. 8, 9). Небольшое количество землетрясений, произошедших на глубине более 25 км в каталоге фокальных механизмов, ограничило исследование более глубоких слоев.

Усредненные механизмы очагов землетрясений позволяют визуализировать как статистику фокальных механизмов в виде сводной картины проекции P - и T -осей, так и изменение режима деформации от точки к точке исследуемой территории. Согласно рис. 8а наиболее представительными являются данные, покрывающие Иссык-Кульскую впадину и ее обрамление, восточную часть Киргизского хребта и зону сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, а также

область вдоль Таласо-Ферганского разлома (сейсмоактивные зоны). Оси укорочения средних механизмов имеют северо-западное направление западнее Таласо-Ферганского разлома и субмеридиональное восточнее его. На территории северной части Тарима отмечена минимальная представительность данных, согласно которым оси укорочения имеют северо-восточное направление.

На рис. 9а представлены усредненные механизмы для глубины 5–25 км. К областям представительных данных, указанных для глубины 0–5 км, можно добавить Ферганскую впадину. Направление осей укорочения на рассматриваемой глубине больше ориентировано на север–северо-запад западнее Таласо-Ферганского разлома и на север и северо-восток восточнее его.

Карта СТД для приповерхностного слоя 0–5 км представлена на рис. 8б. Ориентация тензора СТД в каждой ячейке расчета отображается значком, показывающим направление горизонтальных компонентов деформации и их доли (части) в целом тензоре. Отсутствие землетрясений в некоторых областях приповерхностного слоя ограничило количество узловых точек, для которых по-

¹ 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.

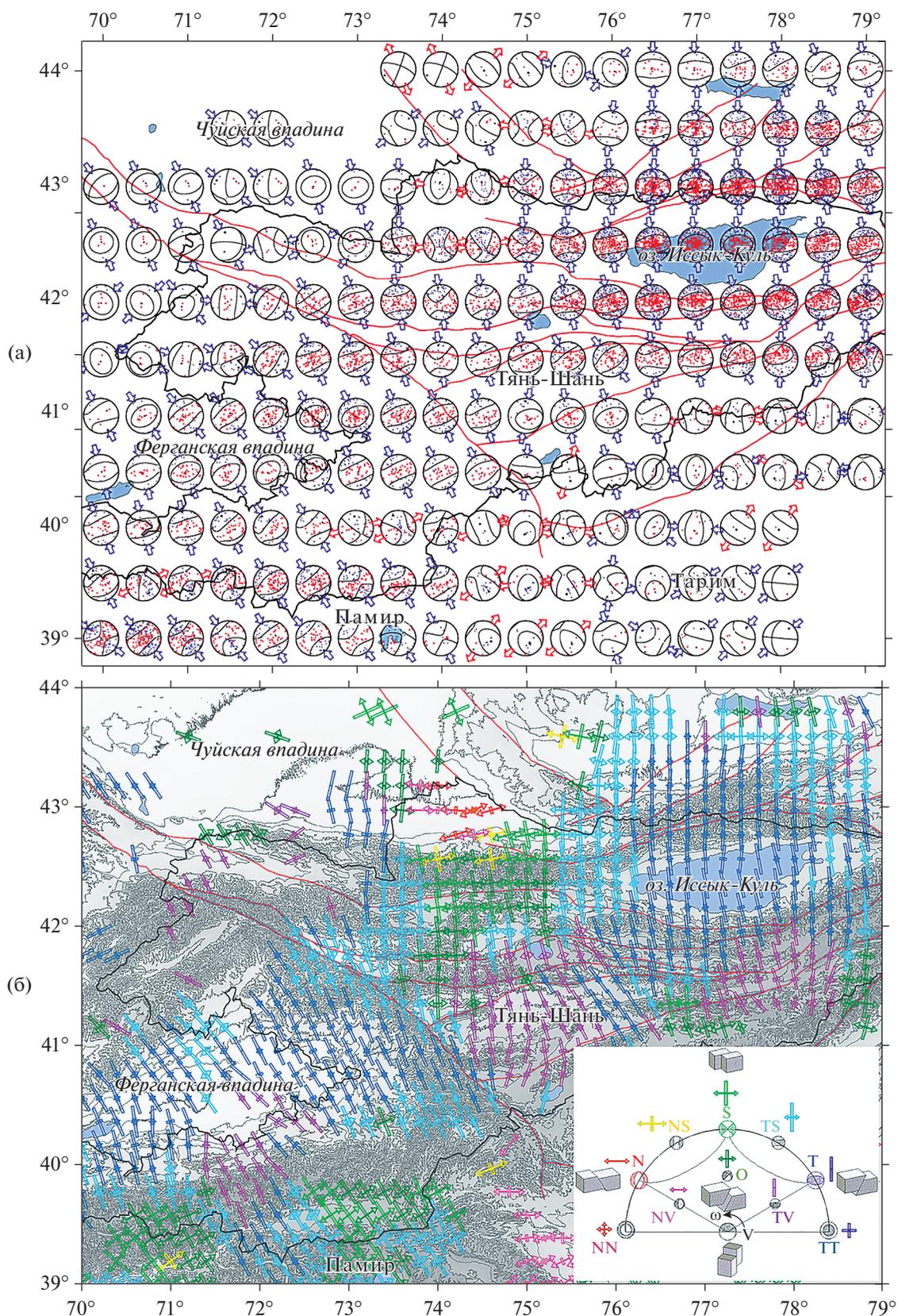


Рис. 8. Усредненные механизмы очагов (а) и карта СТД (б) для глубины 0–5 км (3570 событий). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД, которая показана на вкладке [Юнга, 1997]. Красными линиями отмечены региональные разломы.

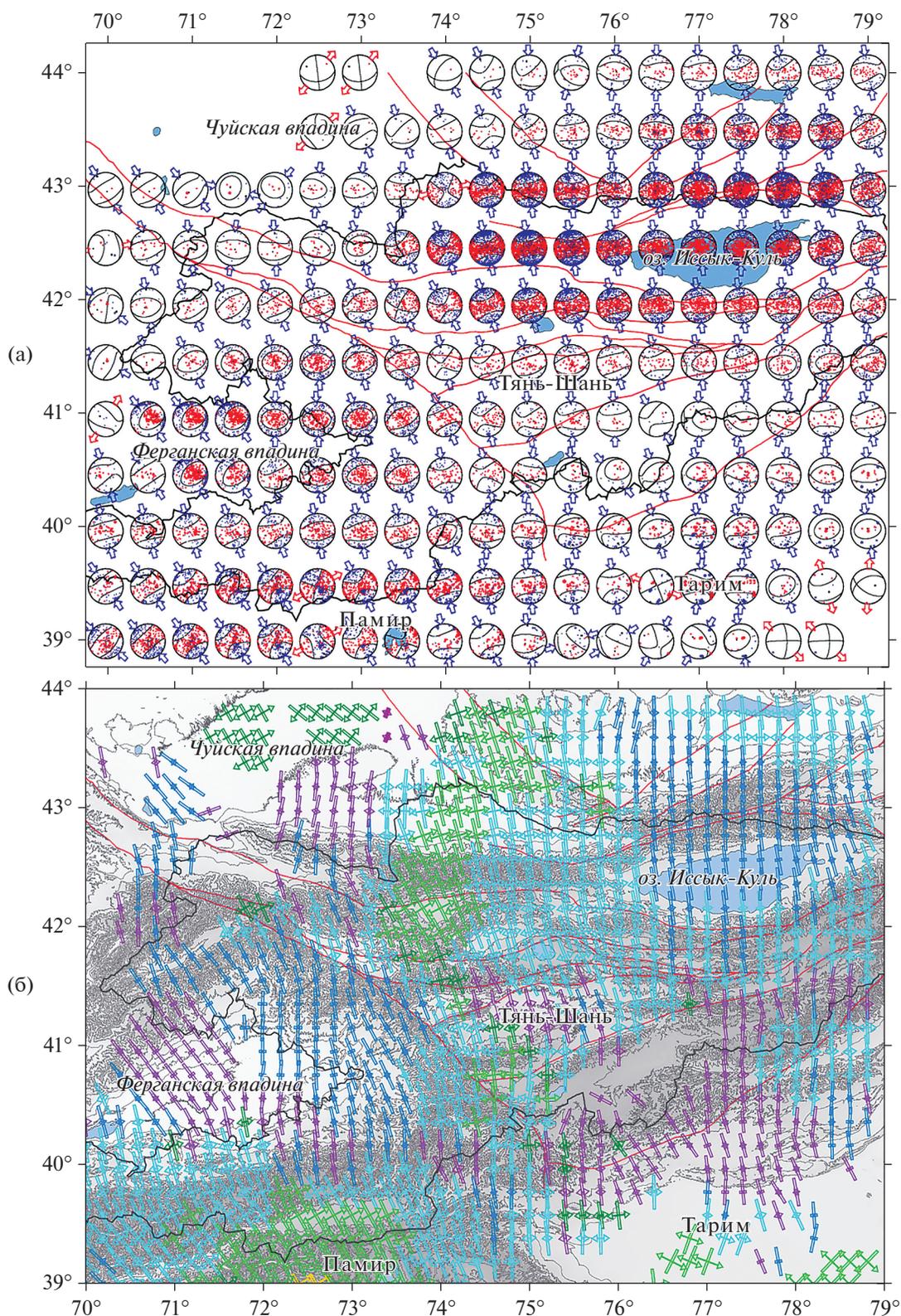


Рис. 9. Усредненные механизмы очагов (а) и карта СТД (б) для глубины 5–25 км (7327 событий). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД. Красными линиями отмечены региональные разломы.

лучены решения. Например, практически отсутствуют решения для зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима. Для рассматриваемого диапазона глубин отмечается разнообразие режимов СТД, которое можно объяснить раздробленностью и блочным строением приповерхностного слоя земной коры. Наряду с режимами (модами), представленными в правой части схемы классификации режимов СТД (см. вкладку на рис. 8б, переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, горизонтальное сжатие, транспрессия, режим косоугольного сдвига и горизонтальный сдвиг), в некоторых областях исследуемой территории наблюдаются моды из левой части (горизонтальное растяжение, переходный режим от вертикального сдвига к растяжению и переходный режим от растяжения к горизонтальному сдвигу).

Для сейсмогенерирующего слоя (5–25 км) наблюдаются следующие режимы (см. рис. 9б): переходный режим от вертикального сдвига к сжатию (западный борт Ферганской долины, зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, предгорья западной части Киргизского хребта); горизонтальное сжатие (восточный борт Ферганской впадины, Чаткальские горы, хребты Таласский, Заилийский, Кунгей Алатау); транспрессия (южная часть Таласо-Ферганского разлома, восточная часть Киргизского хребта, Кочкорская впадина, горы Сындык, Кызарт, Терской Алатау, восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима); режим горизонтального сдвига (южная часть Таласо-Ферганского разлома, Суусамырская впадина и центральная часть Киргизского хребта, Чу-Илийские горы).

Анализ мод СТД и направления осей укорочения в различных областях исследуемой территории для сейсмогенного слоя (5–25 км) представлен в табл. 5. Темно-голубой цвет первого столбца означает общую деформацию горизонтального укорочения, светло-голубой – наличие режимов горизонтального сдвига. Цвет текста во втором столбце соответствует цвету режима СТД согласно классификации режимов СТД. В третьем столбце отмечены направления осей укорочения.

Анализ параметров СТД

Анализ различных параметров СТД проведен для слоя 5–25 км, в котором произошло 7327 землетрясений из каталога фокальных механизмов, что составляет 64% от всего числа событий.

Коэффициент Лоде–Надаи. Распределение коэффициента Лоде–Надаи представлено на рис. 10А(а). Красный цвет на рисунке соответствует режиму простого сжатия ($0.6 \leq \mu_e \leq 1$), желтый – режиму чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$), синий – режиму простого растяжения ($-1 \leq \mu_e \leq -0.6$),

оттенки красно-желтого ($0.2 < \mu_e < 0.6$) – преобладание простого сжатия (сжатие со сдвигом) и оттенки зеленого ($-0.6 < \mu_e < -0.2$) – преобладание простого растяжения (растяжение со сдвигом). Согласно легенде (см. рис. 10А(а), внизу), режимом простого сжатия ($0.6 \leq \mu_e \leq 1$) характеризуются области, одна из которых включает в себя восточную часть Киргизского хребта, Кочкорскую впадину и ее ближайшее окружение. К следующей – относится восточная часть Терской Алатау. Зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в ее центральной и восточной части также характеризуется режимом простого сжатия. И замыкают этот список отдельные участки, фрагментарно расположенные вдоль Таласо-Ферганского разлома. На территории Чуйской, Иссык-Кульской и Суусамырской впадин, а также в Алайской долине проявляется режим простого сдвига. Северный борт Ферганской впадины характеризуется простым растяжением со сдвигом ($-0.6 < \mu_e < -0.2$).

Вертикальная компонента, которая визуальным образом не отражается на картах СТД, имеет положительное значение на всей исследуемой территории, за исключением северной части Чуйской впадины (см. рис. 10А(б)), что указывает на воздымание земной коры практически во всем районе исследования.

Сравнение результатов деформации земной коры, полученных на основе сейсмических и GPS-данных

Построение распределения суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации ($XX + YY$, максимальная скорость укорочения) по сейсмологическим данным выполнено в границах, указанных в работе [Zubovich, Mukhamediev, 2010], при представлении распределения величин максимальной скорости укорочения на основе GPS-данных для наиболее эффективного сравнения результатов, полученных по двум методам (см. рис. 10Б). Отмечается неоднородность исследуемого параметра для территории Тянь-Шаня. Максимальное укорочение в горизонтальной плоскости характерно для бортов Иссык-Кульской впадины (Кунгей и Терской Алатау и Заилийский хребет), для северо-восточных бортов Ферганской впадины (хребты Баубашата, Восточный Алай, Ферганский хребет), для западной части Чуйской впадины, а также восточной части зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима.

На рис. 10Б(б) представлена карта максимальной скорости укорочения из работы [Zubovich, Mukhamediev, 2010], в которой отмечено, что Казахский щит, расположенный к северу от Тянь-Шаня, почти не подвергается укорочению, а сам Тянь-Шань характеризуется довольно неоднородным полем E_2 : стабильные области граничат с зонами повышенных скоростей укорочения. Су-

Таблица 5. Режимы СТД земной коры (5–25 км) различных областей исследуемой территории и направление осей укорочения

Район	Режим СТД (см. вкладку к рис. 8б)	Направление осей укорочения
Иссык-Кульская впадина и ближайшее окружение	Сжатие, транспрессия	Северное, север–северо-западное (<i>восточная часть</i>)
Ферганская впадина	Промежуточный режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие, транспрессия	Северо-западное (<i>северный и западный борт впадины</i>), северное (<i>центральная часть впадины</i>), север–северо-западное (<i>восточный борт впадины</i>)
Киргизский хребет (Северный Тянь-Шань)	Переходной режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие (западная часть), горизонтальный сдвиг (центральная часть), транспрессия (восточная часть)	Северное (западная часть), север–северо-западное (центральная часть), северное (восточная часть)
Таласо-Ферганский разлом	Горизонтальный сдвиг и транспрессия (южная часть) горизонтальное сжатие (центральная часть), транспрессия и режим косоуго сдвига (северная часть)	Север–северо-западное
Сочленение Южного Тянь-Шаня и Тарима	Переходной режим между вертикальным сдвигом и горизонтальным сжатием, горизонтальное сжатие	Север–северо-западное (<i>западная часть</i>) и северное и север–северо-восточное (<i>восточная часть</i>)
Сочленение Южного Тянь-Шаня и Памира	Горизонтальное сжатие, (крайняя-восточная часть), транспрессия (восточная и западная часть), горизонтальный сдвиг (центральная часть)	Северное (<i>крайняя восточная часть</i>), север–северо-западное (<i>восточная и центральная часть</i>), северо-западное (<i>западная часть</i>)

шественные деформации укорочения E2 наблюдаются около оз. Иссык-Куль, где восточные и юго-западные зоны выделяются на фоне умеренного субмеридионального укорочения. Другим примером зоны, характеризующейся высокими скоростями укорочения, является Нарынская впадина. Следует отметить также две области умеренных отрицательных величин E2 на севере Тянь-Шаня. Первая из них расположена вблизи Бишкека и, очевидно, связана с движением по Иссык-Атинскому разлому.

Сравнение распределения параметра максимального укорочения, полученного на основе сейсмических (см. рис. 10Б(а)) и GPS-данных

(см. рис. 10Б(б)), показало хорошую согласованность результатов. Также отмечается, что области, для которых отмечено максимальное укорочение по сейсмическим и GPS-данным, характеризуются максимальными положительными значениями вертикальной компоненты (см. рис. 10А(б)).

Сравнение направлений осей укорочения и удлинения, полученных по сейсмическим и GPS-данным, проводилось в работах [Костюк и др., 2010; Сычева, Мансуров, 2016; Сычева, Мансуров, 2017; Sycheva, Mansurov, 2020]. В указанных работах сравнение проводилось по Северному, Центральному Тянь-Шаню и по Памиру и прилегающим территориям. Было показано, что на-

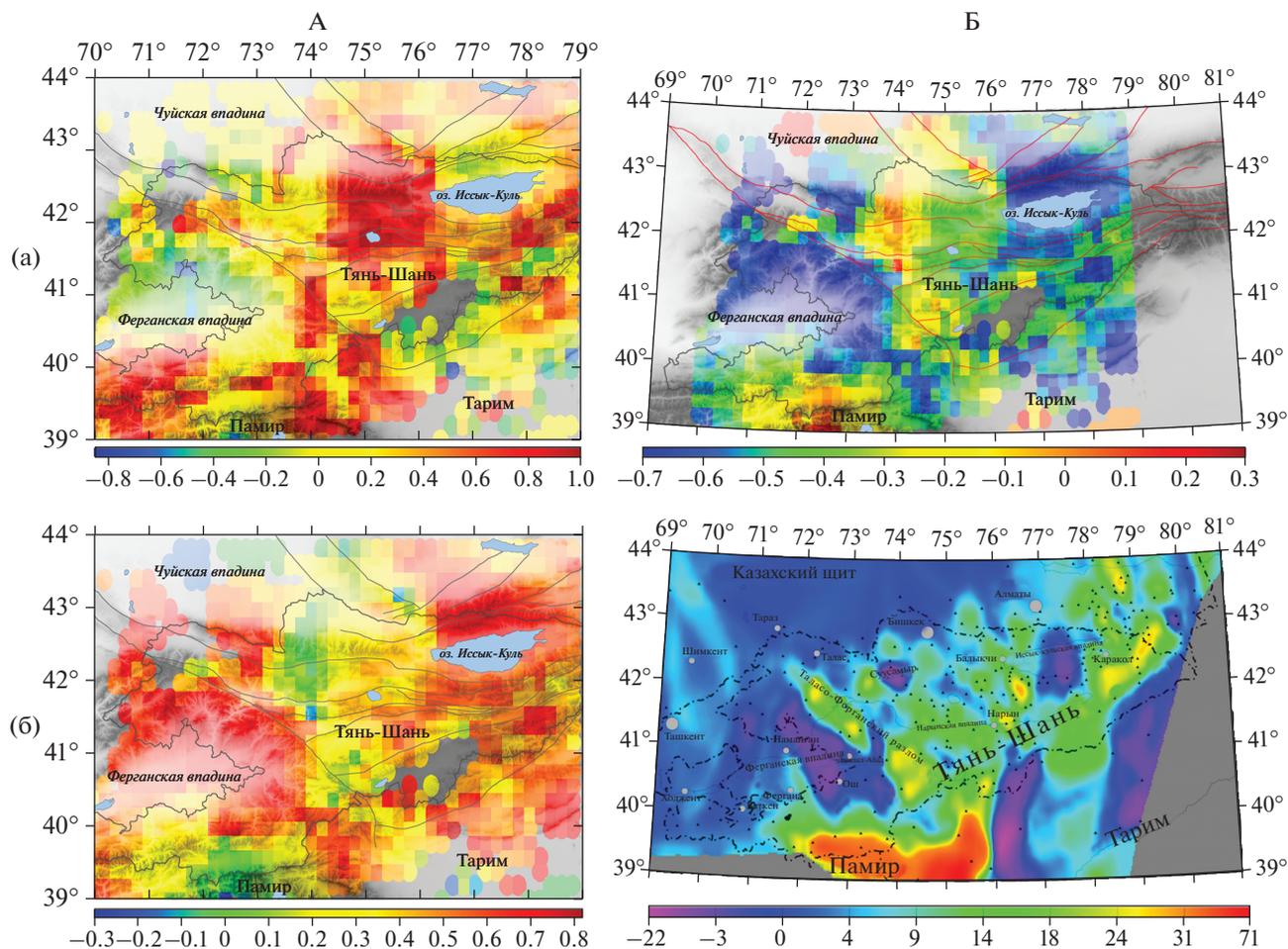


Рис. 10. Распределение параметра Лоде–Надаи (а) и вертикальной компоненты ZZ (б) тензора скорости деформации для сейсмогенного слоя 5–25 км (А); распределение деформации изменения площади (XX + YY) (сумма горизонтальных продольных деформаций тензора скорости деформации) по сейсмическим данным для сейсмогенного слоя 5–25 км. Единица измерения – 10^{-9} год $^{-1}$ (а). Карта величин максимальной скорости укорочения E2 (по [Zubovich, Mukhametiev, 2010]) (б). Штрихпунктирными линиями обозначены государственные границы (Б).

правления осей укорочения, определенных двумя методами, не только хорошо согласуются друг с другом, а также могут дополнять друг друга.

На рис. 11 представлено распределение значений тензора скорости деформации земной коры на основе GPS-данных из работы [Mansurov, 2017] вместе с полученным в настоящей работе распределением обобщенно-плоской части направляющего тензора СТД для глубины 5–25 км. В отличие от СТД, где интенсивность сейсмотектонической деформации определяется на основе суммирования сейсмических моментов и строится распределение этого поля, для GPS-метода интенсивность деформации выражается в длине осей укорочения и удлинения. Несмотря на то, что сейсмические данные представлены для глубины 5–25 км, в целом при визуальном рассмотрении наблюдается хорошая согласованность направлений и типа горизонтальной деформации по двум методам. Такая согласованность результатов может свидетельствовать

о том, что GPS-данные отражают деформации не только приповерхностного слоя, а деформируемой земной коры в целом.

Для численного сравнения направлений осей укорочения полученных по GPS и СТД-данным были выделены сегменты, в которых представлены оба поля (прямоугольники, см. рис. 11). Для отмеченных сегментов рассчитано среднее значение азимутов осей укорочения, полученных по GPS и СТД-данным, а также в каждой узловой точке определено значение разности азимутов осей укорочения и рассчитано среднее значение разности по сегменту. Результаты этих расчетов представлены в табл. 6, а на рис. 11 отображены усредненные направления осей укорочения по сегменту (красный – по данным GPS, синий – по данным СТД). Минимальная разность средних значений составляет 0° (сегмент в правой части карты, см. рис. 11), максимальная – 11° (верхний сегмент, см. рис. 11). В отдельных узлах рассмат-

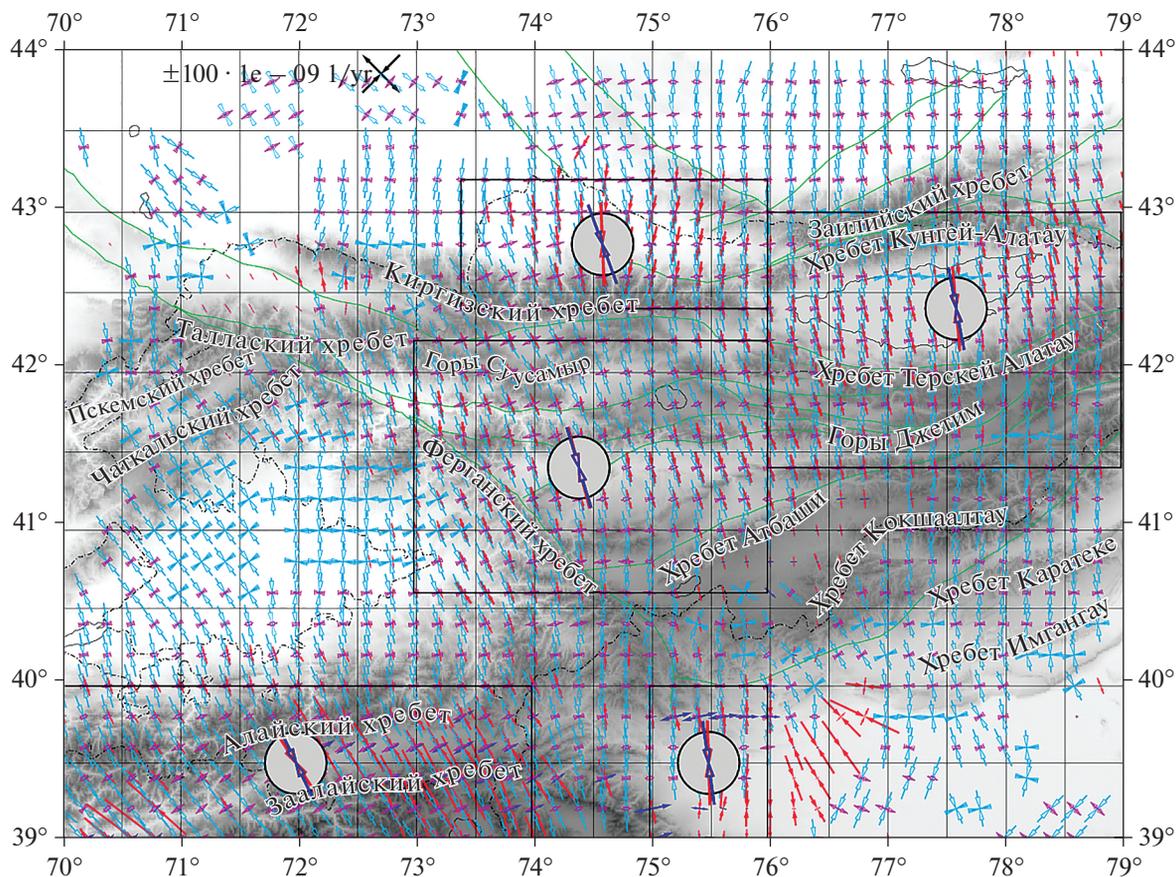


Рис. 11. Результаты расчета СТД для глубины 5–25 км (отличается от рис. 9б только цветами; голубой — ось укорочения, малиновый — удлинения), наложенные на карту распределения значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным GPS-наблюдений [Mansurov, 2017]. Красными стрелками показано направление и интенсивность укорочения, синими — направление и интенсивность удлинения по GPS согласно масштабу в правом верхнем углу. Прямоугольниками отмечены сегменты из табл. 6.

риваемых сегментов разность направлений осей укорочения может меняться от 0.1° до 25° , усредненное значение отклонений варьирует от 6.5° до 11.1° . Полученные результаты могут быть связаны со спецификой каждого из методов, а также с качеством используемых данных. Например, максимальная разница в направлениях осей укорочения характерна для северных предгорий Киргизского хребта (верхний сегмент, см. рис. 11). Причина такого расхождения может быть связана с тем, что для расчета СТД по этой территории в основном использовался каталог фокальных механизмов по данным сети KNET, которая включает 10 сейсмических станций, и основная часть механизмов определена по 7–8 знакам прихода P-волн. Также каталог в основном содержит слабые события, которые отражают локальный режим деформации, сильные события, по которым определяется региональное направление оси сжатия, не произошли на данной территории за исследуемый период.

В целом, несмотря на ощутимые различия в данных для некоторых узловых точек, усредненные направления осей укорочения по GPS и СТД данным хорошо согласуются между собой (см. рис. 11).

На рис. 11 наблюдаются узлы, где данные представлены только по одному из методов. Например, только по GPS-методу определены направления осей укорочения и удлинения в нескольких узловых точках в северо-западной части Тарима и, наоборот, только по СТД методу определен режим деформации в восточной части зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима, а также в окружении Ферганской впадины. Результаты численного сравнения, представленные в табл. 6 и на рис. 11, позволяют отметить, что отсутствие данных о режиме деформации по одному из методов с определенной долей вероятности может быть восполнено данными другого метода.

Таблица 6. Координаты сегментов, количество точек, среднее значение направления оси укорочения по GPS и СТД-данным по сегменту и разность между ними, минимальное, максимальное и среднее значение разности почечного сравнения данных

№	φ_1 , ° с.ш.	φ_2 , ° с.ш.	λ_1 , ° в.д.	λ_2 , ° в.д.	N	Среднее направление оси сжатия по данным, °			Узловое значение GPS-СТД , °		
						GPS	СТД	GPS-СТД	мин.	макс.	среднее
1	42.4	43.2	73.4	76.0	23	358	347	11	1.13	20.43	11.1
2	41.4	43.0	76.0	79.0	43	354	354	0	0.09	16.73	6.5
3	40.6	42.2	73.0	76.0	37	345	343	2	0.37	25.34	6.96
4	39.0	40.0	75.0	76.0	11	358	354	2	0.24	20.72	6.83
5	39.0	40.0	70.0	74.0	80	330	334	4	0.02	22.84	6.78

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе сейсмических данных (каталог ISC, более 84000 событий, 1902–2019 гг.) и данных по фокальным механизмам очагов землетрясений (11 376 событий, 1946 по 2020 гг.) проведен анализ напряженно-деформированного состояния коры Западного и Центрального Тянь-Шаня. По интегральным проекциям на вертикальную плоскость установлено, что землетрясения на исследуемой территории происходят на глубине 0–50 км. Наиболее сейсмоактивным является слой 5–25 км. Частично землетрясения происходят в приповерхностном слое (0–5 км) и на глубине более 25 км (в основном в южной части исследуемой территории). Расчет сейсмической активности (количества землетрясений), интенсивности СТД и параметра концентрации сейсмогенных разрывов выполнен для трех диапазонов глубин: 0–5, 5–25 и более 25 км. На всех исследуемых глубинах максимум интенсивности СТД и количества землетрясений приходится на зону сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом. До глубин 25 км в северной части исследуемой территории высоким значением интенсивности СТД характеризуется западная часть Терской Алатау и восточная часть Киргизского хребта, высокая сейсмическая активность проявляется в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне. На глубине 0–5 км высокий уровень концентрации сейсмогенных разрывов характерен для всей исследуемой территории, исключая северо-западную часть. На глубине 5–25 км площадь областей с высоким уровнем концентрации трещин сокращается, а на глубине более 25 км высокий уровень этого параметра сохраняется только вдоль зоны сочленения Южного Тянь-Шаня с Северным Памиром и Таримом.

Для оценки параметров напряженно-деформированного состояния исследуемой территории использован метод СТД. По каталогу фокальных механизмов построены диаграммы направления главных осей напряжений. Для большинства землетрясений ось сжатия меняет свое направление от северо-западного западнее Таласо-Ферганского разлома до меридионального направления во-

сточнее этого разлома. Максимальное число осей имеет близгоризонтальное положение. Карты усредненных фокальных механизмов и карты СТД построены для глубин 0–5 и 5–25 км. Для приповерхностного слоя наблюдается многообразие режимов СТД, которые включают в себя не только режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей, но режимы растяжения с различной долей сдвиговой составляющей. Для сейсмогенерирующего слоя (5–25 км) наблюдаются режимы сжатия с различным уровнем сдвиговой составляющей – переходный режим от вертикального сдвига к сжатию, горизонтальное сжатие, транспрессия и режим горизонтального сдвига. По результатам построения распределения коэффициента Лоде–Надаи режимом простого сжатия характеризуется область, которая включает в себя восточную часть Киргизского хребта, Кочкорскую впадину и ее ближайшее окружение, восточную часть Терской Алатау, а также зона сочленения Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в ее центральной и восточной части и фрагментарные области, расположенные вдоль Таласо-Ферганского разлома. На территории большинства впадин, а также Алайской долины проявляется режим простого сдвига, Ферганская впадина характеризуется растяжением со сдвигом.

Максимумом укорочения характеризуются: северное обрамление Иссык-Кульской впадины (Кунгей Алатау, Заилийский хребет); северо-восточный борт Ферганской впадины (хребты Баубашата, Восточный Алай и Ферганский) и восточная часть зоны сочленения Южного Тянь-Шаня и Тарима. Вся территория исследования, за исключением северной части Чуйской впадины, испытывает воздымание (ZZ компонента): максимумом характеризуются те же области, где отмечено максимальное изменение площади.

Сравнение деформационных моделей исследуемой территории по методу СТД и GPS-данных показало хорошую совместимость: направления главных осей горизонтальной части тензора совпадают либо близки, режимы деформации на большей части территории также идентичны.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Автор выражает благодарность Артуру Мансурову за предоставление результатов расчета значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным GPS-наблюдений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа частично выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (темы №№ АААА-А19-119020190064-9 и АААА-А19-119020190066-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдрахматов К.Е., Уилдон Р., Томпсон С. и др.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1610.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. и др.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1634–1640.
- Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван Сяочин и др.* Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (По данным GPS измерений) // Физика Земли. 2004. № 9. С. 31–40.
- Кальметьева З.А., Костюк А.Д., Сычева Н.А.* О взаимосвязи оползней и землетрясений // Изв. НАН КР. Бишкек: Илим, 2010. № 4. С. 22–29.
- Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л. и др.* Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65.
- Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л.* Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 3. С. 13–30.
- Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А.* Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-азиатской GPS сети // Физика Земли. 2010. № 7. С. 33–51.
- Курскеев А.К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана. Алматы: Эверо, 2004. 501 с.
- Кучай О.А., Бушенкова Н.А.* Фокальные механизмы Центрального Тянь-Шаня // Физическая мезомеханика. 2009. V. 12. № 1. С. 17–24.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24–43.
- Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э.* Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002–2005 гг. Бишкек, 2002. 93 с.
- Миди Б. Дж., Хагер Б.Х.* Современное распределение деформации в Западном Тянь-Шане по блоковым модулям, основанным на геодезических данных // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1622–1633.
- Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н. и др.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- Садыбакасов И.* Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 179 с.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 69–71.
- Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М. и др.* Сейсмоструктурные деформации земной коры Иссыкульской зоны и казахского Тянь-Шаня // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Новосибирск, 2005. С. 344–350.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамедеева В.А.* Сейсмоструктурные деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005а. № 11. С. 62–78.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И.* Сейсмоструктурные деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.
- Сычева Н.А., Мансуров А.Н.* Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS-данных // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182.
- 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.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
- Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г. и др.* Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления. Л.: Наука, 1976. 128 с.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
- Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983. 246 с.
- Юдахин Ф.Н., Чедия О.К., Сабитова Т.М. и др.* Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. М.: Наука, 1991. 192 с.
- Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
- Юнга С.Л.* О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.

- International Seismological Centre, On-line Bulletin, 2019. Available from: <http://www.isc.ac.uk> (last accessed 10.06.2020).
- Lukk A.A., Shevchenko V.I., Leonova V.G. Autonomous Geodynamics of the Pamir–Tien Shan junction zone from seismology data // *Physics of the Solid Earth*. 2015. V. 51(6). P. 859–877.
- Lukk A.A., Shevchenko V.I. Seismicity, Tectonics, and GPS Geodynamics of the Caucasus. *Izvestiya // Physics of the Solid Earth*. 2019. V. 55(4). P. 626–648.
- Mansurov A.N. A continuum model of present-day crustal deformation in the Pamir-Tien Shan region constrained by GPS data // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. Iss. 7. P. 787–802. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.06.002>
- Rebetsky Yu.L., Alekseev R.S. The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5(1). P. 257–290. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>
- Rebetsky Yu. L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // *Tectonophysics*. 2012. V. 581. P. 114–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027>
- Reigber C., Michel G.W., Galas R. et al. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in central Asia // *Earth Planet. Science. Letters*. 2001. V. 191(1–2). P. 157–165. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00414-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00414-9)
- Sycheva N.A. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan // *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*. 2020. V. 4. №. 2. P. 192–209. (In Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.178-191.192-209>
- Sycheva N.A., Mansurov A.N. Seismotectonic deformation of the lithosphere in the Pamir and adjacent territories // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. V. 11(4). P. 785–805. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0507>
- Vinnik L., Reigber C., Aleshin I. et al. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225(1–2). P. 131–146. doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039
- Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A. A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 2. P. 169–185.
- Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G. et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. 29. TC6014. <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>

The Earth Crust Seismotectonic Deformations of the Central and Western Tien Shan

N. A. Sycheva*

Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city, Bishkek-49, 720049 Kyrgyzstan

**e-mail: ivtran@mail.ru*

The work investigates the territory of the Western and Central Tien Shan, which is a zone of intracontinental collisions and is of great interest for the study of geodynamic processes occurring in the earth's crust. The specified area was investigated by the method of seismotectonic deformations (STD). The calculation of STD was carried out on the basis of the approaches proposed in the works of Yu.V. Riznichenko and S.L. Yunga. The ISC catalog (International Seismological Center, London), which includes more than 84000 earthquakes for 1902–2019, was used to estimate the seismicity distribution, calculate the average annual STD velocity (STD intensity) I_{Σ} and the seismogenic fracture concentration parameter K_{SR} . The distribution of these parameters is calculated for three depth ranges: 0–5, 5–25 and more than 25 km. Areas of manifestation of intense seismotectonic deformations, seismic activity and a high concentration of seismogenic ruptures are identified. In the study of the entire seismogenic layer, the maximum STD intensity $I_{\Sigma} = \sim 9 \times 10^{-8} \text{ year}^{-1}$ was obtained for the junction zone of the Southern Tien Shan and Northern Pamirs. In the northern part of the study area, high values of STD intensity were obtained for the western part of Terskey Alatau $I_{\Sigma} = \sim 2 \times 10^{-9} \text{ year}^{-1}$. At all investigated depths, the maximum number of earthquakes falls on the Gissar-Kokshaal seismic generating zone. In the northern part of the study area, high seismicity is characteristic of the ridges framing the Issyk-Kul depression (Terskey Alatau, Kungey Alatau and Zailiyskiy ridge). The area under consideration is characterized by a high concentration of seismogenic fractures, most of which are located at a depth of 0–5 km. Studies of the directionality of STD are based on data on the focal mechanisms of the sources of 11 376 earthquakes that occurred in 1949–2020. Diagrams of distribution of azimuthal directions of the main stress axes are constructed. For the main part of events, the azimuth of the compression axis falls in the 300°–360° sector. The STD maps were used to determine the directions of the axes of shortening and elongation, and a variety of deformation conditions in the study area was noted. Based on the STD tensors obtained for depths of 5–25 km (seismogenic layer), the distributions of the Lode–Nadai coefficient μ_{ϵ} , the sum of the horizontal components (XX + YY) and the vertical component (ZZ) were constructed. Areas characterized by the regime of simple compression and maximum shortening are determined. The models of crustal deformation obtained by the STD method and GPS data were compared, and a good correspondence was noted.

Keywords: earthquake, focal mechanism, seismotectonic velocity tensor, principal stress axes, shortening and elongation axes, Lode–Nadai parameter, vertical component of the STD velocity tensor