

УДК 550.34+539.3+551.24

ИНТЕНСИВНОСТЬ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ)

© 2009 г. Н.А. Сычева¹, Л.М. Богомолов², В.Н. Сычев¹, А.Д. Костюк¹

¹ Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

На основе каталога сейсмических событий сети *KNET* (6370 событий) проведен анализ параметра сейсмогенных разрывов и интенсивности сеймотектонической деформации (СТД) для территории, ограниченной координатами 40.5°–43.5° с.ш., 72.0°–78.0° в.д. Получены значения интенсивности СТД для всей исследуемой территории и ее отдельных зон, различающихся уровнем сейсмичности. Установлены площадные и временные изменения параметра СТД и зоны его максимальных значений (порядок $\sim 10^{-9}$). Расчет параметра сейсмогенных разрывов позволил выделить зоны, имеющие повышенный уровень деструкции материала.

Ключевые слова: землетрясение, сеймотектонические деформации, интенсивность деформации, параметр концентрации сейсмогенных разрывов.

Введение

Каждое землетрясение – это разрыв в неоднородном материале (земной коре). Деформации в коре накапливаются постепенно, приводя к локальному развитию разрывов. Изучение современных движений земной коры среди прочего связано с исследованием интенсивности сеймотектонических деформаций, определяемой аналитически по данным о сейсмическом режиме. Важным представляется исследование не только интенсивности процесса деформации земной коры, но и процесса накопления в ней трещин, которое может привести к образованию магистрального разрыва – крупного землетрясения.

Цель данной работы – оценка интенсивности сеймотектонической деформации (СТД) и параметра сейсмогенных разрывов (K_{cp}) для территории, контролируемой сейсмическими станциями сети *KNET*. Несмотря на тензорный характер СТД основное внимание фокусируется на скалярной характеристике – интенсивности. Такой подход опирается на ранее полученные результаты расчетов СТД в работе [Сычева и др., 2005], свидетельствующие о незначительных изменениях во времени главных осей усредненного тензора СТД для исследуемой территории. В той же работе отмечено, что для всего сейсмогенерирующего слоя азимуты осей сжатия P механизмов очагов меняются в ограниченных пределах – от северо-западного до север–северо-западного. Об этом же свидетельствует и ориентация осей сжатия усредненных тензоров (рис. 1, а). Полученные результаты об упорядоченности распределений осей сжатия согласуются с результатами исследований СТД коры Тянь-Шаня и Памира на основе данных Института сейсмологии НАН КР [Сычева и др., 2008] (рис. 1, б). На этих рисунках двойными линиями показано направление азимутов осей сжатия, стрелками – на направление осей растяжения по усредненным тензорам СТД.

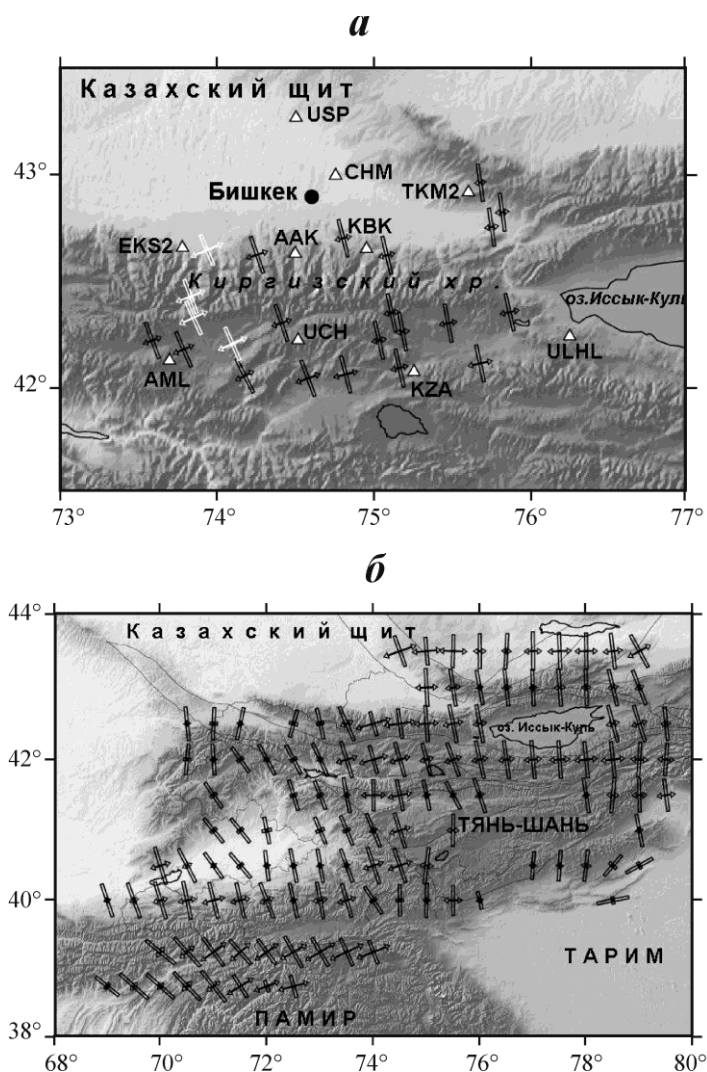


Рис. 1. Карты СТД по данным сети *KNET* за 1999–2007 гг. (а) и по данным каталога фокальных механизмов Института сейсмологии НАН КР за 1961–1994 гг. (б). Треугольники – сейсмические станции. Двойные линии показывают направление азимутов осей сжатия, стрелки – направление осей растяжения по усредненным тензорам СТД

Поскольку интенсивность деформации определяется энергией тех сейсмических событий, которые произошли на данной территории, а трещиноватость неоднородного материала зависит от количества разрывов, возникающих в результате землетрясений, и их расположения друг относительно друга, то совокупность этих характеристик позволяет оценить динамику процессов, происходящих в земной коре Тянь-Шаня.

Методика и результаты

Интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения из [Лук, Юнга, 1979]

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где N , по которому ведется суммирование, – число землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T ; G – модуль сдвига; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмические моменты. Заметим, что интенсивность тензора скорости СТД в общепринятом для механики смысле

равна произведению I_{Σ} на тензор среднего механизма очагов [Лукк, Юнга, 1979]. В формуле (1) сейсмические моменты $M_0^{(\alpha)}$ оцениваются по соответствующим магнитудам M при помощи корреляционного соотношения [Ризниченко, 1985].

$$\lg(M_0) = 15.4 + 1.6M, \quad (2)$$

где $[M_0]$ дин·см.

Параметр концентрации трещин $K_{\text{ср}}$ 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]:

$$K_{\text{ср}} = \mu^{-1/3} / l_{\text{ср}}, \quad (3)$$

где $\mu = V_0 / N$ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям; $l_{\text{ср}} = \frac{1}{N} \sum_j l_j$ – средняя длина разрыва по ансамблю трещин; N – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов $[K_{\text{min}}, K_{\text{max}}]$, 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 $K_{\text{ср}}$ в ряде сейсмоактивных регионов мира следует, что наиболее удачный выбор значений коэффициентов [Ризниченко, 1976] – $a = 0.244$, $c = -2.266$ в случае использования энергетического класса и $a = 0.440$, $c = -1.289$ при использовании магнитуды.

Наши исследования проведены на основе каталога сейсмических событий за 1994–2007 гг. по данным сети *KNET*. За это время на исследуемой территории произошло 6370 событий, распределение которых по площади представлено на рис. 2. Сейсмические события распределены на изучаемой площади неравномерно; они концентрируются в разных зонах, имея в некоторых из них весьма высокую плотность. С учетом этого

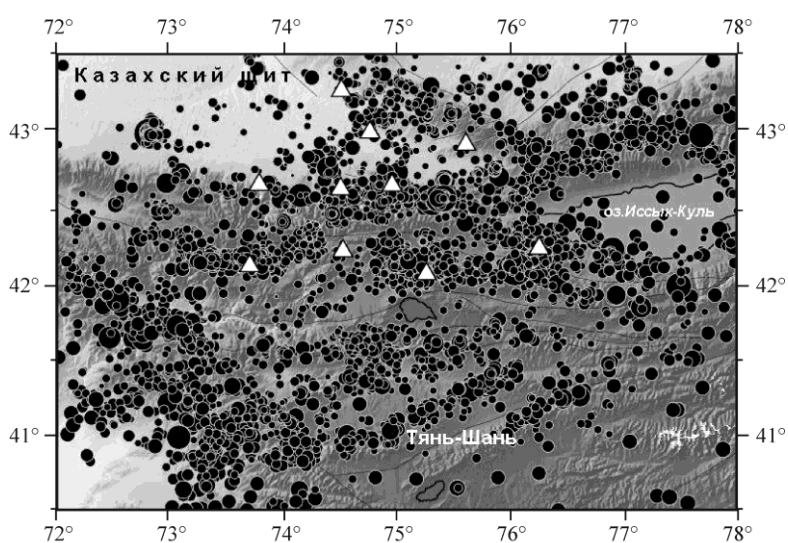


Рис. 2. Распределение сейсмических событий по данным сети *KNET* за 1994–2007 гг. (6370 событий). Треугольники – сейсмические станции. Кружки – эпицентры сейсмических событий; диаметр кружков пропорционален классу землетрясения

исследуемые характеристики оценивались как по всей территории, так и по отдельным, условно выделенным зонам.

По распределению сейсмичности были выделены Южная и Северная части, разделяемые линией Николаева – полосой, характеризующейся отсутствием сейсмичности. Южная часть, в свою очередь, может быть разделена на две зоны, одна из которых расположена вдоль Талассо-Ферганского разлома, вторая – на юге Центрального Тянь-Шаня. В Северной части сейсмические события концентрируются вдоль Киргизского хребта, в прибрежной зоне Иссык-Куля, в Суусамырской впадине, вдоль Джумгалского хребта и в Кочкорской впадине. Названные сегменты сейсмичности расположены на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП), который для более детального исследования разделен на Суусамырскую, Кочкорскую зоны и зону Киргизского хребта.

Ранее внутри сети *KNET* при исследовании СТД по разным режимам ее проявления были выделены еще две зоны сейсмичности – Западная и Восточная [Сычева и др., 2008]. Координаты перечисленных зон исследуемого региона, их условные названия и значения I_{Σ} приведены в таблице.

Зоны, выделенные по распределению сейсмических событий на исследуемой территории

Название	Широта	Долгота	I_{Σ} , год ⁻¹
Вся территория	40.75°–43.50°	72.0°–78.0°	2.94E-10
Южная часть	40.75°–42.0°	72.0°–76.0°	4.00E-11
Зона Талассо-Ферганского разлома (ТФР)	40.75°–42.00°	72.0°–74.5°	4.85E-11
Зона юга Центрального Тянь-Шаня (Юг ЦТШ)	40.90°–41.75°	74.5°–76.0°	3.81E-11
Северная часть	42.00°–43.50°	72.0°–78.0°	5.15E-10
Бишкекский геодинамический полигон (БГП)	41.50°–43.50°	73.0°–77.0°	4.59E-10
Суусамырская зона (СЗ)	42.0°–42.5°	73.0°–74.5°	5.07E-11
Зона Киргизского хребта (ЗКХр)	42.5°–43.0°	74.0°–76.0°	5.96E-10
Кочкорская зона (КЗ)	42.0°–42.5°	74.7°–76.5°	3.25E-09
Западная зона	42.0°–43.0°	73.0°–75.0°	1.06E-10
Восточная зона	42.0°–43.0°	75.0°–77.0°	2.85E-09

При оценке величины I_{Σ} для каждой из выделенных зон вертикальный размер деформированных областей принимался равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня и модулю сдвига $G=3.0 \cdot 10^{11}$ дин/см² [Ризниченко, 1976]. В пределах зон подсчитывалось число землетрясений каждого энергетического класса K и использовалось преобразование класса в значение магнитуды по [Ризниченко, 1985]

$$K = 4 + 1.8 M, \quad (5)$$

где M – магнитуда землетрясения. Это преобразование позволяет производить дальнейший перерасчет на сейсмические моменты.

Для Северной части территории и ее зон порядок деформаций составляет 10^{-10} год⁻¹, что больше по сравнению с деформациями Южной части и ее составляющих. Исключением являются частично перекрывающиеся Кочкорская и Восточная зоны, в которых порядок значения интенсивности 10^{-9} год⁻¹ (в таблице выделены жирным шрифтом). К менее деформируемым можно отнести Суусамырскую зону и все зоны Южной части исследуемой территории, находящейся за линией Николаева. По количеству землетрясений лидирует Северная часть; большинство событий происходит на территории БГП и лежащей внутри полигона зоны Киргизского хребта.

Исследование интенсивности деформации с применением динамического подхода (окно 0.5°, сдвиг 0.2°) позволило установить максимальный уровень интенсивности в пределах Киргизского, Джумгалского хребтов, западной части Терской-Алатоо и на северо-западе в районе Лугового землетрясения (май, 2003 г.) (рис. 3, а).

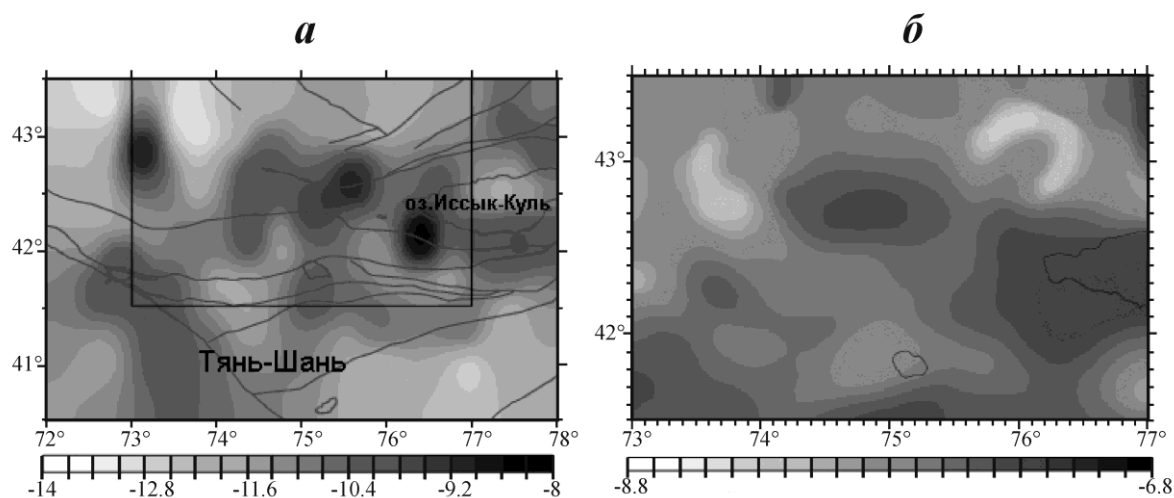


Рис. 3. Распределение логарифма интенсивности $\lg(I_{\Sigma})$ СТД на всей исследуемой территории (а) и на территории БГП по данным GPS (б). На а: рамка – границы БГП; линии – региональные разломы по [Чедия, 1986]

На рис. 3, б представлено распределение интенсивности деформации на территории БГП по данным GPS за 1994–2006 гг. Очевидно, что оба метода позволяют выделить одни и те же зоны повышенной интенсивности деформации. При этом повышенное количество сейсмичности, полученное на основе динамического подхода, отмечено в достаточно узкой полосе в зоне Киргизского хребта, Суусамырской впадины и на юго-западе прибрежной части озера Иссык-Куль (рис. 4). Региональные разломы, отмеченные на карте распределения интенсивности деформации, пересекают центральные части зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны. Это свидетельствует о том, что в определенные моменты времени некоторые участки разломных зон активизируются. Для исследуемого периода активными оказались участки разломов, проходящие через вышеназванные активные зоны.

Как долго может сохраняться такая картина распределения интенсивности деформации? Каталог *KNET* содержит данные по сейсмичности за 14 лет и включает в себя более 6 тысяч сейсмических событий. Этого достаточно, чтобы проследить изменение во времени скорости деформации по выделенным нами зонам. Для каждой из них были определены ежегодные значения интенсивности деформации и количество землетрясений за период 1994–2007 гг. Поскольку в отдельные моменты времени значения интенсивности деформации различаются на порядки, то для визуализации изменения этого параметра во времени использовано значение его десятичного логарифма.

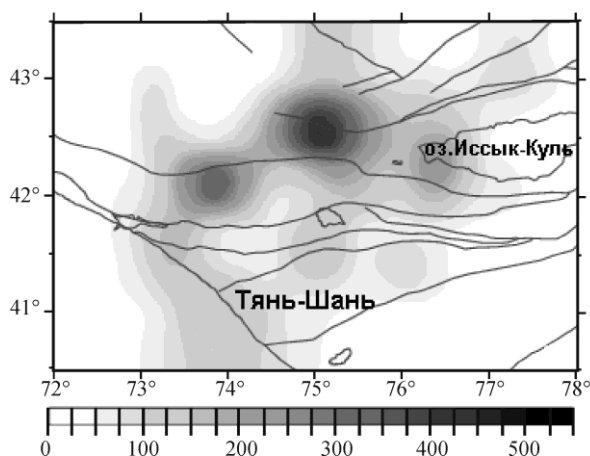


Рис. 4. Распределение количества землетрясений на исследуемой территории

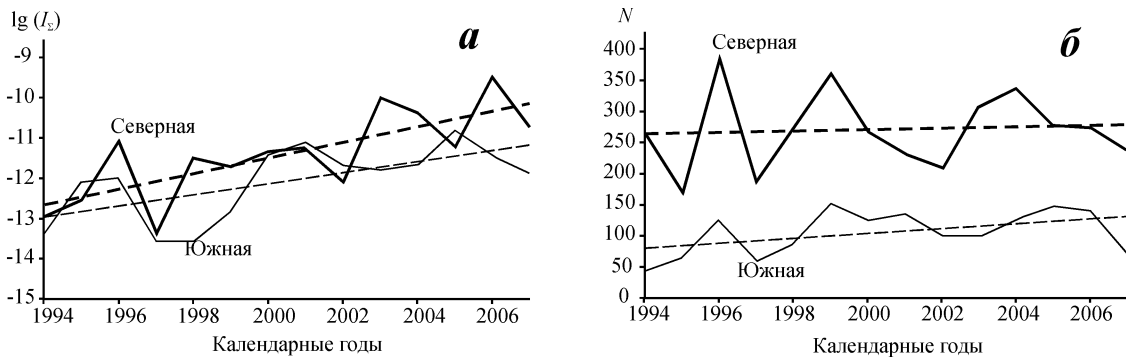


Рис. 5. Изменение логарифма интенсивности (*a*) и количества землетрясений (*б*) во времени для Южной и Северной частей исследуемой территории. Штриховые линии – линейные тренды

Для Южной и Северной частей исследуемой территории были построены графики изменения $\lg(I_{\Sigma})$ (рис. 5, *a*) и распределения по годам количества землетрясений за 1994–2006 гг. (рис. 5, *б*). Линейные тренды графиков более наглядно демонстрируют характер изменения анализируемых параметров во времени. Видно, что интенсивность деформации Северной части возрастает активнее по сравнению с Южной (рис. 5, *a*). При этом тренды графиков изменения сейсмичности (рис. 5, *б*) практически не имеют наклона. Можно говорить об отсутствии связи между интенсивностью деформации и количеством землетрясений, то есть интенсивность зависит только от качественной характеристики землетрясений, произошедших в исследуемом объеме, а не от их количества.

Аналогичным образом изменение во времени логарифма интенсивности было изучено отдельно для каждой из зон, составляющих Северную и Южную части исследуемой территории (рис. 6). Угол наклона линейных трендов $\lg(I_{\Sigma})$ демонстрирует рост деформации со временем во всех зонах, но в разных зонах он различен. Максимальный наклон имеют распределения, построенные для Кочкорской зоны и зоны Киргизского хребта – известно, что в последнее время в пределах именно этих зон произошли достаточно значимые землетрясения.

Почти все землетрясения с $K > 13$ (за исключением одного), произошедшие на исследуемой территории в рассматриваемый период времени, относятся к XXI столетию. Это еще одно свидетельство того, что в последние пять лет интенсивность сейсмотектонических деформаций на локальной территории, контролируемой сейсмической сетью *KNET*, повышается.

Дальнейшие исследования интенсивности были проведены для Западной и Восточной зон с различными режимами СТД [Сычева и др., 2005] (см. рис. 1), координаты и значения интенсивности которых представлены в таблице. Изменения во времени логарифма интенсивности деформации и количества землетрясений для этих зон

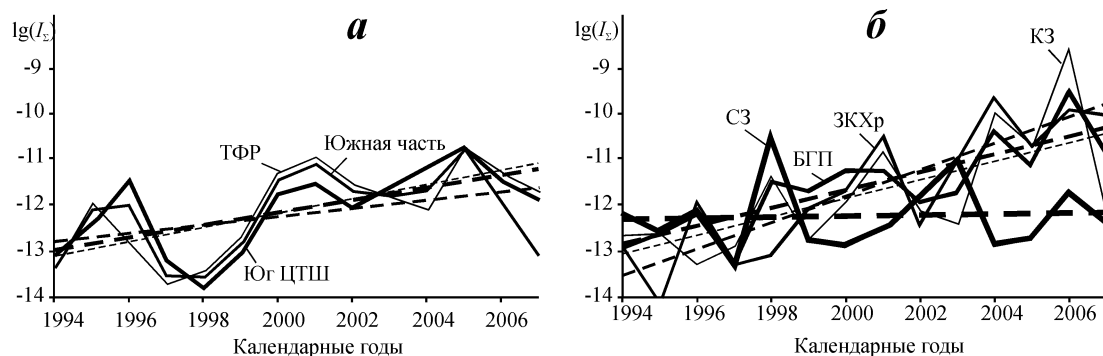


Рис. 6. Изменение логарифма интенсивности во времени для зон Южной (*a*) и Северной (*б*) частей исследуемой территории. Штриховые линии – линейные тренды

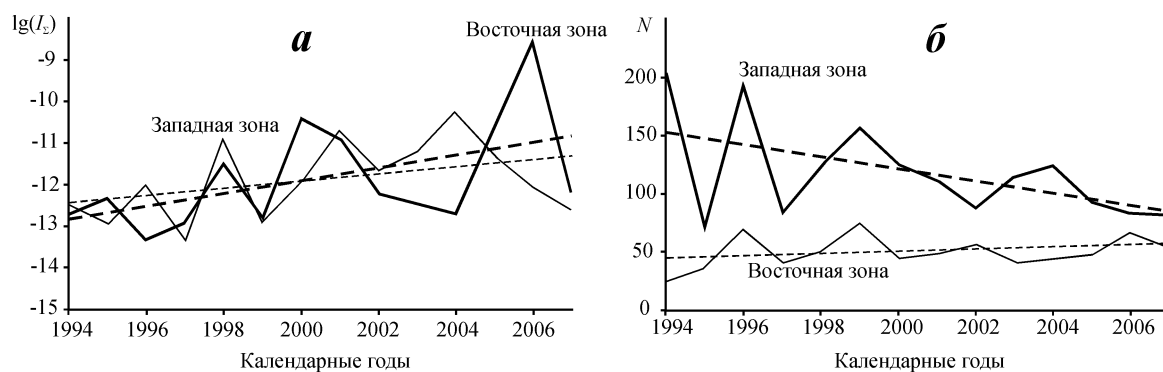


Рис. 7. Изменение логарифма интенсивности (*a*) и количества землетрясений (*б*) для Восточной и Западной зон, выделенных внутри сети *KNET*

представлены на рис. 7. Хорошо видно, что внутри сети *KNET* наиболее интенсивно процесс деформации протекает в Восточной зоне, о чем свидетельствует более крутой угол наклона тренда $\lg(I_{\Sigma})$.

В результате установлено, что последнее десятилетие действительно характеризуется повышенной сейсмической активностью, вызванной ростом активности геодинамических процессов, протекающих в земной коре Тянь-Шаня. При этом возрастание интенсивности деформации в той или иной степени отмечено во всех выделяемых авторами зонах. Ее наиболее высокий уровень отмечается в восточных частях Киргизского хребта и Кочкорской впадины, минимальный – в Северной части исследуемой территории (зона Суусамырской впадины). Последнее вполне логично, поскольку именно здесь произошло Суусамырское землетрясение (19.08.1992 г., $M=7.3$) [Кучай и др., 2002], что привело к разрядке накопленных напряжений. Вся слабая сейсмичность, проявившаяся в этой зоне в 1990-е годы, связана с афтершоковым процессом (перераспределение напряжений).

Результаты, полученные с использованием каталога *KNET*, показали, что для рассматриваемого периода характерно повышение уровня интенсивности деформации во времени, и дали возможность выделить наиболее активные зоны. Для ответа на вопрос, насколько зоны с повышенным значением интенсивности стабильны во времени, был выполнен анализ данных Института сейсмологии НАН КР за 1980–1993 гг. Полученная картина распределения интенсивности деформации в этот период представлена на рис. 8, *a*. Выделяется одна зона максимальных деформаций – зона Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г. ($M=7.3$).

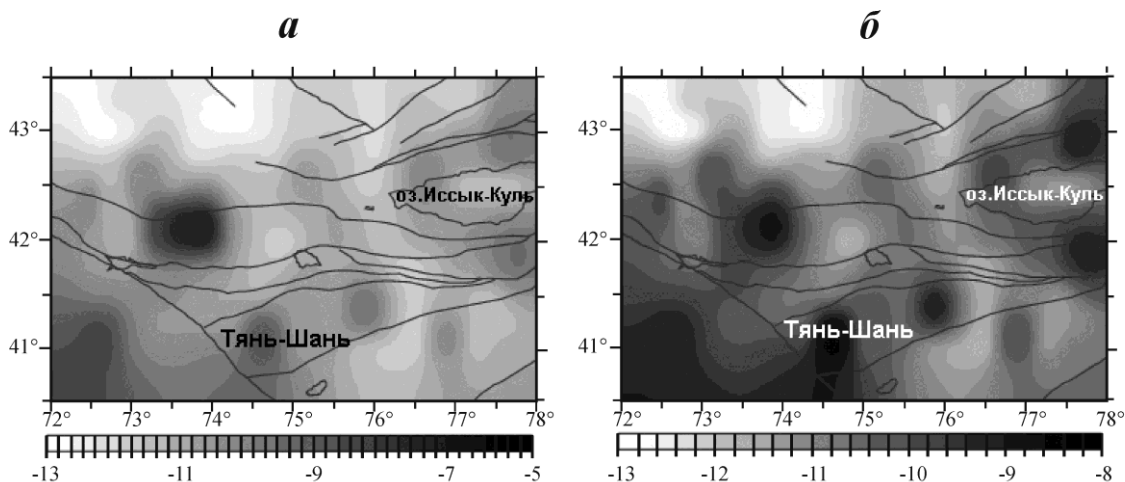


Рис. 8. Распределение интенсивности STD по всем данным каталога Института сейсмологии НАН КР за 1980–1993 гг. (включая Суусамырское землетрясение) (*a*) и отдельно для событий с $M < 6$ (*б*)

Для получения фонового распределения интенсивности деформации из каталога были исключены события с $M > 6$ ($K=15$). Фоновое распределение интенсивности деформации позволило отметить зоны максимального ее проявления. Полученная картина заметно отличается от представленной на рис. 4, что и является ответом на поставленный вопрос. Центры интенсивности деформации с течением времени перемещаются по площади. Примечательно, что зонам повышенной интенсивности, которые можно видеть на рис. 8, б, соответствуют зоны пониженной интенсивности на предшествующем временном этапе.

Поскольку, как уже отмечалось, в последние годы происходило повышение интенсивности деформационного процесса, авторами для изучения критерия трещиноватости использовались данные сети *KNET* за 1998–2007 гг. Исследование параметра сейсмогенных разрывов проведено по тем же выделенным зонам.

При изучении коэффициента трещиноватости $K_{тр}$ особый интерес вызывают зоны Северной части с повышенным значением интенсивности деформации (см. таблицу). Результаты анализа $K_{тр}$ для всей Северной части представлены на рис. 9, а. Отмечено, что режим деструкции материала по скорости приближения к критическому значению различен для разных зон, составляющих Северную часть. Особо выделяются Суусамырская, Кочкорская зоны и зона Киргизского хребта. Наиболее высокий уровень деструкции материала для Суусамырской зоны отмечен в 1990-е годы, характеризующиеся потоком афтершоковых событий Суусамырского землетрясения. В настоящее время скорость изменения параметра трещиноватости в этой зоне имеет более устойчивый по сравнению с соседними зонами характер. На современном этапе наибольший уровень деструкции материала установлен для зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны, которые ведут себя синхронно, хотя в 1990-годы каждая из них развивалась по-своему.

Установленное ранее различие режимов СТД для Западной и Восточной зон выражается и в изменении во времени установленного для них параметра трещиноватости (рис. 9, б). До 2000 г. более высокий уровень деструкции характерен для Западной зоны. Позже – в начале XXI в. – наиболее высокий уровень деструкции отмечается в Восточной, на территории которой в 2004–2007 гг. произошло несколько землетрясений с $K > 13$. По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Каждый сейсмоактивный объем V_j (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками или, возможно, без них. Приведенные выше графики не доходят до критического значения, отмечаемого

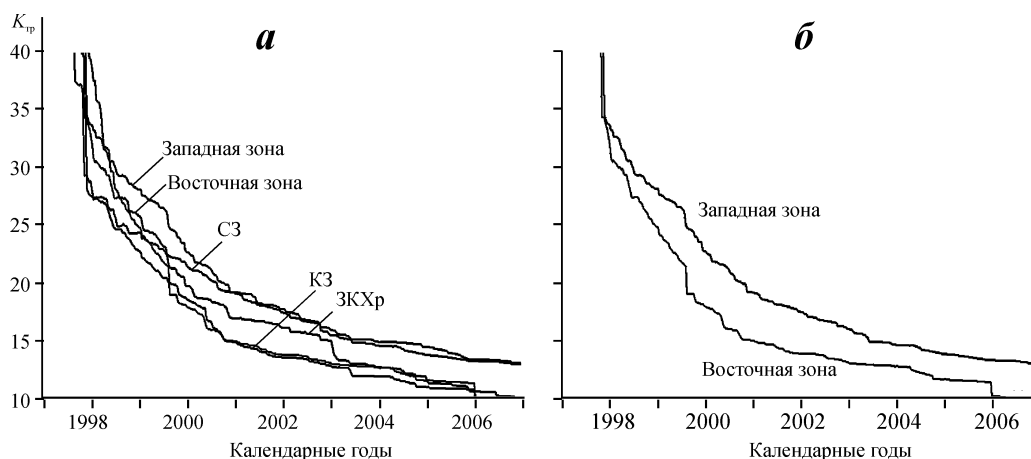


Рис. 9. Изменение коэффициента трещиноватости $K_{тр}$ в разных зонах исследуемой территории (см. таблицу): а – все зоны; б – сопоставление $K_{тр}$ для Западной и Восточной зон

в различных источниках, например в [Завьялов, 2006]. На графиках нет достаточно четко выраженных аномалий, которые могли бы рассматриваться как предвестники сильных землетрясений. Ближе всех к критическому состоянию Восточная и Кочкорская зоны исследуемой территории, для которых характерны и скачкообразные изменения исследуемого параметра. В целом же, полученные результаты можно объяснить следующими соображениями: либо на них сказался непродолжительный по времени период наблюдений, либо состояние среды в исследуемом объеме еще достаточно далеко от возникновения сейсмогенных разрывов, соответствующих сильным землетрясениям.

Заключение

В результате выполненных исследований проведена оценка параметров, характеризующих протекание геодинамических процессов в земной коре Тянь-шаньского региона – интенсивности деформации и параметра сейсмогенных разрывов. Значение интенсивности, полученное для Южной части исследуемой территории и входящих в ее состав зон, имеет порядок 10^{-11} год⁻¹. На порядок выше значение интенсивности деформации, характерное для Северной части и выделенных в ее пределах зон Киргизского хребта и БГП. Установлены зоны, имеющие максимальную интенсивность деформации, и зоны, характеризующиеся быстрым темпом накопления разрывов в неоднородной среде (Восточная и Кочкорская зоны). Такие особенности зон могут быть объяснены их расположением в зоне сочленения Тянь-шаньского орогена и Казахской платформы.

Благодарности

Авторы признательны С.Л. Юнге за регулярное обсуждение проводимых исследований, что стало важным вкладом в данную работу.

Исследования частично осуществлены по проекту в рамках Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН “Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно-вычислительной среды на основе технологий GRID” и выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 07-05-00687а, 07-05-00436а).

Литература

- Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
- Кучай А.О., Муралиев А.М., Абдрахматов К.Е., Дельво Д., Дучков А.Д.* Суусамырское землетрясение 1992 года и поле деформаций афтершоковой последовательности // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 11. С.1038–1048.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Сейсмотектоническая деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С.24–43.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследование по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.9–27.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии: Избр. тр. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 1. С.69–71.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А.* Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С.62–78.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Макаров В.И.* Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С.3–15.
- Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 313 с.

Сведения об авторах

СЫЧЕВА Найля Абдуллоевна – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Научная станция РАН, 720049, г. Бишкек, Научная станция РАН, Киргизская республика. Тел.: (996-312) 613-140. E-mail: nelya@gdirc.ru

БОГОМОЛОВ Леонид Михайлович – кандидат физико-математических наук, заведующий лабораторией, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ), 693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б. Тел.: (4242)791-517. E-mail: bogomolov@imgg.ru

СЫЧЕВ Владимир Николаевич – научный сотрудник, Научная станция РАН, 720049, г. Бишкек, Научная станция РАН, Киргизская республика. Тел.: (996-312)613-140. E-mail: sychev@gdirc.ru

КОСТЮК Александр Дмитриевич – научный сотрудник, Научная станция РАН, 720049, г. Бишкек, Научная станция РАН, Киргизская республика. Тел.: (996-312) 613-140. E-mail: kostuk@gdirc.ru

INTENSITY OF SEISMOTECTONIC DEFORMATIONS AS THE INDICATOR OF DYNAMIC PROCESSES IN EARTH CRUST (ON TIEN-SHAN EXAMPLE)

N.A. Sycheva¹, L.M. Bogomolov², V.N. Sychev¹, A.D. Kostuk¹

¹ *Bishkek Research Station of the RAS, Bishkek city, Kyrgyzstan*

² *Institute of marine geology and geophysics of Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

Abstract. Basing on the Seismic events Catalogue of KNET network (6370 events) there was held an analysis of the parameter of seismogenic faults and the intensity of seismotectonic deformation on the territory, constrained by the coordinates in latitude 40.5°–43.5° North and at longitude 72.0°–78.0° East. The values of the intensity of seismotectonic deformation were obtained for all the studied territory and the zones it contains being marked according to the level of their seismicity. The change of this parameter in time and territory was noted, the zones of its maximal level which order is $\sim 10^{-9}$ were pointed out. The calculation of the parameter of seismogenic faults has allowed to allocate the zones of higher level of the material destruction.

Key words: earthquake, seismotectonic deformation, intensity of deformation, concentration parameter of seismoactive faults.