

УДК.550.348

Багманова Н. Х.

*Институт сейсмологии НАН КР**г. Бишкек, Кыргызстан*

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОЧАГОВЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ПРОЦЕССЕ ИХ ПОДГОТОВКИ

Аннотация. В работе представлены результаты исследования пространственно-временных особенностей сейсмотектонического деформирования земной коры в очаговых зонах последовательности сильных землетрясений ($M \geq 5.0$) Южного Тянь-Шаня (1978 г., 1981 г., 1983 г.), происходящего в процессе их подготовки (на основе механизмов очагов слабых землетрясений). Отмечается несоответствие характера деформирования земной коры в результате сильных событий с деформированием, происходящим в очаговых зонах в периоды подготовки этих землетрясений.

Ключевые слова: очаговая зона, механизм очага, сейсмотектоническая деформация, компоненты тензора деформации, сильные землетрясения.

ТҮШТҮК ТЯНЬ-ШАНДАГЫ КҮЧТҮҮ ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРДҮН ОЧОКТУК ЗОНАЛАРЫНДА АЛАРДЫ ДАЯРДОО ПРОЦЕССИНДЕГИ ЖЕРДИН КАБЫГЫН ДЕФОРМАЦИЯСЫНЫН МЕЙКИНДИК-УБАКЫТТЫК ӨЗГӨЧӨЛҮКТӨРҮ

Кыскача мазмууну. Бул макалада Түштүк Тянь-Шанда (1978 ж., 1981 ж., 1983 ж.) күчтүү жер титирөөлөрдүн ырааттуулугунун ($M \geq 5.0$) фокалдык зоналарында жер кыртышынын сейсмотектоникалык деформациясынын мейкиндик-убакыттык өзгөчөлүктөрүн изилдөөнүн натыйжалары берилген. Аларды даярдоо учурунда пайда болгон (алсыз жер титирөөнүн очокторунун механизмдеринин негизинде). Күчтүү окуялардын натыйжасында жер кыртышынын деформациясынын мүнөзү менен бул жер титирөөлөрдүн даярдык мезгилиндеги фокалдык зоналарда пайда болгон деформациянын ортосунда карама-каршылык бар.

Негизги сөздөр: фокалдык зона, фокалдык механизм, сейсмотектоникалык деформация, деформация тензордук компоненттери, күчтүү жер титирөөлөр.

SPATIAL-TEMPORAL FEATURES OF CRUSTAL DEFORMATION IN FOCAL ZONES OF STRONG EARTHQUAKES IN THE SOUTHERN TIEN SHAN DURING THEIR PREPARATION

Abstract The paper presents the results of a study of spatial-temporal features of seismotectonic deformation of the earth's crust in focal zones of a sequence of strong earthquakes ($M \geq 5.0$) in the Southern Tien Shan (1978, 1981, 1983), occurring during their preparation (based on the focal mechanisms of weak earthquakes). A discrepancy is noted between the nature of crustal deformation as a result of strong events and the deformation occurring in focal zones during the preparation periods of these earthquakes.

Keywords: focal zone, focal mechanism, seismotectonic deformation, strain tensor components, strong earthquakes.

В пределах Заалайского хребта, в зоне сближения Тянь-Шаня и Памира, 1 ноября 1978 года произошло сильное Даравт-Курганское землетрясение ($lat = 39^{\circ}24' N$, $lon = 72^{\circ}36' E$, $K_R=16.0$, $M=6.8$, $H=30$ км). Спустя несколько лет в этой же зоне произошло два относительно сильных землетрясения – 3 марта 1981 года ($lat = 39^{\circ}19' N$, $lon = 72^{\circ}36' E$,

$K_R=13,8$, $M=5.4$, $H=15$ км) и 16 декабря 1983 года ($lat = 39^{\circ}24'N$, $lon = 72^{\circ}54'E$, $K_R = 14.6$, $M=6.1$, $H=15$ км). Эпицентр 3 марта 1981 года совпал с эпицентром Дараут-Курганского землетрясения 01.11.1978 года, а Алайское землетрясение 16 декабря 1983 года произошло в 35 км восточнее. Исследованию пространственно-временных особенностей деформирования земной коры очаговых зон этой последовательности сильных землетрясений и посвящена данная статья.

Отметим, что под зоной сближения Тянь-Шаня и Памира понимается участок земной коры, включающий структуры Алайской впадины и обрамляющих поднятий Алайского хребта и Северного Памира (с Заалайским хребтом). Зона представляет собой участок длительного разнонаправленного развития земной коры, испытавший активную складчатость в позднем палеозое, платформенное развитие в мезозое и новейшую активизацию с конца палеогена. Имеет блоковое (складчато-глыбовое) строение в основании и чешуйчато-блоковое (или чешуйчато-складчатое) в верхних частях земной коры. Основными тектоническими границами считаются субвертикальные по глубине зоны Дарваз-Каракульского и Памиро-Кокшаальского разломов. Новейшая тектоническая активность проявлялась в виде как вертикальных, так и горизонтальных перемещений крупных блоков и небольших чешуй, сосредоточенных в сравнительно узких зонах указанных разломов [1].

Изучению пространственно-временного распределения сейсмичности, предшествовавшей Дараут-Курганскому землетрясению посвящён ряд работ [2, 3, 4, 5, 6]. Отмечались особенности сейсмического режима в очаговой зоне и в области подготовки землетрясения: уменьшение значения наклона графика повторяемости γ (от 0.68 до 0.20), бухтообразное изменение величин сейсмической активности A и суммарной площади динамических разрывов $\Sigma S = \Sigma E^{2/3}$. Начиная с 1957 года, этому землетрясению предшествовало сейсмическое затишье в области, начальные размеры которой вдоль Южно-Тяньшаньской эпицентральной зоны составляют 35 км, конечные 160 км, а длительность формирования затишья весьма значительная – 19 лет.

Механизм очага Алайского землетрясения 01.11.1978 г. сдвигового типа [2, 5, 7]. Обе возможные плоскости разрыва (нодальные плоскости) близвертикальны и характеризуются сдвиговыми подвижками. Оси главных напряжений растяжения и сжатия ориентированы в северо-восточном и юго-восточном направлении и действовали близгоризонтально. Механизмы очагов землетрясений 03.03.1981 г. и 16.12.1983 г. сбросового типа [8].

Характеристика использованных данных. Для расчёта параметров сеймотектонической деформации (СТД) использовался **каталог механизмов очагов землетрясений** (составители - сотрудники лаборатории региональной сейсмологии ИС НАН КР Багманова Н.Х., Беленович Т.Я., Слепой В.И.), содержащий о каждом землетрясении следующие сведения: координаты эпицентра, глубину очага, энергетический класс и дату, параметры механизма очага - углы наклона (град.) (от вертикальной плоскости) и азимуты (град.) главных осей напряжения сжатия (Р) и растяжения (Т), группу точности определения этих параметров. Каталог состоит из более 5000 землетрясений ($K_R \geq 8.0$), произошедших за период с 1946 по 1994 год, и включает в себя определения, опубликованные в работах ряда исследователей [8-18] и определения, проведённые в Институте сейсмологии НАН КР (Отчёты ОМСЭ НАН КР, 1985-1989 гг., отчёты лаборатории «Региональной сейсмологии», 1990-1994 гг.). Определения основных параметров механизма очага выполнены по методике А. В. Введенской [19]. Представительность данных существенно различается как по времени (Таблица 1), так и в пространстве.

Таблица 1 - Представительность данных по механизму очагов землетрясений.

<i>Период представительности</i>	<i>Представительный энергетический класс</i>
1946–1971	12 (81%)
1972–1978	11 (85%)
1979–1994	10 (90%)

- в () указан % от общего числа произошедших землетрясений этого энергетического класса с определёнными параметрами механизма очага.

До 1972 года имеются данные по механизму очагов в основном у землетрясений с $K_R \geq 12.0$. В связи с развитием сети сейсмологических наблюдений на территории Средней Азии и Казахстана (в 1979 году насчитывалось 98 сейсмических станций различного регионального подчинения) и создания Среднеазиатского регионального центра обработки в Институте сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикистана появилась возможность определения параметров механизма очага у преобладающего большинства землетрясений с $K_R \geq 11.0$, а в дальнейшем и у землетрясений меньшего энергетического уровня. Отметим, что для землетрясений с $K_R = 12.0-13.0$ параметры механизма очага определены у 75 % от всех произошедших за время исследования землетрясений данного энергетического уровня, а для землетрясений с $K_R \geq 14.0$ – у 85 %. При этом с неопределёнными параметрами механизма очага оказались землетрясения, произошедшие в краевых частях (к примеру – в Кок-Шаальской зоне – по причине односторонности расположения сейсмических станций по отношению к очагу).

Вопрос точности определения параметров механизма очагов землетрясений решался путём оценки надёжности проведения нодальных линий, разделяющих на стереографической проекции полусферы области существования различных знаков первых вступлений упругих колебаний [20]. В каталогах механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана, равно как и в каталогах Института сейсмологии НАН КР, разброс в определении положения нодальных плоскостей составлял $\pm 5^\circ$, $\pm 15^\circ$, $\pm 25^\circ$. Механизмы, положение нодальных плоскостей которых определялось с разбросом более 25° , в каталог не включались. Точность определения индивидуальных механизмов очагов зависит от многих факторов, например, от числа станций, зарегистрировавших землетрясение, от взаимного расположения эпицентра землетрясения и системы станций, от изученности внутреннего строения Земли на пути сейсмического луча от очага до каждой сейсмической станции и так далее. Влияние этих и других факторов весьма подробно рассмотрено в работе [20] и учитывалось при выборе решения механизма очага.

Расчёт параметров СТД рассматриваемых очаговых зон сильных землетрясений в процессе их подготовки проводился по трёхлетним периодам перед Дараут-Курганским землетрясением 1978 года и по годовым интервалам времени перед Алайскими землетрясениями 1981 и 1983 гг. Интервалы времен и количество землетрясений с определённым механизмом очага (в %-м отношении от общего числа произошедших) представлены в таблице 2.

Таблица 2.

Интервалы времени	Количество землетрясений с определённым механизмом очага (в %)		Примечание
	$K_R \geq 10.0$	$K_R \geq 11.0$	
01.11.1972 – 31.10.1975		77	{ до 01.11.1978
01.11.1975 – 31.10.1978		98	

03.03.1979 – 02.03.1980	90		{ до 03.03.1981
03.03.1980 – 02.03.1981	89		
05.03.1981 - 15.12.1981	88		{ до 16.12.1984
16.12.1981 – 15.12.1982	97		
16.12.1982 – 15.12.1983	84		

Как видно из таблицы 2, имеется достаточное количество исходной информации для достоверного представления о характере деформирования земной коры на основе совокупности произошедших землетрясений.

Исследованию деформационных процессов земной коры Тянь-Шаня на основе механизмов очагов землетрясений посвящены работы ряда авторов [21 - 27]. Изучению деформационных процессов непосредственно в очаговых областях сильных землетрясений по мере развития афтершокового процесса посвящён ряд работ [28, 29]. Развитие процесса сейсмотектонического деформирования земной коры очаговых зон ряда сильных землетрясений Тянь-Шаня в предшествующие им годы приведено в работах [30 - 33], предлагаемая работа является продолжением этих исследований.

Методика расчёта сейсмотектонической деформации. Понятие сейсмического течения горных масс было введено Ризниченко Ю. В. [34, 35]. В этих же работах приведены первые теоретические расчёты. Они касались общего случая распределения сейсмичности в трёхмерной области. Год спустя, Аки К. [36] ввёл скалярное понятие сейсмического момента M_0 , которое имеет прямое отношение к сейсмическому течению. В 1968 году Брун Дж. Н. [37], пользуясь понятием M_0 , рассчитал «сейсмическое скольжение» крупных блоков горных масс вдоль условно двумерной сейсмической зоны – «поверхности» разлома. В 1971 г. Рондалл М. Дж. [38], а в 1974 году Костров Б. В. [39] ввели понятие тензора сейсмического момента, которое было использовано Костровым Б. В. [39, 40] для общего теоретического рассмотрения сейсмического течения в трёхмерной области. В 1975 году Ризниченко Ю. В. [41] предложил «элементарную теорию вертикальных сейсмотектонических движений» для численного расчёта z-компоненты скорости сейсмического течения по стандартным массовым наблюдаемым данным. Дальнейшее развитие теории сейсмического течения, расчётные формулы для компонент тензора скорости деформации при сейсмическом течении горных масс в трёхмерном пространстве содержатся в работах [42] и [43].

Сейсмическое течение – это связанная с остаточными смещениями в совокупности очагов землетрясений часть общего сейсмотектонического движения крупных пространственно-временных областей земной коры и верхней мантии.

При макроскопическом рассмотрении тектонического течения горных масс в этом процессе можно условно выделить две части: действительно непрерывное в широком смысле пластическое течение и разрывно-непрерывное сейсмическое течение. К последней относятся упругие деформации, предшествующие отдельным землетрясениям, и сами эти землетрясения: от множества слабых до редчайших сильных, катастрофических. Эти частные процессы, дискретные во времени и в пространстве, составляют как бы микроструктуру макроскопически квазинепрерывного сейсмического течения.

Сейсмические методы позволяют перейти к оценке той части полной деформации горных масс, которая обусловлена землетрясениями. В известной мере эти оценки могут относиться и к характеристике всего сейсмотектонического течения в целом, поскольку уровень сейсмичности является индикатором его интенсивности [34, 35].

Компоненты тензора деформации рассчитывались простым суммированием вклада каждого землетрясения с учётом его сейсмического момента в общую деформацию выделенного элементарного объёма [43]:

$$\bar{\varepsilon}_{ik} = \frac{\sum_{n=1}^N M_o^n}{2\mu V} * \sum_{n=1}^N \left[\frac{M_o^n}{\sum_{n=1}^N M_o^n} * \varepsilon_{ik}^n \right], \quad i, k = x, y, z$$

где μ - модуль сдвига, V - объём элементарной ячейки, N - число землетрясений, попавших в элементарный объём, M_o - сейсмический момент N -го землетрясения, определяемый по корреляционной зависимости $\lg M_o = 11.842 + 0.889 K_R = 15.4 + 1.6M$ [44], ε_{ik} - компоненты единичного тензора деформации в географической системе координат $\mathbf{X}, \mathbf{Y}, \mathbf{Z}$ выражаются через параметры механизма очага землетрясения следующим образом [43, 45]:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \sin^2 \varphi_T \cdot \sin^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \sin^2 \alpha_P \\ \varepsilon_{yy} &= \sin^2 \varphi_T \cdot \cos^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \cos^2 \alpha_P \\ \varepsilon_{zz} &= \cos^2 \varphi_T - \cos^2 \varphi_P \\ \frac{1}{2} \varepsilon_{xy} &= \sin^2 \varphi_T \cdot \sin \alpha_T \cdot \cos \alpha_T - \sin^2 \varphi_P \cdot \sin \alpha_P \cdot \cos \alpha_P \\ \frac{1}{2} \varepsilon_{yz} &= \sin \varphi_T \cdot \cos \alpha_T \cdot \cos \varphi_T - \sin \varphi_P \cdot \cos \alpha_P \cdot \cos \varphi_P \\ \frac{1}{2} \varepsilon_{zx} &= \sin \varphi_T \cdot \sin \alpha_T \cdot \cos \varphi_T - \sin \varphi_P \cdot \sin \alpha_P \cdot \cos \varphi_P \end{aligned}$$

где φ_P, φ_T - углы между направлением осей сжатия (p) и растяжения (t) и вертикалью, α_P, α_T - азимутальные углы осей сжатия (p) и растяжения (t).

Расчёты компонент тензора деформации проводились по программе Соболевой О. В. [46]. Элементарные объёмы, для которых определялись значения тензора деформации, имели размеры по широте и долготе равные 0.4° и глубине 40 км, с перекрытием 0.2° . Модуль сдвига $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см² [43]. Учёт весов отдельных землетрясений проведён в соответствии с работой [47]. Если в рассматриваемый объём осреднения попадают два землетрясения с сейсмическими моментами M_o' и M_o'' таких, что $M_o' \gg M_o''$, то очевидно, что тип деформирования этого объёма и скорость деформации будут почти полностью определяться большим землетрясением. Поэтому производится взвешивание по величинам сейсмических моментов M_o землетрясений [48].

В результате расчёта получены следующие параметры сеймотектонической деформации (СТД) - компоненты тензора СТД $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}, \varepsilon_{xy}, \varepsilon_{yz}, \varepsilon_{zx}$, интенсивность сдвиговых деформаций, ориентация главных осей деформаций, коэффициент Лоде-Надаи μ_e . Отдельные компоненты тензора средней деформации дают представление об изменении ячейки осреднения в направлении координатных осей ($\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$) или их формы в соответствующих плоскостях ($\varepsilon_{xy}, \varepsilon_{yz}, \varepsilon_{zx}$). Рассматриваемые в данной работе компоненты тензора СТД $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$ показывают относительное удлинение (положительные значения) или укорочение (отрицательные значения) линейных размеров объёмов осреднения в соответствующем направлении (ось X направлена по параллели на восток, ось Y - по меридиану на север, ось Z - вверх, в зенит).

По отдельным компонентам тензора деформации представить деформацию в целом довольно сложно. Объединив три карты нормальных компонент $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}$ в одну, появилась возможность выделить области земной коры с однородным видом деформирования. При этом выделяются шесть возможных видов деформирования:

1. $\varepsilon_{zz} < 0$ $\varepsilon_{yy} > 0$ $\varepsilon_{xx} > 0$
 2. $\varepsilon_{zz} < 0$ $\varepsilon_{yy} < 0$ $\varepsilon_{xx} > 0$
 3. $\varepsilon_{zz} < 0$ $\varepsilon_{yy} > 0$ $\varepsilon_{xx} < 0$
 4. $\varepsilon_{zz} > 0$ $\varepsilon_{yy} < 0$ $\varepsilon_{xx} < 0$
 5. $\varepsilon_{zz} > 0$ $\varepsilon_{yy} < 0$ $\varepsilon_{xx} > 0$
 6. $\varepsilon_{zz} > 0$ $\varepsilon_{yy} > 0$ $\varepsilon_{xx} < 0$,
- на рисунках 1–3 они обозначены различной штриховкой.

Рассмотрим процесс деформирования земной коры Дараут-Курганского землетрясения (рисунок 1). В период времени (01.11.1972 – 31.10.1975) (рисунок 1а) отмечаются различные по величине области, характеризующиеся определённым видом деформирования. В западной части выделяется обширный участок, характеризующийся деформацией укорочения в вертикальном и широтном направлениях и деформацией удлинения в меридиональном направлении ($\varepsilon_{zz} < 0$, $\varepsilon_{yy} > 0$, $\varepsilon_{xx} < 0$). Далее отмечается участок с деформацией укорочения в вертикальном направлении ($\varepsilon_{zz} < 0$) и удлинения в двух других ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$). Деформации такого же вида происходят на участке к югу от Сары-Таша. В центральной части преобладают объёмы земной коры с деформацией удлинения в вертикальном направлении ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} < 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$) и ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} > 0$, $\varepsilon_{xx} < 0$). Восточнее знак вертикальной компоненты меняется на противоположный. Отметим приуроченность осей поперечных поднятий, выделенных О. К. Чедия [49], к границам объёмов земной коры с различным видом деформирования. На рисунках на каждом участке с однородным видом деформации указана ориентация главных осей деформации; длина стрелок, показывающих направление, пропорциональна синусам углов между направлением деформации и направлением в зенит. Чем длиннее стрелка, тем ближе к горизонту ориентирована соответствующая ось. В следующий период времени (01.11.1975 – 31.10.1978) (рисунок 1б) деформация земной коры исследуемой зоны претерпевает изменения. На значительной площади происходили деформации одного вида. За исключением трёх небольших областей, на всей зоне отмечаются деформации укорочения в вертикальном направлении. В меридиональном и широтном направлениях преобладают деформации удлинения. В ориентировке главных осей наблюдается более упорядоченная, по сравнению с предыдущим периодом времени, картина: в ориентации оси удлинения преобладают северо-восточное и юго-западное направления и действующие, в основном, близгоризонтально; оси укорочения ориентированы в северо-западном и юго-восточном направлении и действующие близвертикально. Отметим, что в самом очаге сильного Дараут-Курганского землетрясения ориентация главных осей напряжений сжатия и растяжения совпала с преимущественным направлением осей деформации, наблюдаемым за последние перед ним три года. Но действие оси укорочения с вертикального изменилось на близгоризонтальное.

Рассмотрим, как происходила сеймотектоническая деформация очаговой зоны после сильного Дараут-Курганского землетрясения. Афтершоковый процесс сильного землетрясения здесь не рассматривается. Необходимо отметить, что достаточное количество исходной информации позволило далее рассматривать СТД очаговых зон по годовым интервалам времени. Процессы, происходящие до землетрясения 03.03.1981 г. ($K_R=13.8$) представлены на рисунке 2. За период с 03.03.1979 по 02.03.1980 г. (рисунок 2а). В центральной части исследуемой территории отмечается значительная по величине область, которая характеризуется деформацией вертикального укорочения ($\varepsilon_{zz} < 0$) и деформацией удлинения в широтном и меридиональном направлениях ($\varepsilon_{yy} > 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$). В краевых частях деформация иного вида: вертикальное удлинение и сокращения в широтном и меридиональном направлениях ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} < 0$, $\varepsilon_{xx} < 0$). Определённой закономерности в ориентации главных осей не наблюдается. В следующий период времени (03.03.1980-02.03.1981) (рисунок 2б) деформации в центральной части претерпевают значительные изменения. Вертикальное укорочение (ε_{zz}) сменяется удлинением объёмов земной коры вдоль вертикальной оси. Знак широтной компоненты деформации также изменился, а в меридиональном направлении наблюдается деформация как удлинения, так и укорочения: ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} < 0$, $\varepsilon_{xx} < 0$), ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} < 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$). В краевых частях исследуемой области произошли незначительные изменения. В ориентировке главных осей деформации отмечаются следующие особенности: ось удлинения ориентирована в северо-восточном и юго-западном направлении, ось укорочения – в северо-западном и юго-восточном. Такая ориентация осей наблюдается преимущественно на всей территории, за исключением

области, расположенной к западу от места будущего сильного землетрясения (03.03.1981). Здесь ось укорочения близгоризонтальна, имеет юго-западное направление, ось удлинения – близвертикальна северо-западного направления. Такая же ориентация главных осей напряжений проявилась и в очаге 3 марта 1981 года.

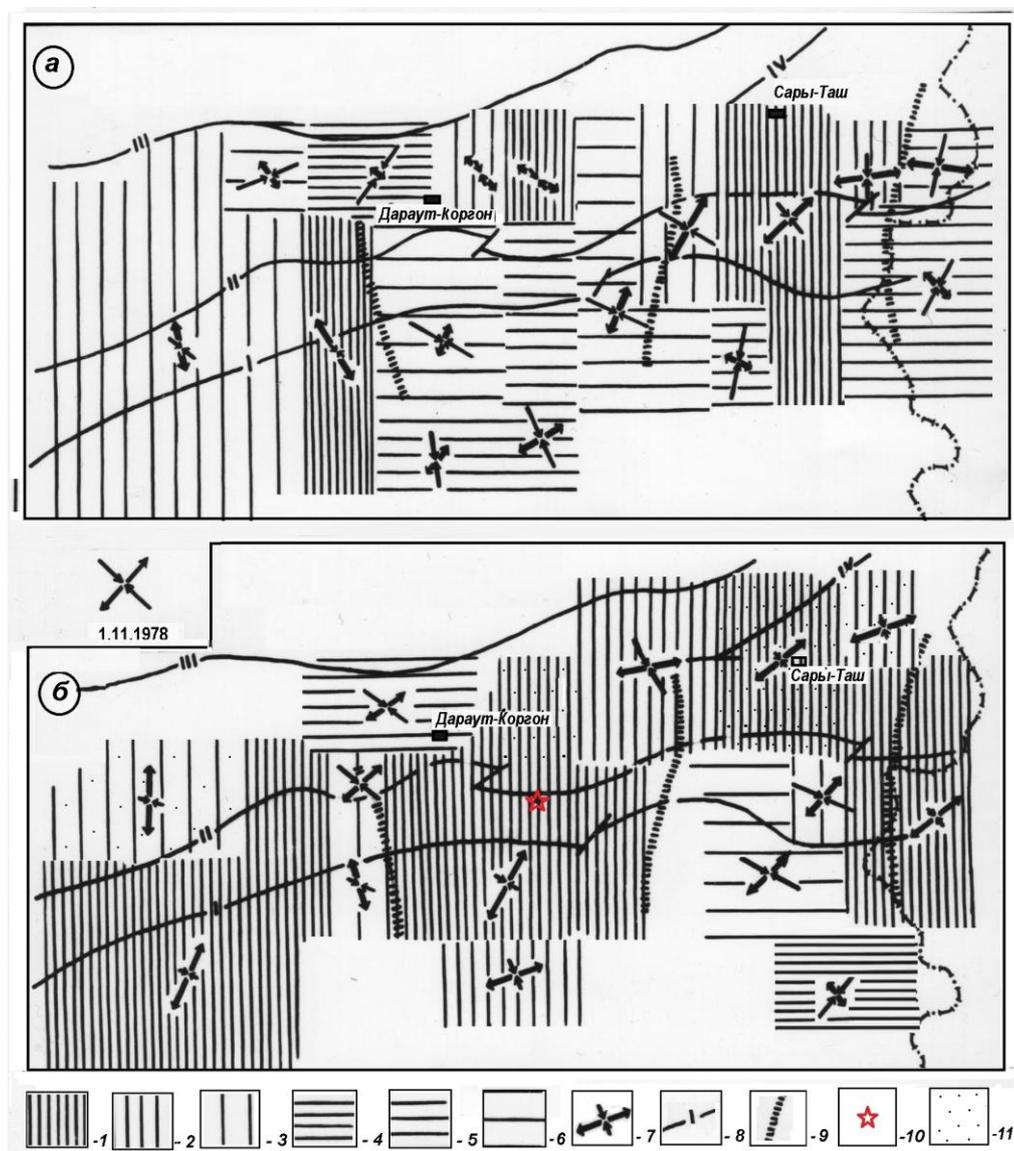


Рисунок 1. Сейсмоструктурная деформация земной коры очаговой зоны Дараут-Курганского землетрясения 01.11 1978 г. за шесть лет до его возникновения в периоды времени: а - (01.11.1972 – 31.10.1975); б - (01.11.1975 – 31.10.1978). 1-6 – знаки компонент тензора деформации: 1. $\underline{\varepsilon}_{zz} < 0, \underline{\varepsilon}_{yy} > 0, \underline{\varepsilon}_{xx} > 0$, 2. $\underline{\varepsilon}_{zz} < 0, \underline{\varepsilon}_{yy} < 0, \underline{\varepsilon}_{xx} > 0$, 3. $\underline{\varepsilon}_{zz} < 0, \underline{\varepsilon}_{yy} > 0, \underline{\varepsilon}_{xx} < 0$, 4. $\underline{\varepsilon}_{zz} > 0, \underline{\varepsilon}_{yy} < 0, \underline{\varepsilon}_{xx} < 0$, 5. $\underline{\varepsilon}_{zz} > 0, \underline{\varepsilon}_{yy} < 0, \underline{\varepsilon}_{xx} > 0$, 6. $\underline{\varepsilon}_{zz} > 0, \underline{\varepsilon}_{yy} > 0, \underline{\varepsilon}_{xx} < 0$; 7- ориентация главных осей деформации; 8- краевые разломы [49]: I- Дарваз-Каракульский, II- Гиссаро-Кокшаальский, III- Турукско-Мурдакшинский, IV- Гульчинский; 9 – оси поперечных поднятий [49]; 10 - эпицентр 1.11 1978 г.; 11 – области, на которых вид деформации не изменился.

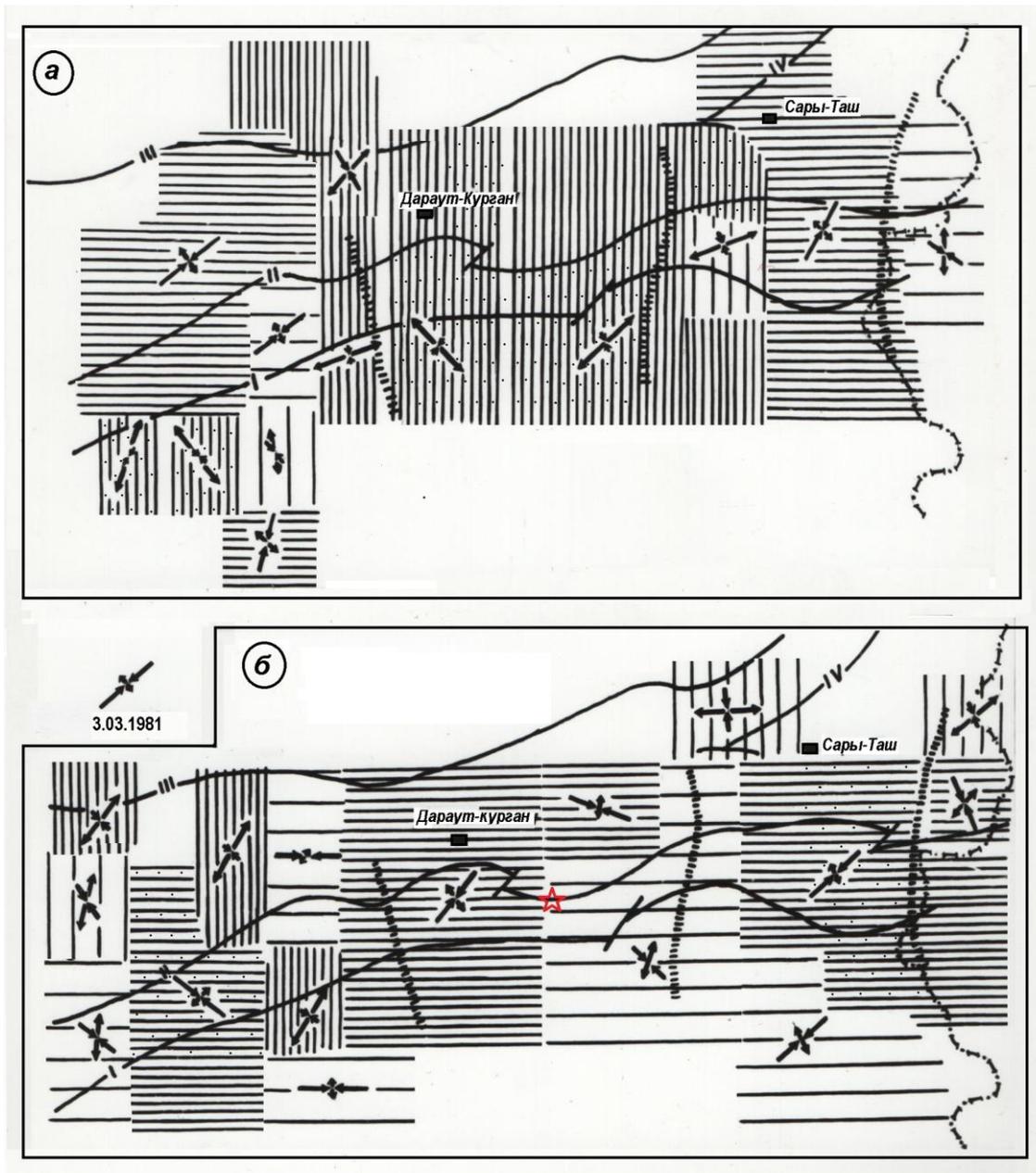


Рисунок 2. Сейсмотектоническая деформация земной коры очаговой зоны землетрясения 03.03 1981 г. до его возникновения в периоды времени: а- (с 03.03.1979 по 02.03.1980 г.); б- (03.03.1980-02.03.1981). Условные обозначения на рисунке 1.

Далее рассмотрим пространственно-временные особенности деформирования земной коры очаговой зоны до сильного Алайского землетрясения 16 декабря 1983 года (рисунок 3). После того, как произошло относительно сильное землетрясение 03.03.1981 года, картина деформирования объёмов земной коры изменилась (рисунок 3а). В центральной части исследуемой зоны сохранилась небольшая область, в которой повторяются деформации предыдущего периода времени. В восточной и западной частях ситуация изменилась – здесь преобладают деформации, характеризующиеся вертикальным укорочением и деформациями удлинения в меридиональном и широтном направлениях ($\varepsilon_{zz} < 0$, $\varepsilon_{yy} > 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$). В следующий период времени (16.12.1981-15.12.1982) (рисунок 3б) область, характеризующаяся знаками деформации ($\varepsilon_{zz} < 0$, $\varepsilon_{yy} > 0$, $\varepsilon_{xx} > 0$), занимает значительную по величине площадь. По краям этой области отмечаются деформации противоположного знака по всем трем направлениям ($\varepsilon_{zz} > 0$, $\varepsilon_{yy} < 0$, $\varepsilon_{xx} < 0$). В западной

части происходят деформации укорочения вдоль вертикальной оси ($\bar{\varepsilon}_{zz} < 0$), удлинения в широтном ($\varepsilon_{xx} > 0$) и удлинения ($\varepsilon_{yy} > 0$) и укорочения ($\varepsilon_{yy} < 0$) различных объёмов земной коры в меридиональном направлении. Произошедшие за период с 16.12.1982 по 15.12.1983 год землетрясения значительно изменили картину деформирования земной коры исследуемой очаговой зоны (рисунок 3в). Деформация имеет сложный характер: области с положительными знаками деформации ε_{zz} , ε_{yy} , ε_{xx} чередуются с областями, в которых деформации имеют отрицательные величины. В центральной части (в месте будущего сильного события) сохранилась небольшая область, характеризующаяся деформацией вертикального укорочения, по обе стороны от нее преобладают деформации вертикального удлинения ($\varepsilon_{zz} > 0$). В этой же области направление осей деформации по ориентировке совпадает с главными осями напряжений при сильном событии, действие осей с близвертикального укорочения изменилось на близгоризонтальное, а с близгоризонтального удлинения – на близвертикальное.

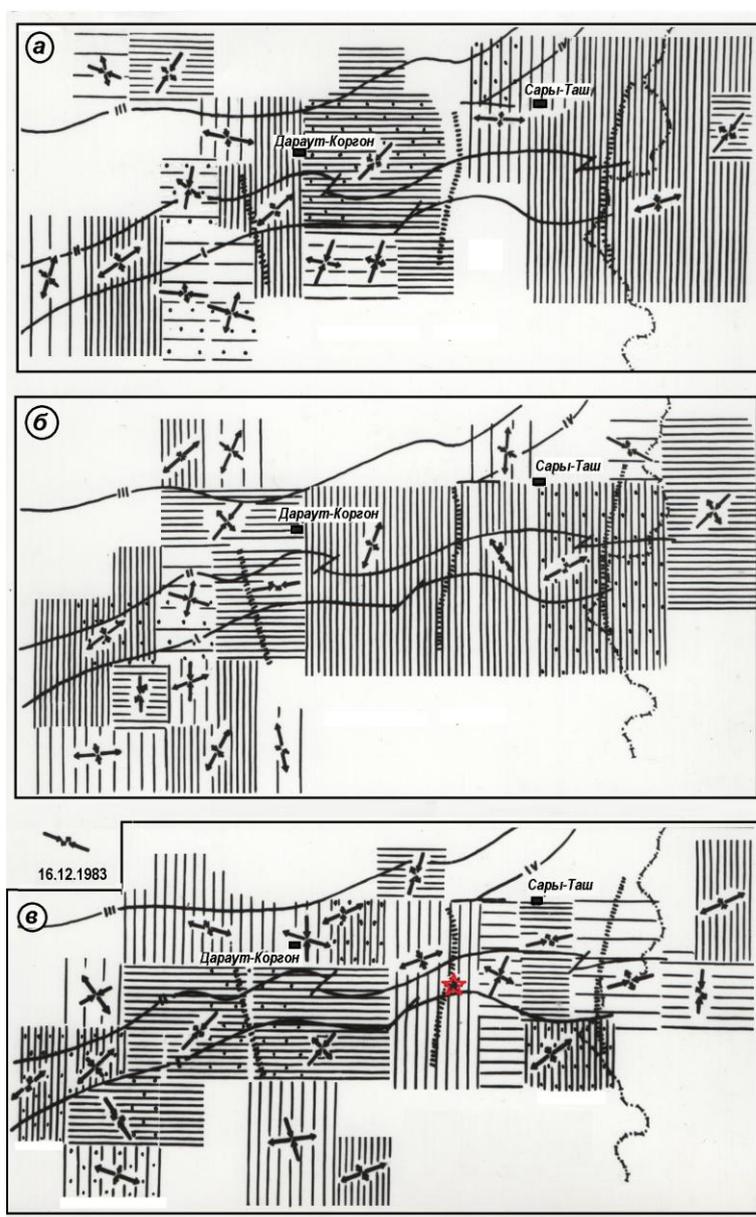


Рисунок 3. Сейсмотектоническая деформация земной коры очаговой зоны землетрясения 16.12.1983 г. до его возникновения в периоды времени: а- (04.03.1981-15.12.1982.); б- (16.12.1981-15.12.1982), в-(16.12.1982-15.12.1983). Условные обозначения на рисунке 1.

Проследим за деформационными процессами области, где непосредственно происходили сильные землетрясения. Знаки шести компонент тензора деформации, этой области за период времени, предшествующий сильному событию, а также в очагах сильных (Дараут-Курганское, Алайские) землетрясений, приведены в таблице 3. Положительные значения (+) показывают относительное удлинение, отрицательные (-) - укорочение линейных размеров объёмов осреднения в соответствующем направлении (ось X направлена по параллели на восток, ось Y – по меридиану на север, ось Z- вверх, в зенит).

Таблица 3.

Период времени	Знаки компонент тензора деформации					
	$\bar{\varepsilon}_{zz}$	$\bar{\varepsilon}_{yy}$	$\bar{\varepsilon}_{xx}$	$\bar{\varepsilon}_{xy}$	$\bar{\varepsilon}_{yz}$	$\bar{\varepsilon}_{zx}$
• дата землетр.						
01.11.1972-31.10.1975	+	-	+	+	-	+
01.11.1975-31.10.1978	-	+	+	+	-	+
• 01.11.1978	-	+	-	+	+	-
03.03.1979-2.03.1980	-	+	+	+	-	+
03.03.1980-2.03.1981	+	+	-	+	-	+
• 03.03.1981	+	-	-	-	+	-
16.12.1981-15.12.1982	-	+	+	+	-	+
16.12.1982-15.12.1983	-	-	+	+	-	+
• 16.12.1983	+	-	-	+	+	-

При сравнении деформаций в очагах сильных землетрясений с деформацией земной коры в последние перед сильным событием периоды времени оказалось, что в очаге Дараут-Курганского землетрясения 01.11.1978 года по компонентам ($\bar{\varepsilon}_{zz} > 0$, $\bar{\varepsilon}_{yy} < 0$, $\bar{\varepsilon}_{xy} < 0$) деформация продолжалась в том же направлении, а по трём другим – в противоположном. В очаге землетрясения 03.03.1981 года только по двум компонентам совпадают знаки деформации ($\bar{\varepsilon}_{zz}$, $\bar{\varepsilon}_{xx}$), в очаге Алайского землетрясения 16.12.1983 года – по трём компонентам ($\bar{\varepsilon}_{yy}$, $\bar{\varepsilon}_{xy}$, $\bar{\varepsilon}_{yz}$). Следовательно, деформационные процессы в очагах сильных землетрясений не повторили тип деформирования земной коры, выявленного по предшествующей ему сейсмичности в области очага.

Исследование сейсмотектонической деформации земной коры очаговых зон последовательности сильных землетрясений Южного Тянь-Шаня (1978 г., 1981 г., 1983 г.), проведённое по совокупности механизмов очагов слабых землетрясений, произошедших в течении ряда лет до сильных событий в периоды их подготовки, показало:

- Сейсмотектоническая деформация земной коры очаговой зоны в процессе подготовки сильного землетрясения претерпевает перестройку как в пространстве, так и во времени.
- Совместное рассмотрение карт компонент тензора сейсмотектонического деформирования позволило воссоздать картину сложных деформаций земной коры в процессе подготовки сильных событий, выделить участки земной коры с однородным видом деформирования, выявить их пространственно-временные особенности.
- Деформации, возникшие в земной коре в результате сильных событий, отличаются от деформаций, происходящих в области очага по совокупности всех произошедших землетрясений.

- Азимутальная ориентация главных осей напряжений в очагах рассматриваемых сильных землетрясений совпадает с преимущественным направлением главных осей деформации очаговых областей, но их действие (либо в направлении, близком к горизонтальному, либо – близком к вертикальному) изменяется.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никонов А. А., Ваков А.В., Веселов И. А. Сейсмоструктура и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука. – 1983.- 240 с.
2. Михайлова Р. С. О подготовке и реализации Алайского землетрясения 1 ноября 1978 года. // Прогноз землетрясений, № 1.-Душанбе: Дониш.-1982.-С.311-331.
3. Михайлова Р. С. Афтершоки Алайского землетрясения 1978 года// Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1980. - Душанбе: Дониш.- 1982 .-С. 25-45.
4. Kristy M.J., Simpson D.W. Seismicity changes preceding two recent Central Asian earthquakes// Journal of Geophysical Research. - 1980.-vol.85.-No B9.-P.4829-4837/
5. Багманова Н. Х. Динамические процессы в земной коре очаговой зоны Алайского землетрясения. // Сейсмичность Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим. - 1989.-С.3-11.
6. Никонов А. А., Веселов И. А. О сейсмическом режиме перед сильными землетрясениями 1974 и 1978 гг. в Заалайском хребте. // Изв. АН СССР, Физика Земли. - 1980. № 6.- С.83-90.
7. Захарова А. И., Чепкунас Л.С., Синельникова Л. Г. Землетрясения в СССР, 1978. -М.: Наука. -1982.-С.77-82.
8. Каталог механизмов очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана, 1979, 1980, 1981, 1982, 1983, 1984, 1985 гг.// Землетрясения Средней Азии и Казахстана. - Душанбе: Дониш.- 1981, 1982, 1983, 1984, 1985, 1988, 1988.
9. Лопатина Т. А. Некоторые сведения о механизме очагов землетрясений Чуйской впадины и ее горного обрамления. // Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. - Фрунзе: Илим. – 1975. - С.73-84.
10. Лопатина Т. А., Серебрянская Т. Я. Механизмы очагов слабых землетрясений, произошедших в 1967–1973 гг. в Чуйской впадине и ее горном обрамлении. // Строение земной коры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим. – 1978.- С.111-125.
11. Беленович Т.Я. Определение динамики тектонических движений по напряжениям в очагах сильных землетрясений Киргизии // Методы и результаты исследований сейсмоактивных зон Киргизии. - Фрунзе: Илим. – 1982. - С.67–75.
12. Захарова А. И., Матасова Л. Н. Динамические параметры очагов землетрясений Восточного Узбекистана // Параметры землетрясений и очаговых зон Узбекистана. - Ташкент: Фан. – 1973. - С. 67–84.
13. Каталог механизмов очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня. // Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. -Часть 1. 1975–1982. - Часть 2. 1983–1987. - Алма-Ата: Наука. – 1990. С.159-199.- С. 174–227.
14. Кучай О.А., Юнга С. Л. Сейсмическое скольжение по Дарваз-Каракульскому разлому. // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1984. - № 1. -С.39-48.
15. Широкова Е. И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии. // Изв.АН СССР. Сер.геофиз. – 1961–№ 6. - С.876-881.
16. Широкова Е. И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1974. - № 11. - С. 22–36.
17. Широкова Е. И. Особенности механизма очагов землетрясений Средней Азии. // Изв.АН СССР. – 1979. - № 10. - С. 44–57.
18. Безродный Е.М., Туйчиев Х.А. Механизм очага сильных землетрясений Узбекистана. - Ташкент: Фан. – 1987. - 67с.

19. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. - Москва: Наука. – 1969. - 134 с.
20. Лукк Л.Н., Юнга С. Л. Вопросы точности определения механизмов очагов коровых землетрясений и сейсмоструктурная деформация Средней Азии и Казахстана. // Землетрясения Средней Азии и Казахстана. - 1980. - Душанбе: Дониш.- 1982.-С.66-95.
21. Лукк А.А., Юнга С. Л., Шкляр Г. П. и др. Сейсмоструктурная деформация Средней Азии и Казахстана. // Землетрясения Средней Азии и Казахстана - Душанбе: Дониш - 1981. - С. 67–99.
22. Беленович Т.Я. Сейсмоструктурная деформация территории Киргизии. // Изв. АН СССР. - Сер. Физика Земли. - 1983.- № 11.-С. 96–100.
23. Беленович Т.Я., Багманова Н. Х. Сейсмоструктурная деформация территории Чуйской впадины и её горного обрамления. // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-тех. и мат. Науки. – 1988. - № 3. - С. 75–80.
24. Беленович Т.Я., Багманова Н. Х. Сейсмоструктурная деформация земной коры. // Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня. - Москва: Наука. - 1991. -С.105-108
25. Багманова Н. Х. Сейсмоструктурная деформация земной коры Иссык –Кульской впадины и её горного обрамления // Детальное сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. - Бишкек: Илим. – 1993. - С.87-93.
26. Кучай О.А. Восстановление сейсмоструктурной деформации Азии в разных слоях земной коры. –Геофизические технологии. – 2021.-№2. – С.4-12.
27. Сычева Н. А. Сейсмоструктурные деформации земной коры Центрального и Западного Тянь-Шаня. – Вулканология и сейсмология. - 2021. -№ 6.- С.59-80.
28. Кучай О.А. Пространственные особенности афтершокового деформирования очаговой области сильного землетрясения //Изв.АН СССР. -Физика Земли. -1982.- №10.- С.62-67.
29. Кучай О.А. Пространственно-временные особенности афтершокового деформирования очаговой области Маркансуйского землетрясения. // Изв.АН СССР. -Физика Земли. -1986.-№ 8.- С.24-31.
30. Кузнецова К. И., Осокина Д. Н., Багманова Н. Х. О возможности выявления перемещений по разлому путём изучения строения полей напряжений и деформаций вблизи него. // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. Докл. 5 сессии по физике очага землетрясений. – Москва. -1991.-С.16-23.
31. Багманова Н. Х. Сейсмоструктурная деформация очаговой зоны сильного землетрясения. // Современная динамика литосферы Тянь-Шаня. - Москва: Наука. - 1991. - С. 108–113.
32. Osokina D. N., Kuznetsova K.I, Bagmanova N. Kh. Lokal stress and strain fields near a fault as indicators of movement on its surface: mechanics and seismicity. // Tectonophysics. – 1992. - vol. 202. - NO 2-4. - P. 239-246.
33. Багманова Н. Х. Сейсмический процесс в земной коре очаговых зон сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов. - Бишкек. - 2018.- С.264-271.
34. Ризниченко Ю. В. Связь течения горных масс и сейсмичностью. // Доклады АН СССР. – 1965. – Т.161. -№ 1. - С97-99.
35. Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс. // Динамика земной коры. Москва: Наука, 1965, с. 56–63.
36. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from G-wave spectrum. //Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.-1966.-vol.44. - № 1.-P.23-72.
37. Brune J.N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. //J. Geophys. Res.-1968.- vol.73.- № 2.-P.777-784.
38. Randall M. J. Elastic multipole theory and seismic moment. // Bull. Seismol. Soc.Amer.- 1971.-vol.61. - № 5. - P.1321–1326.

39. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясений и сейсмическое течение горных масс. // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1974.- № 1.- С.23-40.
40. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – Москва: Наука. -1975.- 172 с.
41. Ризниченко Ю. В. Элементарная теория тектонического землетрясения. -// Докл. АН СССР. -1976.- Т.226.- № 2. – С. 324–327.
42. Ризниченко Ю. В. Протяжённый очаг и сеймотектоническое течение горных масс. // Исследования по физике землетрясений. – Москва: Наука. -1976. –С.236-262.
43. Ризниченко Ю. В. Расчёт скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс. // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1977. - № 10. - С. 34–47.
44. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. // Исследования по физике землетрясений. Москва: Наука. 1976. С. 9–27.
45. Ризниченко Ю. В., Джибладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. //Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1980.- № 11.- С.10-21.
46. Соболева О. В., Бибарсова Д. Г., Вахидова З. М. Расчёт параметров сеймотектонической деформации. // Рукопись деп в ВИНТИ. - № 5402–81. – 1981. - 35 с.
47. Ризниченко Ю. В., Друмя А.В., Степаненко Н. Я., Симонова Н. А., Шумила В.И. Сеймотектоническая деформация в области Вранча. // Изв. АН СССР. - Физика Земли. – 1982.- № 10.- С.90-104.
48. Ризниченко Ю. В., Соболева О. В., Кучай О.А. и др. Сеймотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90–104.
49. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим. - 1986. – 312 с.

Рецензент: к. ф.-м. н. А. Г. Фролова