

## Тензор сейсмического момента и динамические параметры землетрясений Центрального Тянь-Шаня

© 2020 Н.А. Сычева

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизия  
E-mail: nelya@gdirc.ru

**Резюме.** По данным сети KNET на основе метода волновой инверсии определены тензоры сейсмических моментов (ТСМ) 177 землетрясений с  $K \geq 10.5$  ( $M \geq 3.6$ ), произошедших на территории Центрального Тянь-Шаня с 2007 по 2017 г. Полученные решения добавлены в каталог ТСМ. Представлены некоторые характеристики полного каталога ТСМ, включающего 284 события с  $2.8 \leq M \leq 6$  за 1996–2017 гг. Построены диаграммы азимутов главных осей напряжений и графики распределения угла погружения. Ось сжатия для большей части событий имеет север-северо-западное направление и субгоризонтальное положение, для оси растяжения не выявлено преимущественного направления, положение для большинства событий субвертикальное. Для 150 событий с 1999 по 2014 г. в дополнение к скалярному сейсмическому моменту получены динамические параметры (ДП): радиус очага (радиус Брюна) и сброс касательных напряжений. Исследованы корреляции между ДП и магнитудой. Наиболее слабой оказалась связь сброса напряжений с магнитудой землетрясения. На основе тензоров сейсмического момента из каталога ТСМ построено распределение коэффициента Лодэ–Надаи и отмечены типы деформации, характерные для исследуемой территории. Проведено сопоставление режимов деформации с величиной сброшенных напряжений.

**Ключевые слова:** землетрясение, тензор сейсмического момента, скалярный сейсмический момент, моментная магнитуда, угловая частота, радиус очага, сброс касательных напряжений, коэффициент Лодэ–Надаи.

*Для цитирования:* Сычева Н.А. Тензор сейсмического момента и динамические параметры землетрясений Центрального Тянь-Шаня. *Геосистемы переходных зон*, 2020, т. 4, № 2, с. 178–191. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.2.178-191.192-209>.

## Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan

Nailia A. Sycheva

Research Station of Russian Academy of Sciences in Bishkek City, Bishkek, Kyrgyzstan  
E-mail: nelya@gdirc.ru

**Abstract.** In the study, seismic moment tensors (SMT) of 177 earthquakes in the Central Tien Shan with  $K \geq 10.5$  ( $M \geq 3.6$ ) occurring from 2007 to 2017 are determined on the basis of the wave inversion method and data from the KNET seismic network. The 177 obtained solutions have been added to an SMT catalogue, which includes 284 events with  $2.8 \leq M \leq 6$  that have occurred from 1996 to 2017. Some characteristics of the SMT catalogue are discussed along with constructed principal stress axes azimuth diagrams and dip angle distribution graphs. For the most part of events, the compression axis of the seismic events has a north-northwest direction and a sub-horizontal orientation; the direction of the tension axis does not have a pronounced maximum, while for most events it has a subvertical orientation. In addition to the scalar seismic moment, the dynamic parameters (DP) of the 150 events from the SMT catalogue that have occurred from 1999 to 2014 were computed: the source radius (Brune radius) and tangential stress drop. Studied correlations between the DP and magnitude show the link between the stress drop and earthquake magnitude to be the weakest. The Lode–Nadai factor

distribution on the grounds of the seismic moment tensors from the SMT catalogue was constructed and the deformation types typical for the studied area identified. A comparison between deformation regimes and stress drop values is presented.

**Keywords:** earthquake, seismic moment tensor, scalar seismic moment, moment magnitude, corner frequency, source radius, stress drop, Lode–Nadai factor.

**For citation:** Sycheva N.A. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan: translation. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 2, pp. 192–209. (In Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.2.178-191.192-209>.

## Введение

Центральный Тянь-Шань занимает обширную территорию, окаймленную хребтами: Ферганским на западе, Заилийским, Киргизским, Таласским Алатау – на севере, Меридиональным на востоке и Кокшаал-Тоо – на юге (<https://silkadv.com/ru/node/410>). К Северному Тянь-Шаню принято относить Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Кетмень и Киргизский Алатау (Киргизский хребет) (<http://tianshan.alnaz.ru/objekty/hrebty.html>). Киргизский хребет ограничивает Центральный Тянь-Шань с севера, относясь, таким образом, одновременно к обоим регионам. Сейсмологическая сеть KNET, организованная в 1991 г. на территории Северного Тянь-Шаня, включает в себя 10 цифровых широкополосных станций. Основная часть станций расположена в северных предгорьях Киргизского хребта и по бортам Чуйской впадины. Несмотря на то что станции сети KNET расположены на территории Северного Тянь-Шаня, они позволяют регистрировать землетрясения, происходящие в Центральном Тянь-Шане.

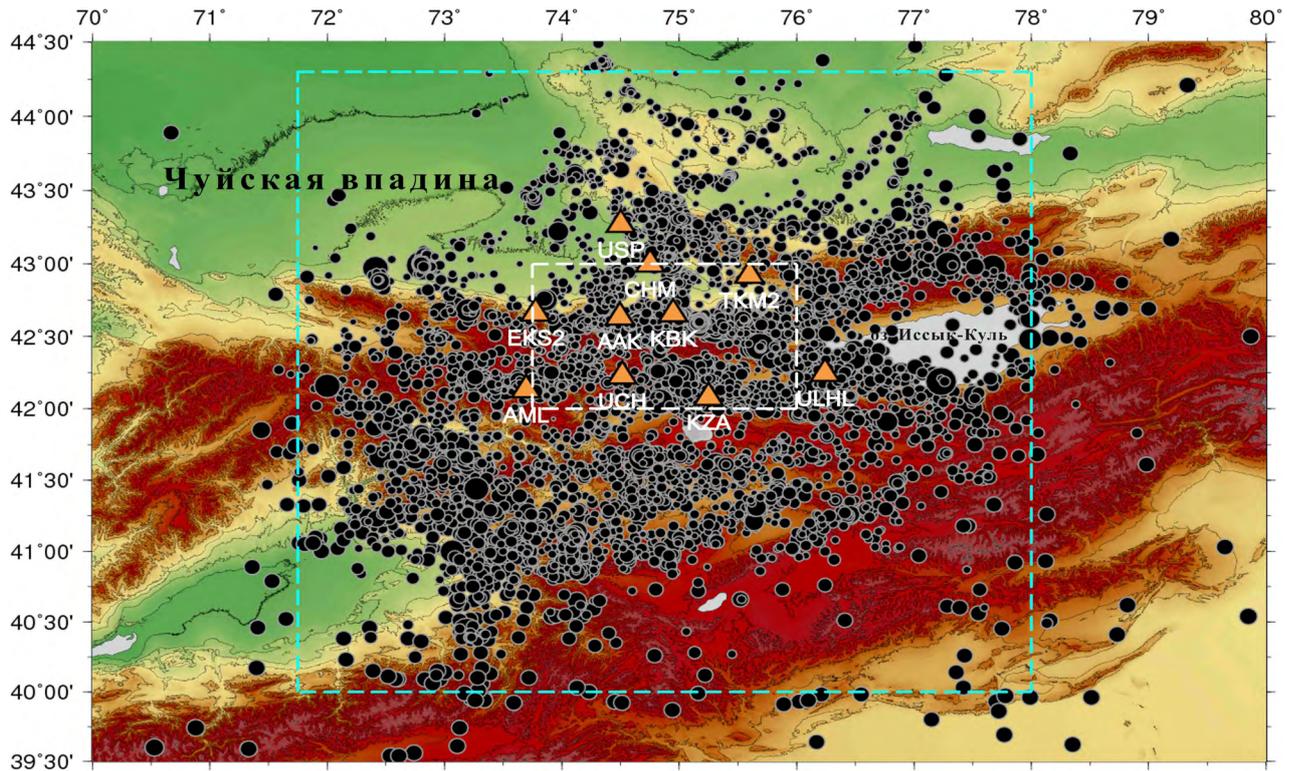
На основе данных сети KNET создаются каталоги землетрясений, определяются фокальные механизмы и динамические параметры землетрясений, а также решаются другие научные задачи. Данные о фокальных механизмах очагов землетрясений используются для оценки напряженно-деформированного состояния среды. Динамические параметры землетрясений, в частности сброс касательных напряжений (далее сброс напряжений), могут также характеризовать региональные особенности геодинамического процесса. Накопление этих данных позволяет про-

водить оценку геодинамических процессов, протекающих в среде.

Для расчета фокальных механизмов очагов используется два подхода: определение механизма по знаку прихода  $P$ -волн [Reasenber, Oppenheimer, 1985; Snoke, 1989, 1990, 2000 и др.] и метод волновой инверсии [Dziewonski et al., 1981; Fukahata et al., 2003; Костюк и др., 2010; и др.].

Одним из условий надежного определения фокального механизма по знакам прихода  $P$ -волн является полное окружение эпицентра пунктами наблюдений. Исходя из конфигурации станций сети KNET, определение фокального механизма этим методом возможно только для тех землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети:  $42.0\text{--}43.0^\circ$  с.ш. и  $73.75\text{--}76.0^\circ$  в.д., что представляет собой небольшую территорию  $100 \times 300$  км<sup>2</sup> (рис. 1). Применение метода волновой инверсии позволяет на основе данных сети KNET рассчитать тензор сейсмического момента, а значит, определить фокальный механизм также и для землетрясений, произошедших за границами расположения станций сети в пределах  $1\text{--}2^\circ$  (см. рис. 1). Эту территорию в данной работе мы относим к Центральному Тянь-Шаню.

Метод волновой инверсии для расчета ТСМ применяется на Научной станции РАН с 2006 г. На его основе определены тензоры сейсмических моментов 107 землетрясений за 1996–2006 гг. [Костюк, 2008; Костюк и др., 2010]. В [Костюк, 2008] отмечено хорошее согласование полученных решений с решениями, которые были представлены



**Рис. 1.** Эпицентральное расположение землетрясений из каталога по данным сети KNET (более 9000 событий, 1994–2017 гг.). Треугольники – станции сети KNET. Белой штриховой линией условно обозначена территория, ограниченная координатами краевых станций сети KNET. Для землетрясений этой территории фокальные механизмы определяются по знакам прихода  $P$ -волн. Бирюзовой линией условно обозначена территория, для которой применен метод волновой инверсии.

в каталоге CMT (Centroid moment tensor) (<https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) для землетрясений с  $M > 4.5$  ( $K > 12$ ).

При построении очагового спектра, на основе которого рассчитываются динамические параметры землетрясения, большое значение имеет направленность излучения очага. Поэтому в работах [Sycheva, Bogomolov, 2014, 2016] при исследовании динамических параметров рассматривались только те события, которые произошли на территории, не выходящей за пределы сети KNET.

Одна из задач данной работы – определить тензоры сейсмического момента для землетрясений, произошедших в 2007–2017 гг. на территории расположения станций сети KNET и за ее границами в пределах  $1\text{--}2^\circ$ , и, таким образом, пополнить каталог TCM. В статье приведены основные характеристики полученного каталога.

Наличие значений угловых частот  $f_0$  для землетрясений 1999–2014 гг., произошедших на территории Центрального Тянь-Шаня [Sychev et al., 2018], позволило также рассчи-

тать динамические параметры (радиус очага и сброс касательных напряжений) для землетрясений с  $M = 2.8\text{--}6$  из каталога TCM, расширив тем самым банк данных и, соответственно, территорию, для которых они определены. В дальнейшем полученные данные можно использовать для оценки напряженно-деформированного состояния исследуемой территории.

## Исходные данные и методики

### Методика расчета тензора сейсмического момента

Для расчета TCM отбирались землетрясения 2007–2017 гг., произошедшие на территории расположения станций сети KNET и за ее пределами на расстоянии  $1\text{--}2^\circ$  в радиусе и имеющие энергетический класс  $K \geq 10.5$  ( $M > 3.5$ ). Рассмотрено также несколько землетрясений ниже этого класса, для которых стало возможным определение TCM. Расчет тензора сейсмического момента для событий 2007–2010 гг. проводился на основе волновых форм, полученных в miniSEED-формате с частотой 40 Гц с сайта консорциума IRIS (Incorporated

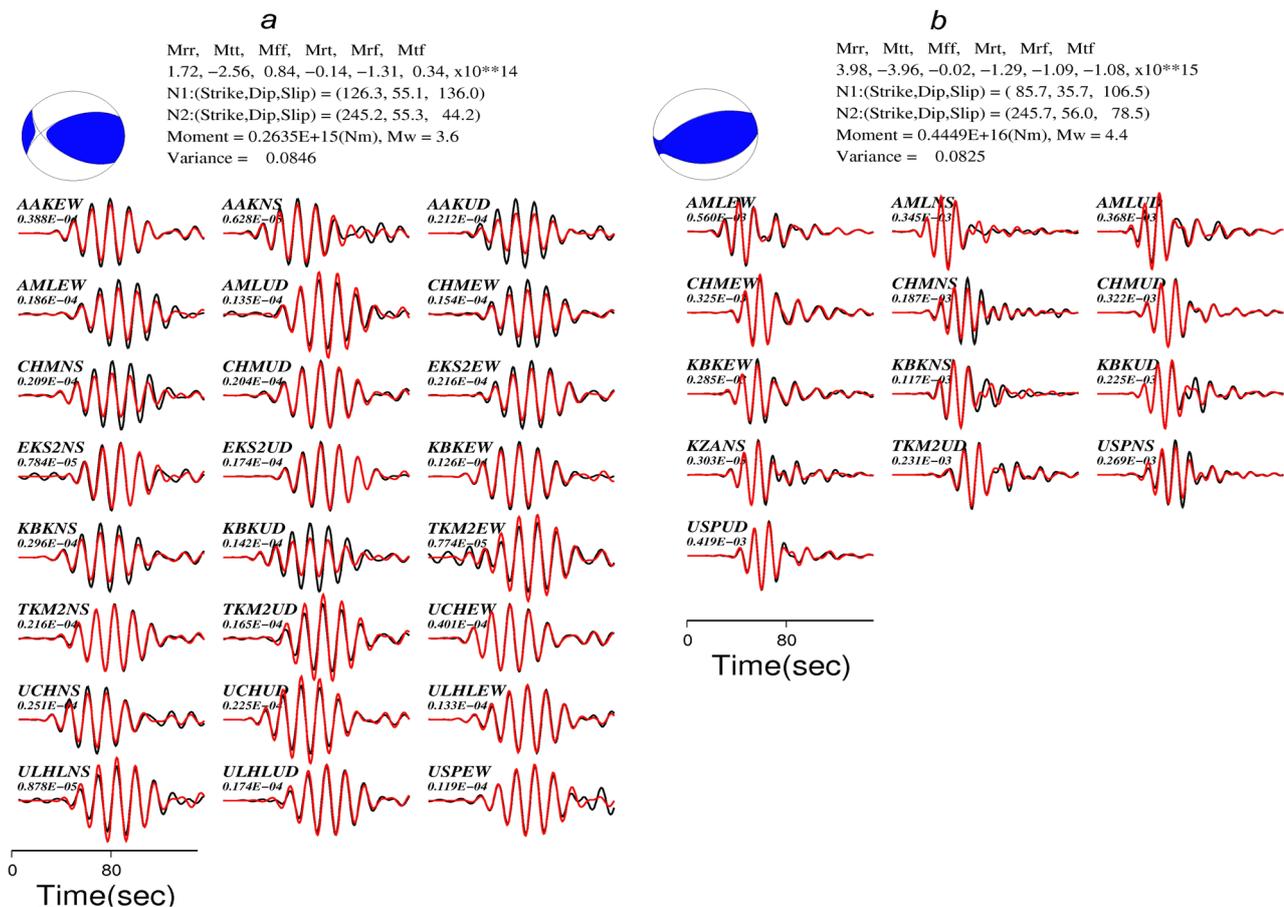
Research Institutions for Seismology) (<https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/types>), а для событий 2011–2017 гг. использовались записи с частотой 100 Гц из архива Научной станции РАН. Предварительно записи землетрясений были преобразованы из формата S4 (SEED) в miniSEED-формат с использованием авторской программы [Сычев, Сычева, 2018]. Определение времен вступления *P*-волны проводилось с помощью программы SAC (Seismic Analysis Code) (<http://ds.iris.edu/files/sac-manual>) по всем компонентам (*E*, *N*, *Z*).

Тензоры сейсмического момента для исследуемых землетрясений определяли с помощью программы, разработанной Ю. Яги [Yagi, 2004], которая реализует метод инверсии волн. В этой программе функция Грина рассчитывается по методу Кокецу [Kohketsu, 1985], модифицированному в [Kikuchi, Kanamori, 1991], при этом процедура инверсии строится согласно [Fukahata et al., 2003].

При расчете функции Грина для исследу-

емой территории использовалась скоростная модель Института динамики геосфер РАН [Земная... , 2006], плотности пород указаны согласно [Курскеев и др., 2004], затухание определялось на основе геологической карты [Геологическая... , 1980] и по таблицам свойств пород [Lay, Wallace, 1995]. Более подробно метод волновой инверсии описан в работах [Yagi, 2004; Костюк, 2008; Костюк и др., 2010].

Программа расчета тензоров сейсмического момента выдает графические файлы, примеры которых представлены на рис. 2. Первый пример (рис. 2 а) демонстрирует решение, полученное по 18 записям землетрясения (9 станций), второй – на основе 13 записей (6 станций) (рис. 2 б). В обоих случаях имеем хороший результат моделирования: величина расхождения волнового моделирования (variance) равна 0.08. Это говорит о том, что приемлемое решение может быть получено и при небольшом количестве ана-



**Рис. 2.** Пример графического выходного файла расчета тензора сейсмического момента для двух землетрясений: (а) 2017.07.29,  $K = 11.7$ ; (б) 1998.11.21,  $K = 12.5$ . Красные линии – синтетические сейсмограммы, черные – исходные сейсмограммы.

лизируемых сейсмограмм. Механизмы очагов, представленные на рис. 2, имеют взрывной характер, и азимут оси сжатия имеет субмеридиональное направление, что соответствует региональному геодинамическому режиму. Выходной графический файл содержит не только графическое изображение фокального механизма и волнового моделирования, но и оценки параметров очагов землетрясений. К таким параметрам относятся углы, характеризующие положение нодальных плоскостей (strike, dip, slip), компоненты тензора деформации, а также скалярный сейсмический момент  $M_0$  (определяемый при инверсном методе) и моментная магнитуда  $M_w$  (см. рис. 2). В дальнейшем значения углов нодальных плоскостей используются для определения параметров главных осей напряжений – азимута и угла погружения – с помощью программы sdr2tpb.m из пакета SEIZMO (Passive seismology toolbox for Matlab & GNU Octave) (<http://epsc.wustl.edu/~ggeuler/codes/m/seizmo>).

#### Методика расчета динамических параметров

Радиус очага определяется формулой [Scholz, 2019; Abercrombie, Rice, 2005; Scuderi et al., 2016]

$$r = kV_s / f_0, \quad (1)$$

где  $f_0$  – угловая частота (время разрыва в очаге),  $V_s$  – скорость  $S$ -волны,  $k$  – численный коэффициент, зависящий от модели разрыва в очаге. В нашем случае мы используем модель Брюна. При использовании простейшей модели Брюна [Brune, 1970]  $k = 0.37$  и выражение (1) определяет так называемый радиус Брюна. Эта модель очага предполагает, что смещение происходит одновременно и «мгновенно» по всей плоскости разрыва, которая имеет форму круга с радиусом  $r$ . Зона очага – сферическая, с тем же радиусом.

Общее соотношение между сбросом напряжений, сейсмическим моментом и геометрическими параметрами очага [Ruff, 1999; Madariaga, 1979; Кочарян, 2016]:

$$\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / S_{r_1} \approx C_\sigma M_0 / S^{3/2}. \quad (2)$$

Для площадки разрыва в форме круга радиусом  $r$  площадь  $S = \pi r^2$ , характерный размер  $r_1$  можно отождествить с радиусом  $r$ , и тогда выражение для сброшенного напряжения  $\Delta\sigma$  примет форму  $\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / \pi r^3$ . Для случая кругового разрыва значение коэффициента  $C_\sigma$  определено в работе [Eshelby, 1957]:  $C_\sigma = 7\pi/16 \approx 1.37$ , и из (2) получается выражение

$$\Delta\sigma = 7M_0 / 16r^3, \quad (3)$$

которое наиболее часто используется для оценки величины  $\Delta\sigma$  по сейсмическим данным [Brune, 1970, 1971; Scholz, 2019].

Для вычисления радиуса очага (1) необходимо знать угловую частоту  $f_0$  и скорость  $S$ -волны, для вычисления сброса напряжений (3) – скалярный сейсмический момент  $M_0$  и радиус очага  $r$ .

Значения угловых частот  $f_0$  (определенных по  $S$ -волне) взяты из работы [Sychev et al., 2018], скорость  $S$ -волны сейсмогенного слоя принималась 3.5 км/с [Roecker et al., 1993], а значения скалярного сейсмического момента взяты из каталога ТСМ. Стоит отметить, что для расчета угловой частоты  $f_0$  в работе [Sychev et al., 2018] рассматривались волновые формы локальных землетрясений с частотой записи 100 Гц, по которым строились спектры  $P$ - и  $S$ -волн.

## Результаты

### Характеристики каталога ТСМ

В результате применения метода инверсии к цифровым записям локальных землетрясений 2007–2017 гг. определены тензоры сейсмического момента 177 землетрясений. Как отмечено выше, 107 решений ТСМ для землетрясений 1996–2006 гг. были получены в работах [Костюк, 2008; Костюк и др., 2010].

Итоговый полный каталог ТСМ включает 284 события. По каждому землетрясению каталог содержит дату, время, эпицентр, глубину и энергетическую характеристику ( $K$ ), параметры, описывающие кинематику разрыва в очаге: углы, которые характеризуют положение нодальных плоскостей (равновероятные плоскости разрыва), компоненты тензора деформации, а также азимут и угол погружения главных осей напряжений. Скалярный

сейсмический момент и моментная магнитуда также представлены в каталоге. Скалярный сейсмический момент считают динамической (очаговой) характеристикой и рассматривают в качестве меры потенциальной энергии, необходимой для перемещения масс по поверхности разрыва [Пузырев, 1997].

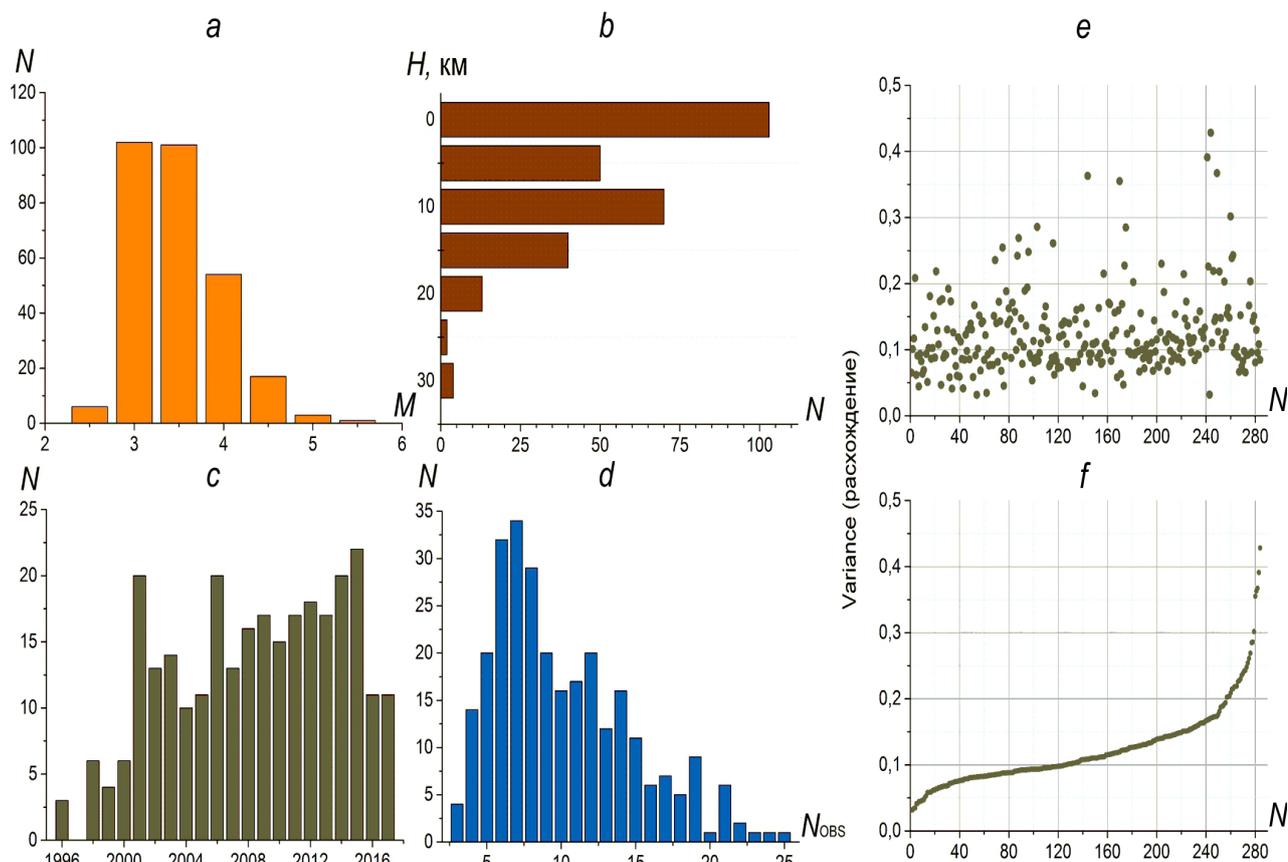
Некоторые статистические характеристики полного каталога представлены на рис. 3. В каталоге преобладают события с магнитудой  $M = 3.5-4$ , значительная их часть произошла на глубине до 20 км. Распределение событий по времени неравномерно. Максимальное количество сейсмограмм, использованных для решения, составляет 30 (по 3 компоненты –  $E, N, Z$  на 10 станциях), но основная часть решений получена при количестве анализируемых сейсмограмм больше 5, но меньше 15 (рис. 3 d).

Распределение величины расхождения волнового моделирования (variance) в исходном и отсортированном виде представлено

на рис. 3 e, f. Минимальная ошибка составляет 0.03, максимальная 0.4. Для 120 событий ошибка моделирования не превышает значения 0.1, для 140 событий – 0.2 и только для 20 событий (7 % от общего числа) находится в диапазоне 0.2–0.4 (значимая ошибка).

### Фокальные механизмы

Эпицентры землетрясений из каталога ТСМ (284 события) и их фокальные механизмы представлены на рис. 4. Более половины событий (57 %) составляют взбросы и взбросо-сдвиги, третью часть (31 %) – горизонтальные сдвиги и надвиги, сбросы и сбросо-сдвиги малочисленны (12 %). По геологическим индикаторам Северного Тянь-Шаня восстановлены [Сим и др., 2014] общие (усредненные) неотектонические напряжения, различающиеся для поднятий и впадин. Отмечено, что деформирование положительных структур в новейший этап происходит во взбросовом поле с горизонтальной меридиональной



**Рис. 3.** Гистограммы распределения количества событий в каталоге ТСМ: а – по магнитуде; б – по глубине; с – по времени; д – по количеству анализируемых сейсмограмм. Распределение величин расхождения волнового моделирования для событий каталога тензоров сейсмического момента: е – исходный ряд; ф – отсортированный ряд.

ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения, а во впадинах – в сбросовом поле с вертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения, ориентированной на север-северо-восток. На основе анализа фокальных механизмов очагов землетрясений Северного и Центрального Тянь-Шаня отмечено [Крестников и др., 1987; Юнга, 1990], что для исследуемой территории характерно разнообразие механизмов очагов и наиболее характерными являются землетрясения, имеющие взбросовый, сбросо-сдвиговый и сдвиговый механизм очага.

На рис. 5 а, б представлены диаграммы распределения направлений (азимутов) осей сжатия  $P$  и растяжения  $T$ , на рис. 5 с – количественные зависимости от угла погружения этих осей. Для построения зависимостей значение азимутов усреднялось с шагом  $5^\circ$ , а углов погружения – с шагом  $10^\circ$ . Большинство осей сжатия имеют азимут  $340^\circ$ , что соот-

ветствует север-северо-западному направлению, и основная часть осей попадает в сектор  $330^\circ$ – $360^\circ$ , азимуты осей растяжения не имеют ярко выраженного максимума. Такое направление осей сжатия отмечается и другими исследователями для Тянь-Шаньского региона [Крестников и др., 1987; Юнга, 1990; Курские, 2004]. Большая часть осей сжатия имеет нулевой угол погружения (субгоризонтальное положение), а основная часть осей растяжения имеет угол погружения близкий к  $60^\circ$  (субвертикальное положение).

### Динамические параметры

Рабочая выборка для расчета динамических параметров составила 150 землетрясений с  $M = 2.8$ – $6$  за 1999–2014 гг. из каталога ТСМ. Основные характеристики этих землетрясений (скалярный сейсмический момент, моментная магнитуда, угловая частота, радиус очага, сброс напряжений)

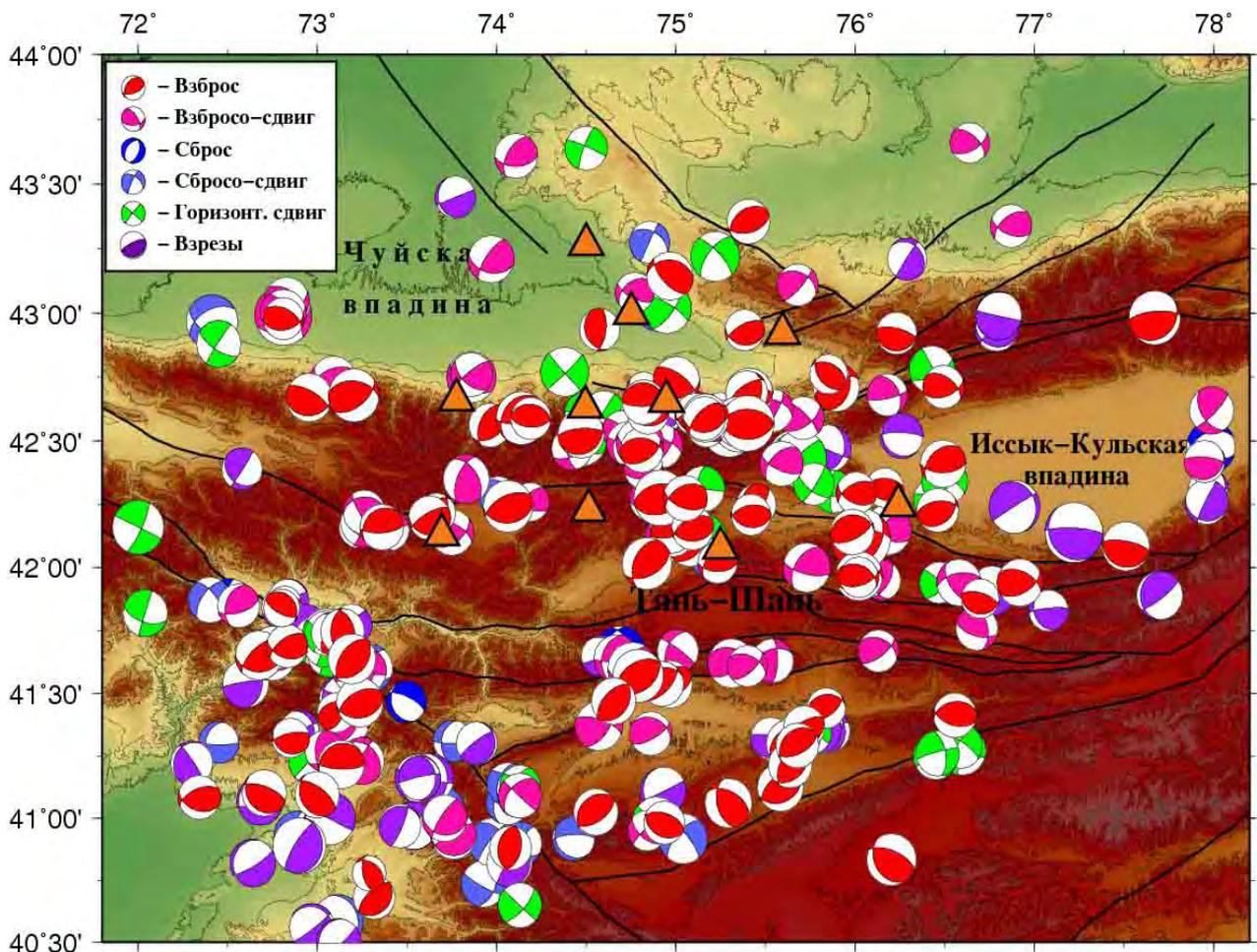


Рис. 4. Эпицентральное положение и фокальные механизмы очагов землетрясений из каталога тензоров сейсмического момента (284 события). Треугольниками обозначено положение станций сети KNET.

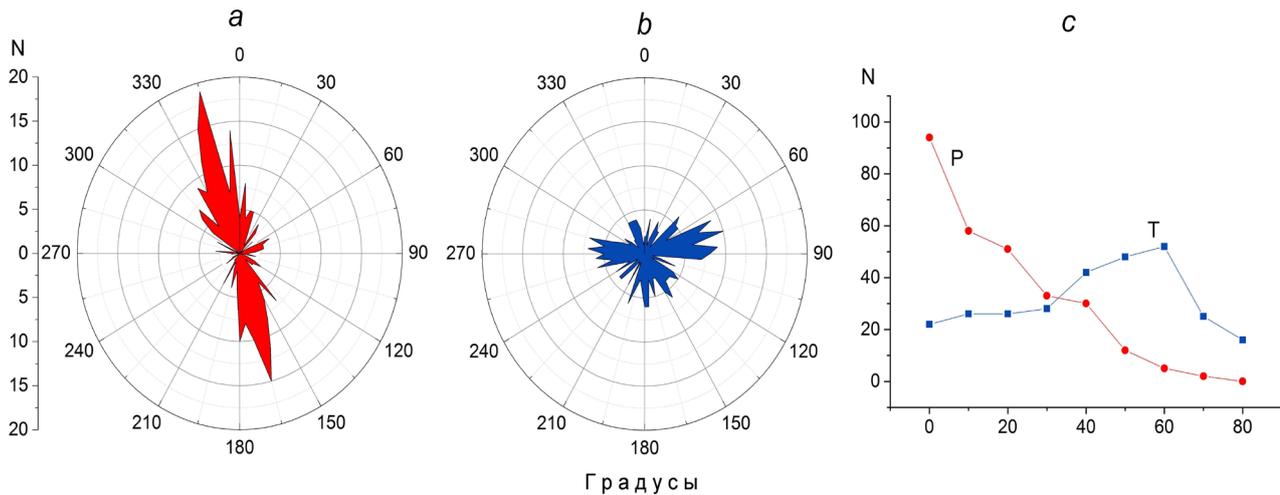


Рис. 5. Распределение: а – азимутов осей сжатия  $P$ ; б – азимутов осей растяжения  $T$ ; с – значений угла погружения осей сжатия и растяжения.

представлены в табл. 1 (см. приложение, с. 204). Скалярный сейсмический момент и моментная магнитуда для них взяты из каталога ТСМ. Рассчитаны радиус очага (радиус Брюна) и сброс касательных напряжений.

Наряду с динамическими параметрами для каждого землетрясения в таблицу включена дата, эпицентр, глубина, энергетический класс, магнитуда землетрясения, пересчитанная из класса  $K$  по формуле [Раутиан, 1960], а также количество сейсмограмм, по которым получено решение ТСМ. Зависимости угловой частоты  $f_0$ , скалярного сейсмического момента  $M_0$ , радиуса очага  $r$  и сброса напряжений от энергетических характеристик показаны на рисунках 6–8. Энергетическими характеристиками выбраны магнитуда  $M$ ,

пересчитанная из класса  $K$ , и моментная магнитуда  $M_w$ , определенная при расчете тензора сейсмического момента. Для всех рассматриваемых зависимостей определены коэффициенты корреляции, значения которых указаны на графиках.

Угловая частота для рассматриваемого класса событий ( $M = 2.8-6$ ) варьирует от 1.0 до 8.9 Гц (рис. 6), что соответствует времени разрыва в очаге 1–0.11 с. Угловая частота  $f_0$  и скалярный сейсмический момент  $M_0$ , из которого определяется моментная магнитуда  $M_w$ , получены в разных исследованиях, тем не менее распределение угловой частоты в зависимости от  $M_w$  описывается линейной моделью лучше, чем в зависимости от  $M$ . Значение дисперсии

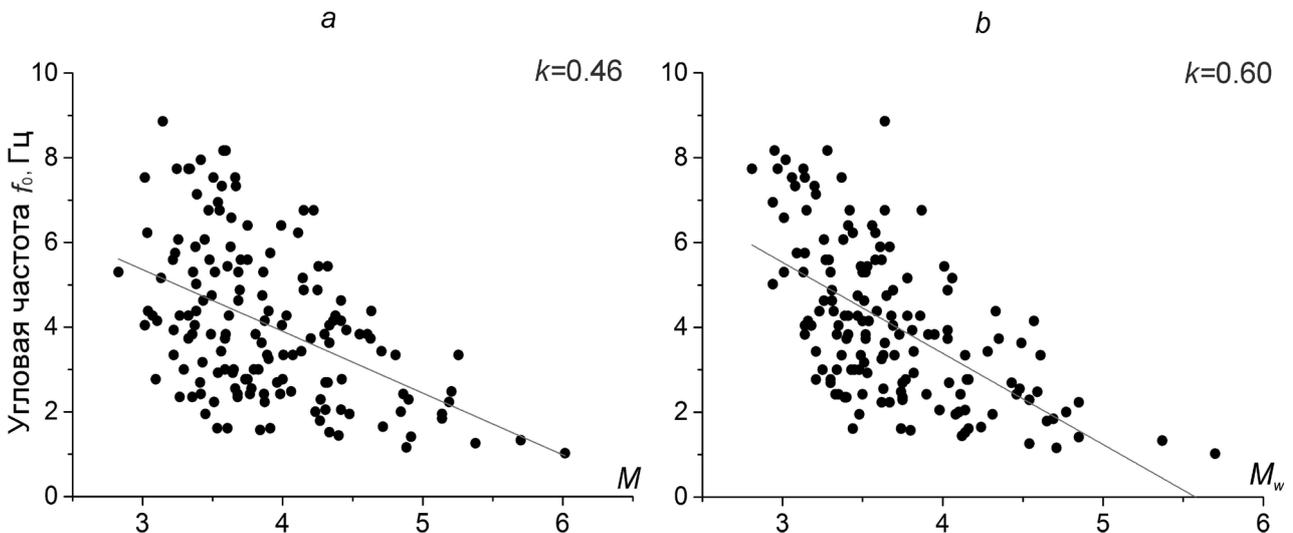


Рис. 6. Зависимость угловой частоты  $f_0$  от магнитуды  $M$ , определенной из класса землетрясения  $K$  (а), и моментной магнитуды  $M_w$  (б).

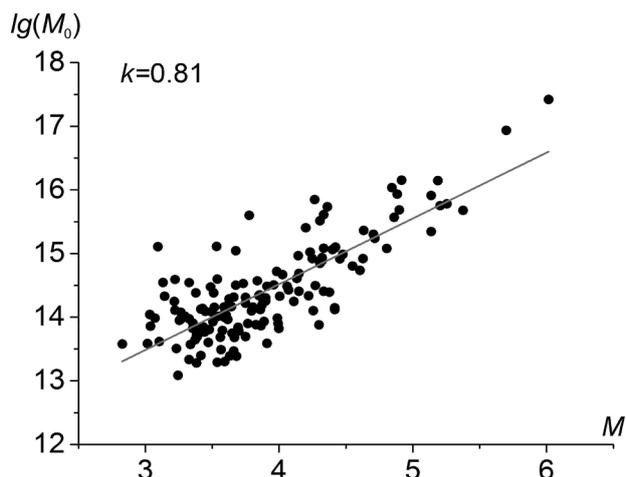


Рис. 7. Зависимость логарифма скалярного сейсмического момента от магнитуды  $M$ , определенной из класса землетрясения.

распределения отклонений от линейной модели для магнитуды  $M$  составляет  $D = 389$ , для магнитуды  $M_w = 322$ .

Скалярный сейсмический момент для рассматриваемого класса событий варьирует в диапазоне от  $2.03 \cdot 10^{13}$  до  $4.3 \cdot 10^{17}$  Н·м. Зави-

симость  $M_0$  от  $M$  хорошо описывается линейной моделью с положительным углом наклона: чем выше магнитуда, тем выше значение скалярного сейсмического момента (рис. 7). Эта зависимость может быть описана выражением  $\lg(M_0) = 10.6 + 1.03M$ , что вполне соответствует выражению  $\lg(M_0) = 8.4 + 1.6M$  из работы [Ризниченко, 1985] (где  $M_0$  представлен в Н·м), а также выражению, полученному для землетрясений Северного Тянь-Шаня  $\lg(M_0) = 10.1 + 1.1M$  [Sycheva, Vogomolov, 2016]. Отклонение значений относительно линии тренда имеет меньший разброс для событий с  $M > 4.5$ . Зависимость  $\lg(M_0)$  от  $M_w$  представляет собой линейную функцию, поскольку моментная магнитуда определяется из сейсмического момента и напрямую зависит от него [Канатогі, 1977].

Радиус очага (радиус Брюна) для исследуемых событий варьирует от 150 до 1280 м. Зависимость радиуса Брюна от  $M$  представлена на рис. 8а, а от  $M_w$  – на рис. 8б. Непо-

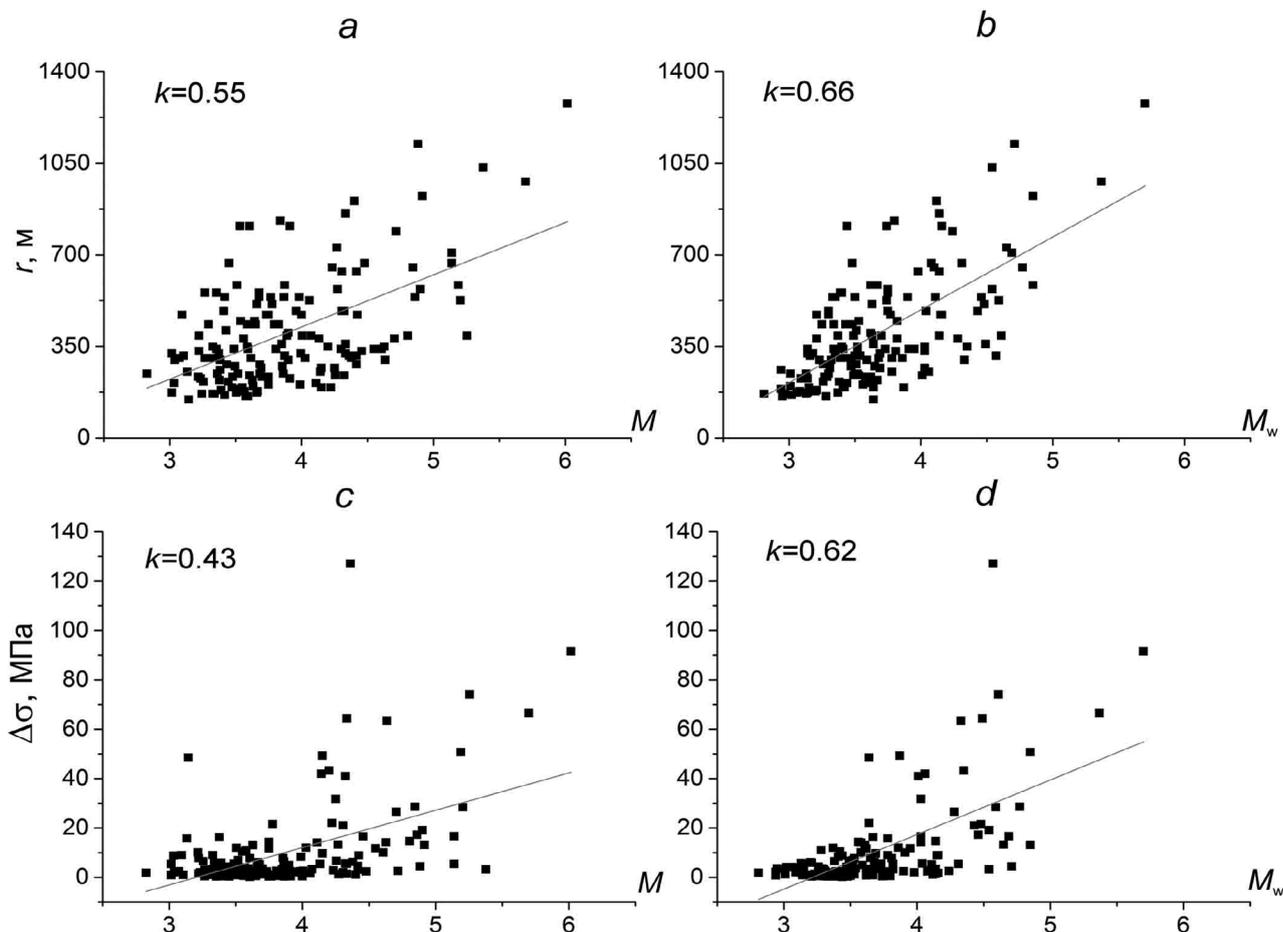


Рис. 8. Зависимость радиуса  $r$  (а, б) и уровня сброса напряжений  $\Delta\sigma$  (с, д) от магнитуды  $M$ , определенной из класса землетрясения (а, с), и моментной магнитуды  $M_w$  (б, д).

средственная связь между радиусом Брюна и угловой частотой (уравнение (1)) отражается и в представленных распределениях: разброс значений радиуса Брюна в зависимости от  $M_w$  меньше, чем в зависимости от  $M$ .

*Сброс напряжений*, согласно табл. 1 (см. приложение, с. 204), меняется от  $\sim 0.2$  до  $\sim 130$  МПа. Зависимость распределения сброса напряжений от двух магнитуд ( $M$  и  $M_w$ ) представлена на рис. 8 с и 8 d: зависимость сброса напряжений от  $M_w$  имеет меньший разброс, чем зависимость от  $M$ , что также объясняется теоретической связью сброса напряжений с радиусом Брюна и скалярным сейсмическим моментом.

Анализ коэффициента корреляции рассматриваемых зависимостей показал, что его значение для моментной магнитуды  $M_w$  выше, чем для  $M$ . Высокий уровень корреляции (0.81) получен для скалярного сейсмического момента, наименьший – для сброса напряжений (0.43, 0.62 – для  $M$  и  $M_w$  соответственно), что может указывать на слабую связь этой характеристики от магнитуды события. Чуть выше значение коэффициента корреляции для радиуса очага (0.55, 0.66).

На рис. 9 представлена зависимость распределения сброса напряжений от магнитуды  $M_w$ , при этом отдельно рассматриваются и описываются линейной моделью выборки событий с  $\Delta\sigma < 20$  МПа и  $\Delta\sigma \geq 20$  МПа (рис. 9 а), а также зависимость сброса напряжений  $\Delta\sigma$  для событий с  $M_w < 3.6$  и  $M_w \geq 3.6$

(рис. 9 б). На графиках также приведено значение коэффициента корреляции рассматриваемых зависимостей. Выборки, отмеченные на рис. 9 черным цветом, описаны линейной моделью с малым угловым коэффициентом, т.е. сброс напряжений имеет мало изменяемые значения на рассматриваемом диапазоне магнитуд. Линейные модели, описывающие выборки, отмеченные красным, имеют больший угловой коэффициент, однако на рассматриваемом диапазоне магнитуд наблюдается значительный разброс значений по обе стороны от модельной линии. Коэффициент корреляции сброса напряжений и моментной магнитуды для рассматриваемых выборок имеет низкие значения, что может также свидетельствовать о том, что сброс напряжений мало зависит от магнитуды землетрясения.

*Распределение коэффициента Лодэ–Надаи и сброс напряжений.* Для того чтобы получить представление о деформации земной коры в целом, используется коэффициент Лодэ–Надаи  $\mu_\epsilon$ , который не зависит от координатного представления тензора и может рассматриваться как его инвариантная характеристика. Стоит заметить, что, согласно [Филин, 1975], при  $\mu_\epsilon = 1$  деформация имеет вид простого сжатия (одноосное сжатие) (при  $\mu_\epsilon > 0$  преобладает деформация сжатия), при  $\mu_\epsilon = -1$  деформация имеет вид простого растяжения (одноосное растяжение) (при  $\mu_\epsilon < 0$  преобладает деформация растяжения), при  $\mu_\epsilon = 0$  деформация имеет вид

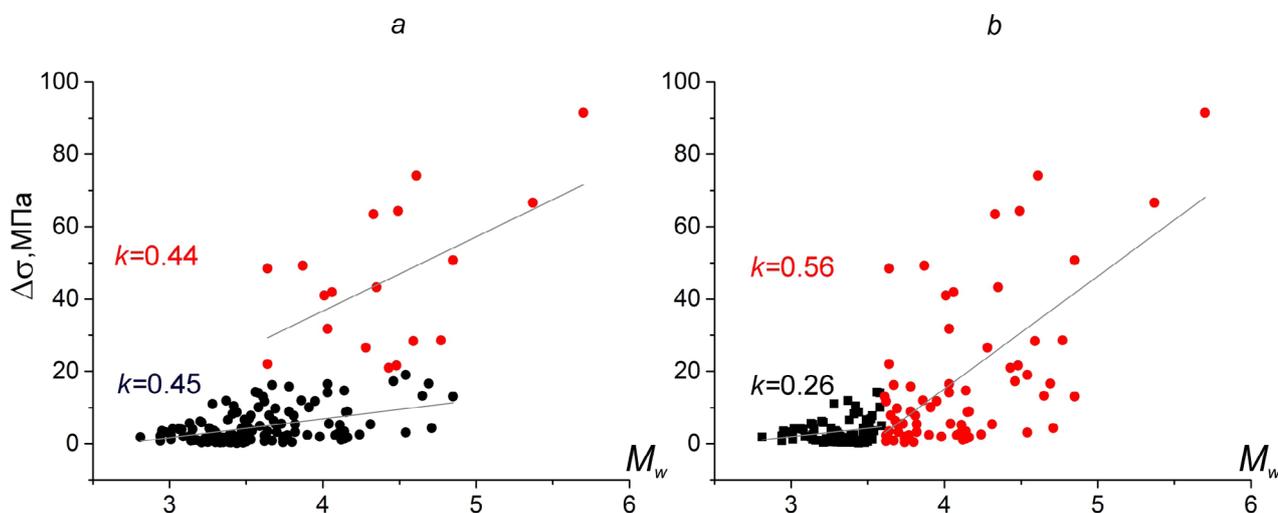


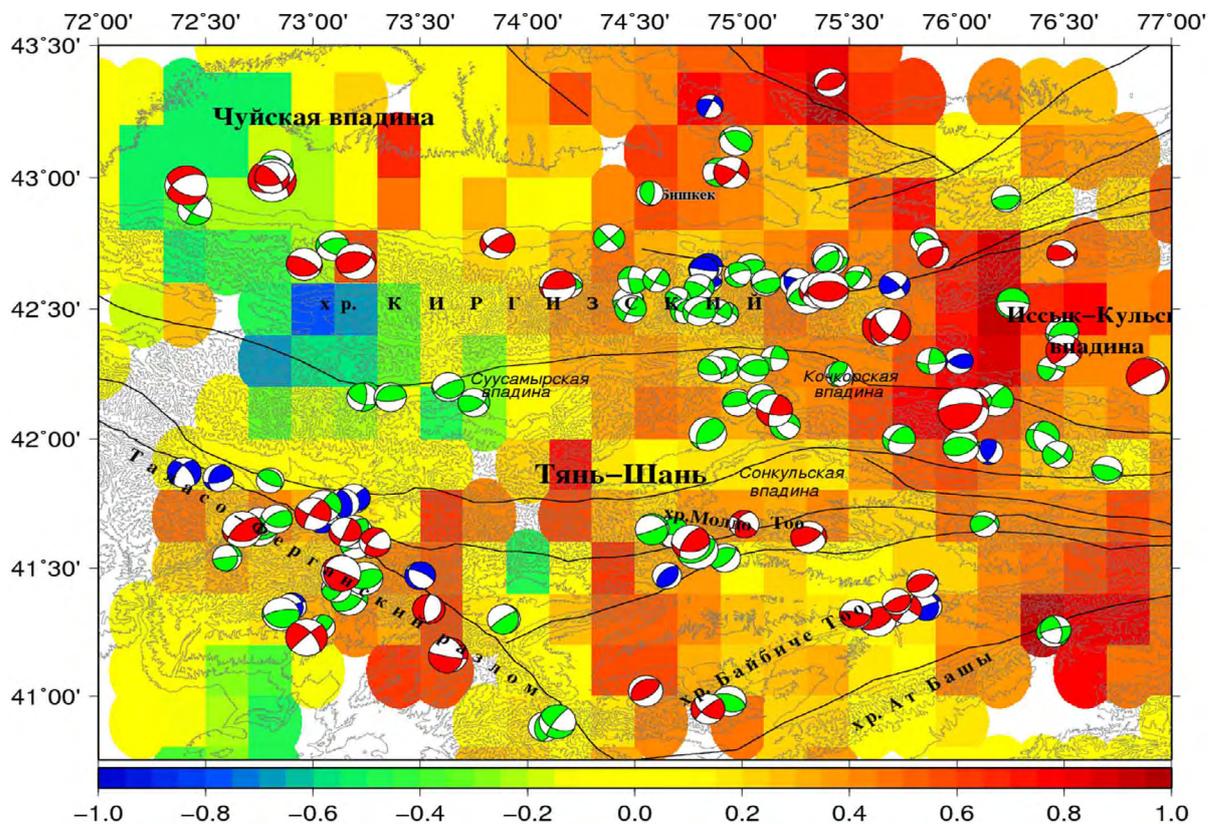
Рис. 9. Зависимость распределения сброса напряжения от магнитуды для землетрясений: а – с  $\Delta\sigma < 20$  МПа (черные символы) и  $\Delta\sigma \geq 20$  МПа (красные); б – с  $M_w < 3.6$  (черные символы) и  $M_w \geq 3.6$  (красные).

простого сдвига (чистый сдвиг). На рис. 10 представлено распределение коэффициента Лодэ–Надаи  $\mu_e$ , рассчитанного на основе фокальных механизмов очагов землетрясений из каталога ТСМ (см. рис. 4, 284 события) по методике, описанной в работах [Юнга, 1990; Сычева, Мансуров, 2017].

Согласно рис. 10, значительная часть исследуемой территории характеризуется деформацией с преобладанием трехосного состояния, между чистым сдвигом и одноосным сжатием ( $\mu_e > 0.2$ ). Высокое значение этого коэффициента характерно для центральной и восточной части Киргизского хребта, западной части хребтов Терсей и Кунгей Алатау, обрамляющих Иссык-Кульскую впадину, района Кочкорской впадины, восточной части Ат-Башинского хребта, Нарын Тоо и центральной части Таласо-Ферганского разлома. В западной части Киргизского хребта расположена область деформации с преобладанием трехосного состояния, промежуточного между чистым сдвигом и одноосным

растяжением ( $\mu_e < -0.2$ ). Также на исследуемой территории выделяются области чистого сдвига (впадины, см. рис. 10), которые чередуются с вышеотмеченными режимами деформации в зоне, параллельной Таласо-Ферганскому разлому и протянутой с юга на север.

На эту же карту вынесены механизмы очагов 150 землетрясений 1999–2014 гг. с  $M = 2.8-6$ , для которых рассчитаны динамические параметры. Фокальные механизмы землетрясений отмечены разным цветом в зависимости от величины сброса напряжений (см. пояснение к рис. 10). Преобладающая часть «цветных» событий имеет взбросовый механизм очага, в меньшей степени встречаются взбросо-сдвиги. Значительный сброс напряжений отмечается в центральной части Таласо-Ферганского разлома, на концевых участках хребта Байбиче Тоо, в восточной части хребта Молдо Тоо, в предгорьях западной части Киргизского хребта и в его восточной окраине, а также в западной части хреб-



**Рис. 10.** Распределение коэффициента Лодэ–Надаи  $\mu_e$  и эпицентрального расположения 150 событий 1999–2014 гг. с  $M = 2.8-6$  (табл. 1, см. приложение, с. 204), их фокальные механизмы. Красный цвет фокального механизма – землетрясения с  $\Delta\sigma \geq 10$  МПа (40 событий), зеленый –  $1 \leq \Delta\sigma < 10$  МПа (87 событий), синий –  $\Delta\sigma < 1$  МПа (23 события). Линиями обозначены региональные разломы.

тов Терской и Кунгей Алатау. Отмечается отсутствие сброса напряжений в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины с  $74.5^\circ$  по  $75.5^\circ$  в.д. Этот же участок отсутствия значительного сброса напряжений выделен в работе [Sycheva, Vogomolov, 2016]. Значительная часть событий с  $\Delta\sigma \geq 10$  расположена в областях, характеризующихся деформацией с преобладанием трехосного состояния, между чистым сдвигом и одноосным сжатием. События с  $\Delta\sigma < 1$  МПа и  $1 \leq \Delta\sigma < 10$  большей частью располагаются в тех же областях. События с  $\Delta\sigma \geq 10$  МПа отсутствуют в Суусамырской впадине и ее ближайшем окружении. Это может свидетельствовать о том, что в результате Суусамырского землетрясения (19.08.1992 г.,  $M = 7.3$ ) произошла разрядка напряжений в этой области. В работе [Сычев и др., 2019] каталог землетрясений и афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, обобщающей классическую статистику Больцмана–Гиббса [Tsallis, 1988; Chelidze et al., 2018]. Обнаружены различия  $q$ -параметра статистики Тсаллиса для событий до и после Суусамырского землетрясения, указывающие на резкое возрастание взаимных корреляций в рассматриваемом регионе до главного события, резкое снижение сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему значению, наблюдаемому до главного толчка.

### Заключение

На основе метода волновой инверсии определены тензоры сейсмических моментов 177 землетрясений с  $K \geq 10.5$ , произошедших с 2007 по 2017 г. на территории Центрального Тянь-Шаня. Полученные решения добавлены в каталог ТСМ. Итоговый каталог включает параметры 284 событий, произошедших в 1996–2017 гг. Представлены его некоторые характеристики. Построены диаграммы азимутов осей главных напряжений: основная часть осей сжатия попадает в сектор с направлением  $330$ – $360^\circ$ , из них большинство имеют угол  $340^\circ$ , азимуты осей растяжения не имеют ярко выраженного максимума. Преобладающая часть осей сжатия характе-

ризуется близгоризонтальным положением, осей растяжения – близвертикальным. На исследуемой территории происходят землетрясения взбросового и взбросо-сдвигового типа, в меньшей степени встречаются горизонтальные сдвиги и взрезы, небольшой процент событий имеют сбросовый и сбросо-сдвиговый характер механизма очага.

Для 150 землетрясений с  $M = 2.8$ – $6$  из каталога тензоров сейсмического момента рассчитаны динамические параметры: радиус очага  $r$  и сброс касательных напряжений  $\Delta\sigma$ . Построены зависимости распределения скалярного сейсмического момента, радиуса очага и сброса напряжений от магнитуды  $M$ , пересчитанной из класса  $K$ , и моментной магнитуды  $M_w$ . Коэффициенты корреляции динамических параметров и моментной магнитуды выше, чем динамических параметров и магнитуды  $M$ . Между сбросом напряжений  $\Delta\sigma$  и магнитудой наблюдается более слабая коррелятивная связь, чем между скалярным сейсмическим моментом и магнитудой и радиусом очага и магнитудой.

Распределение коэффициента Лоде–Надаи  $\mu_e$ , построенное на основе каталога тензоров сейсмического момента, показывает, что большая часть исследуемой территории находится в условиях деформации с преобладанием трехосного состояния, между чистым сдвигом и одноосным сжатием ( $\mu_e > 0.2$ ), в северо-западной части выделяется область деформации с преобладанием трехосного состояния, промежуточного между чистым сдвигом и одноосным растяжением ( $\mu_e < -0.2$ ), для большей части впадин характерна деформация простого сдвига ( $-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$ ). Значения коэффициента Лоде–Надаи сопоставляются с величинами сброса напряжений  $\Delta\sigma$  для 150 землетрясений. Значительный сброс напряжений характерен для областей с деформацией преобладания простого сжатия. Отмечается отсутствие значительного сброса напряжений на территории Суусамырской впадины и ее ближайшего окружения, что свидетельствует о разрядке напряжений в этой области в связи с Суусамырским землетрясением (19.08.1992,  $M = 7.3$ ) и его афтершоками (более 2000).

## Список литературы

1. *Геологическая карта Кыргызской ССР. 1980.* Масштаб 1 : 500 000. Гл. ред. С.А. Игембердиев. Л.: Мингео СССР, 6 л.
2. *Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью. 2006.* Отв. ред. А.Б. Бакиров. Бишкек: Илим, 116 с.
2. Костюк А.Д. **2008.** Механизмы очагов землетрясений средней силы на Северном Тянь-Шане. *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета*, 8(1): 100–105.
4. Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. **2010.** Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической и геодезии. *Физика Земли*, 3: 52–65.
5. Кочарян Г.Г. *Геомеханика разломов.* М.: ГЕОС, 2016, 424 с.
6. Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л. **1987.** Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 3: 13–30.
7. Курскеев А.К. **2004.** *Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана.* Алматы: Эверо, 501 с.
8. Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Жданович А.Р., Серазетдинова Б.З., Степанов Б.С., Узбеков Н.Б. **2004.** *Сейсмологическая опасность орогенов Казахстана.* Алматы: Эверо, 294 с.
9. Пузырев Н.Н. **1997.** *Методы и объекты сейсмических исследований.* Новосибирск: Изд-во СО РАН: НИЦОИГМ, 300 с.
10. Раутиан Т.Г. **1960.** Энергия землетрясений. *Методы детального изучения сейсмичности.* М.: Изд-во АН СССР, 176: 75–114.
11. Ризниченко Ю.В. **1985.** Проблемы сейсмологии. В кн.: *Избранные труды.* М.: Наука, 408 с.
12. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. **2014.** Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня. *Физика Земли*, 3: 77–91. doi:10.7868/S0002333714030107
13. Сычев В.Н., Сычева Н.А. **2018.** Программный комплекс CodaQ расчета добротности среды на основе модели однократного рассеяния: авт. свид-во № 2018610919 (КГ); Научная станция РАН в г. Бишкеке. № 2017614787; заявл. 25.05.2017; опублик. 19.01.2018.
14. Сычев В.Н., Сычева Н.А., Имашев С.А. **2019.** Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения. *Геосистемы переходных зон*, 3(1): 35–43. doi:10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043
15. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. **2017.** Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(4): 809–825.
16. Филин А.П. **1975.** *Прикладная механика твердого деформируемого тела.* 1. М.: Наука, 832 с.
17. Юнга С.Л. **1990.** *Методы и результаты изучения сейсмостектонических деформаций.* М.: Наука, 191 с.
18. Abercrombie R.E., Rice J.R. **2005.** Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophysical J. International*, 162: 406–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02579.x>
19. Brune J.N. **1970.** Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 75(26): 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/jb075i026p04997>
20. Brune J.N. **1971.** Corrections. *J. of Geophysical Research*, 76: 5002.
21. Chelidze T. et al. (Eds) **2018.** *Complexity of seismic time series: Measurement and application.* Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 548 p. <https://doi.org/10.1016/c2016-0-04546-1>
22. Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J. H. **1981.** Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4): 2825–2852. <https://doi.org/10.1029/jb086i04p02825>
23. Eshelby J.D. **1957.** The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London*, A241(1226): 376–396. <https://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>
24. Fukahata Yu., Yagi Y., Matsu'ura M. **2003.** Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations. *Geophysical Research Letters*, 30. <https://doi.org/10.1029/2002gl016293>
25. Kanamori H. **1977.** The energy release in great earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 82(20): 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>
26. Kikuchi M., Kanamori H. **1991.** Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6): 2335–2350.
27. Kohketsu K. **1985.** The extended reflectivity method for synthetic nearfield seismograms. *J. of Physics of the Earth*, 33: 121–131. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.33.121>

28. Lay T., Wallace T. (eds) **1995**. *Modern global seismology*. San-Diego: Academic Press, 517 p. (International Geophysics; 58).
29. Madariaga R. **1979**. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. of Geophysical Research*, 84: 2243–2250. <https://doi.org/10.1029/jb084ib05p02243>
30. Reasenberq P.A., Oppenheimer D. **1985**. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions. *US Geological Survey Open-File Report*, 85–739. 109 p.
31. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L. **1993**. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan. *J. of Geophysical Research*, 98(B9): 15779–15795. <https://doi.org/10.1029/93jb01560>
32. Ruff L.J. **1999**. Dynamic stress drop of recent earthquakes: Variations within subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154: 409–431. <https://doi.org/10.1007/s000240050237>
33. Scholz C.H. **2019**. *The mechanics of earthquakes and faulting*. 3<sup>rd</sup> ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 519 p. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>
34. Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C. **2016**. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes. *Nature Geoscience*, 9(9): 695–700. <https://doi.org/10.1038/ngeo2775>
35. Snoke J.A. **1989**. Earthquake mechanisms. In: *Encyclopedia of geophysics*. Van Nostrand Reinhold Company, 239–245. [https://doi.org/10.1007/0-387-30752-4\\_2](https://doi.org/10.1007/0-387-30752-4_2)
36. Snoke J.A. **1990**. Clyde and the gopher: a preliminary analysis of the 12 May 1990 Sakhalin Island event. *Seismological Research Letters*, 61: 161.
37. Snoke J.A. **2000**. *FOCMEC: FOCal MEChanism determinations: A manual*. URL: [www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/](http://www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/) (дата обращения: 10.04.2020).
38. Sychev I.V., Koulakov I., Sycheva N.A., Koptev A., Medved I., Khrepy S.E., Al-Arifi N. **2018**. Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2): 1752–1769. <https://doi.org/10.1002/2017JB014826>
39. Sycheva N.A., Bogomolov L. M. **2014**. Stress drop in the sources of intermediate-magnitude earthquakes in northern Tien Shan. May 2014. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, vol. 50 (3): 415–426. <https://doi.org/10.1134/s1069351314030112>
40. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. **2016**. Patterns of stress drop in earthquakes of the Northern Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*, 57(11): 1635–1645. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.009>
41. Tsallis C. **1988**. Possible generalization of Boltzmann–Gibbs statistics. *J. of Statistical Physics*, 52(1–2): 479–487. <https://doi.org/10.1007/bf01016429>
42. Yagi Yu. **2004**. *Determination of focal mechanism by moment tensor inversion*. Tsukuba: IISSE Lecture Note, 51 p.

## Об авторе

СЫЧЕВА Найля Абдуллоевна (ORCID 0000-0003-0386-3752), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, лаборатория GPS, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизия, [nelya@gdirc.ru](mailto:nelya@gdirc.ru)