

## СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ ЧУЙСКОГО (Горный Алтай) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 ГОДА: МОРФОЛОГИЯ, КИНЕМАТИКА, ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Е.М. Высоцкий<sup>1</sup>, И.С. Новиков<sup>1</sup>, О.В. Лунина<sup>2</sup>, А.Р. Агатова<sup>1,3</sup>, Р.К. Непоп<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>3</sup> Уральский федеральный университет им. Б.Н. Ельцина, 620002, Екатеринбург, ул. Мира, 19, Россия

Для одного из сильнейших ( $M_s = 7.3$ ) современных внутриконтинентальных землетрясений приводится детальное описание пяти фрагментов зоны сейсморазрывов протяженностью 48 км, расположенных между реками Актру и Ирбисту, где сейсморазрывы имеют максимальные амплитуды смещений и формируют закономерный структурный рисунок. Для 554 сейсморазрывов пяти кинематических типов проведен анализ распределения по длинам, ориентировкам, а также анализ соотношения разрывов разных кинематических типов. Рассмотрено строение зоны сейсморазрывов с учетом ранее опубликованных работ и в сравнении с другими сдвиговыми зонами Земли.

*Сейсмогенные разрывы, Горный Алтай, Чуйское землетрясение*

### COSEISMIC SURFACE RUPTURES OF THE 2003 CHUYA EARTHQUAKE (Gorny Altai): SLIP GEOMETRY AND SPATIAL PATTERNS

E.M. Vysotsky, I.S. Novikov, O.V. Lunina, A.R. Agatova, R.K. Nepop

A 48 km long zone of surface deformation produced by the  $M_s = 7.3$  intracontinental earthquake of 2003 in Gorny Altai is studied in its five segments between the Aktru and Irbistu rivers, where ruptures show the greatest offsets and distinct structural patterns. A total of 554 coseismic ruptures of five slip geometry types are analyzed in terms of length, orientation, and relative percentage. The rupture patterns are discussed with reference to previously published evidence and compared with other strike-slip zones worldwide.

*Coseismic surface rupture, Gorny Altai, Chuya earthquake*

## ВВЕДЕНИЕ

Осенью 2003 г. в юго-восточной части Горного Алтая произошла сейсмическая активизация, сильнейшая для этого региона не только за период инструментальных наблюдений, но и вообще за историческое время. 27 сентября 2003 г. имели место два сильных землетрясения (11:33 GMT,  $K = 17.0$ ,  $M_s = 7.3$ ; 18:52 GMT,  $K = 16.6$ ,  $M_s = 6.3$ ), первый из которых получил название Чуйское (в некоторых публикациях Алтайское) землетрясение. Еще один мощный подземный толчок был зафиксирован 1 октября того же года (01:03 GMT,  $K = 16.4$ ,  $M_s = 6.7$ ) (магнитуды по данным IRIS) [Гольдин и др., 2004а].

Уникальным для изучения этих сейсмических событий оказалось наличие «научных заделов» в виде предшествующих геолого-геоморфологических [Новиков и др., 1995, 2004а; Дельво и др., 1995; Новиков, 1998, 2003, 2004; Буслов и др., 1999], палеосейсмологических [Рогожин и др., 1999; Рогожин, Платонова, 2002], геофизических исследований [Еманов и др., 2003; Дядьков и др., 2010] и данных GPS-геодезии по современным тектоническим смещениям [Тимофеев и др., 2003, 2006, 2009; Гольдин и др., 2005] в пределах района. В течение нескольких месяцев после первых, самых сильных, землетрясений были опубликованы результаты предварительного изучения сейсмических процессов и их проявлений [Геодаков и др., 2003; Гольдин и др., 2004а,б; Еманов, Лескова, 2004, 2005; Агатова и др., 2004; Высоцкий и др., 2004а,б; Новиков и др., 2004б; Рогожин и др., 2004], а позднее — более детальные описания и анализ произошедшего по материалам масштабных наблюдений и инструментального мониторинга [Лунина и др., 2005, 2006; Еманов, Лескова, 2006; Лескова, Еманов, 2006; Рогожин и др., 2007; Nissen et al., 2007; Lunina et al., 2008; Dorbath et al., 2008; Еманов и др., 2009; и др.], которые позволили существенно уточнить представления о неотектонике и сейсмичности региона.

В данной работе приводится детальное описание фрагментов зоны сейсморазрывов, расположенных между реками Актру и Ирбисту. В этом районе сейсморазрывы имеют максимальные амплитуды смещений, формируют закономерный структурный рисунок и поэтому наиболее информативны для анализа проявлений сильных землетрясений. Сделано обобщение морфологических, пространственных и кинематических характеристик этих сейсморазрывов. Рассмотрено строение зоны первичных поверхностных сейсморазрывов с учетом ранее опубликованных работ, а также в сравнении с другими сдвиговыми зонами Земли.

К электронной версии статьи прилагается архив с базой геоданных по закартированным сейсморазрывам, основная часть которых обсуждается в этой работе ([http://sibran.ru/journals/Vysotsky\\_gdb.zip](http://sibran.ru/journals/Vysotsky_gdb.zip)).

## **ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНЫ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ АЛТАЯ**

Согласно современной модели новейшей тектоники [Новиков, 2003, 2004; Новиков и др., 2004б], в структуре Центральной Азии Алтай представляет собой мобильную зону первого порядка, разделяющую Джунгарский и Тувино-Монгольский блоки (микроплиты) и ограниченную с севера Западно-Сибирским блоком (плитой). Горообразование на территории Алтая имеет транспрессионный характер и связано со сближением этих относительно устойчивых блоков. Многочисленные факты свидетельствуют, что это сближение происходит с правым сдвигом, и, соответственно, все основные новейшие разрывные структуры, простирающиеся в направлении, совпадающем с общим простираем мобильной зоны, также имеют сдвиговый характер. Поскольку одновременно происходит сокращение и утолщение земной коры в перпендикулярном простираем направлении, в большинстве своем эти магистральные структуры имеют выраженную взбросовую составляющую, обуславливающую высотную дифференциацию блоков и формирование горного рельефа, синхронного новейшей активизации.

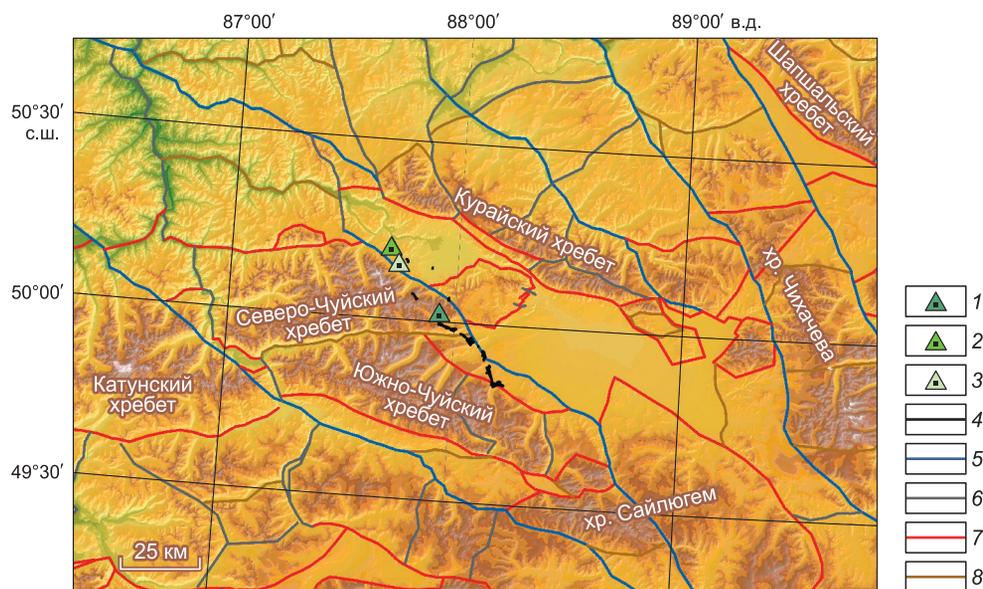
Плейстоценовая область Чуйского землетрясения в неотектоническом плане расположена на продолжении протягивающихся из Монголии крупных правосдвиговых зон северо-западного простираем (рис. 1), которые на территории Горного Алтая веерообразно расщепляются с формированием сложного тектонического рисунка. Сейсмическую активизацию испытала тектоническая граница северо-западного простираем, отделяющая Курайскую впадину от Северо-Чуйского хребта, северо-западную часть Чуйской впадины — от Южно-Чуйского хребта, а также образующая южную границу Чаган-Узунского блока, разделяющего Курайскую и Чуйскую впадины [Высоцкий и др., 2004а]. С севера Курайско-Чуйская система межгорных впадин ограничивается Курайской взбросонадвиговой зоной, отделяющей ее от Курайского блока и представляющей собой транспрессионный изгиб северного продолжения Кобдинской правосдвиговой зоны Монгольского Алтая, образующей северо-восточную тектоногенную границу этой горной системы.

Зона новейших разломов, подвижки по которым обусловили наиболее крупные сейсмические толчки Чуйского землетрясения, образована несколькими параллельными взбросодвигами северо-западного простираем, выраженными в строении рельефа уступами и выровненными площадками на склонах Северо- и Южно-Чуйского хребтов. Взбросодвиги опережаются разломами северо-восточного простираем, преимущественно сдвигами и раздвигами, с ними связана часть афтершоков. Активность всех разломов подчеркивается смещением ими молодых элементов рельефа, а проявление сейсмической активности в этой зоне — наличием древних сейсмодислокаций [Новиков, 1998; Рогожин и др., 1999, 2007, 2008; Рогожин, Платонова, 2002; Агатова и др., 2004].

Первичная интерпретация взаимоотношений откартированных сейсмогенных деформаций различных кинематических типов показала, что главные сейсморазрывы Чуйского землетрясения запад—северо-западной ориентировки являются преимущественно правыми сдвигами [Лунина и др., 2005, 2006; Lunina et al., 2008], что подтвердило взгляды о правосдвиговой кинематике основных сейсмогенерирующих разломных зон Горного Алтая [Рогожин, Платонова, 2002; Новиков, 2003].

## **ИСТОРИЯ И МЕТОДИКА КАРТИРОВАНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

По стечению обстоятельств 27 сентября 2003 г. во время первых двух главных сейсмических толчков авторы находились в зоне 7—8-балльных сотрясений Чуйского землетрясения, после чего приступили к изучению сейсмодислокаций в районе эпицентра первого, самого сильного толчка. В октябре 2003 г. были откартированы сейсмогенные разрывы в районе обвала в долине р. Талдура. В мае—июле 2004 г. поиск и изучение сейсморазрывов были продолжены вдоль подножия горного массива Биш-Ирду между реками Маашей и Актру, на водоразделе Актру—Тюте, в долине Тюте, в долине Кускунура, на водоразделе Кускунур—Талдура (урочище Узюк), в долине Талдуры, на водоразделе Талду-

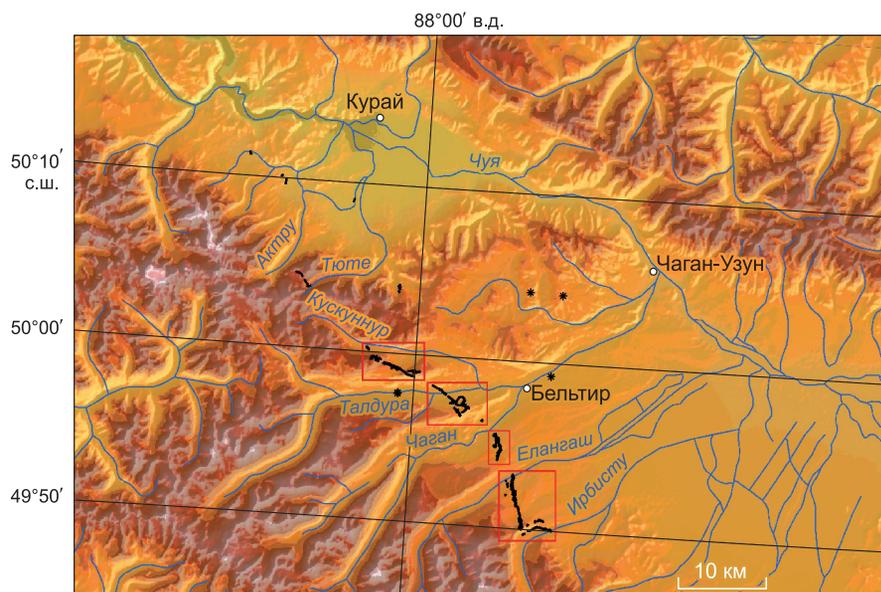


**Рис. 1. Цифровая модель рельефа района исследований, неотектонические разломы, расположение эпицентров основных землетрясений 2003 г. и обсуждаемых в настоящей работе сейсморазрывов, по [Еманов, Лескова, 2005; Новиков и др., 2008] с изменениями.**

1 — главный толчок, 27.09, 11:33 GMT,  $M_s = 7.3$ ; 2, 3 — крупные афтершоки: 2 — 27.09, 18:52 GMT,  $M_s = 6.4$ ; 3 — 01.10, 10:03 GMT,  $M_s = 6.7$ ; 4 — поверхностные разрывы; блокораздельные системы разломов: 5 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 6 — сбросы и раздвиги, 7 — взбросы и надвиги, 8 — неясной кинематики.

ра—Чаган. В июле 2004 г. было начато картирование сейсморазрывов на водоразделах Чаган—Елангаш и Елангаш—Ирбисту, завершенное в мае—июне 2005 г. Уточняющие строение зоны сейсморазрывов наблюдения проведены на отдельных участках в последующие годы.

Для определения пространственной позиции сейсморазрывов были использованы персональные GPS-навигаторы фирмы Garmin. Измерения проводились в системе географических координат WGS-84. При формировании ГИС-проектов и базы данных пространственных характеристик сейсморазрывов



**Рис. 2. Карта сейсморазрывов Чуйского землетрясения 2003 г.**

Красными прямоугольниками обозначены районы рисунков 3—6. Черные линии — первичные сейсморазрывы. Звездочки — наиболее крупные просадки.

привязки изученных объектов переводились в систему координат 1942 г. на базе эллипсоида Красовского 1940 г. (плоская прямоугольная система координат Гаусса—Крюгера, 15 зона). При этом применялись опубликованные поправки перехода по модели Молоденского от эллипсоида WGS-84 к эллипсоиду Красовского 1940 г., осредненные для всей территории России. Это позволило использовать в качестве картографической основы стандартные отечественные топографические карты. Геометрия сейсморазрывов фиксировалась записью трека между крайними точками, также устанавливались крайние точки и точки перегибов в простирании, если таковые были у непрерывно следящихся разрывов единого кинематического типа.

По мере проведения работ с использованием программных продуктов компании ESRI, INC была создана геоинформационная система, включающая цифровую карту сейсморазрывов. Построение роздиаграмм разрывов выполнено с помощью модуля Orientation Analysis Tools for ArcGIS (L.Kociánová, <https://is.muni.cz/www/lenka.koc/prvnistrana.html>).

## ПЕРВИЧНЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ РАЗРЫВЫ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Как было установлено [Рогожин и др., 2004, 2007; Лунина и др., 2005, 2006; Lunina et al., 2008], зона сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения не представляет собой сплошной полосы разрывов земной поверхности, а тем более одного сплошного разрыва. В ее пределах районы сгущения поверхностных разрывов чередуются с районами полного их отсутствия. При общем северо-западном простирании зона сейсморазрывов имеет S-образный изгиб, и ее окончания отклоняются к меридиональному направлению. Общая протяженность зоны первичных сейсморазрывов, по данным [Рогожин и др., 2007; Tatevossian et al., 2009], превышает 70 км. В случае первичного характера субмеридионального разрыва длиной 1 км (в 2010 г.), возникшего у подножия хр. Сайлюгем в 35 км от юго-западного окончания зоны разрывов, ее общая протяженность достигает 100 км при ширине около 25 км [Agatova, Nepor, 2016]. Однако более вероятной причиной возникновения этого разрыва [Agatova, Nepor, 2016] полагают регенерацию палеосейсмодислокаций в результате резонансных колебаний.

Длина зоны максимальных сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения, детально обсуждаемой в настоящей работе, составляет 40.8 км по прямой и 48 км со всеми изгибами. В направлении с юго-востока на северо-запад в пределах зоны выделены пять участков, характеризующихся сгущением сейсморазрывов и формированием ими закономерного структурного рисунка (рис. 2).

Крайний с юго-востока район назван **Ирбисту-Елангашским** (рис. 3). В его пределах система сейсмодетформаций начинается примерно на расстоянии 400 м от русла р. Ирбисту на правом борту долины, пересекает русло чуть ниже скального порога с водопадом, затем протягивается вверх по долине примерно на 2000 м, прерывается на 500 м в пределах крутого левого борта долины и далее тянется на север—северо-запад по уплощенному водоразделу рек Ирбисту и Елангаш примерно на 6300 м, почти достигая русла р. Елангаш.

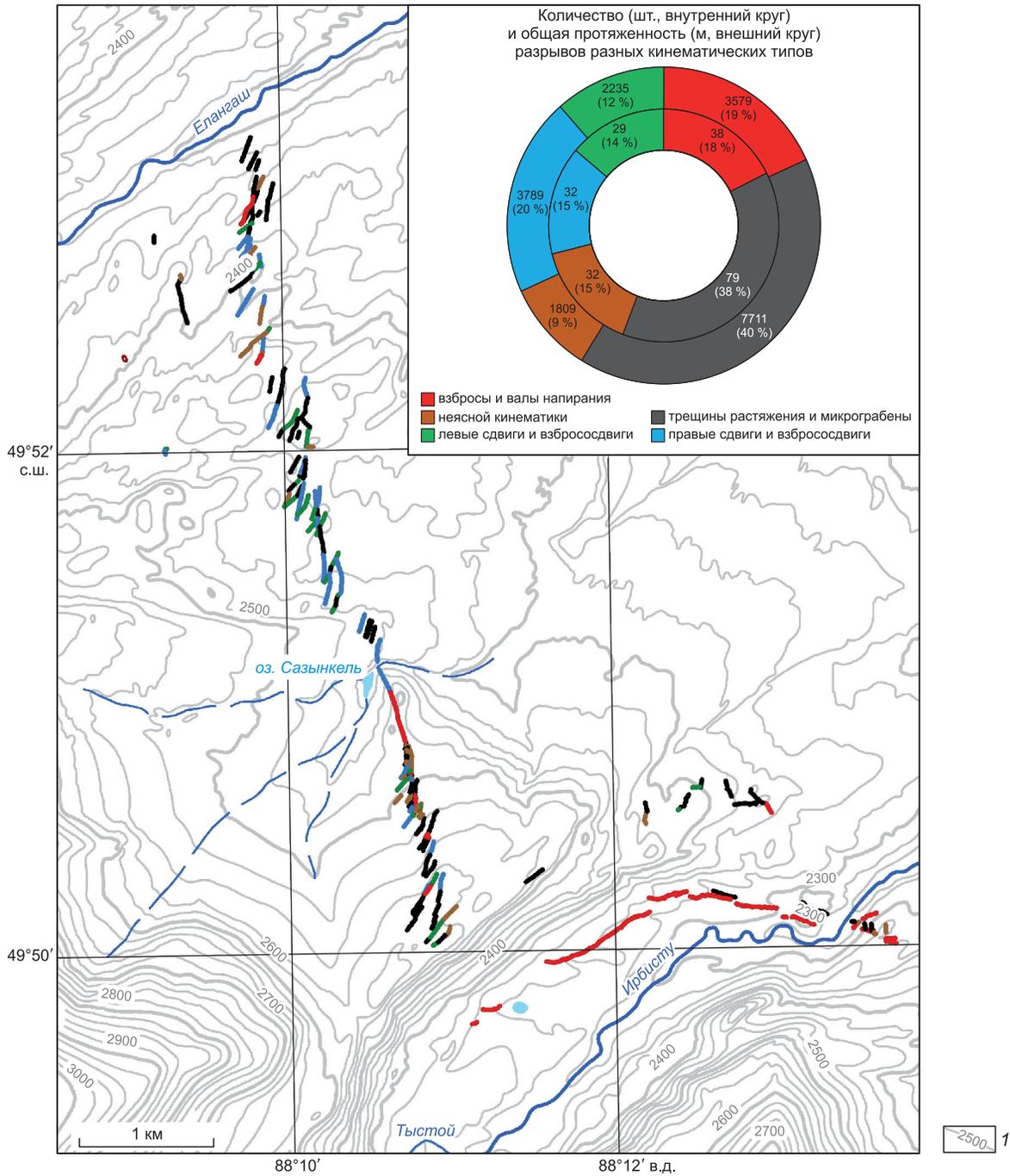
Зона сейсморазрывов здесь имеет ширину 300—400 м при общем простирании по азимуту 340°, отдельные серии сдвиговых трещин расположены в нескольких сотнях метров к западу, расширяя зону деформаций до более чем 1 км. Для северо-западной части сегмента характерно группирование нарушений в ансамбли, сочетающие левые (с амплитудой смещения 10—15, редко до 20—25 см) и правые сдвиги (с амплитудой смещения 10—20 см, редко до 40—50 см), взбросы (с амплитудой смещения до 1.2 м) и раздвиги (зиянием до 4—6 м). Разрывы «неясной кинематики», как правило, представлены тонкими одиночными трещинами без явного смещения флангов. Длина отдельных разрывов здесь до 200—300 м.

При пересечении возвышенности вблизи оз. Сазынкель, сложенной сильно раздробленными коренными алевритовыми сланцами и песчаниками — новейший (и современный) горст, зона представлена одним взбросом, простирающимся на 330° с амплитудой смещения около 80 см. По обеим сторонам возвышенности, при увеличении мощности рыхлых отложений, сейсморазрыв распадается на системы эшелонированных трещин правосдвиговой морфокинематики со взбросовой компонентой, амплитуда которой изменяется в зависимости от крутизны склона.

В юго-восточной части сегмента преобладают кулисы растяжения, а южное окончание зоны сейсморазрывов в долине Ирбисту представлено почти исключительно взбросами и надвигами. Взбросовое окончание зоны разрывов имеет изгиб простирания от 235 до 280°.

Всего в этой зоне закартировано 210 разрывов общей протяженностью 19 123 м. При средней длине разрыва 91 м 133 (63 %) из них имеют длину от 4 до 100 м, 58 (28 %) — от 100 до 200 м, еще 18 (9 %) — от 201 до 319 м и один (надвиг в долине Ирбисту) — длину 668 м.

Следующий в направлении на северо-запад **Елангаш-Чаганский участок** расположен на водоразделе рек Елангаш и Чаган, в средней части которого на поверхности залегают ледниковые отложения среднего плейстоцена, перекрытые боковыми моренами позднего плейстоцена в прибортовых частях долин [Agatova, 2005] (рис. 4). На протяжении около 2.3 км между системами сейсморазрывов



**Рис. 3. Карта сейсморазрывов Ирбисту-Елангашского участка.**

Здесь и далее: *l* — абсолютная высота (м).

этого и Ирбисту-Елангашского участка сейсморазрывов не обнаружено. Юго-восточная часть данного сегмента на протяжении почти 1.5 км имеет субмеридиональное простирание, а затем поворачивает к север—северо-западу, простирание 330°. Общая протяженность полосы разрывов здесь составляет около 3000 м при ширине до 300 м. Отдельные трещины расположены до 550 м к западу от основной полосы. Зона сейсморазрывов данного района заканчивается на бровке водораздельного плато и не прослеживается на правом борту долины р. Чаган. Максимальные амплитуды смещений по отдельным разрывам составили 15—20 см для правых сдвигов, 15 см для левых сдвигов, 50 см для взбросов, зияние трещин растяжения до 4—5 м.

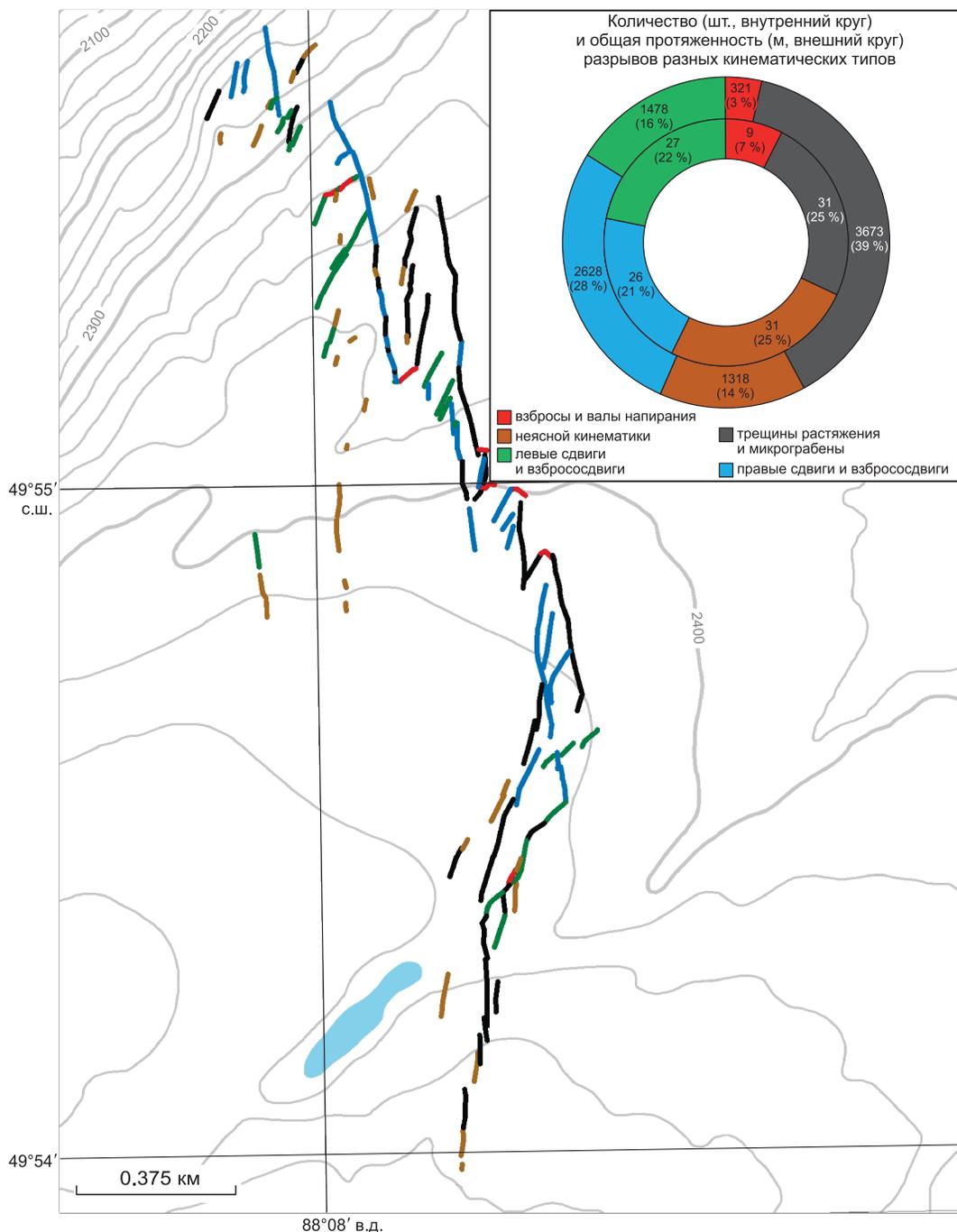


Рис. 4. Карта сейсморазрывов Елангаш-Чаганского участка.

Всего на этом участке закартировано 124 разрыва общей протяженностью 9418 м. При средней длине 76 м 98 (79 %) из них имеют длину от 4 до 100 м, 18 (15 %) — от 101 до 200 м, 5 разрывов (4 %) — от 217 до 270 м, 3 (2 %) — от 365 до 403 м.

**Талдура-Чаганский район** сейсморазрывов включает в себя сейсмообвал эпицентральной зоны первого, наиболее сильного, толчка 27 сентября ( $M_s = 7.3$ ) и несколько участков сближенных сейсморазрывов, разделенных ненарушенными пространствами (рис. 5).

Расположен он на продолжении зоны нарушений Елангаш-Чаганского участка, в 1900 м от ближайшего к нему разрыва. В юго-восточной части района полоса деформаций начинается тремя субпараллельными трещинами растяжения в днище долины Чагана, на его левом берегу, в 700 м ниже обработанного древним ледником скального выступа. Здесь днище долины выполнено плейстоценовыми и

голоценовыми ледниковыми, флювиогляциальными, озерными и аллювиальными отложениями большой мощности. Простирается трещин 340—345°. Максимальная из них в октябре 2003 г. достигала 146 м в длину при ширине до 5—6 м. В наиболее широком месте она представляла собой микрограбен, при этом поверхность опущенного блока находилась на глубине около 2 м. Другие трещины с зиянием до 1.5—2.0 м достигали 60—70 м в длину и до 1.5 м в глубину. Расстояние между крайними трещинами около 90 м. Из этих, образовавшихся при первом толчке, трещин фонтанировала вода с большим количеством ледниковой глины. Отмечены многочисленные мелкие трещины — следы выброса грунтовых вод, вокруг некоторых из них отмечены выбитые гидроударом куски дернины размером до 20—40 см, отлетевшие на расстояние в первые метры. В средней части долины образовалось изометричное компенсационное озеро диаметром до 200 м, полностью осушившееся через несколько недель. В нижней части массива «бараньих лбов» произошли многочисленные обвалы скальных стенок, в точке 49°55'54.1" с.ш., 88°06'00.1" в.д. зафиксирован правый сдвигосброс с вертикальной и горизонтальной амплитудами по 10 см (простирается 345°, поднято западное крыло) по ранее существовавшей трещине в коренных алевролитовых сланцах.

На западном борту долины Чагана на протяжении 2000 м сейсморазрывы отсутствуют. На водоразделе рек Талдура и Чаган, в пределах распространения позднеплейстоценовых моренных отложений на расстоянии около 900 м друг от друга расположены два субпараллельных поля сейсморазрывов. Юго-западное, образованное трещинами неясной кинематики, имеет протяженность 860 и ширину до 300 м. Его простирается 320°, а простирается отдельных трещин и их фрагментов лежит в диапазоне 320—5°. Длина максимальных трещин достигает 340 м, их зияние 2—3 м. Длина северо-восточного поля, представленного трещинами растяжения, микрограбенами и сбросами, 900 м, ширина около 380 м. На водораздельном гребне простирается основных разрывов 320°, при этом крупные трещины длиной до 240 м и с зиянием до 3—4 м соединены короткими поперечными трещинами 50—70 м длиной. На отдельных фрагментах трещин, где их зияние невелико, зафиксированы правосдвиговые и взбросовые смещения (например, в точке 49°57'03.9" с.ш., 88°05'11.8" в.д. зафиксирован правый сдвиг на 20 см; в точке 49°57'06.4" с.ш., 88°05'10.6" в.д. — взброс северо-восточного крыла на 20—30 см). На 100 м гипсометрически ниже в правом борту долины Талдуры рой трещин отклоняется к северному направлению.

С северо-восточным полем сеймотектонических разрывов сопряжена трещина растяжения, пришедшая сверху под углом к склону с простирается около 320°, а затем повернувшаяся на 270°, параллельно бровке правого склона долины Талдуры. Она послужила заколом при обрушении многолетнемерзлых моренных валунов позднего плейстоцена и подстилающих их неогеновых глин (см. рис. 5). Длина стенки отрыва сейсмообвала достигла 1.1 км, ее высота около 40 м. Площадь и объем смещенного фрагмента склона составили 0.66 км<sup>2</sup> и 27.0×10<sup>-3</sup> км<sup>3</sup> соответственно [Непоп, Агатова, 2008]. Западнее сейсмообвала на протяжении около 630 м вдоль склона прослеживается изогнутая система трещин растяжения шириной до 1—3 м и расположенного в 5—30 м ниже по склону вала напирания высотой до 1 м вблизи границы сейсмообвала.

Аналогичные трещины протягиваются вдоль бровок боковых морен позднего плейстоцена в верхней части склона долины Чагана. Длина верхней около 630 м. Ниже на 60 м возникла сейсмогравитационная трещина протяженностью 1100 м, состоящая из основного разрыва длиной 540 м с зиянием до 1.5 м и двух более коротких, продолжающих ее в юго-западном направлении. Вероятность последующего отседания склона по этой трещине и наращивания юго-западной части обнажения разреза неоген-плейстоценовых отложений в долине Чагана весьма велика. При этом может произойти его слияние со стенкой отрыва ближайшего палеоползняка на этом же борту.

В 120 метрах от западного края сейсмообвала расположена серия сейсморазрывов общего простирается 300°, которая протягивается на 870 м, от площадки моренных отложений возле обвала через ложбину в скальных выходах «бараньих лбов» до нижнего моренного вала в долине Талдуры. Доминирующий правый взбрососдвиг (восточное крыло поднято до 50 см, правый сдвиг до 20 см) вблизи скальных выходов осложнен оперяющими и отдельно расположенными трещинами, здесь ширина зоны разрывов составляет до 80 м. Отдельные смещения коренных пород отмечены по существовавшим ранее трещинам, на одном из таких участков был проведен мониторинг смещений для оценки влияния динамических возмущений напряженного состояния разломных зон на процесс накопления необратимых деформаций [Григорьев и др., 2015].

В 360 м к северо-западу серия трещин растяжения север—северо-западного простирается пересекает русло Талдуры. Протяженность серии трещин 870 м, ширина до 110 м. Она проходит по аллювиальным и озерным отложениям позднего плейстоцена—голоцена, выполняющим днище долины. Трещины растяжения имеют доминирующее простирается 340°, а разрыв длиной 170 м, пересекающий русло и образовавший заливы на обоих берегах реки, протягивается по азимуту 300°. Максимальная из трех трещин на правом берегу достигает 190 м в длину и имеет серповидную форму. Левый берег рассечен более короткими (50—110 м), практически прямолинейными трещинами.

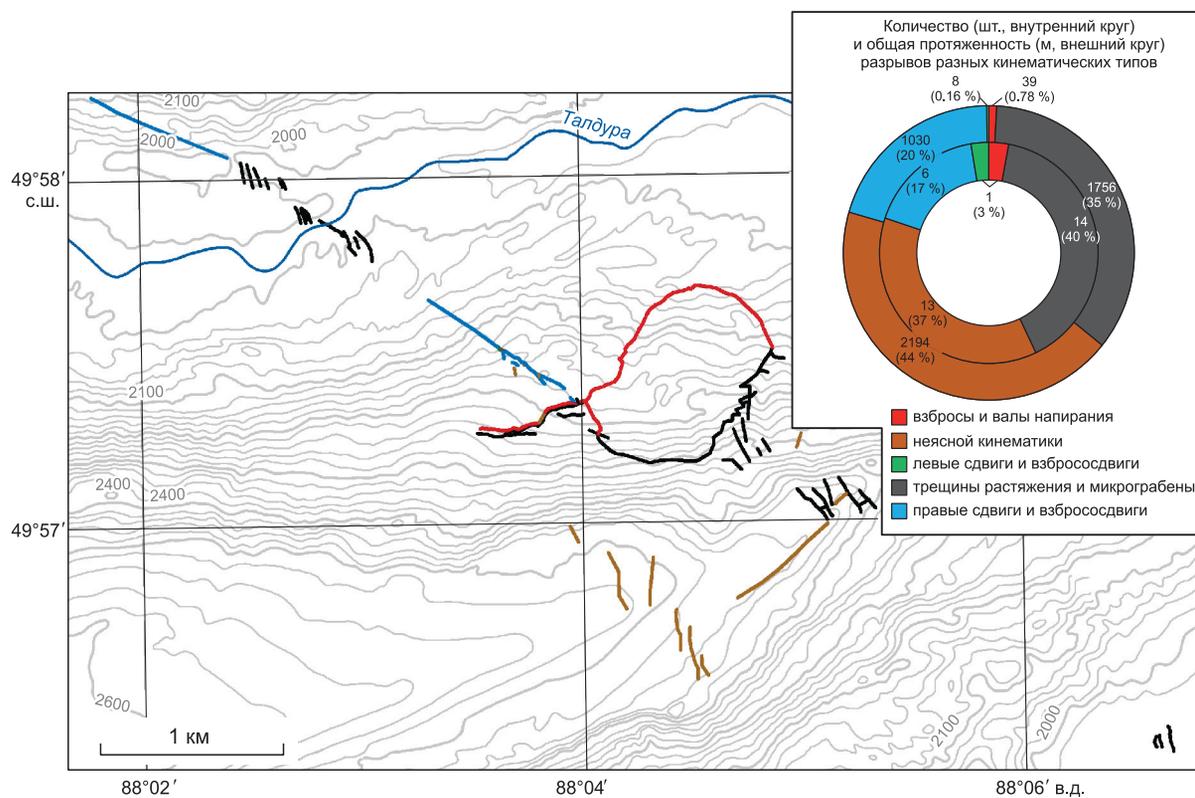


Рис. 5. Карта сейсморазрывов Талдура-Чаганского участка.

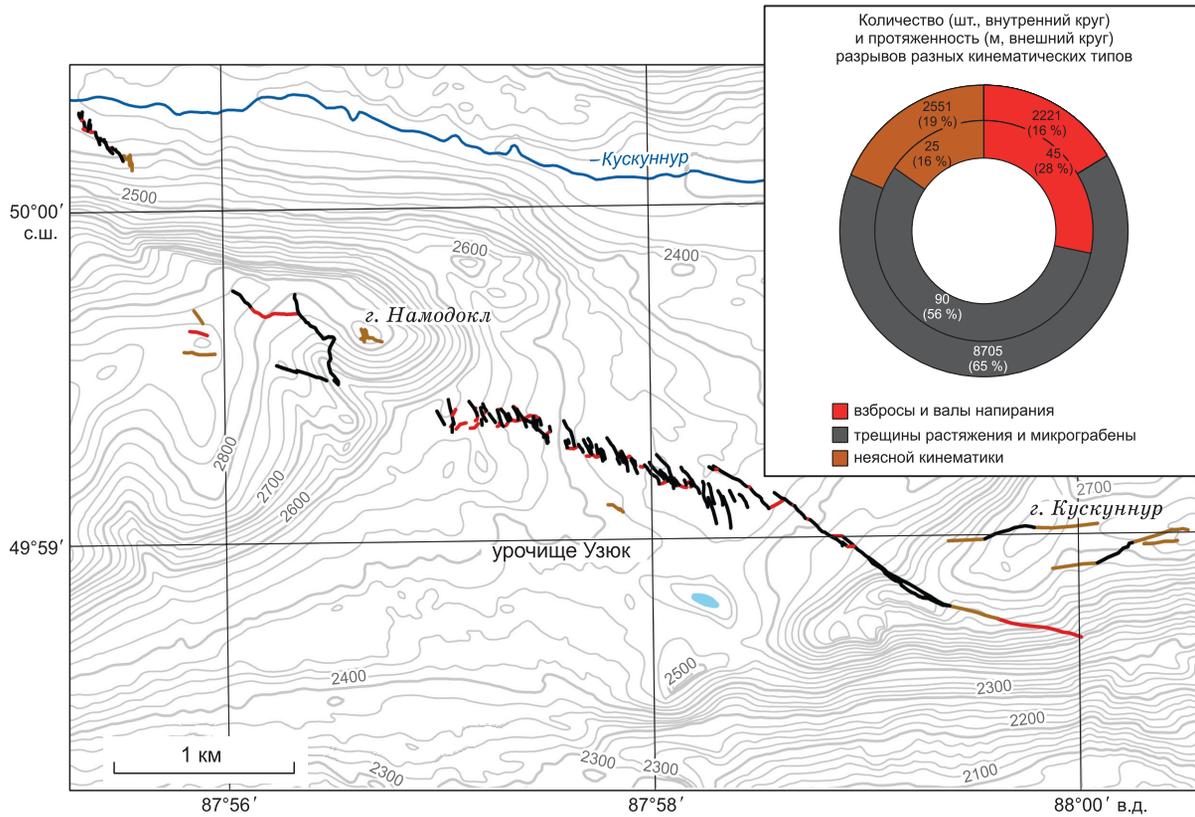


Рис. 6. Карта сейсморазрывов Кускуннур-Талдузинского участка.

В левом борту р. Талдура правый взбрососдвиг простирается около  $290^\circ$  (северное крыло поднято на 40—50 см, правый сдвиг на 20—30 см) прослежен в линейной ложбине сейсмогенного происхождения на протяжении 810 м.

**Кускуннур-Талдуринский район** сейсмодислокаций имеет протяженность 6300 м. Сейсморазрывы начинаются в приводораздельной части левого борта долины Талдуры, пересекают урочище Узюк и заканчиваются в пойме р. Кускуннур (рис. 6).

От разрывных нарушений Талдура-Чаганского района эти деформации отделены участком скальных обнажений пород палеозоя, практически лишенных рыхлого покрова, протяженностью около 2300 м. Зона прерывается только дважды: на 850 м на правом скалистом борту долины Кускуннура и на 550 м на юго-западном склоне горы Намодокл. Общее простирание зоны запад—северо-западное. Ее ширина местами достигает 400 м, но единичные разрывы удалены от нее на 200—300 м. Это субширотные оперяющие трещины общей протяженностью 800 м с зиянием до 60—70 см в средней части, пересекающие скальные породы палеозоя на восточном склоне и выровненной вершинной поверхности горы Кускуннур. Основная зона начинается на южном склоне горы Кускуннур валом напирания длиной около 500 м с простиранием  $285^\circ$ , сменяющимся по простиранию трещиной растяжения с правосдвиговой компонентой длиной 280 м и зиянием до 50 см. Вал напирания протягивается вдоль подножия надвигового уступа, сформировавшегося в голоцене в результате неоднократных землетрясений и диагонально-секущего южный склон горы Кускуннур. Основание уступа подчеркивается каменными глетчерами. Простирание и характер современных и палеосейсмодислокаций на южном склоне горы Кускуннур полностью совпадают, свидетельствуя о постоянстве механизма землетрясений в зоне сочленения Северо- и Южно-Чуйского хребтов с впадинами в течение как минимум голоцена. В пределах палеосейсмограбена, осложняющего западный склон горы Кускуннур и выполненного делювиальными и коллювиальными отложениями, эта трещина продолжается двумя раздвигами с зиянием до 5—6 м каждый, оконтуривающих блок длиной 540 м и шириной до 32 м, разбитый поперечными трещинами. После слияния двух ветвей трещина протягивается в направлении  $310^\circ$  еще на 190 м. Далее в северо-западном направлении, уже в пределах тектогенной седловины (урочище Узюк), она подставляется еще несколькими параллельными трещинами растяжения такого же простирания общей длиной 880 м, на окончаниях которых сформированы перпендикулярные им валы напирания. Основная зона сейсморазрывов длиной около 1900 м пересекает седловину с моренными отложениями позднего плейстоцена, сохранившими бугристо-западинный рельеф с озерами в термокарстовых понижениях, в направлении  $295—300^\circ$ . Она представляет собой закономерное сочетание трещин растяжения длиной до 200 м с простиранием  $330—350^\circ$  и ортогонально сопряженных с ними валов напирания длиной до 70 м. На северо-западном окончании простирание зоны меняется на субширотное. Подобное же строение имеет зона деформаций на днище долины Кускуннура. Она протягивается на 450 м по азимуту  $320^\circ$  на правом берегу реки, вскрывая под слоем почвы озерные, аллювиальные и склоновые (в прибортовой части днища) отложения. Между этими участками на уплощенной вершине горы Намодокл, где сохранились маломощные моренные отложения среднего плейстоцена [Агатова, 2005], система разрывов имеет структуру «битой тарелки».

Всего в пределах района откартировано 160 разрывов общей длиной 13 477 м. Следует отметить, что здесь большое зияние трещин (от 0.5 до 7.0 м) не позволило выявить и оценить сдвиговые компоненты смещений.

**Тюте-Актуринский район** представляет собой северо-западное окончание зоны максимальных сейсморазрывов. В его пределах прослеживается цепочка узких трещин общей протяженностью около 2000 м, протягивающаяся от поймы р. Тюте в ее верхнем течении до водораздела рек Актру и Тюте.

В долине Тюте отдельные трещины отмечены на морене Малой ледниковой эпохи, выше в сторону водораздела с Актру на плоской поверхности морены позднего плейстоцена единая зона трещин с простиранием по азимуту  $320^\circ$  имеет длину 150 м, в отдельных участках зияние до 30—50 см, частично представлена серией кулис с простиранием  $70^\circ$  (растяжение при сдвиге до 15—20 см). Выше по склону зона деформаций прерывисто прослеживается в виде разрывов с простиранием  $320^\circ$ , частично перекрыта камнепадом. Разрывы имеют длину до нескольких десятков метров при ширине до 1.0—1.5 м, глубина до 1 м. Общая протяженность серии разрывов от морены Малой ледниковой эпохи вверх к водоразделу с Актру более 1.5 км. После перегиба на плоский участок водораздела зона деформаций отклоняется примерно на  $35^\circ$  к юго-западу. На ее завершении отмечены отдельные трещины (простирание  $320^\circ$ ) длиной до нескольких метров, для которых характерно выбрасывание обломков пород из трещины при взбросовом импульсе. Холм выветренных коренных пород диаметром 20 м и высотой около 4 м оказался при этом полностью разбит, как при взрыве внутри него. Завершением этого фрагмента зоны деформаций является четко выраженная структура типа «конский хвост» на заболоченном участке водораздела, когда тонкие трещины во мху закругляются с простирания  $320^\circ$  на  $50^\circ$  — с переходом от правого сдвига к взбросу с образованием валов напирания высотой до 50 см.

**Другие районы распространения деформаций.** В дополнение к описанным выше первичным сейсмодислокациям Чуйского землетрясения следует добавить еще несколько наблюдений, сделанных за пределами районов с детально откартированными разрывами.

На наклонной площадке в левом борту р. Актру у подножия тектонического уступа ( $50^{\circ}06'12.2''$  с.ш.,  $87^{\circ}46'08''$  в.д.), обнаружены несколько трещин на рыхлой поверхности водоразделов. Трещины от 10 до 40 м длиной с зиянием до 20 см, простирание  $0^{\circ}$  и  $340^{\circ}$ , также отмечены многочисленные сейсмогравитационные нарушения.

В заболоченной западной части поля гидролакколитов урочища Ештыкель (вблизи оз. Джангыз-коль, координаты  $50^{\circ}11'07.7''$  с.ш.,  $87^{\circ}43'09.5''$  в.д.) закартирована серия мелких трещин и грифонов. Отдельные тонкие трещины и их ансамбли (до 5—8 направлений, длина до 10—15 м) образовались в мерзлом к моменту землетрясения моховом слое и на поверхности бугров пучения. По единичной трещине длиной 6 м с простиранием  $335^{\circ}$  установлен правый сдвиг с амплитудой 15 см, правосдвиговая кинематика интерпретируется также по структурному рисунку отдельных ансамблей.

Дислокации, расширяющие зону сейсморазрывов, представлены тонкими трещинами длиной до 20 м с зиянием до 15 см с доминирующими направлениями по азимутам  $300$ ,  $70$  и  $50^{\circ}$  на площадках над левым бортом р. Кызылярык. Вблизи зоны трещин на пологих склонах сформировалось несколько сильнообводненных оползней до 50—70 м в поперечнике, стенки отрыва высотой до 2 м. Подобные оползни-оплывины образовались также на пологой площадке водораздела Тюте—Кызылярык. Вдоль нижнего прямолинейного отрезка р. Кызылярык, выработанного по этой разломной зоне, отмечены многочисленные сейсмогравитационные трещины на склонах, крупные камнепады.

В центральной части Чаган-Узунского блока, в 14,5 км восточнее этих дислокаций в верховьях р. Корумкешу ( $50^{\circ}04'04.380''$  с.ш.,  $88^{\circ}13'29.25''$  в.д., 2397 м над ур. м.) сформировались две воронки/просадки. Более крупная — около 4 м глубиной, 10 м в диаметре. При ее возникновении блок торфа с левого склона был отброшен на правый и перевернут. К воронкам от водораздела Корумкешу и Караайры по долине Корумкешу, заложенной по палеосейсморвам, ведет прерывающийся сейсморазрыв (отрезками до 30 м длиной и шириной до 2 м). Разрывы протягиваются вдоль подножия сейсмоуступа высотой от 1 до 2—3 м, сформированного в коренных породах (известняках баратальской свиты с зеркалами скольжения) и образующего левый склон долины в ее верховье.

Еще в 4 км восточнее ( $50^{\circ}04'09.150''$  с.ш.,  $88^{\circ}10'25.11''$  в.д., 2367 м над ур. м.) наблюдается крупная воронка/разрыв в верховьях короткой сейсмогенной долины, секущей правый склон долины Караайры. В 2009 г. ее длина составляла около 40 м, ширина до 30 м, глубина 15 м. В левом склоне воронки в известняках баратальской свиты — зона дробления, ожелезнения, зеркала скольжения, по всей видимости, сформированные не за один раз. В 15 м ниже по долине, ближе к левому склону — просадка шириной до 3 м, неглубокая, ниже просадки — изометричное понижение в днище долины, возможно, затянувшаяся палеоворонка/провал. Выше крупной воронки по тальвегу долины — трещина и небольшие просадки грунта [Agatova, Nerop, 2016]. В целом парагенез надвиговых и раздвиговых структур, сформировавшихся на разных склонах долины Караайры фактически в центре Чаган-Узунского массива, схож по кинематике со структурами на южном и западном склонах горы Кускуннур. Оба комплекса структур, возникших вблизи эпицентра первого, наиболее сильного толчка 27 сентября 2003 г., свидетельствуют о повороте Чаган-Узунского горста по часовой стрелке в ходе правосдвиговых смещений по основной зоне сейсморазрывов [Agatova, Nerop, 2016]. Ранее вращение Чаган-Узунского блока в позднем кайнозое отмечалось при анализе геологических и геоморфологических данных [Буслов и др., 1999].

Этот поворот сопровождают сейсмодислокации в краевых частях массива и вдоль его разломных границ. Они представлены камнепадами со склонов, «выпрыгивающими» из моренного субстрата валунами и сейсмогравитационными трещинами в долине Арыджана (северная часть ромбовидного Чаган-Узунского неотектонического блока) [Агатова и др., 2014], сейсмогравитационными трещинами в телах обвалов и каменных глетчеров сукорской сейсмодислокации на северо-восточной разломной границе блока [Рогожин и др., 2007; Nerop, Agatova, 2017], многочисленными трещинами и грифонами в пойме Чуи в районе восточного угла горста [Агатова и др., 2004]. На южной границе Чаган-Узунского блока вдоль левого склона ущелья р. Кызылчин в 2009 г. нами были обнаружены крупные сейсмогравитационные трещины, аналогичные по амплитуде трещинам вдоль разреза Чаган в одноименной долине. На самих склонах ущелья наблюдаются оползни моренного и склонового материала. Ранее в долине Чаган-Узуна были отмечены следы разжижения грунта — крупные просадки в озерных и моренных отложениях, а также схлопывания водоносных горизонтов — системы многочисленных выстраивающихся вдоль трещин грифонов [Агатова и др., 2004; Рогожин и др., 2007].

В долинах Талдуры и Чагана зафиксированы самые западные в этих долинах системы крупных воронок и просадок, сопряженные с валами напирания и сейсмогравитационными трещинами. Расстояние между этими просадками, расположенными относительно друг друга строго в меридиональном направлении, составило 5.6 км.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Зона максимальных сейсмогенных разрывов (от правобережья Актру до правобережья Ирбисту) состоит из пяти сегментов протяженностью от 2000 до 6300 м при ширине 300—400 м (иногда ширина увеличивается за счет параллельных зон мелких трещин до 0.7—1.0 км), отделенных друг от друга расстояниями от 2300 до 3500 м.

Всего закартировано и использовано при анализе 554 разрыва общей протяженностью 50 371 м (дислокации, относящиеся с сейсмообвалу в правом борту р. Талдура, из анализа исключены).

**Распределение разрывов по кинематическим типам.** На сводной диаграмме (рис. 7) показаны количество и общая протяженность разрывов разных кинематических типов, а также их доли относительно всей зоны максимальных сейсморазрывов.

**Распределение разрывов по длинам (м)** представлено в таблице. При этом закартировано лишь 4 разрыва длиной от 570 до 808 м; еще 4 разрыва — от 404 до 482 м, 8 разрывов — от 310 до 390 м, 40 разрывов от 202 до 292 м, 115 разрывов от 101 до 195 м, 150 разрывов от 50 до 100 м, 232 разрыва имеют длину от 4 до 50 м. Среднее значение длины для 554 разрывов — 91 м (рис. 8). Распределение всего массива закартированных разрывов по длинам представлено на гистограмме (рис. 9).

Распределение разрывов разных кинематических типов по длинам показано на рис. 10. Самые протяженные разрывы имеют правосдвиговую и взбрососдвиговую кинематику (*R*-сколы), второе место принадлежит взбросам, а самые короткие — левые сдвиги, которые относятся к *R'*-сколам. В целом распределение длин разрывов подчиняется экспоненциальному закону и идеально соответствует физическим закономерностям разломообразования, свидетельствующим о том, что, чем меньше длина разрыва, тем больше их количество [Шерман, 1977].

Наиболее протяженные правые сдвиги и взбрососдвиги (808 и 482 м) расположены по бортам долины Талдуры, т. е. вблизи эпицентра главного толчка (см. рис. 1). Самые длинные взбросы (668 и 319 м) в долине Ирбисту — на юго-восточном окончании зоны сейсморазрывов и на водоразделе Ку-скуннур—Талдура (481 и 284 м) — вблизи эпицентра. Также вблизи эпицентральной зоны зафиксированы и наиболее протяженные трещины растяжения (570 и 447 м).

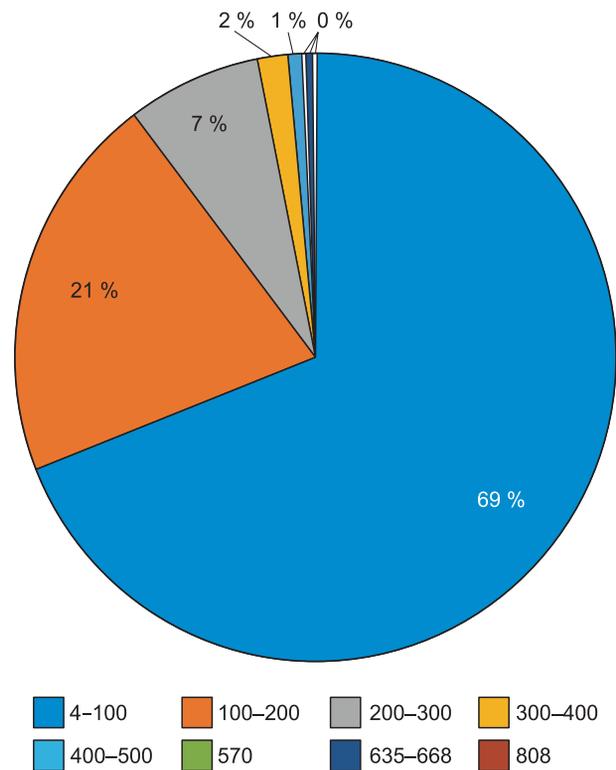
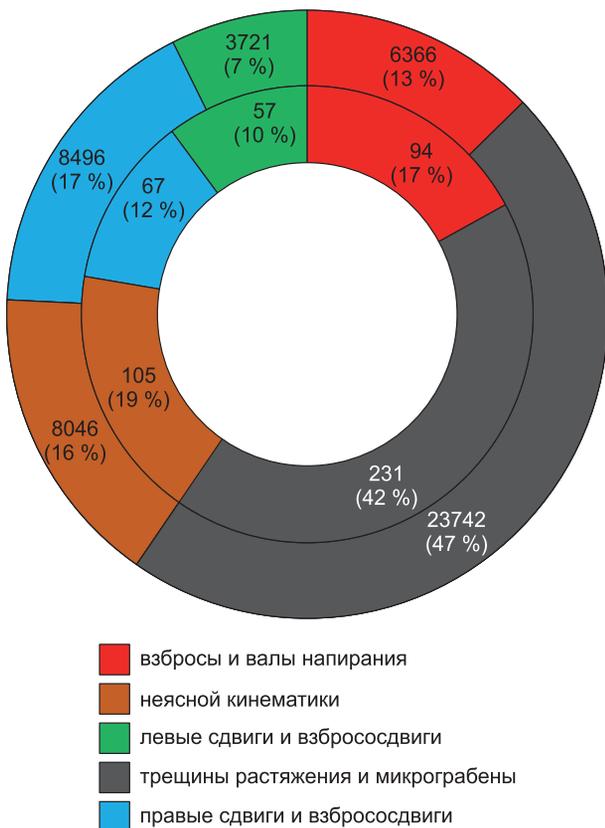


Рис. 7. Количество (шт., внутренний круг) и общая протяженность (м, внешний круг) разрывов разных кинематических типов.

Рис. 8. Количество разрывов в диапазонах длин (м).

Распределение разрывов разных кинематических типов по длине (м)

Кинематика разрыва	max	min	Среднее	Сумма
Взбросы и валы напирания	668	4	68	6366
Трещины растяжения и микрограбены	570	10	103	23742
Неясной кинематики	635	5	76	8046
Правые сдвиги и взбрососдвиги	808	18	126	8496
Левые сдвиги и взбрососдвиги	174	5	65	3721

**Распределение ориентировок разрывов разных кинематических типов.** Распределение ориентировок сейсморазрывов рассматриваемой зоны представлено на рис. 11. При расчете роз-диаграмм учитывались простирания отдельных сегментов разрывов, если они имели зафиксированные изгибы, значение протяженности разрывов не учитывалось (кроме рис. 11, д). Ориентировки всего массива сейсморазрывов имеют слабовыраженные максимумы около  $340^\circ$  и  $40^\circ$ , наименьшее количество разрывов отмечено в диапазоне  $65\text{--}85^\circ$ . Взбросы и валы напирания имеют четкий субширотный тренд (см. рис. 11, а). Трещины растяжения имеют максимум ориентировок в диапазоне  $300\text{--}340^\circ$ , с подчиненным трендом  $0\text{--}40^\circ$  (см. рис. 11, б). Трещины неясной кинематики показали субмеридиональный и субширотный максимумы с подчиненными трендами  $320^\circ$  и  $60^\circ$  (см. рис. 11, в). Правые сдвиги и взбрососдвиги имеют максимумы ориентировок на  $20^\circ$  и  $350^\circ$  с подчиненным трендом  $290\text{--}300^\circ$  (см. рис. 11, г). Отметим, что при пересчете ориентировок правых сдвигов и взбрососдвигов (соответствующих смещению в очаге) с учетом их протяженности получен четкий доминирующий максимум на  $290^\circ$  (по простиранию сейсмогенерирующего разлома) и подчиненным роом ориентировок в диапазоне  $340\text{--}60^\circ$  (с максимумом на  $20^\circ$ ) (см. рис. 11, д). Левые сдвиги и взбрососдвиги четко сгруппированы в диапазоне  $25\text{--}65^\circ$  с выраженным максимумом простираний на  $40^\circ$  (см. рис. 11, е).

Сложное строение зоны поверхностных разрывов (см. рис. 3—6) затруднило оценку величины косейсмического смещения поверхности. По данным полевых наблюдений зафиксирована максимальная амплитуда правосдвигового смещения в 2 м, по [Рогожин и др., 2007; Dorbath et al., 2008], и 2.5 м, по [Lunina et al., 2008]. По данным интерферометрии, смещение достигает 4 м [Nissen et al., 2007; Barbot et al., 2008], а с использованием при моделировании данных геодезических наблюдений — 5 м [Михайлов и др., 2010].

Согласно уравнениям, предложенным в [Лунина, 2001], при  $M_s = 7.3$  в типичной для Горного Алтая обстановке сдвига в зоне сжатия со сдвигом ожидаемая длина зоны поверхностных разрывов должна составлять 64 км, что превышает длину описываемой здесь зоны максимальных разрывов, максимальное смещение 1.9 м. Сходные расчетные оценки амплитуд смещений получены с использованием других методов [Dorbath et al., 2008]. Зафиксированная общая протяженность зоны первичных сейсморазрывов в 70 км [Рогожин и др., 2007; Tatevossian et al., 2009] при описываемой здесь ее ширине в 20 км укладывается в расчетные значения зоны разрыва для землетрясения со сдвигом с  $M = 7.3$  [Haeussler et al., 2004].

Описанные в этой статье деформации преимущественно связаны с главным сейсмическим толчком (27.09.2003, 11:33 GMT,  $K = 17.0$ ). Дислокации урочища Ештыккель, равно как и серии трещин, и сейсмогравитационные дислокации от Мажоя до Актру [Рогожин и др., 2007] мы, вслед за авторами цитируемой работы, связываем с двумя другими событиями (27.09.2003, 18:52 GMT,  $K = 16.6$  и 01.10.2003, 01:03 GMT,  $K = 16.4$ ), эпицентры которых расположены в этом районе.

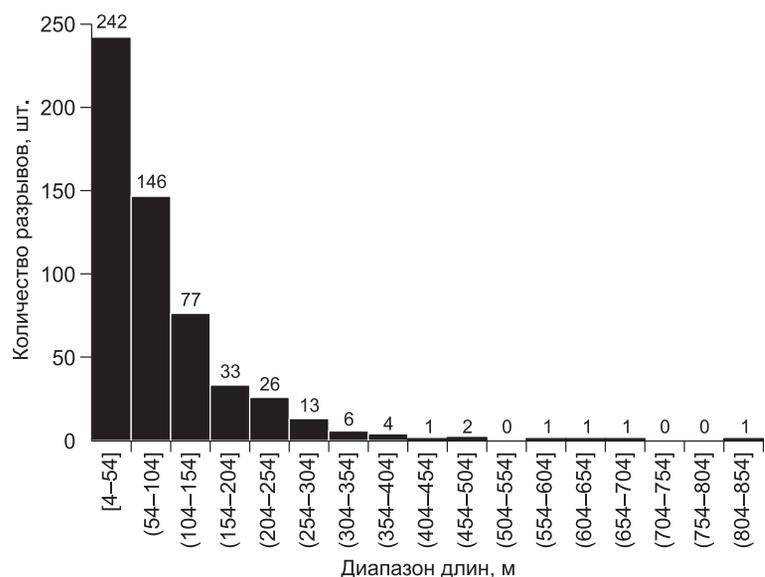
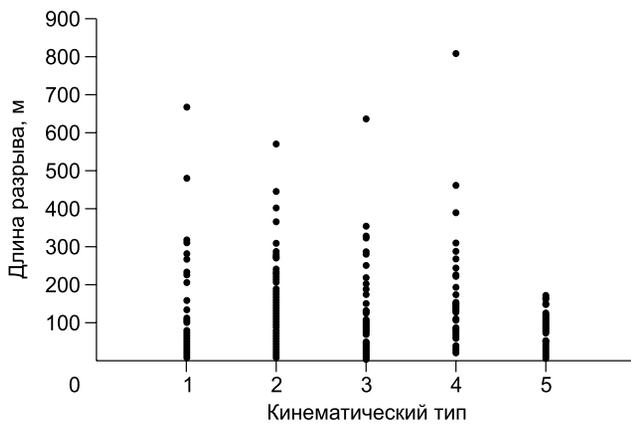


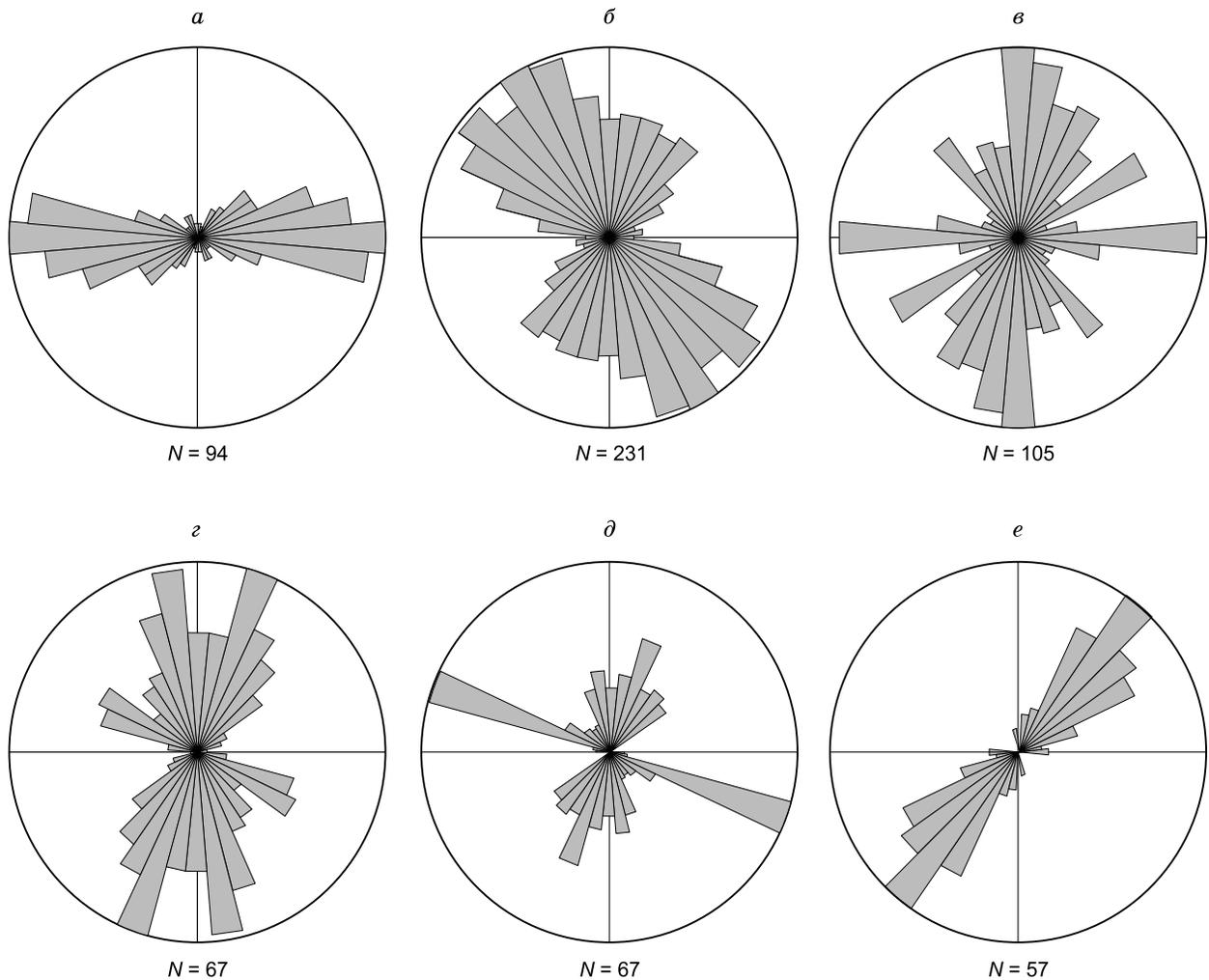
Рис. 9. Распределение сейсморазрывов по длинам.



**Рис. 10. Распределение разрывов разных кинематических типов по длинам.**

1 — взбросы и валы напирания, 2 — трещины растяжения, 3 — трещины неясной кинематики, 4 — правые сдвиги и взбрососдвиги, 5 — левые сдвиги и взбрососдвиги.

переопределения гипоцентров землетрясений методом DD-томографии [Еманов, Лескова, 2006], а также масштаб и характер палеосейсмодислокаций здесь указывают на то, что и этот шов вспарывался при землетрясениях интенсивностью 10—11 баллов. Локализация сейсмодислокаций в этом районе позволяет предположить, что две разломные зоны по очереди генерируют сильные землетрясения, и на этот раз была очередь «Кускунурской» зоны, а «Кызылярская» лишь отозвалась более слабым толчком.



**Рис. 11. Розы-диаграммы ориентировок сейсморазрывов.**

*a* — взбросы и валы напирания; *б* — трещины растяжения и микрограбены; *в* — трещины неясной кинематики; *з* — правые сдвиги и взбрососдвиги (без учета их протяженности); *д* — правые сдвиги и взбрососдвиги (с учетом их протяженности); *е* — левые сдвиги и взбрососдвиги. *N* — количество разрывов. Размер сектора 10°.

Следы сильных голоценовых землетрясений, связанных с этой разломной зоной, были описаны в [Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008; Агатова и др., 2014].

Выход очага на поверхность при Чуйском (Алтайском) землетрясении трассируется разрывами как в коренных, палеозойских породах, так и в четвертичных отложениях ледникового, аллювиального и склонового генезиса. Их проявление зависит от субстрата, в котором они локализованы: в коренных — узкая (1—3 м) линия правого сдвига, в рыхлых — широкий ансамбль структур сдвига, растяжения и сжатия, среди них правые сдвиги запад—северо-западного простирания, смещающие различные формы рельефа, наиболее многочисленны.

С правосдвиговым смещением по основному разлому связана и вращательная (по часовой стрелке) компонента движения, отмеченная в центральной части зоны как в пределах Чаган-Узунского выступа, так и на водоразделе Талдура—Кускуннур [Agatova, Nepov, 2016].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальный анализ сегментированной зоны первичных сейсморазрывов Чуйского ( $M_s = 7.3$ ) землетрясения Горного Алтая позволил количественно охарактеризовать морфологию, кинематику и пространственное распределение деформаций поверхности. Полученные данные подтверждают обоснованность расчетных характеристик зон деформаций при землетрясениях в обстановке сдвига в зоне сжатия со сдвигом.

В ходе работ по изучению геолого-геоморфологических последствий Чуйского землетрясения авторы получали всестороннюю поддержку и глубоко благодарны всем, кто оказал нам помощь. Особенную признательность хочется выразить академикам Н.Л. Добрецову и С.В. Гольдину, а также д.т.н. А.Ф. Еманову и к.г.-м.н. А.А. Еманову, тесное взаимодействие с которыми происходило на всех этапах работы. Авторы благодарны д.г.-м.н., профессору Е.А. Рогожину и д.т.н. А.Ф. Еманову за конструктивное обсуждение рукописи, позволившее ее улучшить.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и ИЗК СО РАН, финансирующая организация: Министерство науки и высшего образования Российской Федерации.

## ЛИТЕРАТУРА

**Агатова А.Р.** Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун: ключ к реконструкции истории плейстоценовых оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, т. 13, № 6, с. 101—112.

**Агатова А.Р., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Гибшер А.С.** Геоморфологические эффекты землетрясений 27 сентября и 1 октября 2003 года в Горном Алтае // Геоморфология, 2004, № 3, с. 3—12.

**Агатова А.Р., Непов Р.К., Баринов В.В., Назаров А.Н., Мыглан В.С.** Первый опыт датирования сильных голоценовых землетрясений Горного Алтая с использованием длительных древесно-кольцевых хронологий // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (9), с. 1344—1355.

**Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д.** Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозой // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (12), с. 1720—1736.

**Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибшер А.С.** Плейстоценовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 года // ДАН, 2004а, т. 395, № 4, с. 499—502.

**Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Деев Е.В., Скобельцын Г.А., Макарова Д.Д.** Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Материалы XXVIII пленума геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск, ИГ СО РАН, 20—24 сентября 2004 г. Новосибирск, 2004б, с. 65—67.

**Геодаков А.Р., Овсученко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А.** Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН», 2003, № 1(21).

**Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Гибшер А.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Дядьков П.Г., Фатеев А.В., Кашун В.Н., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Янкайтис В.В., Ярыгина М.А.** Чуйское (Алтайское) землетрясение 2003 г.: материалы сейсмологического изучения // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г., материалы предварительного изучения. М., ОИФЗ РАН 2004а, с. 55—60.

**Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А.** Чуйское землетрясение и его афтершоки // ДАН, 2004б, т. 395, № 4, с. 534—536.

- Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г.** Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // ДАН, 2005, т. 405, № 6, с. 804—809.
- Григорьев А.С., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Димаки А.В., Высоцкий Е.М., Псахье С.Г.** О влиянии динамических возмущений напряженного состояния на процесс накопления необратимых деформаций на границах раздела в блочных средах // Физическая мезомеханика, 2015, т. 18, № 4, с. 24—37.
- Дельво Д., Теннисен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А.** Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 31—51.
- Дядьков П.Г., Кучай О.А., Михеева А.В., Романенко Ю.М.** Стадии подготовки Алтайского землетрясения (27.09.2003 г.,  $M_w = 7.3$ ) и связанные с ними изменения состояния сейсмогенной среды // Физическая мезомеханика, 2010, т. 13, спец. выпуск, с. 78—82.
- Еманов А.А., Лескова Е.В.** Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Алтайского) землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г., материалы предварительного изучения. М., ОИФЗ РАН, 2004, с. 83—91.
- Еманов А.А., Лескова Е.В.** Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1065—1072.
- Еманов А.А., Лескова Е.В.** Строение эпицентральной зоны Чуйского (Горный Алтай) землетрясения по данным метода сейсмической томографии с двойными разностями // Физическая мезомеханика, 2006, т. 9, № 1, с. 45—50.
- Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.Ф.** Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика, 2009, т. 12, № 1, с. 29—36.
- Еманов А.Ф., Колесников Ю.И., Селезнев В.С., Еманов А.А., Филина А.Г., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г., Болдырев М.А., Кабанник А.В., Корабельщиков Д.Г., Лескова Е.В., Янкайтис В.В., Ярыгина М.А.** Алтайский сейсмологический полигон: начальный этап становления и первые результаты // Проблемы сейсмологии III тысячелетия. Материалы международной конференции. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 138—144.
- Лескова Е.В., Еманов А.А.** Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г.,  $K = 17$ , Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика, 2006, т. 9, № 1, с. 51—56.
- Лунина О.В.** Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1389—1398.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р.** Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // ДАН, 2005, т. 401, № 1, с. 58—61.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А.** Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г.,  $M_s = 7.5$  (Горный Алтай) // Геотектоника, 2006, № 3, с. 52—69.
- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П.** Совместная интерпретация данных спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Физика Земли, 2010, № 2, с. 3—16.
- Непоп Р.К., Агатова А.Р.** Первый опыт использования оползневых сейсмодиформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (2), с. 188—199.
- Новиков И.С.** Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1, с. 82—91.
- Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая // Геоморфология, 2003, № 3, с. 10—25.
- Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая / Под ред. Е.В. Девяткина и Г.Ф. Уфимцева. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.
- Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф.** Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 64—74.
- Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р.** Типовые неотектонические структуры сжатия, сдвига и растяжения северной части Большого Алтая (Горный и Южный Алтай) // Геология и геофизика, 2004а, т. 45 (11), с. 1303—1312.
- Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С.** Землетрясения в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа, 2004б, № 3 (1063), с. 17—27.
- Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А.** Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1139—1149.

**Рогожин Е.А., Платонова С.Г.** Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М., ОИФЗ РАН, 2002, 130 с.

**Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А.** Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—95.

**Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Бурканов Е.Е., Платонова С.Г.** Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г., материалы предварительного изучения. М., ОИФЗ РАН, 2004, с. 25—37.

**Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А.** Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника, 2007, № 2, с. 3—22.

**Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.** Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли, 2008, № 6, с. 31—51.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д., Запирева Е.А., Кале Э.** Космогеодезические исследования современной геодинамики западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1208—1215.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запирева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К.** Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (8), с. 923—937.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В.** Современные движения Горного Алтая // Физическая мезомеханика, 2009, т. 12, № 1, с. 45—54.

**Шерман С.И.** Физические закономерности развития разломов земной коры / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1977, 102 с.

**Agatova A., Nepov R.** Dating strong prehistoric earthquakes and estimating their recurrence interval applying radiocarbon analysis and dendroseismological approach — Case study from SE Altai (Russia) // Int. J. Geohazards Environ., 2016, v. 2 (3), p. 131—149.

**Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y.** Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003  $M_w 7.2$  Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology // J. Geophys. Res., 2008, v. 113, B03403, doi:10.1029/2007/JB005063.

**Dorbath C., Van der Woerd J., Arefiev S.S., Rogozhin E.A., Aptekman J.Y.** Geological and seismological field observations in the epicentral region of the 27 September 2003  $M_w 7.2$  Gorny Altai earthquake (Russia) // Bull. Seismol. Soc. Am., 2008, v. 98 (6), p. 2849—2865.

**Haessler P.J., Schwartz D.P., Dawson T.E., Stenner H.D., Lienkaemper J.J., Cinti F., Montone P., Sherrod B., Craw P.** Surface rupture of the November 2002  $M 7.9$  Denali Fault earthquake, Alaska, and comparison to other strike-slip ruptures // Earthquake Spectra, 2004, doi: 10.1193/1.1775797.

**Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A.** Geometry of the fault zone of the 2003  $M_s = 7.5$  Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics, 2008, v. 453, p. 276—294.

**Nepov R.K., Agatova A.R.** Earthquake induced landslides in Russian Altai: Absolute dating applying tree-ring and radiocarbon analysis / Eds. M. Mikoš, N. Casagli, Y. Yin, K. Sassa // Advancing culture of living with landslides. V. 4. Diversity of landslide forms, 2017, p. 141—148, doi: 10.1007/978-3-319-53485-5\_15.

**Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J.** Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes — dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India-Eurasia collision zone // Geophys. J. Int., 2007, v. 169, p. 216—232.

**Tatevossian R.E., Rogozhin E.A., Arefiev S.S., Ovsyuchenko A.N.** Earthquake intensity assessment based on environmental effects: principles and case studies // Geol. Soc. Spec. Publ., 2009, v. 316, p. 73—91.

*Рекомендована  
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию 20 сентября 2019 г.,  
принята в печать 17 марта 2020 г.*