ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2023, № 6, с. 26–40

УДК 550.834

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ АЛТАЯ ПОСЛЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

© 2023 г. А. Ф. Еманов[a, *], А. А. Еманов[a, b, **], А. В. Фатеев[a, b, ***], Е. В. Шевкунова[a, ****], Е. А. Гладышев[a, *****]

[a]Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук", просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

[b]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН, просп. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

**e-mail: Alex@gs.nsc.ru

***e-mail: Fateev@gs.nsc.ru

****e-mail: Elenash@gs.nsc.ru

*****e-mail: Glagyshev@gs.nsc.ru

Поступила в редакцию 07.09.2022 г.
После доработки 29.08.2023 г.
Принята к публикации 04.09.2023 г.

Чуйское землетрясение 2003 г. оказало заметное влияние на сейсмичность всего Алтая. В статье представлены данные об изменении сейсмического режима Алтая с 2003 по 2021 гг. Показано, что в первые полгода после крупного землетрясения 2003 г. землетрясения происходят в эпицентральной зоне, а иные структуры Алтая асейсмичны. После 2009 г. формируются изменения как в ближней зоне, охватывающей смежные с эпицентром геологические структуры (удаления до 60–80 км от эпицентра главного события), такие как Айгулакский, Курайский, Южно-Чуйский, Северо-Чуйский хребты, так и в дальней зоне на удалениях до 250–450 км от эпицентра и в разных направлениях от него. После Айгулакского землетрясения 2019 г. сформировался афтершоковый процесс, обеспечивший смещение центра сейсмичности Алтая в одноименный хребет. Для многих структур Алтая, сейсмически активизировавшихся после Чуйского землетрясения, нет данных о крупных землетрясениях в историческом периоде как по сейсмологическим, так и по палеогеологическим данным. Объяснение развития сейсмичности вокруг очага Чуйского землетрясения в пространстве и с задержками по времени на годы может быть дано на основе влияния крупного землетрясения на среду с пластичностью. Отмечены известные нелинейные модели перспективные для дальнейших исследований вопроса о влиянии крупных землетрясений на эволюцию сейсмичности в геологических средах.

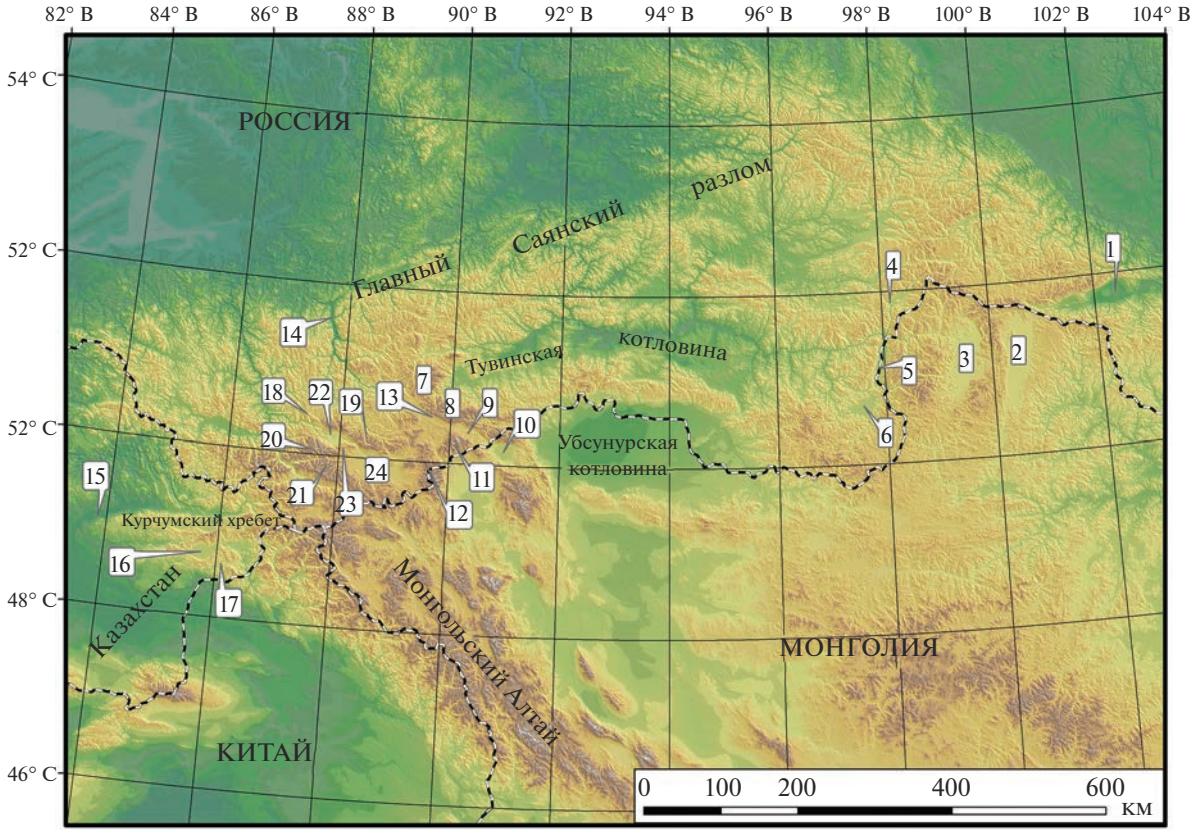
Ключевые слова: Чуйское землетрясение, Алтае-Саянская складчатая область, афтершоковый процесс, многослойная модель литосферы, сейсмические активизации

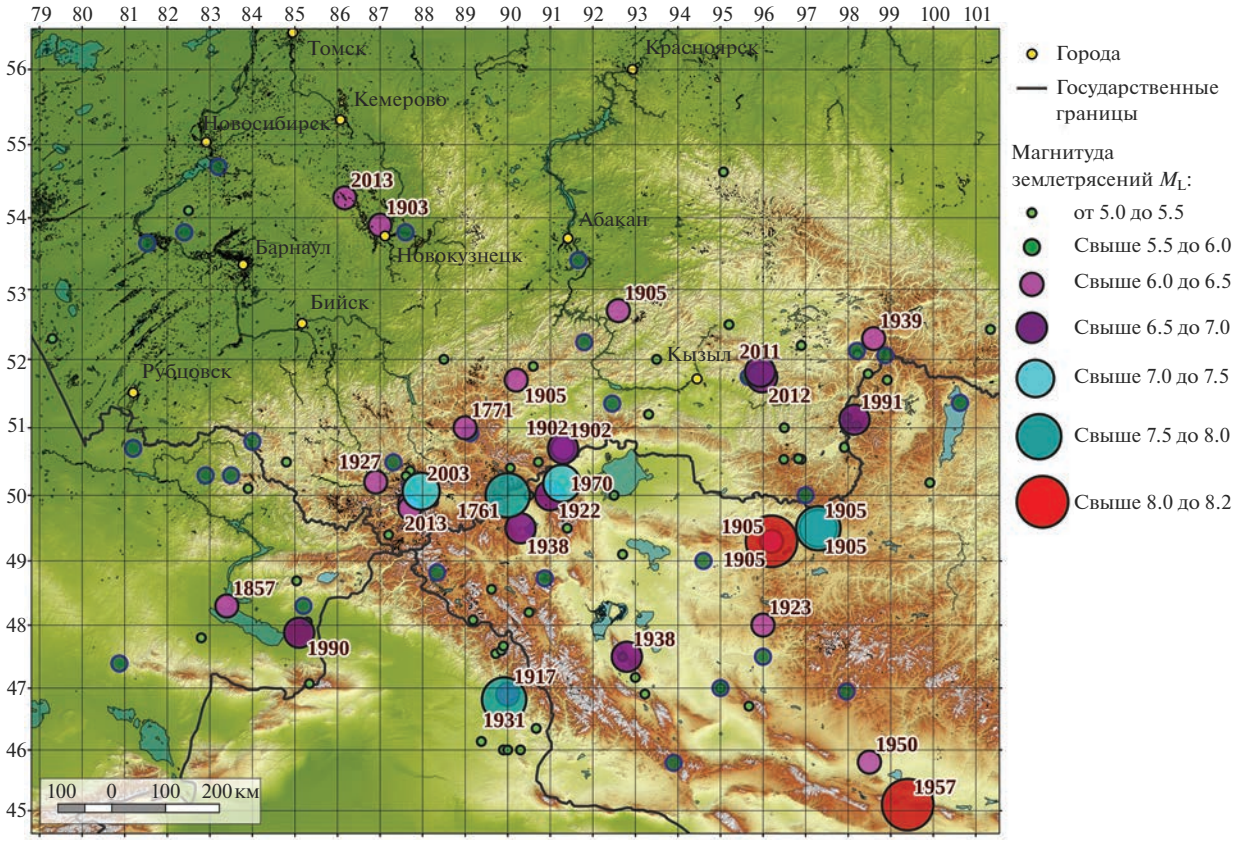
DOI: 10.31857/S0203030623700347, **EDN:** XJIRKL

ВВЕДЕНИЕ

Чуйское землетрясение 27.09.2003 г. с $M_S = 7.3$ произошло в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая, расположенной в центре сети станций Алтайского сейсмологического полигона [Еманов А.Ф. и др., 2003б] (рис. 1а). Исследования в эпицентральной зоне землетрясения позволили построить объемную структуру устойчиво активизированных разломов [Еманов А.Ф. и др., 2021в]. Экспериментальные работы как с использованием сети стационарных станций в Чуйско-Курайской зоне, так и с временными станциями проводились не только в начальный период [Гольдин и др., 2004; Еманов А.А., Лескова, 2005; Арефьев и др., 2006], но и на протяжении уже почти двух десятилетий, начиная с 2002 г. [Еманов А.Ф. и др., 2018, 2021в]. По уровню сейсмичности Алтая к крупным землетрясениям мы относим события $M_L \geq 5.5$, которые сопровождаются сильной афтершоковой активностью.

В первом десятилетии XXI века афтершоковый процесс развивался как стабильная активизированная структура разломов [Еманов А.Ф. и др., 2021б]. Во втором десятилетии произошло изменение структуры сейсмичности Алтая [Еманов А.Ф. и др., 2017]. Сейсмически активизировались смежные с афтершоковой областью геологические


82° В
84° В
86° В
88° В
90° В
92° В
94° В
96° В
98° В
100° В
102° В
104° В
54° С
52° С
52° С
48° С
46° С
РОССИЯ
Главный
Саянский
разлом
Тувинская
котловина
Убсунурская
котловина
Курчумский хребет
Казахстан
Монгольский Алтай
МОНГОЛИЯ
КИТАЙ
0 100 200 400 600
км


Томск
Кемерово
Новосибирск
Барнаул
Новокузнецк
Бийск
Рубцовск
Абакан
Красноярск
Кызыл
2013
1903
1905
1939
2011
2012
1991
1771
1902
1927
2003
1970
1761
1922
2013
1938
1905
1905
1905
1857
1990
1923
1938
1917
1931
1950
1957
100 0 100 200 км
Города
Государственные границы
Магнитуда землетрясений M_L:
от 5.0 до 5.5
Свыше 5.5 до 6.0
Свыше 6.0 до 6.5
Свыше 6.5 до 7.0
Свыше 7.0 до 7.5
Свыше 7.5 до 8.0
Свыше 8.0 до 8.2

структуры и произошли крупные землетрясения, Южно-Чуйское с $M_L = 6.0$ и Айгулакское 2019 г. с $M_L = 5.5$, вызвавшие интенсивные афтершоковые процессы, изменившие структуру сейсмичности в Горном Алтае и в тектонических структурах, находящихся на удалении 250–350 км от эпицентра Чуйского землетрясения [Еманов А.Ф. и др., 2021в].

Детальные сейсмологические исследования на Алтайском сейсмологическом полигоне позволяют изучать вопросы изменения структуры сейсмичности после крупного землетрясения. Обычно после крупнейших землетрясений России временные сети сейсмических станций в эпицентральной зоне организовывались на короткий период, не превышающий двух лет [Арефьев, 2003; Шебалин, 1997]. Чуйское землетрясение 2003 г. является уникальным по длительности изучения афтершокового процесса и плотности сети станций [Арефьев и др., 2006; Еманов А.Ф. и др., 2003б, 2017, 2018]. Для периода 2003–2009 гг. структура афтершоковой области в виде сейсмически активизированных зон и разломов детально представлена в работах [Еманов А.А. и др., 2009; Еманов А.Ф. и др., 2021в, 2022]. Проведенные эксперименты позволяют анализировать не только изменения в афтершоковой активности, но и эволюцию сейсмичности Алтая в целом после Чуйского землетрясения.

Значимость влияния крупных землетрясений на параметры наклона графика повторяемости для Алтае-Саянской области в целом оценена в работе [Еманов А.А. и др., 2001; Еманов А.Ф. и др., 2021в]. В данной работе изучаются изменения сейсмичности в пространстве и времени и ее смещение от эпицентральной области Чуйского землетрясения к соседним структурам. Важный вопрос: как происходит затухание сейсмической активности в эпицентральной области? Этот вопрос интересен уже потому, что сейсмическая активность в районах крупных землетрясений Алтая длится годы и даже десятилетия [Еманов А.Ф. и др., 2006].

СЕЙСМИЧНОСТЬ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Вопрос эволюции сейсмичности не может быть рассмотрен без землетрясений, которые происходили на данной территории в историческое время, а также землетрясений, изученным по палеосейсмогеологическим данным. На рис. 1б представлена карта эпицентров крупных землетрясений в Алтае-Саянской горной области. В основе исследований использовалась информация каталога землетрясений Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук” (АСФ ФИЦ ЕГС РАН), а также информация о крупных землетрясениях из публикаций [Жалковский и др., 1995; Хилько и др., 1985; Молнар и др., 1995; Джурик и др., 2009]. Наиболее крупные землетрясения происходили в Монголии и в приграничных районах Алтае-Саянской горной области. Чуйское землетрясение 2003 г. является крупнейшим землетрясением на Российской территории и крупнейшим землетрясением за время существования сети сейсмических станций в Алтае-Саянской горной области. На территории Монголии землетрясения с M более 8 фиксировались дважды – это Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г. и Болнайское землетрясение 1905 г. Оба землетрясения произошли на удалении в сотни км от Чуйского землетрясения. Выполнив анализ сейсмического режима Алтая и Саян, В.И. Уломов пришел к выводу [Уломов, 2005], что в данной горной системе существует недостаток в землетрясениях самых больших энергий. После Чуйского землетрясения 2003 г. в этой же работе был дан прогноз, что должно произойти еще одно землетрясение с $M = 8$ и одно с $M = 7$, без указания точного времени и места.

Из рис. 1б и рис. 2 видно, что в первой половине XX века происходили более крупные землетрясения, чем после 1957 г. Примером близких землетрясений как в пространстве, так и по времени являются Цэцэрлэгское 09.07.1905 г. с $M = 7.6$ и Болнайское 23.07.1905 г. с $M = 8.2$. Можно предполагать, что эти землетрясения и их афтершоки [Молнар и др., 1995] произошли в условиях взаимного влияния первого на возникновение второго. Более точно рассмотреть этот вопрос нет возможности из-за отсутствия в этот период достаточно плотной сети сейсмологических станций вблизи очаговой области. Из крупных землетрясений Алтае-Саянской области в период наличия региональной сети сейсмологических станций следует отметить: Урег-Нурское 1970 г. с $M = 7.0$, Бусингольское 1991 г. с $M = 6.5$, Зайсан-

Рис. 1. Структуры Алтае-Саянской горной области и крупные землетрясения.
а – географические обозначения района исследований. Цифрами обозначены элементы Байкальской рифтовой зоны (1 – Тункинская впадина, 2 – Хубсугульская впадина, 3 – Дархатская впадина, 4 – Белинская впадина, 5 – Бусингольская впадина, 6 – Терехольская впадина) и Алтае-Саянской горной области (7 – Шапшальский хребет, 8 – хребет Цаган-Шибету, 9 – Каргинская впадина, 10 – Урэгнурская впадина, 11 – горный массив Монгун-Тайга, 12 – хребет Чихачева, 13 – Джулукульская впадина, 14 – Телецкое озеро, 15 – Бухтарминское водохранилище, 16 – озеро Маркаколь, 17 – хребет Азутау), в том числе Чуйско-Курайской зоны (18 – Айгулакский хребет, 19 – Курайский хребет, 20 – Северо-Чуйский хребет, 21 – Южно-Чуйский хребет, 22 – Курайская впадина, 23 – Чаган-Узунский блок, 24 – Чуйская впадина); б – карта крупных землетрясений Алтае-Саянской горной области с $M \geq 5$ с 1736 по 2020 гг.

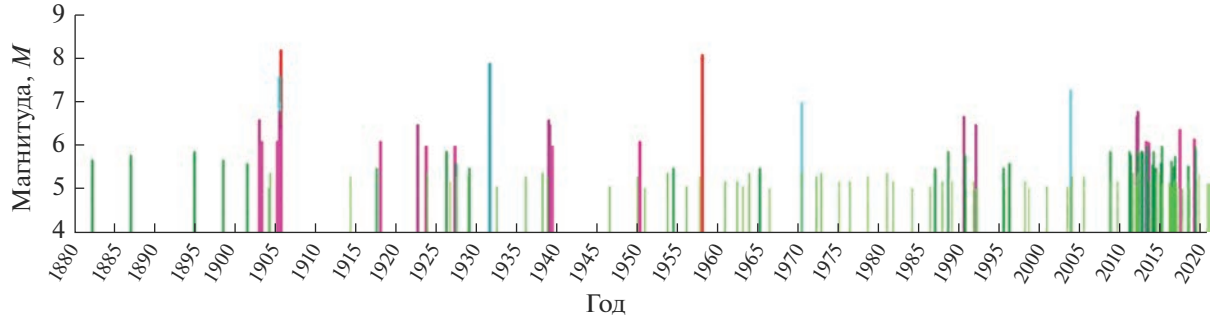


Рис. 2. Развитие во времени сейсмического процесса в Алтае-Саянской горной области с 1880 по 2020 гг. (землетрясения с $M \geq 5$).

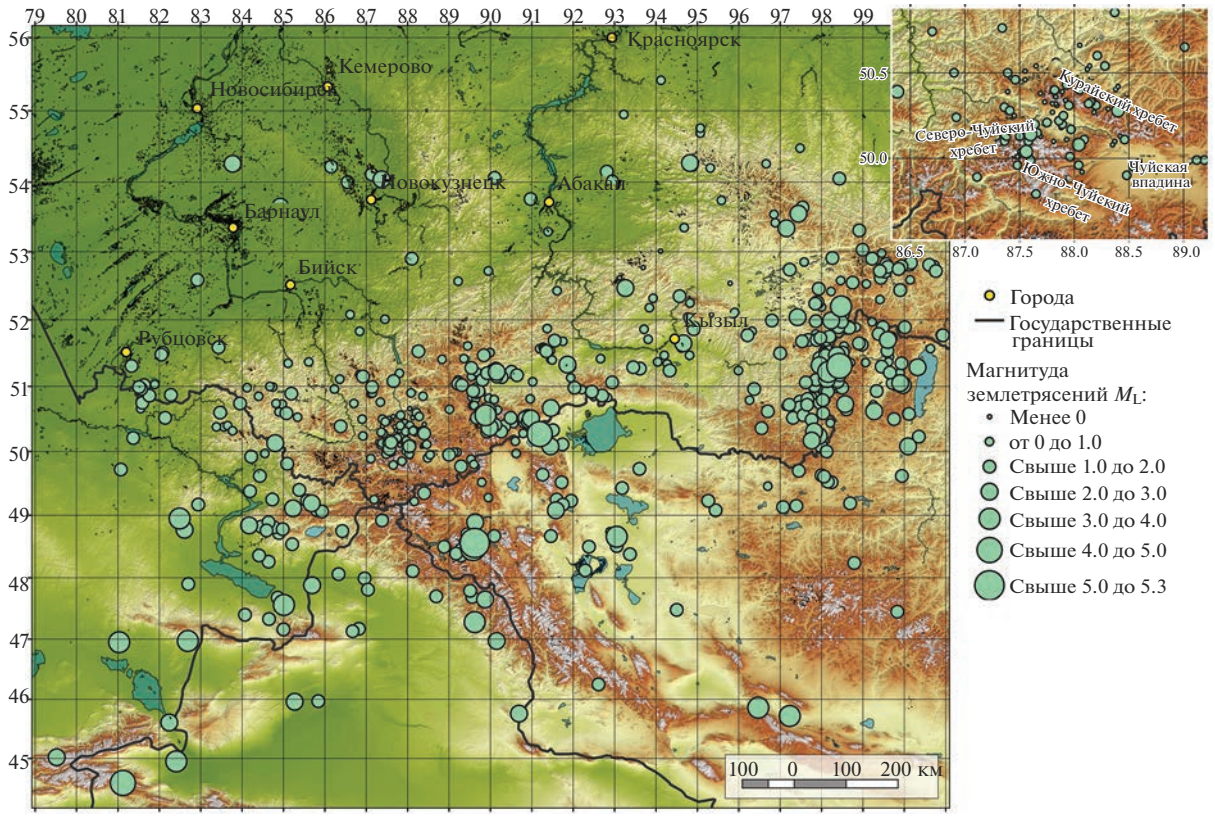


Рис. 3. Карта землетрясений Алтае-Саянской горной области перед Чуйским землетрясением за период с 01.01.2003 г. по 11:33 UTC 27 сентября 2003 г.

ское 1990 г. с $M = 6.9$, Чуйское 2003 г. с $M = 7.3$, Тувинские землетрясения 2011 г. с $M = 6.7$ и 2012 г. с $M = 6.8$. После этих землетрясений формировались интенсивные афтершоковые процессы, позволявшие получать информацию о тектонических процессах в эпицентральных областях крупнейших землетрясений [Еманов А.Ф. и др., 2006, 2014].

Развитие сейсмичности во времени показано на рис. 2. В целом в Алтае-Саянской горной области крупные землетрясения происходят с интервалом в приблизительно 15–20 лет. Землетрясения с магнитудой около 8 здесь не происходили с 1957 г., а в первой половине XX века они наблюдались с интервалом около 30 лет.

Чтобы понять влияние крупного землетрясения на изменение сейсмичности в пространстве и времени, рассмотрим карты эпицентров землетрясений до (рис. 3) и сразу после (рис. 4) Чуйского землетрясения в 2003 г. На карте землетрясений перед Чуйским землетрясением (см. рис. 3) сейсмичность распределена по территории всей

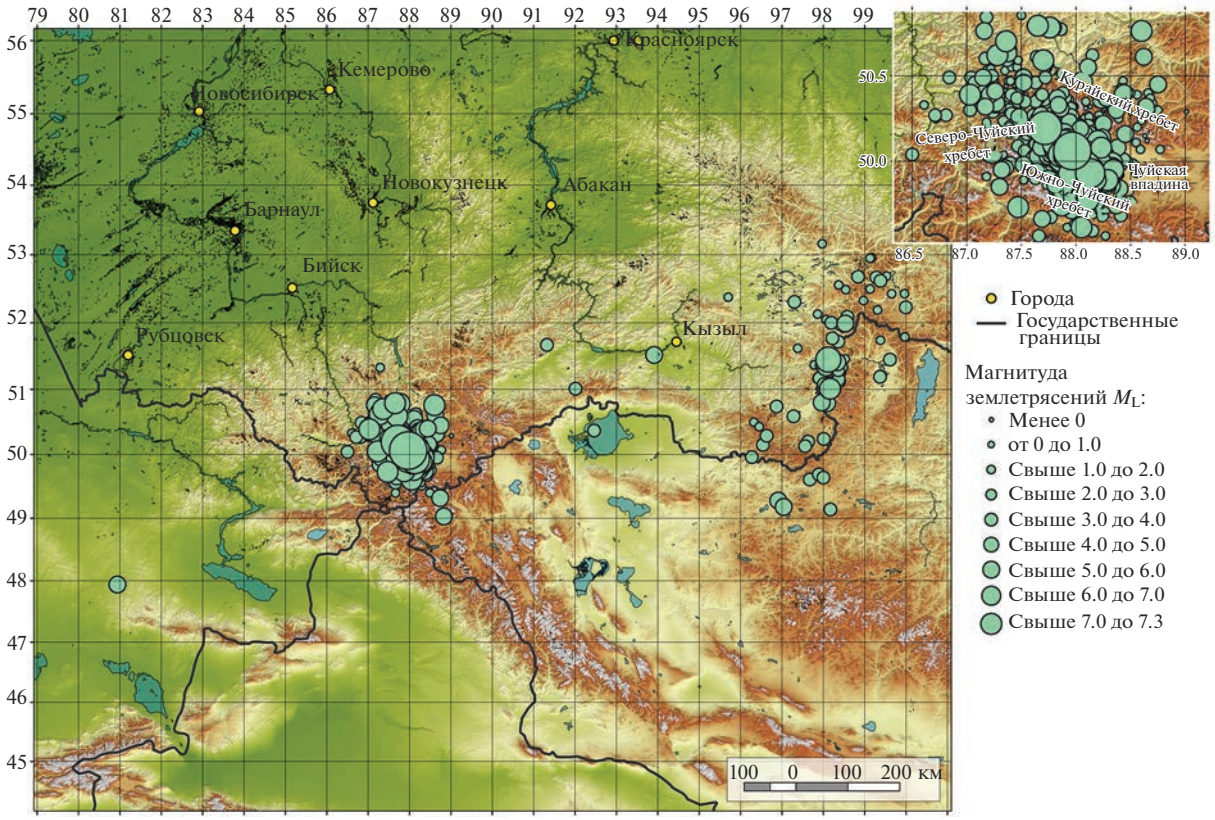


Рис. 4. Карта землетрясений Алтае-Саянской горной области после Чуйского землетрясения за период с 11:33 UTC 27 сентября 2003 г. по 31 декабря 2003 г.

Алтае-Саянской горной области, многие структуры являются областями повышенной сейсмичности. Высоко сейсмичны зоны на восточной окраине Алтае-Саянской горной области: Белино-Бусингольская зона, а также Дархатская впадина (см. рис. 1а). Достаточно высокий уровень сейсмической активности традиционно наблюдается в западном горном обрамлении Тувинской котловины и Убсунурской впадины [Еманов А.Ф. и др., 2005], включая эпицентральную зону Урег-Нурского землетрясения. В 2003 г. перед Чуйским землетрясением в Монгольском Алтае и в районе западной границы Алтая происходили более сильные землетрясения, чем в эпицентральной зоне готовящегося Чуйского землетрясения.

В Чуйско-Курайской зоне в это время происходили только слабые землетрясения с магнитудами менее $M_L = 3.0$. Слабая сейсмичность отмечена на удалениях в десятки км от будущего очага (см. рис. 3, врезка).

На рис. 4 представлены эпицентры землетрясений за 2003 г. после Чуйского землетрясения. Сильный афтершоковый процесс сочетается с отсутствием землетрясений в Алтае-Саянской горной области. Сейсмическая активность сохранилась только на границе Алтае-Саянской горной области с западным окончанием системы рифтовых впадин Байкальской рифтовой зоны. Это впадины – Бусингольская, Белинская, Тере-Хольская и Дархатская. Влияние крупного Чуйского землетрясения на изменение в сейсмическом процессе всей горной области не вызывает сомнения.

В период до 2008 г. афтершоковый процесс Чуйского землетрясения и по количеству событий, и по их энергии превосходил сейсмичность остальных структур Алтае-Саянской горной области [Еманов А.А. и др., 2009; Еманов А.Ф. и др., 2021в]. Второе десятилетие XXI века характеризуется возрастанием уровня сейсмичности Алтае-Саянской области относительно афтершоковой области Чуйского землетрясения.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В СТРУКТУРАХ, СМЕЖНЫХ С ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТЬЮ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

Ярче всего изменения сейсмического процесса Алтае-Саянской области выразилось в повышении сейсмической активности в смежных с афтершоковой областью геологических структурах [Еманов А.Ф. и др., 2017, 2021а, 2021в]. На рис. 5

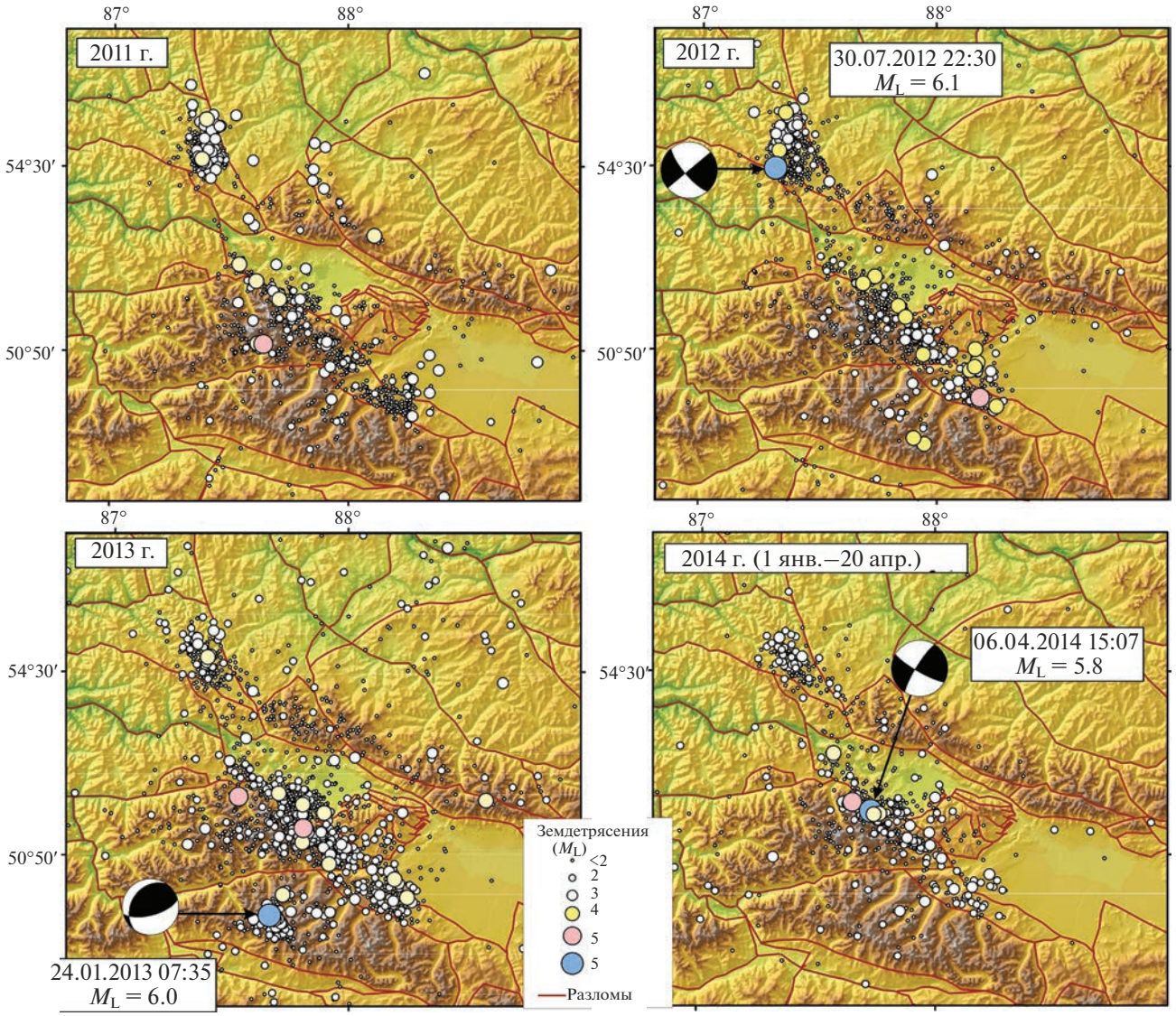


Рис. 5. Развитие активизаций в смежных с афтершоковой областью структурах.

представлены карты землетрясений Чуйско-Курайской зоны в период активизации смежных с эпицентральной областью геологических структур.

Афтершоковый процесс со стабильными характеристиками до 2010 г. охватывал линейную зону с небольшими пространственными изменениями. Более детально с объемной структурой сейсмичности этого периода можно познакомиться в работе [Еманов А.Ф. и др., 2021б].

Начиная с 2011 г. структура сейсмичности в ближней зоне от афтершоковой области заметно изменяется (см. рис. 5). В 2011 г. эпицентральная зона Чуйского землетрясения проявляет себя только землетрясениями с $M_L \leq 2$ (см. рис. 5). Лишь три землетрясения с $M_L \geq 4$ произошли на северо-западном окончании афтершоковой области, при этом в 2011 г. отмечаются новые активизации еще севернее. Локальная активизация отмечается в Айгулакском хребте, развитие сейсмичности начинается в Курайском хребте в виде небольшого количества слабых землетрясений. Курайский хребет многие годы до Чуйского землетрясения проявлял себя как наиболее сейсмически активная структура Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая. В это же время землетрясения происходят в Северо-Чуйском и Южно-Чуйском хребтах, и в целом наблюдается распространение проявлений сейсмичности в смежные с эпицентральной областью геологические структуры. В 2012 г. отмеченный процесс продолжается, 30.07.2012 г. происходит Айгулакское землетрясение с M_L = 6.1. Землетрясение относится к той же активизации, что и в 2011 г. В 2013 г. пространственные закономерности активизации

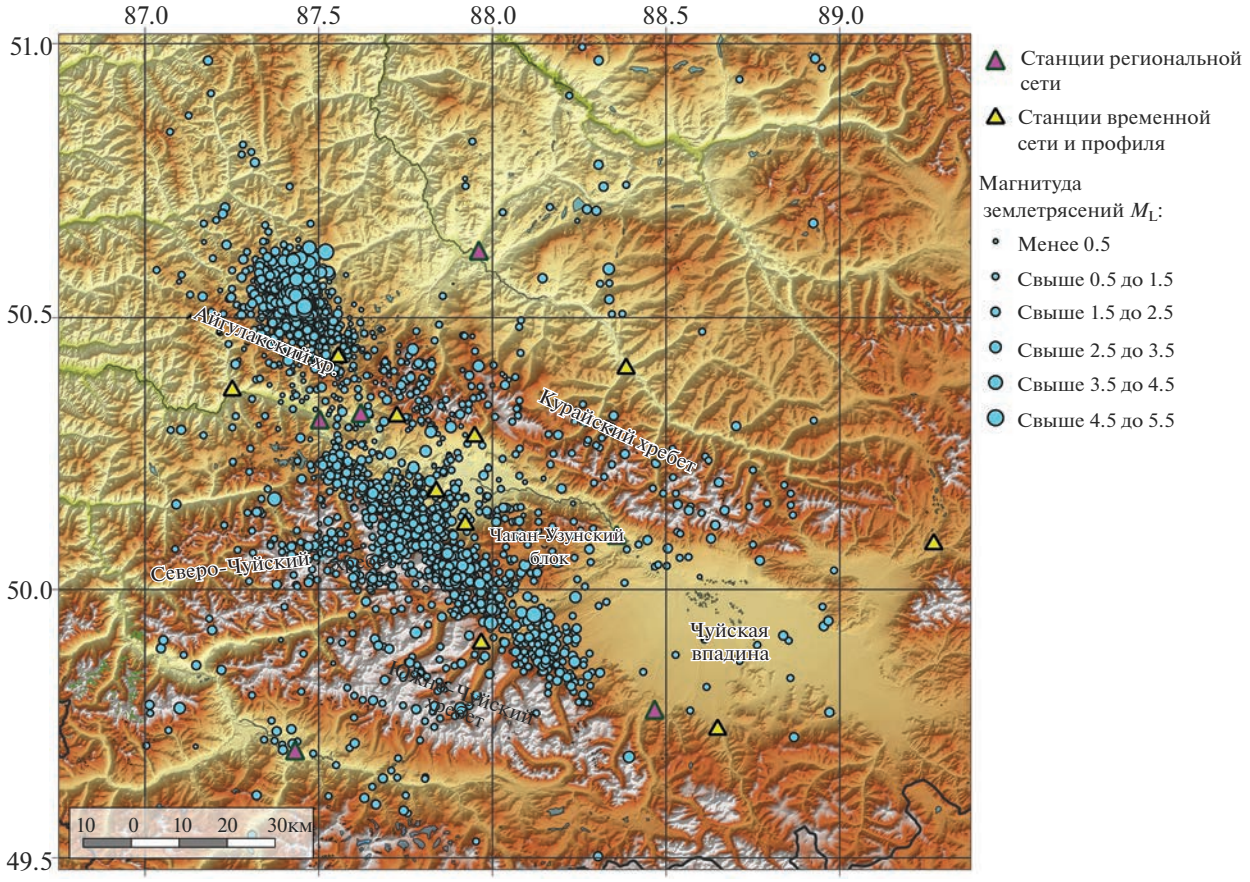


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений в Чуйско-Курайской зоне Алтая в 2019 г.

смежных структур сохраняются с отличием по энергии землетрясений. Крупнейшее в этот период Южно-Чуйское землетрясение с $M_L = 6.0$ вызвало небольшой по площади и времени афтершоковый процесс.

В 2014 г. сильное землетрясение с $M_L = 5.8$ произошло в афтершоковой области Чуйского землетрясения 2003 г. Смежные структуры в этот год отмечены более слабыми землетрясениями.

В последующие годы сейсмическая активность в смежных с эпицентральной областью структурах оставалась на достигнутом уровне до 2019 г., когда 13.09.2019 г. произошли Айгулакские землетрясения в 01:29 UTC с $M_L = 5.5$ и в 04:29 UTC с $M_L = 5.2$, за которыми последовал мощный афтершоковый процесс.

В районе Айгулакских землетрясений (рис. 6) только до конца 2019 г. было зафиксировано около 2500 землетрясений, в том числе 5 землетрясений в диапазоне мангитуд $4 < M_L < 5$. В 2020 г. количество афтершоков достигло 4000.

Наряду с зоной сейсмической активности на севере Айгулакского хребта продолжается афтершоковый процесс в зоне Чуйского землетрясения. Здесь произошло около 1500 землетрясений. Максимальное по энергии землетрясение с $M_L = 4.9$ здесь было зафиксировано 14 июня 2020 г. В этот период афтершоковая область Чуйского землетрясения уступила доминирование по количеству и энергии землетрясений в Чуйско-Курайской зоне, которое перешло в локальную зону на севере Айгулакского хребта.

Следует отметить, что Айгулакское землетрясение 2012 г. с $M_L = 6.1$ не вызвало столь сильного афтершокового процесса, как при Айгулакских землетрясениях 2019 г. с $M_L = 5.5$ и $M_L = 5.2$, произошедших в один день друг за другом. Все три Айгулакских землетрясения произошли практически в одном месте. Другой особенностью являются относительно малые размеры сейсмически активизированной зоны, которая концентрируется в области около 10 км в диаметре.

ЭВОЛЮЦИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В ДАЛЬНЕЙ ЗОНЕ ОТ ЭПИЦЕНТРА ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г.

В сейсмичности структур, удаленных от эпицентра Чуйского землетрясения на 200–450 км,

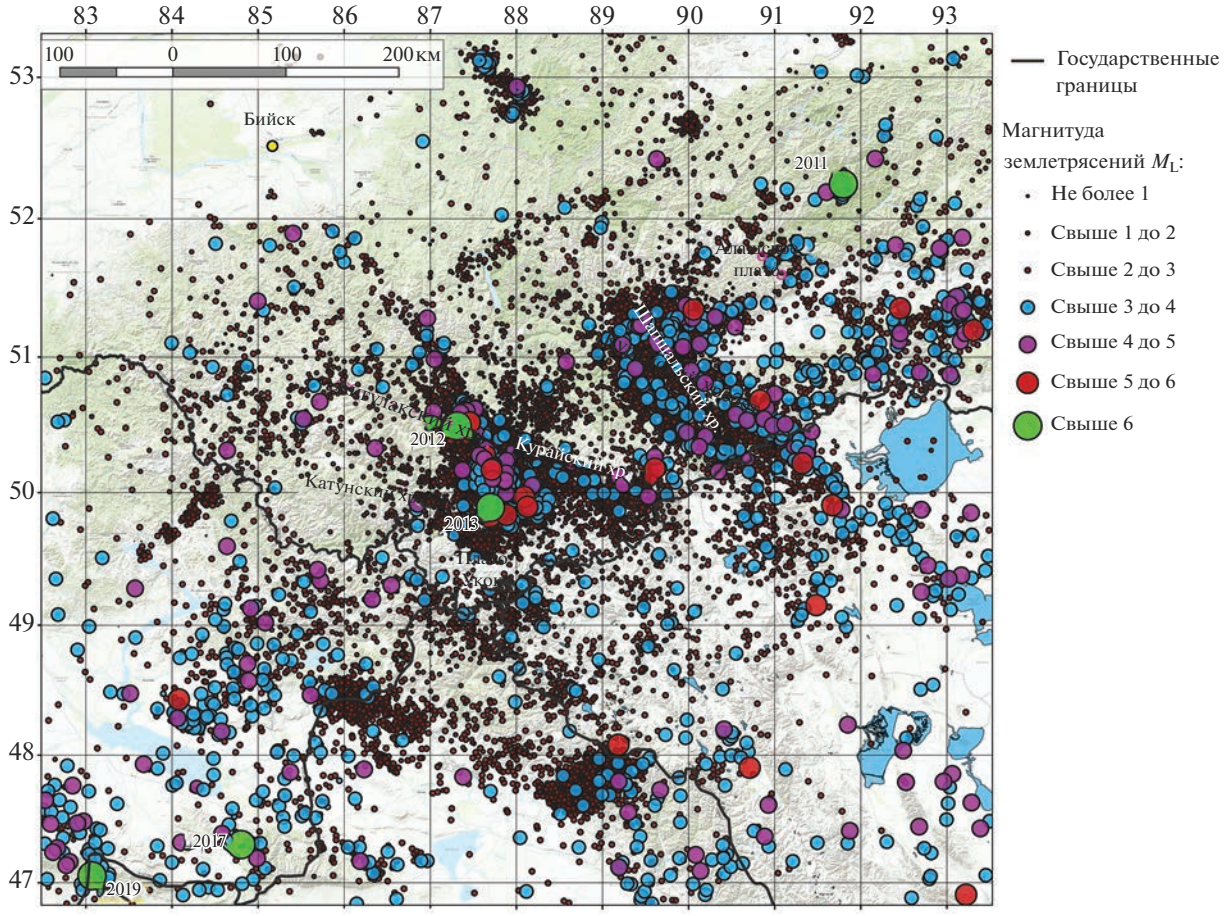


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений Алтая с 2010 по 2021 гг.

изменения во времени были описаны в работе [Еманов А.Ф. и др., 2021в]. В данной работе более детально рассматриваются эволюционные изменения сейсмичности с целью дальнейшего сравнения с зонами, где уже происходили крупные землетрясения.

На рис. 7 представлена карта эпицентров землетрясений на расстоянии до 400 км от эпицентра Чуйского землетрясения 2003 г. В период с 2010 по 2021 гг. землетрясения на Алтае группируются по геологическим структурам. Из дальнего окружения Чуйского землетрясения (250–350 км) самым активным является район Шапшальского хребта, а также район эпицентра Урэг-Нурского землетрясения 1970 г. с $M = 7.0$. Землетрясения в виде локальных активизированных участков группируются в Монгольском Алтае и вдоль северо-западной границы Алтая. В Айгулакском хребте кроме локальной активизированной зоны на юге хребта мы наблюдаем цепь землетрясений, вытягивающуюся от Айгулакского хребта и вдоль Сумультинского хребта на северо-запад. Интересным является формирование линейной цепи землетрясений, проявляющейся на фоне слабосейсмичной части Алтае-Саянской горной области с северо-востока на юго-запад. Отмеченная цепочка идет вдоль Главного Саянского разлома в Западном Саяне, выходит в район изгиба оз. Телецкое и далее, пересекая в крест горные структуры Горного Алтая, и продолжается вплоть до Бухтарминского водохранилища в Казахстане.

Следует отметить, что для северо-западного окончания Алтая характерным является присутствие хаотически разбросанных очагов землетрясений. В целом сейсмичность Алтая выглядит как ряд активизированных структур, расположенных на примерно равном расстоянии от эпицентра Чуйского землетрясения.

Для более детального рассмотрения сейсмичности Алтая мы рассмотрим еще два варианта ее представления. Во-первых, карта плотности очагов без учета их энергии и, во-вторых, карта суммарной выделившейся сейсмической энергии.

Карта плотности землетрясений, для каждой точки которой вычисляется количество землетрясений в окрестности с радиусом 0.1°, представлена на рис. 8. Наиболее крупные землетрясения имеют очаг, превышающий размеры вы-

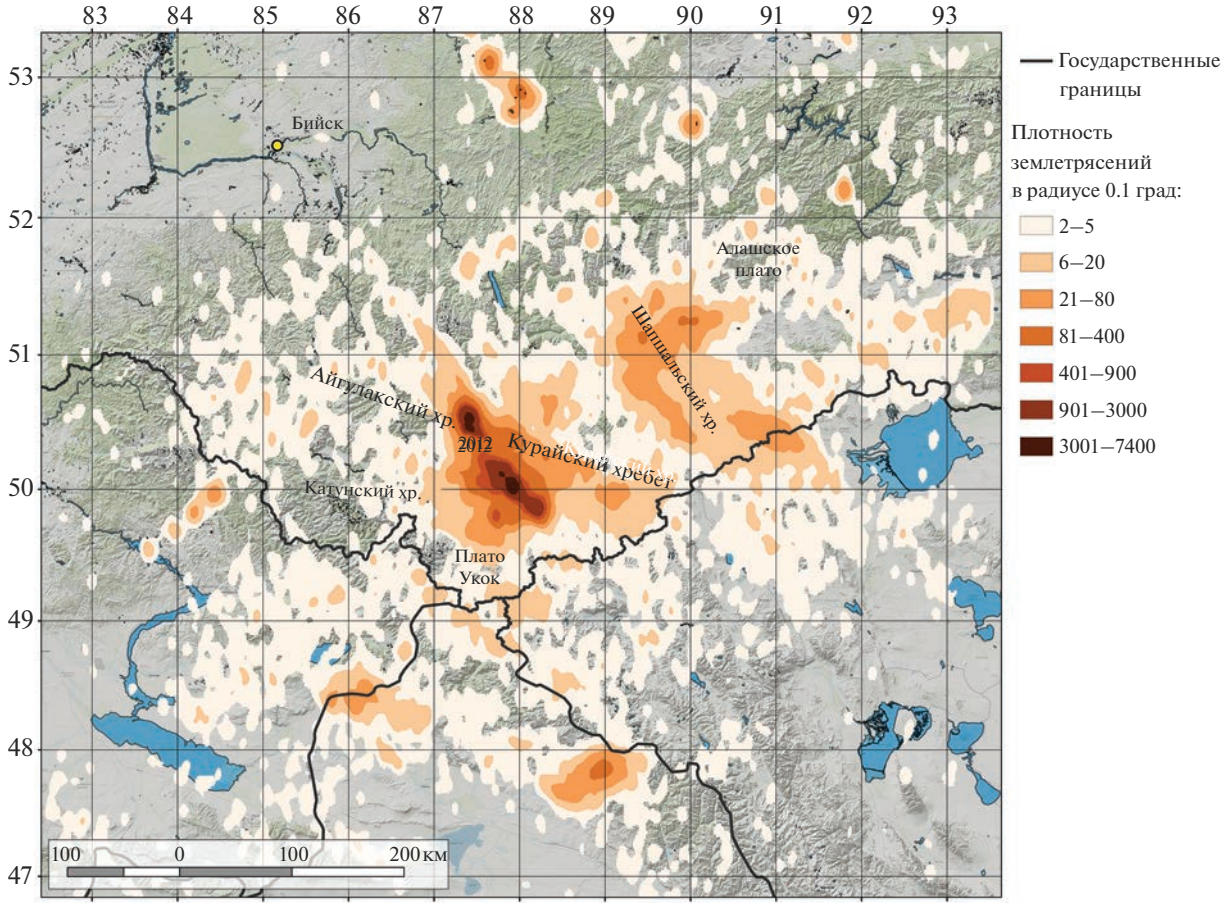


Рис. 8. Карта плотности землетрясений Алтая в 2010–2021 гг.

бранной площадки, но они будут относиться к площадке с координатами начала разрыва. В данном случае изучается сейсмическая активность по числу зарегистрированных землетрясений на единице площади, а не энергетические характеристики среды. На карте плотности землетрясений хорошо видны два уровня сейсмической активизации вокруг эпицентральной зоны Чуйского землетрясения. Первый уровень – активизация смежных структур, второй – активизация структур на удалениях до 250–300 км от эпицентра.

На карте плотности (см. рис. 8) выделяется линейная афтершоковая зона Чуйского землетрясения, а чуть севернее эпицентральная зона Айгулакских землетрясений. По плотности очагов выделяется некоторое развитие процесса с углублением в Южно-Чуйский и Северо-Чуйский хребты. К ближней зоне развития сейсмичности от Чуйского землетрясения следует отнести вытянутую вдоль Айгулакского хребта в северо-западном направлении почти линейную структуру. Со стороны Курайского хребта с юга и с севера развиваются области повышенной плотности землетрясений в сторону Шапшальского хребта. Можно полагать, что миграция сейсмичности в сторону смежных структур не завершена.

Возврат к повышению сейсмической активности в районе Шапшальского хребта вполне увязывается с высокой фоновой активностью данной зоны в период до Чуйского землетрясения [Еманов А.Ф. и др., 2005]. Вызывает интерес повышенная плотность землетрясений в Монгольском Алтае в локальной зоне с координатами около 47.8° с.ш. и 89° в.д., а также на границе Казахстана и Китая. Кроме того, по плотности очагов уверенно просматривается линия от Большого Саянского разлома через оз. Телецкое к Бухтарминскому водохранилищу (см. рис. 8).

На рис. 9 сейсмичность вокруг очага Чуйского землетрясения выражена в виде кольцеобразных структур двух уровней. Сейсмическая активизация смежных структур на удалении до 100 км от очага Чуйского землетрясения (первый уровень) окружена зоной второго уровня, состоящей из активизированных структур на удалениях 150–290 км. Как мы видим на рис. 9, имеется внутреннее хаотическое наполнение землетрясениями пространства между двумя уровнями активизации.

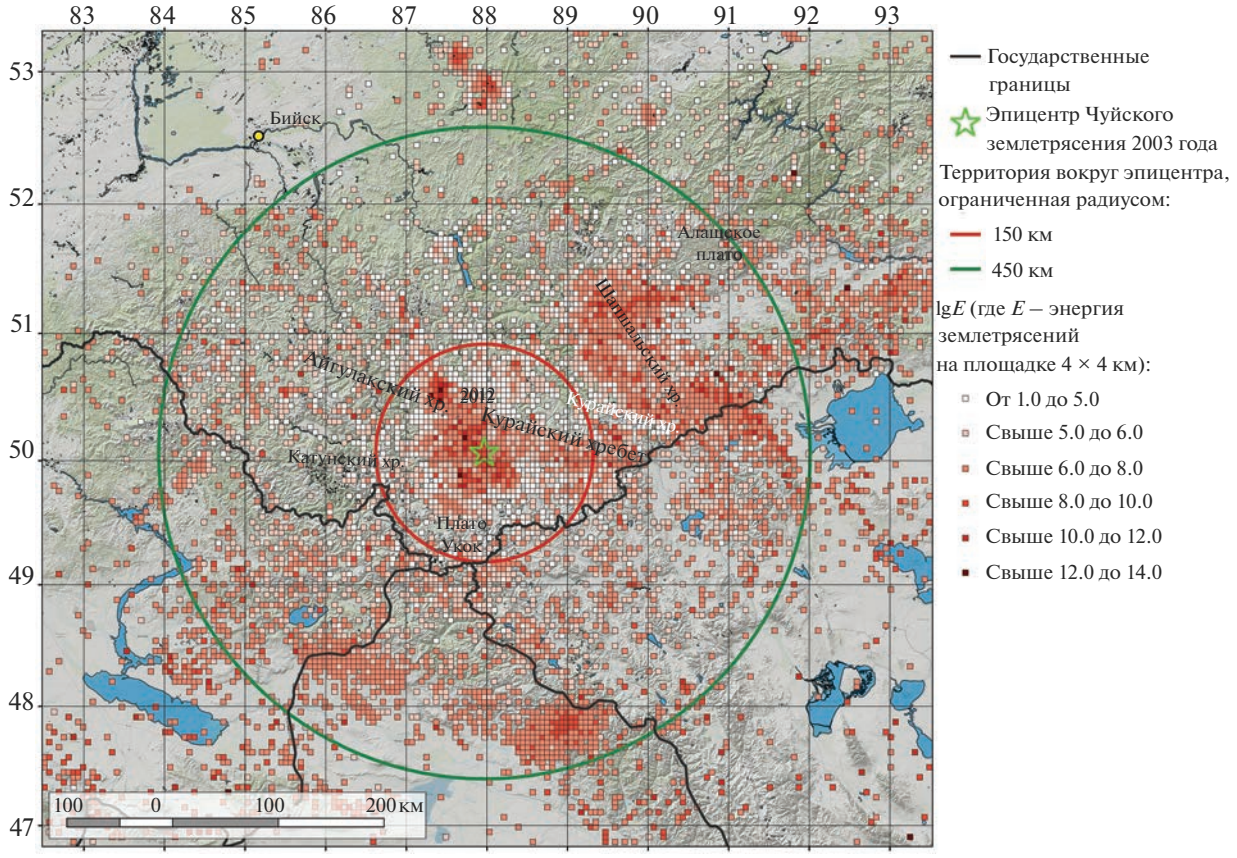


Рис. 9. Карта плотности выделившейся сейсмической энергии в 2010–2021 гг.

Согласно исследованиям для Алтае-Саянской горной области, крупные землетрясения с магнитудой 7 и более в одних и тех же местах повторяются через сотни и тысячи лет [Молнар и др., 1995; Рогожин, Платонова, 2002; Рогожин и др., 2008; Рогожин, 2019; Уломов, 2005; Хилько и др., 1985]. Одновременно с этим землетрясения с магнитудами около 7 происходят с интервалом в десятки лет друг за другом в разных геологических структурах, слагающих рассматриваемый регион [Жалковский и др., 1995; Еманов А.Ф. и др., 2006, 2021в]. Сейсмические активизации геологических структур после крупных землетрясений в Алтае-Саянской горной области продолжаются годы и десятилетия [Еманов А.Ф. и др., 2006]. Усиление сейсмичности эпицентральных областей часто выходит за рамки привычного афтершокового процесса. Примером является Чуйское землетрясение, при котором активизируются смежные структуры, первоначально не имевшие отношение к эпицентральной области. В условиях Алтае-Саянской горной области каждое крупное землетрясение происходит на фоне измененной сейсмической активности региона после ранее произошедших крупных землетрясений.

Эпицентры землетрясений с магнитудой более 5 инструментального и исторического периода представлены на рис. 1б. Существенным дополнением к сейсмичности Алтая служат морфотектонические и палеосейсмологические данные о землетрясениях прошлого [Рогожин, Платонова, 2002; Новиков, 2004; Новиков и др., 2008; Деев и др., 2012, 2013, 2015, 2017; Деев, 2019; Агатова, Непоп, 2009; Овсюченко и др., 2015; Татевосян и др., 2012].

ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ АЛТАЯ, СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ЧУЙСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ, И КРУПНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ИХ ИСТОРИИ

Рассмотрим сформировавшиеся в последнее десятилетие локальные сейсмически активизированные структуры совместно с данными об известных крупных землетрясениях на их территории.

Курайский хребет (см. рис. 1а, б) за инструментальный период до Чуйского землетрясения характеризовался повышенным уровнем землетрясений малых энергий и отсутствием землетрясений с магнитудами более 4. В период после

Чуйского землетрясения до 2010 г. в Курайском хребте землетрясений практически не происходило. Повышение сейсмической активности с 2011 по 2012 гг. можно назвать восстановлением сейсмического режима до прежнего уровня с отсутствием крупных землетрясений. В соответствии с рис. 1б для этой геологической структуры нет сведений о крупных землетрясениях. Палеосейсмологические исследования в Курайском хребте [Рогожин, Платонова, 2002; Деев и др., 2017; Деев, 2019] выявили поверхностные разрывы, образовавшиеся в зонах палеоземлетрясений с возрастом около 6500, 5800, 3200, 1300 лет назад с $M = 6.7–7.6$. Хотя за историческое время в районе Курайского хребта не было землетрясений с магнитудой более 6, в прошлом они происходили с повторяемостью от 700 до 2600 лет. Таким образом, крупные землетрясения в этой структуре вполне возможны в будущем.

Айгулакский хребет (см. рис. 6) сейсмически активизировался после Чуйского землетрясения; наиболее сильные землетрясения на данный момент достигают $M_L = 6.1$. Ввиду труднодоступности и залесенности, данные о палеоземлетрясениях данной структуры отсутствуют.

Северо-Чуйский хребет (см. рис. 6) характеризует сейсмическая активизация, сформировавшаяся как ответвление в сторону хребта от афтершокового процесса Чуйского землетрясения. Крупных землетрясений в районе хребта не зафиксировано. Публикаций по исследованиям палеоземлетрясений в данном районе нет, что объясняется труднодоступностью местности.

Южно-Чуйский хребет (см. рис. 5, 6) сейсмически активизирован с сильным запаздыванием после Чуйского землетрясения. При этом крупнейшее землетрясение данной структуры, Южно-Чуйское в 2013 г. с $M_L = 6.0$, сопровождалось собственным афтершоковым процессом. Известны палеодислокации на западной границе хребта вдоль Джазаторской впадины [Рогожин, Платонова, 2002], свидетельствующие о неоднократно имевших место крупных землетрясениях с магнитудами 6.0–6.5.

Из наиболее сейсмически активных (см. рис. 7, 8, 9), восстановивших свой режим удаленных зон, является **район западной Тувы**, представляющий из себя в морфотектоническом отношении единый объект – тектоническую депрессию рампового типа [Овсюченко, Бутанаев, 2016], включающую в себя хребты Шапшальский и Цаган-Шибету и отделенные от них Джулукульской и Каргинской впадинами горный массив Монгун-Тайга и хребет Чихачёва, а также прилегающую с востока Урэгнурскую впадину (см. рис. 1а). Шапшальский хребет всегда отличался повышенной сейсмичностью с большим количеством землетрясений с магнитудами 4–5, но крупных землетрясений в районе данного хребта за инструментальный период не происходило. Детальных исследований по обнаружению и изучению сейсмотектонических депрессий, возникших при крупных землетрясениях, не проводилось. Сейсмотектонические исследования рельефа [Овсюченко, Бутанаев, 2016] показали наличие форм рельефа тектонического происхождения; упоминается землетрясение 1771 г. на севере Шапшальского хребта с $M \geq 6$. Самое известное землетрясение в системе рассматриваемого объекта – Урэг-Нурское землетрясение 1970 г. с $M = 7.0$ [Еманов А.Ф. и др., 2012], до которого в этой же зоне в 1922 г. произошло землетрясение с $M = 6.5$, точного описания для которого не сделано [Овсюченко, Бутанаев, 2016].

Эпицентральная зона Монгольского землетрясения 1761 г. с $M = 8.3$ с координатами 47.5° с.ш. и 91.8° в.д., произошедшего вблизи границы Монголии и России [Молнар и др., 1995], отмечается в сейсмичности после Чуйского землетрясения как вытянутая зона с повышенной плотностью землетрясений с магнитудами до 4. Чуть южнее в этой зоне в 1938 г. произошло Ачитнурское землетрясение с $M = 6.5$ и координатами эпицентра 49.5° с.ш., 90.3° в.д. Этот район не выражен повышенной сейсмичностью (см. рис. 1а, 7, 8).

Зона на расстоянии порядка 400 км от эпицентра Чуйского землетрясения в **Монгольском Алтае** выделяется на карте плотности очагов (см. рис. 8) с координатами 47.8° с.ш. и 89.0° в.д. От этой зоны наблюдается развитие сейсмичности, эпицентры которой широкой полосой пересекают Монгольский Алтай. Повышенная плотность землетрясений наблюдается в районе западной границы Монгольского Алтая. Крупные землетрясения в данной зоне не фиксировались. Эпицентр Монголо-Алтайского землетрясения 1931 г. с $M = 8.0$ (см. рис. 1а) расположен значительно южнее, и его эпицентральная зона в данный момент сейсмически не активна.

Повышенная сейсмическая активность наблюдается к югу от **оз. Маркаколь** (см. рис. 1а, 7, 8, 9). Озеро расположено в межгорной котловине между хребтами Курчумским и Азутау. В данном районе крупные землетрясения никогда не происходили.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чуйское землетрясение 2003 г. значимо повлияло на сейсмичность структур Алтае-Саянской горной области. С 2010 г. протекает этап постепенной активизации Алтая, но структура сейсмичности в значительной степени отличается от наблюдаемой до Чуйского землетрясения.

В геологических масштабах влияние коллизии Индийской плиты [Molnar, Tapponnier, 1975] рассматривается как эффект домино, когда воздей-

ствие передается от одной геологической структуры другой с некоторой задержкой [Буслов и др., 2013; Буслов, 2014, 2020; Ветров и др., 2016]. Результаты данной работы показывают, что на более коротких интервалах времени тектонический процесс является более сложным, поскольку развитие сейсмичности после Чуйского землетрясения не совсем укладывается в модель последовательной однонаправленной передачи напряженного состояния геологических структур от индоевразийской коллизии.

Физика очага тектонического землетрясения на разломе – давно развиваемое направление сейсмологии [Костров, 1975; Шерман, 2014; Кузьмин, 2012; Гольдин, Кучай, 2008; Кочарян, 2016]. Рассмотрение эволюции сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г., неизбежно приводит к вопросу: каким образом происходят изменения напряженного состояния вне активизированной системы связанных друг с другом разломов?

Чуйское землетрясение 2003 г. вызвало сейсмические активизации в смежных структурах: в Айгулакском, Южно-Чуйском и Северо-Чуйском хребтах. Повышение сейсмической активности в этих структурах произошло с запаздыванием на годы, а сейсмический процесс в Айгулакском хребте, ставший доминирующим в Горном Алтае, сформировался практически через полтора десятилетия после Чуйского землетрясения.

Локальные сейсмические активизации в дальней зоне начинают формироваться через восемь–десять лет после Чуйского землетрясения. Частично эти сейсмические активизации происходят в районах, в которых не было сильных землетрясений. Небольшие изменения в уровне сейсмичности в северном направлении от Чуйско-Курайской зоны настораживают потому, что там в прошлом происходили достаточно крупные землетрясения с магнитудой ≥6 [Деев, 2019], а в историческое время таковых еще не было.

Механизмы передачи напряженного состояния в блочной среде [Садовский, Писаренко, 1991] рассматривались многими исследователями [Гольдин, 2004; Кузьмин, 2020; Леонов, 2012, 2016; Наймарк, 2008; Николаевский, 2008; Ребецкий, 2015; Ребецкий, Лермонтова, 2018]. Одним из развиваемых объяснений изменения напряженного состояния в пространстве после разрядки напряжений является вращение (шевеление) блоков земной коры в блочной структуре при крупном землетрясении. Другим объяснением является двухслойная и даже многослойная модель тектонической расслоенности земной коры [Лобковский, 1988; Шерман, 2014; Трифонов, 2017; Ребецкий, Лермонтова, 2018]. Для последней модели высказана интересная гипотеза [Шерман, 2014], что крупное землетрясение не ограничивается воздействием на хрупкую часть земной коры, где концентрируются разрывы и афтершоки. Оно также приводит к пластическим дислокациям на глубинах, которые в замедленном режиме могут релаксировать и вызывать изменения во времени напряженного состояния среды. Согласно двухуровневой (многоуровневой) модели среды деструкция литосферы после крупных землетрясений протекает на разных уровнях не одинаково и изменение напряженного состояния в пространстве и времени происходит с разной скоростью. Такой взгляд на модель земной коры позволяет объяснить запаздывание сейсмических активизаций земной коры в ближней и дальней зонах от эпицентра Чуйского землетрясения.

Разрабатывается и еще один вариант объяснения медленных изменений в средах при деформационных процессах [Макаров, 2007, 2008; Зуев, Хон, 2021; Хон, Зуев, 2021], согласно которому упругая среда при медленных деформационных процессах ведет себя как пластичная. В этом случае значительную роль в развитии сейсмичности могут играть процессы самоорганизации.

На данный момент обнаружены и изучены пространственно-временные изменения в сейсмичности Алтая после Чуйского землетрясения 2003 г., физика этих изменений пока дискуссионна.

ВЫВОДЫ

Чуйское землетрясение 2003 г., сопровождавшееся сильнейшим афтершоковым процессом в эпицентральной области (десятки тысяч афтершоков), сопровождалось значимым ослаблением сейсмичности других структур Алтае-Саянской горной области как минимум на полгода.

Доминирование афтершокового процесса в Чуйско-Курайской зоне над сейсмичностью Алтая продолжалось до 2008 г. После 2009 г. началось формирование повышенной сейсмической активности в смежных геологических структурах: Южно-Чуйский, Северо-Чуйский, Курайский, Айгулакский хребты, а после 2019 г. наиболее сейсмически активной структурой Алтая стала эпицентральная зона Айгулакского землетрясения с длительным и интенсивным афтершоковым процессом.

С 2010 по 2021 гг. происходило значительное повышение сейсмической активности некоторых структур на удалениях 200–400 км от эпицентра Чуйского землетрясения в разных направлениях от него. Сейсмически активизируются районы дальнего влияния крупного землетрясения на сейсмичность Алтая, и происходит это через 10–15 лет после Чуйского землетрясения.

Для сейсмически активизированных структур в большинстве случаев нет информации о круп-

ных землетрясениях в инструментальный период изучения сейсмичности Алтая (с 1963 г.).

Из палеосейсмогеологических исследований [Рогожин, Платонова, 2002; Деев, 2019] известны следы крупных землетрясений в смежных с эпицентральной зоной Чуйского землетрясения геологических блоках.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” по проекту № 075-00576-21 с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (https://ckp-rf.ru/usu/507436/) и Института нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН по проекту № 0331-2019-0006 и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агатова А.Р., Henon P.K. Оценка вклада афтершокового процесса сильных землетрясений в сейсмогравитационную денудацию (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 53–63.

Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 375 с.

Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Матвеев И.В., Михин А.Г., Молотков С.Г., Плетнев К.Г., Погребченко В.В. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 10. С. 65–80.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

Буслов М.М. Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 641–665.

Буслов М.М. Строение и эволюция Центрально-Азиатского горного пояса в кайнозое: эффект дальнего тектонического воздействия от Индо-Евразийской коллизии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–115.

Ветров Е.В., Буслов М.М., де Граве И. Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем Мезозое–Кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 125–142.

Гольдин С.В., Селезнёв 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 // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 4. С. 534–536.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 1. С. 37–54.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 5–13.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины Нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 410–423.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1601–1620.

Деев Е.В., Сокол Э.В. Ряполова Ю.М., Кох С.Н., Русанов Г.Г. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 54–59.

Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2019. № 3. С. 71–96.

Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и сейсмическое районирование территории Монголии. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 420 с.

Еманов А.А., Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Филина А.Г. Подходы к изучению пространственно-временных связей в сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы региональной геофизики. Материалы геофизической конференции, посвященной 70-летию со дня рождения С.В. Крылова. Новосибирск: ООО “Типография Сибири”, 2001. С. 65–67.

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.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Кунгурцев Л.В., Лескова Е.В., Шейкина Ж.В., Ярыгина М.А. Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы международной конференции. Новосибирск, 2003а. С. 73–86.

Еманов А.Ф., Колесников Ю.И., Еманов А.А., Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Фатеев А.В., Ярыгина М.А. Изучение землетрясений малых энергий на локальной сети Алтайского сейсмологического полигона // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2003б. С. 324–326.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмич-

ности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 49–64.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–44.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 29–36.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. Урег-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., M_S = 7.0 (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1417–1429.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Подкорытова В.Г. Тувинские землетрясения 27.12.2011 (M_L = 6.7) и 26.02.2012 (M_L = 6.8), геомеханическая модель развития взаимосвязанной активизации // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. С. 138–141.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Алтайский сейсмологический полигон, экспериментальные исследования, основные результаты // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года, его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России. Материалы XXI Щукинской конференции (г. Москва, 1–4 октября 2018 г.) / Ред. Е.А. Рогожин, Л.И. Надежка. М.: ИФЗ РАН. 2018. С. 127–132.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В. Об изменении сейсмического режима в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая в 1963–2016 гг. // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 2. № 3. С. 41–45.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А. Айгулакское землетрясение 13.09.2019 г. с M = 4.7 и его афтершоки в структуре сейсмичности Чуйско-Курайской зоны Горного Алтая // Землетрясения России в 2019 году / Ежегодник. Обнинск, 2021а. С. 117–122.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Сейсмотектоника активизированной объемной структуры разломов: результаты исследования строения верхнекоровой очаговой области континентального Чуйского землетрясения M_S = 7.3, произошедшего 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае (Россия) // Геотектоника. 2021б. № 2. С. 94–104.
https://doi.org/10.31857/S0016853X21010045

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Соловьёв В.М., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А., Корабельщиков Д.Г., Подкорытова В.Г., Янкайтис В.В., Елагин С.А., Серёжников Н.А., Дураченко А.В., Артёмова А.И. Сейсмологические исследования на территории Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журн. 2021в. Т. 3. № 2. С. 20–51.
https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.2.02

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В. Устойчивые структуры афтершоков Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 1. С. 87–101.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.

Зуев Л.Б., Хон Ю.А. Пластическое течение как процесс формирования пространственно-временных структур. Часть I. Качественные и количественные закономерности // Физическая мезомеханика. 2021. Т. 24. № 6. С. 5–14.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Кузьмин Ю.О. Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. 2012. № 1. С. 3–19.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.

Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов В.А., Ващилов Ю.Я. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.

Леонов М.Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции // Геотектоника. 2012. № 6. С. 3–28.

Леонов М.Г. Трансрегиональные зоны концентрированой деформации: строение, эволюция, сравнительная геодинамика // Геотектоника. 2016. № 2. С. 3–22.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.

Макаров П.В. Эволюционная природа деструкции твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 3. С. 23–38.

Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физическая мезомеханика. 2008 Т. 11. № 3. С. 19–35.

Наймарк О.Б. Структурно-скейлинговые переходы и автомодельные закономерности развития землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 2. С. 89–106.

Николаевский В.Н. Упруго-вязкие модели тектонических и сейсмических волн в литосфере // Физика Земли. 2008. № 6. С. 92–96.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “ГЕО”, 2004. 312 с.

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.

Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В. Сейсмотектоника юго-западной Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Эколого-экономические проблемы природопользования / Отв. ред. В.И. Лебедев. Кызыл, 2016. С. 7–35.

Ребецкий Ю.Л. Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466.

Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О проблеме дальнодействующего влияния очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 53–66.

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

Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.

Рогожин Е.А. Эволюция представлений о строении очагов сильных землетрясений в конце XX и начале XXI веков // Физика Земли. 2019. № 1. С. 134–148.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г., Татевосян Т.Н. Потерянное историческое землетрясение на Алтае // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39. № 3. С. 59–68.

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с.

Уломов В.И. О сейсмогеодинамике внутриконтинентального коллизионного пояса Северной Евразии // Геофизические исследования. 2005. № 1. С. 5–26.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // Тр. Совместной советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 41. М.: Наука, 1985. 224 с.

Хон Ю.А., Зуев Л.Б. Пластическое течение как процесс формирования пространственно-временных структур. Часть II. Зарождение и развитие локальных структур: двухуровневое макроскопическое описание // Физическая мезомеханика. 2021. Т. 24. № 6. С. 15–24.

Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений. Тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2014. 359 с.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. № 189. P. 419–426.

Altay Seismicity Evolution after the 2003 Chuya Earthquake

A. F. Emanov[1, *], A. A. Emanov[1, 2, **], A. V. Fateev[1, 2, *], E. V. Shevkunova[1, ****], and E. A. Gladyshev[1, *****]**

[1]Altai-Sayan Branch of Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, Acad. Koptyug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

[2]Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Acad. Koptyug prosp., 3, Novosibirsk, 630090 Russia

**e-mail: Emanov@gs.nsc.ru*

***e-mail: Alex@gs.nsc.ru*

****e-mail: Fateev@gs.nsc.ru*

*****e-mail: Elenash@gs.nsc.ru*

******e-mail: Glagyshev@gs.nsc.ru*

The 2003 Chuya earthquake had a noticeable impact on the seismicity of the whole Altay region. The article presents data on changes in the seismic regime of Altay from 2003 to 2021. It is shown that in the first six months after a major earthquake in 2003, earthquakes occur in the epicentral zone, and other structures of Altay are aseismic. After 2009, changes are formed both in the near zone, covering geological structures adjacent to the epicenter, such as the Aigulak, Kuray, South Chuya, North Chuya ridges, and in the far zone at distances of 250–300 km from the epicenter and in different directions from it. After the Aigulak earthquake of 2019, an aftershock process was formed, which ensured the displacement of the center of Altay seismicity into the ridge of the same name. The explanation of the seismicity development in space and with time delays for years can be given on the basis of the influence of a large earthquake on the multi-layered lithosphere in accordance with models that assume the occurrence of disturbances during a large earthquake not only in the fragile part of the earth’s crust, but also in layers with high plasticity.

Keywords: Chuya earthquake, Altai-Sayan mountain area, aftershock process, multilayer model of the lithosphere, seismic activations