УДК 551.248.2 + 550.34 (235.222)

# ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В УЙМОНСКОЙ ВНУТРИГОРНОЙ ВПАДИНЕ (Горный Алтай)

# Е.В. Деев<sup>1,2</sup>, И.Д. Зольников<sup>3,2</sup>, И.В. Турова<sup>1,2</sup>, Г.Г. Русанов<sup>4</sup>, Ю.М. Ряполова<sup>1,2</sup>, Н.Н. Неведрова<sup>1,2</sup>, С.А. Котлер<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,

630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>4</sup> ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», 659370, Алтайский край, с. Малоенисейское, ул. Советская, 15, Россия

В результате проведенных палеосейсмологических исследований подтверждено надвигание северного борта Уймонской впадины на ее осадочное выполнение по зоне активного Южно-Теректинского разлома. Наиболее молодая подвижка по разлому в 7—8 вв. н. э. спровоцировала землетрясение с  $M_w = 7.4$ —7.7 и I = 9—11 баллов. Еще одно землетрясение ( $M \ge 7$ , I = 9—10 баллов), связанное с этим разломом, могло произойти около 16 тыс. лет назад. Оно послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера, возраст базальной части отложений которого составляет 14 ± 1 тыс. лет. Разрушение обвальной плотины и спуск озера связан с землетрясением ( $M \ge 7$ , I = 9—10 баллов) на рубеже около 6000 лет назад. Следы существенно более древних землетрясений, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100—90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом около 77 тыс. лет. Магнитуды этих землетрясений достигали не менее 5.0—5.5, а интенсивность — не менее 6—7 баллов по шкале MSK-64.

Палеосейсмология, первичные и вторичные сейсмодислокации, сильные древние землетрясения, Уймонская впадина, Горный Алтай.

### PALEOEARTHQUAKES IN THE UIMON BASIN (Gorny Altai)

E.V. Deev, I.D. Zol'nikov, I.V. Turova, G.G. Rusanov, Yu.M. Ryapolova, N.N. Nevedrova, and S.A. Kotler

Paleoseismological studies confirm that the Uimon basin is thrust by its northern mountain border over the sediments along the active South Terekta fault. The latest motion along the fault in the 7–8th centuries AD induced an earthquake with a magnitude of  $M_W = 7.4-7.7$  and a shaking intensity of I = 9-11 on the MSK-64 scale. The same fault generated another event ( $M \ge 7$ , I = 9-10), possibly, at ~16 ka, which triggered gravity sliding. The rockslide dammed the Uimon valley and produced a lake, where lacustrine deposition began at ~14 ± 1 ka, and a later  $M \ge 7$  (I = 9-10) earthquake at ~6 ka caused the dam collapse and the lake drainage. Traces of much older earthquakes that occurred within the Uimon basin are detectable from secondary deformation structures (seismites) in soft sediments deposited during the drainage of a Late Pleistocene ice-dammed lake between 100 and 90 ka and in ~77 ka alluvium. The magnitude and intensity of these paleoearthquakes were at least  $M \ge 5.0-5.5$  and  $I \ge 6-7$ .

Paleoseismology, primary and secondary seismic deformations, large paleoearthquakes, Uimon basin, Gorny Altai

### введение

Северная часть Алтайского внутриконтинентального орогена (Горный Алтай) относится к территориям с достаточно высокой степенью сейсмической опасности, которая определяется как наличием собственных, генерирующих сильные землетрясения, активных структур, так и сейсмогенерирующих разломов в смежных районах Рудного, Монгольского и Китайского Алтая [Хилько и др., 1985; Лукина, 1996; Adija et al., 2003; Тимуш, 2011; Радзиминович и др., 2016]. Согласно последнему варианту сейсмического районирования территории Российской Федерации, в пределах юго-восточной и центральной частей Горного Алтая присутствуют разломы, с которыми могут быть связаны землетрясения с

© Е.В. Деев<sup>∞</sup>, И.Д. Зольников, И.В. Турова, Г.Г. Русанов, Ю.М. Ряполова, Н.Н. Неведрова, С.А. Котлер, 2018 <sup>∞</sup>e-mail: deevev@ngs.ru DOI: 10.15372/GiG20180402 магнитудами M = 7.0—7.5. Интенсивность в этих районах оценена в  $I \ge 8$ —9 баллов в зависимости от периода повторяемости сотрясений в диапазоне от 500 до 10000 лет [Уломов и др., 2016]. Для Юго-Восточного Алтая такие выводы подкреплены как сейсмологическими, так и палеосейсмологическими данными [Рогожин и др., 1999, 2008; Деев, 2016; Deev et al., 2017]. Однако для центральной части Горного Алтая землетрясения с такими параметрами не зарегистрированы за период сейсмологических наблюдений, равно как и очаговые зоны сильных голоценовых землетрясений, за исключением зоны Катунского разлома [Деев и др., 2015, 2016], не выявлены при палеосейсмологических исследованиях.

Известны попытки выделения поверхностных разрывов сильных древних землетрясений в Уймонской котловине [Платонова, 1999]. Но за разломные уступы в этой работе ошибочно приняты протяженные (4—6 км) субмеридиональные гряды шириной в первые десятки метров и высотой до 4—5 м. Наши исследования показали, что гряды сложены аллювием конусов выноса рек Кастахта и Курунда. Галечники, гравийно-галечники и пески с мульдообразной, косой и массивной слоистостью накапливались в пределах русел-каналов, прорезанных в крупных наледях, покрывавших наземные дельты в эпоху морской изотопной стадии (МИС-2). Сами гряды представляют собой инверсионные формы рельефа, сформированные при таянии наледей и преобразовании синформного выполнения русел в антиформные валы. Многочисленные сбросы, флексуры, системы трещин и микроразломов, фиксируемые в аллювии, генетически связаны с процессом обрушения и оползания крыльев валов в процессе инверсии.

Позднее, при изучении авторами разрезов позднечетвертичных отложений Уймонской и прилегающих к ней с востока впадин, были выявлены разнотипные вторичные сейсмогенные деформации — сейсмиты, их формирование связано с хрупкой деформацией и разжижением рыхлых влагонасыщенных осадков при вибрационном сейсмическом воздействии. Эти деформации определенно указывают на то, что в позднем плейстоцене—голоцене в районе Уймонской впадины имели место землетрясения с минимальными магнитудами 5—6 и интенсивностью — 6—7 баллов [Деев и др., 2013а, 6]. Изученные в последние годы новые разрезы с сейсмогенными деформациями и полученные абсолютные датировки возраста для позднечетвертичных отложений позволяют существенно расширить и структурировать наши представления о палеосейсмичности района Уймонской впадины.

### НЕОТЕКТОНИКА РАЙОНА УЙМОНСКОЙ ВНУТРИГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Алтай — активный кайнозойский внутриконтинентальный ороген (рис. 1), его формирование связано с отдаленными эффектами коллизии Индийской и Евразийской плит [Molnar, Tapponnier, 1975; Le Pichon et al., 1992; Yin, 2010]. Деформации коры привели к образованию в северной части орогена (Горном Алтае) блоковой структуры с абсолютными высотами возникших хребтов до 4.5 тыс. м. Максимальные амплитуды вертикальных межблоковых смещений, которые фиксируются по положению фрагментов мел-палеогенового предорогенного пенеплена, наблюдаются в районах трех наиболее крупных внутригорных впадин (Чуйская, Курайская и Уймонская), где они могут достигать 3—4 тыс. м [Девяткин, 1965; Деев и др., 2012а, б; Неведрова и др., 2014]. Существенный вклад в формирование блоковой структуры Горного Алтая вносят сдвиговые перемещения и связанные с ними обстановки сжатия, растяжения и вращения [Лукина, 1996; Новиков, 2001; Thomas et al., 2002; Delvaux et al., 2013; Deev et al., 2017].

Уймонская впадина является третьей по величине (300 км<sup>2</sup>) среди внутригорных впадин Горного Алтая. Впадина вытянута вдоль субширотной оси на 30 км при средней ширине около 10 км. Вместе с расположенными к востоку (Катандинская, Тюнгурская, Тургундинская) и западу (Тюгурюкская, Абайская) впадинами она образует цепочку отрицательных морфоструктур в зоне Уймонского разлома, которые в центральной части Горного Алтая разделяют высокогорные хребты — Теректинский (2200— 2900 м) с одной стороны, Катунский (2800—4500 м) и Холзун (2000—2500 м), с другой (рис. 2, 3).

В юго-западной части Уймонской котловины имеется сужающееся к югу ответвление, совпадающее с отрезком течения р. Катунь северо-восточного простирания (см. рис. 2, 3). После коленообразного изгиба почти на 90° р. Катунь течет на юго-восток вдоль южного борта котловины. Такое смещение многорукавного русла Катуни к югу определяется тем, что днище Уймонской котловины имеет асимметричный профиль. Оно плавно погружается от северного борта к южному, с абсолютных отметок 1100—1150 до 850—900 м. Большая часть северной и центральной частей котловины занята крупными конусами выноса (наземными дельтами) рек Кастахта, Курунда, Теректа, Чендек и Маргала.

Уймонская впадина находится в зоне активного Уймонского разлома [Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002], который частично наследует положение Южно-Теректинского правого сдвигонадвига палеозойского заложения [Федак и др., 2011]. Поэтому мы предлагаем называть Южно-Теректинским разлом, являющийся северным ограничением впадины (см. рис. 2). Для ветви разлома, ограничивающей впадину с юга, мы сохраняем название Уймонский. Наиболее активным в современном рельефе выглядит Южно-Теректинский разлом. Он характеризуется взбросовой кинематикой. Так, двумя скважинами,



Рис. 1. Положение Горного Алтая и изучаемого района в структуре Центральной Азии, по [Deev et al., 2017].

*I*—3 — активные разломы: *I* — сдвиги, *2* — сбросы, *3* — взбросы и сбросы, по [Трифонов и др., 2002; Cunningham, 2007; Yang et al., 2008; Кальметьева и др., 2009; Rizza et al., 2015]; *4* — землетрясения с *M* ≥ 4, эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений приведены по [Новый каталог..., 1977; Кальметьева и др., 2009; Радзиминович и др., 2016]; *5* — горизонтальные скорости по данным GPS относительно Евразии приведены по [Calais et al., 2003], цифрами указаны величины смещений в мм·год<sup>-1</sup>, эллипсами показаны ошибки измерений в 95%-м доверительном интервале.

пробуренными у подножия Теректинского хребта, к востоку от пос. Маргала, установлена зона крутопадающего взброса, по которому серицит-хлоритовые сланцы теректинского метаморфического комплекса (MPR-O<sub>1</sub>) надвинуты на красно-бурые глины предположительно неогенового возраста [Шмидт, 1963]. В западной части впадины отмечен тектонический уступ, срезающий замок антиклинальной складки северо-восточного простирания в пестроокрашенных глинах неогена, которая образована при надвигании Теректинского хребта по зоне Южно-Теректинского разлома [Шмидт, 1963].

Помимо основного уступа в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии более мелких разломных уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны. Наши наблюдения, а также материалы геологической съемки показывают, что в уступах, наряду с коренными породами, вскрываются полифациальные позднеплейстоцен-голоценовые отложения [Волков, Сергеев, 1961; Левицкий и др., 1964; Деев и др., 2012 б; Зольников и др., 2016].

В западной части Уймонской впадины выполнены электротомографические профили, пересекающие серии выраженных в рельефе разломных уступов в зоне Южно-Теректинского разлома [Деев и др., 2012б]. Разрезы по данным электротомографии (рис. 4) подтверждают надвигание Теректинского хребта на осадочное выполнение Уймонской впадины с вовлечением в тектонические движения четвертичных отложений. Выделяемые в рельефе разломы фиксируются градиентами изменения сопротивлений, а также низкоомными проводящими участками, указывающими на их обводненность. На дневной поверхности обводненные разломы трассируются цепочками низкодебитных источников, образующих заболоченные западины.

Геоэлектрические исследования показали, что глубина залегания фундамента Уймонской впадины может достигать 850 м [Деев и др., 20126]. Бурением в верхних 400 м разреза выявлены миоцен–пли-



# Рис. 2. Активные разломы и сейсмичность центральной части Горного Алтая, по [Деев и др., 2013а] с изменениями.

Эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений (белые круги) нанесены по данным Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН, исторических землетрясений (серые круги) — по данным [Новый каталог..., 1977], цифры в черных кругах — впадины: 1 — Уймонская, 2 — Тюгурюкская, 3 — Абайская, 4 — Катандинская, 5 — Тюнгурская, 6 — Тургундинская, цифры в черных квадратах — активные разломы: 1 — Уймонский, 2 — Южно-Теректинский. Белые линии — неотектонические разломы.

оценовые озерные образования туерыкской свиты, нижнеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения бекенской, среднеплейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения башкаусской свиты, а также среднеплейстоценовые ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные образования и верхнеплейстоценовые озерно-ледниковые отложения [Русанов и др., 2017].

Результаты бурения свидетельствуют о том, что Уймонская впадина существовала уже в миоцене. Наличие невскрытого низкоомного интервала разреза осадочного выполнения впадины значительной мощности позволяет предполагать, что ее заложение могло произойти еще раньше — в палеогене. Следовательно, тектоническое развитие и история осадконакопления в Уймонской впадине имеют сходные черты с Чуйской и Курайской впадинами Горного Алтая. Осадочное выполнение всех впадин разделяется на два литологических комплекса, обладающих существенно разными величинами удельных электрических сопротивлений [Деев и др., 2011, 2012а, б; Неведрова и др., 2014, 2017]. Нижний низкоомный комплекс соответствует палеоген-неогеновым существенно тонкозернистым озерным отложениям, накапливающимся в условиях относительно небольшого вертикального расчленения рельефа. Перекрыва-



Рис. 3. Неотектоническая блоковая структура района Уймонской внутригорной впадины.

1 — взбросы, 2 — сбросы, 3 — разломы с неустановленной кинематикой. Внутригорные впадины (цифры в черных кругах): 1 — Тюгурюкская, 2 — Катандинская, 3 — Тюнгурская, 4 — Тургундинская; разрезы с датировками абсолютного возраста сейсмогенных деформаций (белые квадраты): 1 — карьер Теректа, 2 — Маргалинский, 3 — Усть-Башталинский-1; прочие разрезы с сейсмогенными деформациями (черные квадраты), по [Деев и др., 2013а]: 4 — Усть-Башталинский-2, 5 — Чендекский, 6 — Восточно-Уймонский, 7 — Тюнгурский; звездочки — травертиновые поля.

ющий их высокоомный комплекс соотносится с более грубозернистыми фациями четвертичных отложений. Резкая смена фациального состава отложений с начала четвертичного периода в Уймонской, Курайской и Чуйской впадинах отражает резкую активизацию неотектонических горообразовательных процессов в пределах Горного Алтая, приведших к формированию его современного облика. В это время впадины преобразуются из палеоген-неогеновых пулл-апарт структур в рампы и полурампы, у которых наиболее контрастно структуры надвигания горного обрамления на осадочное выполнение фиксируются вдоль северных бортов [Дельво и др., 1995; Деев и др., 2012а; Delvaux et al., 2013; Неведрова и др., 2014; Deev et al., 2017].

Изучение естественных и искусственных обнажений в Уймонской котловине и на прилегающей территории позволило в последние годы выявить наиболее распространенные генетические типы четвертичных отложений района и установить закономерности их геологических взаимоотношений [Зольников и др., 2016]. Наиболее древними позднечетвертичными образованиями, обнажающимися в прибортовых частях Уймонской котловины, являются отложения ледниково-подпрудного озера (рис. 5). Их OSL-датирование в уступе озерно-ледниковой террасы северо-восточного борта котловины дало возраст 101 ± 10 тыс. л. н., что сопоставляется с холодными подстадиями МИС-5. В эту террасу вложены отложения гигантского гляциального паводка эпохи спуска последнего ледниково-подпрудного озера. OSL-даты аллювиальных отложений в диапазоне 77—89 тыс. л. н. и дополняющие их результаты радиоуглеродного датирования позволяют предположить, что речной послепаводковый врез в долине Катуни начался во второй половине МИС-5 и продолжается вплоть до настоящего времени. Поверх перечисленных генетических типов отложений залегает субаэральный комплекс с лессами и тремя погребенными почвами. OSL-даты из лессов в интервале 43—49 тыс. л. н. позволяют сделать вывод об их формировании как минимум с начала МИС-3 и до голоцена включительно.

В районе Уймонской впадины и ее горного обрамления сейсмостанциями регулярно регистрируются землетрясения вплоть до 12-го энергетического класса, т. е.  $M \le 4.4$  (см. рис. 2). Так, 18.09.1997 г. зафиксировано Тюнгурское землетрясение с эпицентром в районе массива г. Белуха с  $M_c = 4.4$  и  $I_0 = 6$  баллов [Филина и др., 2003]. По данным [Новый каталог..., 1977], с Уймонским разломом связаны эпицентры более сильных исторических землетрясений 19.10.1894 г. (M = 5.9), 15.04.1904 г. (M = 5.4) и 17.11.1913 г. (M = 5.4).



Рис. 4. Строение (*a*, *в*) зоны сочленения Уймонской впадины и хр. Камза (зона Южно-Теректинского разлома) в районе пос. Баштала, по [Деев и др., 20126] с изменениями; электротомографический профиль (*б*).

а-6 — штриховыми линиями показаны разломы.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной и параллельные ему разломные уступы в зоне Южно-Теректинского разлома дешифрируются на космических снимках Landsat, доступных в программе Google Earth (рис. 6), а также фиксируются при полевых структурно-геоморфологических наблюдениях. В ходе полевого сезона 2016 г. проведено изучение Южно-Теректинского разлома в заброшенном карьере, из которого брался материал для отсыпки грунтовой дороги. Нами произведена зачистка и поквадратное (1×1 м) картографирование западной стенки траншеи с послойным описанием и выделением генетических типов отложений, вскрытых в карьере. Выявлены сейсмогенные разрывы, их кинематика и амплитуды смещений по ним. Определены отложения коллювиальных клиньев, коррелятные сейсмогенным подвижкам. Установленные амплитуды смещений по сейсмогенным разрывам взяты для расчета магнитуд древних землетрясений с использованием эмпирических регрессионных зависимостей из работы [Wells, Coppersmith, 1994].

При изучении Маргалинского разреза протяженностью 420 м первоначально была составлена серия опорных литолого-стратиграфических колонок, позволивших определить набор составляющих его

Рис. 5. Схема взаимоотношения позднеплейстоцен-голоценовых отложений в районе Уймонской, Абайской, Катандинской и Тюнгурской впадин, по [Зольников и др., 2016] с изменениями.

*1—4* — генетические типы отложений: *1* — ледниковоподпрудных озер, *2* — гигантских гляциальных паводков, *3* — эоловые (лессы), *4* — аллювиальные.

слоев и пачек, характер их границ. Каждый элемент слоистой структуры получил свою структурно-текстурную и генетическую характеристику. После этого производилось



послойное картографирование стенки разреза между выполненными сечениями в м-бе 1:100. Для сегментов разреза, расположенных между литолого-стратиграфическими колонками, были выполнены фотопанорамы в программном пакете Adobe Photoshop. Фотопанорамы позволили уточнить положение границ картируемых слоев и пачек в камеральных условиях. Особое внимание было уделено фиксации и типизации деформационных структур, развитых на различных стратиграфических уровнях. Прорисовка деформаций производилась на отдельных фотоснимках и фотопанорамах.

Для датирования абсолютных возрастов изучаемых отложений и деформаций в разрезах отобрана серия образцов. Определение AMS <sup>14</sup>C возрастов образцов выполнено в Центре прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США) и в AMS лаборатории Аризонского университета (США), <sup>14</sup>C — в Центре коллективного пользования СО РАН «Геохронология кайнозоя». Калиброванный возраст рассчитан с использованием программы OxCal 4.2.3 [Bronk Ramsey, 2013] и калибровочной кривой IntCal2013 [Reimer et al., 2013]. OSL-датирование выполнено в скандинавской лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания).

# РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

# Позднеголоценовые поверхностные разрывы в зоне Южно-Теректинского разлома

Строение зоны изучено в карьере, вскрывающем его на западной окраине пос. Теректа (50.29567° N, 85.86964° E, Alt = 1083 м) (см. рис. 6). Здесь на высоту до 15—20 м вздернуты верхнечетвертичные отложения. В юго-западной стенке карьера протяженностью 28 м и высотой до 5 м, вскрывающего верхнюю часть уступа, в стратиграфической последовательности наблюдается следующий набор слоев (рис. 7).

Слой 1. Пологолинзовидное переслаивание светло-коричневого алеврита, дресвяника и щебенника. Мощность отдельных линз до 0.1 м. Видимая мощность слоя более 1 м. Делювий.

Слой 2. Пологонаклонное линзовидное переслаивание серовато-бурых с белесоватыми карбонатными выцветами щебенников, дресвяников и песков. В слое присутствуют многочисленные отломы. Мощность линз 0.2—0.5 м. Видимая мощность слоя более 2.3 м. Делювий.

Слой 3. Светло-коричневый слабогумусированный неслоистый алеврит. Мощность до 0.2 м. Наблюдаются раздувы мощности слоя в районе взбросонадвигов F1 и F2 до 0.5 м. Палеопочва.

Слой 4. Массивный серый с коричневатым оттенком щебнедресвяник с песчано-алевритовым заполнителем. Раздув мощности до 1.5 м наблюдается в районе разломной плоскости F2. Коллювиальноделювиальные отложения.

Залегание слоев 1—4 нарушено двумя одновозрастными взбросонадвигами F1 и F2 с амплитудами смещения 1.5 м и 3.6 м соответственно. Слои 2 и 3 смещены плоскостью разлома F3 с амплитудой



более 8 м.

Слой 5. Пологолинзовидно-слоистый серый щебнедресвяник с алевритовым заполнителем. Срезает слои 2—4, разломы F1 и F2. Мощность до 1.8 м. Делювий.

Рис. 6. Строение зоны Южно-Теректинского разлома на участке между пос. Теректа и Маргала.



Рис. 7. Разрез юго-западной стенки карьера на западной окраине пос. Теректа.

*I* — взбросонадвиги, *2* — наиболее крупные обломки, *3* — место отбора пробы на <sup>14</sup>С датирование абсолютного возраста и дата. 1—9 — слои.

Слой 6. Слабогумусированный коричневый алеврит с примесью песка и дресвы, в нижней части насыщенный щебнем. Перекрывает отложения слоя 5 и несогласно залегает на отложениях слоя 2 в висячем крыле взбросонадвига F1. Мощность до 0.4 м. Палеопочва.

Слой 7. Алевриты белесые с тонкой субгоризонтальной слоистостью в нижней части и светлокоричневые с невыдержанной слоистостью в верхней. Прослеживаются фрагментарно. Мощность до 0.7 м. Лужевые отложения.

Слой 8. Палевый с буроватым оттенком алеврит с беспорядочно рассеянной дресвой и щебнем. Иногда наблюдаются дресвяно-щебнистые линзы мощностью до 0.15 м. Встречаются отторженцы размером 0.10—0.35 м алевритов слоя 7. Подошва неровная, срезает слои 2—7, плоскость разлома F3. Мощность до 2.1 м. Коллювиально-делювиальные отложения. Из основания слоя отобраны древесные угли. <sup>14</sup>С возраст углей составил 1270±50 лет (СОАН-8456), калиброванный возраст — 1285—1175 л. н. [Деев и др., 20126].

Слой 9. Темно-серая до черного современная почва, в нижней части насыщенная дресвой и щебнем. Подошва неровная. Мощность 0.3 м.

Таким образом, в разрезе юго-западной стенки карьера Теректа нами выделены поверхностные разрывы двух древних землетрясений. Более древнему событию соответствуют разрывы F1 и F2. В качестве коллювиального клина, образовавшегося при разрушении висячих крыльев, следует рассматривать отложения слоев 4 и 5. При более молодом землетрясении возник разрыв F3. В качестве коллювиального клина, позволило установить, что сейсмогенная подвижка могла произойти около 1200—1300 лет назад. Этапы «стабилизации» уступа соответствуют двум палеопочвам — слои 3 и 6. Малое содержание гумусового материала в палеопочвенных горизонтах пока не позволило определить их возраст.

# Среднеголоценовые вторичные сейсмогенные деформации разреза Маргалинский

В восточной части Уймонской котловины на левом берегу р. Катунь, в районе впадения в нее левого притока р. Маргала, расположен береговой обрыв протяженностью 420 м и высотой до 10 м (разрез Маргалинский, 50.18821° N, 86.00697° Е). Для иллюстрации его строения и присутствующих в разрезе деформаций выбрана восточная часть разреза длиной около 200 м (рис. 8). В обнажении вскрывается строение надпойменной аккумулятивной террасы Катуни. Здесь в стратиграфической последовательности от уреза р. Катунь вверх наблюдаются:

Пачка 1. Аллювиальные отложения. В составе обособляется три слоя.

Слой 1.1. Серый мелкий валунник, крупный и средний галечник с редкими линзами светло-серого среднекрупнозернистого песка. Слоистость мульдообразная и косая. Видимая мощность более 4.5 м. Русловый аллювий.

Слой 1.2. Палевые среднемелкозернистые пески, алевритистые пески и алевриты с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Толщина отдельных слоев достигает 10—20 см. Облекающе перекрывает отложения слоя 1.1. Мощность до 1.8 м. Пойменный аллювий. Из основания слоя взят образец песка, OSL-возраст которого составил 22 ± 1 тыс. лет (RIS0-132540) [Зольников и др., 2016].



Рис. 8. Восточная часть разреза Маргалинский.

1, 2 — «доозерный аллювий»: 1 — русловой, 2 — пойменный; 3 — отложения обвально-подпрудного озера; 4, 5 — отложения этапа спуска обвально-подпрудного озера: 4 — фация взвешенного наноса, 5 — фация влекомого наноса; 6, 7 — «послеозерный» аллювий: 6 — русловой, 7 — пойменный; 8 — субаэральные отложения; 9 — палеопочва, 10 — современная почва; 11 — пелит, 12 — алеврит, 13 — песок, 14 — дресва, 15 — гравий, 16 — галька, 17 — валуны.



#### Рис. 9. Микроразломы и трещины в отложениях обвально-подпрудного озера.

Здесь и далее: номера слоев и пачек соответствуют их нумерации в тексте, 1 — границы слоев и пачек, 2 — разломы и трещины.

Слой 1.3. Палевые крупносреднезернистые и гравийные пески с наклонной, линзовидной и грубой субгоризонтальной параллельной слоистостью. Присутствуют линзы гравийно-галечников. Выполняет палеоврезы в слое 1.2. Мощность до 2.8 м. Русловой аллювий.

**Пачка 2.** Тонкое субгоризонтальное параллельное переслаивание палевых мелкотонкозернистых песков и алевритов. Мощность до 1.5 м. Озерные отложения обвально-подпрудного озера. Из основания пачки отобран образец песков (см. рис. 8). Для него получен OSL-возраст 14 ± 1 тыс. лет (RIS0-132541) [Зольников и др., 2016].

Отложения слоя 1.2 и пачки 2 участками нарушены микроразломами со смещениями в первые сантиметры и трещинами (рис. 9). Кроме того, на одном из участков отложения пачки 2 фрагментированы в крупные синформные подушки шириной 4.5—5.5 м (рис. 10). В зоне развития подушек подошва пачки становится изогнутой. Подушки разделены узкими зонами разрывов, в которые интрудированы снизу вверх мелкосреднезернистые аллювиальные пески слоя 1.2. Слоистая внутренняя структура отложений слоя 1.2. теряется в основании разрывов. Вдоль зон разрывов крылья синформ изогнуты вплоть до обратного падения слоев. Верхняя часть подушек срезана наклонной подошвой слоя 3.1. Внутри подушек озерные отложения приобретают волнистую слоистость и растресканы.

Пачка 3. Паводковые отложения этапа спуска обвально-подпрудного озера.

Слой 3.1. Серые крупногрубозернистые пески и дресвяники с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Подошва неровная, срезающая отложения и деформации пачки 2, слоев 1.2 и 1.3. Мощность до 1.3 м. Фация взвешенного наноса паводкового водокаменного селя.

Слой 3.2. Серые и палевые пески, алевритистые пески и дресвяники с параллельной, линзовидной и косой слоистостью, прослои и линзы гравийно-галечников и валунно-галечников с мульдообразной и косой слоистостью. Подошва слоя неровная, срезающая отложения слоев 3.1, 1.3, 1.2 и пачки 2. Мощность до 1.9 м. Фация влекомого наноса паводкового водокаменного селя. Наблюдаются многочисленные синседиментационные складчатые и разрывные деформации (рис. 11), связанные с подводным оплыванием материала, и дробление на блоки при оползании увлажненного материала в субаэральной обстановке (рис. 12).

Пачка 4. Аллювиальные отложения более низкой террасы, вложенные в пачки 1—3 в восточной части обнажения. В составе пачки выделено 5 слоев.

Рис. 10. Подушечные структуры в озерных отложениях пачки 2.

Стрелками показано направление движения флюидизированного песка.





# Рис. 11. Синседиментационные складчатые и разрывные деформации в отложениях слоя 3.2, связанные с подводным оплыванием материала.

Здесь и далее: белые пунктирные линии — границы прослоев.

Слой 4.1. Серые разнозернистые пески и гравийно-галечники с параллельно-волнистой и косой слоистостью. В приподошвенной части присутствуют линзы и прослои мощностью до 0.3 м темно-серых глин с субгоризонтальной параллельной и пологоволнистой слоистостью, обогащенные растительным детритом. Мощность слоя до 0.6 м. Русловый аллювий. Для AMS <sup>14</sup>C датирования абсолютного возраста отобран образец глины, обогащенной растительным детритом. Возраст образца составил 5046±26 лет (UGAMS-27116), калиброванный возраст 5890—5810 л. н.

Слой 4.2. Светло-серые с палевым оттенком алевритистые пески, мелкосреднезернистые пески. Слоистость участками тонкопараллельная субгоризонтальная, участками неявная. Мощность до 1.1 м. Пойменный аллювий.

Слой 4.3. Темно-серая до черной гумусированная супесь. Мощность до 0.3 м. Гидроморфная палеопочва поймы.

Слой 4.4. Светло-серые с палевым оттенком алевритистые и мелкозернистые пески с прослоями мелкосреднезернистых песков и редкими линзами гравийников и мелких галечников. Слоистость участками тонкопараллельная субгоризонтальная, участками неявная. Мощность до 2.1 м. Пойменный аллювий.

Слой 4.5. Темно-серая до черной гумусированная супесь. Мощность до 0.2 м. Гидроморфная палеопочва поймы.

**Пачка 5.** Лессовидные неслоистые алевриты, пески, супеси, венчающиеся современной почвой. Облекающе залегает на нижележащих отложениях. Общая мощность до 1.5 м.

Таким образом, в пределах изученного разреза эрозионно-аккумулятивной террасы р. Катунь выявлено два уровня развития деформационных структур. Верхний уровень деформаций связан с подводно-оплывневым течением осадков на этапе спуска обвально-подпрудного озера и с оползневыми эффектами в водонасыщенных отложениях, покрывавших днище Уймонской котловины после спуска озера.

Для нас больший интерес представляют деформации нижнего уровня — в отложениях доозерного пойменного аллювия (слой 1.2) и собственно озерных осадках (пачка 2). Они связаны с разжижением аллювиальных среднемелкозернистых песков и движением песчано-водных потоков вверх с разрывом и складчатой деформацией озерных отложений, представленных тонким переслаиванием мелкотонкозернистых песков и алевритов. Озерные отложения в таком случае сыграли роль флюидоупора, в котором помимо крупных разрывов, сопровождавшихся образованием синформных подушек, сформировались разноориентированные микроразломы и трещины. Флюидизированные пески при своем вертикальном движении могли формировать диапиры или изливаться на дно озера через открытые трещины [Rodríguez-Pascua et al., 2000], возможно, с формированием конусов песчаных вулканов [Montenat et al., 2007]. Однако верхние части этих структур были эродированы и перекрыты отложениями водокаменных селей. Мы постулируем сейсмогенный триггер для формирования описанного комплекса деформа-

ций, так как в силу фациальной структуры отложений и палеогеографической обстановки исключаем из причин разжижения криогенез, ледниковую нагрузку, быстрое накопление отложений, их дифференцированное уплотнение или резко неоднородное распределение мощностей.

Рис. 12. Дробление на блоки отложений слоя 3.2 при их оползании в субаэральной обстановке.



### Позднеплейстоценовые вторичные сейсмогенные деформации в аллювии р. Катунь

Вторичные сейсмогенные деформации в аллювиальном комплексе Катуни выделены нами ранее [Деев и др., 2013а]. Они прослежены на 160 м по латерали в разрезе аккумулятивной 12-метровой террасы в приустьевой части левого притока — р. Башталинка (см. рис. 3). Проиллюстрируем их на примере разреза Усть-Башталинский-1 (50.26448° N, 85.67481° E). В разрезе снизу вверх обнажены четыре пачки (рис. 13): 1) серые косослоистые гравийно-галечники и гравийные пески, видимая мощность 1.4 м; 2) субгоризонтальное переслаивание палевых и светло-серых алевритов и серых среднекрупнозернистых, местами гравийных песков, мошность до 3.9 м; 3) серые гравийно-галечники косослоистые с прослоями серых песков, мощность до 2.4 м; 4) палевые алевриты с маломощными прослоями и линзами гравийно-галечников, мощность до 1.1 м. Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 1 м. По текстурно-структурным признакам 1-я и 3-я пачки представлены русловой фацией, а 2-я и 4-я пойменной фацией аллювия. Из слоя алевритов в центральной части второй пачки отобраны раковины пресноводных гастропод Bithvnia sp. AMS <sup>14</sup>С возраст раковин древнее 45.7 тыс. лет (AA95968) [Деев и др., 20136]. Из песков пачки 2 взят образец, для которого определен OSL-возраст 77 ± 5 тыс. лет (RIS0-132537) [Зольников и др., 2016]. Эти две датировки дополняют друг друга и указывают на то, что возраст нижнего аллювиального цикла соответствует завершению стадии МИС-5. OSL-дата, кроме того, приблизительно фиксирует возраст древнего землетрясения, вторичные дислокации которого фиксируются в структуре пачки 2. Деформации представлены структурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с формированием структур нагрузки, диапиров и псевдонодулей, структур брекчирования и будинажа, участков утолщения и сокращения мощности слоев (см. рис. 3). Критерии соотнесения этих деформаций с древними сейсмическими событиями рассмотрены в работах [Деев и др., 2013а, б].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение восточной стенки протяженного карьера, вскрывающего зону Южно-Теректинского разлома на западной окраине пос. Теректа позволило выявить плоскости трех сейсмогенных разрывов взбросонадвиговой кинематики (см. рис. 7). Это подтверждает существовавшие представления, имеющиеся данные бурения и геоэлектрики о надвигании Теректинского хребта на Уймонскую впадину по зоне активного Южно-Теректинского разлома [Шмидт, 1963; Лукина, 1996; Трифонов и др., 2002; Деев и др., 2012б, 2013а; Русанов и др., 2017]. Присутствие двух палеопочв и двух коррелятных сейсмическим событиям коллювиальных клиньев позволяет выделить соответствующее количество древних зем-



Рис. 13. Разрез левобережной аллювиальной террасы р. Катунь (Катунский-1) (*a*), фрагмент обнажения, иллюстрирующий межслоевые деформации в пойменном аллювии пачки 2 (*б*), по [Деев и др., 2013а].

*I* — алевриты и алевропелиты; *2* — разнозернистые и гравийные пески; *3* — гравийно-галечники; *4* — современная почва; *5* — внутрислоевые реперы; *6* — номера пачек и слоев.

| Параметры сильных древних землетрясений, выявленных в районе Уймонско  | й впадины, |
|--|------------|
| составлена с учетом характеристик деформаций, приведенных в [Деев и др | ., 2013a]  |

| Положение очаговой зоны  | Характер деформаций   | Магнитуда | <i>I</i> , баллы<br>(шкала<br>MSK-64) | Возраст                |
|--|---|-----------|---------------------------------------|------------------------|
| Северный борт Уймонской<br>впадины, зона Южно-Терек-<br>тинского разлома     | Взбросонадвиг с амплитудой смещения не менее 8 м  | 7.4—7.7   | 9—11                                  | 1200—1300 л. н.        |
| Северный борт Уймонской<br>впадины, зона Южно-Терек-<br>тинского разлома     | Взбросонадвиги с амплитудой смещения до 3.6 м   | 7.1—7.4   | 9—10                                  | Позднеголоце-<br>новый |
| Положение не определено  | Разрушение плотины обвально-подпрудного озера,<br>формирование вторичных деформации в рыхлых водо-<br>насыщенных отложениях в виде подушечных синформ<br>размером 4.5—5.5 м, песчаных вулканов, микроразломов<br>со смещениями в первые сантиметры и трещин                       | ≥7        | 9—10                                  | Около 6000 л. н.       |
| Северный борт Уймонской<br>впадины, зона Южно-Терек-<br>тинского разлома (?) | Сейсмогравитационные структуры, подпрудившие Уй-<br>монскую котловину   | ≥7        | 9—10                                  | Около 16 тыс.<br>л. н. |
| Положение не определено  | Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных<br>отложениях, представленные структурами нагрузки, диа-<br>пирами, псевдонодулями, структурами брекчирования и<br>будинажа  | ≥5.0—5.5  | ≥6—7                                  | 77 тыс. лет            |
| »  | Вторичные деформации в рыхлых водонасыщенных от-<br>ложениях, представленные пологими изгибами слоев,<br>флексурами, системами малоамплитудных (до 15—20 см)<br>сбросов и взбросов. Ряд разломов представлял собой<br>каналы миграции к поверхности флюидизированных<br>алевритов | ≥5.0—5.5  | ≥6—7                                  | 90—100 тыс. лет        |

летрясений (таблица). Возраст более молодой сейсмогенной подвижки определен в интервале 1200— 1100 л. н., т. е. землетрясение произошло в 7—8 вв. н. э. Смещение вдоль плоскости соответствующего разлома составило не менее 8 м. Это позволяет нам с использованием корреляционных зависимостей из [Wells, Coppersmith, 1994] оценить моментную магнитуду землетрясения  $M_w = 7.4$ —7.7. Здесь следует указать, что, согласно [Уломов и др., 2016],  $M_w$  и  $M_{LH}$  ( $M_s$ ) в этом диапазоне значений хорошо согласуются между собой. Интенсивность сотрясений на поверхности при такой магнитуде достигала I = 9—11 баллов (по шкале MSK-64). Поверхностные разрывы в аналогичном стратиграфическом положении были обнаружены нами ранее в разрезе Чендекский, который расположен в 9 км к юго-востоку (см. рис. 6). Возраст второго землетрясения, к сожалению, пока установить не удалось. Смещения вдоль сейсмогенных разрывов (не менее 3.6 м) указывают, что его  $M_w = 7.1$ —7.4, а интенсивность могла достигать I = 9—10 баллов.

Еще один из эпизодов активизации разломных уступов в северной части Уймонской впадины зафиксирован при датировании травертинового карбонатного матрикса тектонической брекчии с обломками мраморов, которая обнажается в уступе в 1 км к востоку от пос. Маргала (50.2448° N, 86.00142° E) (см. рис. 6). Радиоуглеродный возраст матрикса составил 14605±95 лет (СОАН-8547), калиброванный возраст — 15970—15700 л. н. [Русанов и др., 2013]. По нашему мнению, этот возраст отражает сейсмогенную подвижку в зоне Южно-Теректинского разлома. В результате подвижки произошло дробление в зоне разлома мраморов теректинского метаморфического комплекса (MPR-O<sub>1</sub>) и дальнейшая проработка зоны дробления подземными водами, обогащенными углекислотой, с отложением цементирующего обломки мраморов карбонатного травертинового материала. Это древнее землетрясение вполне могло привести к формированию в долине р. Катунь сейсмогравитационных структур, вызвавших подпруживание Уймонской котловины. Такие крупные сейсмогравитационные структуры формируются при землетрясениях с  $M \ge 7$  и интенсивностью не менее 9—10 баллов. Отложения обвально-подпрудного озера зафиксированы при изучении Маргалинского разреза (см. рис. 8).

Следы следующего землетрясения фиксируются в отложениях слоя 1.2 и пачки 2 разреза Маргалинский. Подобного рода деформации характерны для землетрясений с  $M \ge 7$  [Rodríguez-Pascua et al., 2000]. Поверхностные сотрясения с I = 9—10 баллов вполне могли привести к разрушению обвальной плотины и спуску озера с формированием отложений пачки 3. Очевидно, что возраст сейсмического события достаточно близок возрасту базальных отложений аллювия пачки 4 — около 6000 л. н. Во время этого аллювиального вреза на поверхности изученной террасы формировался комплекс субаэральных отложений пачки 5.

Наконец, полученные в последние годы OSL-датировки и соотношения различных генетических типов позднеплейстоценовых отложений (см. рис. 5, 13) позволили установить возраст вторичных сейсмогенных деформаций, развитых в аллювиальном комплексе р. Катунь — около 77 тыс. лет, и в отложениях этапа спуска ледниково-подпрудных озер, зажатых датировками в интервале 100—90 тыс. лет (см. рис. 3, разрезы Восточно-Уймонский и Тюнгурский). Обобщения для различных регионов мира показывают, что вторичные деформационные структуры образуются в приповерхностных рыхлых влагонасыщенных осадках, главным образом при землетрясениях с  $M \ge 5.0$ —5.5 [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005], т. е. они возникают в областях сотрясений с интенсивностью  $I \ge 6$ —7 по шкале MSK-64. Однако на юге Сибири и в Монголии некоторые из таких структур могут возникать только при землетрясениях с M не менее 6.5 [Смекалин и др., 2010; Лунина и др., 2014]. Сами структуры по большей части концентрируются в пределах первых десятков километров от сейсмогенерирующих разломов и связанных с ними эпицентров [Galli, 2000; Лунина и др., 2014].

#### выводы

Результаты проведенных палеосейсмологических исследований подтвердили надвигание северного борта Уймонской впадины на ее осадочное выполнение. Наиболее молодая подвижка вдоль Южно-Теректинского разлома, спровоцировавшая землетрясение с  $M_w = 7.4 - 7.7$  и I = 9 - 11 баллов, произошла в 7-8 вв. н. э. Еще одно землетрясение, связанное с этим разломом, могло произойти около 16 тыс. лет назад. Оно характеризуется магнитудой не менее 7, интенсивностью 9-10 баллов и послужило тригтером для формирования в котловине обвально-подпрудного озера, возраст базальной части отложений которого составляет  $14 \pm 1$  тыс. лет. Разрушение обвальной плотины и спуск озера коррелируется с сопоставимым по параметрам землетрясением на рубеже 6 тыс. л. н. Следы существенно более древних землетрясений, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100-90 тыс. лет) и в аллювии р. Катунь с возрастом около 77 тыс. лет. Магнитуды этих событий составляли не менее 5.0-5.5, интенсивность — не менее 6-7 баллов.

Таким образом, в геологической истории района Уймонской внутригорной впадины за последние 100 тыс. лет неоднократно случались землетрясения, которые оставили следы в виде первичных и вторичных деформаций. Важно, что во второй половине голоцена и в историческое время здесь происходили землетрясения с магнитудами от 7 и выше и интенсивностью до 10—11 баллов, связанные с активным Южно-Теректинским разломом. Эти факты должны быть учтены при создании нового комплекта карт сейсмического районирования территории Российской Федерации.

Авторы выражают свою признательность д.г.-м.н. В.С. Имаеву, чьи конструктивные замечания позволили улучшить статью.

# ЛИТЕРАТУРА

**Волков В.В., Сергеев В.П.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45–XV. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1961, 98 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 126).

Деев Е.В. Первичные палеосейсмодислокации сильных позднеголоценовых землетрясений в зоне сочленения Чуйской внутригорной впадины и Курайского хребта (Горный Алтай) // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. Т. 1. М., ИФЗ РАН, 2016, с. 403—409.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Параметрические геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины // Геофизика, 2011, № 1, с. 40—49.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012a, т. 53 (1), с. 120—139.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012б, № 1 (9), с. 15—23.

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, 2013а, т. 54 (3), с. 410—423. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А., Гуськов С.А. Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) // ДАН, 20136, т. 449, № 5, с. 558—563.

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., Турова И.В., Зольников И.Д., Котлер С.А., Бородовский А.П., Лобова Е.Ю. Сильные древние землетрясения в зоне Катунского разлома (Горный Алтай) // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием. Т. 1. М., ИФЗ РАН, 2016, с. 410—418.

Дельво Д., Тениссен 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.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSLдатирования четвертичных отложений долины Верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (6), с. 1184—1197.

Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. Атлас землетрясений Кыргызстана. Бишкек, ЦАИИЗ, 2009, 73 с.

**Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М–45–XIV. Объяснительная записка. М., Недра, 1964, 87 с.

**Лукина Н.В.** Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 71—74.

**Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.А.** Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1294—1313.

**Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М.** Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 119—132.

**Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Пономарев П.В.** Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (1), с. 146—156.

**Новиков И.С.** Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1377—1388.

**Новый** каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 536 с.

Платонова С.Г. Сейсмическая активность Чарышско-Теректинского глубинного разлома и его положение среди сейсмогенерирующих структур Горного Алтая // Изв. Алтайского ун-та, 1999, № 3, с. 33—39.

Радзиминович Н.А., Баяр Г., Мирошниченко А.И., Дэмбэрэл С., Ульзибат М., Ганзориг Д., Лухнев А.В. Механизмы очагов землетрясений и поле напряжений Монголии и прилегающих территорий // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 1, с. 23—38.

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

Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Зольников И.Д. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2013, № 4 (16), с. 53—64.

Русанов Г.Г., Деев Е.В., Зольников И.Д., Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кузьмина О.Б. Опорный разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (8), с. 1220—1233.

Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 1, с. 55—74.

Тимуш А.В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана. Алматы, Luxe Media Group, 2011, 590 с.

**Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.** Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М., ГЕОС, 2002, 225 с.

Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акатова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пусто**витенко Б.Г., Стром А.Л.** Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах // Инженерные изыскания в строительстве, 2016, № 7, с. 49–121.

Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45. Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011, 567 с.

Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Подлипская Л.А. Тюнгурское землетрясение 18 сентября 1997 г. с  $M_c = 4.4$ ,  $I_0 = 6$  (Горный Алтай) // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск, ГС РАН, 2003, с. 236—239.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 224 с. (Тр. ССМНИГЭ, вып. 41).

Шмидт Г.А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1963, № 28, с. 161–164.

Adija M., Ankhtsetseg D., Baasanbat T., Bayar G., Bayarsaikhan C., Erdenezul D., Mungunsuren D., Munkhsaikhan A., Munkhuu D., Narantsetseg R., Odonbaatar C., Selenge L., Tsembel B., Ulziibat M., Urtnasan K.H. One century of seismicity in Mongolia (1900-2000): Ulaanbaatar, RCAG- DASE, 2003.

Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Eng. Struct. Dyn., 1988, v. 17, p. 1–105.

**Bronk Ramsey C.** OxCal Version 4.2.3: A computer program for radiocarbon calibration and analysis of archaeological and environmental chronological information. University of Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, 2013, https://c14.arch.ox.ac.uk.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B10, p. 2501.

**Cunningham D.** Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges of the Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2007, v. 290, p. 219–237.

**Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.** Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // Int. Geol. Rev., 2017, v. 59, № 3, p. 293—310.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M. Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics, 2013, v. 602, p. 194–222.

**Galli P.** New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics, 2000, v. 324, p. 169—187.

Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Foundations, 1975, v. 15, p. 81–92.

Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L. Kinematics, topography, shortening and extrusion in the India– Eurasia collision // Tectonics, 1992, v. 11, p. 1085–1098.

**Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419–426.

Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsch C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol., 2007, v. 196, p. 5—30.

**Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K.** Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // J. Geodynam., 2005, v. 40, p. 257—278.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP // Radiocarbon, 2013, v. 55, № 4, p. 1869—1887.

**Rizza M., Ritz J.-F., Prentice C., Vassallo R., Braucher R., Larroque C., Arzhannikova A., Arzhannikov S., Mahan S., Massault M., Michelot J.-L., Todbileg M., ASTER Team** Earthquake geology of the Bulnay fault (Mongolia) // Bull. Seismol. Soc. Am., 2015, v. 105, № 1, p. 72—93. **Rodríguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gómez-Gras D.** Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // Sediment. Geol., 2000, v. 135, p. 117—135.

**Thomas J.C., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D.** Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 119–137.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am., 1994, v. 84, № 4, p. 974—1002.

**Yang S., Li J., Wang Q.** The deformation pattern and fault rate in the Tianshan Mountains inferred from GPS observations // Sci. China Ser. D Earth Sci., 2008, v. 51, p. 1064—1080.

**Yin A.** Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics, 2010, v. 488, p. 293—325.

Рекомендована к печати 17 июля 2017 г. И.С. Новиковым

Поступила в редакцию 9 апреля 2017 г. после доработки — 4 июля 2017 г.