Палеосейсмологические исследования сейсмотектонического узла на юго-западе Тувы

А. Н. Овсюченко^{1,2}, Ю. В. Бутанаев² и К. С. Кужугет²

Получено 21 ноября 2016 г.; принято 21 ноября 2016 г.; опубликовано 1 декабря 2016 г.

Изложены результаты палеосейсмологических исследований в области торцового сочленения Западного Танну-Ола и Западного Саяна с Алтайской горной страной. Этот высокоактивный с сейсмической точки зрения регион оставался практически не изученным до недавнего времени. Самые яркие сейсмотектонические нарушения длиной около 60 км обнаружены в зоне Шапшальского разлома. Возраст последнего палеоземлетрясения – примерно 3000–3500 л.н.; M = 7, 2 - 7, 3. На окончании крупнейшего Кобдинского сдвига выявлен короткий молодой разрыв длиной около 3 км. В Юго-Западной Туве наблюдается структура, компенсирующая горизонтальные перемещения по Кобдинскому сдвигу в вертикальные, что может свидетельствовать о распространении сосредоточенных деформаций в северо-западном направлении, в сторону Чулышманского плато. КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Палеосейсмология; Алтае-Саянское нагорье; Республика Тыва.

Ссылка: Овсюченко, А. Н., Ю. В. Бутанаев и К. С. Кужугет (2016), Палеосейсмологические исследования сейсмотектонического узла на юго-западе Тувы, Вестник ОНЗ РАН, 8, NZ12001, doi:10.2205/2016NZ000128.

Введение

Алтае-Саянское нагорье – сейсмоактивный регион с очень коротким периодом сейсмологических наблюдений и крайне ограниченными историческими сведениями о сильных землетрясениях. Для таких регионов единственным надежным источником информации о сейсмической опасности остаются и будут оставаться палеосейсмогеологические данные [Солоненко, 1962, 1973; Флоренсов, 1960]. Палеосейсмологический подход основан на том, что сильнейшие землетрясения происходят в одних и тех же местах, оставляя на поверхности следы - палеосейсмодислокации, по которым возможно выявление очагов сильных землетрясений будущего.

Юго-запад Тувы расположен в области торцового сочленения Западного Танну-Ола и Западного Саяна с Алтайской горной страной. Эта область давно известна своей высокой сейсмической активностью и яркими геологическими проявлениями очагов сильных землетрясений. Выразительные следы древних землетрясений были выявлены в Монгольском Алтае, где в 1931 г. произошло катастрофическое Фуюньское землетрясение с

© 2016 Геофизический центр РАН.

http://onznews.wdcb.ru/doi/2016NZ000128-res.html

M = 8,0 [Молнар и др., 1995; Трифонов, 1999; Хилько и др., 1985; Baljinnyam et al., 1993]. В 1970 г. к востоку от оз. Урэг-Нур произошло землетрясение с M = 7, 0, a в 2003 г., уже в Горном Алтае, произошло Чуйское (Алтайское) землетрясение с M = 7, 3. При этом следы нескольких доисторических сильных землетрясений были обнаружены в Горном Алтае еще до события 2003 г. [Рогожин и Платонова, 2002].

Таким образом, рассматриваемый регион демонстрирует очень высокую сейсмическую активность. Несмотря на большую удаленность от крупных городов, этот сейсмотектонический узел очень опасен, так как может вызвать разрушительные сотрясения на огромной территории. Здесь находят продолжение активные разломы Западной Монголии, в зонах которых неоднократно происходили катастрофические землетрясения с магнитудой M > 7. В то же время, до недавнего времени палеосейсмологические исследования на юго-западе Тувы не проводились. В итоге, на фоне близлежащего Алтая, Юго-Западная Тува выглядит практически не изученной.

Основные морфоструктуры региона и история их развития

Одной из важнейших предпосылок оценки сейсмической опасности геологическими методами является представление о том, что активное развитие морфоструктур

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва,

Россия ²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Республика Тыва, Россия



Рис. 1. Сейсмотектоническая схема Юго-Западной Тувы и прилегающих территорий с эпицентрами землетрясений по данным АСФ ГС РАН и [Кондорская и Шебалин, 1977]. Для сильнейших землетрясений, описываемых в тексте, указан год. На врезке прямоугольником показано положение района, охваченного схемой. Основные активные разломы: 1 – преимущественно взбросо-надвиги, бергштрихи направлены в строну поднятого крыла; 2 – преимущественно сдвиги с указанием направления смещений; 3 – сейсморазрывы современных сильных землетрясений. Названия разломов: Ю-Т – Южно-Таннуольский; Ша – Шапшальский; Ц-Ш – Цаган-Шибэтинский (Предалтайский); Ко-Кобдинский; То – Толбонурско-Сагсайский; Кур – Курайский; Куб – Кубадринский; Чу – Чулышманский.

с различной интенсивностью тектонических движений приводит к накоплению напряжений в крупных объемах земной коры [Солоненко, 1962. Разрядка этих напряжений, хотя и возможна в пределах активно развивающихся блоков, обычно связана с подвижками по зонам активных разломов, контролирующих развитие этих морфоструктур. В связи с этим, при детальной оценке сейсмической опасности, одно из важнейших мест занимает изучение активности зон сочленения основных морфоструктурных элементов на протяжении последних нескольких тысяч лет.

Рельеф рассматриваемого орографического узла самым тесным образом связан с активными разломами (Рис. 1). Горные хребты, межгорные впадины, нагорные плато и горные массивы здесь обнаруживают конформность геологическим структурам и четкое соответствие темпам и характеру молодых тектонических процессов. Это вытянутые в северо-западном направлении хребты Шапшальский, Цаган-Шибэту и отделенные от них Джулукульско-Каргинской впадиной горный массив Монгун-Тайга и хр. Чихачева.

Джулукульско-Каргинская и Урэг-Нурская межгорные впадины едины в морфотектоническом отношении, представляя собой депрессию рампового типа, выполненные континентальными отложениями раннеюрского, миоценового и позднеплиоцен-четвертичного возраста. Ярко выраженной границей впадины с Шапшальским и Цаган-Шибэтинским хребтами служит Шапшальский взбросо-надвиг. Этот разлом, по которому хребты взброшены на межгорные впадины, вытянут вдоль фаса обширной торцовой границы Западного Танну-Ола и Западного Саяна с Алтайской горной страной.

Другая крупнейшая структура региона – Кобдинский активный разлом – образует резкую денудационно-тектоническую ступень на границе хр. Чихачева с Ачит-Нурской межгорной впадиной. Разлом был хорошо изучен на территории Монголии. В то же время, о его окончании в Юго-Западной Туве практически ничего не известно. В тектоническом клине между Кобдинским и Шапшальским разломами расположен изометричный горный массив Монгун-Тайга.

Весьма примечательной особенностью региона является унаследованность современными морфоструктурами основных черт мезозойской эпохи активизации. Так, в Джулукульско-Каргинской впадине сохранились осадки юрского прогиба, на которые надвинуты



Рис. 2. Космокарта изученного района Юго-Западной Тувы с точками наблюдения. У – Устю-Ыйматинская впадина; С – впадина Сарыг-Хову.

протерозойско-палеозойские образования Шапшальского и Цаган-Шибэтинского хребтов. Прогиб выполнен сжатыми в линейные складки озерно-аллювиальными отложениями раннеюрской молассовой формации мощностью до 2600 м [Башарина, 1968]. Большая мощность и обилие грубообломочного материала в раннеюрских осадках свидетельствуют о существовании в мезозое гор и впадин на месте современных морфоструктур. Высота горных сооружений в то время могла достигать первых тысяч метров, что приблизительно соответствует современным отметкам [Адаменко и др., 1969]. Последовавшая за этим эпоха выравнивания и формирования площадной коры выветривания в условиях молодой платформы охватила конец мезозоя-начало кайнозоя (поздний мел-эоцен) [Девяткин, 2000].

История позднекайнозойского горообразования запечатлена в осадках межгорных впадин, самая крупная из которых частично унаследовала юрский прогиб в Джулукульско-Каргинской впадине. Раннеюрские отложения перекрыты здесь озерно-болотными и озерноречными миоценовыми осадками мощностью до 120 м [Вишневский и др., 1965]. Миоценовые осадки фиксируют собой начальный этап расчленения позднемеловой– эоценовой поверхности выравнивания в процессе роста крупных сводовых поднятий [Девяткин, 1965]. В современном рельефе от этого этапа сохранились останцы слаборасчлененного, мелкосопочного рельефа на водораздельных плато и в тектонических депрессиях, испытывающих лишь относительное опускание, но поднятых на большую абсолютную высоту в результате общего роста гор. К таким реликтам в рассматриваемом районе относятся "законсервированная" котловина озера Хиндиктиг-Холь и пологая вершинная поверхность горного массива Монгун-Тайга (Рис. 2).

Современная эпоха горообразования отличается интенсивными разрывными деформациями. По данным трековой термохронологии она началась в позднем миоцене около 7 млн лет назад [Ветров и др., 2016], когда началось накопление грубообломочных отложений молласовой формации и формирование современного рельефа [Девяткин, 1965]. В верховьях р. Каргы фаза активизации тектонических движений фиксируется угловым несогласием, с которым выветрелая и размытая поверхность миоцена перекрыта резко отличными, грубыми отложениями буроцветной серии, относимой к плиоценуэоплейстоцену [Александров и др., 1974; Александровский и др., 2008]. Судя по распределению фаций, осадки буроцветной серии сформировались в геоморфологических условиях, близких к современным. Так, аллювиальные фации отмечаются в основании разрезов современных речных долин, пролювиальные - вдоль подножий горных хребтов, а озерные – в межгорных впадинах. Анализ обломочного материала, выполненный Девяткиным [1965], показал, что если в раннем–среднем миоцене снос обломков шел с горного массива Монгун-Тайга, то во время накопления буроцветной серии обломочный материал начал поступать с Шапшальского хребта, что характерно и для современности. Таким образом, осадочная летопись четко фиксирует начало тектонических деформаций, продолжающихся и в настоящее время.

В среднем-позднем плейстоцене большие площади были подняты за снеговую линию, что вместе с общеклиматическим фактором послужило стимулом к началу оледенения. В рельефе и молодых осадках Горного Алтая наиболее отчетливо выделяются следы трех оледенений: максимального (среднеплейстоценового) и двух постмаксимальных, происходивших в позднем плейстоцене [Де*вяткин*, 1965]. Радиоуглеродный возраст осадков, перекрывающих морены последнего оледенения, не превышает 10–12 тыс. лет, а для подстилающих флювиогляциальных отложений получены датировки 25–27 тыс. лет [Бутвиловский, 1993].

В Юго-Западной Туве лучше всего выражены следы двух позднеплейстоценовых (вюрмских) оледенений. Максимальным распространением пользуются следы ранневюрмского оледенения. На Чулышманском плато и в Джулукульской впадине оно имело характер покровного [Девяткин, 1965]. В прилегающих горных хребтах (Шапшальском и Чихачева) и горном массиве Монгун-Тайга следы поздневюрмского оледенения представлены ледниковыми трогами, которые ныне разрушаются эрозионными и обвально-осыпными процессами. У их подножия, в результате резкого изгиба продольного профиля долин, создавались условия аккумуляции ледниковых отложений большой мощности. О возрасте потепления между двумя позднеплейстоценовыми оледенениями можно судить по радиоуглеродным датировкам стволов лиственниц (39–58 тыс. лет), обнаруженных в мерзлых толщах морен массива Монгун-Тайга на абсолютной высоте около 3000 м, т.е. примерно на 700 м выше современной верхней границы леса [Чистяков и др., 2012].

Эволюция рельефа в голоцене лучше всего изучена в соседнем с Юго-Западной Тувой Горном Алтае. Согласно *Агатовой и др.* [2012], многочисленные радиоуглеродные даты моренных комплексов и верхней границы леса в пределах Северо-Чуйского хребта свидетельствуют о практически полной деградации поздневюрмского оледенения не позже 7000 л.н. и трех активизациях долинных ледников во второй половине голоцена. Эти активизации произошли 4900–4200 (аккемская стадия), 2300–1700 л.н. ("историческая" стадия) и в конце XIII–середине XIX вв. (стадия актру или "малый ледниковый период").

Тектоническая позиция известных сильных землетрясений региона

Сведения о сильных землетрясениях региона имеются примерно для последних 250 лет. Очень скудные сообщения о сейсмическом эффекте нескольких исторических землетрясений известны только для дальней зоны (районы Кузнецка, Бийска и Рудного Алтая), тогда как сами очаги этих событий были расположены в необжитой горной местности [*Татевосян и Мокрушина*, 2014]. Инструментальные данные о землетрясениях Алтае-Саянской горной страны с M > 5,0 имеются начиная с 1913 г. С 1963 г., без пропусков, регистрируются все землетрясения с $M \ge 3,5$ [*Жалковский и др.*, 1995]. 50 лет – очень небольшой интервал времени для выявления сейсмоактивных структур методами сейсмологии, однако сейсмическая активность региона столь высока, что за это время успели проявить себя несколько сейсмогенерирующих структур.

Первые, очень неопределенные сведения, относятся к землетрясению 1771 г., эпицентр которого помещен в северной части Шапшальского хребта [Кондорская и Шебалин, 1977]. О землетрясении практически ничего не известно, кроме того, что оно ощущалось на Рудном Алтае. Координаты эпицентра и магнитуда этого события (M = 6, 0) определены с очень большой погрешностью – ± 2 . Такая точность локации эпицентра не дает представления о позиции землетрясения даже на уровне крупнейших морфоструктур.

В целом же Шапшальский хребет с прилегающими впадинами проявил себя большим количеством слабых землетрясений на протяжении всего периода инструментальных наблюдений. Среди умеренных по силе землетрясений следует упомянуть о событии 1986 г. (с M =5,6), произошедшем в районе предполагаемого эпицентра 1771 г., 1962 г. (с M = 5,1) у границы с Монголией и 1995 г. (с M = 5,4), которое произошло в районе оз. Хиндиктиг-Холь.

Для хребта Западный Тану-Ола в рассматриваемом районе имеются крайне ограниченные сведения о землетрясении 1902 г. с M = 6, 6 и расчетной интенсивностью сотрясений в эпицентре – 7–8 баллов [Кондорская и Шебалин, 1977]. Положение эпицентра и магнитуда для этого события определены с ошибкой ±20 и ±0, 2 соответственно, что не дает возможности составить представления о тектонической позиции этого землетрясения.

Более конкретные сведения собраны об Ачит-Нурском землетрясении 1938 г. с M = 6, 6 [Кондорская и Шебалин, 1977]. О нем известно, что 6-балльные сотрясения были в пос. Кош-Агач, в г. Зыряновске – 5 баллов, в г. Усть-Каменогорске – 3–4 балла; ощущалось оно также в Семипалатинске и Барнауле [Хилько и др., 1985]. Наиболее сильно (до 9 баллов) это землетрясение проявилось в районе Ойгурской межгорной впадины Монгольского Алтая, где в горах произошли массовые камнепады, осыпи, в болотистых местах фонтанировала вода, трескалась земля, а в ранее безводных местах возникли новые источники. По макросейсмическим данным землетрясение было связано с северными ветвями Толбонурско-Сагсайского разлома, вдоль одной из которых в 1970-х гг. наблюдалась непротяженная система трещин [Хилько и др., 1985].

На южном отрезке Толбонурско-Сагсайского разлома изучен сейсморазрыв Сагсай с общей протяженностью зоны сейсмогенного обновления – 35–37 км [Хилько и др., 1985]. Главная зона дислокаций представлена правосдвиговой системой рвов растяжения и бугров сжатия. Величина горизонтального смещения самых молодых эрозионных долин составляет не менее 3 м. По параметрам разрывов рассчитана магнитуда палеоземлетрясения – M = 7, 4, а возраст – в пределах последних 300 лет.

Другой район, сейсмоактивный на протяжении всего XX века, расположен на приграничной территории Монголии и Юго-Западной Тувы, в районе оз. Урэг-Нур.

В 1922 г. в этом районе произошло землетрясение с M=6,5и интенсивностью сотрясений в эпицентре – 8–9 баллов [Кондорская и Шебалин, 1977]. Положение эпицентра и магнитуда для этого события определены очень приблизительно – ± 10 и $\pm 0,3$, соответственно. Более слабые толчки с $M\leq 5,5$ неоднократно происходили здесь и после 1922 г.

В 1970 г. в том же районе произошло Урэг-Нурское землетрясение с M = 7, 0. Очаг землетрясения приурочен к тектоническому узлу в районе пересечения Шапшальского и Цаган-Шибэтинского разломов, но не был связан ни с одной из этих магистральных структур. В эпицентральной области землетрясения была обнаружена сложная система сейсморазрывов [Хилько и др., 1985]. По характеру деформаций главная система субширотного простирания относится к взбросу с незначительной левосторонней сдвиговой составляющей. Величина вертикального смещения достигла 2 м, сдвига – 0,5 м. Разрывы окружили небольшой горный массив Цагдул-Ула, вовлеченный в сейсмическую активизацию. Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне, судя по характеру и масштабу остаточных деформаций, могла достигать 9–10 баллов. Это косвенно свидетельствует о небольшой глубине очага (по-видимому, не более 10 км).

Примечательно, что изосейсты Урэг-Нурского землетрясения вытянуты в северо-восточном направлении, не согласуясь с субширотным простиранием основной системы сейсморазрывов. Не соответствует простиранию системы сейсморазрывов и облако афтершоков, которое также своей длинной осью оказалось вытянуто в северо-восточном направлении. Афтершоковый процесс протекал в основном в хр. Цаган-Шибэту. Активизация, вызванная Урэг-Нурским землетрясением, не ограничилась афтершоковым процессом. Через пять лет после Урэг-Нурского землетрясения активизировался массив горы Хавцал-Баян-Ула в хр. Цаган-Шибэту, где в 1975-1988 гг. произошло шесть землетрясений с M = 4, 5 - 5, 0и большое количество более слабых событий. Эта активизация пространственно примыкает к афтершоковой области Урэг-Нурского землетрясения, но не укладывается в рамки одного афтершокового процесса [Еманов и др., 2012]. Сейсмическая активизация в этом районе продолжается до сих пор.

Последнее сильное землетрясение, получившее название Чуйского или Алтайского, произошло на территории Горного Алтая в 2003 г. Очаг землетрясения вышел на поверхность в виде протяженной (более 70 км) системы правых сдвигов на северных склонах Южно- и Северо-Чуйского хребтов [*Рогожсин и др.*, 2007]. Максимальная величина горизонтальных смещений (1,5–2,0 м) зафиксирована на участке протяженностью около 40 км. Сейсморазрыв 2003 г. вписывается в систему субмеридиональных сдвигов Монгольского Алтая, надстраивая к северу Толбонурско-Сагсайский активный правый сдвиг [Новиков и др., 2008].

В качестве отличительной структурно-тектонической черты землетрясения 2003 г. можно отметить вовлечение в сейсмическую активизацию как межгорных впадин, так и горных хребтов в сдвиговом поле деформаций. В северо-восточном крыле магистрального сдвига по характеру афтершокового процесса предполагается вращение Чаган-Узунского горного массива, разделяющего Чуйскую и Курайскую впадины [Еманов и Лескова, 2005]. Вращение этого горного массива, очевидно, имело устойчивый характер развития в плиоцен-четвертичное время. Устойчивый характер имело и правосдвиговое смещение вдоль магистрального разрыва со скоростью в голоцене 6,7–9,0 мм/год [Рогожсин и др., 2007].

По данным палеосейсмологических исследований на протяжении последних 5000 лет в этом же очаге произошло 8 землетрясений с $M \ge 7,0$ (включая 2003 г.) [*Рогожин и др.*, 2008].

Подвижка вдоль протяженного, хорошо выраженного в рельефе магистрального разлома, и оперяющих его структур выглядит как основная отличительная черта сильнейших землетрясений Алтае-Саянского региона. Землетрясения средней силы (с $M \leq 7, 0$), возникают и в местах пересечения магистральных разломов и могут активизировать отдельные горные массивы или межгорные впадины, как это показало Урэг-Нурское землетрясение 1970 г. с M = 7.0. В схожей тектонической обстановке возникли недавние землетрясения 2011-2012 гг. (M = 6, 7и 6,8) на востоке Тувы [Рогожин и др., 2015]. Очаги изученных сильных землетрясений Алтае-Саянского региона имеют сложную структуру с разным количеством ветвей в сдвиговом поле деформаций при существенной компоненте субмеридионального сжатия. Сейсмогенерирующие структуры Алтае-Саянского региона представлены протяженными цепями узких хребтов и мелких впадин или отдельными горными массивами. Активные разломы обычно приурочены к границам этих морфоструктур, объединяясь закономерным сочетанием зон горизонтального сдвига, сжатия и растяжения. Они образуют классический структурный рисунок, характерный для ансамблей крупных сдвиговых зон [Новиков и др., 2008].

Полевые наблюдения

Основная задача палеосейсмологических исследований сводится к выявлению и изучению всех возможных следов сейсмогенной активизации в молодых отложениях и формах рельефа – первичных сейсмотектонических разрывов, следов сейсмогенного разжижения рыхлых обводненных осадков, оползней, обвалов и т.п. [Мак-Каллин, 2011]. При проведении полевых наблюдений основное внимание было направлено на выявление активных разломов, с которыми связаны сейсмотектонические разрывы. Благодаря открытости и хорошей обнаженности, район исключительно благоприятен для геоморфологических наблюдений и анализа материалов дистанционного зон-



Рис. 3. Обследованные древние сейсморазрывы Юго-Западной Тувы. Названия разломов: Ша – Шапшальский; М – Мугурский; М-Т – Монгун-Тайгинский; Ко – Кобдинский; У – Устю-Ыйматинский; К – Кызыл-Хайский.

дирования. Хорошими маркерами при отслеживании молодых тектонических деформаций являются широко развитые ледниковые образования и речные террасы. Разрывные деформации молодых форм рельефа, ассоциируемые с сейсморазрывами, показаны на Рис. 3.

Шапшальский разлом. По Шапшальскому разлому образования каледонского структурного яруса надвинуты на юрские и кайнозойские осадки межгорных впадин [Башарина, 1968; Вишневский и др., 1965; и др.]. Величина и характер молодых смещений сильно меняются вдоль простирания разлома. С севера на юг простирание Шапшальского разлома изменяется от северо-западного к субширотному. На северном фланге разлома Девяткиным [1965] в Сайгонышской впадине установлено вертикальное смещение плейстоценовой морены на 150 м. На отрезке запад-северо-западного и северо-западного направлений разлом имеет характер правостороннего взбросо-сдвига [Лукина, 1992]. При изменении простирания Шапшальского разлома на субширотное он приобретает характер пологого надвига с левосторонней компонентой смещений. В Урэг-Нурской впадине палеозойские породы взброшены на юрские, а те, в свою очередь, на четвертичные осадки [Лукина, 1988].

Крутой взброс здесь прекрасно выражен в рельефе, но сам молодой надвиг, видимо, перекрыт делювиальными толщами, заполняющими узкий приразломный грабен.

В Юго-Западной Туве разлом очень ярко выражен в рельефе в виде уступа, секущего позднеплейстоценовые морены, ледниковые троги и более молодые формы рельефа вдоль подножия Шапшальского хребта (Рис. 4). Основной особенностью морфологии уступа является его извилистый характер. Он вдается в речные долины вверх по течению, и отступает в южном направлении на гребнях отрогов хребта. Такое поведение уступа указывает на пологое залегание разрыва в недрах и надвиговую кинематику смещений.

В истоках р. Каргы позднеплейстоценовая конечная морена испытывает резкий вертикальный изгиб на 80 м (Рис. 5). В правом борту долины, в теле морены, хорошо видно пологое падение разрыва. Он сечет все террасовидные поверхности, выработанные в морене в голоцене, после стаивания ледника, вплоть до первой надпойменной террасы в днище долины. Большинство мелких ручьев берут свое начало из родников вдоль зоны разлома. Все они приурочены к молодому нарушению (уступу).

Уступ прослеживается на поверхности голоценовых пролювиальных шлейфов, перекрывающих позднеплей-



Рис. 4. Уступ, секущий конусы выноса и предгорный пролювиальный шлейф. Каргинская впадина в районе т.н. 18.



Рис. 5. Деформация позднеплейстоценовой конечной морены в истоках р. Каргы. Уступ показан пунктирной линией. Внизу – гипсометрический профиль поверхности морены на том же участке (цифровая модель рельефа SRTM). Правый борт долины р. Каргы, т.н. 1 на Рис. 2



Рис. 6. Нарушение уступом голоценового пролювиального шлейфа. Уступ показан пунктирной линией. Т.н. 2.

стоценовую морену (Рис. 6), часто приобретая облик двух-трех непротяженных валов (Рис. 7). Вдоль уступа наблюдаются многочисленные оползни и обвалы рыхлого чехла. Один из оползней-обвалов полностью перегородил долину мелкого, временного ручья и перекинулся на противоположный борт (Рис. 8). Он сложен крупнообломочной, дезинтегрированной массой, отлетевшей на несколько десятков метров от цирка отрыва. Во фронтальной части обломочной массы, видимо, при сильном ударе о противоположный борт ручья, возник напорный вал.

Во врезах ручьев на пересечении с уступом наблюдается надвигание перетертых коренных пород на пролювиальные отложения и палеопочву. Надвигание на палеопочву фиксирует собой деформацию и захоронение древней дневной поверхности в результате одноактной подвижки, параметры которой удалось замерить в двух местах. Высота уступа составляет 6,5–7 м, величина перекрытия палеопочвы перетертыми коренными породами – 4–5,5 м (Рис. 9). Калиброванный радиоуглеродный возраст этой палеопочвы – 3445–3611 (образец ИГАН 4672). Можно полагать, что последнее сильное землетрясение, послужившее причиной этой подвижки, произошло примерно 3000–3500 лет назад.

Аналогичные параметры уступ обнаруживает на всем своем протяжении, что позволяет объединить его в одноактный сегмент, вскрывшийся при последнем землетрясении. Он сечет конусы выноса, предгорный пролювиально-коллювиальный шлейф и поверхности всех речных террас, кроме пойменной. Параметры последней подвижки замерены весьма приблизительно и потому ненадежны для оценки силы палеоземлетрясения. Более подходящей представляется длина прослеженного уступа – около 60 км. Используя эмпирические регрессионные соотношения между магнитудой и длиной сейсморазрыва [*Чипизубов*, 1998; *Wells, Coppersmith*, 1994], получаем M = 7, 2 - 7, 3.

Горный массив Монгун-Тайга. В обрамлении горного массива Монгун-Тайга изучены три молодых разрыва. Массив сложен среднепалеозойскими гранитоидами, выступающими над сильно метаморфизованными и смятыми в сложные веерообразные складки сланцами нижнего палеозоя [Александровский и др., 2008]. Развитый здесь альпийский рельеф создан экзарационной деятельностью позднеплейстоцен-голоценовых ледников, которая оставила следы в виде каров, цирков, троговых долин, ригелей и ванн выпахивания с многочисленными каровыми озерами. В вершинном комплексе горного массива широко развиты пологие останцы некогда единой поверхности выравнивания, за счет преобразования которой возник весь наблюдаемый сейчас рельеф. По периферии массива прослеживается еще три более молодых поверхности пьедестального типа [Чистяков и др., 2012]. Они отражают последовательное подрастание массива в кайнозое, что говорит о тектонической природе поднятия Монгун-Тайга. Об этом же свидетельствует последовательное перекрытие древних морен более молодыми у северо-западного подножия массива. По оценкам на основе палеогеографических данных, за последние 60 тыс. лет подъем высокогорной части массива Монгун-Тайга мог составить около 400 м [Чистяков и др., 2012].

В плане горный массив Монгун-Тайга имеет изометричные очертания. В вертикальном сечении массив асим-



Рис. 7. Уступ на поверхности голоценового пролювиального шлейфа. Т.н. 2.



Рис. 8. Оползень-обвал, перегородивший долину ручья. Т.н. 2.



Рис. 9. Надвиг перетертых коренных пород на пролювиальные отложения и палеопочву. Т.н. 3.

метричен – северный и северо-западный склоны гораздо круче остальных, что нарушает покатую сводообразную морфологию массива. У подножия северо-западного склона развиты последовательно налегающие друг на друга конечные морены. Они слагают холмистую низменность с большим количеством моренно-подпрудных озер. На противоположном, южном склоне массива, ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция привели к образованию слабовсхолмленного моренного рельефа, зандровых равнин, флювиогляциальных и камовых террас испытывающих пологий наклон в южном направлении.

Монгун-Тайгинский разлом прослеживается вдоль наиболее крутого, северо-западного подножия горного массива, где наблюдается уступ, рассекающий позднеплейстоценовые ледниковые троги и конечные морены (Рис. 10).

В днище долины р. Дуруг-Суг уступ имеет извилистые очертания и высоту порядка 12–15 м. У левого борта долины уступ оказался частично перекрыт молодой конечной мореной и заросшими обвально-осыпными конусами (Рис. 11). Морена сложена грубоокатанным, плохосортированным обломочным материалом, и имеет характерную гофрированную поверхность, созданную дугообразными конечными валами. По степени задернованности и морфологии поверхности можно выделить три основных генерации (Рис. 12). Самая древняя поверхность покрыта дерном с тундровой растительностью и усеяна лишь отдельными крупными глыбами, выдавленными на поверхность в результате промерзания. Средняя генерация меньше задернована, покрыта полосовыми каменными россыпями с другой ориентировкой. На поверхности последней (третьей) генерации дерновый покров и растительность практически отсутствуют.

Уступ сечет фронтальный вал первой генерации, но не

прослеживается на поверхности второй (Рис. 12). Следовательно, последняя подвижка произошла во время или после формирования первой генерации, но до оформления второй. Это позволяет приблизительно оценить возраст последней подвижки с привлечением палеогеографических данных.

Описанные генерации отражают разновозрастные стадии наступания ледников. Морена залегает в днище широкого ледникового трога, выработанного в позднем плейстоцене. После стаивания ледника в днище трога сформировалась широкая речная пойма. Вероятнее всего, это произошло 10-5,3 тыс. лет назад, т.к. следы раннеголоценового выдвижения ледников массива Монгун-Тайга отсутствуют или не сохранились [Чистяков и др., 2012]. В позднем голоцене сформировалась самая молодая группа морен. Используя наиболее детальную хронологическую схему стадий потепления и похолодания в голоцене [Агатова и др., 2012], можно ориентировочно оценить возраст конечных морен и временные рамки подвижки по разлому. Согласно этой схеме, активизации долинных ледников произошли 4900-4200 (аккемская стадия), 2300-1700 л.н. ("историческая" стадия) и в конце XIII-середине XIX вв. (стадия актру или "малый ледниковый период").

По всей видимости, 1-ая генерация позднеголоценовой морены в днище долины р. Дуруг-Суг сформировалась в аккемскую стадию, 4900–4200 л.н., 2-ая – в "историческую" стадию, 2300–1700 л.н., а самая молодая может быть отнесена к "малому ледниковому периоду". По этим данным, последняя подвижка произошла в интервале между 4900–4200 л.н. и 2300–1700 л.н., т.е. примерно 3000–4000 л.н.

Длина прослеженного уступа – около 12,5 км. К юго-западу от окончания главной системы нарушений прослеживается еще один короткий сегмент (Рис. 13), который наращивает суммарную длину уступа до 22 км.



Рис. 10. Уступ, секущий позднеплейстоценовые конечные морены у северо-западного подножия горного массива Монгун-Тайга. Т.н. 6.



Рис. 11. Уступ (штриховая линия), секущий голоценовую террасу в днище долины р. Дуруг-Суг. Т.н. 7.



Рис. 12. Уступ (штриховая линия), секущий самую раннюю генерацию морены (генерации пронумерованы и оконтурены пунктирными линиями) в днище долины р. Дуруг-Суг. Т.н. 7.

Вдоль системы разрывов наблюдаются в основном вертикальные смещения.

Мугурский разлом обрамляет горный массив Монгун-Тайга с севера. Вдоль него прослеживаются уступы и рвы, приуроченные к крутому перегибу склона и резкому понижению вершинной поверхности. О молодых смещениях вдоль рассматриваемого уступа свидетельствуют смещения долин мелких ручьев (Рис. 14). В долине одного из ручьев уступ нарушает пролювиальные отложения и имеет очень резкий характер (Рис. 15). Он имеет двухступечатое строение. Высота нижней ступени – 2–2,2 м; верхней – 1,5–1,8 м. Возможно, что ступени отражают индивидуальные подвижки по разлому, произошедшие в позднем голоцене. Длина наблюдаемой системы нарушений – около 15 км. Вдоль разрыва наблюдаются исключительно признаки вертикальных смещений.

Кызыл-Хайский разлом обрамляет горный массив Монгун-Тайга с юга (Рис. 16. Он протягивается вдоль ограничения локальной впадины, в которой находится пос. Кызыл-Хая, и демонстрирует структуры, типичные для взбросо-надвигов на границах гор и впадин Алтае-Саян. Ниже уступа простирается полого наклонная пьедестальная равнина, образованная слившимися конусами выноса. Конусы подорваны молодыми разрывами, что свидетельствует о голоценовом возрасте последних тектонических смещений (Рис. 17). Здесь наблюдаются уступы и небольшие поднятия-форберги, вдающиеся во впадину со стороны гор. Некоторые форберги подпруживают конусы мелких распадков. Длина наблюдаемой системы нарушений – около 12 км. Вдоль разрыва наблюдаются в основном признаки вертикальных (взбросовых?) смещений.

Кобдинский разлом представляет собой крупнейший правый сдвиг север-северо-западного простирания со скоростью голоценовых смещений 5–6 мм/год [*Трифонов*, 1999]. *Новиков* с соавторами [2008] полагают, что Кобдинский разлом прослеживается через всю Юго-Западную Туву, образуя западную границу Джу-



Рис. 13. Юго-западный сегмент Монгун-Тайгинского разлома, секущий конусы выноса мелких распадков.



Рис. 14. Уступ в зоне Мугурского разлома.



Рис. 15. Смещение пролювиальных отложений, т.н. 16.



Рис. 16. Кызыл-Хайский разлом. Общий вид уступа и предгорной равнины.

лукульской впадины, и надстраивается Сайгонышским взбросом и системой разломов, ограничивающих грабен Телецкого озера.

На северном отрезке Кобдинского разлома выявлен сейсморазрыв Чихтэйн [Хилько и др., 1985]. Он трассируется вдоль западного обрамления Ачит-Нурской впадины. Возраст определен по геоморфологическим данным – примерно 1500 лет. Главная зона дислокаций длиной 27 км представлена сглаженным уступом высотой от 0.5 до 1,5–2 м и правосдвиговой системой рвов растяжения и бугров сжатия. По протяженности сейсморазрыва оценена сила породившего его древнего землетрясения – M = 7, 1 [Хилько и др., 1985].

С центральным отрезком Кобдинского разлома, в Монголии, связана сейсмогенная структура Ар-Хутел представляющая собой относительно свежий, ярко выраженный правосдвиговый сейсморазрыв общей протяженностью 215 км, с горизонтальным смещением до 7 м (в среднем 4 м) и вертикальным смещением до 3 м (в среднем 1,5 м) [Хилъко и др., 1985]. В окрестностях г. Ховд, при



Рис. 17. Уступы на поверхности голоценовых конусов выноса, район т.н. 15.



Рис. 18. Общий вид уступа в зоне Кобдинского разлома (между стрелками), район т.н. 11.

устойчивой господствующей правосдвиговой компоненте смещений, на отдельных отрезках разлом демонстрирует взбросовую морфологию с приподнятым восточным или западным крылом [Рогожин и др., 2013]. Широко распространены здесь также и сейсмогравитационные нарушения – оползни, обвалы и камнепады, тяготеющие к главной сдвиговой зоне. Хилько и др. [1985] связывают сейсмодислокацию Ар-Хутел с Великим Монгольским землетрясением 9-го декабря 1761 г. Землетрясение ощущалось в Усть-Каменогорске с интенсивностью 7 баллов, в Семипалатинске (6–7 баллов), в Барнауле, Бийске и на Колывано-Воскресенских рудниках (6 баллов). По длине разрыва магнитуда оценена как M = 8, 3, a интенсивность в эпицентре предполагается в 11 баллов [Хилько и др., 1985]. По данным Трифонова [1999] сейсмотектоническая подвижка произошла 460 л.н., т.е. приблизительно в начале XVI века, а предыдущее событие такого же ранга – на 700–750 лет ранее. В окрестностях г. Ховд реконструированы 5 сейсмических событий с $M = 8,0\pm0,2$ за период более 7 тысяч лет [Рогожин и др., 2013]. Последнее событие произошло позже 700 л.н. Таким образом, полной ясности с положением очага землетрясения 1761 г. нет. Вполне возможно, что сейсморазрыв Ар-Хутел древнее XVIII века, а землетрясение 1761 г. произошло в другой зоне.

В Юго-Западной Туве разломная зона трассируется вдоль долины р. Моген-Бурен. Здесь обнаружен относительно короткий молодой разрыв, секущий как поверхность водораздела, так и 1-ую надпойменную террасу р. Моген-Бурен (Рис. 18).

Вдоль разрыва протягиваются рвы и уступы с поднятым западным крылом. В левом борту р. Моген-Бурен ров рассекает поверхность террасы. В результате в восточном крыле разлома на поверхность оказались выведены коренные породы, покрытые редкой галькой. Коренные породы вдоль разрыва представлены зоной милонитизации с жилами кварца и гранитоидов. Они рассечены многочисленными трещинами и более глубокими (до 3 м) расселинами, что может свидетельствовать о встряхивании массива. Ров заполнен обломочным материалом без следов окатанности и сортировки с прослоями песка, накопление которого произошло в условиях временной стабилизации склоновых условий. Ров перекидывается на противоположный, правый борт реки, где в поднятом крыле наблюдается три локальных уровня речных террас, количество которых может быть увязано с количеством подвижек по разлому в голоцене. Длина системы нарушений немногим более 3 км.

Устю-Ыйматинский разлом выражен в виде уступов северо-западного простирания в правом борту одноименной реки. Здесь наблюдается серия трапециевидных тектонических фасет, на пересечении с которой комплекс надпойменных террас в правом борту р. Моген-Бурен резко меняет свои отметки (Рис. 19).



Рис. 19. Соотношение уступа в зоне Устю-Ыйматинского разлома (показан на верхнем фото) и надпойменных террас р. Моген-Бурен (пронумерованы цифрами), район т.н. 12.

К опущенному крылу разлома приурочена впадина, выполненная относительно мощными кайнозойскими отложениями. В верхней части разреза залегает мощная (до 50 м) сероцветная толща, сложенная пачками валунников, чередующихся с прослоями песков и гравийников. Эта толща, скорее всего, имеет ледниковое происхождение и плейстоценовый возраст. Она с размывом перекрывает эоплейстоценовый аллювий мощностью около 40 м, представленный плотно сцементированными галечно-мелковалунными отложениями с карбонатным цементом буровато-палевой окраски. В 0,5 км выше устья р. Устю-Ыйматы сероцветная толща также с размывом перекрывает ярко окрашенные красно-коричневые песчанистые глины с беспорядочно ориентированными щебнем и глыбами местных палеозойских пород мощностью до 12 м. Красноцветная толща имеет обвальное или делювиально-коллювиальные происхождение и предположительно отнесена к позднему миоцену-раннему плиоцену [Федак и др., 2011]. В основании рассматриваемого разреза Девяткин [1965] описал сильно выветрелый горизонт галечника в светлом песке, отнеся его к карачумской свите верхнего олигоцена. В целом, разрез кайнозоя отличается сильной фациальной изменчивостью на небольших расстояниях, а оценки возраста имеют очень большой размах.

Сохранение кайнозойских осадков от размыва произошло на локальном опущенном участке, прилегающем к уступу. В долине р. Моген-Бурен в кайнозойских осадках выработан комплекс из 4-ех надпойменных террас. Верхняя терраса обрамляет слаборасчлененную вершинную поверхность. Она сопоставляется с эоплейстоценовой аллювиальной толщей, залегающей в верхней части разреза кайнозоя во впадине и, по-видимому, имеет тот же возраст. В поднятом крыле эта поверхность испытывает воздымание в сторону уступа, где оборвана примерно на 125 м.

Вдоль разрыва наблюдаются в основном признаки вертикальных смещений. Общая длина системы нарушений – около 16 км. В целом, Устю-Ыйматинский разлом оперяет окончание Кобдинского разлома, представляя собой одну из структур компенсирующих сдвиговые перемещения по этому крупнейшему сдвигу.

Заключение

В Юго-Западной Туве можно наблюдать очень выразительные сейсмотектонические формы рельефа. Самый протяженный и выразительный сейсмотектонический уступ обнаружен в зоне Шапшальского разлома. Длина уступа – около 60 км. Эта величина в первом приближении характеризует силу палеоземлетрясения, произошедшего в зоне Шапшальского разлома около 3000–3500 л.н. – M = 7, 2 - 7, 3. Полученная оценка представляет собой минимальную величину, т.к. в расчете учтена только самая выразительная часть уступа.

Используя палеогеографические данные, также удается датировать возраст последнего обновления Монгун-Тайгинского разлома, который прослеживается вдоль северо-западного подножия одноименного горного массива. Последняя подвижка произошла в интервале между 4900–4200 л.н. и 2300–1700 л.н., т.е. примерно 3000–4000 л.н.

Особый интерес представляет собой северное окончание крупнейшего Кобдинского правого сдвига. В Юго-Западной Туве, на продолжении этого разлома, выявлен короткий молодой разрыв длиной около 3 км. Поскольку каждый сдвиг где-то заканчивается по простиранию, горизонтальное смещение поглощается на протяжении разлома, или у его концов, соответствующими деформациями. В одну сторону происходит сжатие пород, а в другую – растяжение. Сжатие может быть поглощено надвигами и смятием пород в складки продольного изгиба, а растяжение – сбросами или раздвигами [Sylvester, 1988]. И те, и другие структуры сопровождаются горизонтальными сдвигами, что часто осложняет конкретные геологические структуры.

Согласно этой классической схеме, в Юго-Западной Туве, к востоку от Кобдинского правого сдвига, могут быть развиты структуры растяжения, а в западном крыле – сжатия. Явных признаков структур растяжения в восточном крыле Кобдинского сдвига в Юго-Западной Туве не обнаружено. Крупнейшая отрицательная структура – Ачит-Нурская впадина – расположена южнее. Видимо, поглощение растяжения в восточном крыле Кобдинского сдвига происходит в районе этой впадины. Ответвление Устю-Ыйматинского разлома от Кобдинского сдвига может свидетельствовать о распространении сосредоточенных деформаций в северо-западном направлении, в сторону Чулышманского плато. Яркие признаки горизонтальных смещений в зоне Устю-Ыйматинского разлома не выявлены. Это может быть связано с компенсацией горизонтальных перемещений по Кобдинскому разлому в вертикальные в зоне Устю-Ыйматинского разлома, что характеризует его как очень опасный с сейсмической точки зрения.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 14-05-00091 и 15-45-04351 р сибирь а.

Литература

- Агатова, А. Р., А. Н. Назаров, Р. К. Непоп, Л. А. Орлова (2012), Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Восточного Алтая, Геология и геофизика, 6, 712–737.
- Адаменко, С. М., Е. В. Девяткин, С. А. Стрелков (1969), Алтай, История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Алтае-Саянская горная область) р. 54–120, Наука, Москва.
- Александров, Г. П., Ю. С. Гуляев, Г. Г. Сотникова (1974), Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-46-XIII (Мугур-Аксы). Объяснительная записка, 58 рр., Недра, Москва.
- Александровский, Ю. С., В. Д. Алексеенко, Г. М. Беляев, и др. (2008), Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист М-46 – Кызыл, 349 рр., Карт. фабрика ВСЕГЕИ, СПб.
- Башарина, Н. П. (1968), Тектоника Каргинской впадины (Юго-Западная Тува), Геология и геофизика, No. 5, 3–9.
- Бутвиловский, В. В. (1993), Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель, 252 pp., Изд-во Том. гос. ун-та, Томск.
- Ветров, Е. В., М. М. Буслов, И. Де Граве (2016), Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое-кайнозое по данным трековой термохронологии апатитов, *Геология и геофизика*, 57, No. 1, 125–142.
- Вишневский, А. А., и др. (1965), Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист M-45-XVIII (Кызыл-Хая). Объяснительная записка, 90 рр., Недра, Москва.
- Девяткин, Е. В. (1965), Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая, 244 рр., Наука, Москва.
- Девяткин, Е. В. (2000), Внутренняя Азия, Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии, А. Ф. Грачев (ред.) р. 92–100, ОИФЗ РАН, Москва.
- Еманов, А. А., Е. В. Лескова (2005), Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (Горный Алтай) землетрясения 2003 г., *Геология и геофизика*, 46, No. 10, 1065–1072.
- Еманов, А. Ф., А. А. Еманов, Е. В. Лескова, и др. (2012), Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., Ms = 7,0 (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области, Геология и геофизика, 53, No. 10, 1417–1429.
- Жалковский, Н. Д., О. А. Кучай, В. И. Мучная (1995), Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области, *Геология* и геофизика, 36, No. 10, 20–30.
- Лукина, Н. В. (1988), Алтае-Саянская область новейшего торошения континентальной литосферы, *Неотектоника* и современная геодинамика подвижных поясов р. 276–292, Наука, Москва.
- Лукина, Н. В. (1992), Современные процессы на границах микроплит Южной Сибири и Северной Монголии, Изв. АН СССР. Сер. геол., No. 3, 127–134.
- Молнар, П., Р. А. Курушин, В. М. Кочетков, и др. (1995), Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе, *Глубинное строение* и геодинамика Монголо-Сибирского региона р. 5–55, Наука, Новосибирск.
- Новиков, И. С., А. А. Еманов, Е. В. Лескова, и др. (2008), Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике, *Геология и геофизика*, 49, No. 11, 1139–1149.
- Кондорская, Н. В., Н. В. Шебалин, (Ред.) (1977), Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г., 535 рр., Наука, Москва.
- Мак-Калпин, Дж. П., (Ред.) (2011), Палеосейсмология (в 2-х томах), Научный Мир, Москва.

- Рогожин, Е. А., С. Г. Платонова (2002), Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене, 120 рр., Научный Мир, Москва.
- Рогожин, Е. А., и др. (2007), Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г., *Геотектоника*, No. 2, 3–23.
- Рогожин, Е. А., А. Н. Овсюченко, А. В. Мараханов (2008), Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене, *Физика Земли*, No. 6, 31–51.
- Рогожин, Е. А., А. С. Ларьков, С. Дэмбэрэл, Б. Баттулга (2013), Повторяемость сильных землетрясений в зоне активного разлома Ховд на Монгольском Алтае, *Геотектоника*, No. 5, 36–47, doi:10.7868/S0016853X13050056
- Рогожин, Е. А., и др. (2015), Геологические проявления Тувинских землетрясений 2011–2012 гг., ДАН, 463, No. 2, 316–321.
- Солоненко, В. П. (1962), Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам, Изв. АН СССР, Сер. Геол., No. 11, 58–74.
- Солоненко, В. П. (1973), Палеосейсмогеология, Изв. АН СССР. Физика Земли, No. 9, 3–16.
- Татевосян, Р. Э., Н. Г. Мокрушина (2014), Макросейсмические сведения об Алтайских землетрясениях 1764–1913 гг., Вопросы инженерной сейсмологии, 41, No. 4, 25–56.
- Трифонов, В. Г. (1999), *Неотектоника Евразии*, 252 рр., Научный мир, Москва.
- Федак, С. И., Ю. А. Туркин, А. И. Гусев, и др. (2011), Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист М-45 – Горно-Алтайск, 567 рр., Карт. фабрика ВСЕГЕИ, СПб.

Флоренсов, Н. А. (1960), О неотектонике и сейсмичности

Монголо-Байкальской горной области, Геология и геофизика, No. 1, 74–90.

- Хилько, С. Д., Р. А. Курушин, В. М. Кочетков, и др. (1985), Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии, В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова (ред.), 244 рр., Наука, Москва.
- Чипизубов, А. В. (1998), Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений, *Геология и геофизика*, 39, No. 3, 386–398.
- Чистяков, К. В., Д. А. Ганюшкин, И. Г. Москаленко, и др. (2012), Горный массив Монгун-Тайга, 310 рр., Арт-Экспресс, СПб.
- Baljinnyam, I., A. Bayasgalan, B. A. Borisov, et al. (1993), Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings, *Geological Soc. of America Memoir.*, 181, 62, doi:10.1130/MEM181-p1
- Wells, D. L., K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rapture length, rapture width, rapture area and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, No. 4, 974–1002.

А. Н. Овсюченко, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва (ovs@ifz.ru)

Ю. В. Бутанаев, К. С. Кужугет, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Республика Тыва