

Научные сообщения

УДК 551.432→550.349(235.222)

© 2006 г. А.Р. АГАТОВА, Р.К. НЕПОП, Е.М. ВЫСОЦКИЙ

**СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ПАЛЕОДИСЛОКАЦИИ
В ДОЛИНЕ РЕКИ ЧАГАН (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)¹****Введение**

Горные сооружения российской части Большого Алтая (Горный Алтай) являются северным продолжением структур Монгольского Алтая [1]. На основании единства строения всей горной системы сейсмический потенциал Горного Алтая оценивался как высокий по аналогии с сейсмичностью южных районов [2]. Чуйское землетрясение 27 сентября 2003 года с $M = 7.3$ (по данным IRIS), произошедшее в юго-восточной части Горного Алтая, подтвердило правильность этой оценки.

Сейсмическая активность северного окончания главных сейсмоиндуцирующих сдвиговых зон Алтайского поднятия подтверждается не только современными землетрясениями, но и следами палеосейсмических, сосредоточенными в пределах Центрального и Юго-Восточного Алтая [2–10]. При этом возникшие в результате Чуйского землетрясения деформации рельефа, их морфология и размеры послужили ключом к определению сейсмического генезиса ряда форм рельефа, происхождение которых ранее трактовалось неоднозначно. Одним из таких объектов, расположенных непосредственно в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, являются холмы высотой от 40 до 65 м, протягивающиеся на 3.2 км вдоль обнажения стратотипического разреза отложений позднего неогена – плейстоцена на левом борту долины р. Чаган (северный макросклон Южно-Чуйского хребта). Холмы сложены теми же породами, которые обнажены в разрезе. В ряде холмов слоистость осадков не нарушена, что наряду с их крупными размерами послужило основанием для взглядов о положении данных холмов “in situ” [11]. В то же время другие исследователи рассматривали эти формы рельефа как сейсмообразованные [12]. События 2003 г. заставили вновь обратиться к проблеме генезиса этих образований с целью оценки палеосейсмической активности Юго-Восточного Алтая.

Методы исследования

Исследование холмообразных тел в долине реки Чаган проводилось при помощи полевых наблюдений и анализа аэрофотоснимков м-ба 1:30000. Макро- и микродеформации ледниковых отложений Чаганского разреза, по ряду критериев отнесенные к сейсмогенным, были обнаружены в ходе полевых работ 2001 г.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке (грант Президента РФ № МК – 2596.2004.5) и РФФИ (проект № 06-0564920).

Площадь обвально-оползневых тел была посчитана в программе ArcView с использованием топоосновы м-ба 1:25000, их объем – по эмпирической формуле

$$V_L = \varepsilon S_L^{1.5}, \quad (1)$$

где V_L, S_L – объем и площадь обвально-оползневого тела, $\varepsilon = 0.05 \pm 0.02$ [13].

Решение задачи определения магнитуды древнего землетрясения, вызвавшего обрушение максимального по размерам блока с борта долины Чагана, было проведено в два этапа. На первом этапе с использованием параметров обвала эпицентральной зоны Чуйского землетрясения 2003 г. была проверена корректность использования для Алтайской зависимости размеров максимального из возникающих при землетрясении обвалов (V_{Lmax}) от магнитуды землетрясения (M) [14]:

$$\log V_{Lmax} = 1.36M - 11.58(\pm 0.49). \quad (2)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины.

Точка, соответствующая параметрам данного обвала и землетрясения, полностью попала в интервал стандартного отклонения функции [15]. Таким образом, проведенная нами проверка подтвердила применимость зависимости (2), установленной на примере других сейсмоактивных районов мира, для Алтайского региона.

На втором этапе были получены оценки магнитуды палеосейсмосообытия, вызвавшего рассматриваемые сейсмогравитационные дислокации в долине р. Чаган [16]. Исходя из того, что уже с момента формирования тело обвала начинает подвергаться воздействию факторов, приводящих к его разрушению (деградация льда в многолетнемерзлых породах, эрозия, оползание и т.д.) и, следовательно, уменьшению объема, оценка, определяемая соотношением (2), является оценкой минимальной возможной магнитуды палеосейсмосообытия. Воздействие большинства экзогенных процессов на стенку отрыва приводит к увеличению ее длины. Таким образом, оценка, полученная в результате анализа длины стенки отрыва, является оценкой максимальной возможной магнитуды палеосейсмосообытия. Так как значения нижней границы магнитуды палеоземлетрясения оказались близки к значению магнитуды Чуйского землетрясения 2003 г., это позволило использовать для дальнейших вычислений линейную зависимость между длиной стенки отрыва и магнитудой землетрясения. После измерения длины стенки отрыва в программе ArcView по топооснове м-ба 1:25000 было получено значение верхней границы магнитуды палеоземлетрясения.

Соотношение (3) определяет зависимость общего объема перемещенного в результате землетрясения материала (V_{LT}) от размера максимального обвала, вызванного этим землетрясением:

$$\log V_{LT} = 1.04 \log V_{Lmax} + 0.83(\pm 0.52). \quad (3)$$

Оно было выведено нами из соотношений, являющихся общим следствием статистического распределения обвалов/оползней [14], и эмпирического соотношения, связывающего площадь и объем тела обвала [13]. Соотношение (3) характеризует разрушительную силу землетрясения, приводящую к изменению рельефа. С его помощью был оценен общий объем смещенного материала для землетрясения, вызвавшего отрыв наиболее крупного блока в структуре Чаганской сейсмодислокации.

Весь объем пород вдоль борта долины р. Чаган в пределах этой дислокации был подсчитан по формуле (1) после определения площади каждого из обвально-оползневых тел в программе ArcView.

Положение Юго-Восточного Алтая в неотектонической структуре Алтайской горной страны

Формирование Алтайского поднятия в кайнозое объясняется горизонтальным сокращением и утолщением литосферы под воздействием регионального сжатия и сдвиговых перемещений по древним разломам северо-западного простирания [17]. Горизонтальные напряжения, приведшие к горообразованию в Центральной Азии и на Алтае в частности, трактуются как следствие сближения Индостанской и Евразийской лито-

сферных плит [18, 19]. Внутренняя структура Алтайского блока была сформирована в результате движений по новейшим и, в меньшей степени, омоложенным древним разломам [1, 17]. Согласно модели [1] в пределах Горного и Монгольского Алтая основу структуры составляют четыре субпараллельные магистральные сдвиговые зоны с правосторонним характером смещения, прослеживающиеся практически на всем протяжении горной системы. На территории Горного Алтая они веерообразно расщепляются, образуя сложный тектонический рисунок. Дифференциация тектонических блоков по высоте и возникновение горного рельефа объясняются взбросовой составляющей движения по этим магистральным зонам. Морфоструктуры Юго-Восточного Алтая сформировались в месте транспрессионных изгибов магистральных правосдвиговых зон [1] и образуют хорошо выраженное в рельефе субширотное поднятие. Абсолютные высоты блоков-хребтов на территории этого поднятия достигают 3,5–4 тыс. м, а днища межгорных впадин, основанием которым послужили относительно пониженные блоки, залегают в интервале 1500–1900 м. На наш взгляд, резкое увеличение абсолютных высот хребтов и впадин к югу от границы с Северо-Восточным Алтаем в значительной мере обязано 800-метровому уступу цокольной поверхности (800–1600 м над у. м.), круто воздымающейся в пределах Юго-Восточного Алтая [20]. Кроме того, это субширотное поднятие характеризуется наибольшей для Горного и Монгольского Алтая амплитудой вертикальной дифференциации тектонических блоков. Позднеолигоценовое заложение межгорных впадин Юго-Восточного и сопряженных районов Южного и Монгольского Алтая [1, 12], по-видимому, свидетельствует о начале горообразования в пределах Алтайского подвижного пояса именно на этой территории, что, скорее всего, обусловлено максимумом взбросовой составляющей движения в областях транспрессионных изгибов магистральных сдвигов. Возможно, к этому же времени относится и начало формирования субширотного уступа цоколя гор. Более молодой возраст высокогорного рельефа Монгольского Алтая, вероятно, связан с меньшими скоростями вертикальной дифференциации доороженной поверхности на прямолинейных участках сдвигов, что привело к зарождению там впадин и хребтов только в позднем плиocene [1, 12]. Следующий этап тектонической активизации, сопровождаемый резким ростом хребтов, реконструируется большинством исследователей Юго-Восточного Алтая по грубо-обломочным эоплейстоценовым отложениям межгорных впадин. Соотношение ледниковых форм рельефа разного возраста с элементами современной тектонической структуры позволило предположить общее поднятие Юго-Восточного Алтая и рост его хребтов также на рубеже среднего и позднего плейстоцена [21, 22]. Чуйское землетрясение с $M = 7.3$ свидетельствует о том, что данный этап не завершен. Кроме того, положение гипоцентров этого землетрясения [23] подтверждает выдвинутый ранее на основании морфотектонического анализа тезис о гобийском типе хребтов Юго-Восточного Алтая и их разрастании за счет вовлечения в поднятие предгорных частей впадин [24–28]. Палеосейсмодислокации в виде крупных обвалов, оползней, осовов, микрограбенов и сейсморов в отложениях позднего плейстоцена-голоцена сосредоточены, в основном, в зонах перехода хребтов к впадинам, подтверждая активную сейсмическую составляющую процесса роста хребтов.

Сейсмогравитационные дислокации на границе Чуйской впадины и Южно-Чуйского хребта

Наряду с другими зонами глубинных разломов широтного и северо-западного простирания граница Южно-Чуйского хребта и Чуйской впадины относится к основным сейсмоконтролирующим структурам описываемого региона.

Передовая ступень Южно-Чуйского хребта представляет собой вовлеченную в поднятие периферийную часть Чуйской впадины. В рельефе этот блок прослеживается в виде сглаженного ледниковой экзарацией поперечного выступа в днище долин. Он протягивается от долины Ирбисту до долины Талдуры вдоль тектогенного уступа, отделяющего хребет от приподнятой предгорной части Чуйской впадины. Фронтальная грани-

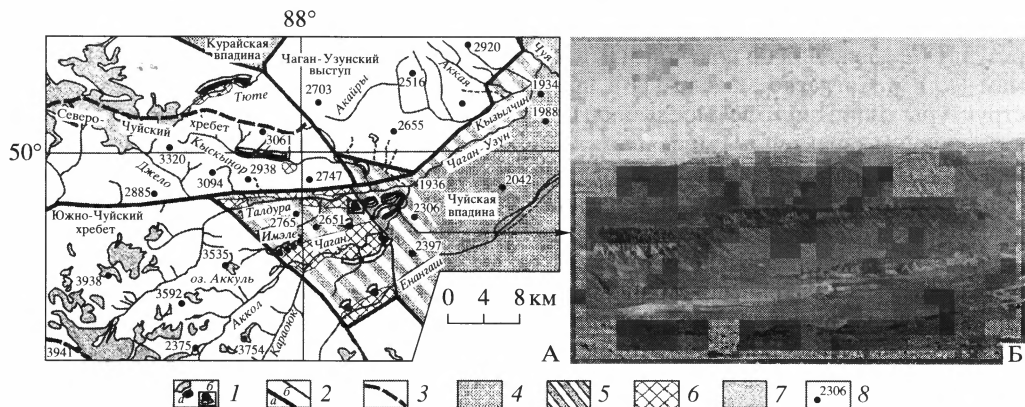


Рис. 1. Сейсмогравитационные палеодислокации в плейстосейсмической области Чуйского землетрясения 2003 года (А) и стенка отрыва и тела обвалов и оползней на левом борту долины реки Чаган (Б)
 1 – голоценовые обвалы, обвалооползни и осывы, стенки их отрыва (а) и обвал эпицентральной зоны Чуйского землетрясения (б), 2 – тектонические границы морфоструктур ранга хребтов и впадин (а) и блоков в зоне их перехода (б), 3 – гребневые линии хребтов, 4 – межгорные впадины, 5 – предгорная часть Чуйской впадины, 6 – сглаженные ледником коренные выступы в днищах долин, 7 – ледники, 8 – абсолютные высоты рельефа, м

ца именно этой переходной от впадины к хребту ступени была активизирована в ходе сейсмических толчков 2003 г. Холмообразные возвышения, протягивающиеся вдоль бортов долин на стрелке водораздела Чагана и Талдуры, также приурочены к фронтальной границе этого блока. При этом современный обвал произошел всего лишь в 750 м от двух холмов, расположенных на расстоянии 500 м друг от друга в долине Талдуры (рис. 1, А). Их размеры сопоставимы с размерами обвала эпицентральной зоны Чуйского землетрясения (его площадь составляет 0.66 км^2 , объем – $27.0 \times 10^{-3} \text{ км}^3$, площади холмов – 0.35 и 0.23 км^2 , объемы – соответственно 10.44 и $5.44 \times 10^{-3} \text{ км}^3$). Сочетание холмов, расположенных у подножия бортов долин, с циркообразными нишами на самих бортах однозначно свидетельствует об обвало-оползневом происхождении этих форм рельефа и опровергает точку зрения о положении их “in situ”. Гигантские размеры аккумулятивных тел и их концентрации вдоль границ морфоструктур позволяют уверенно диагностировать эти обвало-оползни как сейсмогравитационные дислокации. Аналогия с современным сейсмогенным обвалом подтверждает это определение.

Голоценовые сейсмогравитационные дислокации в долине р. Чаган. По этим критериям к сейсмогенным формам рельефа следует отнести и обнажение на левом борту долины Чагана, где вскрыт наиболее известный стратотипический разрез неоген–позднеплейстоценовых отложений Алтая, и протягивающуюся вдоль него гряду холмов (рис. 1, Б).

Обнажение представляет собой непрерывный ряд цирков разных размеров общей протяженностью 4.1 км. Высота стенок отрыва выше осыпного шлейфа достигает 150–200 м. На юго-западном окончании обнажение имеет ступенчатое строение, что обусловлено различными физическими свойствами вскрытых пород. Обвало-оползневые тела, общий объем которых за голоценовый период составил $29 \times 10^{-3} \text{ км}^3$, протягиваются от северо-восточного края обнажения на 3.2 км. Их высота возрастает от 40 м на северо-восточном крае до 65 м в центральной части обнажения. На юго-западном крае основные тела у подножия склона не сохранились, что связано с их размывом и погребением под мощным пролювиальным шлейфом, и лишь местами небольшие обвалы поздних генераций залегают на нижних ступенях обнажения. По морфологическим критериям в формировании обнажения можно выделить как минимум 4 основные стадии (4 отдельных крупных сейсмических события).

В отличие от большинства палеообвалов, закартированных в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, в центральной части Чаганской сейсмодислокации сохранился

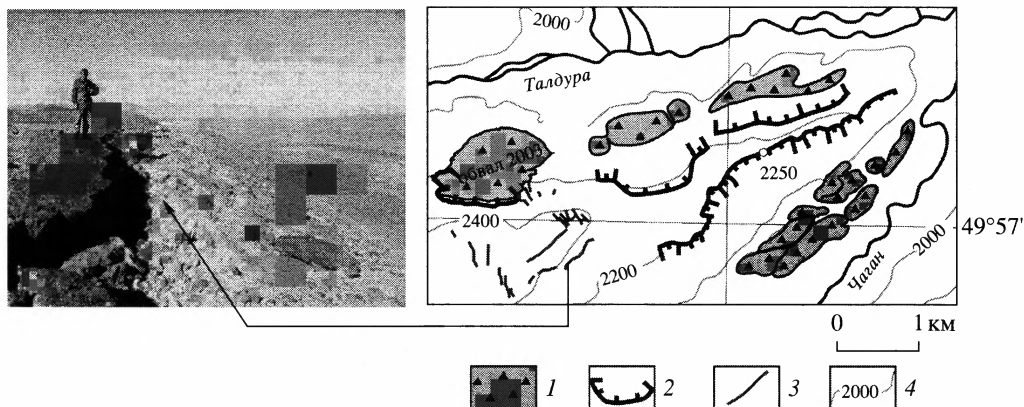


Рис. 2. Современные и древние сейсмодислокации на стрелке водораздела Талдуры и Чагана
1 – тела обвалов/оползней, 2 – стенки их отрыва, 3 – разрывные нарушения 2003 года, 4 – изогипсы, м.
На фотографии – сейсмогравитационная трещина вдоль левого борта долины Чагана

крупный блок рыжевато-бурых выветрелых галечников бекенской и башкаусской свит с ненарушенной слоистостью, при этом слои имеют падение к борту долины. На наш взгляд, это указывает на отседание крупного фрагмента склона и его проворачивание во время сползания (подобную ротацию претерпел и фрагмент борта долины Талдуры, обрушенный в 2003 г.). По аналогии со строением современного сейсмогенного обвала можно предположить, что блок с сохранившейся слоистостью представлял собой центральную, наименее деформированную, часть отсевшего склона. Факт изменения первоначального угла падения слоев опровергает возможные предположения о формировании этого холма как эрозионного останца в прибортовой части днища долины при флуктуациях русла Чагана, а гигантская циркообразная стенка отрыва свидетельствует не только об обрушении склона, сложенного крепко сцементированными многолетне-мерзлыми рыхлыми породами, но и о сейсмической инициации этого процесса. Уже в ходе дальнейшего продвижения вниз по склону обвал приобрел морфологию блокового оползня. Озерные отложения в понижении между его тыловой частью и стенкой отрыва являются характерным признаком оползня. Моренные и флювиогляциальные отложения, слагающие тела в тылу этого блока, утратили первичную слоистость при таянии заключенного в них льда. При этом сложно сказать однозначно, являются ли эти тела самостоятельными обвалами более поздней генерации либо некоторые из них представляют собой смещенную верхнюю часть сползшего блока. Наши расчеты (методика которых приведена выше) показали, что отседание этого блока объемом $9.48 \times 10^3 \text{ км}^3$ и образование стенки отрыва длиной 1.2 км было вызвано землетрясением, магнитуда которого оценивается диапазоном значений 7.0–8.1, то есть сравнимым по силе с толчками 2003 года [16]. Общий объем смещенного со склонов материала в плейстосейстовой области этого землетрясения составил $57.4 \times 10^3 \text{ км}^3$.

Изучение деформаций, вызванных современным землетрясением, показало, что механизм формирования протяженного Чаганского обнажения был либо аналогичен механизму образования стенки отрыва современного обвала в долине Талдуры, либо на некоторых участках склон отседал и обваливался вдоль сейсмогравитационных трещин уже после землетрясения. Подобное обваливание могло происходить как в результате постепенного углубления и расширения трещин за счет сезонного замерзания и таяния, так и во время последующих землетрясений. В качестве наглядного примера возникновения сейсмогравитационных трещин служит система разрывов, возникших при наиболее сильных толчках 2003 г. На пологом водоразделе над современным обвалом нами

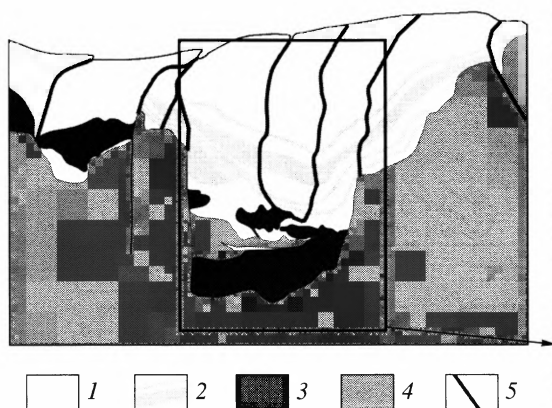


Рис. 3. Тело палеообвала (1–3) на нижних ступенях Чаганского обнажения (4) в его юго-западной части
1 – белесые ледниково-озерные алевроиты (Q_2), 2 – прослои серого галечника в озерных алевроитах, 3 – темно-серый флювиогляциальный галечник ($Q_2(?)$), 4 – бурый пролювиально-аллювиальный галечник ($N_2^2-Q_1$), 5 – трещины в теле обвала. Фотография сделана в 2001 году

была откартирована зона сейсморовов шириной 260–300 м [29]. Рвы достигают длины 230 м при ширине 3–6 м и глубине до 3–5 м. Преимущественное простирание крупных поперечных водоразделу трещин – $320-340^\circ$. Особенностью формирования разрывов является переход поперечных долинам рвов на пологом водоразделе в серии вдольсклоновых трещин у бровки борта долины Талдуры, которые и обусловили возникновение стенки отрыва современного обвала. При этом вдоль бровки склона долины Чагана также возникла зона трещин растяжения с зиянием до 1.5 м и общей длиной до 1 км, прослеживаемая по азимуту $50-55^\circ$ (рис. 2). Вероятность последующего наращивания стенки Чаганского обнажения в юго-западном направлении за счет этой зоны весьма велика.

Свидетельством неоднократного обновления стенок отрыва является обвал, тело которого залегает на нижних ступенях обнажения (четвертый от юго-западного края лог). В результате обрушения произошло внедрение линз подстилающих пород – бурых аллювиальных галечников башкаусской свиты ($N_2^2-Q_1$ bshk) – в упавший блок, сложенный белесыми озерными ленточными суглинками ($Q_2(?)$ lm-gl) с темно-серым галечниковым слоем в основании. При этом линзы серых галечников также прорвали толщу озерных осадков при падении блока (рис. 3). Фотографии этого обвала были сделаны в августе 2001 г., то есть до Чуйского землетрясения.

Формирование обнажения в долине Чагана могло начаться уже в конце позднего плейстоцена или начале голоцена (в верхней части разреза залегают моренные отложения, сохранившие сингенетичную форму и поверхность в пределах Чаган-Узунского бассейна и считающиеся большинством исследователей верхнеплейстоценовыми) и продолжается до сих пор – в ходе землетрясения 2003 г. субвертикальная стенка отрыва в очередной раз подновила. В результате нижние ступени обнажения оказались засыпанными более чем полуметровым слоем пылеватых отложений и выпавшими из матрикса валунами.

Плейстоценовые сейсμοдеформации в отложениях разреза Чаган. Помимо макроструктур обрушения и оползания постплейстоценового возраста нами обнаруже-

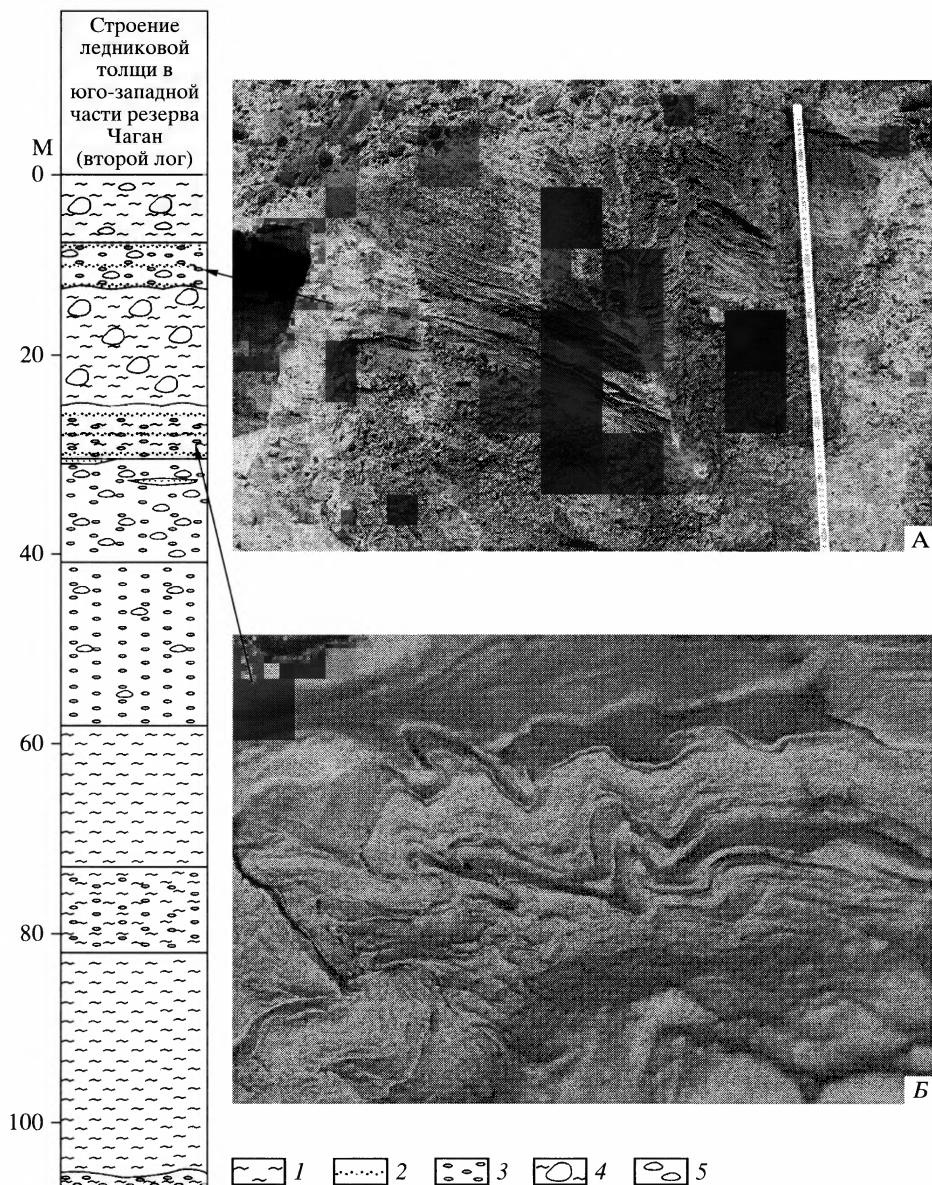


Рис. 4. Следы плейстоценовых сейсмических событий в ледниковых отложениях Чаганского разреза
А – смещение отдельных прослоев по трещинам, Б – конволюционная слоистость ледниково-озерных алевритов в отдельной пачке.

1 – суглинки, 2 – пески, 3 – галька, 4 – валунные суглинки, 5 – валуны

ны свидетельства более ранних периодически повторяющихся сейсмических событий в отложениях самого разреза. К ним мы относим серии трещин со смещением до 0.2 м во флювиогляциальных прослоях верхней части разреза (второй от юго-западного края лог) (рис. 4, А). Предполагаемый возраст толщи, включающей деформированные прослои, – поздний плейстоцен. Заключение о возрасте сделано на основании сопоставления особенностей залегания моренных толщ, образующих в Чаганском обнажении две отчетливые ступени, трактуемые нами как разделенные поверхностью денудации средне- и позднеплейстоценовые отложения, с соотношением морен различной степени со-

хранности по площади Чаган-Узунского бассейна. К сожалению, более определенно судить о возрасте этих древних ледниковых отложений сложно, так как их термолуминесцентные датировки очень противоречивы [30–32], а возрастной диапазон лежит за пределами возможностей радиоуглеродного метода.

Ниже по разрезу в озерно-ледниковой пачке, залегающей в самом основании верхней ступени, отдельный прослой алевропелитов мощностью до 1.5 м имеет конволютную слоистость – микрослойки сжаты в складки, образующие пloyчатую структуру. (рис. 4, Б). Согласно критериям Ж. Симса [33], обнаруженные в этой части разреза нарушения первичной слоистости могут быть отнесены к деформационным микроструктурам, связанным с сейсмическими событиями: 1) разрез Чаган, где они установлены, расположен в сейсмоактивном районе и приурочен к сейсмогенерирующим границам морфоструктур Южно-Чуйского хребта и Чуйской впадины; 2) данные микродеформации представлены в единичных стратиграфических горизонтах и разделены недеформированными слоями, протягивающимися на большие расстояния; 3) осадочные слои с деформационной слоистостью лежат горизонтально, что исключает возможность смещений по склону; 4) обнаруженные микроструктуры имеют морфологическое сходство с приведенными в отечественной и зарубежной литературе примерами микросейсмических деформаций отложений в районах с заведомо высокой сейсмической активностью [33–36], а также полученных экспериментальным путем [37–39]; 5) они сформировались в потенциально водонасыщенных озерных осадках.

Подобные деформационные структуры появляются в водонасыщенных мелкозернистых отложениях при землетрясениях с магнитудой более 5 [40], что свидетельствует о достаточно крупных толчках, сотрясавших Юго-Восточный Алтай в плейстоцене.

Заключение

Возникновение гигантского обвала в 9–10-балльной зоне Чуйского землетрясения показало, что обрушения склонов такого масштаба в условиях многолетнего промерзания рыхлых пород могут происходить только в результате сейсмических толчков. Оползание обвальных масс зачастую приводит к формированию у подножья склона холмообразных скоплений. Таким образом, землетрясение 2003 года не только подтверждает правильность интерпретации генезиса крупных холмов, сложенных рыхлыми толщами, в прибортовых частях долин Чагана и Талдуры как обвалов и оползней, но и указывает на их сейсмическое происхождение. Как показал морфологический анализ, обнажение стратотипического разреза неоген–плейстоценовых отложений в долине Чагана также возникло в результате неоднократных сейсмических событий конца позднего плейстоцена–голоцена.

Соотношение магнитуды современного сейсмического события с масштабами вызываемых им изменений рельефа дало возможность оценить магнитуды древних землетрясений, следы которых сохранились непосредственно в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения. Полученные значения лежат в диапазоне магнитуд от сравнимых с магнитудой Чуйского землетрясения до максимально возможных [16]. Следовательно, эта территория неоднократно являлась эпицентральной зоной сильных землетрясений и в прошлом, что указывает на однонаправленное перемещение блоков вдоль границы Чуйской впадины и Южно-Чуйского хребта как минимум с конца позднего плейстоцена.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения Чаганского разреза хранят следы более ранних (предположительно позднеплейстоценовых) землетрясений с магнитудой более 5, подтверждая высокую сейсмическую активность юго-восточной части Горного Алтая, связанную с ее поднятием. Современные сейсмические события указывают на сохранение прежней направленности в развитии данной территории и свидетельствуют о незавершенности последнего этапа ее поднятия, начало которого по геолого-геоморфологическим данным приходится на рубеж среднего и позднего плейстоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 313 с.

2. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: Изд. ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
3. *Новиков И.С.* Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82–91.
4. *Платонова С.Г.* Активные структуры Юго-Восточного Алтая // Известия Алт. гос. ун-та. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 1998. № 1. С. 106–108.
5. *Платонова С.Г.* Молодые антиклинальные структуры в рельефе Уймонской и Канской межгорных впадин // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 1999. Вып. 3. С. 133–141.
6. *Платонова С.Г.* Сейсмотектоническая характеристика пограничных с Монголией территорий Горного Алтая // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных территорий (м-лы IV межд. конф.). Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1999. С. 95–96.
7. *Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др.* Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. № 3. С. 75–81.
8. *Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др.* Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–102.
9. *Агамова А.Р., Новиков И.С., Высоцкий Е.М. и др.* Сейсмические события плейстоцена-голоцена на южной границе Курайско-Чуйской системы межгорных впадин // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования (м-лы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 9–11.
10. *Деев Е.В., Гибиер А.С., Чигвинцева Л.А. и др.* Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 71–74.
11. *Шукина Е.Н.* Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. М.: Библиотека Отделения наук о Земле, 1953. Т. 2. 118 с.
12. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
13. *Hovius N., Stark C.P., Allen P.A.* Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // Geology. 1997. № 25. P. 801–804.
14. *Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P.* Landslides, earthquakes and erosion // Earth and Planetary Science Letters. 2004. № 229. P. 45–59.
15. *Henon P.K., Agamova A.P.* Чуйское землетрясение 2003 года: ключ к оценке палеосейсмичности Юго-Восточного Алтая // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (м-лы науч. совещ. по Прогр. фонд. исслед. 10–14 окт. 2005 г.) Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Вып. 3. Т. 2. С. 60–62.
16. *Агамова А.Р., Henon P.K.* Оценка магнитуд палеоземлетрясений Юго-Восточного Алтая на основе морфологического анализа обально-оползневых деформаций рельефа // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения (м-лы конф. 24–27 января 2006 г.). Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2006. С. 198–201.
17. *Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.* Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
18. *Molnar P., Tappanier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
19. *Tappanier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baikal Regions // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 3425–3459.
20. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2002. 494 с.
21. *Агамова А.Р.* Оледенения и активная тектоника: их взаимосвязь на территории Юго-Восточного Алтая // Изв. РГО. 2003. Т. 135. Вып. 5. С. 16–22.
22. *Агамова А.Р.* Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 101–112.
23. *Еманов А.А., Лескова Е.В., Новиков И.С. и др.* Афтершоковая последовательность и неотектоническая структура зоны Чуйского землетрясения // Сейсмические исследования земной коры // Докл. межд. науч. конф., посв. 90-летию акад. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 433–441.
24. *Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф.* Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 64–74.
25. *Новиков И.С.* Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 52–60.
26. *Новиков И.С., Агамова А.Р., Дельво Д.* Новейшая тектоника Курайского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 965–972.

27. *Агатова А.Р.* Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая (м-лы регион. науч.-практ. конф.). Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2000. С. 165–169.
28. *Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р.* Геолого-геоморфологические свидетельства позднеледниковых обстановок сжатия, сдвига и растяжения в пределах Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1303–1312.
29. *Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р. и др.* Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования (м-лы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 65–67.
30. Разрез новейших отложений Алтая/К.К. Марков. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
31. *Шейнкман В.С.* Тестирование S-S-технологии термолюминесцентного датирования на разрезах побережья Мертвого моря, ее использование в Горном Алтае и палеогеографическая интерпретация результатов // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 2 (10). С. 22–37.
32. *Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М. и др.* Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования (м-лы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 7–9.
33. *Sims J.D.* Earthquake-induced structures in sediments of the Van Norman Lake, San Fernando, California // Science. 1973. V. 182. P. 161–163.
34. *Hempton M.R., Dewey J.F.* Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey // Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 7–14.
35. *Anand A., Jain A.K.* Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India // Tectonophysics. 1987. V. 133. P. 105–120.
36. *Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К.* Следы древних землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Изв. РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 48–55.
37. *Keunen P.H.* Experiments in geology // Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1958. V. 23. P. 1–28.
38. *Kidan T.W., Cosgrove J.W.* The deformation of multilayers by layer-normal compression: an experimental investigation // J. Struct. Geol. 1996. V. 18. P. 461–474.
39. *Mandal N., Chakraborty C., Kumar S.* Boudinage in multilayered rocks under layer-normal compression: a theoretical analysis // J. Struct. Geol. 2000. V. 22. P. 373–382.
40. *Youd T.L.* Discussion of “Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan” by E. Kuribayashi and T. Tatsuoka // Soils Found. 1977. V. 17(1). P. 82–85.

Ин-т геологии СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию
07.02.2006

SEISMOGRAVITATIONAL PALEODISLOCATIONS IN THE CHAGAN-RIVER VALLEY (SOUTH-EASTERN ALTAI)

A.R. AGATOVA, R.K. NEPOP, E.M. VYSOTSKY

S u m m a r y

The investigation of large landslides and rock-falls in Chagan-river valley along with the seismic microdeformations of glacial sediments in Chagan section prove seismic activity of SE Altai in the Pleistocene-Holocene. Magnitude of paleoearthquake which caused the largest landslide in the left wall of Chagan-river valley is estimated together with the total volume of material displaced in this part of the valley by the whole Holocene seismic activity.