

## ПЕРВЫЙ ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ МАГНИТУД ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

**Р.К. Непоп, А.Р. Агатова**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Впервые дается оценка магнитуд палеоземлетрясений юго-восточной части Горного Алтая на основе расчетных зависимостей объема тела и длины стенки отрыва максимальных сейсмогенных оползней от магнитуды землетрясения. На примере оползня эпицентральной зоны Чуйского землетрясения с  $M = 7.5$  проверена применимость расчетной зависимости размеров максимального оползня от магнитуды землетрясения для Алтайского региона. Использование этой зависимости позволило оценить минимальные возможные значения магнитуд древних землетрясений. В качестве максимально возможных значений магнитуд сейсмособытий, сравнимых с магнитудой Чуйского землетрясения и расположенных в его эпицентральной зоне, предложена линейная зависимость длины стенки отрыва и магнитуды. Рассчитанные магнитуды палеосейсмособытий дают приемлемую для палеосейсмо-геологического метода точность оценок, которая тем выше, чем моложе само сейсмособытие. Полученные значения магнитуд палеоземлетрясений (от 6.9 до максимально возможных) свидетельствуют о высокой сейсмичности юго-восточной части Горного Алтая на протяжении всего голоцена и подтверждают единство сейсмотектонических условий Горного и Монгольского Алтая.

*Палеосейсмичность, сейсмогравитационные дислокации, сейсмооползни, Чуйское землетрясение 2003 г., Горный Алтай.*

### ESTIMATING MAGNITUDES OF PREHISTORIC EARTHQUAKES FROM LANDSLIDE DATA: FIRST EXPERIENCE IN SOUTHEASTERN ALTAI

**R.K. Nepop and A.R. Agatova**

We report the first experience of deriving the magnitudes of prehistoric earthquakes in southeastern Gorny Altai from the size of largest landslides they triggered using an empirical correlation between the earthquake magnitude and the total volume of associated landslides. The applicability of this relationship to the Altai region has been checked against data on the  $M = 7.5$  Chuya earthquake of 2003 that induced a great landslide event. The paleoearthquake magnitudes derived from landslide volume are the minimum estimates; the largest magnitudes of earthquakes of about the same size and location as the Chuya event have been predicted with a simplified linear dependence of earthquake magnitude versus detachment length. The magnitudes obtained with the new approach are of a satisfactory accuracy improving proportionally for younger earthquakes. The estimates spanning magnitudes from 6.9 to largest possible in nature indicate high seismic activity of the area through the Holocene and its seismotectonic identity with the Mongolian Altai.

*Prehistoric seismicity, earthquake-induced ground failure, earthquake-induced landslide event, Chuya earthquake of 2003, Gorny Altai*

### ВВЕДЕНИЕ

Палеосейсмогеологический метод, разработанный в середине прошлого столетия [Солоненко, 1966, 1973б; Флоренсов, 1978; Хромовских и др., 1979; Никонов и др., 1983], активно применяется для установления периодичности сильных землетрясений, оценки сейсмической опасности, сейсмического районирования. В основе этого метода лежит анализ сейсмодислокаций — поверхностных деформаций, сопровождающих сильнейшие землетрясения. Под сейсмодислокациями понимается комплекс выраженных в рельефе остаточных (тектонических и гравитационных) деформаций, образование которых невозможно объяснить никакими другими причинами кроме сейсмических [Солоненко, 1966]. Масштаб и характер как древних, так и современных нарушений поверхности дают прямую информацию о силе породивших их землетрясений. В соответствии с классификацией, предложенной В.П. Солоненко [1966], сейсмодислокации подразделяются на сейсмотектонические (тектонические разрывы разных генетических типов, возникающие в очагах землетрясений и выходящие на земную поверхность), сейсмогравитационные (сейсмообвалы, сейсмооползни и прочие смещения горных масс под влиянием силы тяжести в условиях достаточно высокой расчлененности рельефа) и гравитационно-сейсмотектонические (преимущественно движения по разломам, многократно усиленные гравитацией) [Солоненко, 1973а].

До настоящего времени основное внимание уделялось анализу сейсмотектонических палеодислокаций, в результате которого были установлены эмпирические соотношения, связывающие различные физические параметры разрывных нарушений с магнитудами вызвавших их землетрясений. Однако в

исследовании сеймотектонических проявлений существует ряд объективных трудностей [Никонов и др., 1983]: точное определение генезиса и параметров разрывных палеосейсмодислокаций вследствие их значительного возраста и расчлененного рельефа; разделение по возрасту групп разрывов, вызванных различными сейсмособытиями; определение генезиса современных сейсмодислокаций, вызванных главным толчком, его афтершоками или предсейсмическими подвижками, что является принципиальным при установлении эмпирических зависимостей и последующей оценке магнитуд палеоземлетрясений.

В исследовании крупнейших сейсмогравитационных дислокаций зачастую не возникает подобных трудностей, в первую очередь, благодаря их лучшей сохранности в рельефе. В то же время для установления зависимостей физических параметров сейсмооползней от магнитуды землетрясений необходимы либо статистические данные по крупным землетрясениям и вызванным ими оползням за продолжительный период времени для конкретного района, либо детальный анализ всех оползневых дислокаций, возникающих в результате одного крупного сейсмособытия. Для большинства горных территорий статистические данные обоих видов отсутствуют.

За последнее десятилетие при участии NASA появились технические возможности регистрации полного набора сейсмогравитационных деформаций (от самых мелких до максимальных по размерам), вызванных единичным сейсмособытием [Hurr, Jibson, 1996; Keefe et al., 2006]. В результате на примере некоторых сейсмически-активных районов Земли был предложен целый ряд эмпирических и расчетных закономерностей, связывающих размеры сейсмооползней с магнитудой вызвавшего их землетрясения [Malamud et al., 2004a,b]. Наиболее перспективным подходом к установлению таких закономерностей является использование статистических методов, позволяющих избежать детального рассмотрения всего многообразия геологических и климатических условий, в которых возникают сейсмооползни (физических свойств различных типов пород, их трещиноватости, экспозиции склонов, ведущей к различию в увлажненности и степени сезонного оттаивания многолетнемерзлых пород и т. д.). Такой подход позволяет выявлять корреляционные зависимости различных параметров, не углубляясь в функциональные связи между ними. Он хорошо зарекомендовал себя при установлении зависимости от магнитуды землетрясений параметров разрывных нарушений [Tocher, 1958; Iida, 1959; Солоненко, 1973а; Хромовских и др., 1979; Никонов, 1980; Wells, Coppersmith, 1994]. Применение статистических методов при анализе полного набора оползней (т. е. всех оползней от самого мелкого до максимального по размерам), вызванных отдельным землетрясением, позволило определить функцию статистического распределения сейсмооползней [Malamud et al., 2004a,b]. Это, в свою очередь, открыло путь к расчету закономерностей, связывающих между собой размеры сейсмооползней и магнитуду вызвавшего их землетрясения. Закономерности, полученные на основе анализа современных сейсмооползней, могут успешно использоваться для оценки магнитуд древних землетрясений по размерам сохранившихся палеосейсмооползней, оценки скорости сейсмогравитационной денудации за счет оползней, имеющих сейсмическую природу, и для численного сравнения скоростей различных рельефообразующих процессов.

В условиях горных стран, в частности Горного Алтая, наиболее интересным объектом для данного подхода является максимальный по размерам оползень, вызванный отдельным сейсмособытием. Во-первых, именно крупнейшие из оползней дольше сохраняются в рельефе, что дает возможность охарактеризовать с их помощью продолжительный период сейсмической активности. Во-вторых, каждое отдельное землетрясение вызывает множество мелких оползней и лишь один максимальный по объему, что позволяет избежать обязательного датирования крупных оползней, каждый из которых, в отличие от разрывных нарушений и более мелких оползней, характеризует собой отдельное сейсмособытие. И, наконец, в-третьих, именно крупные оползни наиболее хорошо диагностируются методом дистанционного зондирования, что немаловажно в связи с труднодоступностью некоторых высокогорных районов.

В данной статье приводится оценка магнитуд древних землетрясений по параметрам вызванных ими крупных оползней. Предлагаемый анализ сейсмогравитационных дислокаций является отдельным направлением в рамках традиционного палеосейсмогеологического метода. Он может существенно дополнить результаты анализа сеймотектонических нарушений и является альтернативным в случае их плохой сохранности. Проведенная оценка магнитуд палеосейсмособытий по древним сейсмогенным оползням, закартированным непосредственно в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, позволила более определенно говорить о сейсмичности юго-восточной части Горного Алтая в голоцене.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай представляет собой северную часть Алтайского новейшего поднятия, входящего в структуру Центрально-Азиатского внутриконтинентального горного пояса, характеризующегося высокой сейсмической активностью. Данные о сейсмичности Алтайского региона представлены в работах С.И. Масарского, Ф.С. Моисеенко [1962], Г.А. Чернова [1978], а также Н.Д. Жалковского, В.И. Мучной, О.А. Кучай, И.Д. Цибульчик, Г.М. Цибульчика и других [Цибульчик, 1966, 1967; Моисеенко, 1969; Жалковский, Мучная, 1975, 1978; Мучная, 1975; Чернов, 1978]. Систематические сведения обо всех

землетрясениях Алтае-Саянской горной области и их суммарной сейсмической энергии за последние десятилетия приводит в ежегодных сборниках А.Г. Филина [Филина 1985, 1987, 1991, 1993, 1997; Филина, Кучай, 1990].

Несмотря на то что первые литературные сведения о землетрясениях на территории Алтая относятся к XVIII в., а в XIX в. вышел „Каталог землетрясений Российской империи“ с описанием ряда землетрясений Горного Алтая, первые инструментальные наблюдения здесь были проведены только в 1959—1960 гг. [Масарский, Моисеенко, 1962]. При этом сведения о многих землетрясениях доинструментального периода были недостаточными для определения местоположения эпицентров, и потому не все они отмечены на карте сейсмичности [Атлас..., 1978]. Первые инструментальные наблюдения проводились удаленными сейсмостанциями, которые уверенно регистрировали землетрясения лишь со значениями магнитуды 5 и более [Кирнос и др., 1961]. Ситуация изменилась с развертыванием региональной стационарной сети сейсмостанций в 1962 г. [Жалковский и др., 1995]. Значительный объем полученного материала по зарегистрированным с тех пор землетрясениям 7—14 энергетических классов позволил не только уточнить местоположение эпицентральных зон, но и оценить повторяемость землетрясений различной интенсивности. Это дало возможность впервые провести сейсмическое районирование территории по комплексу геологических и сейсмических данных [Жалковский и др., 1978], согласно которым северо-западная часть Горного Алтая, за исключением района Телецкой впадины, характеризуется низкой сейсмической активностью ( $A_{10} \leq 0.01$ ), малой повторяемостью 7-балльных сотрясений и выделена в 6-балльную зону. Области, прилегающие к Южно-Катунскому, Чарышско-Теректинскому, Телецкому разломам, относятся к 7-балльной зоне. Юго-восточная часть Горного Алтая с большим количеством активизированных разломов и высокой общей сейсмичностью (до  $A_{10} = 0.1$ ) отнесена к 8-балльной зоне с повторяемостью сильных землетрясений 1—3 тыс. лет. И лишь небольшая область, включающая южную часть Чуйской впадины, выделена в 9-балльную зону. Основанием для этого послужила высокая сейсмическая активность ( $A_{10} = 0.2$ ) сопредельных территорий Монголии, для которых известны многочисленные сильные землетрясения, происшедшие в XX в., и сейсмическая природа палеодислокаций, расположенных в долине р. Чаганузу и в бассейне р. Джасатер [Девяткин, 1965].

Позднее представления о высокой сейсмичности Горного Алтая были высказаны Г.И. Рейснером, Л.И. Иогансон [1996] на основании применения внерегионального сеймотектонического метода. Последние палеосейсмогеологические исследования [Платонова, 1998; Рогожин и др., 1999] и совместная интерпретация палеосейсмогеологических, геофизических и сейсмологических данных [Рогожин, Платонова, 2002] подтвердили высокую сейсмическую активность Горного Алтая в голоцене. Крупные сейсмогравитационные дислокации в этих исследованиях были использованы для установления эпицентральных зон и, в ряде случаев, возраста землетрясений. В то же время наличие таких дислокаций, как показывает приведенный ниже анализ, является достаточным для получения информации о магнитуде древних землетрясений, что особенно важно при отсутствии (плохой сохранности) разрывных нарушений.

Чуйское землетрясение 2003 г., произошедшее в пределах полигона Геофизической службы СО РАН, предоставило в распоряжение исследователей новый уникальный по полноте материал для обоснования существующих моделей современной тектонической структуры и сейсмичности Горного Алтая. Данные о параметрах максимального оползня, возникшего в результате Чуйского землетрясения 2003 г. с инструментально определенной магнитудой, дают возможность производить необходимые оценки магнитуд палеоземлетрясений, в результате которых возникли оползни, сопоставимые по размерам с оползнем эпицентральной зоны Чуйского землетрясения.

#### **ОСНОВНЫЕ СООТНОШЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОПОЛЗНЕВЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ**

Функция статистического распределения для полного набора оползней, вызванных отдельным землетрясением, представляет собой зависимость числа оползней определенного размера от размера оползня и определяется соответствующей функцией плотности вероятности:

$$p(S_L) = \frac{1}{N_{LT}} \frac{\Delta N_L}{\Delta S_L},$$

где  $S_L$  — площадь оползня,  $\Delta N_L$  — количество оползней в интервале от  $S_L$  до  $S_L + \Delta S_L$ ,  $N_{LT}$  — общее количество оползней, вызванных землетрясением.

Условие нормировки имеет вид

$$\int_0^{\infty} p(S_L) dS_L = 1.$$

Авторы работы [Malamud et al., 2004b] исследовали несколько полных наборов оползней, вызванных различными природными явлениями. После анализа более трехсот статистических распределений, наиболее часто встречающихся в физике, они пришли к выводу, что соотношение (1) наилучшим образом подходит для описания функции плотности вероятности:

$$p(S_L; \rho, a, s) = \frac{1}{a\Gamma(\rho)} \left(\frac{a}{S_L - s}\right)^{\rho+1} \exp\left(-\frac{a}{S_L - s}\right), \quad (1)$$

где  $\Gamma(\rho) = \int_0^{\infty} x^{\rho-1} \exp(-x) dx$  — гамма-функция,  $\rho$  — параметр, отвечающий за распределение крупных оползней,  $\rho = 1.40$ ;  $a$  — параметр, определяющий наиболее вероятный размер оползней,  $a = 1.28 \cdot 10^{-3}$  (км<sup>2</sup>);  $s$  — параметр, определяющий распределение мелких оползней,  $s = 1.32 \cdot 10^{-4}$  (км<sup>2</sup>). Коэффициент смешанной корреляции —  $r^2 = 0.965$ .

В этом соотношении используется площадь оползневых тел, однако в ряде случаев (при расчете общего объема материала, перемещаемого со склонов в результате единичного сейсмического толчка, при оценке скорости сейсмогравитационной денудации рельефа и т. д.) необходима информация не о площади оползневого тела, а о его объеме. Связь магнитуды землетрясения с общим объемом вызванных им оползней ( $V_{LT}$ ) исследована в работах [Keefner, 1984, 2002]. Несмотря на разнообразие региональных геологических и климатических особенностей, параметров самих землетрясений, была выведена степенная зависимость  $V_{LT}$  от магнитуды землетрясения ( $M$ ). Б. Маламуд [Malamud et al., 2004a], дополнил эти исследования новыми данными, предложил следующие зависимости для общего объема оползней ( $V_{LT}$ ), общего числа оползней ( $N_{LT}$ ) и объема максимального оползня ( $V_{L \max}$ ):

$$\log V_{LT} = 1.24M - 11.26(\pm 0.52), \quad (2)$$

$$\log N_{LT} = 1.27M - 5.45(\pm 0.46), \quad (3)$$

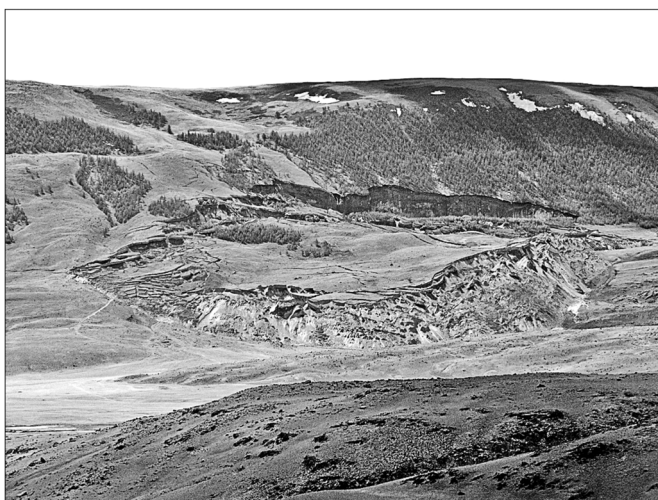
$$\log V_{L \max} = 1.36M - 11.58(\pm 0.49). \quad (4)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины. Все приведенные выше зависимости применимы для достаточно сильных землетрясений с  $M \geq 4.3$ . Данная оценка является следствием соблюдения условия возникновения хотя бы одного оползня в ходе землетрясения ( $N_{LT} = 1$  в уравнении (3)) и соответствует результатам, полученным другими исследователями [Bommer, Rodriguez, 2002].

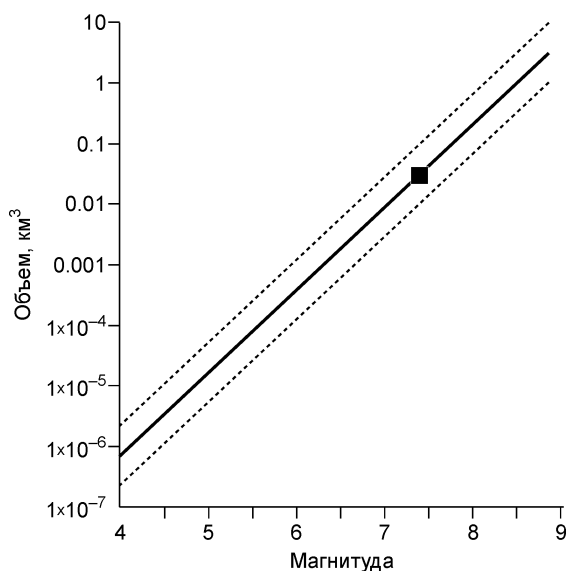
Соотношение (4) связывает магнитуду землетрясения с объемом максимального оползня, вызванного этим землетрясением. Данное соотношение является ключевым для оценки магнитуд древних сейсмо-событий на территории Горного Алтая, в рельефе которого сохранились множественные следы сильных землетрясений в виде крупных сейсмооползней голоценового возраста.

Проверка расчетного соотношения (4) для Алтая стала возможной благодаря Чуйскому землетрясению 2003 г. и гигантскому оползню, возникшему в его эпицентральной зоне (рис. 1). Площадь этого оползня, измеренная в программе ArcView по контуру, проведенному с помощью GPS-съемки, составила 0.66 км<sup>2</sup>, объем — 0.027 км<sup>3</sup> вычислен по эмпирической формуле, приведенной ниже [Novius et al., 1997], протяженность стенки отрыва — 1.1 км.

Размеры средних и мелких оползней, образовавшихся в ходе этого же землетрясения, на 2—3 порядка меньше. Эти данные вместе с данными о магнитуде землетрясения [Гольдин и др., 2004] позволили подтвердить применимость расчетного соотношения (4) для Алтайского региона (рис. 2). Как видно из графика, точка, соответствующая размеру данного оползня и магнитуде землетрясения, пол-



**Рис. 1. Максимальный оползень, возникший в результате Чуйского землетрясения 2003 г. ( $M = 7.5$ ).**



**Рис. 2. Зависимость размера максимального сейсмооползня (логарифмический м-б) от магнитуды землетрясения по [Malamud et al., 2004a].**

Сплошной линией показана расчетная зависимость, пунктирными линиями — стандартное отклонение, черный прямоугольник — объем максимального сейсмооползня Чуйского землетрясения 2003 г. (0.027 км<sup>3</sup>) и магнитуда землетрясения (7.5).

ностью попадает в интервал стандартного отклонения функции. Чуйское землетрясение 2003 г. является пока единичным в истории Горного Алтая случаем, предоставившим возможность точно сопоставить магнитуду крупного сейсмособытия с его последствиями в рельефе. Так как повторяемость крупных землетрясений Юго-Восточного Алтая составляет 1—3 тыс. лет [Жалковский и др., 1978; Рогожин, Платонова, 2002], а в обрамлении Курайско-Чуйской системы впадин по уточненным данным — 500—900 лет [Рогожин и др., 2007], вряд ли стоит отказываться от проверки соотно-

шений, рассчитанных на примере других сейсмоактивных регионов, несмотря на единичность современного крупного сейсмособытия на исследуемой территории.

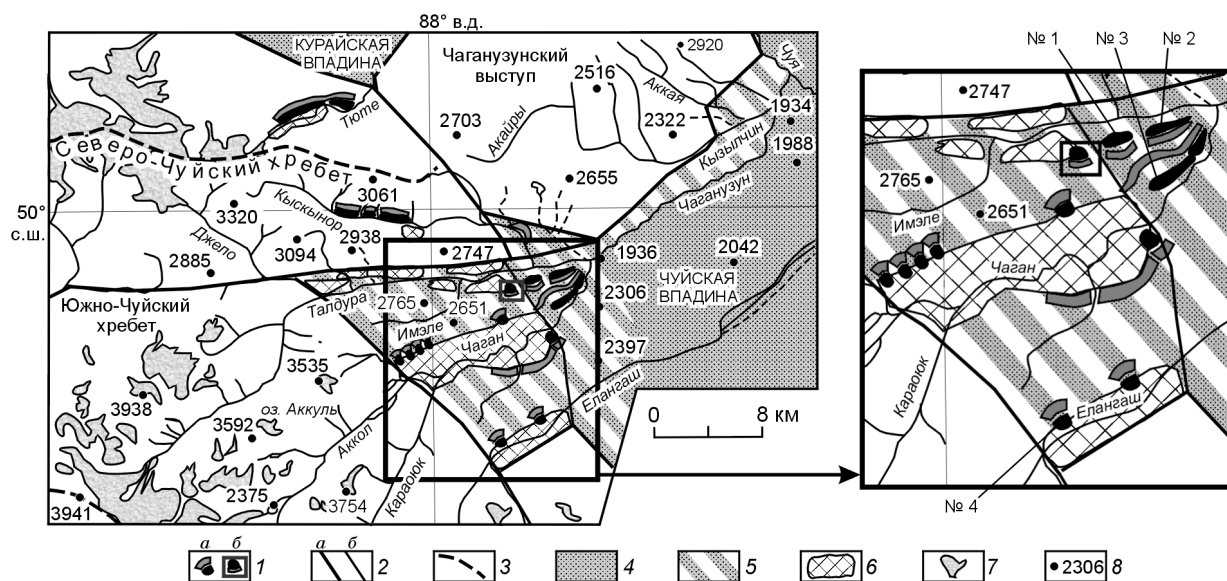
Таким образом, соотношение (4) связывает магнитуду землетрясения с объемом максимального оползня, вызванного этим землетрясением. Так как уже с момента формирования тело оползня начинает подвергаться воздействию факторов, приводящих к его разрушению (деградация льда в многолетне-мерзлых рыхлых породах, эрозия и т. д.) и, следовательно, уменьшению характерных площади и объема, то оценки магнитуды палеосейсмособытия, полученные из анализа параметров связанного с ним тела оползня, являются оценками нижней границы возможных значений магнитуд древних землетрясений. Вместе с тем разный возраст палеооползней обуславливает различную степень изменения их первоначальных объемов и площадей. Это требует введения параметра, не связанного с аккумулятивным телом и уточняющего верхнюю границу возможных значений магнитуд древних землетрясений, ставших причиной этих оползней. Таким параметром, на наш взгляд, является длина стенки отрыва максимального оползня, имеющая значение основного сейсмогенного элемента, тогда как оползневые массы являются лишь сопутствующим элементом [Чернов, 1978]. Исходя из физической природы оползня, оползневое тело стремится к вполне определенной геометрической форме, которая в зависимости от различных факторов (высоты и крутизны склона, типа литосбора и т. д.) более или менее тяготеет к изометричной, поэтому обвальные массы не могут быть сильно вытянуты в одном из направлений [Важенин, 2000; Vurbank, 2002]. Следовательно, и связанная с таким аккумулятивным телом стенка отрыва имеет вполне определенные размеры, зависящие от размеров самого оползневого тела. Воздействие большинства экзогенных процессов на стенку отрыва приводит к увеличению ее длины. Таким образом, оценка магнитуды палеосейсмособытия, полученная в результате анализа длины стенки отрыва, является оценкой верхней границы возможных значений магнитуды.

Основываясь на данных по Чуйскому землетрясению 2003 г., при оценке верхней границы возможных значений магнитуды палеосейсмособытий нами была использована простая линейная зависимость. Такой подход оправдан для дислокаций, расположенных в непосредственной близости от возникшего в результате Чуйского землетрясения гигантского сейсмооползня и, соответственно, имеющих максимально схожие условия возникновения и развития. Кроме того, такое упрощение допустимо лишь в случае близких значений магнитуды древних сейсмособытий и современного землетрясения. Для использования этой зависимости в других сейсмоактивных регионах необходимы специальные исследования.

#### АПРОБАЦИЯ ПРЕДЛАГАЕМОГО ПОДХОДА

Апробация данного подхода была проведена в юго-восточной части Горного Алтая, так как на этой территории сосредоточены многочисленные древние сейсмогравитационные дислокации [Девяткин, 1965; Новиков, 1998; Рогожин и др., 1999; Рогожин, Платонова, 2002; Агатова и др., 2006]. Именно здесь в 2003 г. был зафиксирован эпицентр Чуйского землетрясения с  $M = 7.5$  [Гольдин и др., 2004], послужившего ключом к оценке магнитуд палеосейсмособытий.

В качестве объектов исследования нами были выбраны четыре крупнейших наиболее хорошо сохранившихся палеооползней, закартированных в долинах рек Талдура, Чаган и Елангаш в зоне перехода

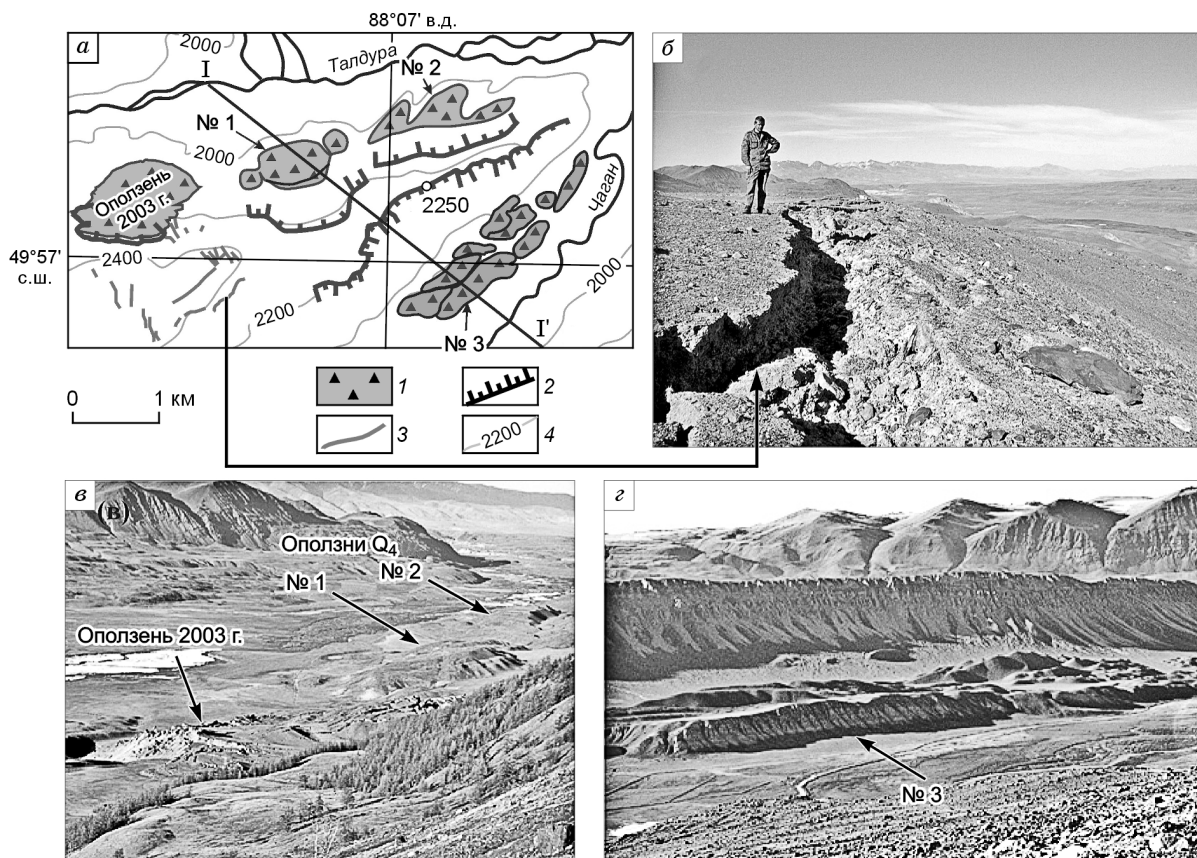


**Рис. 3. Палеосейсмодислокации в плейстосейсмической зоне Чуйского землетрясения 2003 г., по [Агатова и др., 2006].**

1 — обвалы, оползни и осыпи, стенки их отрыва (а) и сейсмооползень 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; б — сглаженные ледником коренные выступы в днищах долин; 7 — ледники; 8 — абсолютные высоты рельефа (м). На врезке указаны номера рассматриваемых в статье оползней.

Южно-Чуйского хребта к Чуйской межгорной впадине [Непоп, Агатова, 2006; Агатова и др., 2006] (рис. 3) и находящихся непосредственно в 8—9-балльной области Чуйского землетрясения.

Наряду с другими глубинными разломами субширотного 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 [Агатова, 2000]. В рельефе этот блок прослеживается в виде сглаженного ледниковой экзарацией поперечного выступа в днище долин (см. рис. 3). Он протягивается от долины Ирбисту до долины Талдуры вдоль тектогенного уступа, отделяющего хребет от приподнятой к нему предгорной части Чуйской впадины. Фронтальная граница именно этой переходной от впадины к хребту ступени была активизирована в ходе сейсмических толчков 2003 г. Холмообразные тела высотой от 40 до 65 м, протягивающиеся вдоль бортов долин на стрелке водораздела Чагана и Талдуры, также приурочены к фронтальной границе этого блока. Палеодислокации № 1 и № 2, расстояние между которыми не превышает 500 м, расположены всего лишь в 750 м от современного оползня на правом борту долины Талдуры. В их строении выделяются максимальные и сопутствующие мелкие оползневые тела более позднего формирования. Симметрично этим дислокациям вдоль левого борта долины Чагана, отделенной от долины Талдуры узким водоразделом, на расстояние 3.2 км протягивается цепочка куэстообразных оползневых холмов нескольких генераций. Соединяющиеся между собой стенки отрыва образуют крутой обрыв общей длиной 4.1 км [Агатова и др., 2006] (рис. 4). Нами были выбраны максимальный по размеру и наиболее сохранивший свою внутреннюю структуру и форму оползневый блок № 3 и соответствующая ему циркулярная стенка отрыва. Оползень № 4 расположен на левом борту долины Елангаша, отделенной платообразным водоразделом от долины Чагана, и приурочен к подножию тектогенного уступа Южно-Чуйского хребта в тылу его передовой ступени. Формирование всех оползней следует отнести к интервалу конец позднего плейстоцена — голоцен, так как наиболее молодыми породами, нарушенными данными оползнями, являются позднеплейстоценовые моренные и флювиогляциальные отложения, перекрывающие приводораздельные части долин в зоне сочленения хребта с Чуйской впадиной [Агатова, 2005]. Зеленовато-серые озерные отложения туерыкской свиты ( $N_1^{2-3}tr$ ) вскрыты в оползневом холме № 1 [Геологическая карта..., 1965], светло-желтые и бурые галечники, гравийники, пески и алевриты бекенской свиты ( $N_2^{2}bes$ ) с маломощной „покрышкой“ бурых железистых галечников башкауской свиты ( $N_2^2 - Q_1bsch$ ) — в уступах оползня № 3 [Девяткин, 1965; Разрез..., 1978] (рис. 5).

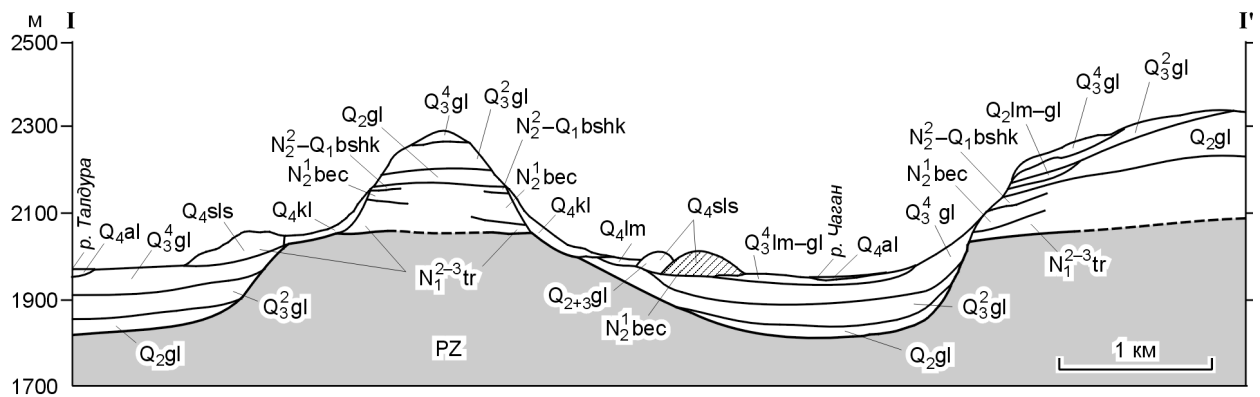


**Рис. 4.** Схема расположения (а) и фотографии (в), (z) современного и палеосейсмооползней № 1—3 на стрелке водораздела Талдуры и Чагана.

1 — тела оползней, 2 — стенки их отрыва, 3 — разрывные нарушения 2003 г., 4 — изогипсы (м).

б — современная сейсмогравитационная трещина вдоль левого борта долины Чагана. I—I' — положение разреза водораздела Талдуры и Чагана.

*Критерии оползневого характера рассматриваемых дислокаций.* Сочетание холмов, расположенных у подножия бортов долин, с циркообразными нишами на самих бортах однозначно свидетельствуют об оползневом происхождении этих форм рельефа. Идентичность отложений, слагающих стенки отрыва и аккумулятивные тела, достаточно сложно установить из-за осыпных шлейфов, прикрывающих стенки отрыва. Однако обнаруженные нами в правой части современного оползня мерзлые зеленовато-серые озерные глины туерыкской свиты с фауной [Агатова и др., 2004] подтверждают участие этих отложений в строении восточной части водораздела Талдуры и Чагана, что объясняет их присутствие в расположенном рядом оползне № 1 (см. рис. 5). Бурые песчано-глинистые высыпки, аналогичные по цвету и составу цементу, скрепляющему озерные галечники в оползневом блоке № 3, были обнаружены нами между отдельными осыпными конусами, прикрывающими стенку отрыва Чаганской дислокации ниже моренных отложений. Падение слоев буроцветных галечников в блоке № 3 к борту долины свидетельствует о его ротации в ходе оползания. Оба этих факта (наряду с парагенезом циркообразной ниши отрыва и аккумулятивного тела) не позволяют согласиться с мнением о тектонической природе рассматриваемого блока [Щукина, 1960] и опровергают возможные предположения о его формировании *in situ* как эрозионного останца в прибортовой части днища долины при флуктуациях русла Чагана. В последнем случае залегание слоев озерных отложений бекенской свиты было бы либо горизонтальным, либо конформным прибортовой части днища долины — в зависимости от конфигурации границ древнего озера. Отметим, что частично протяженный береговой обрыв в устье долины Чагана был сформирован благодаря отседанию участков склона по сейсмогравитационным трещинам. Подобное отседание 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 вдоль бровки водораздела выше по долине при наиболее сильных толчках 2003 г. [Агатова и др., 2006] (см. рис. 4, а, б). Вероятность последующего



**Рис. 5. Схематический геологический разрез водораздела Талдуры и Чагана (I—I', положение см. на рис. 4), по [Агатова, 2005] с изменениями.**

Q<sub>4</sub>sls — тела сейсмооползней (в блоке № 3 показано падение слоев отложений бекенской свиты); Q<sub>4</sub>kl — осыпи; Q<sub>4</sub>al — аллювиальные отложения; Q<sub>2</sub>gl, Q<sub>3</sub>gl, Q<sub>4</sub>gl — ледниковые отложения разного возраста; Q<sub>3</sub>m-gl — ледниково-озерные отложения; N<sub>2</sub>-Q<sub>1</sub>bshk — аллювиально-пролювиальные отложения башкаусской свиты; N<sub>2</sub>bec — аллювиально-озерные отложения бекенской свиты; N<sub>2</sub><sup>2-3</sup>tr — озерные отложения туеркской свиты; PZ — консолидированные отложения палеозойского фундамента. Штриховой линией показано возможное положение его кровли под рыхлыми кайнозойскими осадками.

наращивания Чаганского обнажения за счет этих трещин весьма велика. Кроме того, авторы данной статьи явились свидетелями подновления стенки отрыва во время одного из афтершоков Чуйского землетрясения в октябре 2003 г.

*Критериями сейсмического происхождения* этих палеооползней являются:

1) гигантские размеры дислокаций, деформирующих крепко сцементированные многолетнемерзлые отложения неогена и плейстоцена;

2) их локализация в наиболее сейсмоактивной зоне перехода хребтов к впадинам и приуроченность к разломным границам морфоструктур;

3) сопряженность стенок отрыва оползней в долинах Талдуры и Чагана с палеосейсморазрывами, пересекающими водораздел этих долин (аналогичным образом сопряжены сейсморвы и стенка отрыва гигантского оползня, возникшие в результате Чуйского землетрясения 2003 г.);

4) локализация всех оползней в аридной зоне, в пределах днища Чуйской впадины выпадает осадков не более 100 мм/год [Булатов и др., 1967], что исключает возможность возникновения гигантских оползней в результате переувлажнения слагающих склон отложений за счет атмосферных осадков (при этом юго-восточная часть Горного Алтая по геолого-геоморфологическим данным, испытывала недостаток увлажнения по сравнению с его северо-восточной частью уже с начала позднего плейстоцена [Агатова, 2005]);

5) отсутствие связи между локализацией крупных оползней и экспозиций склонов (см. рис. 3). Несмотря на то что переувлажнение и оползание грунтов, связанное с деградацией оледенения, должно было бы проявляться преимущественно на левых солнечных бортах рассматриваемых долин, гигантская стенка отрыва позднплейстоценового возраста (см. рис. 3) приурочена к затененному правому борту долины Чагана, а палеооползни № 1 и № 2 — к затененному правому борту долины Талдуры. Незначительное сезонное оттаивание многолетнемерзлых пород на склонах юго-восточной экспозиции в данном высокогорном районе также не может являться причиной гигантских оползней на левом борту долины Чагана, вызывая лишь эрозионное расчленение стенок отрыва. Мощные осыпи и обвалы коренных пород на левом (солнечном) борту долины Кыскыносор свидетельствуют о сейсмической инициации интенсивных склоновых процессов в этом районе.

Рассмотренные признаки позволяют уверенно диагностировать анализируемые оползни как сейсмогравитационные дислокации, а их скученность указывает на неоднократную активизацию очага сильных сейсмических событий. При этом стенки отрыва оползней № 1 и № 2, обозначенные на схеме Е.В. Девяткина [1965] как „цирки сеймотектонических обвалов и оползней“, послужили основанием для выделения южной периферии Чуйской впадины в 9-балльную зону [Жалковский и др., 1978]. Мнения о сейсмическом происхождении рассматриваемых оползней, включая и Чаганский, придерживается ряд других исследователей Юго-Восточного Алтая [Разрез..., 1978; Агатова и др., 2006; Рогожин и др., 2007].

В таблице приведены параметры оползневых сейсмодислокаций и оценки верхних и нижних возможных значений магнитуд землетрясений, вызвавших разрушения такого масштаба. Площадь ополз-



**Параметры палеосейсмооползней, закартированных в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., и рассчитанные по ним магнитуды древних землетрясений**

№ оползня	$S_{Lmax}, \text{км}^2$	$V_{Lmax}, 10^{-3}, \text{км}^3$	$L_{Det}, \text{км}$	$M_{min}$	$M_{max}$
1	0.35	10.44	1.4	7.1	Max*
2	0.23	5.44	1.20	6.9	8.2
3	0.33	9.48	1.22	7.0	8.3
4	0.30	8.22	1.1	7.0	7.5
Современный	0.66	27.0	1.1	7.5	7.5

Примечание.  $S_{Lmax}$ ,  $V_{Lmax}$  — площадь и объем максимального сейсмооползня, вызванного отдельным сейсмособытием;  $L_{Det}$  — длина стенки отрыва;  $M_{min}$ ,  $M_{max}$  — рассчитанные нижние и верхние возможные значения магнитуд древних землетрясений.

\* Максимально возможная магнитуда.

невых масс анализируемых дислокаций подсчитана без учета мелких обвалов и оползней более поздней генерации. Измерение площадей аккумулятивных тел и длин стенок отрыва производилось в программе ArcView по топооснове м-ба 1:25 000. Объем оползневой массы рассчитывался по эмпирической формуле, приведенной в работе Novius с соавторами [Novius et al., 1997]:

$$V_L = \varepsilon \cdot S_L^{1.5}, \quad (5)$$

где  $S_L$ ,  $V_L$  — площадь и объем тела оползня соответственно,  $\varepsilon = 0.05 \pm 0.02$ .

Заключение о последовательности возникновения сейсмодислокаций сделано на основе морфологии оползневых тел и их удаленности от стенок отрыва. Следует особо отметить, что удаленность древних оползневых масс от стенки отрыва в районах развития многолетнемерзлых рыхлых пород отражает не силу и направленность сейсмического толчка, а продолжительность деградации льда и сползания аккумулятивного тела вниз по склону и в значительной мере зависит от крутизны склона. При этом ускорение сползания может происходить при активизациях ближайших сейсмических очагов (после Чуйского землетрясения нами были отмечены свежие трещины отрыва в теле оползня № 2 в долине Талдуры, давшие, в свою очередь, начало небольшому оползанию моренного материала). Оползни № 2 и № 3 возникли в результате наиболее ранних сейсмособытий. Их тела претерпели значительные изменения, приведшие к уменьшению характерных объема и площади за счет эрозии и деградации заключенного в породах льда. Наиболее сохранивший свою первоначальную форму и менее удаленный от стенки отрыва оползень № 4 связан с самым поздним из палеоземлетрясений. Сохранность оползня № 1 и его удаленность от стенки отрыва сходны с аналогичными характеристиками оползня № 3, однако масштабы разрушений выделяют оползень № 1 из всех рассматриваемых палеосейсмодислокаций. По всей видимости, он стал следствием очень сильного палеоземлетрясения, магнитуда которого могла быть близка к максимально возможным в природе значениям магнитуды. Трудности определения магнитуд мощнейших палеоземлетрясений характерны и для других сейсмоактивных районов [Никонов, 1980] и связаны с недостатком данных о наиболее сильных землетрясениях и их последствиях.

Рассчитанные нами максимальные и минимальные оценки магнитуды древнего землетрясения, результатом которого стал оползень № 1, дают самый широкий диапазон возможных значений магнитуды. Точность определения магнитуды землетрясения, ставшего причиной оползня № 4, составляет 0.5, что совпадает с точностью определения магнитуд по разрывным нарушениям рельефа на Памире и Тянь-Шане [Никонов и др., 1983]. Для более древних землетрясений (оползни № 2 и № 3) разброс оценок нижних и верхних возможных значений магнитуды составляет 1.3. Точность оценок нижних и верхних возможных значений магнитуды тем выше, чем моложе само сейсмособытие и чем ближе его магнитуда к магнитуде Чуйского землетрясения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты первого опыта использования параметров сейсмогравитационных палеодислокаций для оценки магнитуд древних землетрясений в юго-восточной части Горного Алтая. Ключевым событием, позволившим сделать это, является Чуйское землетрясение 2003 г. ( $M = 7.5$ ). Данные о его магнитуде и размерах наиболее крупного сейсмооползня, возникшего в эпицентральной зоне, подтвердили применимость рассчитанной ранее зависимости размеров максимального оползня от магнитуды землетрясения [Malamud et al., 2004a] для Алтайского региона. Использование этой зависимости позволило оценить нижнюю границу возможных значений магнитуд древних землетрясений, ставших причиной крупных сейсмогенных палеооползней, закартированных на юго-западной границе Чуйской межгорной впадины и маркирующих сейсмогенерирующие разломные зоны регионального масштаба. Близость оценочных значений магнитуд палеосейсмособытий и магнитуды современного землетрясения,

а также территориальная близость эпицентров всех этих землетрясений, дали возможность провести оценку верхней границы возможных значений магнитуд древних землетрясений Юго-Восточного Алтая. Рассчитанные магнитуды палеосейсмособытий дают приемлемую для палеосейсмогеологического метода точность оценок, которая тем выше, чем моложе само сейсмособытие.

Предложенная методика позволила впервые оценить магнитуды древних землетрясений Алтая по размерам сохранившихся в рельефе крупных сейсмогенных палеооползней. Полученные значения магнитуд палеоземлетрясений (от 6.9 до максимально возможных) подтверждают высокую сейсмичность юго-восточной части Горного Алтая на протяжении всего голоцена и единство сеймотектонических условий Горного и Монгольского Алтая.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, гранта Президента Российской Федерации № МК-2596.2004.5, гранта РФФИ (06-05-64920).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Агатова А.Р.** Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая (Материалы регион. научно-практической конференции). Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 2000, с. 165—169.

**Агатова 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.

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

**Агатова А.Р., Непоп Р.К., Высоцкий Е.М.** Сейсмогравитационные палеодислокации в долине реки Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Геоморфология, 2006, № 4, с. 53—62.

**Атлас Алтайского края.** М.; Барнаул, Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1978, т. 1, 222 с.

**Булатов В.И., Дик И.П., Ревякин В.С.** Гляциологические наблюдения в бассейне реки Аккол // Гляциология Алтая, 1967, вып. 5, с. 178—183.

**Важенин Б.П.** Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан, Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2000, 205 с.

**Геологическая карта СССР.** М-б 1:200 000, серия Горно-Алтайская. Объяснительная записка. Лист М-45-XXIII, М-45-XXIX / Ред. И.Ф. Пожариский. М., Недра, 1965, 79 с.

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

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

**Жалковский Н.Д., Мучная В.И.** Распределение землетрясений по энергии и сейсмическая активность Алтае-Саянской области // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, Наука, 1975, с. 5—15.

**Жалковский Н.Д., Мучная В.И.** Каталог сильных землетрясений Алтае-Саянской области ( $K \geq 12$ ;  $M \geq 4.5$ ) // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1978, с. 15—27.

**Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И.** Сейсмическое районирование территории Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1978, с. 79—90.

**Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И.** Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

**Кирнос Д.П., Харин Д.А., Шебакин Н.В.** История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР // Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 9—66.

**Масарский С.И., Моисеенко Ф.С.** О сейсмичности Алтая // Геология и геофизика, 1962 (8), с. 104—106.

**Моисеенко Ф.С.** Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1969а, с. 262—282.

**Моисеенко Ф.С.** Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, Наука, 1969б, 206 с.

**Мучная В.И.** Карты сотрясаемости Алтае-Саянской области // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Наука, 1975, с. 42—48.

**Непоп Р.К., Агатова А.Р.** Оценка магнитуд палеоземлетрясений Горного Алтая на основе анализа обвального-оползневых сейсмодиформаций // Докл. РАН, 2006, т. 411, № 1, с. 89—91.

**Никонов А.А.** Определение магнитуд и повторяемости сильных землетрясений прошлого по сейсмодислокациям на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня // Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 336—341.

**Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А.** Сейсмоструктура и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М., Наука, 1983, 240 с.

**Новиков И.С.** Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1, с. 82—91.

**Платонова С.Г.** Активные структуры Юго-Восточного Алтая // Изв. Алт. ун-та. Барнаул, Изд-во Алт. ун-та, 1998, № 1, с. 106—108.

**Разрез новейших отложений Алтая** / Ред. К.К. Марков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 208 с.

**Рейснер Г.И., Иогансон Л.И.** Оценка сейсмического потенциала Алтая с применением внерегионального сейсмоструктурного метода // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. М., Изд-во ОИФЗ РАН, 1996, т. 3, № 1/2, с. 90—95.

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

**Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А.** Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—102.

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

**Солоненко В.П.** Палеосейсмогеологический метод // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., Наука, 1966, с. 15—35.

**Солоненко В.П.** Землетрясения и рельеф // Геоморфология, 1973а, № 4, с. 3—13.

**Солоненко В.П.** Палеосейсмогеология // Физика Земли, 1973б, № 9, с. 3—16.

**Филина А.Г.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1982 г. М., Наука, 1985, с. 49—51.

**Филина А.Г.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1984 г. М., Наука, 1987, с. 98—101.

**Филина А.Г.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1988 г. М., Наука, 1991, с. 114—117.

**Филина А.Г.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1989 г. М., Наука, 1993, с. 89—95.

**Филина А.Г.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1991 г. М., ОИФЗ РАН, 1997, с. 38—39.

**Филина А.Г., Кучай О.А.** Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1987 г. М., Наука, 1990, с. 73—76.

**Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М.** Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М., Наука, 1979, 188 с.

**Цибульчик И.Д.** О глубинах очагов землетрясений Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1966, (5), с. 170—172.

**Цибульчик Г.М.** О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 159—169.

**Чернов Г.А.** К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области / Под ред. В.П. Солоненко, В.А. Николаева. Новосибирск, Наука, 1978, с. 6—27.

**Флоренсов Н.А.** Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978, 238 с.

**Щукина Е.Н.** Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими. М., Наука, 1960, с. 127—165.

**Bommer J.J., Rodriguez C.E.** Earthquake-induced landslides in Central America // Eng. Geol., 2002, v. 63, p. 189—220.

**Burbank D.W.** Rates of erosion and their implications for exhumation // Miner. Mag., 2002, v. 66(1), p. 25—52.

**Hovius N., Stark C.P., Allen P.A.** Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // *Geology*, 1997, № 25, p. 801—804.

**Hurp E.L., Jibson R.W.** Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1996, v. 86, № 1, p. 319—332.

**Iida K.** Earthquake energy and earthquake fault // *J. Earth Sci.*, 1959, v. 7, p. 98—107.

**Keefe D.K.** Landslides caused by earthquakes // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, № 95, p. 406—421.

**Keefe D.K.** Investigating landslides caused by earthquakes — a historical review // *Surv. Geophys.*, 2002, № 23, p. 473—510.

**Keefe D., Navarro Ochoa C., Wartman J., Rodriguez-Marek A., Wieczorek G.F.** Landslides caused by the M 7.6 Tecoman, Mexico earthquake of January 21, 2003 // *Eng. Geol.*, 2006, v. 86(2—3), p. 183—197.

**Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P.** Landslides, earthquakes and erosion // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004a, v. 229, p. 45—59.

**Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P.** Landslide inventories and their statistical properties // *Earth Surf. Process. Landf.*, 2004b, v. 29, p. 687—711.

**Tocher D.** Earthquake energy and ground breakage // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1958, № 48, p. 147—153.

**Wells D., Coppersmith K.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1994, v. 48, № 4, p. 974—1002.

*Рекомендована к печати 22 июня 2007 г.  
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию 13 октября 2006 г.,  
после доработки — 6 июня 2007 г.*