Литосфера, 2008, № 1, с. 65-76

УДК 550.34.55+551.432(238.222)

# СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МОРФОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Р.К. Непоп, А.Р. Агатова**
*Институт геологии и минералогии СО РАН*
*630090, г. Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3*
*E-mail: agatr@mail.ru*
*Поступила в редакцию 2 марта 2007 г.*

До настоящего времени при палеосейсмогеологических исследованиях горных стран основное внимание уделялось анализу разрывных нарушений, а сейсмогравитационные дислокации использовались лишь для определения эпицентральных зон и датирования землетрясений прошлого. Использование параметров сейсмооползней для расчетов магнитуды палеосейсмособытий может существенно дополнить результаты анализа сейсмотектонических нарушений и является альтернативным в случае плохой сохранности или отсутствия разрывных дислокаций.

Численная оценка объема смещенных в результате землетрясения сейсмооползней, вклада, вносимого в этот показатель афтершоковой деятельностью, и расчета скорости сейсмогравитационной денудации рельефа открывает новые возможности при изучении сейсмогенных изменений земной поверхности. На примере Юго-Восточного Алтая показана принципиальная возможность использования сейсмогравитационных дислокаций при палеосейсмогеологических и морфогеодинамических исследованиях горных стран.

Ключевые слова: *сейсмичность, палеосейсмогеологический метод, морфогеодинамика, Алтай.*

# SEISMOGRAVITATIONAL DISLOCATIONS: NEW OPPORTUNITES FOR PALEOSEISMOGEOLOGICAL AND MORPHOGEODYNAMICAL RESEARCHES

**R.K. Nepop, A.R. Agatova**
*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS*

The main attention in the paleoseismogeological researches was been paid to detail study of seismotectonic dislocations until now. The seismogravitational dislocations were been used mainly for establishing epicentral zones and the timing of old earthquakes. Using the parameters of the seismically induced landslides for estimating earthquake's magnitudes can essentially improve the analysis of seismotectonic dislocations. Moreover estimations of the total volume of displaced material and the contribution of landslides caused by the main shock and the aftershocks to erosion open new opportunities in investigations of seismically induced relief changes. This paper shows the possibility of using of the seismically induced landslides for paleoseismogeological and morphogeodynamical researches, citing as an example SE Altai.

Key words: *seismicity, paleoseismogeological method, morphogeodynamics, Altai.*

## Введение

В настоящее время одним из актуальных направлений сейсмогеологических исследований является оценка сейсмической опасности и прогноз землетрясений. Для огромной территории восточней Урала история инструментальных сейсмологических наблюдений насчитывает лишь несколько десятков лет. Кроме того, зачастую, ввиду малой заселенности этой территории, скудны и исторические летописи, содержащие сведения о разрушительных землетрясениях прошлого. В такой ситуации огромную важность для оценки сейсмической опасности приобретают методы, опирающиеся не только на сейсмологические данные, но и по-

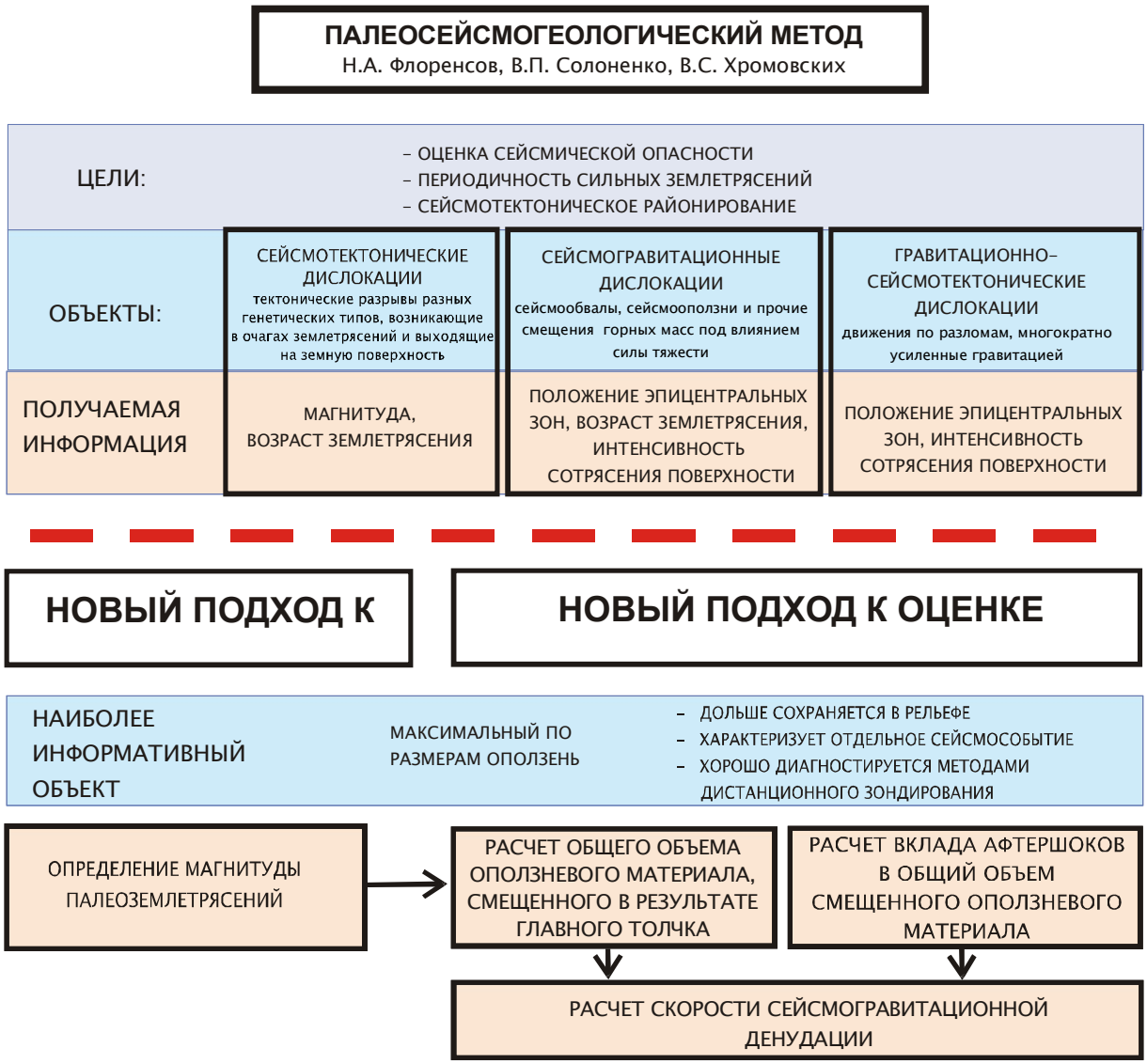


Рис. 1. Палеосейсмогеологический метод и новые подходы к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа, рассмотренные в данной работе.

зволяющие пополнить статистические базы сильных землетрясений за счет сейсмособытий, произошедших сотни и даже тысячи лет назад. Одним из таких методов является палеосейсмогеологический метод, разработанный в середине прошлого столетия представителями иркутской научной школы [Солоненко, 1966; Флоренсов, 1978, и др.]. В основе этого метода лежит анализ сейсмодислокаций – поверхностных деформаций, сопровождающих сильные землетрясения. Под сейсмодислокациями понимается комплекс выраженных в рельефе остаточных (тектонических и гравитационных) деформаций, образование которых невозможно объяснить никакими другими причинами кроме сейсмических [Чернов, 1978]. При этом они зачастую являются единственным источником сведений о сильных палеоземлетрясениях и их повторяемости. Масштаб и характер как древних, так и современных нарушений поверхности дают информацию о силе породивших их сейсмособытий. 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 (пре-

имущественно движения по разломам, многократно усиленные гравитацией).

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 сейсмотектонических проявлений существует ряд объективных трудностей [Никонов и др., 1983]: 1) точное определение генезиса и параметров разрывных палеосейсмодислокаций вследствие их значительного возраста и расчлененного рельефа; 2) разделение по возрасту групп разрывов, вызванных различными палеосейсмособытиями; 3) определение генезиса современных сейсмодислокаций, вызванных главным толчком, его афтершоками или предсейсмическими подвижками, что является принципиальным при установлении эмпирических зависимостей и последующей оценке магнитуд палеоземлетрясений.

Помимо разрывных нарушений, сильные землетрясения в горах сопровождаются сейсмогенными обвалами, оползнями, осовами, камнепадами. В настоящий момент при оценке сейсмичности с использованием палеосейсмогеологического метода сейсмогравитационные дислокации используются в основном для определения положения эпицентральных зон и возможного датирования сильных землетрясений прошлого. Вместе с тем, развитие вычислительной техники, систем сбора и анализа геопространственных данных открывают новые возможности для использования этого вида дислокаций при оценке сейсмической активности. Так, при технической поддержке NASA, был зарегистрирован полный набор сейсмогравитационных оползней (т.е. всех оползней от самых мелких до максимальных по размерам), вызванных отдельным землетрясением [Hurp, Jibson, 1996]. Статистический анализ полного набора оползневых сейсмодеформаций позволил определить функцию статистического распределения сейсмооползней [Malamud et al., 2004], что, в свою очередь, открыло путь к расчету закономерностей, связывающих между собой различные параметры сейсмогенных оползней и магнитуду вызвавшего их землетрясения.

Проверка этих закономерностей на примере Чуйского землетрясения 2003 г. показала их корректность для сейсмотектонических и геолого-геоморфологических условий Юго-Восточного Алтая. Это позволило применить их для оценки магнитуд древних землетрясений по параметрам гигантских палеосейсмооползней, закартированных в эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г. [Агатова и др., 2006; Непоп, Агатова, 2006б, 2008а]. Таким образом, предлагаемый подход является новым самостоятельным направлением в рамках традиционного палеосейсмогеологического метода. Он позволяет по-новому взглянуть на роль сейсмогравитационных дислокаций при оценке сейсмичности горных стран и может существенно дополнить данные анализа сейсмотектонических дислокаций, являясь альтернативным в случае плохой сохранности или отсутствия разрывных нарушений.

Кроме того, как показали наши исследования [Непоп, Агатова, 2006а, 2008б; Агатова, Непоп, 2007а,б], использование сейсмогравитационных дислокаций позволяет получать численные оценки объема смещаемого в результате землетрясений склонового субстрата и вклада, вносимого в этот показатель афтершоковым процессом. В конечном итоге, это дает возможность рассчитывать скорость сейсмогравитационной денудации рельефа. Таким образом, предлагаемый подход позволяет количественно оценивать степень влияния сейсмической деятельности на морфогеодинамику земной поверхности (рис. 1).

В данной статье обобщены результаты наших работ по использованию сейсмогравитационных дислокаций для палеосейсмогеологических и морфогеодинамических исследований. В статье также рассмотрены принципиальные трудности и ограничения разрабатываемого подхода и обсуждены критерии его применимости.

## Основные соотношения, полученные в результате изучения сейсмогравитационных дислокаций

На размеры сейсмогравитационных дислокаций влияет не только, а зачастую даже и не столько, магнитуда вызвавшего его землетрясения, но и такие факторы как степень расчлененности рельефа, геологический состав и трещиноватость пород, угол наклона склона, обводненность грунтов, климатические условия и многое другое. Влияние каждого из этих фак-

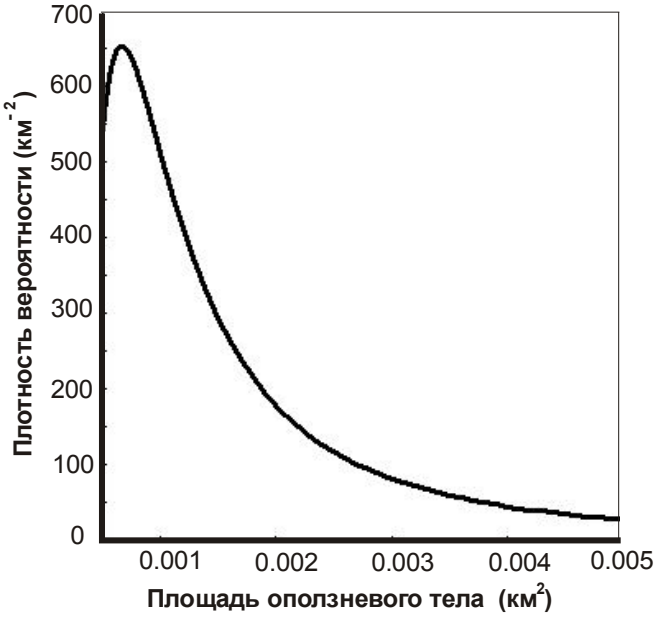


Рис. 2. Функция плотности вероятности, определяющая статистическое распределение сейсмооползней (по [Malamud et al., 2004]).

торов на размер оползневого тела изучено крайне слабо. Поэтому для изучения взаимосвязи магнитуды землетрясений и параметров вызванных ими сейсмогравитационных дислокаций чаще всего применяются статистические методы, которые позволяют выявлять корреляционные зависимости различных величин, не углубляясь в функциональные связи между ними.

К настоящему времени среди всех склоновых процессов, инициируемых сейсмическими толчками, статистически наиболее изучены сейсмооползни [Keefer, 1984, 2002; Jibson, 1996; Malamud, 2004]. Регистрация полного набора сейсмооползней, возникших в результате Нортриджского (Northridge) землетрясения 1994 г. в Калифорнии [Hurp, Jibson, 1996], а также полного набора оползней, ставших следствием других катастрофических природных явлений [Gazzetti et al., 2002], открыло путь к определению параметров статистического распределения оползней.

Если обозначить площадь отдельного оползня как $S_L$, количество оползней в интервале от $S_L$ до $S_L + \Delta S_L$ – как $\Delta N_L$, а общее количество оползней, вызванных землетресением – $N_{LT}$, то тогда функция статистического распределения оползней для такого набора представляет собой зависимость числа оползней определенного размера от размера оползня и определяется соответствующей функцией плотности вероятности:

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

Условие нормировки имеет вид:

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

B.D. Malamud и соавторы [Malamud et al., 2004], проанализировав более трехсот статистических распределений, наиболее часто встречающихся в физике, пришли к выводу, что соотношение (1) наилучшим образом подходит для описания функции плотности вероятности (рис. 2):

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

где $\Gamma(\rho) = \int_0^\infty x^{\rho-1} \exp(-x) dx$ – Гамма функция

$\rho$ – параметр, отвечающий за распределение крупных оползней, $\rho = 1{,}40$

$\alpha$ – параметр, определяющий наиболее вероятный размер оползней,

$\alpha = 1{,}28 \cdot 10^{-3}$ [км$^2$]

$s$ – параметр, определяющий распределение мелких оползней,

$s = 1{,}32 \cdot 10^{-4}$ [км$^2$]

Коэффициент смешанной корреляции – $r^2 = 0{,}965$

Следующим шагом на пути поиска связи магнитуды сейсмособытия и параметров сейсмогравитационных дислокаций стали статистические данные о зависимости общего объема оползней $V_{LT}$ от магнитуды вызвавшего их землетрясения. Наиболее полно такие

данные представлены в [Keefer, 1984, 2002]. Несмотря на разнообразие региональных геолого-геоморфологических условий развития сейсмоиндуцированных склоновых процессов, параметров самих землетрясений, D.K. Keefer вывел степенную зависимость $V_{LT}$ от магнитуды землетрясения $M$. Следует подчеркнуть, что полный набор сейсмооползней, на основе которого была рассчитана функция статистического распределения, имеет вполне определенные характеристики. Одной из таких характеристик является площадь максимального оползня, которая во всех рассмотренных полных наборах не превышала 1 км$^2$. Таким образом, использование полученных ниже зависимостей корректно при изучении сейсмособытий, вызывающих максимальные оползни площадью до 1 км$^2$. Кроме того, в [Keefer, 1984, 2002] в основном рассматривались оползни, произошедшие в районах с аридным и семиаридным климатом. В таких районах возникновение оползней подобных размеров, как правило, сопряжено с сейсмической деятельностью.

В итоге были предложены следующие зависимости для общего объема оползней $V_{LT}$, общего числа оползней $N_{LT}$ и объема максимального оползня $V_{Lmax}$ [Malamud et al., 2004]:

$$\log V_{LT} = 1{,}42M - 11{,}26(\pm 0{,}52) \quad (2)$$

$$\log N_{LT} = 1{,}27M - 5{,}45(\pm 0{,}46) \quad (3)$$

$$\log V_{Lmax} = 1{,}36M - 11{,}58(\pm 0{,}49) \quad (4)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины.

Все приведенные выше зависимости применимы для достаточно сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 4{,}3$. Данная оценка является следствием соблюдения условия возникновения хотя бы одного оползня в ходе землетрясения $N_{LT} = 1$ в уравнении (3) и соответствует результатам, полученным в [Bommer, Rodriguez, 2002].

Соотношение (4) связывает *магнитуду землетрясения с объемом максимального оползня, вызванного этим землетрясением.* Максимальный по размерам сейсмооползень является наиболее интересным объектом при изучении палеосейсмичности горных стран. Во-пер-

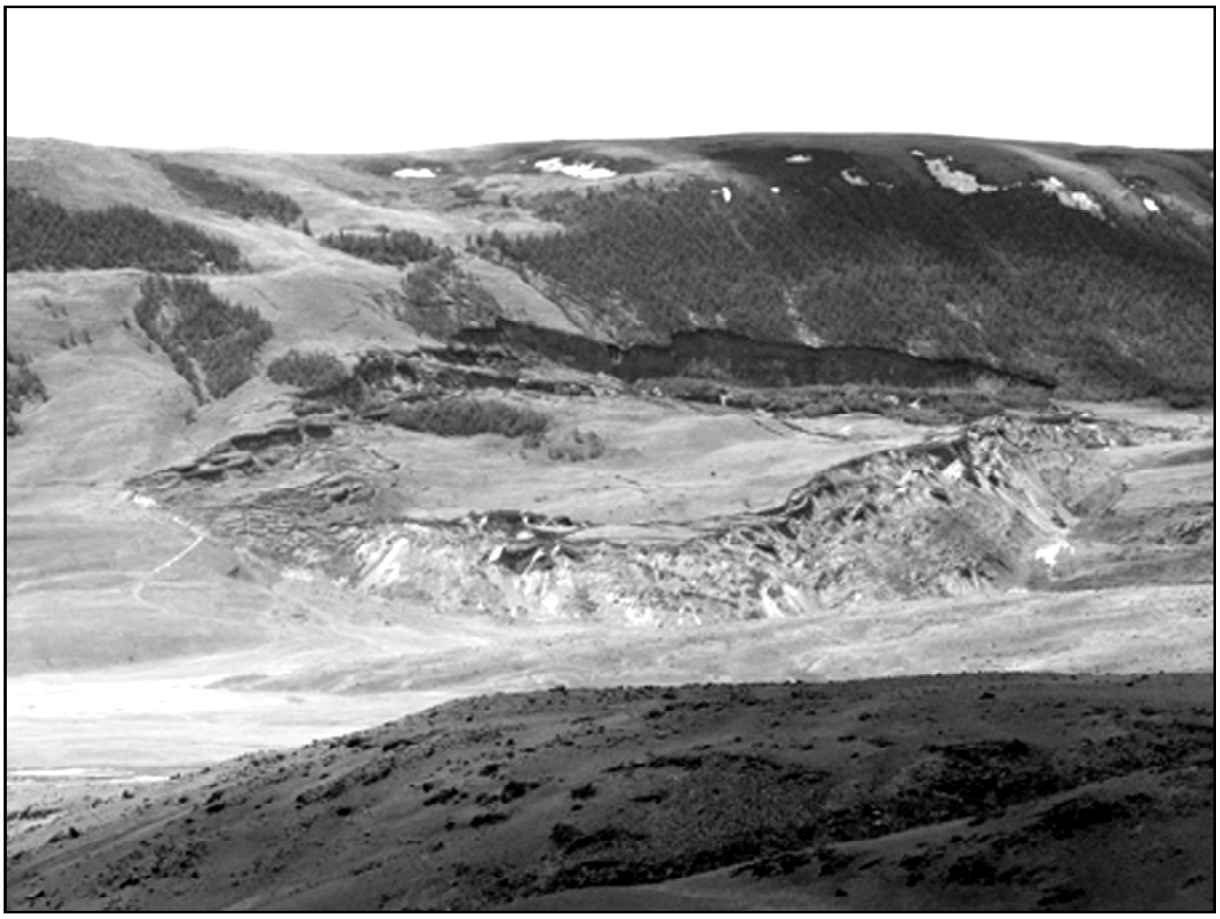

Рис. 3. Крупнейший из оползней, возникших в результате Чуйского землетрясения 2003 г. ($M_S$ = 7,5). Правый склон долины реки Талдура (Южно-Чуйский хребет, Юго-Восточный Алтай).

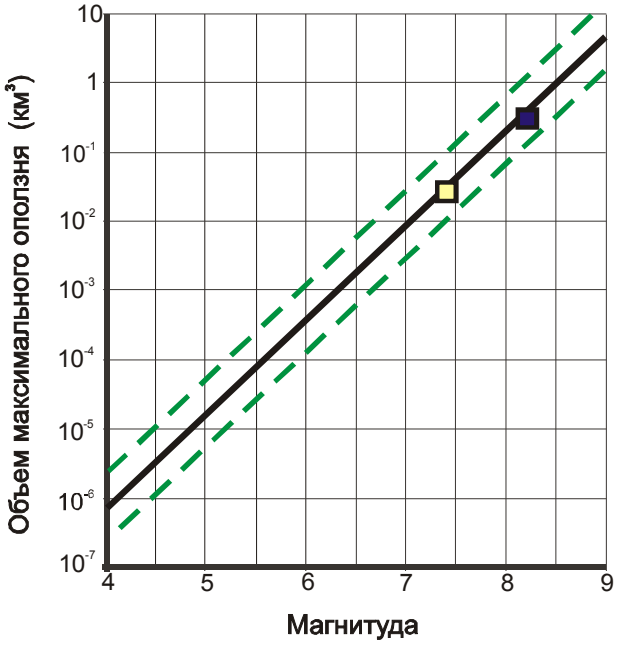


Рис. 4. Зависимость объема максимального сейсмооползня (логарифмический масштаб) от магнитуды землетрясения.

Прямой линией показана расчетная зависимость, пунктирными линиями – стандартное отклонение, точками – объемы максимальных оползней, возникших в результате Чуйского землетрясения 2003 года – белый квадрат, и Гобиалтайского землетрясения 1957 года – черный квадрат.

вых, именно крупнейшие из оползней дольше сохраняются в расчлененном горном 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. При этом зачастую следующий по размерам сейсмооползень существенно (в разы и более) отличается от максимального. В таких случаях максимальный оползень может характеризовать 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.

Для оценки магнитуд палеоземлетрясений с помощью соотношения (4) прежде всего, необходимо проверить его корректность в сейсмотектонических условиях конкретного региона. Такая проверка для Алтая стала возможной благодаря Чуйскому землетрясению 2003 года и гигантскому оползню, возникшему в его эпицентральной зоне (рис. 3). Инструментально определенная магнитуда основного толчка по данным различных источников составила 7,3-7,5 [Гольдин и др., 2004; Арефьев и др., 2006; Лескова, Еманов, 2006]. Площадь максимального оползня, измеренная в программе Arc View по контуру, проведенному с помощью GPS-съемки, составила 0,66 км$^2$, вычисленный по эмпирической формуле [Hovius et al., 1997] объем – 0,027 км$^3$, протяженность стенки отрыва – 1,1 км. На график (рис. 4) также вынесена точка, соответствующая магнитуде Гобиалтайского землетрясения и параметрам максимальной сейсмогравитационной структуры, возникшей в результате этого землетрясения – скальному оползню Битут [Молнар и др., 1998]. Отсутствие инструментальных и исторических данных о сильных землетрясениях и вызванных ими максимальных сейсмогравитационных деформациях земной поверхности для юго-восточной части Горного Алтая заставило нас использовать информацию о сильных сейсмособытиях, произошедших в сходных сейсмотектонических, геолого-геоморфологических и климатических условиях Гобийского Алтая.

Как видно из графика, обе точки полностью попадают в интервал стандартного отклонения функции. Возможно, придется довольно долго ждать, чтобы поставить следующую проверочную точку – Чуйское землетрясение 2003 года является пока единичным в истории Горного Алтая случаем, предоставившим возможность сопоставить инструментально определенную магнитуду крупного сейсмособытия с его последствиями в рельефе. Учитывая, что, согласно последним данным, период повторяемости сильных землетрясений в Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоне Горного Алтая составляет 500-900 лет [Рогожин и др., 2007], вряд ли стоит отказываться от возможности проверить корректность соотношений, рассчитанных на примере других сейсмоактивных

регионов, несмотря на единичность современного крупного сейсмособытия в рассматриваемом районе.

Наряду с *объемом оползневого тела* другим параметром сейсмогравитационных дислокаций, зависящим от магнитуды землетрясения, является *длина стенки отрыва* максимального оползня. При этом, согласно [Чернов, 1978], именно стенка отрыва имеет значение основного сейсмогенного элемента, тогда как оползневые массы являются лишь сопутствующим элементом сейсмодислокации. 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 [Важенин, 2000; Burbank, 2002]. Таким образом, обвальные массы не могут быть сильно вытянуты в одном из направлений. Следовательно, и связанная с таким аккумулятивным телом стенка отрыва имеет вполне определенные размеры, зависящие от размеров самого оползневого тела.

Введение дополнительного параметра, позволяющего оценить верхнюю границу возможных значений магнитуды древних землетрясений, вполне оправдано, т.к. различный возраст палеооползней определяет различную степень сохранности оползневых тел и соответствующее изменение их объемов и площадей.

Так как уже с момента формирования оползневые массы начинают подвергаться воздействию факторов, приводящих к их разрушению (деградация льда в многолетнемерзлых рыхлых породах, эрозия, отседание отдельных блоков 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. 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. Подчеркнем, что использование такого параметра как длина стенки отрыва требует специальных исследований для каждого конкретного региона.

Нами была предпринята первая попытка использовать длину стенки отрыва в качестве параметра, позволяющего оценить верхние возможные значения магнитуд палеосейсмособытий Юго-Восточного Алтая, для гигантских голоценовых оползней, расположенных в непосредственной близости от возникшего в результате Чуйского землетрясения крупнейшего сейсмооползня, и, соответственно, имевших максимально схожие с ним условия возникновения и развития [Непоп, Агатова, 2006б, 2008а; Агатова и др., 2006]. Близкие значения минимальных возможных значений магнитуд древних сейсмособытий и современного землетрясения позволили нам использовать линейную зависимость длины стенки отрыва максимального оползня от магнитуды для расчета верхней границы возможных значений магнитуды палеоземлетрясений.

Точность полученных оценок магнитуд тем выше, чем моложе сейсмособытие и лучше сохранность оползневых деформаций в рельефе. Она определяется статистическими ошибками при расчете корреляционных зависимостей и ошибками измерения физических параметров сейсмогравитационных палеодислокаций, которые, к тому же, изменяются со временем. Максимальная точность определения магнитуд палеосейсмособытий для Юго-Восточного Алтая составила 0,5 единицы, что соответствует точности палеосейсмогеологического метода.

Использование расчетных зависимостей, приведенных ниже, позволяет получать численные оценки объема смещаемого в результате землетрясений склонового субстрата, вклада, вносимого в этот показатель афтершоковым процессом, и, в конечном итоге, – рассчитывать скорость сейсмогравитационной денудации рельефа. Все эти соотношения дают возможность количественно оценивать влияние сейсмической деятельности на преобразование горного рельефа.

Соотношение (5) определяет *зависимость общего объема сейсмооползней, смещенных в результате землетрясения, от размера максимального оползня*, вызванного этим землетрясением.

$$logV_{LT} = 1{,}04 logV_{Lmax} + 0{,}83(\pm 0{,}52) \quad (5)$$

Оно вычисляется непосредственно из соотношений (2) и (4), являющихся общим следствием статистического распределения оползней, заданных функцией плотности вероятности (1), и эмпирического соотношения, свя-

зывающего площадь и объем тела оползня [Hovius et al., 1997]. Соотношение (5) используется для палеосейсмособытий, маркируемых в рельефе крупными оползнями, и не требует обязательной оценки магнитуды древних землетрясений. Оно характеризует разрушительную силу землетрясения, приводящую к изменению рельефа, которое, в свою очередь, можно выразить через *скорость сейсмогравитационной денудации*.

Сейсмическая активность наряду с тектонической, ледниковой, флювиальной деятельностью относится к основным процессам, формирующим горный рельеф. Сейсмогравитационная денудация представляет собой процесс снижения уровня земной поверхности за счет перемещения со склонов скальных грунтов и рыхлых отложений под воздействием сейсмических сотрясений. Соотношение (6) позволяет оценить *скорость сейсмогравитационной денудации*, т.е. скорость изменения рельефа за счет обвалов и оползней, имеющих сейсмическую природу.

$$\dot{h} = \frac{\sum V_{LT}}{S * T} \qquad (6)$$

где $\dot{h}$ – скорость сейсмогенной эрозии, а $\sum V_{LT}$ – сумма общего объема перемещенного материала по всем крупным сейсмособытиям для рассматриваемой территории с площадью $S$ за промежуток времени $T$.

Для более точной оценки скорости сейсмогравитационной денудации необходимо по возможности учитывать результаты воздействия на рельеф всех крупных землетрясений, произошедших на изучаемой территории за промежуток времени значительно больший, чем характерный период повторяемости сильных землетрясений. Следует учитывать, что каждому сейсмособытию соответствует зона дислокаций определенной площади (оценка размера этой зоны приводится, например, в [Hovius et al., 1997; Keefer, 2002]). Если площадь изучаемой территории меньше площади этой характерной зоны, то в соотношении (6) необходимо учитывать именно последнюю площадь.

Учет только оползневых явлений дает в результате оценку минимально возможного значения скорости сейсмогравитационной денудации. Тем не менее, для Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоны Горного Алтая, где оползни являются одним из основных проявлений сейсмоиндуцированных склоновых процессов, такой подход вполне оправдан. Здесь в наиболее сейсмоактивных зонах на границах хребтов и в зонах их перехода к межгорным впадинам широко распространены мощные толщи рыхлых кайнозойских отложений, оползание которых и происходит в результате сильных землетрясений.

В подавляющем большинстве случаев наиболее значительный объем материала перемещается в результате главного толчка с максимальной магнитудой. В то же время афтершоковый процесс, который имеет место практически при всех достаточно сильных землетрясениях, также может приводить к обвально-оползневым явлениям. Для оценки общего объема сейсмооползней, смещенных в результате афтершоков – $V_A$, нами было использовано распределение Гутенберга-Рихтера, которое уже более 50 лет применяется для описания повторяемости землетрясений и афтершоковой деятельности [Gutenberg, Richter, 1954], и соотношение (2). Расчеты показали, что этот объем зависит, главным образом, от величины $\Delta M$ – разности магнитуд основного толчка и сильнейшего афтершока [Непоп, Агатова, 2006а, 20008б; Агатова, Непоп, 2008].

$$\frac{V_A}{V_{LT}} = \frac{b}{1{,}42 - b} \cdot 10^{-1.42 \cdot \Delta M} \qquad (7)$$

где $b$ – коэффициент в распределении Гутенберга-Рихтера, относящийся к одному из основных параметров сейсмического режима и изменяющийся в пределах $0{,}8 \le b \le 1{,}2$ [Frohlich, Davis, 1993].

Если, согласно закону Бота [Bath, 1965], магнитуду сильнейшего афтершока принять на 1,2 единицы меньше магнитуды основного толчка, то вклад всей афтершоковой деятельности, вносимый в сейсмогравитационную денудацию рельефа, составит менее 4 % – величину, которой можно пренебречь. Однако, если разность магнитуд основного толчка и сильнейшего афтершока составит 0,6 единицы, как это было в случае Чуйского землетрясения 2003 г., то вклад афтершокового процесса в в сейсмогравитационную денудацию рельефа составит 22 % – величину, которую уже нельзя не учитывать. Несмотря на присущую сейсмическому процессу изменчивость во времени, факт концентрации многочисленных грандиозных по размерам сейсмогравитационных палеодислокаций, возникших в ходе Чуйского

землетрясения 2003 г. в непосредственной близости к сейсмооползню, свидетельствует о многократных сейсмических активизациях в одной и той же очаговой зоне и сходстве механизмов сильных землетрясений на этой территории в течение голоцена. Этот вывод позволил применить ко всему голоценовому периоду закономерности, полученные для Чуйского землетрясения, и ввести региональный коэффициент $\alpha = 1{,}2$ для Юго-Восточного Алтая, учитывающий вклад афтершокового процесса в смещение сейсмогенных оползней в голоцене. Тогда соотношение (6) может быть записано в виде:

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S * T} \qquad (8)$$

где $\alpha$ – коэффициент, учитывающий региональные особенности протекания афтершокового процесса.

Без учета вклада, вносимого афтершоковым процессом, коэффициент $\alpha$ в соотношении (8) следует брать равным 1. В этом случае соотношение (6) представляет собой нижнюю оценку скорости сейсмогравитационной денудации.

Рассчитанная нами для голоцена скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна реки Чаган-Узун, территория которого входит в зону повышенной сейсмической активности Горного Алтая, с учетом вклада, вносимого афтершоковым процессом, составила $3 \cdot 10^{-5}$ м/год [Агатова, Непоп, 2007а; Непоп, Агатова, 2007]. При этом область действия сейсмоиндуцированных склоновых процессов локализуется на границах хребтов и в зоне их перехода к межгорным впадинам, что объясняется гобийским типом горообразования, реализующимся на территории Юго-Восточного Алтая.

### Ограничения и трудности предлагаемого подхода

Предлагаемый подход, развиваемый в рамках палеосейсмогеологического метода, имеет свои ограничения и трудности, хотя часть из них свойственна этому методу в целом.

Несмотря на то, что палеосейсмогеологический метод способен дать информацию о сейсмичности той или иной территории за период времени, значительно превышающий период сейсмологических наблюдений, тем не менее, продолжительность временного интервала, поддающегося «расшифровке», чаще всего ограничивается в горных районах голоценом. Это обусловлено, прежде всего, тем, что более ранние сейсмогенные деформации рельефа по большей части уничтожаются в ходе плейстоценовых оледенений, превосходящих по масштабам стадиальные подвижки ледников в голоцене.

Кроме того, срок «жизни» сейсмогравитационных деформаций даже в тех областях, где отсутствует такой мощный фактор эрозии, как горные ледники, все же небезграничен и в значительной мере определяется климатом. В аридных и семиаридных условиях обвалы и оползни сохраняются дольше, чем в гумидном климате.

В то же время продолжительность голоцена превосходит периоды повторяемости сильных землетрясений для большинства сейсмоактивных территорий, что является необходимым условием для корректной оценки скорости сейсмогравитационной денудации.

Одним из ограничений разрабатываемого подхода является площадь максимального оползня, вызванного отдельным сейсмособытием. Так как при выводе всех приведенных выше зависимостей были использованы выборки с максимальными оползнями площадью менее 1 км$^2$, предлагаемый подход, строго говоря, может быть использован только при изучении сейсмособытий, вызвавших максимальные сейсмогравитационные палеодислокации, площадь аккумулятивного тела которых не превышает 1 км$^2$. Это утверждение хорошо согласуется с известным фактом, что степень влияния сильных землетрясений на преобразование земной поверхности принципиальным образом отличается от воздействия слабых и умеренных толчков. Для изучения палеосейсмичности и морфогеодинамики земной поверхности с применением данного подхода в районах, где наблюдаются значительно более крупные сейсмооползни, требуется либо расчет функции статистического распределения для полного набора таких оползней, либо определение функциональных связей между объемом оползневого тела и такими факторами, как геологический состав и трещиноватость пород, угол наклона склона, обводненность грунтов и т.д.

Отдельной проблемой является выявление характерных размеров крупнейших сейсмогравитационных деформаций, возникающих в результате подземных толчков определенной силы для конкретной территории. В связи с тем, что более слабое сейсмособытие может генерировать максимальный оползень, сравни-

мый по размерам со средним оползнем более мощного землетрясения, возникает необходимость диагностировать именно максимальные для каждого района сейсмооползни с учетом их возраста и сохранности. Специальные исследования статистического распределения оползней, вызванных сейсмической активностью в Горном Алтае, не проводились ввиду недостатка данных о сильных землетрясениях и невозможности точного сопоставления конкретных сейсмособытий с отдельными крупными сейсмогравитационными деформациями. Однако разница объемов оползневых тел между крупнейшим и следующими за ним по размерам сейсмооползнями, возникшими в результате Чуйского землетрясения, составила, как минимум, два порядка. Таким образом, можно предположить, что каждый из древних оползней на территории Горного Алтая, сравнимый по размерам с максимальным оползнем Чуйского землетрясения (с учетом уменьшения со временем их первоначального объема), является следствием отдельного сильного сейсмособытия прошлого. Для районов, где в результате современного землетрясения возникают два крупнейших оползня, имеющих сравнимые объемы, обязательным становится датирование древних сейсмооползней с целью разделения по возрасту отдельных групп сейсмогравитационных дислокаций.

Абсолютное датирование сейсмогравитационных палеодислокаций не всегда осуществимо из-за сложности нахождения погребенных/перекрывающих почв и культурных слоев или подпрудных отложений в тылу оползневых тел. По существу, это общая проблема в исследованиях всех видов древних нарушений рельефа сейсмического происхождения. Тем не менее, датирование палеосейсмодислокаций – это единственная возможность дополнить сейсмологические данные о периодичности сильных землетрясений, так как период их повторяемости значительно превосходит период инструментальных наблюдений.

В областях повторяющихся сильных землетрясений оползневые массы второй и даже третьей генерации сконцентрированы зачастую практически на одной площади и иногда перекрывают друг друга. В такой ситуации предлагаемый метод дает возможность определения магнитуды лишь самого молодого землетрясения, которому соответствует верхний оползень. Вместе с этим, при расчете общего объема перемещенного в результате землетрясения материала (соотношение (5)) ошибка, вызванная неточным определением количества оползневых тел, не превышает 5 % в случае трех последовательно перекрывающих друг друга оползней, что позволяет не учитывать ее в расчетах скорости сейсмогравитационной денудации рельефа. Эта оценка получается путем расчета по формуле (5) и последующего суммирования величин $V_{LT}$ для трех землетрясений, в результате которых возникли максимальные оползни с объемом $V_{L\max}/3$ каждый.

Помимо общих ограничений при использовании сейсмогравитационных дислокаций в палеосейсмогеологических и морфогеодинамических исследованиях могут возникнуть трудности, связанные с выявлением сейсмоиндуцированных оползней среди обвалов и блоковых оползней иного происхождения, а также среди других форм рельефа, сложенных обломочным материалом.

Например, для Юго-Восточного Алтая, в частности для Курайско-Чуйской сейсмоактивной зоны, критериями сейсмического происхождения оползней являются:

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

2) гигантские размеры дислокаций, деформирующих крепко сцементированные многолетнемерзлые рыхлые кайнозойские отложения (за пределами сейсмоактивных зон оползни подобных размеров не встречаются);

3) сопряженность стенок отрыва оползней с палеосейсморазрывами, пересекающими водоразделы долин (аналогичным образом сопряжены сейсморвы и стенка отрыва гигантского оползня, возникшие в результате Чуйского землетрясения 2003 года);

4) локализация в аридной зоне – в пределах днища Чуйской впадины выпадает не более 100 мм осадков в 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 экспозицией склонов (незначительное сезонное оттаивание многолетнемерзлых пород на склонах с большей инсоляцией в данном высокогорном районе вызывает лишь эрозионное расчленение стенок отрыва).

Так как предлагаемый подход, основанный на широком использовании сейсмоиндуцированных оползней, имеет указанные ограничения, то для корректной реконструкции палеосейсмической активности оптимально использовать его совместно с анализом разрывных нарушений, хотя выявить и увязать сейсмотектонические и сейсмогравитационные образования, вызванные одним и тем же землетрясением, удается довольно редко.

## Заключение

В данной статье предложен новый подход к оценке сейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных стран на основе статистического распределения сейсмогравитационных дислокаций. Использование параметров сейсмооползней для расчетов магнитуды палеосейсмособытий, значительно расширяет область применения палеосейсмогеологического метода, который ранее в подавляющем большинстве случаев базировался на исследовании разрывных нарушений и рассматривал гравитационные сейсмодислокации в основном для определения эпицентральных зон и возраста древних землетрясений. Численная оценка общего объема смещенных в результате землетрясения сейсмооползней, вклада, вносимого в этот показатель афтершоковой деятельностью, а также расчет скорости сейсмогравитационной денудации рельефа позволяют оценивать воздействие сейсмической активности на формирование современного горного рельефа и дают возможность обоснованно сравнивать его с воздействием других экзогенных процессов. Кроме того, такие оценки могут быть использованы для выявления роли эндогенного и экзогенного факторов рельефообразования.

Апробация данного подхода была проведена в юго-восточной части Горного Алтая, где сосредоточены многочисленные древние сейсмооползни и в 2003 году произошло Чуйское землетрясение, послужившее ключом к оценке магнитуд палеосейсмособытий [Агатова, 2000; Агатова и др., 2006; Непоп, Агатова, 2006б, 2008а,б; Агатова, Непоп, 2008]. Она показала принципиальную возможность использования сейсмогравитационных дислокаций при палеосейсмогеологических и морфогеодинамических исследованиях горных стран.

Предлагаемый подход имеет определенные трудности и ограничения и в будущем, безусловно, будет корректироваться как в связи с пополнением статистических данных о последствиях сильных землетрясений, так и в результате численного описания функциональных связей между параметрами сейсмогравитационных дислокаций и геолого-геоморфологическими, климатическими и прочими условиями их возникновения.

*Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64920).*

## Список литературы

*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. Мат-лы региональной научно-практической конф. Барнаул: Алтайский госуниверситет, 2000. С. 165-169.

*Агатова А.Р.* Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 101-112.

*Агатова А.Р., Непоп Р.К.* Оценка скорости сейсмогенной эрозии рельефа для бассейна реки Чаган-Узун (Юго-Восточный Алтай) // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Мат-лы Иркутского геоморфологического семинара, чтений памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007а. С. 96-98.

*Агатова А.Р., Непоп Р.К.* Расчет объема сейсмооползней, вызванных главным сейсмическим толчком и его афтершоками (на примере Юго-Восточного Алтая) // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Мат-лы совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007б. Т. 1. С. 7-11.

*Агатова А.Р., Непоп Р.К.* Оценка вклада афтершокового процесса сильных землетрясений в сейсмо-гравитационную денудацию (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геоморфология. 2008. (в печати)

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

*Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В. и др.* Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 85-96.

*Булатов В.И., Дик И.П., Ревякин В.С.* Гляциологические наблюдения в бассейне реки Аккол // Гляциология Алтая. Вып. 5. 1967. 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.

*Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др.* Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 534-536.

*Лескова Е.В., Еманов А.А.* Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., К = 17, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика. 2006. Т.9. № 1. С. 51-55.

*Молнар П., Курушин Р.А., Баясгалан А., Хаднат К.В.* Дислокации Гоби-Алтайского (Монголия) землетрясения 1957 г. // Новосибирск: СО РАН, 1998. 148 с.

*Непоп Р.К., Агатова А.Р.* Влияние афтершоковой деятельности на скорость сейсмогенной эрозии (на примере Чуйского землетрясения 2003 года) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы науч. совещ. по интеграционным программам ОНЗ СО РАН. Вып. 4. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006а. С. 61-64.

*Непоп Р.К., Агатова А.Р.* Оценка магнитуд палеоземлетрясений Горного Алтая на основе анализа обвально-оползневых сейсмодеформаций // Докл. РАН. 2006б. Т. 411. № 1. С. 89-91.

*Непоп Р.К., Агатова А.Р.* Сравнение скоростей основных экзогенных рельефообразующих процессов на территории бассейна реки Чаган-Узун (Юго-Восточный Алтай) в голоцене // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещ. Вып. 5. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 21-23.

*Непоп Р.К., Агатова А.Р.* Первый опыт использования оползневых сейсмодеформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2008а. № 2. (в печати).

*Непоп Р.К., Агатова А.Р.* Влияние афтершокового процесса на скорость сейсмогравитационной денудации (На примере Чуйского землетрясения 2003 г.) // Докл. РАН. 2008б. (в печати).

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

*Рогожин Е.А., Овсюченко 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 / Отв. редактор В.П. Солоненко. М.: Наука, 1966. С. 15-35.

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

*Чернов Г.А.* К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6-27.

*Bath M.* Lateral inhomogeneities in upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 483-514.

*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 // Mineral. Mag. 2002. V. 66(1). P. 25-52.

*Frohlich C., Davis S.D.,* Teleseismic b values; or, much ado about 1,0 // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 631-644.

*Gutenberg B., Richter C.F.* Seismicity of the Earth and associated phenomenon // 2nd ed. Princeton University Press. Princeton, NJ, 1954. 310 p.

*Guzzetti F., Malamud B.D., Turcotte D.L., Reichenbach. P.* Powerlow correlations of landslide areas in central Italy // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 169-183.

*Hovius N., Stark C.P., Allen P.A.* Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping // Geology. 1997. V. 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. № 1B. P. S319-S332.

*Jibson R.W.* Use landslides for paleoseismic analysis // Engin. Geol. 1996. V. 43. P. 291-323.

*Keefer D.K.* Landslides caused by earthquakes // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 406-421.

*Keefer D.K.* Investigating landslides caused by earthquakes – a historical review // Surv. Geophys. 2002. V. 23. P. 473-510.

*Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach. P.* Landslides, earthquakes and erosion // Earth Planet. Sci. Letters. 2004. V. 229. P. 45-59.

*Рецензенты кандидат геол.-мин. наук Н.И. Начапкин, доктор геол.-мин. наук М.П. Антипов*