

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И МОДЕЛИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ СЕЙСМОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ НА ЮГЕ СИБИРИ И В МОНГОЛИИ

О.В. Лунина, А.В. Андреев, А.А. Гладков

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Статистически исследованы особенности проявления и локализации опасных геологических процессов, которые имели место при землетрясениях на юге Сибири и сопредельных территориях Монголии и Северного Казахстана в 1950—2008 гг. Основой для анализа послужила база данных косейсмических эффектов, разработанная на основе ГИС MapInfo и имеющая удобный блок ввода для накопления больших массивов информации. В рамках созданного приложения для 398 пунктов собраны материалы о 689 макросейсмических проявлениях при событиях с магнитудой $M_S = 4.1—8.1$. В результате установлены региональные соотношения, связывающие магнитуду событий и предельные расстояния, на которых от эпицентра и сейсмогенерирующего разлома проявляются такие опасные процессы, как разжижение грунтов, воронкообразные проседания, вторичное разрывообразование и склоновые движения. Показано, что предельные расстояния от сейсмогенерирующего разлома при максимально зарегистрированной в регионе магнитуде 8.1, равны 40 км для воронок-провалов, 80 км для разрывов, 100 км для гравитационных явлений и 130 км для разжижения, что в 3.5—5.6 раза меньше, чем от эпицентра землетрясения, от которого при сопоставимой магнитуде эффекты могут распространяться на 150, 450, 350 и 450 км соответственно. Для юга Восточной Сибири проведен анализ распределения опасных геологических явлений при землетрясениях относительно ближайшего дизъюнктива. Оказалось, что воронки-провалы располагаются не далее 2 км от ближайшего разлома (60 % — не далее 1.5 км), сейсмогравитационные явления — не далее 4.5 км (90 % — не далее 1.5 км), случаи разжижения — не далее 8 км (69 % — не далее 1 км), разрывы от сейсмических сотрясений — не далее 35.5 км (86 % — не далее 2 км). Как при удалении от сейсмогенного источника, так и от ближайшего разрывного нарушения частота встречаемости опасных геологических процессов убывает по экспоненциальному закону. Проиллюстрированы особенности проявления разжижения и проседаний грунта, показана их связь с разрывами. Предложены уравнения, связывающие максимальные размеры вторичных сейсмогенных дислокаций с магнитудой и интенсивностью землетрясений в пункте. В итоге созданы расчетные модели-образцы локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации дизъюнктива с учетом произвольного разломно-блокового строения земной коры. Полученные результаты представляют собой фундаментальную основу для математического моделирования распространения опасных геологических процессов с целью их прогноза при землетрясениях и оценки параметров последних по вторичным деформациям.

Разломы, землетрясения, разжижение, проседание, вторичное разрывообразование, склоновые процессы, параметры.

GEOLOGIC HAZARDS ASSOCIATED WITH SEISMOGENIC FAULTING IN SOUTHERN SIBERIA AND MONGOLIA: FORMS AND LOCATION PATTERNS

O.V. Lunina, A.V. Andreev, and A.A. Gladkov

The forms and location patterns of geologic hazards induced by earthquakes in southern Siberia, Mongolia, and northern Kazakhstan in 1950 through 2008 have been investigated statistically, using a database of coseismic effects created as a GIS MapInfo application, with a handy input box for large data arrays. The database includes 689 cases of macroseismic effects from $M_S = 4.1—8.1$ events at 398 sites. Statistical analysis of the data has revealed regional relationships between the magnitude of an earthquake and the maximum distance of its environmental effects (soil liquefaction and subsidence, secondary surface rupturing, and slope instability) to the epicenter and to the causative fault. Thus estimated limit distances to the fault for the $M_S = 8.1$ largest event are 40 km for soil subsidence (sinkholes), 80 km for surface rupture, 100 km for slope instability (landslides etc.), and 130 km for soil liquefaction. These distances are 3.5–5.6 times as short as those to the epicenter, which are 150, 450, 350, and 450 km, respectively. Analysis of geohazard locations relative to nearest faults in southern East Siberia shows the distances to be within 2 km for sinkholes (60% within 1.5 km), 4.5 km for landslides (90% within 1.5 km), 8 km for liquefaction (69% within 1 km), and 35.5 km for surface rupture (86% within 2 km). The frequency of hazardous effects decreases exponentially away from both seismogenic and nearest faults. Cases of soil liquefaction and subsidence are analyzed in more detail in relation to rupture patterns. Equations have been suggested to relate the maximum sizes of secondary structures (sinkholes, dikes, etc.) with the earthquake magnitude and shaking intensity at the site. As a result, a predictive model has been created for locations of geohazard associated with reactivation of seismogenic faults, assuming an arbitrary fault pattern. The obtained results make basis for modeling the distribution of geohazards for the purposes of prediction and estimation of earthquake parameters from secondary deformation.

Faults, earthquakes, liquefaction, subsidence, secondary surface rupture, slope instability, parameters

ВВЕДЕНИЕ

Изучение закономерностей проявления опасных геологических процессов имеет важнейшее значение для оценки безопасности в природных чрезвычайных ситуациях. Большое влияние на активизацию и интенсивность их развития в геологической среде оказывают разломы и сейсмичность [Лапердин, Качура, 2010; Govorushko, 2012; Scheingross et al., 2013]. Землетрясения, природа которых в большинстве случаев связывается с тектоническими движениями по сейсмогенерирующим структурам, являются сейсмическим фактором для активизации процессов разжижения и флюидизация в грунтах, их проседания, вторичного разрывообразования земной поверхности и склоновых движений. Совместное рассмотрение перечисленных процессов представляется необходимым для понимания общих закономерностей их распределения, взаимосвязи и построения прогнозных моделей, позволяющих локализовать области проявления геологических опасностей от землетрясений.

Геологические опасности, взаимосвязанные с сейсмическими событиями, представляют собой косейсмические эффекты в природной среде, которые в связи с созданием шкалы ESI-2007 [Michetti et al., 2007], активно используются для оценки интенсивности землетрясений [Papathanassiou, Pavlides, 2007; Berzhinskii et al., 2010; Рогожин, 2012; и др.]. Для случаев разжижения [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Youd, Perkins, 1978; Liu, Xie, 1984; Ambraseys, 1988; Wakamatsu, 1993; Papadopoulos, Lefkopoulos, 1993; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005] и сейсмогравитационных дислокаций [Keefter, 1984, 2002; Rodriguez et al., 1999] установлено, что чем больше магнитуда события, тем на более дальние расстояния они распространяются. Данные по югу Сибири и Монголии, как правило, в подобных мировых исследованиях не участвовали. Тем не менее за инструментальный период наблюдений, на этой территории произошло более 50 сильных и умеренных землетрясений, результаты обследований которых опубликованы в различных источниках (рис. 1). Разработанная нами база данных [Гладков и др., 2013] позволила собрать сведения о косейсмических эффектах при этих событиях и установить региональные соотношения, связывающие параметры землетрясений и максимальные расстояния от эпицентра, гипоцентра и сейсмогенерирующего разлома до мест локализации разжижений грунта и всех вторичных косейсмических эффектов, не разделенных на типы [Andreev, Lunina, 2013]. С тех пор возможности использования базы данных расширены за счет ее усовершенствования и заполнения. Это открыло возможности для проведения комплексного статистического анализа с целью уточнения известных и установления новых закономерностей проявления различных типов опасных геологических процессов и разработки принципиальных моделей их локализации при сейсмогенной активизации разломов. Результаты этого анализа представляются в настоящей статье.

БАЗА ДАННЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ КАК ФАКТОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА

Настоящая база данных функционирует в рамках информационной системы «ActiveTectonics», созданной в среде ГИС MapInfo Professional 10.0, и представляет собой модуль для хранения, анализа и визуализации информации по косейсмическим эффектам и ассоциированным с ними землетрясениям. Приложение имеет блок ввода и редактирования для удобного наполнения базы данных числовыми, текстовыми и графическими материалами (рис. 2). Отчет о пункте с проявлениями деформаций земной поверхности и аномалий предоставляется в виде набора HTML страниц в режиме off-line, где выводится только заполненная информация [Гладков и др., 2013].

Структура базы данных косейсмических эффектов включает параметрическое описание гидрогеологических аномалий, разжижений грунта и формирующихся при этом сейсмиков, разрывных деформаций, аномальных водных волн, склоновых деформаций, воронок-провалов и других сопутствующих эффектов (например, просадка и повреждение зданий, волнообразное колебание земной поверхности и др.), косвенно указывающих на присутствие деформаций в геологической среде при землетрясениях. Эти данные сопровождаются общей информацией о точке наблюдения, характеристикой пункта, стандартным описанием ассоциируемого события, полевыми записями из дневников; детальным описанием геологического строения разреза; статистическими замерами деформационных структур; любыми уместными комментариями; иллюстрациями; публикациями с возможностью добавления pdf-файла. Каждое значение базы данных сопровождается краткой информацией о способе получения и/или источнике данных в специально заполняемых атрибутивных полях.

В рамках описанной выше разработки нами сформирована база данных по вторичным косейсмическим эффектам в природной среде, связанным с инструментальными землетрясениями с магнитудой $M_s = 4.1—8.1$, которые произошли в период времени с 1950 г. по 2008 г. Сбор сведений осуществлен для территории в пределах координат $42^{\circ}—62^{\circ}$ с.ш. и $80^{\circ}—124^{\circ}$ в.д., которая охватывает северо-восток Казахстана, Монголию и практически всю Южную Сибирь на территории России (см. рис. 1). Кроме

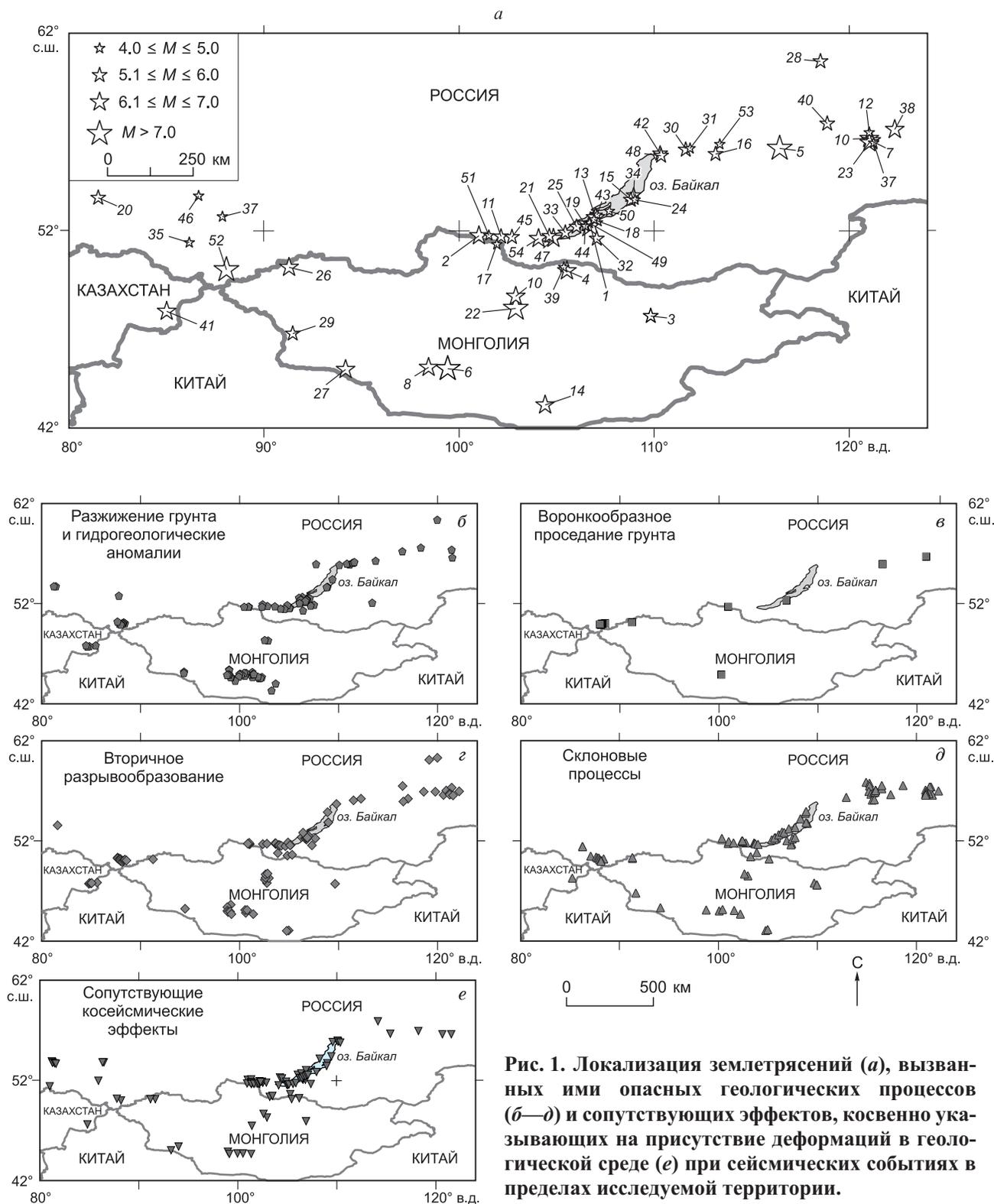


Рис. 1. Локализация землетрясений (а), вызванных ими опасных геологических процессов (б—д) и сопутствующих эффектов, косвенно указывающих на присутствие деформаций в геологической среде (е) при сейсмических событиях в пределах исследуемой территории.

Цифрами указаны землетрясения: 1 — 12.01.1862, $M = 7.5$ (Цаганское); 2 — 4.04.1950, $M = 7.0$ (Мондинское); 3 — 1.01.1951, $M = 5.8$ (Эрдэнэханское); 4 — 6.02.1957, $M = 6.5$ (Бутэлийнское); 5 — 27.06.1957, $M = 7.6$ (Муйское); 6 — 4.12.1957, $M = 8.1$ (Гоби-Алтайское); 7 — 5.01.1958, $M = 6.5$ (Нюкжинское); 8 — 7.04.1958, $M = 6.9$ (Баян-Цаганское); 9 — 23.06.1958, $M = 6.2$ (Сайханское); 10 — 14.09.1958, $M = 6.5$ (Олекминское); 11 — 22.10.1958, $M = 5.5$ (Кыренское); 12 — 2.11.1958, $M = 4.8$; 13 — 29.08.1959, $M = 6.8$ (Среднебайкальское); 14 — 3.12.1960, $M = 6.7$ (Бурынхярское); 15 — 28.10.1961, $M = 5.5$ (Святоносское); 16 — 11.11.1962, $M = 6.0$ (Муяканское); 17 — 8.01.1963, $M = 4.5$; 18 — 10.02.1963, $M = 5.5$; 19 — 17.10.1964, $M = 4.5$; 20 — 15.02.1965, $M = 5.3$ (Каменское); 21 — 30.08.1966, $M = 5.5$; 22 — 5.01.1967, $M = 7.8$ (Могодское); 23 — 18.01.1967, $M = 7.0$ (Тас-Юрхское); 24 — 24.11.1968, $M = 4.8$ (Святоносское); 25 — 28.03.1970, $M = 5.5$; 26 — 15.05.1970, $M = 7.0$ (Урэг-Нурское); 27 — 4.07.1974,

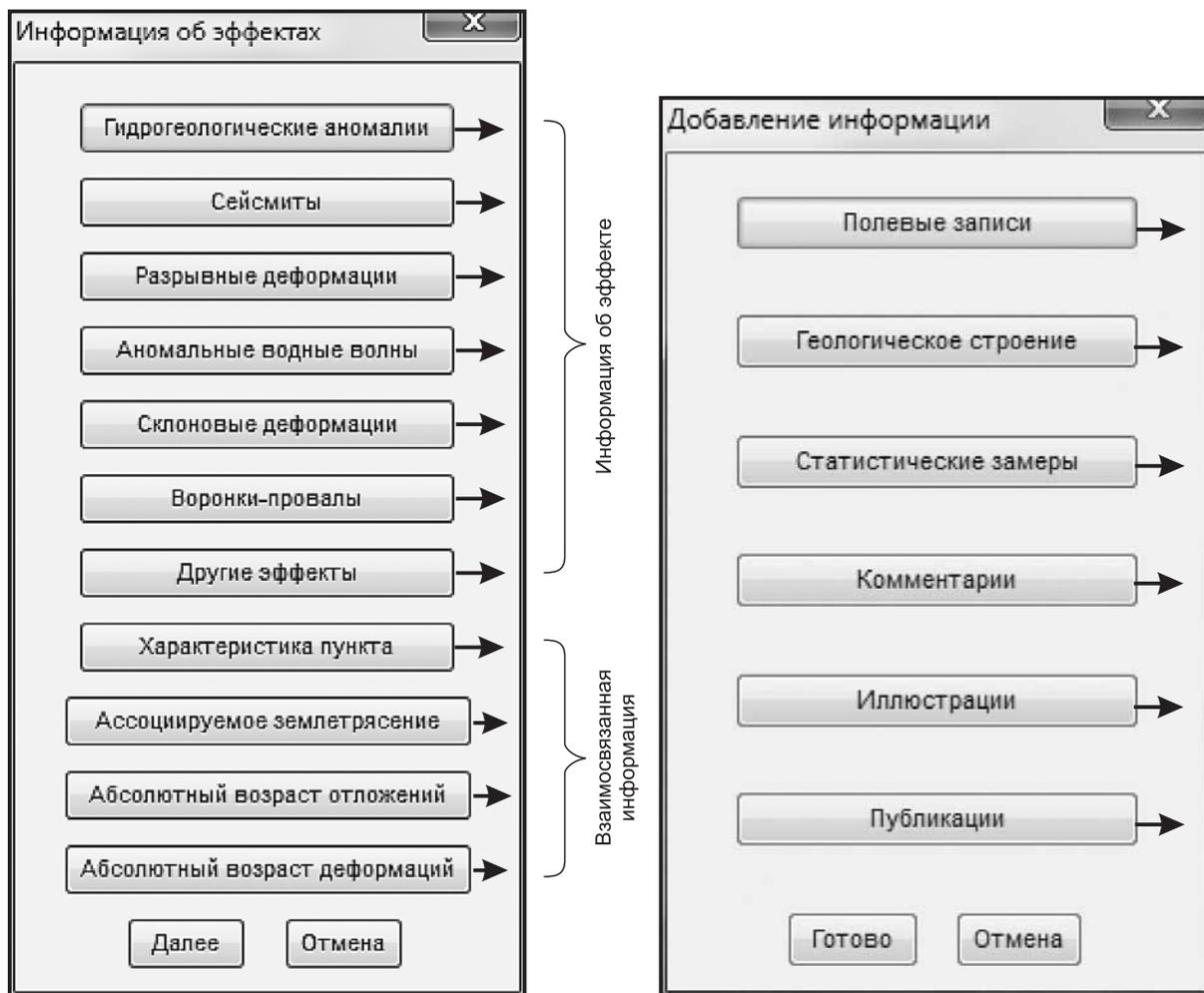


Рис. 2. Фрагменты блока ввода и редактирования базы данных косейсмических эффектов, работающей в среде ГИС MapInfo Professional 10.0.

того, в базу данных включены эффекты хорошо изученного исторического Цаганского землетрясения 1862 г. [Лунина и др., 2012]. На сегодняшний день информационная система включает 55 сейсмических событий и 398 пунктов с 689 записанными эффектами землетрясений в геологической среде. При заполнении базы данных использовался как авторский, так и иной материал, представленный в ежегодных изданиях «Землетрясения в СССР» [1963—1997] и «Землетрясения Северной Евразии» [1997—2005], а также в других публикациях [Солоненко, Тресков, 1960; Рустанович, 1961; Солоненко и др., 1966; Хилько и др., 1985; Агатова и др., 2004; Лунина и др., 2007; и др.]. Большое количество использованных источников можно найти в работе [Andreev, Lunina, 2013].

M = 6.9 (Тахийншарское); 28 — 8.10.1974, *M* = 5.2 (Меличанское); 29 — 31.03.1975, *M* = 5.7 (Булганское); 30 — 2.11.1976, *M* = 5.2 (Уоянское-1); 31 — 4.06.1977, *M* = 4.7 (Уоянское-2); 32 — 2.10.1980, *M* = 5.1 (Оронгойское); 33 — 22.05.1981, *M* = 5.6; 34 — 27.05.1981, *M* = 5.2; 35 — 27.11.1985, *M* = 4.2; 36 — 7.07.1987, *M* = 4.9 (Дырындинское); 37 — 2.05.1988, *M* = 4.1 (Таштагольское); 38 — 20.04.1989, *M* = 6.6 (Южно-Якутское); 39 — 13.05.1989, *M* = 5.8; 40 — 25.10.1989, *M* = 5.4; 41 — 14.06.1990, *M* = 6.9 (Зайсанское); 42 — 26.10.1990, *M* = 5.1; 43 — 27.02.1993, *M* = 4.2; 44 — 13.07.1993, *M* = 4.8; 45 — 29.06.1995, *M* = 5.9 (Еловское); 46 — 14.09.1995, *M* = 4.7 (Прокопьевское); 47 — 25.02.1999, *M* = 6.1 (Южно-Байкальское); 48 — 21.03.1999, *M* = 5.8 (Кичерское); 49 — 10.10.2001, *M* = 4.3 (Усть-Селенгинское); 50 — 28.07.2002, *M* = 5.0 (Ольхонское); 51 — 17.09.2003, *M* = 4.3 (Хойтогельское); 52 — 27.09.2003, *M* = 7.5 (Чуйское); 53 — 6.07.2004, *M* = 4.4; 54 — 27.08.2008, *M* = 6.1 (Култукское). Не показано Артыкское землетрясение 18.05.1971 г. (*M* = 7.1), косейсмические эффекты от которого распространились в пределах территории исследования.

Для дальнейшего анализа важно отметить, что в раздел «ассоциируемое землетрясение» в случае однозначных сведений вносилась информация о сейсмогенерирующем разломе, т.е. о той структуре, которая инициировала сейсмическое событие. Получению таких данных способствовал анализ сеймотектонической позиции очагов землетрясений, проведенный независимыми исследователями, на работы которых приводятся соответствующие ссылки в базе данных. Все сейсмогенерирующие разломы, с которыми увязаны землетрясения, являются достоверно установленными.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Согласно собранной базе данных, среди опасных геологических процессов, которые проявляются одновременно с сейсмогенной активизацией разломов на юге Сибири и сопредельных территориях, выделяются:

- разжижение грунта, часто сопровождаемое флюидизацией и гидрогеологическими аномалиями;
- проседание грунта, выраженное воронками-провалами;
- вторичное разрывообразование от сейсмических сотрясений;
- склоновые (гравитационные) процессы.

Перечисленные процессы, за исключением проседаний грунта, распространены повсюду в плейстоценовых областях на юге Сибири, в Монголии и Северном Казахстане (см. рис. 1, б—д) и пространственно коррелируют с сопутствующими эффектами, распространенными преимущественно в техногенной среде (см. рис. 1, е). Значительно меньшее количество зафиксированных проявлений по сравнению с остальными эффектами может быть связано со специфическими условиями их образования, вследствие чего изучению этих структур в эпицентральных зонах уделялось меньше внимания.

Сейсмическое разжижение представляет собой переход водонасыщенных дисперсных грунтов в текучее состояние в результате разрушения структурных связей под действием сейсмических волн [Вознесенский и др., 2005]. На юге Сибири и сопредельной территории этот процесс начинается при землетрясениях с $M_S \geq 5.2$ и эпицентральной интенсивностью $I_0 \geq 6$ —7 баллов по шкале MSK-64 [Andreev, Lunina, 2013].

Анализ имеющихся данных показывает, что процессы разжижения грунта при землетрясении с максимально зарегистрированной в выборке $M_S = 8.1$ (Гоби-Алтайское) распространяются на расстоянии до 440 км от эпицентра события (рис. 3, а) и до 130 км от осевой части сейсмогенерирующей структуры по перпендикуляру (см. рис. 3, б). При этом существует четкая закономерность, что чем дальше от разлома, тем меньше становится случаев разжижения (см. рис. 3, б). В целом 62 % из них сосредоточены в радиусе 20 км, и 93 % — в пределах 40 км от дизъюнктива, с которым ассоциируется сейсмическое событие.

Для территории юга Восточной Сибири в рамках координат 100° — 114° в.д. и 50° — 57° с.ш., для которой составлена детальная цифровая карта плиоцен-четвертичных разломов на основе м-ба 1:200000 [Лунина и др., 2010], нами проведен анализ распределения проявлений различных геологических процессов при землетрясениях относительно ближайшего дизъюнктива. Измерения проводились по кратчайшему расстоянию от пункта наблюдений до достоверно установленного или предполагаемого разлома. Оказалось, что в 44 % случаев разжижение грунта имело место не далее чем в 0.5 км от его оси (рис. 4, а); еще 25 % случаев произошли на расстоянии 0.51—1 км. Максимальное удаление расположено в 7.6 км от оси разлома (см. рис. 4, а). Характерно, что 73 % случаев фонтанирования воды из лунок и трещин во льду (см. рис. 4, б) и 68 % гидрогеологических аномалий (изменений уровня, дебита, температуры, состава воды в водоемах, колодцах и скважинах, включая загрязнение осадочным материалом и эмиссию газов), часть из которых косвенно указывает на возможность разжижения грунта, также произошли не далее 1 км от разрывного нарушения (см. рис. 4, в).

Приведенный пунктиром на рис. 5, а график зависимости максимального эпицентрального расстояния R_e от магнитуды M_S учитывает все данные о наблюдаемом разжижении, которое подтверждалось выбросами воды с осадочным материалом и фонтанированием воды из трещин в грунте, что, по сути, отвечает понятию флюидизации [Alfaro et al., 2002]. Его сравнение с графиком зависимости максимального расстояния от сейсмогенерирующего разлома R_f от M_S (см. рис. 5, а; табл. 1, уравнение 3) показало, что эффекты разжижения грунта локализуются в несколько раз ближе к дизъюнктиву, чем к эпицентру. В сопоставлении с подобными уравнениями $R_e = f(M_S)$ для разных регионов мира [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Youd, Perkins, 1978; Liu, Xie, 1984; Ambraseys, 1988; Wakamatsu, 1993; Papadopoulos, Lefkopoulos, 1993; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005], установленное соотношение $R_e = f(M_S)$ для юга Сибири и сопредельной территории (см. табл. 1, уравнение 1) увеличивает предельное эпицентрально-расстояние при магнитуде землетрясения $5.2 \leq M_S \leq 8.1$ [Andreev, Lunina, 2013]. В то же время увеличение предельного расстояния для случаев разжижения грунта связано с наличием лишь одного пункта, где при Олекминском землетрясении 14.09.1958 г. с $M_S = 6.5$ на дистанции 180 км от эпицентра

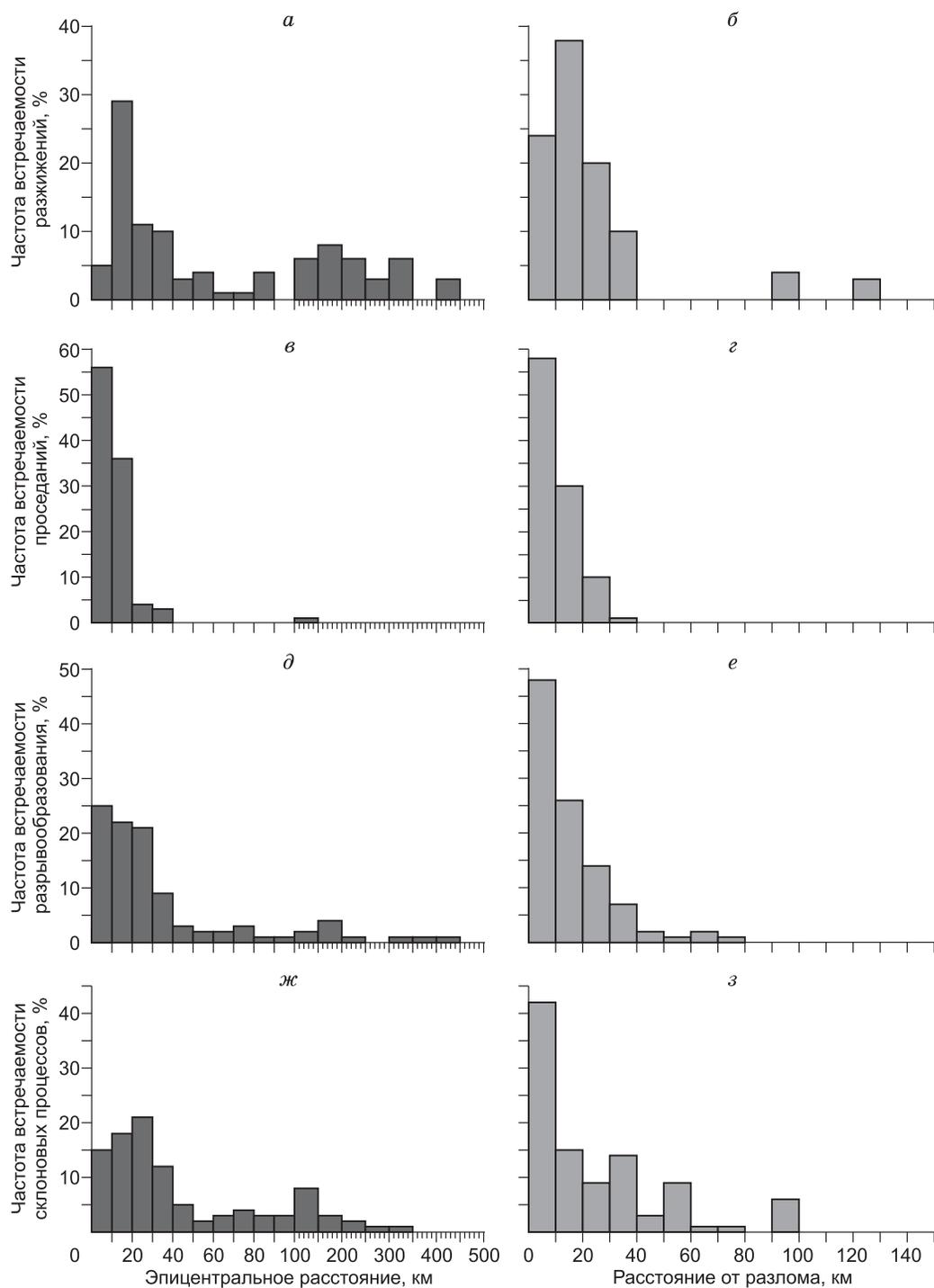


Рис. 3. Распределение геологических опасностей на юге Сибири и в Монголии относительно эпицентра землетрясения (а, в, д, ж) и сейсмогенерирующего разлома (б, г, е, з) (в процентном соотношении, рассмотрены только инструментальные события).

а, б — разжижение грунта (без гидрогеологических аномалий); *в, г* — воронкообразное проседание грунта; *д, е* — вторичное разрывообразование от сейсмических сотрясений; *ж, з* — склоновые процессы.

образовался грифон высотой до 25 м и пульсационно выбрасывалась грязь [Солоненко и др., 1966]. Особенность этого места в том, что там расположены горячие источники, указывающие на близкое расположение приповерхностных аномальных водных потоков. Это, очевидно, и явилось причиной возникновения опасного геологического явления. В связи с этим мы считаем необходимым представить в

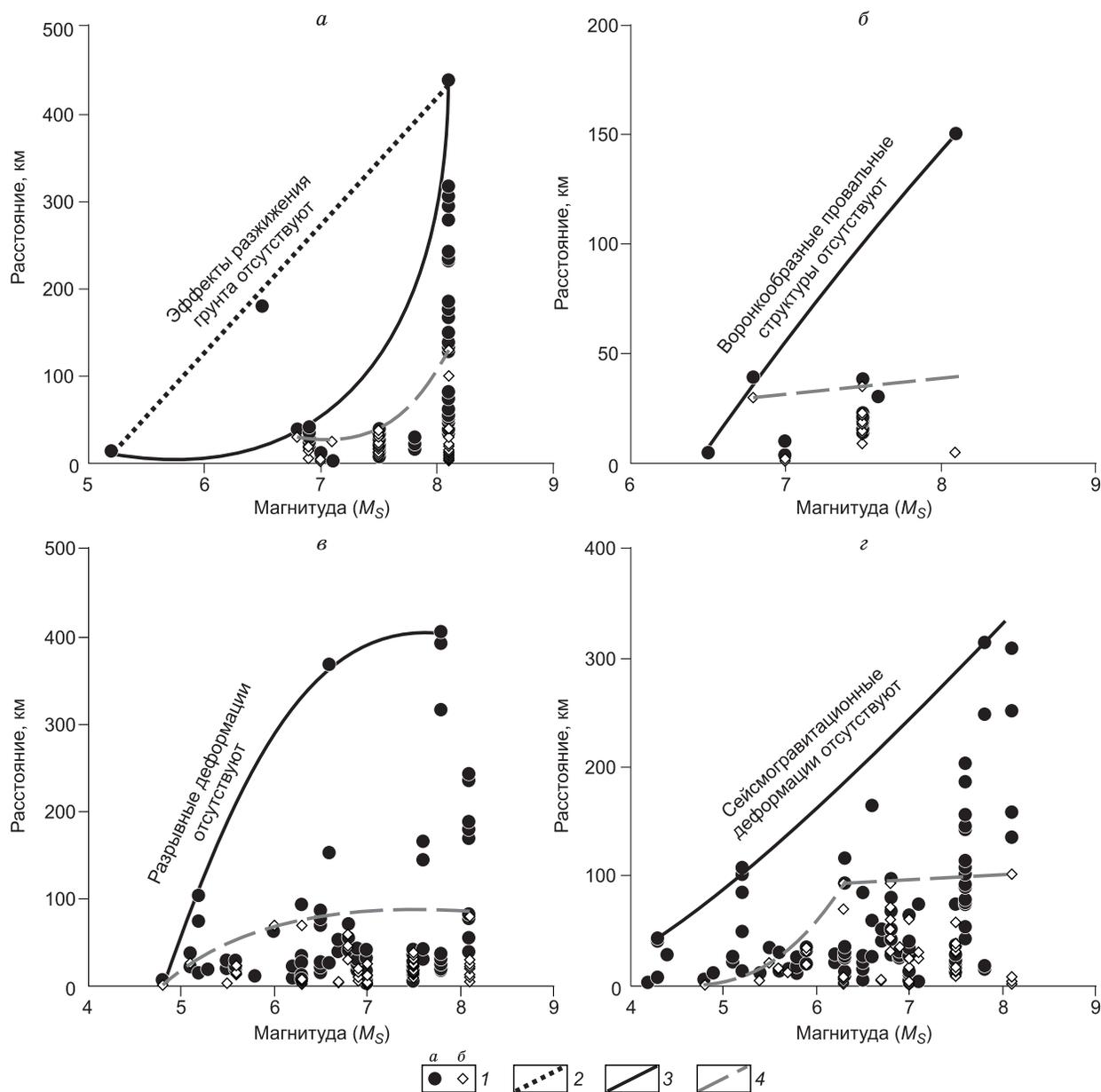


Рис. 5. Графики зависимостей максимальных расстояний от эпицентра землетрясения R_e и сейсмогенерирующего разлома R_f от магнитуды землетрясения M_S для проявлений опасных геологических процессов на территории юга Сибири и Монголии.

a — разжижение грунта; *б* — воронкообразные проседания грунта; *в* — вторичное разрывообразование от сейсмических сотрясений; *г* — склоновые процессы.

1 — пункты, где при землетрясениях на расстояниях R_e (*a*) и R_f (*б*) были проявлены опасные геологические процессы; граничные кривые зависимостей: 2 — $R_e = f(M_S)$ с учетом всех наблюдаемых эффектов разжижения, 3 — $R_e = f(M_S)$, где для разжижения грунта не учитывается пункт с аномальным проявлением процесса из-за выхода термальных вод, 4 — $R_f = f(M_S)$.

данной работе еще одну кривую зависимости $R_e = f(M_S)$ (см. рис. 5, *a*, сплошная кривая) и соответствующее уравнение (см. табл. 1, уравнение 2) для условий среды, где отсутствуют выходы термальных вод. Полученная новая кривая близка к мировым графикам, приведенным в цитированных выше работах. Таким образом, для оценки предельных эпицентральных расстояний, на которых может проявиться разжижение грунта при землетрясениях определенной магнитуды, рекомендуется использовать уравнение, наиболее подходящее для природной ситуации.

Индикатором разжижения четвертичных отложений являются структуры, за которыми в мировой литературе закрепился термин «сейсмиты» [Sims, 1975; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Korzhenkov et al.,

Таблица 1. Уравнения граничных кривых соотношений между магнитудой землетрясения и расстоянием от эпицентра и сейсмогенерирующего разлома, на котором проявляются различные типы опасных геологических процессов

Процесс	Отношение	Условие	Уравнение	№
Разжижение	$R_e / M_S (n = 79)$	$5.2 \leq M_S \leq 8.1$	$R_e = 147.2 \cdot M_S - 759.6$	(1)*
	$R_e / M_S (n = 78)$	$5.2 \leq M_S \leq 8.1$	$R_e = 105.2 \cdot M_S^2 - 1252.1 \cdot M_S + 3683.1$	(2)
	$R_f / M_S (n = 71)$	$6.8 \leq M_S \leq 8.1$	$R_f = 109.2 \cdot M_S^2 - 1549.5 \cdot M_S + 5519.3$	(3)
Проседание	$R_e / M_S (n = 72)$	$6.5 \leq M_S \leq 8.1$	$R_e = 1509.0 \cdot \lg(M_S) - 1220.3$	(4)
	$R_f / M_S (n = 69)$	$6.8 \leq M_S \leq 8.1$	$R_f = 7.1 \cdot M_S - 18.6$	(5)
Разрывообразование	$R_e / M_S (n = 139)$	$4.8 \leq M_S \leq 8.1$	$R_e = 854.0 \cdot M_S - 57.0 \cdot M_S^2 - 2785.9$	(6)
	$R_f / M_S (n = 105)$	$4.8 \leq M_S \leq 8.1$	$R_f = 195.4 \cdot M_S - 13.4 \cdot M_S^2 - 625.5$	(7)
Склоновые движения	$R_e / M_S (n = 106)$	$4.2 \leq M_S \leq 8.1$	$R_e = 4.4 \cdot M_S^2 + 25.3 \cdot M_S - 147.2$	(8)
	$R_f / M_S (n = 21)$	$4.8 \leq M_S \leq 6.3$	$R_f = 40.1 \cdot M_S^2 - 384.6 \cdot M_S + 923.0$	(9)
	$R_f / M_S (n = 46)$	$6.3 \leq M_S \leq 8.1$	$R_f = 4.4 \cdot M_S + 64.0$	(10)

Примечание. M_S — магнитуда землетрясения по поверхностным волнам; R_e — эпицентральное расстояние (км); R_f — расстояние от сейсмогенерирующего разлома (км); n — количество случаев проявления опасных геологических процессов.

* Уравнение граничной кривой из работы [Andreev, Lunina, 2013], учитывающее аномальное проявление разжижения в районе горячих источников на значительном расстоянии от эпицентра землетрясения.

2014; Montenat et al., 2007; Деев и др., 2009, 2013; Гладков, Лунина, 2010]. Формы их проявления могут быть разные: от шаро-, капле- и складкообразных до кластических даек. Последние, как было показано на примере Цаганского землетрясения 1862 г. с $M_S \sim 7.5$, в условиях развития криогенных процессов являются наиболее достоверным индикатором прошлых землетрясений [Лунина и др., 2012]. Выход разжиженного материала на поверхность зачастую происходит вдоль сейсмогенных разрывов протяженностью до нескольких десятков — первых сотен метров (рис. 6, а). В эпицентральной зоне Чуйского (Алтайского) землетрясения 2003 г. с $M_S = 7.5$ были вскрыты выполненные осадочным материалом трещины, через которые изливались грубообломочные отложения, сформировавшие в итоге инъекционные дайки мощностью до 0.8 м (см. рис. 6, б). Через разрывы выбрасывались серые псефитовые осадки, которые на супесчано-суглинистой почве с сохранившимися корнями растений создали слой мощностью до 0.3 м. В выброшенной массе снизу вверх местами меняется размер обломков от крупных до мелких, в результате чего в разрезе он разделяется на три пласта равной мощности и выглядит как «пышный слоеный пирог» (см. рис. 6, в). Подобное строение разреза над инъекционными дайками может также служить признаком их сейсмогенного происхождения, что важно при полевом изучении способности грунтов к разжижаемости и для оценки сейсмической опасности.

По количественным параметрам инъекционных даек, образованных за счет выполнения разрывов разжиженным материалом, поступающим снизу вверх, можно определить минимально возможную магнитуду и интенсивность землетрясения, при которой они формировались. Для этого приводятся соответственно кривые (рис. 7) и уравнения зависимости M_S и интенсивности в пункте I_{II} от мощности m_{id} и высоты (глубины) проникновения h_{id} инъекционных даек (табл. 2, уравнения 11—14). Большая часть данных для этого анализа была собрана нами в ходе полевых исследований в эпицентральных областях Мондинского 1950 г. ($M_S = 7.0$) и Чуйского 2003 г. ($M_S = 7.5$) землетрясений. Дополнительная информация была получена из публикаций по Среднебайкальскому событию 1959 г. ($M_S = 6.8$) [Солоненко, Тресков, 1960; Рустанович, 1961].

Несмотря на различные геологические и геодинамические условия, в которых произошли землетрясения и возникли структуры разжижения, а также малый объем выборок и диапазон магнитуд, установлена надежная статистическая связь между параметрами землетрясений и максимальными размерами инъекционных даек (см. рис. 7). Таким образом, на основе статистики показано, что чем больше магнитуда землетрясения и интенсивность сотрясений в пункте, тем больше максимальные размеры образовавшихся инъекционных даек. При этом даже при самых больших величинах параметров сейсмических событий образуются подобные вторичные деформации размером от первых сантиметров до 1—2 м.

Проседания грунта, вызванные землетрясениями. В пределах юга Сибири и Монголии воронкообразные проседания были зафиксированы при обследовании эпицентральных зон Муйского ($M_S = 7.6$) и Олекминского ($M_S = 6.5$) [Солоненко и др., 1966], Мондинского ($M_S = 7.0$) [Сейсмогеология..., 1981; данные авторов], Чуйского ($M_S = 7.5$, данные авторов) [Агатова и др., 2004; Vysotskii et al.,

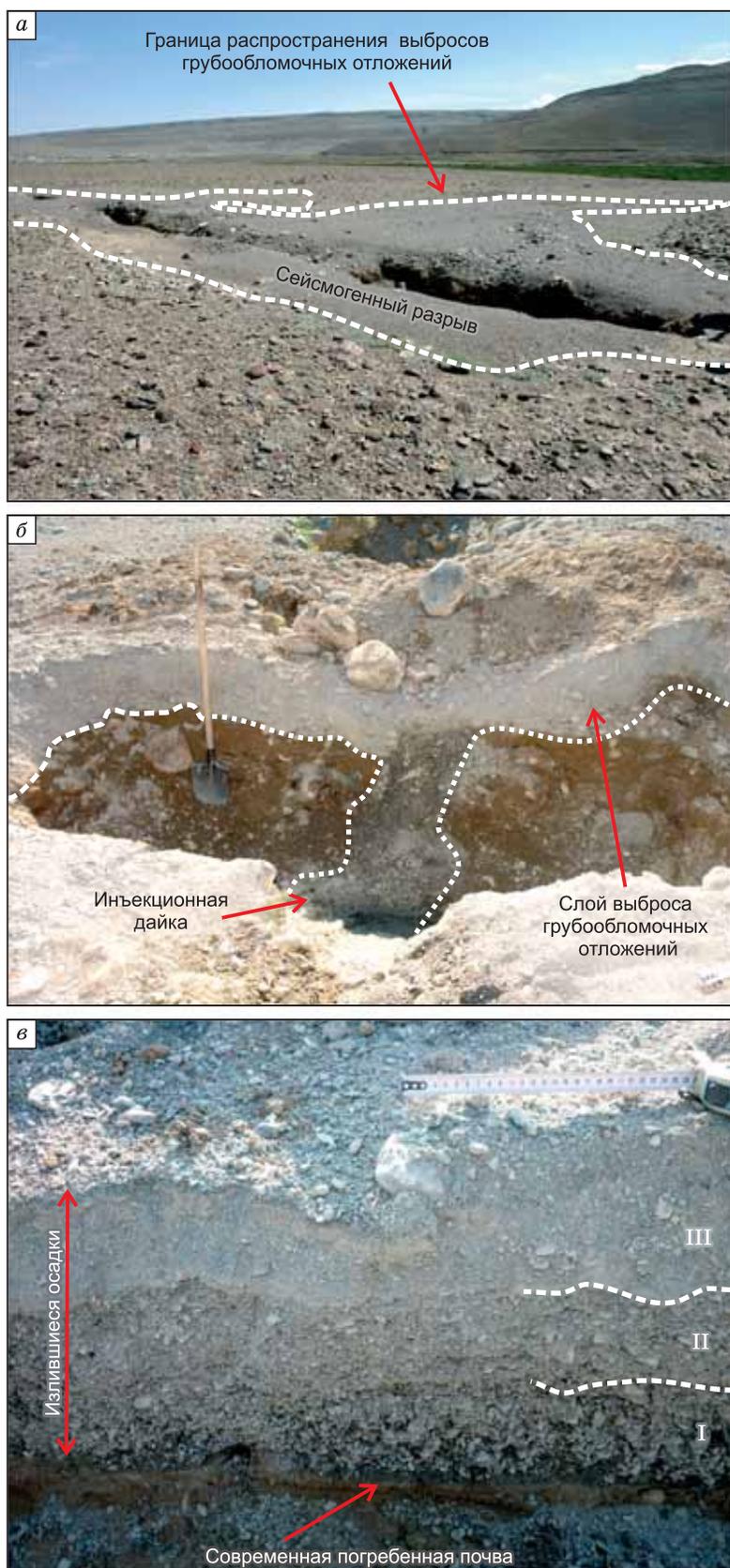


Рис. 6. Выбросы разжиженных грубообломочных отложений вдоль сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения в долине р. Талтуры на Горном Алтае.

а — вид в плане; *б* — вид в разрезе; *в* — особенности строения слоя грубообломочных отложений (в виде «слоеного пирога»), выброшенных на поверхность. I, II, III — пласты отложений разного гранулометрического состава.

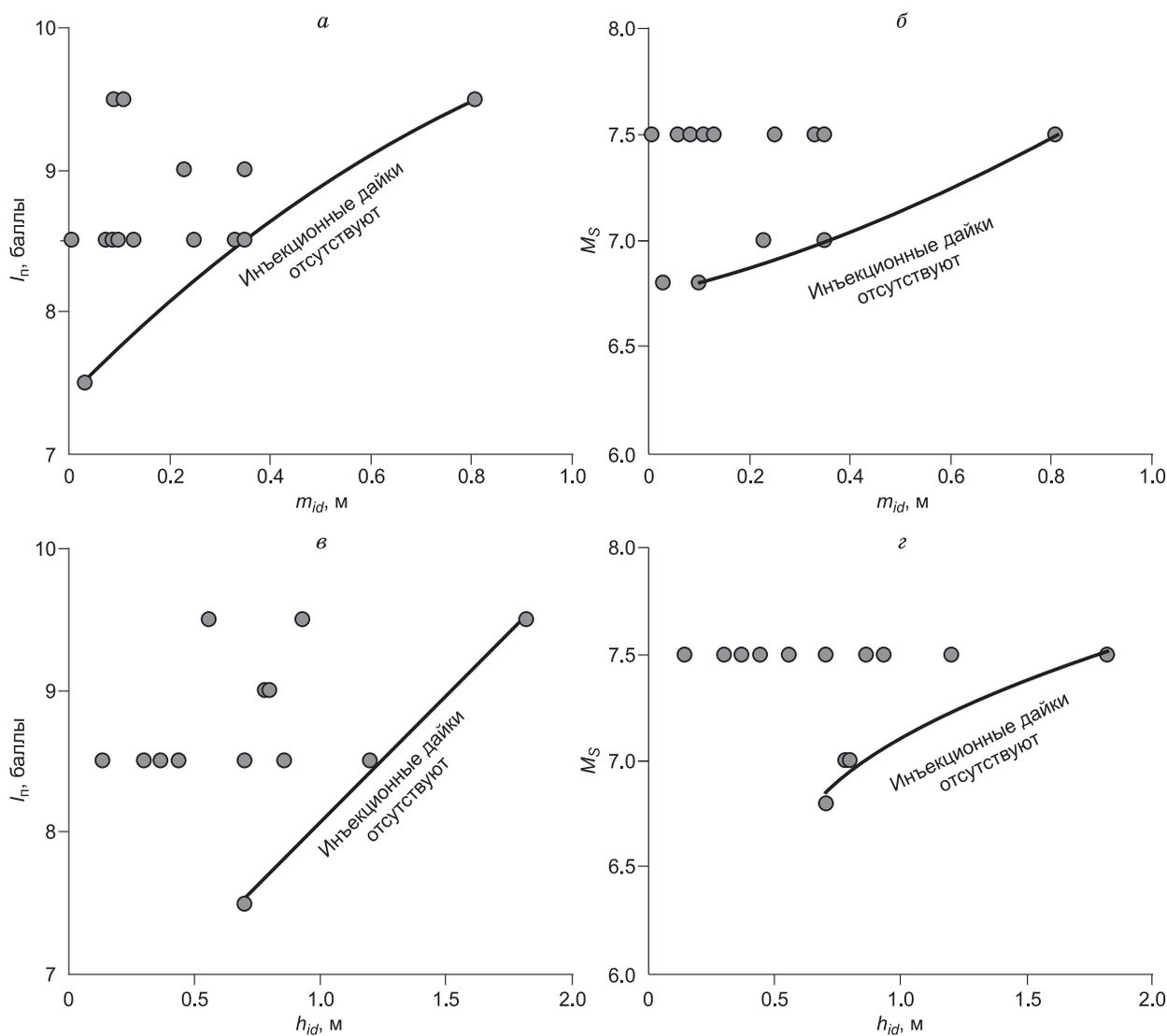


Рис. 7. Графики зависимостей интенсивности сотрясения в пункте I_p (в баллах шкалы MSK-64) и магнитуды землетрясения по поверхностным волнам M_S от максимальных величин мощности m_{id} (а, б) и высоты проникновения h_{id} (в, г) инъекционных даек.

2004], Гоби-Алтайского ($M_S = 8.1$) [Гоби-Алтайское..., 1963] и Урэг-Нурского ($M_S = 7.0$) [Хилько и др., 1985] землетрясений (см. рис. 1, а). По внешнему виду они схожи с суффозионными и термокарстовыми воронками (рис. 8).

Распределение косейсмических, а в некоторых случаях, возможно, и постсейсмических проседаний, имеет тенденцию к закономерности, что чем выше магнитуда землетрясения, тем дальше от эпицентра образуются провальные структуры (см. рис. 5, б, табл. 1, уравнения 4—5). Между тем пока не устанавливается определенного распределения для функции $M_S = f(R_p)$. Как и для случаев разжижения, воронки располагаются значительно ближе к сейсмогенерирующему разлому (максимальное удаление ~ 40 км, см. рис. 3, з), чем к эпицентру (максимальное удаление ~ 150 км) (см. рис. 3, в). Относительно ближайшего разрывного нарушения они расположены не далее чем в 2 км (см. рис. 4, з).

В эпицентральных зонах Чуйского и Мондинского землетрясений воронки-провалы широко распространены в валунно-галечных отложениях. Они имеют круглую или овальную форму, протяженность по длинной оси — от первых до первых десятков метров и глубину — от первых десятков сантиметров до первых метров (см. рис. 8, а, б). Образование воронок-провалов, на наш взгляд, связано с избирательным уплотнением крупнообломочного материала, которое может быть обусловлено: суффозионными и/или термокарстовыми явлениями, развивающимися в зонах сеймотектонических трещин, не вышедших на поверхность; компенсационным проседанием грунта по линии зияющих разрывов; и/

Таблица 2. Уравнения граничных кривых соотношений между параметрами землетрясений и максимальными размерами вторичных сейсмогенных дислокаций

Отношение	Условие	Уравнение	№
$I_n / m_{id} (n = 14)$	$7-8 \leq I_n \leq 9-10$	$I_n = 3.59 \cdot m_{id} - 1.23 \cdot m_{id}^2 + 7.39$	(11)
$M_S / m_{id} (n = 14)$	$6.8 \leq M_S \leq 7.5$	$M_S = 0.40 \cdot m_{id}^2 + 0.62 \cdot m_{id} + 6.73$	(12)
$I_n / h_{id} (n = 13)$	$7-8 \leq I_n \leq 9-10$	$I_n = 1.78 \cdot h_{id} + 6.29$	(13)
$M_S / h_{id} (n = 13)$	$6.8 \leq M_S \leq 7.5$	$M_S = 1.59 \cdot \lg(h_{id}) + 7.09$	(14)
$I_n / S_B (n = 68)$	$7-8 \leq I_n \leq 10$	$I_n = 10^{-3} \cdot S_B - 1.30 \cdot 10^{-7} \cdot S_B^2 + 7.49$	(15)
$M_S / S_B (n = 68)$	$6.5 \leq M_S \leq 8.1$	$M_S = 0.75 \cdot \lg(S_B) + 4.22$	(16)
$I_n / h_B (n = 58)$	$7-8 \leq I_n \leq 10$	$I_n = 0.20 \cdot h_B + 6.90$	(17)
$M_S / h_B (n = 58)$	$6.5 \leq M_S \leq 8.1$	$M_S = 0.03 \cdot h_B^2 - 0.03 \cdot h_B + 6.38$	(18)
$I_n / V_{sd} (n = 21)$	$6 \leq I_n \leq 9-10$	$I_n = 0.56 \cdot \lg(V_{sd}) + 3.60$	(19)
$M_S / V_{sd} (n = 23)$	$4.4 \leq M_S \leq 8.1$	$M_S = 2.06 \cdot \lg(V_{sd}) - 0.10 \cdot (\lg(V_{sd}))^2 - 2.56$	(20)

Примечание. Параметры дислокаций: m_{id} и h_{id} соответствуют максимальным мощности (м) и высоте (глубине) проникновения (м) проявления инъекционных даек в детально изученном фрагменте осадочного разреза; S_B и h_B — максимальные площадь (м²) и глубина проседания (м) воронки-провала соответственно; V_{sd} — максимальный объем сейсмогравитационной дислокации от единичного подземного толчка (м³). Параметры землетрясений: M_S — магнитуда землетрясения по поверхностным волнам; I_n — интенсивность сотрясения в пункте в баллах шкалы MSK-64, n — количество пунктов.

или выдавливанием разжиженного осадочного материала с глубины и откликом на образовавшиеся пустоты. В принципе такой же генезис не исключается и для воронок в рыхлых алевроитовых и псаммитовых отложениях. Через 7 лет после Чуйского землетрясения, в долине р. Чаган рядом с сейсмогенным разрывом была обнаружена воронка проседания внешним диаметром 0.77 м и глубиной 1.3 м (см. рис. 8, в). Внутри провала продолжали обваливаться куски суглинисто-супесчаного грунта, наблюдалось удлинение полости в сторону сейсмогенного разрыва по направлению 175°. По длинной оси, во внутренней части этой структуры, глубина составила 3 м, по короткой — 1.93 м. В районе ближайшего к селу Бельтир озера, в ленточных глинах, в разрезах канав наблюдались системы трещин, не вышедшие на поверхность, над которыми также образовались воронки-провалы (см. рис. 8, з). Во многих случаях они использовались как каналы для прохождения флюидизированного осадка.

На основе выборки из базы данных для территории юга Сибири и Монголии предложены граничные зависимости, связывающие максимальные величины площади S_B и глубины проседания h_B воронок-провалов с магнитудой M_S и интенсивностью в пункте I_n (рис. 9, табл. 2, уравн. 15—18). Полученные уравнения не столь надежны, как для инъекционных даек, что связано не только с недостаточными сведениями о параметрах провальных структур при $I_n > 9$ баллов и $M_S > 7.0$, но и со специфическими локальными условиями геологической среды. Рельеф местности, трещиноватость горных пород и интенсивность экзогенных процессов могут оказывать существенное влияние на постсейсмическое укрупнение воронок, что и наблюдается в распределениях их параметров при меньших значениях M_S и I_n .

Разрывообразование при сейсмических сотрясениях. Результатом данного процесса являются подновленные и новообразованные трещины в скальных и рыхлых грунтах, ледовом покрытии водоемов и техногенных отложениях, которые могут иметь как первичную, так и вторичную природу в соответствии с классификацией, приведенной в [Paleoseismology, 1996]. При обследовании очаговых зон землетрясений изучению первичных сейсмогенных разрывов уделяется основное внимание, поскольку они несут информацию о геодинамических характеристиках сейсмического процесса и представляют собой наибольшую опасность. Однако при определенных обстоятельствах вторичные разрывы также могут оказывать поражающее воздействие на людей и окружающую среду. Простой пример можно привести с трещинами в действующих ледовых переправах, которые можно прогнозировать в случае землетрясений.

Гистограмма распределения вторичных разрывных деформаций в геологической среде показывает, что они могут распространяться до 400—450 км от эпицентра землетрясения (см. рис. 3, д) и до 70—80 км от сейсмогенерирующего разлома (см. рис. 3, е) в зависимости от магнитуды события (см. рис. 5, в, табл. 1, уравн. 6—7). На максимальных расстояниях зафиксированы трещины в ледовом покрытии водоемов. При удалении от источника излучения сейсмических волн постепенно уменьшается количество пунктов, где были отмечены разрывы. Эта закономерность особенно проявлена для случая, когда за источник принимается разлом, с которым ассоциируется землетрясение (см. рис. 3, е), а не эпицентр (см. рис. 3, д). Как и в случаях с разжижением (62 %) и проседаниями (88 %), значительная

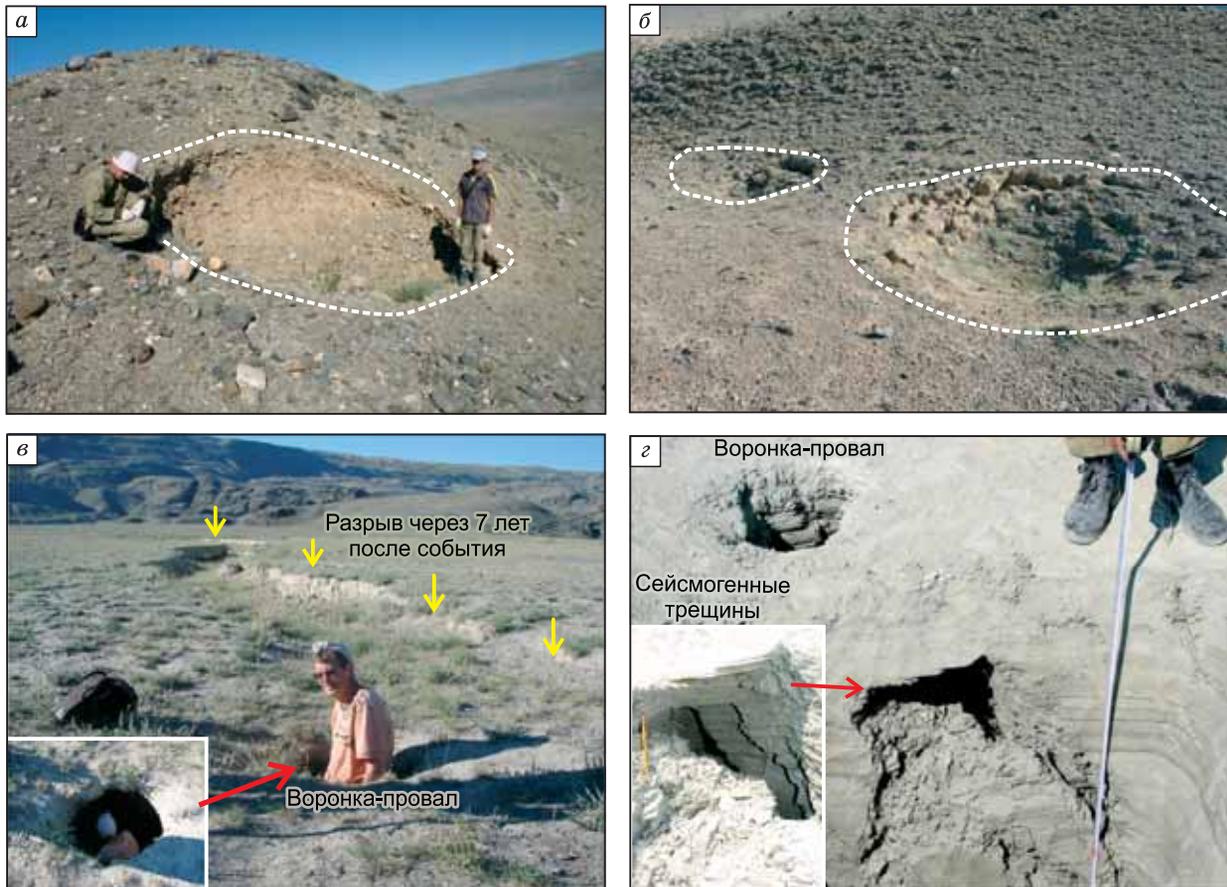


Рис. 8. Проседания в виде воронок-провалов, образовавшихся в рыхлых отложениях в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. на Горном Алтае.

а–б — в валунно-галечных отложениях; *в* — в суглинках, в долине р. Чаган, на продолжении сейсмогенного разрыва Чуйского землетрясения (обнаружен при обследовании в августе 2010 г., в мае 2004 г. провала не было); *г* — в ленточных глинах над сейсмогенными трещинами, в долине р. Талтура недалеко от с. Бельтир.

часть отмеченных явлений трещинообразования (71 %) развивается в пределах 20 км от оси сейсмогенерирующей структуры.

Анализ проявлений эффектов вторичного разрывообразования в природной среде на юге Восточной Сибири показывает, что активизация и возникновение разрывов в области сейсмических сотрясений происходит также дискретно, как и в случаях с другими вышеописанными процессами. На это указывает то, что 86 % всех случаев хрупкой деформации при землетрясениях имели место на расстоянии 2 км от ближайшего дизъюнктива, 11 % случаев расположены на расстоянии 2—6.5 км от него, и единичные случаи встречены в интервалах 11.1—11.5 и 35.1—35.5 км (см. рис. 4, д). Такое распределение может свидетельствовать о том, что большинство вторичных разрывных дислокаций имеют связь с тектоническими разломами земной коры, отражая, по-видимому, их внутреннюю структуру и ориентировку. В некоторой степени подтверждением этому могут быть наблюдения в плейстосейстовой области Култукского землетрясения 2008 г. на Байкале, которые позволили продемонстрировать унаследованное ориентировки плиоцен-четвертичных разломов сейсмогравитационными трещинами [Berzhinskii et al., 2010].

Склоновые процессы. К явлениям, связанным со склоновыми процессами во время землетрясений, относятся камнепады, обвалы, осыпи, оползни, снежные лавины, грязекаменные селевые потоки. Среди всех рассматриваемых процессов они наиболее изучены статистически [Keefler, 1984, 2002; Rodriguez et al., 1999; Непоп, Агатова, 2008а,б, 2011].

Материалы, собранные по югу Сибири и Монголии, показывают, что наибольшее внимание при документировании сейсмогравитационных проявлений уделяется обвалам, камнепадам, осыпям и оползням. В общем виде подтверждается закономерность, что чем выше магнитуда землетрясения, тем даль-

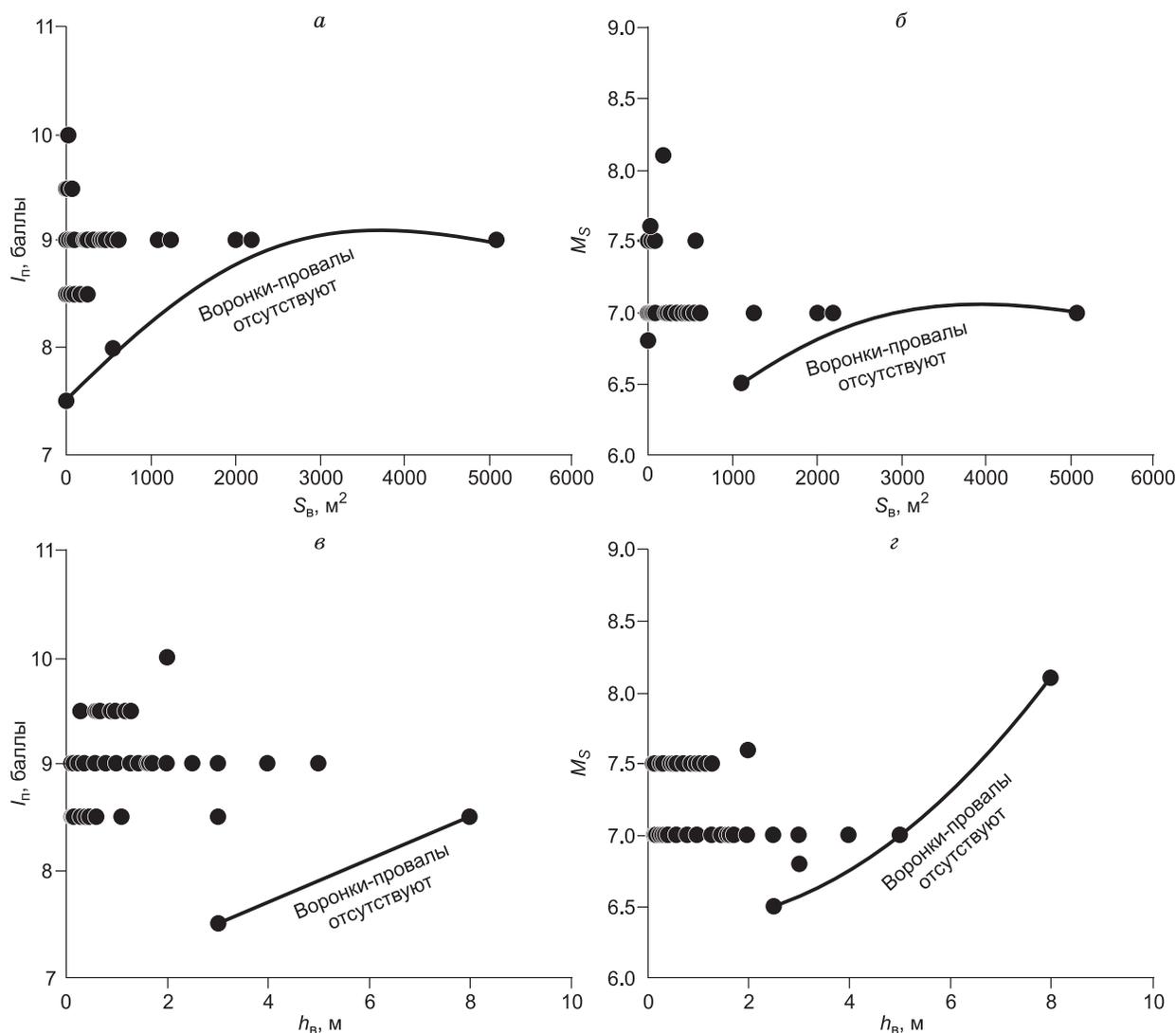


Рис. 9. Графики зависимостей интенсивности сотрясения в пункте I_{II} (в баллах шкалы MSK-64) и магнитуды землетрясения по поверхностным волнам M_S от максимальных величин площади S_B (а, б) и глубины проседания h_B (в, г) воронок-провалов.

ше от эпицентра и от сейсмогенерирующего разлома проявляются склоновые процессы (см. рис. 5, з, табл. 1, уравн. 8—10). При этом от эпицентра они фиксируются значительно дальше: 315 км при $M_S = 7.8$ и 308 км при $M_S = 8.1$ (см. рис. 3, ж; 5, з), чем от дизъюнктива, ассоциированного с сейсмическим событием: 100 км при $M_S = 8.1$ (см. рис. 3, з; 5, з). Наблюдаемые предельные значения меньше по сравнению с представленными в работе [Keefer, 1984]: для эпицентрального расстояния ~ 400 км, для разлома ~ 300 км при $M_S = 8$. Кроме того, при сравнительно невысоких магнитудах известны камнепады на экстремально удаленном расстоянии от эпицентра: 245 км при $M_W = 5.8$ [Jibson, Harp, 2012]. В качестве причин таких аномальных проявлений рассматриваются присутствие глины в основании обвальноподолзневых тел и особенности затухания сейсмических волн во внутриплитных областях. Кроме того, статистическое несоответствие новых проявлений сейсмогравитационных процессов ранее полученным зависимостям связывают с недостатком данных о таких явлениях на больших расстояниях, обусловленных возможностями проведения макросейсмических обследований. Последнее, по-видимому, также может быть объяснением для меньших граничных значений используемой нами выборки, сформированной в региональной базе данных из публикаций.

Тем не менее обращает на себя внимание то, что увеличение расстояния до 90—100 км от пункта с гравитационными явлениями до сейсмогенерирующего разлома заметно происходит только до величины $M_S = 6.3$ (см. рис. 5, з), а затем его приращение замедляется. В работе [Rodriguez et al., 1999,

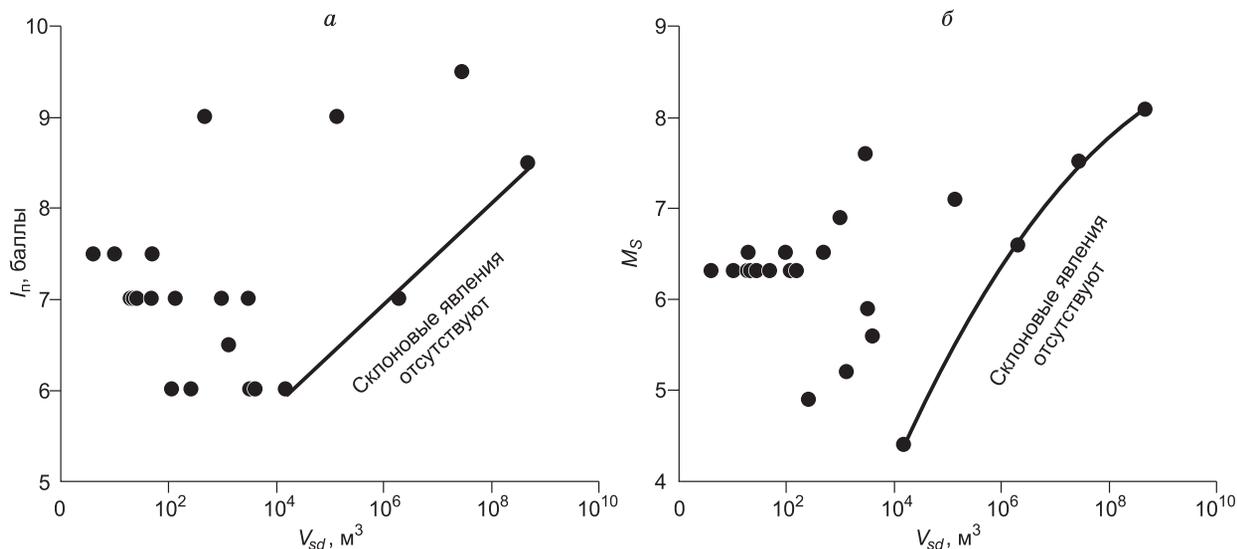
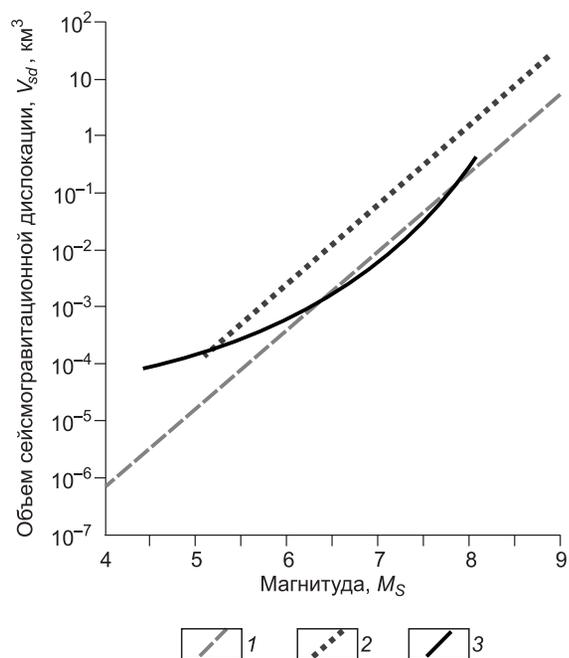


Рис. 10. Графики зависимостей величины максимального объема сейсмогравитационной дислокации V_{sd} от интенсивности сотрясения в пункте I_n (в баллах шкалы MSK-64) (а) и магнитуды землетрясения по поверхностным волнам M_S (б).

Figs. 6—8] на графиках также можно видеть, что для разных типов склоновых движений увеличение предельных расстояний до 100 км происходит для землетрясений с $M \leq 6.7$ —7.1. При больших магнитудах расстояние от сейсмогенерирующего разлома до пункта, на котором могут проявляться склоновые процессы, не увеличивается. За рамками граничной кривой остается одно событие с $M_S = 5.8$, при котором на расстоянии около 180 км от сейсмогенерирующего разлома наблюдалась активизация оползня в грунтах [Rodriguez et al., 1999, Figs. 6—7]. Таким образом, соответствие наших результатов распределения (см. рис. 5, з) данным из работы [Rodriguez et al., 1999, Figs. 6—8], позволяет заключить, что, кроме единичных аномальных случаев проявления склоновых процессов [Rodriguez et al., 1999; Keefer, 2002; Jibson, Harp, 2012], максимальное удаление взаимосвязанных эффектов от сейсмогенерирующих разломов зачастую не превышает 100 км. При этом их количество убывает (рис. 3, з) так же, как от эпицентра (рис. 3, ж).

Расположение сейсмогравитационных дислокаций относительно ближайших дизъюнктивов имеет экспоненциальное распределение (см. рис. 4, е).



Все из них расположены не далее чем в 4.5 км от главной разломной плоскости, а 90 % случаев — в 1.5 км от нее. Следует заметить, что изучение оползней в разломной системе Сан-Андреас показало, что ~ 75 % оползней и обвалов расположены в пределах 2 км от активного дизъюнктива [Scheingross et al., 2013], что в целом хорошо согласуется с результатами, представленными в настоящей статье.

Информация о последствиях 13 землетрясений, произошедших на юге Сибири и Монголии, позволила построить граничные кривые и уравнения, связывающие максимальные объемы возникших сейсмообвалов и сейсмооползней V_{sd} с магнитудой M_S и интенсивностью I_n (рис. 10, табл. 2, уравн. 19—20). В используемой для анализа выборке землетрясение с $M_S = 4.4$, произо-

Рис. 11. Сопоставление соотношений между магнитудой землетрясения и объемом сейсмогравитационной дислокации по данным:

1 — [Непоп, Агатова, 2008]; 2 — [Непоп, Агатова, 2011]; 3 — настоящей работы.

шедшее 06.07.2004 г. на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, на расстоянии 28 км от эпицентра, проявилось как 6-балльное, хотя расчетное значение, согласно уравнению макросейсмического поля для территории Прибайкалья, должно быть 4.4. Причиной аномального сейсмогравитационного обвала объемом не менее 15750 м^3 , по которому была оценена интенсивность, стала высокая нарушенность скальных горных пород в узле пересечения двух региональных разломов. Один из них по простиранию четко совпадает с линией, соединяющей эпицентр землетрясения и место, где произошло обрушение массива, а, как известно, наибольшие амплитуды волн проявляются, когда сейсмические колебания распространяются вдоль тектонических структур. Детальное обоснование связи сейсмообвала и землетрясения 06.07.2004 г., а также приведенных оценок интенсивности приведено в работе [Лунина и др., 2007].

Следует отметить, что предложенная огибающая соотношения $V_{sd} = f(M_S)$ (см. рис. 10) не является граничной для мирового набора данных [Непоп, Агатова, 2011], но тем не менее она уточняет региональную зависимость объема максимального сейсмооползня от магнитуды, установленную для района Горного и Гобийского Алтая [Непоп, Агатова, 2008] в интервале $4.4 \leq M_S \leq 6.5$ в сторону увеличения V_{sd} (рис. 11) за счет описанного выше обвала.

Модели локализации опасных геологических процессов при землетрясениях с учетом разломно-блокового строения земной коры. Полученные результаты на количественном уровне показывают, что на особенности проявления опасных геологических процессов при землетрясениях значительное влияние оказывают разрывные нарушения, определяющие строение земной коры. Все из рассмотренных косейсмических эффектов располагаются в 3.5—5.6 раза ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем к эпицентру (см. рис. 3 и 5), что позволяет рассматривать первый в качестве основного элемента для построения моделей локализации опасных природных явлений в геологической среде. Наличие разлома в качестве отправной точки для расчетов расстояний с помощью уравнений (см. табл. 1) обеспечивает более точный результат в случае известного сейсмогенного источника. Модели распределения будут иметь эллипсовидную форму с длинной осью вдоль сейсмогенерирующей структуры.

Уравнения в табл. 1 позволяют оценить общую площадь возможных проявлений опасных природных процессов, в то время как закономерности в распределении косейсмических эффектов относительно ближайшего разрывного нарушения (см. рис. 4) дают возможность конкретно локализовать области, где при соответствующем геологическом и геоморфологическом строении будут происходить явления проседания, сейсмогравитации, разжижения и вторичного разрывообразования. Так, следует напомнить, что, согласно полученным распределениям, первые располагаются не далее 2 км от ближайшего разлома (см. рис. 4, *з*), вторые — не далее 4.5 км (см. рис. 4, *е*), третьи — не далее 8 км (см. рис. 4, *а*), четвертые — не далее 35.5 км (см. рис. 4, *д*). При этом на деформации зданий и сооружений (их полное разрушение, наклон, просадку, треск и повреждение оснований) эти явления могут оказывать заметное влияние только в пределах 4 км от ближайшего дизъюнктивного нарушения (см. рис. 4, *ж*).

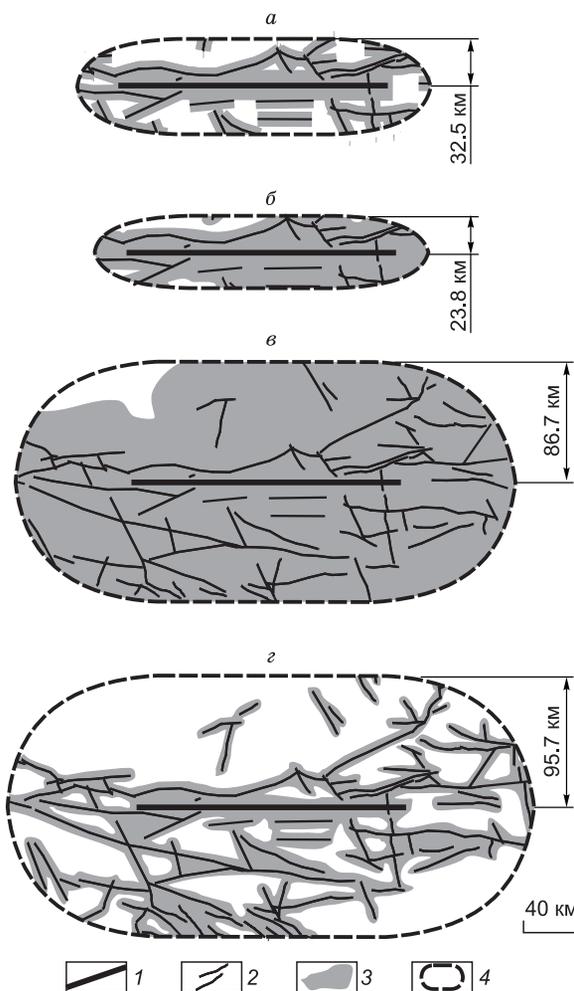


Рис. 12. Расчетные модели локализации опасных геологических процессов при землетрясении с $M_S = 7.2$ для юга Сибири и Монголии с учетом произвольного разломно-блокового строения земной коры.

а — воронкообразное проседание; *б* — разжижение; *в* — вторичное разрывообразование; *з* — склоновые процессы. 1 — сейсмогенерирующий разлом длиной 200 км; 2 — другие разломы; 3 — области проявления опасных геологических процессов; 4 — предельная граница распространения опасных геологических процессов.

На представленных расчетных моделях локализации разных типов опасных геологических процессов для землетрясения с произвольно выбранной $M_S = 7.2$, не присутствующей в используемых для анализа выборках данных, видно, что провалы, взаимосвязанные с сейсмическими событиями, имеют достаточно узкое распространение вблизи разрывных нарушений (рис. 12, а) и проявляются на сравнительно небольшой площади в плейстосейстовых областях. Следует отметить, что они наименее изучены среди всей гаммы дислокаций, судя по мировым публикациям, посвященным обследованиям землетрясений. При той же самой $M_S = 7.2$ разжижение охватывает еще меньшую площадь (см. рис. 12, б), но уже при $M_S = 8.1$ расстояние от оси разлома до места возможного проявления этого процесса возрастает с 23.8 до 130 км (см. рис. 5, а), т.е. в ~ 5.5 раза. Вторичные трещины от сотрясений при подобном разломно-блоковом строении земной коры и $M_S = 7.2$ заполняют практически все пространство, охватывая значительную площадь (см. рис. 12, в). Это связано с тем, что заданное расстояние между разрывными нарушениями менее 70 км. Склоновые процессы при землетрясении с $M_S = 7.2$ охватывают еще большую территорию вокруг сейсмогенного источника, но они достаточно четко локализируются в зонах разломов (см. рис. 12, г). При применении математической статистики на основе установленных закономерностей распределения можно оценить вероятность возникновения опасного явления в том или ином месте.

Уравнения в табл. 1 позволяют рассчитать модели для любой магнитуды из представленного диапазона для территорий с известной сетью разломов, откартированных в м-бе 1:200000. Далее при практическом применении моделей, по аналогии с методикой прогнозирования обвальных и оползневых явлений [Jibson et al., 2000], необходимо учитывать тип горных пород (в случае наличия рыхлых отложений — способность к разжижаемости и т.п.) и рельеф местности, что позволит точнее представить прогностические карты рассмотренных природных опасностей. Выбор магнитуды землетрясения при этом обусловлен в первую очередь потенциалом сейсмогенерирующего разлома, но может быть уточнен на основе предложенных региональных соотношений между параметрами землетрясений и размерами вторичных деформаций (см. табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований путем разработки блока ввода усовершенствована созданная на основе ГИС MapInfo база данных, в рамках которой для территории в пределах координат $42^\circ\text{—}62^\circ$ с.ш. и $80^\circ\text{—}124^\circ$ в.д. собрана информация о вторичных косейсмических эффектах, представляющих собой различные проявления опасных геологических процессов. На настоящий момент она включает 398 пунктов наблюдений и 689 эффектов, ассоциированных с 55 землетрясениями с $M_S = 4.1\text{—}8.1$, которые произошли на юге Сибири в России, в Монголии и Северном Казахстане. Статистическое изучение материала позволило:

- 1) установить региональные соотношения, связывающие магнитуду M_S событий и предельные расстояния, на которых проявляются разжижение грунтов, проседания, вторичные разрывы и склоновые движения, от эпицентра и сейсмогенерирующего разлома;
- 2) предложить уравнения, связывающие максимальные размеры инъекционных даек, сейсмогенных воронок и сейсмогравитационных дислокаций с магнитудой M_S и интенсивностью землетрясений в пункте I_n ;
- 3) показать, что предельные расстояния, на которых проявляются опасные геологические процессы при землетрясениях, в 3.5—5.6 раза меньше для сейсмогенерирующего разлома, чем для эпицентра землетрясения;
- 4) продемонстрировать, что убывание случаев проявления опасных геологических процессов при удалении от сейсмогенного источника и ближайшего разрывного нарушения в большинстве случаев близко к экспоненциальному распределению;
- 5) выявить и статистически обосновать значительное влияние разломов в геологической среде на проявление разных типов опасных природных процессов, что вместе с установленными соотношениями позволяет более точно прогнозировать участки разжижения, склоновых движений, вторичного разрывообразования и воронкообразных проседаний при землетрясении;
- 6) создать расчетные модели-образцы локализации опасных геологических процессов при землетрясении с магнитудой 7.2 с учетом произвольного разломно-блокового строения земной коры.

Таким образом, представленные закономерности распределения и особенности проявлений разжижения, сейсмогравитации, проседаний и разрывообразования при сейсмических сотрясениях представляют собой фундаментальную основу для математического моделирования этих процессов с целью их прогноза и дальнейшей оценки геологического риска территорий. Кроме того, представленные уравнения, связывающие параметры землетрясений и максимальные размеры вторичных дислокаций важны для оценки параметров землетрясений.

Авторы благодарны А.С. Гладкову за обсуждение материалов статьи и неоценимую помощь при полевых работах, а также Е.А. Рогожину и второму рецензенту, замечания которых были полезны при доработке рукописи.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Минобрнауки РФ соглашение № 8316 от 17.08.2012 г. (в части формирования базы данных по косейсмическим эффектам и установления граничных кривых).

ЛИТЕРАТУРА

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

Вознесенский Е.А., Фуникова В.В., Кушнарёва Е.С., Коваленко В.Г. Сейсмическое разжижение грунтов: механизм, последствия и инженерная оценка для целей сейсмического микрорайонирования территории // Разведка и охрана недр, 2005, № 12, с. 61—65.

Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмита юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1 (3), с. 249—272.

Гладков А.А., Лунина О.В., Андреев А.В. Некоторые аспекты разработки информационной системы для интегрирования данных по активной тектонике // Геоинформатика, 2013, № 4, с. 6—14.

Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963, 391 с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмита в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 703—722.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 410—423.

Землетрясения в СССР в 1962—1991 гг. М., Наука—ОИФЗ РАН, 1963—1997.

Землетрясения Северной Евразии в 1992—1998 гг. Москва—Обнинск, ГС РАН, 1997—2005.

Корженков А.М., Аванесян М.А., Вирджино А., Караханян А.С. Сейсмогенные конволюции в четвертичных отложениях озера Севан (Армения) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 56—65.

Лапердин В.К., Качура Р.А. Геодинамика опасных процессов в зонах природно-техногенных комплексов Восточной Сибири. Иркутск, Институт земной коры, 2010, 312 с.

Лунина О.В., Радзиминович Я.Б., Гладков А.С. О влиянии зон разломов на гравитационные явления при землетрясениях умеренной силы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 790—794.

Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН, 2010, т. 433 (5), с. 662—667.

Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (6), с. 775—796.

Непоп Р.К., Агатова А.Р. Первый опыт использования оползневых сейсмодеформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (2), с. 188—199.

Непоп Р.К., Агатова А.Р. Сейсмогравитационные дислокации: новые возможности для палеосейсмогеологических и морфогеодинимических исследований // Литосфера, 2008б, № 1, с. 65—76.

Непоп Р.К., Агатова А.Р. Численная оценка сейсмогравитационной денудации на примере Юго-Восточного Алтая // Литосфера, 2011, № 2, с. 111—121.

Рогожин Е.А. Очерки региональной сеймотектоники. М., ИФЗ РАН, 2012, 340 с.

Рустанович Д.Н. Изучение разрушительных последствий Байкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Вопросы инженерной сейсмологии, 1961, вып. 5 (17 (184)), с. 43—69.

Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1981, 168 с.

Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1960, 36 с.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., Наука, 1966, 231 с.

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

Alfaro P., Delgado J., Estevez A., Molina J.M., Moretti M., Soria J.M. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain) // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 2002, v. 91, p. 505—513.

Andreev A.V., Lunina O.V. Earthquake parameters and spatial distribution of coseismic effects in Southern Siberia and Mongolia // *Seis. Instrum.*, 2013, v. 49 (2), p. 139—177.

Ambraseys N.N. Engineering seismology, earthquake engineering and structural dynamics // *J. Intern. Assoc. Earthquake Engineering*, 1988, v. 17, p. 1—105.

Berzhinskii Yu.A., Ordynskaya A.P., Gladkov A.S., Lunina O.V., Berzhinskaya L.P., Radziminovich N.A., Radziminovich Ya.B., Imayev V.S., Chipizubov A.V., Smekalin O.P. Application of the ESI_2007 scale for estimating the intensity of the Kultuk earthquake, August 27, 2008 (South Baikal) // *Seis. Instrum.*, 2010, v. 46 (4), p. 307—324.

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

Govorushko S.M. Natural processes and human impacts. Interaction between humanity and the environment. London, New York, Dordrecht, Heidelberg, Springer, 2012, 657 p.

Jibson R.W., Harp E.L. Extraordinary distance limits of landslides triggered by the 2012 Mineral, Virginia, earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, v. 102 (6), p. 2368—2377.

Jibson R.W., Harp E.L., Michael J.A. A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps // *Engin. Geol.*, 2000, v. 58, p. 271—289.

Keefer D.K. Landslides caused by earthquakes // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1984, v. 95, p. 406—421.

Keefer D.K. Investigating landslides caused by earthquakes — a historical review // *Surv. Geoph.*, 2002, v. 23, p. 473—510.

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

Liu Y., Xie J.F. Seismic liquefaction of sand // Earthquake Press, China, 1984 (in Chinese), 146 p.

Paleoseismology / Ed. J.P. McCalpin. San Diego, Academic Press, 1996, 585 p.

Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audermard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007 Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, 2007, v. LXX-IV, 50 p.

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

Papadopoulos A.G., Lefkopoulos G. Magnitude–distance relation for liquefaction in soil from earthquakes // *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1993, v. 83 (3), p. 925—938.

Papathanassiou G., Pavlides S. Using the INQUA scale for the assessment of intensity: case study of the 2003 Lefkada (Ionian Islands), Greece earthquake // *Dark Nature: rapid environmental change and human response. Quat. Int.*, 2007, v. 173—174, p. 4—14.

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

Rodríguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gómez-Gras D. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // *Sediment. Geol.*, 2000, v. 135, p. 117—135.

Rodriguez C.E., Bommer J.J., Chandler R.J. Earthquake-induced landslides: 1980—1997 // *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 1999, v. 18, p. 325—346.

Scheingross J.S., Minchew B.M., Mackey B.H., Simons M., Lamb M.P., Hensley S. Fault-zone controls on the spatial distribution of slow-moving landslides // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 2013, v. 125 (3—4), p. 473—489.

Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // *Tectonophysics*, 1975, v. 29, p. 141—152.

Vysotskii E.M., Novikov I.S., Agatova A.R., Gibsher A.S. The pleistoseist zone and tectonic position of the Chuya earthquake center in 2003 // *Dokl. Earth Sci.*, 2004, v. 395A (3), p. 328—330.

Wakamatsu K. History of soil liquefaction in Japan and assessment of liquefaction potential based on geomorphology // A thesis in the Department of Architecture presented in partial fulfillment of the requirements for the Degree of Doctor of Engineering. Waseda Univ. Tokyo, Japan, 1993, 245 p.

Youd T.L., Perkins D.M. Mapping of liquefaction induced ground failure potential // J. Geotech. Eng. Division, 1978, v. 104 (4), p. 433—446.

*Рекомендована к печати 26 ноября 2013 г.
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию
6 мая 2013 г.*