

ПО СЛЕДАМ ЦАГАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1862 г. НА БАЙКАЛЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В РЫХЛЫХ ОСАДКАХ

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

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

Представлены результаты геолого-структурных и тектонофизических исследований деформационных структур сейсмогенного генезиса в рыхлых осадках района дельты Селенги, где в 1862 г. произошло катастрофическое Цаганское землетрясение с $M \sim 7.5$. Установлено, что среди деформаций, определяемых как сейсмиды, наиболее достоверным индикатором прошлых землетрясений являются кластические дайки. Размеры и масштабы их распространения указывают на близость первичного сейсмогенного разрыва, а формирование их происходит в тесной взаимосвязи с разрывными нарушениями различных иерархических уровней. Выявлено, что смещение при Цаганском землетрясении реализовалось в условиях СЗ—ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением $300\text{—}350^\circ \angle 45\text{—}75^\circ$.

Вертикальная амплитуда смещений по зоне разрывов, измеренная по опорному слою в месте проходки канавы, достигала 2.83 м, максимальная подвижка по падению, определенная по единичной трещине, равна 0.5 м. Сейсмогенерирующей структурой являлся Дельтовый разлом со средним углом падения 60° к северо-западу, активизация которого и привела к катастрофическому событию.

Вдоль двух изученных профилей проанализировано распределение различных количественных параметров разрывных и хрупкопластических косейсмических деформаций. При этом введены два новых параметра: средние индексы интенсивности проявления (I) кластических даек и микродаек, и разработаны уравнения для их расчета. Путем суммирования значимых пиков всех проанализированных параметров (SUM_{spr}) выделена область максимальных проявлений косейсмических деформаций в рыхлых осадках, расположенная в районе с. Дубинино. Показано, что наибольшее их распространение от данной области происходило в СВ—ЮЗ и субмеридиональном направлениях. На основе величины SUM_{spr} с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне реконструирован эпицентр Цаганского землетрясения 1862 г. в точке с координатами 52.35° с.ш. и 106.67° в.д. Предложенный подход для его определения может выступать в качестве методики локализации эпицентра землетрясения доинструментального периода. Зафиксированное чередование деформированных и недеформированных осадочных пачек в разрезах, их мощности и установленные по данным радиоуглеродного датирования скорости осадконакопления позволили установить период повторяемости сильных землетрясений для района залива Провал в оз. Байкал, равный 1120—1230 лет, ассоциирующийся с одним и тем же сейсмогенным источником, генерирующим события с магнитудой 7 и более.

Косейсмические деформации, рыхлые осадки, параметры, локализация эпицентра, повторяемость, Цаганское землетрясение, озеро Байкал.

THE TSAGAN EARTHQUAKE OF 1862 ON LAKE BAIKAL REVISITED: A STUDY OF SECONDARY COSEISMIC SOFT-SEDIMENT DEFORMATION

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

Coseismic soft-sediment deformation has been studied by structural and tectononophysical methods in the Selenga Delta area shaken by the devastating $M \sim 7.5$ Tsagan earthquake in 1862. Among the documented deformation structures (seismites), clastic dikes are the most reliable paleoseismic indicators. The dikes have their sizes and extent showing proximity to the primary coseismic rupture zone and are closely associated with faults of different hierarchic levels. The Tsagan event occurred under SW—NE extension as motion on a stepped system of normal faults dipping at $300\text{—}350^\circ$, $\angle 45\text{—}75^\circ$.

The amount of vertical motion measured against a reference layer in a trench reached 2.83 m, and the maximum dip displacement measured in a single fracture was 0.5 m. The earthquake was generated by the Delta Fault that dips at 60° on average to the northwest.

The distribution of quantitative parameters of brittle and brittle-plastic deformation has been analyzed along two profiles, and two new parameters were introduced: indices of mean intensity (I) of clastic dikes and microdikes; the new parameters were calculated by specially developed equations. Summation of significant peaks in all parameters (SUM_{spr}) allowed contouring the zone of most intense soft-sediment deformation near Dubinino Village.

Deformation mostly propagated in the NE–SW and N–S directions. The location of the 1862 Tsagan earthquake at 52.35° N and 106.67° E was inferred from the SUM_{spp} value taking into account the dip of the causative fault plane and the average origin depth of earthquakes in the Baikal rift. The approach we used is applicable to locating preinstrumental events.

The recurrence of large earthquakes in the area of Proval Bay (Lake Baikal) has been estimated to be 1120–1230 years proceeding from alternating deformed and undeformed sediments in the sections, their thicknesses and deposition rates according to radiocarbon dating. The seismic activity has been associated with the same fault which can generate $M \geq 7$ events.

Coseismic deformation, soft sediment, parameters, earthquake location, recurrence, Tsagan earthquake, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Цаганское катастрофическое землетрясение 12 января 1862 г. с $M \sim 7.5$ — сильнейшее за последние 150 лет на Байкале (рис. 1) и наиболее охарактеризованное по макросейсмическим проявлениям [Лопатин, 1862; Фитингоф, 1865; Голенецкий, 1996; Демин, 2005]. Именно поэтому его эпицентральная

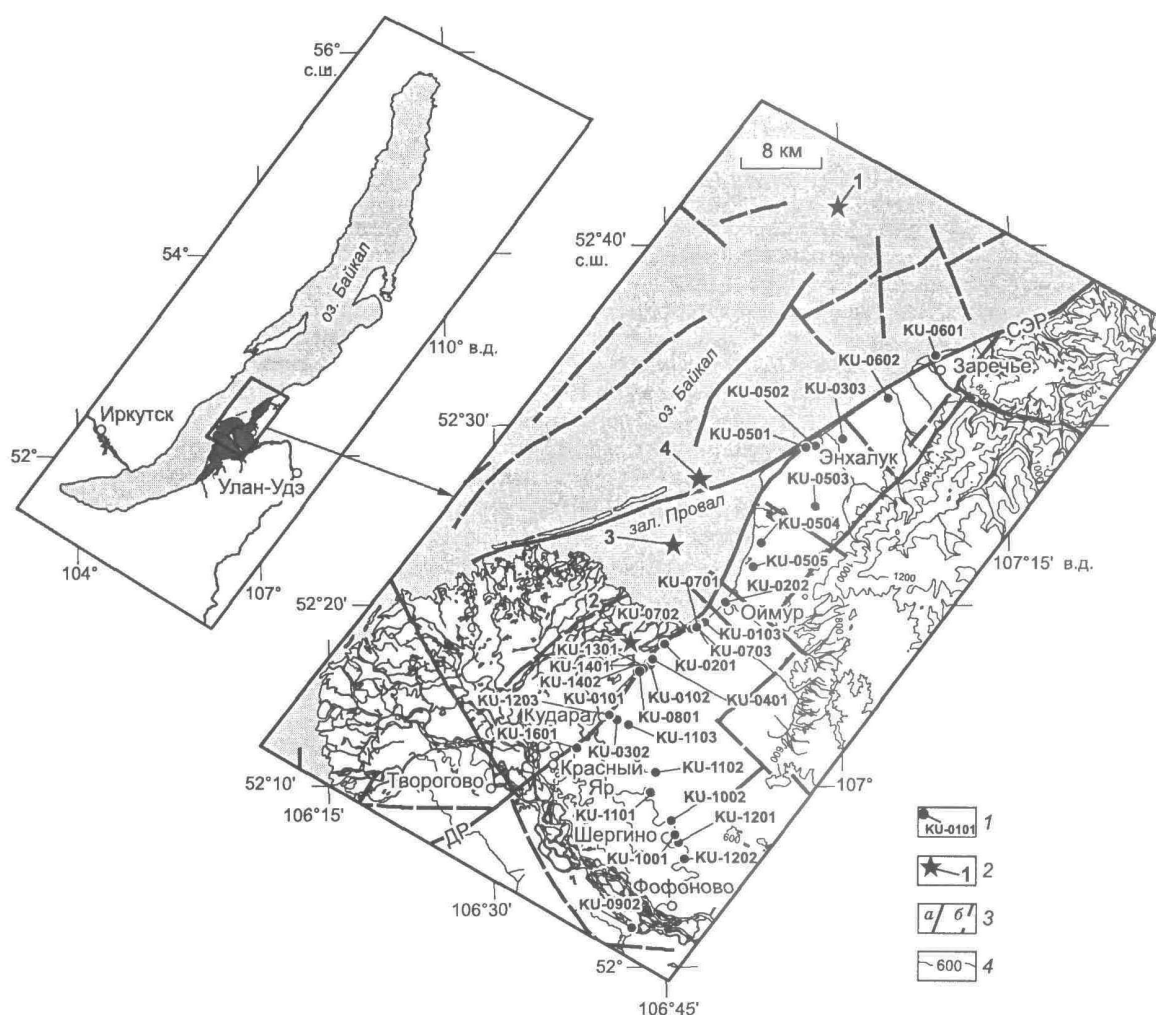


Рис. 1. Район исследований и расположение точек наблюдений вдоль профилей Красный Яр—Заречье (вдоль побережья оз. Байкал) и Кудара—Шергино (поперек оз. Байкал).

1 — точка наблюдения и ее полевой номер; 2 — эпицентры землетрясений: Среднебайкальского 29.08.1959 г. (1) по данным [http://seismo.crust.irk.ru] и Цаганского 12.01.1862 г. (2) по данным [http://seismo.crust.irk.ru], (3) по данным [New catalog..., 1982], (4) по данным [Голенецкий, 1996]; 3 — разломы достоверно установленные (а) и предполагаемые (б), по [Лунина и др., 2010]; 4 — сплошные горизонталы (проведены через 200 м). ДР — Дельтовый разлом, СЭР — Сахалин-Энхалуковский разлом.

зона была выбрана в качестве эталонного полигона для исследования вторичных косейсмических эффектов в рыхлых осадках, сочетающих в себе разрывные деформации и сейсмичности, возникающие в результате развития процессов разжижения и флюидизации горизонтально залегающих осадочных толщ (слоев) под воздействием сейсмических вибраций и волн [Гладков, Лунина, 2010]. Актуальность подобных исследований определяется необходимостью отработки геолого-структурных критериев выделения деформационных структур сейсмогенного генезиса в условиях криолитозоны и методических подходов, позволяющих уточнять параметры палео- и исторических землетрясений. Для территории юга Восточной Сибири это особенно важно, так как регион промышленно освоенный, а в его пределах расположена Байкальская рифтовая зона, характеризующаяся высокой сейсмической активностью. Значительные площади во впадинах и на Сибирской платформе перекрыты рыхлыми осадками, часто водонасыщенными и легко поддающимися разжижению во время землетрясений.

Исследованию вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках и, в частности, сейсмичности уделяется значительное внимание [Seilacher, 1969; Sims, 1975; Obermeier, 1996; Alfaro et al., 2001; Monecke et al., 2006; Корженков, 2006; Montenat et al., 2007; Никонов, 2007; Reddy et al., 2009; Николаева, 2009; Деев и др., 2009; и мн. др.]. К настоящему времени установлены зависимости, связывающие магнитуду и эпицентральный расстояние от места обнаружения следов разжижения [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005], а также интенсивность проявления сейсмичности и пиковые ускорения, имевшие место в грунтах при землетрясениях [Obermeier, 1996; Green et al., 2005]. Разработаны подходы, позволяющие по особенностям проявления разновозрастных сейсмодформаций локализовывать эпицентр землетрясения [Obermeier et al., 2005; Green et al., 2005]. Предложены региональные шкалы, связывающие размер и вид деформаций с интенсивностью сотрясений [Никонов, 2007]. Вторичные косейсмические деформации входят в сейсмическую шкалу INQUA ESI-2007, основанную на природных эффектах в окружающей среде [Татевосян и др., 2006]. Тем не менее для Сибири проблема идентификации следов сейсмогенного разжижения в четвертичных разрезах стоит очень остро [Гладков, Лунина, 2010], так как все подобные по форме структуры до наших работ [Гладков и др., 2005; Лунина и др., 2009] относились к криогенным. Цель настоящей статьи — представить результаты геолого-структурного изучения и тектонофизического анализа параметров вторичных косейсмических деформаций, выявленных в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения, и продемонстрировать возможность их использования для выявления плейстосейсмических областей и локализации эпицентров исторических и палеособытий.

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗ ИСТОРИЧЕСКИХ СВОДОК

Наиболее полные обобщения описаний макросейсмических проявлений Цаганского землетрясения были сделаны С.И. Голенецким [1996] и Э.В. Деминым [2005]. Для настоящей работы важно повторить некоторые сведения о взаимосвязанных косейсмических эффектах в природной среде.

Основной толчок землетрясения 12 января 1862 г. произошел на территории Цаганской степи (ныне залив Провал на восточном побережье оз. Байкал), где более 150 лет жили буряты, занимавшиеся скотоводством и земледелием (см. рис. 1). Люди почувствовали сильный вертикальный удар, земля заволновалась, вздулась буграми, из вершин которых через широкие трещины выбрасывались вода и песок. Из колодезев вылетали деревянные срубы, а вода из них била фонтанами на высоту до 6.4 м (здесь и далее размеры пересчитаны из старорусских мер, указанных в летописях). Судя по описаниям, наиболее интенсивные колебания ощущались в деревнях Шерашево, Инкино, Красниково, Дубинино и Оймур, расположенных на песчаном увале. На улицах и во дворах там появилось много трещин, из которых выступала вода с илом, местами она фонтанировала на высоту до 2.13 м.

Главный разрыв СВ—ЮЗ направления образовался вдоль увала и прослеживался до дер. Манжеево (ныне с. Кудара) [Фитингоф, 1865], исчезая в протоке Харауз [Лопатин, 1862]. Под уступом увала образовался ров глубиной до 6 м и шириной около 4 м. Прослеживая разрыв от берегов оз. Байкал до дер. Дубинино, А.Х. Фитингоф заметил между ней и дер. Оймур часть пашенной городьбы, смещенной по типу сброса не менее чем на 4.26 м. В самой трещине, образовавшейся в песчаном увале, он нашел гальки амфиболита и сиенита. По наблюдениям И.А. Лопатина, ширина продольных разрывов достигала 0.71 м, видимая глубина — 10.65 м. В каталоге сильных землетрясений СССР [New catalog..., 1982] длина сейсмодислокации оценена в 30 км, что сопоставимо с длиной береговой линии образовавшегося залива Провал от мыса Облом до с. Кудара. С тех пор как произошло Цаганское землетрясение, длина береговой линии залива уменьшилась за счет смещения границы дельты Селенги на восток [Вологина и др., 2007]. Помимо главного СВ—ЮЗ разрыва отмечались трещины и других направлений, а по наблюдениям П.А. Кельберга, основные нарушения были ориентированы субширотно [Демин, 2005]. Некоторые из них походили на нажимы, подобные встречаемым зимой на льду, которые свидетельствовали о давлении к югу. В горах после Цаганского землетрясения местные жители того времени не видели ни

трещин, ни ям, ни значительных свежих обнажений, что позволило сделать вывод о том, что сейсмические события 11 (форшок) и 12 января 1862 г. (основной толчок) ограничивались по восточной стороне трещиной в песчаном увале [Фитингоф, 1865]:

Сейсмогеологические исследования следов знаменитого Цаганского землетрясения были проведены в начале 90-х годов прошлого века. Упомянутого рва под уступом увала обнаружено уже не было, а сам сейсмогенный уступ был в значительной мере денудирован [Дельянский, 1993]. В результате вскрытия канавами подножия уступа были обнаружены округло-конические плоскости оползней соскальзывания, коллювиальные клинья, складки, различно деформированные слои и интенсивная трещиноватость [Дельянский, 1993; Хромовских, 1995]. Более подробных сведений о результатах этих работ опубликовано, по-видимому, не было.

Приведенные данные свидетельствуют, что во время Цаганского катастрофического землетрясения наряду с разрывными деформациями в эпицентральной зоне интенсивно проявились процессы разжижения и флюидизации. Благоприятным фоном для этого послужили водонасыщенные песчаные и лессовидные отложения описанного увала. Эти факты позволили нам наметить маршруты поисков вторичных косейсмических деформаций — разрывов и сейсмитов — на избранном эталонном полигоне.

КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате полевых исследований на сегментах с. Красный Яр — с. Заречье и с. Кудара — с. Шергино нами созданы два геолого-структурных профиля (см. рис. 1), в пределах которых канавами и зачистками были вскрыты четвертичные отложения, содержащие различные типы сейсмитов и разрывные деформации, представленные зонами трещиноватости, системами трещин и/или разрывами со смещениями. Всего было изучено 32 разреза. О составе пород и наличии в них основных типов деформационных структур можно судить по стратиграфическим колонкам разрезов, описанных в точках наблюдения (т.н.) (рис. 2). В них преобладают пески, суглинки и супеси с прослоями и вкраплениями палеопочв, а также с редкими делювиальными обломками. Осадки визуально отличаются по цветовой гамме и гранулометрическому составу, имеют хорошую сортировку и изменяющуюся мощность, что позволило отчетливо видеть деформации (при их наличии) в стенках выработок. Радиоуглеродное датирование отобранных на разных глубинах образцов (см. рис. 2, таблица), выполненное Л.А. Орловой в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, показывает голоценовый возраст изученных толщ и свидетельствует о том, что наблюдаемые нами структуры вполне могли образоваться при Цаганском землетрясении.

Характеристика сейсмитов. В отличие от зарубежных исследований [Alfaro et al., 2001; Montenat et al., 2007], в последней нашей статье по рассматриваемой проблеме сейсмита обоснованно разделены на пластические и хрупкопластические [Гладков, Лунина, 2010]. Не заполненные веществом разрывы к ним не относятся. В остальном при описании структурных форм сейсмитов целесообразно следовать классификации К. Монтеня [Montenat et al., 2007].

Пластические структуры. 1. Тиксотропные клинья были обнаружены в разрезе переслаивающихся мелкозернистых песков за северо-восточной окраиной с. Шерашово в т.н. КУ-0101 (рис. 3, а). Эти структуры встречаются внутри разреза, но близко к поверхности (на глубине 5—10 см), проникая в погребенный почвенный слой мощностью 18 см. Радиоуглеродный возраст этих почв 585 ± 45 лет (пр. СО АН-8164) древнее, чем возраст Цаганского землетрясения и, следовательно, они могли быть деформированы в процессе последнего. Под слоем палеопочв в относительно однородных песках наблюдались складкообразные деформации и дайки длиной 10—15 см, мощностью 1—2 см.

2. Хаотические ассоциации разнообразных структур, образуемых при общем разжижении и выбрасывании водных растворов, довольно часто документировались в изученных разрезах. К ним относятся формы шаров, подушек, пламени и т.п. (см. рис. 3, б).

3. Песчаный вулкан наблюдался в четвертичных отложениях на берегу оз. Байкал за с. Заречье, в т.н. КУ-0601 (см. рис. 3, в). В подошве зачистки на глубине ~ 1 м была обнаружена воронкообразная структура, выполненная по краям илом с песком мощностью 18 см, в центральной части — светло-коричневым крупнозернистым песком. Последний выполняет вертикальный столб диаметром 10 см, образованный в результате сейсмического воздействия. Отпечатки песчаного извержения прослеживаются в стенке обнажения, но границы столба размыты. Этот песчаный вулкан мог образоваться при более позднем Среднебайкальском землетрясении 29—30 августа 1959 г., эпицентр которого расположен прямо напротив т.н. КУ-0601, в 18 км от нее (см. рис. 1). Подобные остаточные деформации грунтов в плейстосейстовой области этого землетрясения были описаны в работе [Солоненко, Тресков, 1960] сразу после данного сейсмического события.

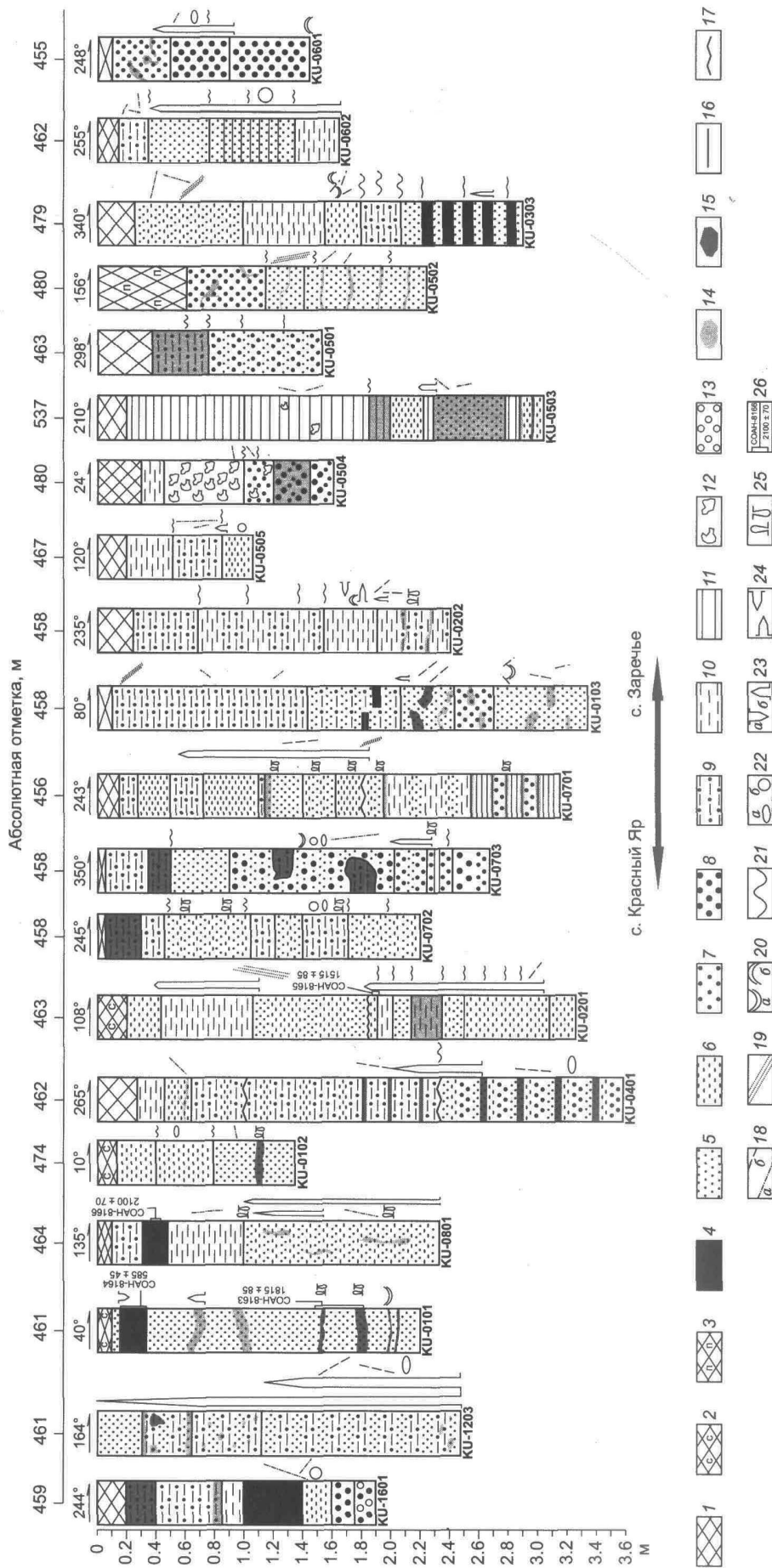


Рис. 2. Деформации в разрезах рыхлых четвертичных отложений профиля Красный Яр—Заречье и их стратиграфическая приуроченность.

1 — современный почвенно-растительный слой (СПРС); 2 — СПРС супесчаного состава; 3 — СПРС супесчаного состава; 4 — потребленный почвенный слой; 5 — мелкозернистый песок; 6 — тонкозернистый песок; 7 — среднезернистый песок; 8 — крупнозернистый песок; 9 — супесь; 10 — супесь; 11 — глина; 12 — делювиальный грубообломочный материал; 13 — грави; 14 — лимонитизированный участок; 15 — гумусированный участок; 16 — граница литологических разностей; 17 — граница между ступенями зачистки; 18 — сколовые трещины без видимых смещений (а) и со смещениями (б); 19 — зоны трещиноватости; 20 — складчатые структуры синклинали (а) и антиклинали (б); 21 — конвекционные слои; 22 — линзовидные (а) и оvoidные (б) формы; 23 — кластические дайки негиперитовые (а) и интрузивные (б); 24 — инъекционные осадочные слои; 25 — микродайки; 26 — место отбора пробы, ее лабораторный номер (вверху) и возраст, определенный радиоуглеродным методом (внизу), согласно табл. 1. Под осадочной колонкой указан номер точки наблюдения, над ней — экспозиция лицевой стенки зачистки и абсолютная отметка рельефа.

**Результаты радиоуглеродного датирования проб гумусированного материала
рыхлых отложений района дельты р. Селенга**

Лабораторный номер пробы	Номер т.н.	Место отбора	Координаты т.н., град.		Глубина отбора, м	Возраст* по ^{14}C , лет
			с.ш.	в.д.		
СОАН-8163	KU-0101	В 560 м по азимуту 30° от северо-восточной окраины с. Шерашево	52.2711	106.70952	1.48—1.82	1815 ± 85
СОАН-8164					0.15—0.33	585 ± 45
СОАН-8165	KU-0201	В 325 м по азимуту 270° от западной окраины с. Дубинино	52.29851	106.74783	1.9	1515 ± 85
СОАН-8166	KU-0801	В 720 м по азимуту 40° от северо-восточной окраины с. Шерашево	52.27225	106.7122	0.4	2100 ± 70

* Возраст рассчитан от 1950 г., использован период полураспада ^{14}C , равный 5570 лет.

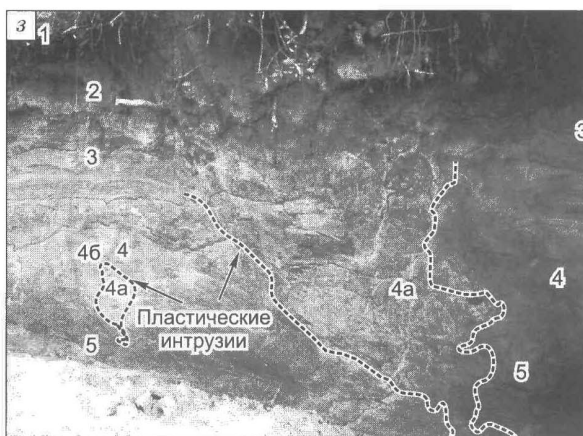
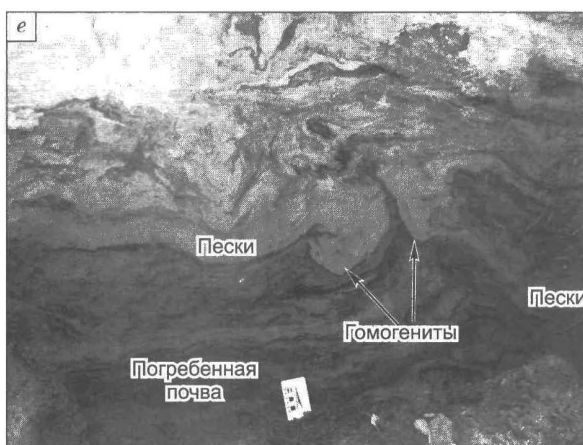
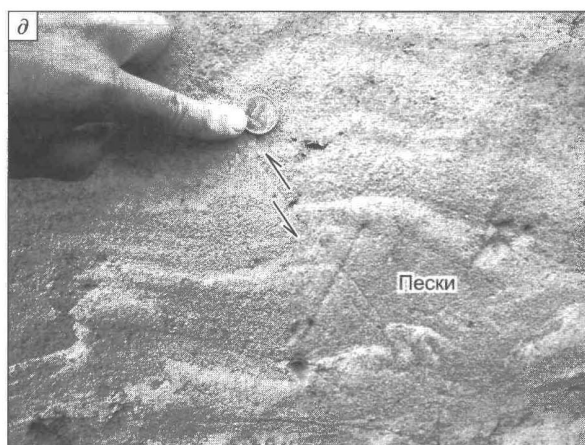
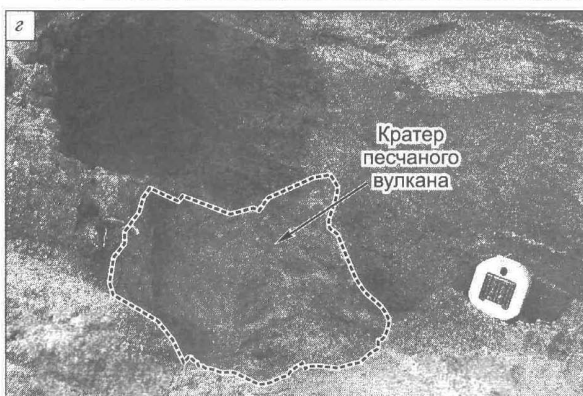
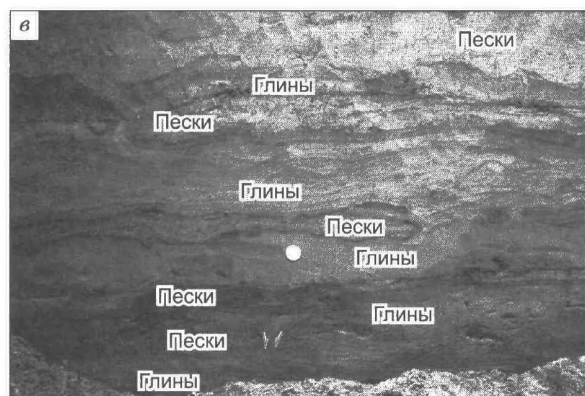
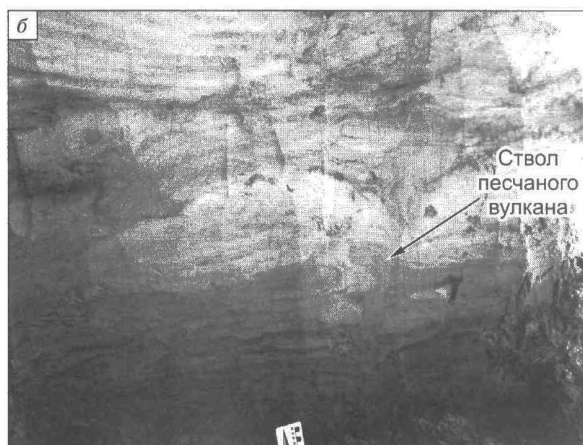
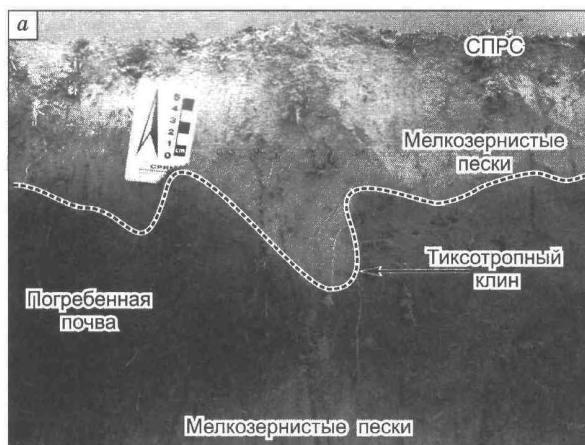
4. Структуры сокращения в форме опрокинутых складок (микроползны, по классификации К. Монтеня), были обнаружены в стенке старого карьера (см. рис. 3, з), расположенного у дороги, ведущей от поворота на с. Энхалук до с. Сухая в т.н. KU-0303 (см. рис. 1). В зачистке вскрыты переслаивающиеся мелко- и тонкозернистые пески, суглинки, супеси со слоями погребенной почвы на глубине 2.22—2.9 м. Характерно, что в верхней части разреза до глубины 1.55 м, за исключением фоновой трещиноватости, интенсивных деформаций не наблюдалось. Четкие складки, смещенные по сингенетическим взбросам, вскрылись в тонкозернистых песках в интервале 1.55—1.8 м (см. рис. 3, з). Глубже желтые супеси и коричневые пески, перемешанные с палеопочвой, деформированы более хаотично, хотя на границе слоев разного состава сформировались структуры, называемые в англоязычной литературе «гомогениты» (homogenites), своеобразной формы (см. рис. 3, д). Они выполнены однородным материалом на фоне общего перемешивания при разжижении грунтов. Сочетание перечисленных деформационных структур, их небольшие размеры и приуроченность к определенному интервалу разреза позволяет отнести их к сейсмогенному генезису, хотя в его нижней части не исключается присутствие и криогенных деформаций.

5. Пластические интрузии, подобные по форме диапиру, документировались в береговом обнажении в устье р. Оймур, в т.н. KU-0202 (см. рис. 3, е). Одна из таких структур, прослеживающаяся из линзы среднезернистого песка мощностью 9.5 см, обладает вихреобразным строением. Другая пластическая интрузия, которая наблюдалась нами в придорожной зачистке, в нескольких километрах юго-западнее с. Сухая, в т.н. KU-0602, в верхней части имеет весьма раздутую, иногда шарообразную форму диаметром в несколько десятков сантиметров при ширине «хвоста» от 1 до 4 см (см. рис. 3, ж).

Хрупкопластические структуры. 1. Автокластическая брекчия задокументирована наряду с пластическими деформациями в упомянутом выше придорожном выходе супесей, песков и суглинков разного состава (см. рис. 3, ж). Очевидно, что брекчирование является результатом более позднего землетрясения, когда некоторые слои стали уже достаточно затвердевшими, а другие тиксотропные, перемежающиеся с ними, подвергались разжижению. Трещины, разделяющие фрагменты брекчии, поч-

Рис. 3. Примеры пластических структур — сейсмитов, наблюдаемых в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г.

а — тиксотропные клинья, т.н. KU-0101; б, в — хаотические ассоциации разнообразных структур, образуемые при общем разжижении, т.н. KU-0701 (в) и выбрасывании водных растворов в различных по составу и цвету песках, т.н. KU-0103 (б); г — песчаный вулкан в т.н. KU-0601; д — структуры сокращения в форме опрокинутых складок, смещенные по взбросовой трещине, т.н. KU-0303; е — гомогениты (homogenites) своеобразной формы (mamilla), разделенные инъекционной дайкой, выполненной палеопочвой (расположена в 1 м ниже взбросового смещения на рис. д), т.н. KU-0303; ж — вихреобразная пластическая интрузия из линзы песка, т.н. KU-0202; з — пластические интрузии, образованные, возможно, за счет преобразования отложений при участии горячих водных растворов, т.н. KU-0602 (слои: 1 — СПРС, 2 — светло-коричневые супеси; 3 — мелкозернистые рыжевато-коричневые с сероватыми прослоями пески, этот и нижележащий слои нарушаются дайкой белесого мелкозернистого песка мощностью 1—2 см; 4 — мелкозернистый песок с примесью глины, в этом слое наблюдаются шарообразные образования с узкими «хвостами» (4а), уходящими в нижележащий слой. Они представлены рыхим среднезернистым песком без глины. Кроме того, этот слой нарушается, предположительно, дайкой белесого песка (4б), который перемешивается с рыхим; 5 — темно-коричневый суглинок).



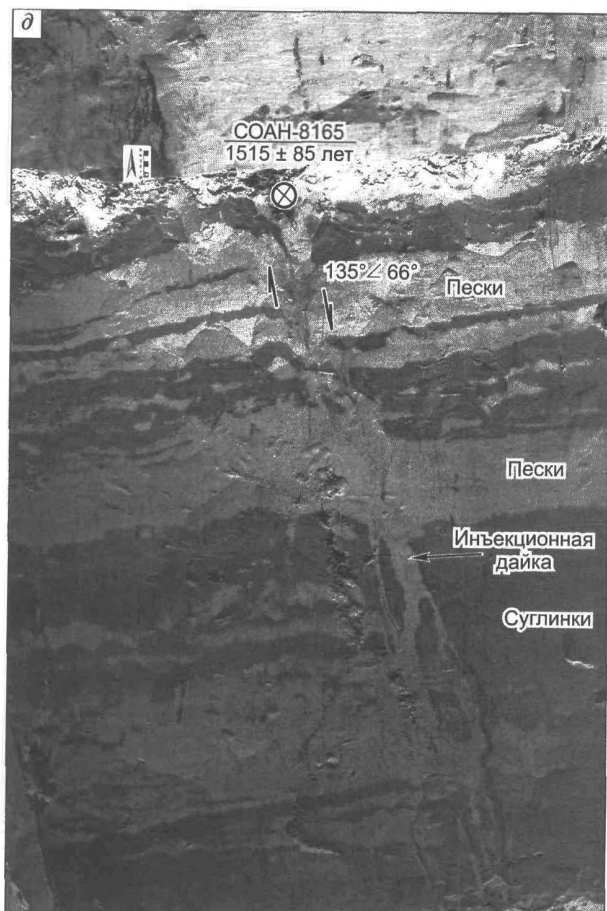
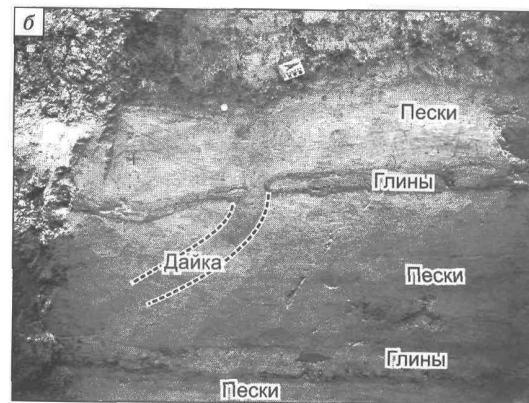
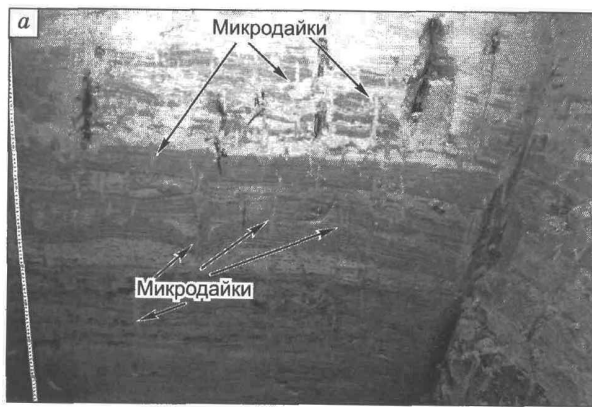


Рис. 4. Примеры хрупкопластических структур — сейсмитов, представленных различными типами кластических даек и микродаек в сочетании со сбросами, наблюдаемых в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г.

а — микродайки белого тонкозернистого песка мощностью до 2 см в разрезе переслаивающихся супесей и песков, т.н. КУ-1101; *б* — инъекционная дайка мелкозернистого песка мощностью 7–8 см, внедрившаяся в вышележащие глины по трещине с аз. пад. $48^\circ \angle 46^\circ$, т.н. КУ-0503; *в* — инъекционные дайки мощностью до 18,5 см по трещинам со сбросовыми смещениями до 11 см в переслаивающихся песках и супесях, т.н. КУ-1203; *г* — инъекционная дайка песка мощностью 1 см по трещине $145^\circ \angle 75^\circ$ – 80° со сбросовым смещением 4,3 см (см. трещину со смещением на рис. *жс*) в полу и стенке трехступенчатой канавы, т.н. КУ-0401; *д* — инъекционная дайка песка мощностью до 12 см (в раздуве) по трещине $135^\circ \angle 66^\circ$ со сбросовым смещением 10 см в двухступенчатой канаве (фрагмент 2-й ступени), приведен радиоуглеродный возраст обуглившегося растения и место отбора пробы (кружок), т.н. КУ-0201; *е* — инъекционная дайка песка мощностью 2–13 см в двухступенчатой канаве (фрагмент 1-й ступени), т.н. КУ-0201; *жс* — непуническая дайка в сочетании с инъекционными, одна из которых смещена по сбросу, т.н. КУ-0401.

ти всегда взаимосвязаны и в момент деформационного события были наполнены флюидизированным материалом.

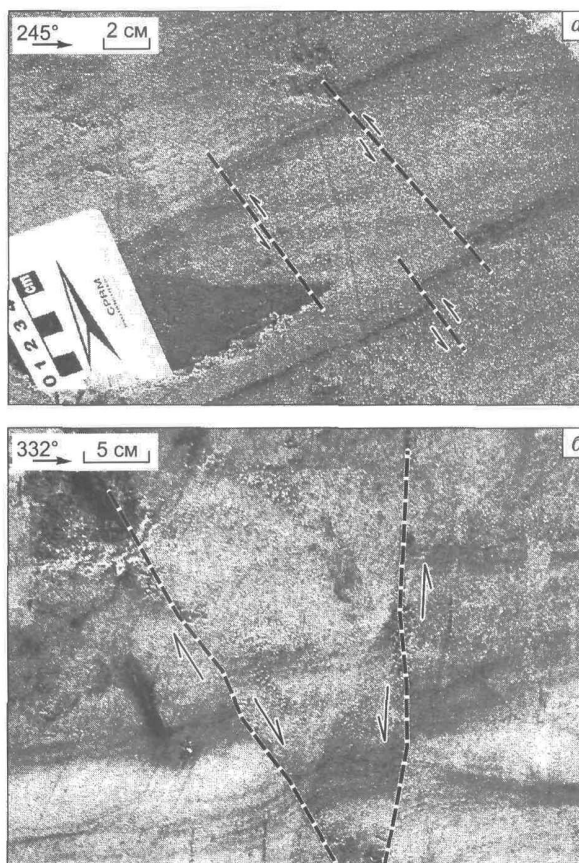
2. Кластические дайки сейсмогенного происхождения по размеру и особенностям проявления в изученных разрезах можно разделить на три подтипа: а) серии мелких инъекционных и непунических даек, названных нами «микродайки», с высотой проникновения 1–24 см и мощностью 0,3–4,0 см (рис. 4, *а*); они весьма многочисленны в определенных интервалах разреза, состоящих из песков разных оттенков и представляющих в совокупности картины «сейсмических разрезов» (А.А. Никонов [2007] описывает подобные дайки как «пальцеобразные протыкания слоев»); б) инъекционные дайки (гидро-разрывы, заполненные веществом из нижележащих слоев), выполненные более крупнозернистым песком по сравнению с вмещающими отложениями (см. рис. 4, *б–е*), их мощность колеблется от 1,5–2,0 см в нижней части до 16 см в верхней, нередко их борта смещаются по сингенетическим сбросам (см. рис. 4, *д, жс*); в) непунические дайки, образующиеся в результате заполнения сейсмогенных трещин вышележащим материалом (см. рис. 4, *жс*). Некоторые инъекционные дайки в пределах вскрытых разрезов проникают с глубин более 3–5 м. В нижних частях они ветвятся как тонкие «вены» или «жилы», которые, сливаясь выше, становятся более мощными. Подобные косейсмические деформации особенно ярко представлены в канаве глубиной 3,25 м, вскрывающей песчаный увал на юго-западной окраине с. Дубинино (в т.н. КУ-0201) в правом борту протоки Лобановская в дельте Селенги (см. рис. 4, *д*) и в стенке песчаного карьера глубиной 5,48 м (в т.н. КУ-1203) за северо-восточной окраиной с. Кудара (см. рис. 4, *в*).

Характеристика разрывных деформаций.

Во многих изученных нами разрезах наблюдались разрывы со смещениями от первых до десятков сантиметров (рис. 5). По кинематике они преимущественно сбросовые, но нередко и взбросовые. Разделение трещин на первичные и вторичные косейсмические деформации, наиболее затруднительно. Исходя из собственных наблюдений и взглядов других авторов [Montenat et al., 2007], к вторичным разрывам определенно можно отнести единичные внутрислоевые сколы с амплитудой сме-

Рис. 5. Примеры разрывных деформаций, наблюдаемых в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г.

а — трещины с аз. пад. $245^\circ \angle 51^\circ$ со взбросовыми смещениями 1 см гумусированных прослоев в песках, т.н. КУ-0103; *б* — трещины с аз. пад. $332^\circ \angle 84^\circ$ и $120^\circ \angle 75^\circ$ со сбросовыми смещениями 2,5–3 см, образующие грабен в разноцветных песках, т.н. КУ-0701.



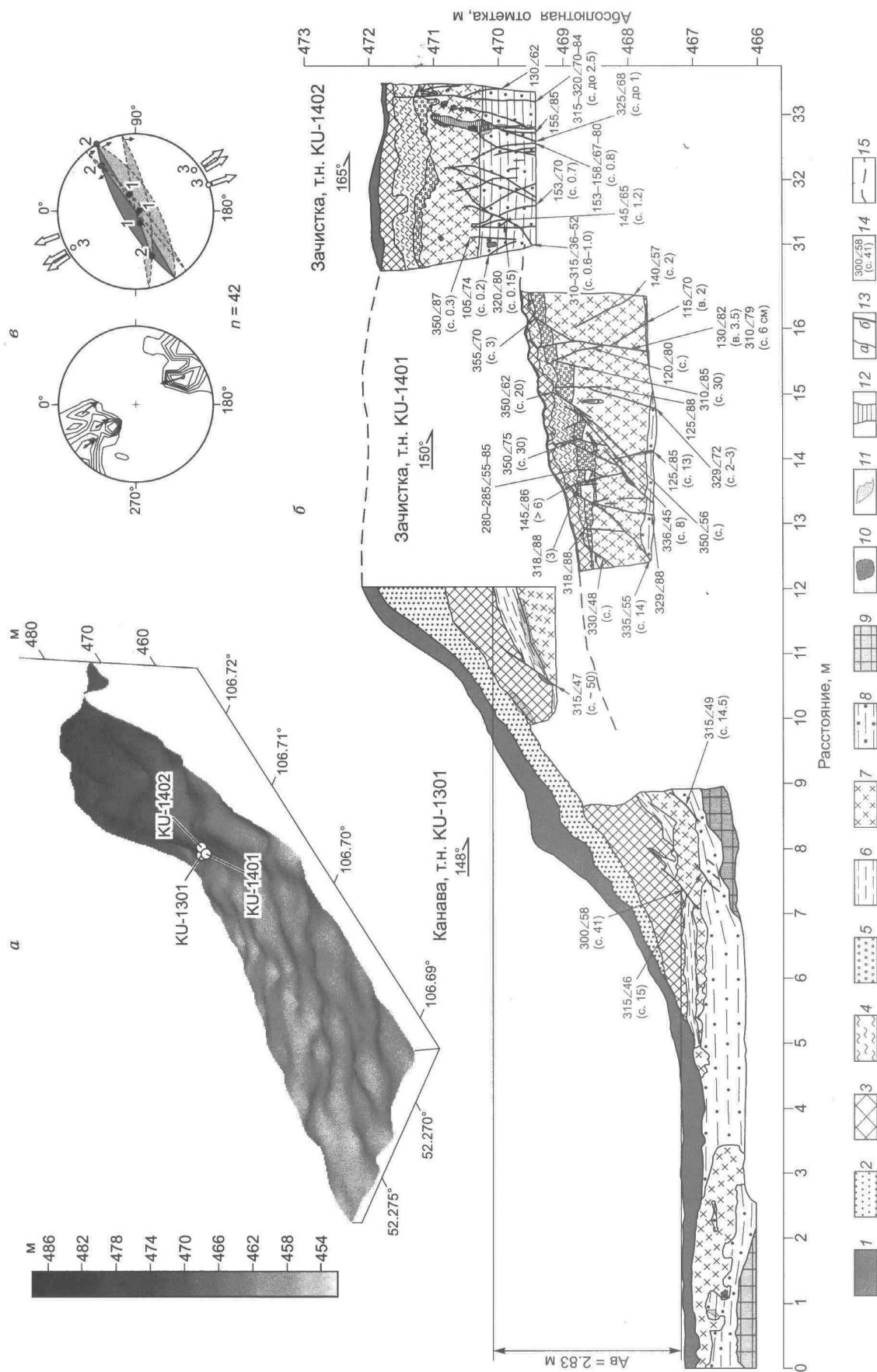


Рис. 6. Местоположение горных выработок, вскрывающих сейсмостенный разломный уступ, на трехмерной модели рельефа (а), геологическое строение их северо-восточных стен (б), диаграммы трещиноватости и ориентировок векторов главных нормальных напряжений (в), реконструированных с использованием методов П.Н. Николаева [1977] и М.В. Гзовского [1975] по измерениям в выработках трещинам.

1 — современный почвенно-растительный слой; 2 — песок мелкозернистый светло-желтый; 3 — супесь буровато-серая, плотная, гумусированная; 4 — супесь бледно-желтая до серого, плотная; 5 — песок среднезернистый белесо-серый с прослоями крупнозернистого серого, темного серого песка, слоистый, в затесных формах — бесструктурный, слетка гумусированный; 6 — коричневатого-серый суглинок; 7 — песок мелкосреднезернистый желтовато-серый, слоистый; 8 — переслаивание желтых мелкозернистых лимонитизированных и серых мелкозернистых плотных песков, местами наблюдаются их перемешивание; 9 — гумусированный суглинок (погребенный почвенный слой (?)); 10 — гумусированные участки; 11 — крупные лимонитизированные участки; 12 — кластическая дайка песка; 13 — границы литологических разностей пород (а) и сколовые трещины (б); 14 — азимут и угол падения сколовой трещины в градусах, в скобках указаны кинематический тип (с. — сброс, в. — взброс) и амплитуда смещения (см); 15 — расположение проектируемых линий рельефа. Обозначение «Ав» на разрезе — вертикальная амплитуда сбросовых смещений по зоне разрывов.

Пояснения к части в: диаграммы трещиноватости выполнены в верхней полусфере с размером окна 10°. Изолинии максимумов проведены через 1,5, 3,5, 5,5 и более %. Стрелками на диаграммах показаны направления преимущественных разрывов в максимумах трещиноватости согласно методики [Николаев, 1977]. n — количество измеренных трещин в трех выработках, цифрами внутри диаграммы указаны оси главных нормальных напряжений: 1 — сжатия, 2 — промежуточная, 3 — растяжения.

щения до 10 см. Ступенчатые системы таких сколов могут быть как первичные, так и вторичные. В данном случае для определения такой характеристики на локальном разрезе имеет значение величина подвижки, глубина проникновения трещин и частота их встречаемости.

Для изучения взаимоотношений первичных и вторичных косейсмических деформаций Цаганского землетрясения между населенными пунктами Инкино и Шерашево в т.н. КУ-1301, КУ-1401 и КУ-1402 был вскрыт разломный уступ, вдоль которого, по историческим сводкам, проходил главный сейсмогенный разрыв. Вскрытие уступа проведено тремя горными выработками, заданными вкрест простирания структуры и спроецированными практически вдоль одной линии общей протяженностью 33,5 м (рис. 6, а, б). В результате выявлено, что в разрезах преобладают хрупкие деформации, а именно сбросы с амплитудами смещения по отдельным сместителям от первых до десятков сантиметров (см. рис. 5, в; 6, б). Разрывы представляют собой две системы сопряженных трещин с падением на северо-запад и юго-восток под углами от 45° до 87°, которые образуют зону повышенной трещиноватости. Отложения и плоскости трещин интенсивно лимонитизированы. Местами осадки были разжижены, что видно по волнистости разноцветных слоев, растаскиванию опущенных суглинков, а также внедрению песков и супесей друг в друга. Некоторые трещины фрагментарно выполнены песком, представляя по своей сути маломощные (первые миллиметры) кластические дайки. В юго-восточной части 3-й зачистки наблюдалась кластическая дайка мощностью от 2 см в нижней части до 20 см в раздуве и 12 см в верхней части. Внизу она выполнена желтым лимонитизированным песком, который поступил из нижележащих слоев, сверху — серым мелкосреднезернистым бесструктурным песком, поступившим сверху. Контакты дайки интенсивно лимонитизированы. Важно отметить, что в северо-восточной стенке канавы (т.н. КУ-1301) задокументирован слой светло-желтого песка, залегающий под современной почвой, который не наблюдался в двух других горных выработках. Сходство материала с заполнителем инъекционной дайки, а также отсутствие наложенной трещиноватости позволяет предполагать, что упомянутый слой образовался за счет выброса рыхлого разжиженного вещества с более глубоких горизонтов земной коры во время землетрясения. Весьма вероятно, что не обнаруженный в стенках выработок подводящий канал расположен на кромке песчаного увала, где, по историческим описаниям, через трещины изливалась вода с песком и, очевидно, стекала вниз по склону уступа.

В разрезах, вскрывающих разломный уступ также встречаются отдельные взбросы с аз. пад. 130—140° $\angle 57$ —81° и амплитудами смещений 2—3 см, которые определенно можно отнести к вторичным деформациям.

Общая картина деформаций в канаве и зачистках, вскрывающих главную систему первичных сейсмогенных разрывов, свидетельствует о том, что смещение во время Цаганского землетрясения реализовалось путем формирования ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением 300—350° $\angle 45$ —75°. Вертикальная амплитуда смещений по зоне разрывов, измеренная по опорному слою коричневатого-серых суглинков в т.н. КУ-1301, достигала 2,83 м; максимальная подвижка по падению, определенная по единичной трещине, равна 0,5 м. Разрывные деформации сопровождались вторичными косейсмическими эффектами в виде кластических даек, структур сокращения (микрооползней) и пластических интрузий (см. рис. 6, б). Используя тектонофизические

методы П.Н. Николаева [1977] и М.В. Гзовского [1975], по 42 замерам трещин в стенках горных выработок были реконструированы оси главных нормальных напряжений (см. рис. 6, в). Все полученные решения соответствуют типу напряженного состояния — растяжению. Оси минимальных сжимающих напряжений близгоризонтальны ($0-5^\circ$) и ориентированы на СЗ—ЮВ в пределах азимутов $320-345^\circ$ в северных румбах, практически перпендикулярно простиранию сейсмогенного уступа. Это свидетельствует о преобладании сбросовых подвижек по Дельтовому разлому, активизация которого привела к Цаганскому землетрясению.

Анализ параметров косейсмических деформаций. При документации осадочных разрезов значительное внимание было уделено измерению различных параметров косейсмических деформаций. В частности, фиксировались элементы залегания различных структур, мощности даек и зон трещиноватости, амплитуды смещения по разрывам, плотность трещин на метр квадратный, количество и высота даек в разрезе. По результатам замеров строились розы-диаграммы простираний и графики распределения различных параметров деформационных структур вдоль профилей, первый из которых Красный Яр — Заречье проходит параллельно зоне сейсмогенных деформаций, описанных в исторических сводках, второй Кудара — Шергино — поперек нее.

Анализ направлений деформационных структур показывает, что простирание всех кластических даек сейсмогенного происхождения значительно варьирует (рис. 7, а), но в целом соответствует разломно-блоковой делимости территории (см. рис. 7, жс). Преимущественное простирание остальных структурных элементов СВ—ЮЗ, причем наблюдается их явная взаимосвязь. Вторым по значимости максимум, отвечающий направлению $30-40^\circ$, на розы-диаграмме для даек (см. рис. 7, а) совпадает со вторым максимумом для зон трещиноватости. Первый, наиболее проявленный азимутальный пик зон трещиноватости $60-70^\circ$ (см. рис. 7, в) согласуется с максимумом простирания сколов со смещениями (см. рис. 7, з), а также с одним из максимумов основных систем трещин (см. рис. 7, б). Второе, наиболее распространенное направление систем трещин $40-50^\circ$ наблюдается и на розы-диаграмме простирания разрывных нарушений территории (см. рис. 7, б, жс). Примечательно, что в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения как взбросы, так и сбросы направлены на СВ—ЮЗ (см. рис. 7, д, е), причем для сколов со взбросовыми смещениями превалирует ВСВ—ЗЮЗ ориентировка $70-80^\circ$, не характерная для других структурных элементов. Таким образом, очевидно, что большинство наблюдаемых кластических даек образовались в результате выполнения тектонических трещин осадками из нижележащих и выше лежащих пород. Некоторые из них можно отнести к ветвистым жилам выполнения по аналогии с определениями, используемыми в рудной геологии.

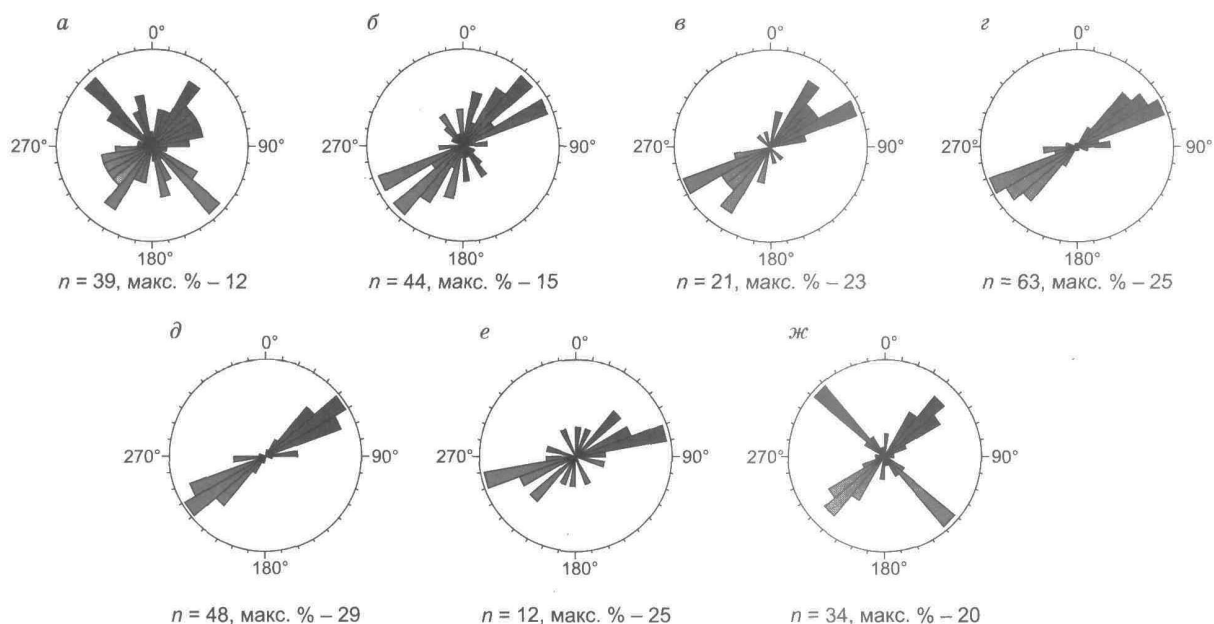


Рис. 7. Розы-диаграммы простираний линейно ориентированных деформационных структур с шагом 10° .

а — все осадочные дайки сейсмогенного происхождения; б — основные системы трещин; в — зоны трещиноватости; г — все сколы со смещениями; д — сколы со сбросовыми смещениями; е — сколы со взбросовыми смещениями; жс — разломы прилегающей территории. n — количество измерений, макс. % — максимальный процент для наибольшего луча на розы-диаграмме.

Анализ распределения количественных параметров вдоль профилей. Для построения графиков распределения параметров косейсмических деформаций, помимо непосредственно измеряемых на месте, разработаны и использованы новые количественные характеристики. К ним относятся средние индексы интенсивности проявления кластических даек и микродаек, учитывающие совокупность имеющихся величин. Средний индекс интенсивности проявления отдельных кластических даек в зачистке (I_{cd}) вычислялся по формуле:

$$I_{cd} = \frac{N_{cd} \cdot m_{cd} \cdot h_{cd}}{H \cdot L} \cdot 10000, \quad (1)$$

где N_{cd} — количество, m_{cd} — средняя мощность (м), h_{cd} — средняя видимая высота даек в разрезе (м), H — высота зачистки (м), L — длина зачистки (м). Так как получаемая в числителе средняя площадь хрупкопластических сейсмиков в зачистке довольно мала по отношению к площади самой зачистки, полученный индекс приводился к целому числу умножением на 10000.

Формула для определения среднего индекса интенсивности проявления микродаек (I_{md}) имеет подобный вид

$$I_{md} = d \cdot \frac{N_{md} \cdot m_{md} \cdot h_{md}}{H \cdot L} \cdot 10000, \quad (2)$$

где N_{md} , m_{md} и h_{md} — количество, средняя мощность (м) и средняя видимая высота микродаек (м), соответственно, в знаменателе — площадь зачистки $H \cdot L$ (м²), d — показатель, отражающий отношение минимальной мощности ритма к максимальной. Под ритмом здесь понимается два чередующихся осадочных слоя, различных по составу и свойствам, в пределах которых наблюдаются сейсмичности. Длина линии по перпендикуляру между подошвой одного и кровлей другого слоя в разрезе является мощностью данного ритма.

На рис. 8 представлены три графика, отражающие характер распределения четырех параметров разрывных деформаций, изученных в разрезах на первом профиле. На всех отчетливо выделяются главные максимальные пики в пределах точек наблюдения KU-1401, KU-1402 и KU-1301. Видно, что в разрезах доминировали разрывы со сбросовыми смещениями и амплитудой, зачастую значительно большей, чем у взбросов (см. рис. 8, а). Помимо двух главных пиков на графике выделились еще два, менее проявленных, и в совокупности «очертили» сегмент между с. Кудара и с. Дубинино в виде зоны с максимальными сбросовыми подвижками. Хорошо выраженная тектоническая трещиноватость распространена шире по профилю (см. рис. 8, в), но выделяются два разделенных между собой участка на отрезках с. Оймур — с. Кудара и с. Энхалук — с. Сухая, где она особенно проявлена. В тех же местах разрывы группируются в зоны различной мощности. Нормированное на длину зачистки количество сколов со смещениями (см. рис. 8, б) также подчеркивает выявленные закономерности в распределении разрывных деформаций на профиле Красный Яр — Заречье.

Графики распределения средних мощностей и средних высот для кластических даек и микродаек (рис. 9, а, г) неоднозначны по причине значительных вариаций этих параметров, и поэтому подход по локализации эпицентра землетрясения, предложенный в работах [Green et al., 2005; Obermeier et al., 2005], в данном случае непригоден. Параметры I_{cd} и I_{md} регулируют вышеупомянутые значения. На гистограммах (см. рис. 9, б, е) выделяются по три максимума для $I_{cd} > 250$ и для $I_{md} > 25$, пять из которых сгруппированы на сегменте Кудара — Дубинино, один (для кластических даек) — на северо-восточном окончании профиля, близ с. Заречье, и связан, как предполагается, со Среднебайкальским сейсмособытием (см. рис. 9, эпицентр 1 на врезке). Гистограммы на рис. 9, д, е хорошо коррелируют по общему рисунку распределения максимальных и минимальных пиков, в отличие от гистограмм на рис. 9, б, в. Наибольшее количество кластических даек (нормированное на длину выработки) в разрезах (рис. 9, б) наблюдается на участке в районе с. Дубинино — с. Оймур с дальнейшим «затуханием» параметра в обе стороны.

Хрупкие деформации в пределах второго профиля встречались значительно реже (рис. 10). Помимо «стыковочной» точки наблюдения KU-1203, в которой задокументированы преимущественно сбросовые смещения с наибольшей амплитудой 11 см (см. рис. 10, а), выделился пик с маломощной зоной трещиноватости $65-80^\circ \angle 63-81^\circ$ в т. н. KU-1103 (см. рис. 10, в).

Распределение параметров для хрупкопластических сейсмиков в пределах второго профиля отражено на графиках на рис. 11. Средние значения мощности и высоты как для кластических даек, так и для микродаек, в целом, удовлетворительно коррелируются между собой (см. рис. 11, а, г). На графиках средних индексов интенсивности (см. рис. 11, в, е) с северо-запада на юго-восток профиля намечается следующая тенденция: максимальный пик для кластических даек находится в т. н. KU-1203, затем идет снижение индекса интенсивности вплоть до т. н. KU-1103, в которой уже появляются микродайки. В т. н.

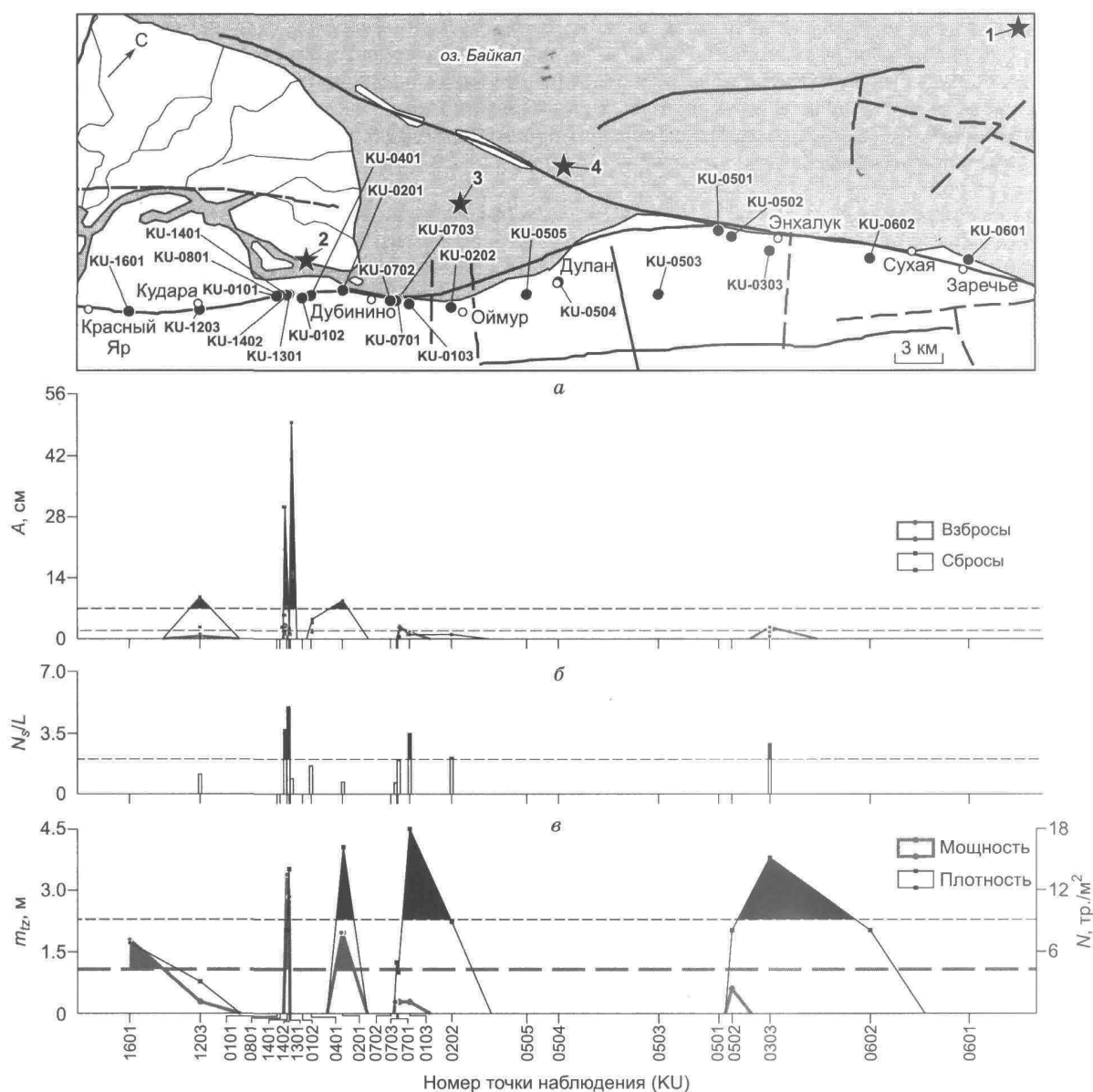


Рис. 8. Распределение параметров хрупких деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля Красный Яр—Заречье.

а — амплитуда смещений (A , см) по сбросовым и взбросовым трещинам; *б* — отношение количества сколов со смещениями к длине зачистки (N_s/L); *в* — мощность тектонической зоны (m_{Tz} , м) и плотность трещиноватости (N , тр/м²). Здесь и далее: усл. обозн. см. на рис. 1; штриховые линии отражают среднеарифметические значения измеренных по всей площади параметров, выше которых их величины считаются значимыми.

KU-1102 сейсмичности не наблюдались. Их отсутствие, очевидно, связано с тем, что достаточно однородный по геологическому строению разрез (супеси, пески) в указанной точке наблюдения был изучен в стенке сухого оврага на высоте 10 м от его дна, вдали от каких-либо водотоков. Следовательно, зеркало грунтовых вод там значительно глубже, чем в других обследованных местах и, соответственно, вероятность образования структур разжижения мала. На т.н. KU-1101 приходится новые максимумы индексов интенсивности с последующим понижением на отрезке около 5 км. За южной окраиной с. Шергино (т.н. KU-1201 и т.н. KU-1202) хрупкопластических сейсмогенных деформаций не зафиксировано.

Исходя из анализа распределения параметров вторичных косейсмических деформаций вдоль двух профилей, следует ряд выводов. Во-первых, намечены некоторые закономерности в соотношениях дан-

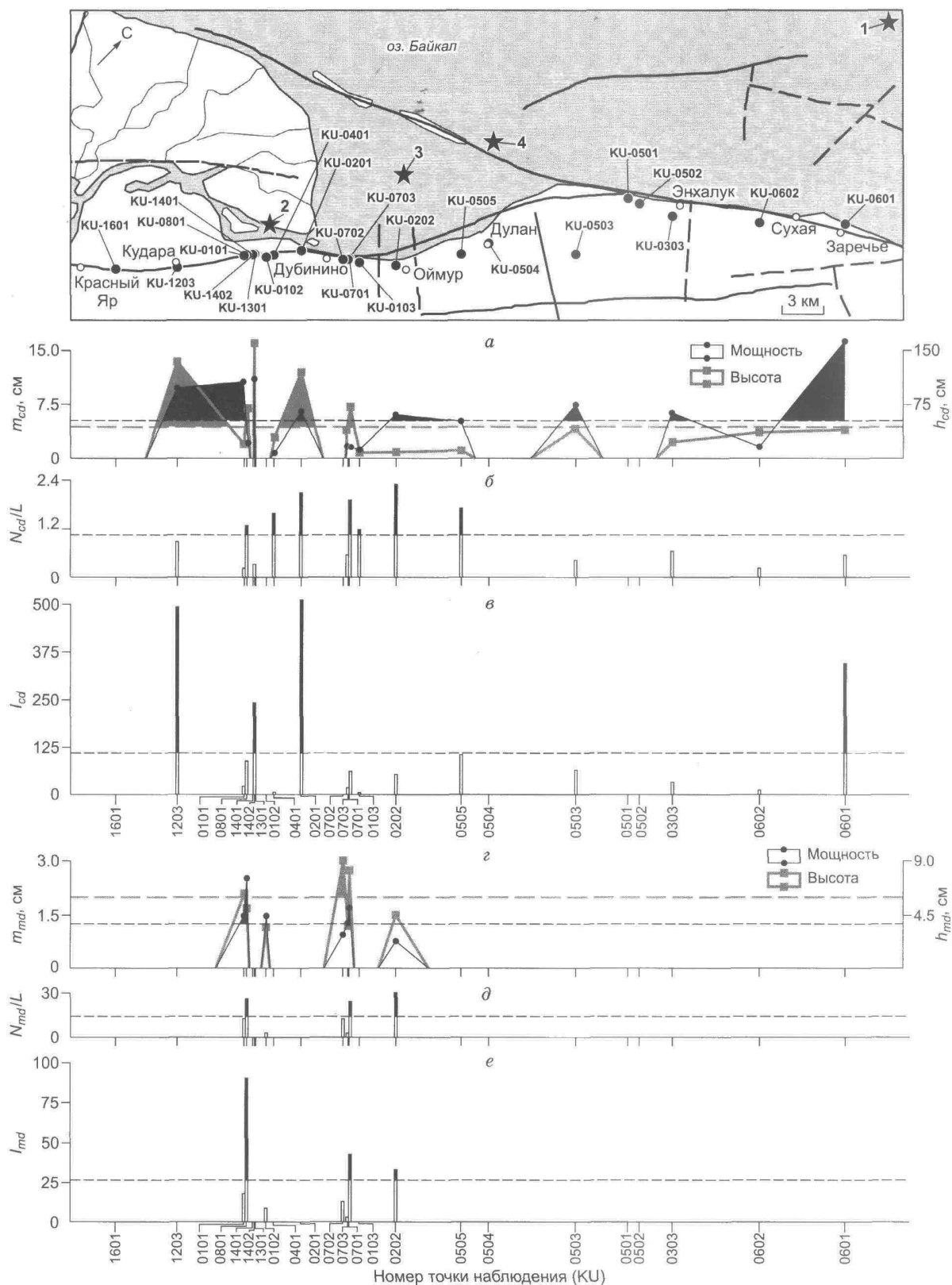


Рис. 9. Распределение параметров хрупкопластических деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля Красный Яр—Заречье.

а — средние мощность (m_{cd} , см) и высота (h_{cd} , см) кластических даек; б — отношение количества кластических даек к длине зачистки (N_{cd}/L); в — средний индекс интенсивности проявления кластических даек (I_{cd}); г — средние мощность (m_{md} , см) и высота (h_{md} , см) микродаек; д — отношение количества микродаек к длине зачистки (N_{md}/L); е — средний индекс интенсивности проявления микродаек (I_{md}).

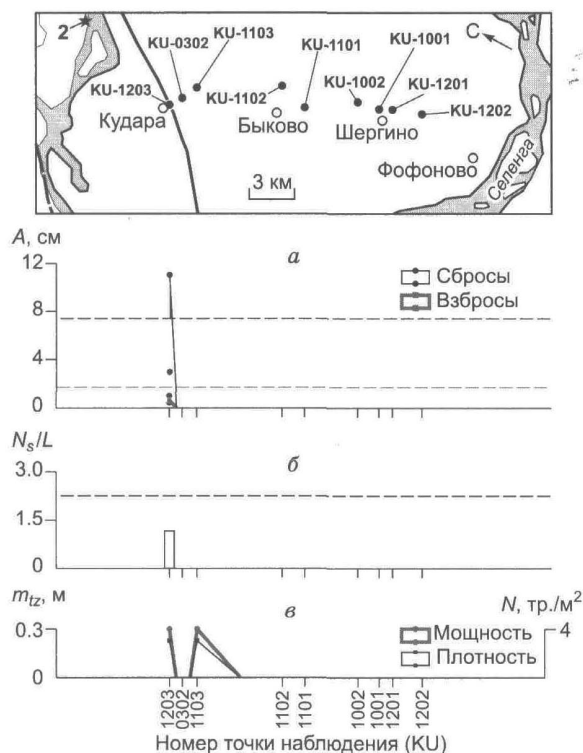


Рис. 10. Распределение параметров хрупких деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля Кудара—Шергино.

a — амплитуда смещений (A , см) по сбросовым и взбросовым трещинам; *b* — отношение количества сколов к длине зачистки (N_s/L); *в* — мощность тектонической зоны (m_{Tz} , М).

ных параметров. Во-вторых, впервые используемые индексы I_{cd} и I_{md} в целом, более равномерно отражают общую картину хрупкопластического деформирования рыхлых отложений во время сейсмического воздействия. И, в-третьих, был очерчен участок на первом профиле между населенными пунктами Кудара и Дубинино, в пределах которого наблюдались максимальные проявления процессов разжижения и флюидизации в совокупности со значительными смещениями по косейсмическим разрывам. На данный участок проецируется один из эпицентров (№ 2, см. рис. 1), определенных для Цаганского землетрясения 1862 г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В Байкальской рифтовой зоне район дельты Селенги является благоприятным для образования косейсмических деформаций в рыхлых отложениях. На это указывает ряд причин, в частности, его сейсмоактивность, наличие водонасыщенных слабoplastических и непластических грунтов, имеющих способность к разжижению при механических на-

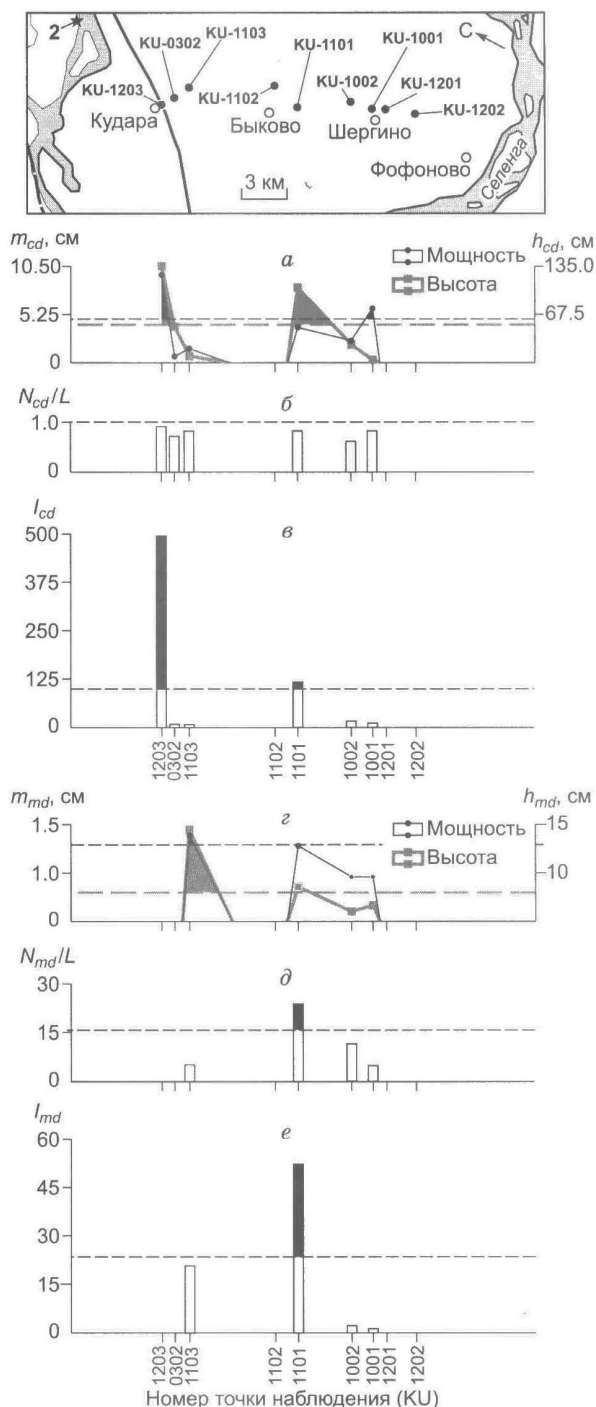


Рис. 11. Распределение параметров хрупкопластических деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля Кудара—Шергино.

a — средняя мощность (m_{cd} , см) и высота (h_{cd} , см) кластических даек (см); *b* — отношение количества кластических даек к длине зачистки (N_{cd}/L); *в* — средний индекс интенсивности проявления кластических даек (I_{cd}); *г* — средняя мощность (m_{md} , см) и высота (h_{md} , см) микродаек (см); *д* — отношение количества микродаек к длине зачистки (N_{md}/L); *е* — средний индекс интенсивности проявления микродаек (I_{md}).

грузках, и близповерхностное расположение уровня грунтовых вод [Сейсмогеология..., 1981]. Об этом свидетельствуют и описания многочисленных макросейсмических эффектов в виде разжижения и флюидизации в осадках, проявившихся во время сильных землетрясений, таких как Цаганское 1862 г. и Среднебайкальское 1959 г. [Фитингоф, 1865; Солоненко, Тресков, 1960]. Однако вследствие ряда экзогенных факторов на дневной поверхности места выбросов и разжижения осадочного материала сохраняются сравнительно недолго, в отличие от следов их движения в разрезах слоистых толщ, «записанных» в форме сейсмиков.

Из широкого спектра задокументированных нами деформационных структур в зачистках большинство имеют сейсмогенное происхождение, что показано в настоящей работе и соответствует критериям [Sims, 1975]. Во-первых, их морфологические аналоги описаны в публикациях [Montenat et al., 2007; Деев и др., 2009; и мн. др.]. Во-вторых, деформации в разрезах, как правило, группируются в интервалы, разделенные недеформированными слоями (см. рис. 2), что указывает на периодичность сейсмического процесса. В-третьих, они распространены на значительной территории, тяготея, преимущественно, к зонам активных разломов, и присутствуют в горизонтально залегающих осадках разной литологии. Исходя из анализа направлений структур, следует, что развитие кластических даек в рыхлых отложениях не хаотично, а ориентировано закономерно и в согласии с тектонической структурой района исследований. Не вызывает сомнений, что круглогодичный цикл оттаивания—промерзания грунта, достигающий в этом районе глубины 3.8 м [Сейсмогеология..., 1981], приводит к его деформированию, но интенсивность проявления этого процесса здесь слабая. В основном криогенные структуры наблюдались нами в верхних, приповерхностных частях разрезов и в анализе не учитывались. В большинстве случаев в деформированных участках разреза присутствовали кластические дайки и сколовые трещины со смещениями, сейсмогенное происхождение которых обосновано, поэтому такие интервалы логично соотнесены с «записями» сейсмических событий. В некоторых местах нижние части кластических даек вскрыты на глубинах более 5 м от земной поверхности, а их корневые части не были обнаружены.

Предложенные ранее закономерности по уменьшению проявленности сейсмиков на удалении от очага землетрясения [Sims, 1975; Obermeier et al., 2005; Никонов, 2007] нашли свое подтверждение в настоящем исследовании. Особенно наглядно то, что вдоль первого продольного профиля все типы изученных деформаций проявлены интенсивнее (см. рис. 8, 9), чем вдоль второго поперечного (см. рис. 10, 11). Это также подтверждает сейсмогенное происхождение изученных косейсмических деформаций, большинство из которых ассоциируется с Цаганским землетрясением. Для уточнения положения его эпицентра были синтезированы данные по распределению вторичных сейсмозффектов в рыхлых отложениях (см. рис. 8—11). Процедура заключалась в подсчете для каждой точки наблюдения общего количества (суммы) значимых пиков всех проанализированных параметров (сокращенно SUM_{spp} от англ. The sum of significant parameter peaks), которыми являлись значения большие, чем среднеарифметические для двух профилей. На основании полученных величин SUM_{spp} (рис. 12, б) построены изолинии на плане с сечением через 1 (см. рис. 12, а). Максимальные значения $SUM_{spp} = 7$ околонуены соответствующей изолинией вдоль четырехкилометрового участка на побережье оз. Байкал, около с. Дубинино. Далее рисунок изолиний вытягивается на юго-запад практически до с. Красный Яр и на северо-восток до с. Дулан, трансирова зону Дельтового разлома на берегу, а также субмеридионально до с. Шергино. Следует отметить схожие закономерности в распределении изученных нами косейсмических эффектов и в распределении интенсивности сотрясений, установленной С.И. Голенецким [1996] по анализу макросейсмических данных, который также выделил меридионально ориентированную область, околонуенную 7-балльной изосейстой. Поскольку отсутствуют данные по косейсмическим деформациям в акватории озера, распределение изолиний SUM_{spp} позволяет лишь сместить эпицентр № 2 (см. рис. 12) на северо-восток, в направлении с. Дубинино, через которое проходит воображаемая центральная ось для области с максимальной величиной $SUM_{spp} = 7$. Далее уточнение положения эпицентра основывается на связи с сейсмогенерирующим разломом, которая не вызывает сомнений и в то же время редко учитывается при сейсмологических исследованиях. Путем несложных построений (см. рис. 12, в) определяем, что при среднем угле падения Дельтового разлома 60° (согласно результатам документации канавы, см. рис. 6) и при средней глубине возникновения землетрясений для Байкальской рифтовой зоны 15 км [Гилева и др., 2000] гипоцентр, спроецированный по перпендикуляру на дневную поверхность, будет располагаться в 8.7 км от основного сместителя. Далее выносим на план линию с известным расстоянием от Дельтового разлома по его азимуту падения от центральной части области с максимальной интенсивностью проявлений вторичных косейсмических деформаций и получаем искомый эпицентр с координатами 52.35° с. ш. и 106.67° в.д. (см. рис. 12, а). Стоит заметить, что не исключены вариации в местоположении эпицентра вдоль линии, обусловленные возможным выполаживанием разлома на глубине и/или другой глубиной гипоцентра Цаганского землетрясения, однако приведенные построения наиболее точно обоснованы согласно имеющимся данным и представляют собой новый подход для определения эпицентров землетрясений доинструментального периода.

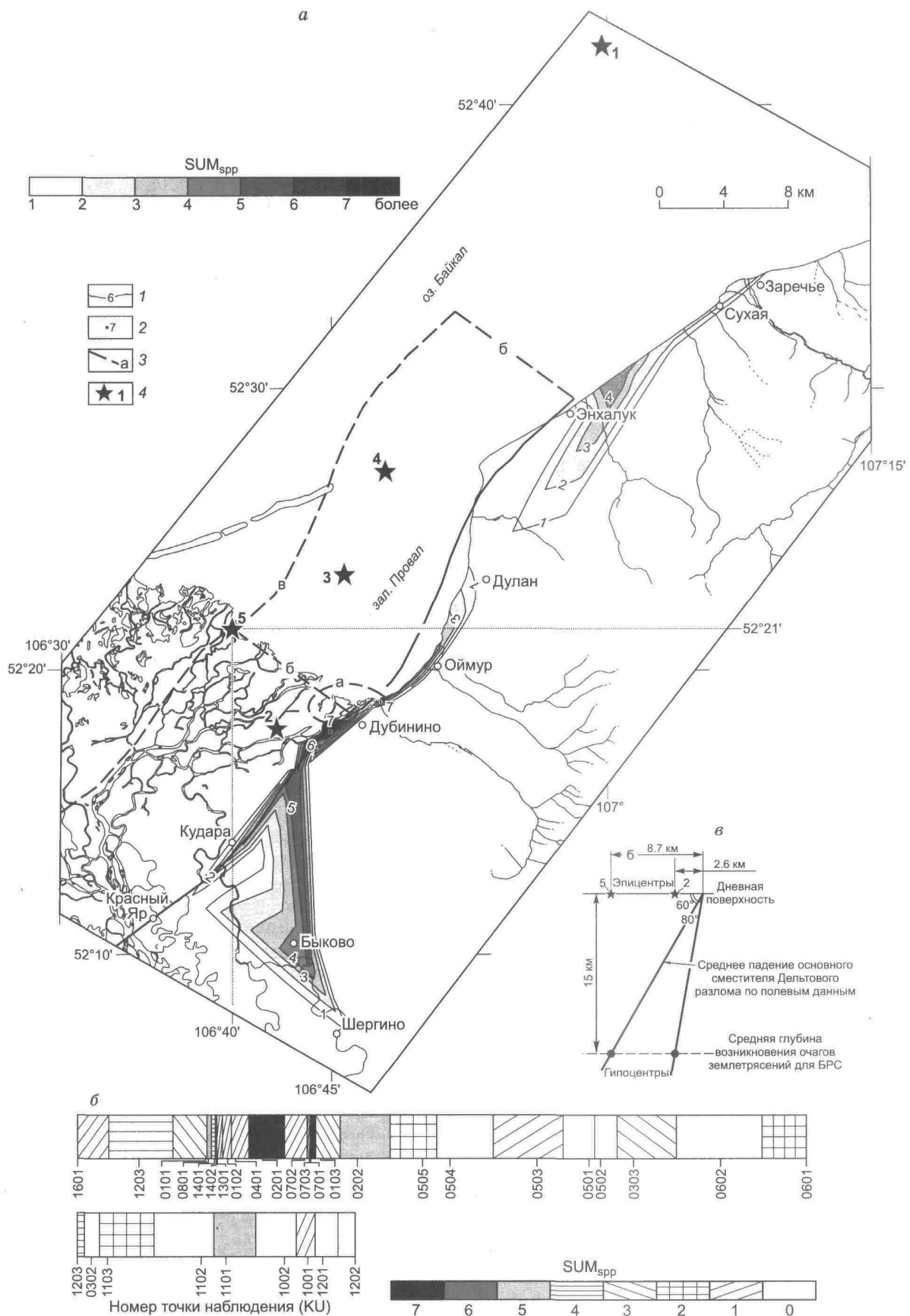


Рис. 12. Реконструкция местоположения эпицентра Цаганского землетрясения 1862 г. на основе проявлений косейсмических эффектов в рыхлых отложениях с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.

а, б — распределение суммы значимых пиков различных параметров (SUM_{spr}), принимавших участие в анализе, в плане (*а*) и вдоль профилей (*б*) и соответствующие шкалы; *в* — реконструкция местоположения гипоцентра и эпицентра на основе угла падения плоскости Дельтового разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.

1 — изолинии параметра SUM_{spr} ; 2 — точки наблюдения с максимумами SUM_{spr} ; 3 — штриховыми линиями показаны: область с максимальной интенсивностью проявления косейсмических деформаций в грунтах (*а*), линия по среднему азимуту падения Дельтового разлома (*б*) и проекция Дельтового разлома с глубины 15 км при среднем угле падения 60° ; 4 — эпицентры землетрясений: Среднебайкальского 29.08.1959 г. (1) по данным [<http://seismo.crust.irk.ru>] и Цаганского 12.01.1862 г. (2) по данным [<http://seismo.crust.irk.ru>], (3) по данным [New catalog..., 1982], (4) по данным [Голенецкий, 1996]; (5) — реконструированный по представленным в статье данным эпицентр.

Разработанные нами средние индексы интенсивности проявления кластических даек и микродаек I более адекватно описывают степень деформированности разреза, так как при расчете I учитываются все измеряемые параметры, т.е. уравниваются колебания мощности и высоты хрупкопластического типа сейсмиков, а также площадные возможности изучения разрезов осадочных толщ. В связи с этим целесообразным и статистически обоснованным выглядит их дальнейшее применение в палеосейсмологических исследованиях. Тем не менее, изучая характер распределения косейсмических структур, необходимо констатировать, что только анализ всего комплекса их параметров позволит более полно отразить особенности деформирования рыхлых отложений во время землетрясения и локализовать достаточно точно его эпицентр с помощью описанного выше методического подхода.

Дискуссионным является вопрос об отнесении всего наблюдаемого ансамбля сейсмиков в разряд «цаганских». Такая неоднозначность обусловлена, прежде всего, сопоставлением осадочных слоев в стенках горных выработок, вскрывающих сейсмогенный уступ (см. рис. 6, б). Кроме слоя в канаве мощностью до 30 см, ассоциированного с выбросом песка, в зачистках наблюдаются еще два некоррелируемых слоя, представленных плотными супесями и нижележащими среднезернистыми песками. Они имеют наибольшую толщину в одном разрезе — в среднем 23 и 31 см (т. н. KU-1402), соответственно, и выклиниваются в другом (т. н. KU-1401), где многократно смещены по трещинам, возникшим при Цаганском землетрясении. Между предполагаемыми «следами выбросов» залегают гумусированные буровато-серые супеси с варьирующей мощностью, достигающей 70 см. Похожие отрезки разделяют деформационные интервалы в некоторых других зачистках (см. рис. 2, т.н. KU-0101, KU-0201, KU-0701). Предположения о разном возрасте некоторых деформаций не могут влиять на результаты проведенного анализа количественных параметров косейсмических эффектов, так как они характеризуют в принципе один и тот же индивидуальный сейсмогенный источник [Basili et al., 2008], который порождает сильные землетрясения в одном и том же месте с определенной повторяемостью событий. На этих же принципах основан и вероятностный анализ сейсмической опасности [Уломов, 2006]. Рассчитанные по результатам радиоуглеродных датировок (см. таблицу) скорости осадконакопления от 0.19 мм/год (т.н. KU-0801) до 1.25 мм/год (т.н. KU-0201) и мощности недеформированных интервалов, свидетельствующих, по сути, о сейсмическом затишье, между деформированными слоями, позволили определить нам период повторяемости сейсмособытий для района залива Провал, равный 1120—1230 лет (по данным в т.н. KU-0201 и KU-0101 соответственно).

Таким образом, проведенное исследование косейсмических деформаций в рыхлых осадках позволило получить новые данные о Цаганском землетрясении 1862 г. на Байкале и продемонстрировать на эталонном полигоне возможности их использования для определения важнейших параметров сейсмогенных источников, необходимых для оценки сейсмической опасности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы, базирующейся на полевых геолого-структурных и тектонофизических исследованиях косейсмических деформаций в рыхлых осадках на эталонном полигоне в районе дельты Селенги, получены следующие основные результаты.

В пределах изученной площади выявлены различные структурные формы сейсмогенного генезиса (сейсмиды), среди которых в условиях развития криогенных процессов наиболее достоверным индикатором прошлых землетрясений являются кластические дайки. Размеры и масштабы их распространения определенно указывают на близость первичного сейсмогенного разрыва, а формирование происходит в тесной взаимосвязи с разрывными нарушениями различных иерархических уровней.

Установлено, что смещение при Цаганском землетрясении реализовалось в условиях СЗ—ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением 300—350°, $\angle 45^\circ$ — 75° . Вертикальная амплитуда смещений по зоне разрывов в месте проходки канавы достигала 2.83 м при максимальной подвижке по единичной трещине 0.5 м. Сейсмогенерирующей структурой являлся Дельтовый разлом со средним углом падения 60° к северо-западу, активизация которого и привела к катастрофическому событию.

Наряду со сбросами в разрезах рыхлых отложений обнаружены межслоевые взбросы, амплитуды смещений по которым и частота встречаемости значительно меньше. По особенностям своего проявления они определенно отнесены к вторичным эффектам, которые указывают на проявление в толще рыхлых отложений циклически изменяющихся (за счет перемены мест осей сжатия и растяжения) тектонических напряжений, индуцированных землетрясениями. На возможность таких локальных вариаций поля напряжений указывалось в работе [Obermeier et al., 2005].

Разработаны уравнения для расчета средних индексов интенсивности проявления I кластических даек и микродаек, учитывающих несколько параметров одного и того же типа сейсмитов и тем самым более адекватно описывающих интенсивность их проявления в конкретном разрезе. Успешное апробирование данных индексов на примере изучения деформаций в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения позволяет рекомендовать их для использования в практике сейсмогеологических исследований.

С помощью величины SUM_{spp} выделена область максимальных проявлений косейсмических деформаций в рыхлых осадках, расположенная в районе с. Дубинино. Показано, что наибольшее их распространение от данной области происходило в СВ—ЮЗ и субмеридиональном направлениях. Второй, менее значимый максимум величины SUM_{spp} околонтурен в 2—2.5 км северо-восточнее с. Энхалук, и, очевидно, связан со Среднебайкальским землетрясением 29.08.1959 г. с $M = 6.8$, так как расположен напротив его эпицентра в акватории оз. Байкал.

На основе проявлений косейсмических эффектов в рыхлых осадках с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне реконструирован эпицентр Цаганского землетрясения 1862 г. в точке с координатами $52^\circ 35'$ с.ш. и $106^\circ 67'$ в.д. Предложенный подход для его определения, предусматривающий наиболее вероятное расположение эпицентра в точке, где происходит наибольшее число совпадений максимальных значений всех изученных параметров косейсмических эффектов, может выступать в качестве методики локализации эпицентра землетрясения доинструментального периода.

В осадочных разрезах зафиксировано чередование деформированных и недеформированных участков, которым соответствуют всплески сейсмической активности и относительно сейсмическое затишье. Мощности таких толщ и установленные по данным радиоуглеродного датирования скорости осадконакопления позволили определить период повторяемости сильных землетрясений для района залива Провал в оз. Байкал, равный 1120—1230 лет, ассоциирующийся с одним и тем же сейсмогенным источником, генерирующим события, подобные Цаганскому с магнитудой 7 и более.

Авторы признательны рецензентам д.г.-м.н. Е.А. Рогожину и д.г.-м.н. И.С. Новикову за конструктивные замечания и рекомендации. Исследования проведены при поддержке СО РАН (интеграционный проект ОНЗ-7.7) и РФФИ (проект № 10-05-00072_а).

ЛИТЕРАТУРА

Вологина Е.Г., Калугин Г.А., Осуховская Ю.Н., Штурм М., Игнатова Н.В., Радзиминович Я.Б., Дарьин А.В., Кузьмин М.И. Осадконакопление в заливе Провал (озеро Байкал) после катастрофического затопления прибрежной равнины в 1862 г. // Докл. РАН, 2007, т. 417 (4), с. 511—515.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 536 с.

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 629—636.

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

Гладков А.С., Лунина О.В., Дзюба И.А., Орлова Л.А. Новые данные о возрасте деформаций в рыхлых отложениях Тункинской рифтовой впадины // Докл. РАН, 2005, т. 405 (2), с. 229—232.

Голенецкий С.И. Макросейсмические проявления катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале // Физика Земли, 1996, № 11, с. 3—13.

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

Дельянский Е.А. Следы сейсмогенных деформаций в рыхлых отложениях плейстоценовой зоны Цаганского землетрясения // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири: Тез. докл. науч. конф. Иркутск, 1993, с. 7—8.

Демин Э.В. Антология Провала: исторические материалы о катастрофическом Цаганском землетрясении 1862 г. — Провале на Байкале. Улан-Удэ, 2005, 296 с.

Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек, Илим, 2006, 290 с.

Лопатин И.А. О землетрясениях при устьях р. Селенги и около этой местности // Амур, газета Восточной Сибири (11), 7 февраля 1862 г.

Лунина О.В., Гладков А.С., Орлова Л.А. Свидетельства палеосейсмических событий в рифтовых впадинах Прибайкалья и их возрастные привязки // Докл. РАН, 2009, т. 427 (1), с. 1—5.

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

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка, 1977 (12), с. 103—115.

Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 830—839.

Никонов А.А. Сейсмореформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: материалы совещания. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 2, с. 54—59.

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, Иркут. кн. изд-во, 1960, 36 с.

Татевосян Р., Рогожин Е., Гверрери Л., Микетти А.М., Серва Л., Виттори Э. Эффекты землетрясения в природной среде (ЕЕЕ) и оценка интенсивности: проект шкалы INQUA // Исследования по сейсмотектонике и современной геодинимике. М., ИФЗ РАН, 2006, с. 149—174.

Уломов В.И. Вероятностный анализ сейсмической опасности в практике строительства // Межведомственный научно-технический сборник научных трудов. Государственный НИИ строительных конструкций Министерства строительства Украины. Киев, 2006 (64), с. 44—51.

Фитингоф А.Х. Описание местности при устье реки Селенги, опустившейся от землетрясений 30 и 31 декабря 1861 года // Горный журнал, 1865, т. 3 (7), с. 95—101.

Хромовских В.С. Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстоценовых зонах сильных землетрясений // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса / Под ред. Н.А. Логачева, В.С. Хромовских. М., Недра, 1995, с. 440—503.

Alfaro P., Delgado J., Estevez A., Lopez-Casado C. Paleoliquefaction in the Bajo Segura basin (eastern Betic Cordillera) // Acta Geologica hispanica, 2001, v. 36, p. 233—244.

Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fraccassi U., Mariano S., Tiberti M.M., Boschi E. The Database of Individual Seismogenic Source (DISS), Version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology // Tectonophysics, 2008, v. 453, p. 20—43.

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

Green R.A., Obermeier S.F., Olson S.M. Engineering geologic and geotechnical analysis of paleoseismic shaking using liquefaction effects: field examples // Engineer. Geol., 2005, v. 76, p. 263—293.

Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soil Found., 1975, v. 15, p. 81—92.

Monecke K., Anselmetti F.S., Becker A., Schnellmann M., Sturm M., Giardini D. Earthquake-induced deformation structures in lake deposits: a Late Pleistocene to Holocene paleoseismic record for Central Switzerland // Eclogae Geologicae Helvetiae, 2006, v. 99, p. 343—362.

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

New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 // World data Center A for solid earth geophysics / Eds. N.V. Kondorskaya, N.V. Shebalin. Colorado, USA: World data Center A, 1982, 608 p.

Obermeier S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and

properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes // Engineer. Geol., 1996, v. 44, p. 1—76.

Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engineer. Geol., 2005, v. 76, p. 209—234.

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

Reddy D.V., Nagabhushanam P., Kumar D., Sukhija B.S., Thomas P.J., Pandey A.K., Sahoo R.N., Prasad G.V.R., Datta K. The great 1950 Assam Earthquake revisited: field evidences of liquefaction and search for paleoseismic events // Tectonophysics, 2009, v. 474, p. 463—472.

Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, p. 155—159.

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

*Рекомендована к печати 5 апреля 2011 г.
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию
28 декабря 2010 г.*