

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На правах рукописи



Андреев Артём Владимирович

**ВТОРИЧНЫЕ КОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
(НА ПРИМЕРЕ ЮГА СИБИРИ)**

Специальность 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
к. г.-м. н. О.В. Лунина

Иркутск – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ.....	11
1.1. Тектонические землетрясения, их параметры и последствия в пределах района исследования.....	11
1.2. Сейсмогенные дислокации, наблюдаемые на дневной поверхности.....	17
1.3. Сейсмогенные дислокации, наблюдаемые в разрезе осадочных отложений.....	23
1.4. Основные выводы.....	36
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	39
2.1. Статистическая обработка данных.....	39
2.2. Подготовка к проведению полевых работ.....	41
2.3. Полевые геолого-структурные методы.....	42
2.3.1. Наземное обследование.....	42
2.3.2. Изучение разрезов четвертичных отложений.....	45
2.4. Некоторые особенности обработки полученной информации.....	48
Глава 3. СТАТИСТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ.....	53
3.1. Структура базы данных по вторичным косейсмическим эффектам.....	53
3.2. Исходные данные.....	61
3.3. Анализ эмпирических соотношений между параметрами землетрясений и пространственным распределением вторичных косейсмических эффектов в пределах территории исследования.....	68
3.4. Сравнение предложенных эмпирических соотношений между параметрами землетрясений и пространственным распределением косейсмических эффектов разжижения для разных регионов мира.....	76
Глава 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВТОРИЧНЫХ СЕЙСМОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ.....	82
4.1. Сейсмогенные структуры в рыхлых отложениях эпицентральной зоны Цаганского землетрясения 12.01.1862 г.....	82
4.1.1. Краткая геолого-структурная характеристика района.....	83
4.1.2. Исторические описания последствий Цаганского землетрясения.....	85
4.1.3. Результаты полевых исследований и наблюдаемые	

деформационные структуры.....	87
4.1.4. Анализ параметров деформационных структур.....	97
4.2. Вторичные косейсмические дислокации в эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г.....	107
4.2.1. Краткая геолого-структурная характеристика района.....	107
4.2.2. Предшествующие исследования Мондинского землетрясения.....	111
4.2.3. Результаты полевых исследований в эпицентральной области Мондинского землетрясения.....	115
4.2.4. Анализ параметров деформационных структур.....	130
Глава 5. ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ДАННЫХ ПО ВТОРИЧНЫМ КОСЕЙСМИЧЕСКИМ ЭФФЕКТАМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ.....	136
5.1. Использование количественных параметров вторичных сейсмогенных структур в рыхлых отложениях для локализации эпицентра доинструментального землетрясения на примере Цаганского сейсмособытия 12.01.1862 г.....	138
5.2. Определение параметров сейсмогенного источника Цаганского землетрясения 12.01.1862 г.....	143
5.3. Некоторые особенности проявления и распределения вторичных косейсмических эффектов в эпицентральных областях землетрясений	146
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	149
ЛИТЕРАТУРА.....	151
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	171
Приложение А. Пример вывода отчета в виде html-страниц по объекту слоя «Косейсмические эффекты» из главного окна информационной системы «ActiveTectonics».....	171
Приложение Б. База данных по землетрясениям инструментального периода наблюдений и вызванным ими вторичным косейсмическим эффектам в геологической среде в пределах координат 42°–62° с.ш. и 80°–124° в.д.....	177
Приложение В. Список литературных источников к базе данных (Приложение Б)....	191
Приложение Г. Классификация косейсмических эффектов в геологической среде....	196
Приложение Д. Параметры косейсмических деформаций в рыхлых отложениях эпицентральной области Цаганского землетрясения 12.01.1862 г., измеренные и рассчитанные в точках наблюдения.....	198

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Оценка сейсмической опасности различных территорий всегда являлась актуальной задачей. Достоверность такой оценки напрямую зависит от полноты полученной информации по каждому сильному землетрясению. В настоящее время в мировой практике изучаются не только первичные сейсмогенные разрывы, но и вторичные косейсмические деформации, к которым относят сейсмогравитационные трещины, обвалы и оползни, а также инициированные сейсмическими процессами структуры разжижения и флюидизации в рыхлых водонасыщенных четвертичных отложениях, за которыми закрепился термин А. Сейлахера «сейсмиты» [Seilacher, 1969]. Поскольку многие землетрясения локализуются внутри отрицательных форм рельефа, благоприятных для интенсивного осадконакопления, изучение сейсмитов в познании сейсмического события представляет большой интерес. В пределах территории юга Сибири рыхлыми осадками перекрыты значительные площади, причем отложения часто водонасыщены и подвержены косейсмическому разжижению.

Возможность неуплотненного осадка под действием вибрации разжижаться и образовывать подобные сейсмитам структуры была доказана экспериментально П. Куененом еще в 1958 г. [Kuennen, 1958]. С тех пор немало зарубежных ученых занималось данной проблемой, о чем свидетельствуют многочисленные публикации [Sims, 1975; Hempton, Dewey, 1983; Vittori et al., 1991; Rodriguez-Pascua et al., 2001; Obermeier et al., 2005; Brustur, Jipa, 2007; и мн. др.]. С конца 90-х гг. XX века подобные работы стали появляться и в отечественных изданиях [Бауман, Корженков, 1998; Корженков и др., 1999; Корженков, 2006; Поволоцкая и др., 2004; 2006; Корженков и др., 2007; Деев и др., 2005; 2012; Николаева, 2009; и др.]. Стоит отметить, что для многих районов нашей страны, в том числе и для юга Сибири, выявление сейсмитов затрудняется наличием подобных по форме структур криогенного происхождения. Таким образом, необходимы анализ накопленного материала

по данной тематике и разработка приемов и методов исследования сейсмогенных деформационных структур с апробацией в специфических региональных условиях.

Сейсмическая летопись территории исследований, в целом, характеризуется как неполная. Первые известные сведения о землетрясениях датируются XVII в. Предшествующие палеосейсмогеологические работы, в основном, были направлены на изучение сейсмогенных разрывов, образующихся в результате сильных подземных толчков. Согласно известным статистическим соотношениям, например П. Галли [*Galli, 2000*], магнитудный порог образования структур разжижения сравнительно ниже, что значительно расширяет возможности наполнения хроники землетрясений.

Комплекс работ, включающий современные тектонофизические подходы, основанные на применении меры и числа, в сочетании с методами структурной геологии и палеосейсмогеологии, видится весьма перспективным с точки зрения оценки распространения и локализации вторичных косейсмических эффектов в геологической среде.

Цель исследований.

Целью диссертационной работы является установление закономерностей проявления и распределения вторичных эффектов от землетрясений в геологической среде, а также их связи с сейсмогенерирующими разломами в пределах юга Сибири и прилегающих территорий.

Задачи и методы исследований.

1. Изучить формы проявления, условия и особенности образования сейсмогенных деформаций в позднекайнозойских отложениях на выделенных эталонных участках Прибайкалья.

2. Усовершенствовать структуру базы данных по вторичным косейсмическим эффектам с использованием реляционной модели введения и отображения их параметров.

3. Осуществить наполнение базы данных опубликованным материалом макросейсмических обследований последствий инструментально

зарегистрированных землетрясений, а также информацией собранной во время полевых работ для территории в рамках координат 42° – 62° с.ш. и 80° – 124° в.д.

4. Установить статистические зависимости, связывающие параметры землетрясений и вторичных косейсмических эффектов в геологической среде для территорий юга Сибири (РФ) и Монголии.

5. Выявить связь разрывной тектоники и структур разжижения от землетрясений в сейсмоактивных зонах.

Для решения поставленных в работе задач использовался комплекс геолого-структурных и тектонофизических методов применительно к сейсмогеологическим траншейным исследованиям. Статистический анализ данных выполнен путем построения граничных кривых и установления предельных эмпирических соотношений при помощи современных статистических программных пакетов.

Фактический материал и личный вклад автора.

В основу диссертационной работы положены данные, собранные во время проведения полевых работ в составе структурно-геологического отряда ИЗК СО РАН с 2009 г. по 2013 г. на территории Прибайкалья, обработанные и проинтерпретированные при непосредственном участии автора. Это, прежде всего, материалы документации зачисток и канав, в которых была получена обширная информация о количественных характеристиках сейсмогенных структур. Для установления статистических зависимостей между параметрами инструментальных землетрясений (магнитудой по поверхностным волнам M_S , эпицентральной интенсивностью I_0 по шкале MSK-64, с учетом типа подвижки в очаге) и вызванных ими вторичных косейсмических эффектов (разжижения и флюидизации в грунтах, гидрогеологических аномалий, воронок-провалов, трещин, сейсмогравитационных движений материала, волнообразных колебаний дневной поверхности, нарушений в техногенных сооружениях) самостоятельно отобраны, систематизированы и проанализированы данные, опубликованные в литературе и интерактивных ресурсах, а также хранящиеся в архивных источниках.

Защищаемые положения:

1. На юге Сибири и сопредельной территории более половины вторичных косейсмических эффектов в геологической среде расположены в пределах 20 км от разлома, инициирующего землетрясение. При сравнении случаев разжижения грунта и остальных, изученных в совокупности, вторичных эффектов, первые выявляются на расстоянии, в среднем в 10 раз ближе к сейсмогенерирующему разлому.

2. Образование эффектов разжижения на юге Сибири и сопредельной территории происходит при землетрясениях с магнитудой $M_S \geq 5.2$ и глубиной гипоцентра от 10 до 40 км. Формирующиеся при косейсмическом разжижении кластические дайки пространственно тесно связаны с разрывной тектоникой и являются надежными индикаторами для определения эпицентральных зон доинструментальных землетрясений.

3. При приближении к источнику сейсмических колебаний частота встречаемости и размеры проявления вторичных деформационных структур увеличиваются неравномерно, а местоположение макросейсмического эпицентра доинструментального землетрясения обоснованно определяется на основании анализа совокупности количественных параметров сейсмогенных деформаций с учетом геометрии ассоциируемого разлома.

Научная новизна. В настоящей диссертационной работе предложены региональные зависимости между параметрами землетрясений и пространственным распределением вызванных ими эффектов в геологической среде. Они основываются на собранном и обобщенном автором обширном материале по последствиям от инструментальных землетрясений, произошедших на территориях южной Сибири (РФ), Монголии и северо-востока Казахстана. Данный материал составляет также наполнение новой реляционной базы данных по вторичным косейсмическим эффектам в геологической среде, которая может быть реализована в интерактивной среде.

Впервые выявлены региональные закономерности в локализации структур косейсмического разжижения грунта относительно всех других

сейсмодетформаций и инициирующего разлома с учетом преобладающего типа подвижки вдоль него. В отличие от существующих подобных соотношений для разных районов мира, в работе показано влияние на пространственное распределение эффектов разжижения от сейсмоисточника местных гидрогеологических факторов.

Новыми данными являются детально изученные геолого-структурными и тектонофизическими методами вторичные сейсмогенные дислокации в осадочных отложениях эпицентральных областей Цаганского 12.01.1862 г. и Мондинского 4.04.1950 г. землетрясений. Дана численная характеристика структур разжижения, а также введены новые параметры для оценки интенсивности проявления хрупко-пластических типов сейсмиков.

В диссертационном исследовании обосновано положение эпицентра Цаганского сейсмособытия в точке с наибольшим количеством совпадений максимальных значений параметров всех косейсмических дислокаций. На основании этого предложен новый подход, позволяющий определять макросейсмический эпицентр доинструментального землетрясения.

Практическая значимость. Предложенные в работе статистические соотношения и подход для реконструкции эпицентра землетрясения могут служить важными инструментами при палеосейсмогеологических исследованиях для оценки параметров сейсмособытий прошлого. Соотношения также будут полезны при инженерно-геологических изысканиях (например, при проектировании сооружений разного рода на определенных расстояниях (R_e) от известных сейсмогенных источников).

Содержащаяся в базе данных по косейсмическим эффектам информация позволяет оценивать пункты, потенциально восприимчивые к разнообразным нарушениям в геологической среде при будущих землетрясениях. Сама база данных является удобным аппаратом для различных сеймотектонических построений.

Практическим следствием комплекса работ, проведенных в эпицентральной области Цаганского землетрясения 12.01.1862 г., служит

параметрическая характеристика модели его сейсмогенного источника. В дальнейшем подобные исследования могут быть полезны при обосновании выделения зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ).

Апробация работы и публикации. Результаты проведенных исследований докладывались и обсуждались на Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 11–14 октября 2009 г.), Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки» (г. Иркутск, ИрГТУ, 12–14 апреля 2010 г.), Всероссийском симпозиуме с международным участием «Кайнозойский континентальный рифтогенез», посвященном 80-летию со дня рождения академика Николая Алексеевича Логачева (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 7–11 июня 2010 г.), XXIV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 19–24 апреля 2011 г.), XVII Всероссийской конференции с международным участием «Проблемы сейсмотектоники» (г. Москва, им. О.Ю. Шмидта ИФЗ РАН, 20–22 сентября 2011 г.), European Seismological Commission 33-rd General Assembly (YSTC, Obninsk, 2012, 25–30 August), Всероссийской молодежной школе по современной геодинамике (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 23–29 сентября 2012 г.), Третьей тектонофизической конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, им. О.Ю. Шмидта ИФЗ РАН, 8–12 октября 2012 г.), X юбилейном научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 17–20 октября 2012 г.).

Автором самостоятельно и в соавторстве опубликовано 19 научных работ, из них по теме диссертации 18, в том числе 3 статьи в рецензируемых журналах, рекомендованных перечнем ВАК Минобрнауки РФ.

Связь работы с научными проектами. Диссертационная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты №№ 10-05-00072_a и 12-05-91161-ГФЕН) и Министерства образования и науки РФ (соглашения

№№ 8316 и 8357).

Объем и структура работы. Общий объем диссертации 199 страниц машинописного текста. Работа состоит из введения, 5 глав и заключения, а также 5 приложений на 29 страницах, иллюстрирована 57 рисунками и 6 таблицами. Список литературы (20 страниц) содержит 205 наименований, 70 из которых — публикации в зарубежных изданиях.

Благодарности. Автор выражает особую признательность своему научному руководителю, кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику ИЗК СО РАН Оксане Викторовне Луниной за постановку темы, за решающую помощь в проведении полевых исследований, за непрерывное внимание к процессу написания работы и обсуждение полученных результатов. Также он искренне благодарен кандидату геолого-минералогических наук Андрею Станиславовичу Гладкову за совместное участие в полевых работах, интересные дискуссии и важные рекомендации при подготовке данной диссертационной работы, а также аспиранту Антону Андреевичу Гладкову за обзорное знакомство с удивительным миром программирования баз данных. Автор признателен всем сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН за помощь в исследовании и всестороннюю поддержку. За оказанное содействие в сборе макросейсмического материала благодарность адресуется к.г.-м.н. Яну Борисовичу Радзиминовичу, а за разделение тягот и радостей полевого сезона – старшему лаборанту Игорю Владимировичу Кузьмину. Также за обсуждения и ценные советы автор благодарит д. г.-м.н. В.С. Имаева, к.г.-м.н. В.А. Санькова, д.г.-м.н. К.Г. Леви, д.г.-м.н. А.В. Ключевского, к.г.-м.н. С.Г. Аржанникова.

Глава 1

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

1.1. Тектонические землетрясения, их параметры и последствия в пределах района исследования

Тектонические землетрясения являются одними из самых разрушительных природных явлений. Они представляют собой колебания земной поверхности, вызванные резкими смещениями крупных блоков горных пород под действием напряжений в земной коре или верхней части мантии и распространяющиеся на значительные расстояния в виде упругих колебаний [Понятия и термины..., 2009]. Такие природные события классифицируются как быстрые катастрофы третьего типа или срыва [Кузнецов и др., 1998], которые приводят к значительному экономическому ущербу и представляют угрозу здоровью и жизни человека.

Мерой величины землетрясения является магнитуда. В иностранной литературе по сейсмогеологии часто используется моментная магнитуда M_W (предложена Канамори [1977]), определяемая через сейсмический момент M_0 и характеризующая полную работу, произведенную в очаге. В России и странах СНГ для оценки величин землетрясений, главным образом, применяются значения магнитуд по поверхностным волнам (M_S) (наряду с магнитудой M_{LH} и энергетическим классом K , предложенным Т. Раутиан [1960]). Значения M_S для инструментально зарегистрированных землетрясений, произошедших на юге Сибири и сопредельной территории, приводятся в сейсмических каталогах и соответствующих публикациях, и в настоящей работе для сейсмостатистических построений используется именно эта магнитуда. Стоит отметить, что с накоплением новых данных мировыми сейсмологическими агентствами проводятся исследования по установлению соотношений между

различными магнитудами (рис. 1.1), результаты одного из последних таких исследований описаны в [Ranjit Das et al., 2011].

Шкала интенсивности основывается на балльной интерпретации воздействия подземного толчка на человека, техногенные сооружения и природные объекты в различных пунктах. С 1964 г., когда на собрании ESC в Будапеште был утвержден третий вариант двенадцатибалльной «модифицированной шкалы MSK» [Медведев и др., 1965], и по настоящий момент она используется сейсмологами на территории бывшего СССР. В качестве основного инструмента при оценке интенсивности землетрясений в Европе применяется «Европейская Макросейсмическая Шкала» (EMS), а в США — Модифицированная шкала Меркалли (MM).

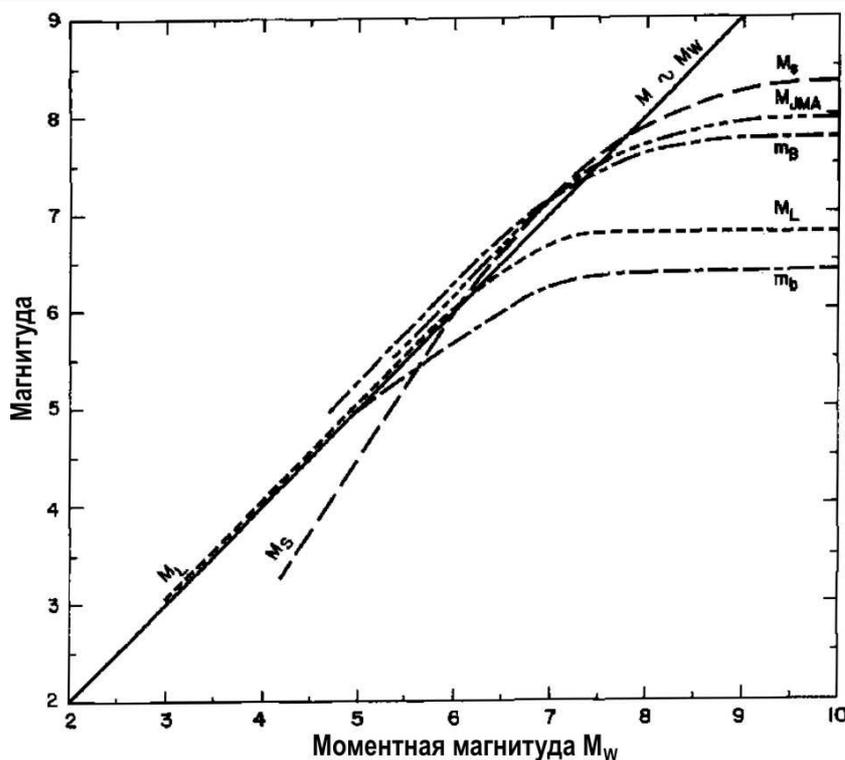


Рис. 1.1. Соотношение моментной магнитуды M_W с различными типами магнитуд (по [Heaton et al., 1986])

Для всех перечисленных шкал характерна слабая приспособленность под описание эффектов в природной среде. За несколько прошедших десятилетий учеными вносились предложения дополнить, модернизировать и даже кардинально изменить «действующую» шкалу MSK–64, но эти варианты

после тщательных исследований не вошли в общее использование на практике. Трудности возникали и при сопоставлении шкал по сейсмодислокациям [Солоненко, 1962; Хромовских, Никонов, 1984] с MSK–64, поскольку часто при разной балльности наблюдались аналогичные параметры остаточных деформаций рельефа. Некоторые исследователи объясняют это с позиции региональных специфических особенностей землетрясений и предлагают выделять среди них морфологические типы [Олейников и Олейников, 2009]. Таким образом, в настоящей работе для оценки интенсивности подземного толчка в пункте принимается шкала MSK–64, как активно практикуемая при современных макросейсмических обследованиях, хотя и не являющаяся универсальной.

Характеристикой местоположения сейсмического события в земных недрах служит гипоцентр (или фокус), представляющий собой точку начала вспарывания сейсмогенерирующего разлома и образования вдоль него очага. Также гипоцентр считают условным центром очага на глубине [Короновский, Абрамов, 1998]. Глубины гипоцентров варьируют в значительной степени в зависимости от тектонических особенностей разных сейсмоактивных регионов мира, однако для южной Сибири типичны внутрикоровые землетрясения. Проекция фокуса на дневную поверхность именуется эпицентром. Необходимо отметить, что не всегда совпадают позиции эпицентра землетрясения, определенные инструментально и в ходе сейсмогеологических исследований (например, по [Хилько и др., 1985]). В первом случае часто не учитывается связь со структурными элементами инициирующего дизъюнктивного нарушения, на что указывалось в работах [Введенская, 1959; Хованова, 1960], во втором случае основной упор делается лишь на характер проявления сеймотектонических деформаций (определяется так называемый «макросейсмический эпицентр»). Определенно, нужны новые подходы, чтобы устранить такие неточности, в особенности для решения задач в ходе детального сейсмического районирования территорий.

Область земной поверхности, расположенная над очагом землетрясения,

с наиболее сильным проявлением макросейсмических эффектов, носит название эпицентральной зоны (по [Антикаев, 2012]). Часто границы такой зоны определяются проекцией границ облака афтершоков. Близким по значению является термин «плейстосейстовая зона», которым обозначают участок на земной поверхности, где сосредотачиваются основные разрушения техногенных объектов [там же].

Механизм очага землетрясения несет информацию о возможных плоскостях разрыва, подвижки вдоль них, а также об ориентировке осей главных напряжений. Точность определения данного параметра напрямую зависит от густоты имеющейся сети сейсмических станций. Механизмы очагов используются при оценке современного напряженно–деформированного состояния структурных единиц земной коры на разных иерархических уровнях (например, в [Сейсмическое..., 1977; Сейсмогеология..., 1981; Радзиминович и др., 2006]).

Кроме вышеперечисленных параметров, позволяющих охарактеризовать землетрясения, существует еще целый ряд, не нашедший применения в настоящей работе. Причины этого кроются в недостаточном оснащении сейсмических станций, расположенных на территории юга Сибири, современной аппаратурой, что не позволяет в свою очередь предоставлять исследователям полный спектр сейсмологических данных. Например, такие важные параметры, как максимальные смещения, скорости, ускорения грунта в пункте инструментально регистрируются сравнительно недавно [Павленов и др., 2007], а их расчетные значения (по шкалам интенсивности) часто бывают идеализированными. При актуалистическом подходе к решению проблемы соотношений между параметрами землетрясений и инициированных ими сейсмодформаций требуется высокая степень точности современных данных для того, чтобы избежать серьезных ошибок в реконструкциях и оценке сейсмического потенциала территорий.

По степени изученности сейсмичность представлена инструментальными, историческими и палеоземлетрясениями. В пределах

района исследований одно из первых исторических землетрясений датируется мартом 1693 г. и произошло в Прибайкалье в Удинске (Верхнеудинск – Улан-Удэ), причем сведения о нем достаточно скудны [Демин, Татьков, 1996]. Для других сейсмоактивных зон южной Сибири описания землетрясений появились еще позднее, хотя устные подтверждения высокой сейсмичности нередко встречаются в древнем фольклоре аборигенов. Начало инструментального периода изучения в территориальном делении также относится к Прибайкалью. Известны многочисленные попытки организации сети аппаратных наблюдений за землетрясениями в конце XIX — первой половине XX вв., важность которых осознавали и всевозможными способами доносили до общественности ведущие специалисты–сейсмологи того времени, среди которых значились такие имена как А.П. Орлов, И.В. Мушкетов, А.В. Вознесенский, М.Я. Минчиковский, А.А. Тресков и многие другие [Голенецкий, 1977]. Их труды способствовали повышению интереса к сейсмичности Прибайкалья, в том числе и в кругах ученых–геологов. «Коренным» событием, наметившим рост сети сейсмических станций, послужило девятибалльное землетрясение 1950 г., произошедшее близ пос. Монды, а череда сильнейших землетрясений за короткий период 1957–1959 гг. значительно «ускорила» этот процесс в Прибайкальской, Алтае–Саянской и Якутской сейсмических зонах [там же]. Таким образом, сейсмическую летопись юга Сибири можно охарактеризовать как слабо информативную, известные исторические землетрясения (период конца XVII — первой половины XX вв.) нуждаются в тщательном доизучении [Демин, Татьков, 1996]. По некоторым из них сведений либо мало, либо они крайне противоречивы, основные сейсмологические параметры оценены со значительными погрешностями. За время инструментальной регистрации (вторая половина XX века — наши дни) накоплен небольшой набор данных по землетрясениям в регионе, многие характеристики которых видятся дискуссионными, судя по разным источникам. Подавляющее большинство сейсмособытий, что очевидно, произошли до конца XVII в. Очевидно и то, что

именно сведения о доисторических землетрясениях позволят выстроить полную сеймотектоническую картину и оценить реальную сейсмическую опасность территории.

В изучении последствий землетрясений прошлого широко применяется палеосейсмогеологический метод, разработанный в середине прошлого века сибирскими учеными В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсовым. Данный метод базируется на выявлении и картировании древних сейсмоструктур, которые инициируются сильными, преимущественно с магнитудой более 6, землетрясениями [Солоненко, 1973]. В настоящей работе особое внимание уделяется сейсмогенным деформациям, возникающим в верхних горизонтах литосферы, определенных Е.М. Сергеевым [1979] термином «геологическая среда», нижняя граница которой от дневной поверхности определяется глубиной антропогенного внедрения. К ее внешним компонентам относят атмосферу и техносферу (инженерную среду) [Королев, 1995], поэтому проявление в них косейсмических эффектов не может прямо указывать на наличие таковых в геологической среде.

По сейсмодеформациям верхней части земной коры и ее поверхности в настоящий момент накоплен достаточно богатый материал, и они имеют несколько классифицированных категорий [Сейсмическое..., 1977; Никонов, 1995]. В общем смысле, а также для упрощения палеосейсмогеологических исследований, все косейсмические (то есть образованные во время сейсмособытия) эффекты подразделяют на первичные, порожденные тектоническими деформациями, и вторичные, возникшие в результате иных процессов, инициированных подземным толчком [Paleoseismology..., 1996]. Если по ряду единых критериев [Сейсмическое..., 1977] удастся обосновать сейсмическое происхождение очаговой дизъюнктивной структуры, то для вторичных эффектов (обвалов, оползней и др.) отсутствуют однозначные доказательства их сейсмогенной природы. [Хромовских, Никонов, 1984]. Таким образом, детальные исследования последних в данном контексте необходимы, а в перспективе они могут существенно расширить возможности

палеосейсмогеологического метода.

Очередность получения информации по косейсмическим эффектам в классическом виде (без использования геофизических наблюдений) обуславливается первоначальным их выявлением на дневной поверхности, а затем уже в разрезе осадочной толщи. В рамках настоящей работы они изучаются именно в такой последовательности.

1.2. Сейсмогенные дислокации, наблюдаемые на дневной поверхности

Наиболее изучаемым видом поверхностных проявлений землетрясений, дающим развитие практически всем остальным деформациям рельефа, можно считать сеймотектонические разрывы. Выход очагового дизъюнктива на дневную поверхность, что, по сути, является большой удачей для исследователей, называют первичной (истинной) сейсмодислокацией [*Живая тектоника...*, 1966] или сейсмогенным разрывом [*Стром, Никонов, 1997*] и широко используют в палеосейсмогеологических реконструкциях. Его образование является результатом активизации древних, либо возникновения новых разломов под действием тектонических напряжений. Сейсмодислокации часто геоморфологически выражены в виде уступов и рвов, которые дольше сохраняются на водораздельных участках. На склонах они приобретают форму необводненного распадка. Глубина заложения, протяженность, зияние и другие параметры первичных сейсмогенных разрывов значительно варьируют для разных сейсмособытий, но они всегда определяют эпицентральную область. В настоящее время выделены геоморфологические и стратиграфические критерии распознавания сейсмогенного происхождения дислокаций (например, в работах [*Сейсмическое...*, 1977; *Paleoseismology...*, 1996; и мн. др.]). Причем для разных тектонических обстановок (сжатия, растяжения или сдвига) характерны свои морфологические формы. Кроме того, выделяют общие зависимости развития комплекса первичных сейсмодислокаций от кинематики эпицентральных зон [*Платонова, 2007*]. Для вторичных сейсмодислокаций

установить их сейсмогенную природу бывает достаточно сложно. В разных районах могут проявляться признаки, характерные только для этих геологических обстановок и могут быть связаны с уникальными литологическими, геоморфологическими и тектоническими особенностями территории.

Во время землетрясения возникает множество вторичных разрывных нарушений. Они проявляются как в коренных породах, так и в рыхлом чехле, а также во льду, если подземные толчки происходят в зимнее время года, и в техногенных сооружениях. Деформации такого рода отличает приуроченность к зонам разломов, прямолинейность, системность, закономерная ориентация в пространстве [Чернышев, 1984]. Дополнительными критериями выделения вторичных сейсморазрывов в коренных породах служат их внешний «свежий» вид без вещественного заполнения и/или следы подвижек по ним. В слабосцементированных крупнообломочных отложениях трещины от землетрясения рассекают как обломочный материал, так и цементный матрикс [Гладков, Лунина, 2004; Лунина и др., 2006]. В разрезах рыхлых отложений, согласно предположению ряда авторов, к вторичным разрывам можно относить единичные внутрислоевые сколы с амплитудой смещения до 10 см, однако, если такие сколы представлены в виде ступенчатых систем, тогда они могут быть как первичными, так и вторичными [Лунина и др., 2012a].

При сейсмическом воздействии наибольшее развитие и распространение приобретают сейсмогравитационные эффекты, особенно в горных районах. Главными причинами изменения устойчивости горных масс при землетрясениях считаются: сейсмические ускорения, изменение угла наклона метастабильных плоскостей из-за колебательных движений, тиксотропное разжижение грунтов [Сейсмическое..., 1977, с. 18]. Не менее важным фактором выступают инженерно-геологические условия, характерные только для отдельного региона. Сейсмогравитационные эффекты достаточно хорошо изучены, поскольку часто описываются очевидцами землетрясений и при сейсмогеологических исследованиях. Известно широкое многообразие таких

явлений: обвалы, оползни, селевые потоки, отседания склонов и т.д., причем некоторые из них происходят одновременно, охватывая огромные по площади территории.

В ходе анализа опубликованных макросейсмических описаний последствий современных землетрясений отмечено, что для юга Сибири характерно развитие камнепадов, обвалов, оползней, осыпей, селей и снежных лавин [*Живая тектоника...*, 1966; *Сейсмогеология...*, 1981; *Хилько и др.*, 1985; и мн. др.]. Последние два типа легче идентифицируются по специфическому составу сносимого материала. Остальные гравитационные деформации при сейсмических воздействиях могут проявиться одновременно и взаимопереходяще. С этой позиции очень важно понимание разнообразности сейсмогенных деформаций, вызванных явлениями силы тяжести, поскольку правильное их диагностирование существенно улучшает возможности установления сейсмостатистических соотношений для каждого отдельного вида. Альтернативным вариантом является оценивание параметров всего смещенного материала во время подземного толчка без строгого разделения.

Сейсмогравитационные дислокации применяют в палеосейсмогеологии для определения параметров землетрясения, таких как положение эпицентральной области, интенсивность сотрясения, возраст, а также его магнитуду [*Keefer*, 2002; *Henon, Агатова*, 2008]. К примеру, озера, подпруженные древними сейсмооползнями, могут быть использованы для определения места и силы прошлых подземных толчков [*Adams*, 1981]. Скорость сейсмогравитационной денудации в разных районах в большей степени определяется магнитудой сейсмособытия и господствующим климатом [*Henon, Агатова*, 2011]. Сейсмогравитационные деформации всегда учитываются при макросейсмическом обследовании последствий произошедшего землетрясения, так как влияют на оценку его интенсивности. Некоторые сейсмогравитационные эффекты приурочены к зонам разломов, активизированных в современное время [*Лунина и др.*, 2009б; *Бержинский и др.*, 2009], что является немаловажным фактом при структурно-геологических

исследованиях.

Стоит отметить, что хотя обвалы, оползни и другие деформации рельефа широко распространены в плейстосейстовых областях любых достаточно сильных землетрясений, доказать их сейсмогенное происхождение, особенно для палеоформ, довольно сложно, и для этого нужны специальные (и часто трудоемкие) исследования на больших участках.

Слабоизученными поверхностными сейсмогенными деформациями являются воронкообразные провалы (просадки) грунта (рис. 1.2). Их одними из первых описали в своих работах сибирские палеосейсмогеологи. При обследовании эпицентральной зоны Муйского землетрясения 27.06.1957 г. замкнутые провалы были обнаружены в месте схождения взбросо-сдвигов склона хребта Удокан и сброса-сдвига на краю днища Намаракитской впадины, а также на западном окончании системы первичных сейсмодислокаций [Солоненко, 1965]. В обоих случаях провальные воронки были приурочены к трещинам растяжения с зиянием 0,5–6 м, да и сами структуры имели внушительные размеры и достигали ширины до 6 м и глубины около 4 м, продолжая «поглощать» крупноглыбовой делювий, грунт и деревья. Автор сделал предположение, что по механизму образования они аналогичны карстовым воронкам просасывания [там же]. В дальнейшем многие исследователи описывали провальные деформации вблизи поверхностных разрывов [Сейсмическое..., 1977; Сейсмогеология..., 1981; Хилько и др., 1985; Zellmer et al., 1985; McGill, Rockwell, 1998; и др.]. М. Кларк [Clark, 1972] предложил принципиальную модель формирования воронок-провалов вдоль сеймотектонических трещин. Согласно представлениям автора, после обильных дождей (или таяния снегов, что характерно для климатических особенностей юга Сибири) вода проникает в косейсмические разрывы, приводя к эрозии стенок структур, постепенному их расширению и выполаживанию. В итоге образуются локальные линзовидные близвертикальные пустоты, над которыми происходит обрушение и заполнение их вышележащим материалом. Во впадину на дневной

поверхности долгое время могут продолжать «засасываться» осадки в результате гравитационного отседания, плоскостного смыва и других процессов. Таким образом, провальные воронки формируются на постсейсмической стадии в результате термокарстовых явлений и суффозии, а триггером этому служит трещинообразование во время землетрясения.

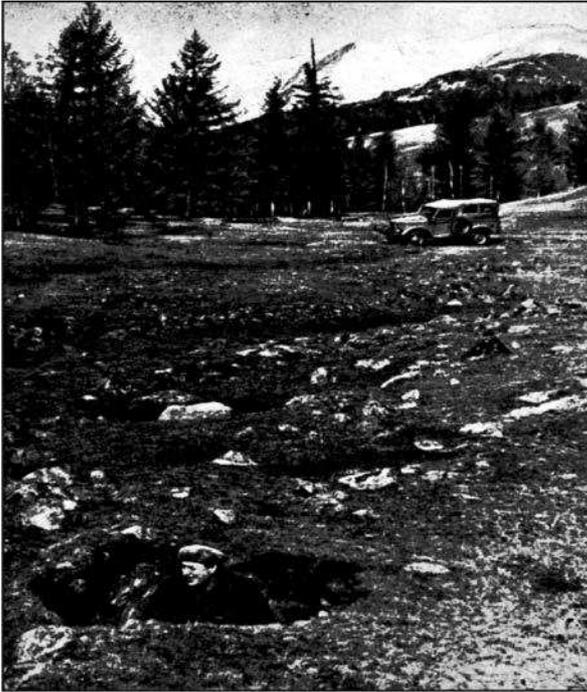


Рис. 1.2. Воронки-провалы в эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г.

Фото В.М. Жилкина, 1972 г. (рис. 41 в [Сейсмогеология..., 1981])

Однако воронкообразные провалы могут образоваться и в местах развития несейсмогенных разрывов (например, на крутых склонах при гравитационном отседании или при усыхании грунта), а при палеосейсмогеологических работах такие структуры способны привести к неверной интерпретации параметров доисторического землетрясения. Согласно [Dawson et al., 2003], по ряду стратиграфических критериев можно однозначно выделить провалы, развивающиеся по косейсмическим дизъюнктивным нарушениям. Главными из таких критериев являются: нахождение в разрезе провальных воронок в деформационных интервалах палеоземлетрясений; присутствие в разрезе несогласий и экзотических фаций осадков. Согласно [Сейсмическое..., 1977], в трещины и связанные с ними поноры (такое название воронок–провалов иногда встречается в

русскоязычной литературе) материал поглощается в течение десятков и сотен лет, причем не только мелкообломочный склоновый, но также и одиночные крупные глыбы до 15 м в поперечнике. Таким образом, происходит сохранение сеймотектонических трещин в рельефе, а в осадочном разрезе данные деформационные структуры проявлены в виде непунических даек. Часто их мощность достигает десятков метров, а глубина проникновения еще более внушительна, поскольку зафиксированная глубина поноров в теле даек около 50 метров [Солоненко, Хромовских, 1974].

Несколько иной тип воронок–провалов образуется в местах фонтанирования разжиженных грунтов. Такие воронки также, зачастую, приурочены к сеймотектоническим трещинам, однако обязаны своему формированию косейсмическим процессам разжижения и флюидизации в грунтах, вследствие чего последние утрачивают несущую способность. Описываемые провальные структуры формируются через некоторое время после основного подземного толчка, однако в результате афтершоков возможны повторные выбросы водно–породной смеси по уже заложенной отрицательной микроформе рельефа. Эти провальные деформации, судя по известным описаниям, бывают достаточно глубокими через несколько дней после землетрясения и могут охватывать значительные площади. Например, после Среднебайкальского сейсмособытия 29.08.1959 г. еще 5 сентября в воронках–провалах вода с разжиженным грунтом находилась в 1,5 м и ниже от дневной поверхности [Солоненко, Тресков, 1960].

В работе [Барышников и др., 2004] описаны своеобразные макроэффекты близ пос. Бельтир от Чуйского землетрясения 2003 г., когда после прекращения излияния последовало обратное «всасывание» отложенного тонкодисперсного материала с образованием округлых проседаний. Ранее для подобных структур был предложен термин «явление «затягивания» (англ. “draw-in” phenomenon) [Takahama et al., 2000], как заключительная стадия процесса сейсмогенного разжижения грунта и в то же время важный индикатор сейсмичности (рис. 1.3). Не вызывает сомнений тот факт, что

выявление воронок–провалов такого типа является важной задачей не только палеосейсмологических работ, но и инженерно–геологических изысканий для целей опознавания потенциально метастабильных участков поверхности под будущее строительство или под уже имеющимися застройками.

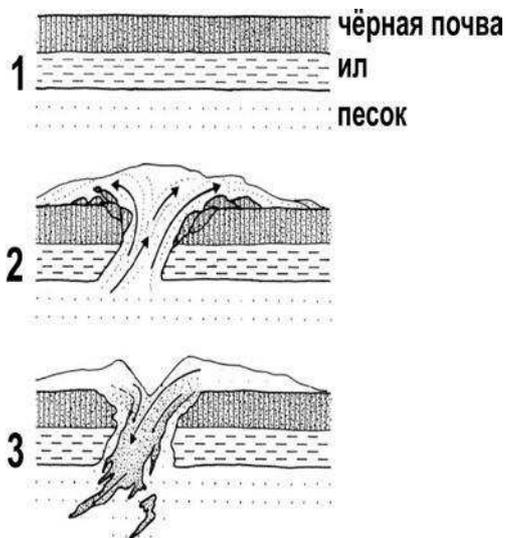


Рис. 1.3. Схема происхождения структур «затягивания» (по [Takahama et al., 2000]).

1 – начальный осадочный разрез перед землетрясением, 2 – во время землетрясения, 3 – через некоторое время после землетрясения.

Однако необходимо подчеркнуть, что, увы, многие поверхностные сейсмодислокации прошлого, зачастую, бывают серьезно разрушены под воздействием экзогенных процессов, тем самым значительно ограничивая исследователей как временными рамками (распознать удастся, в основном, лишь голоценовые деформации), так и при характеристике соответствующих землетрясений (их параметры могут быть определены с большими погрешностями). В таких случаях неоценимую помощь оказывает исследование взаимоотношений первичных и вторичных сейсмогенных структур в приповерхностной толще геофизическими и, главным образом, траншейными методами исследования.

1.3. Сейсмогенные дислокации, наблюдаемые в разрезе осадочных отложений

В рыхлых и слабосцементированных грунтах района исследований косейсмические дислокации представлены, в основном, разрывными

нарушениями и сейсмитами. В некоторых регионах мира выделяют также цунамигенные фации осадков от землетрясения или цунамиты (англ. *tsunamites*), основным отличием которых от сейсмитов является образование в результате транспортировки и перераспределения материала [Shanmugam, 2006]. Исходя из приоритетной направленности настоящего исследования, необходимо подробно рассмотреть методы изучения сейсмитов. Такие структуры скрыты от поверхностных разрушений экзогенными агентами в осадочных слоях и даже обнаружены в толщах доголоценового возраста [Mazumder et al., 2006], поэтому они могут иметь большое значение для пополнения сейсмической летописи многих регионов, в том числе и юга Сибири.

Термин «сейсмит» (англ. *seismite*) впервые употребил А. Сейлахер [Seilacher, 1969] при описании деформационных структур в рыхлых отложениях спокойных водных бассейнов. Автор выделил в вертикальном разрезе несколько восприимчивых к разжижению структурных интервалов с последовательной гранулометрической градацией, подчеркнув цикличность их проявления, которая характерна для сейсмического процесса. В качестве основного, в настоящем исследовании используется определение термина «сейсмиты», предложенное в работе [Гладков, Лунина, 2010], где это «вторичные сейсмогенные дислокации, сформированные в результате процессов разжижения и флюидизации горизонтально залегающих осадочных толщ (слоев) под воздействием сейсмических волн ...».

Ранее в лабораторных условиях уже удавалось получить деформационные структуры в рыхлых породах под действием вибрации [Rettger, 1935; Kuenen, 1958]. Например, Ф. Куенен наблюдал влияние ощутимого удара на модели «песок на глине», которая была пропитана вязкой жидкостью. В ходе опыта слабосцементированные пески неравномерно погружались в более плотные и пластичные глины, образуя так называемые конволюции (англ. *convolution*) или псевдонодули (англ. *pseudonodules*) [Rodriguez-Pascua et al., 2000]. В дальнейшем эксперименты проводились с

целью подтверждения сейсмогенности полевых находок деформаций в осадочных отложениях [Nichols et al., 1994; Owen, 1996].

М. Моретти с коллегами в своих опытах [Moretti et al., 1999] использовали цифровой вибрационный стол с частотами колебаний в диапазоне 0-15 Гц, способный зарегистрировать трехкомпонентную акселерограмму с максимальными ускорениями до 2g, а также поровое давление в субстрате. Естественные осадки (песок с различной зернистостью, ил и глину), но с искусственным водонасыщением, подвергали, в том числе, сейсмическому воздействию с совокупностью параметров реально произошедшего землетрясения 17.10.1989 г. в районе Лос-Анджелеса (США). В результате удалось получить деформационные структуры, морфологически подобные обнаруженным в полевых условиях и описанным до данного эксперимента многими исследователями (рис. 1.4).

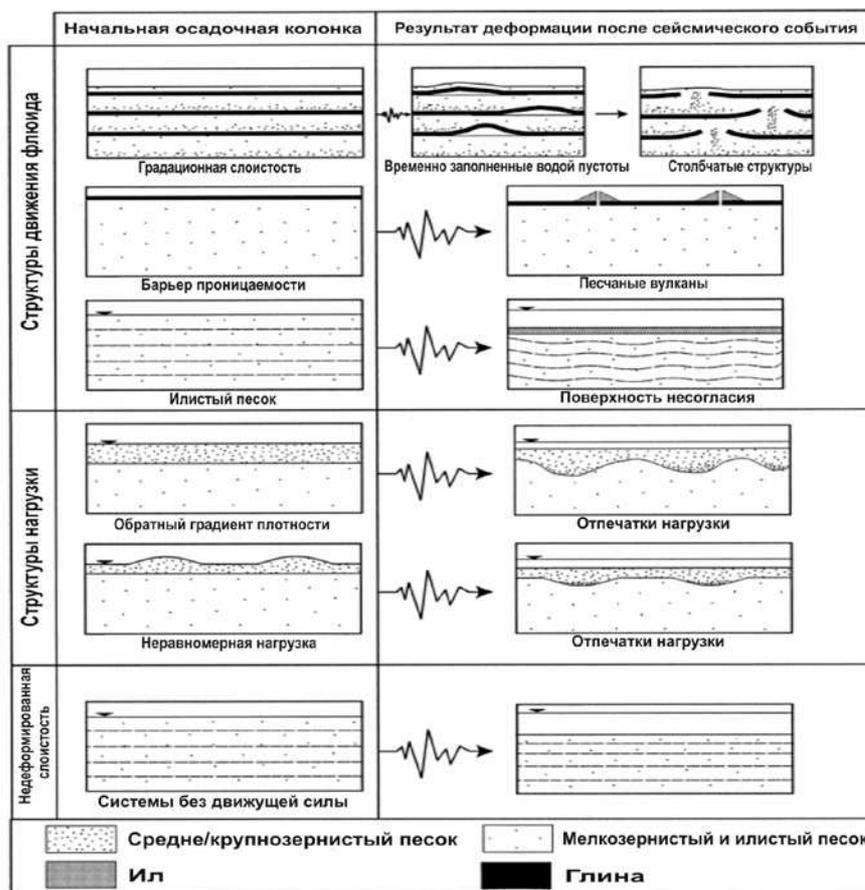


Рис. 1.4. Схема основных видов деформационных структур в рыхлых отложениях, полученных в ходе эксперимента (по [Moretti et al., 1999])

Совсем недавно были представлены результаты уникальных экспериментов в полевых условиях с помощью контролируемого взрыва [Hatzor et al., 2009]. Авторами показано, что наиболее типичные для сейсмоактивных зон формы проявления разжижения грунта могут образоваться в относительно плотных илистых и глинистых песках, причем не обязательно при циклической нагрузке на осадки.

Ярким поверхностным выражением сейсмиков являются выбросы разжиженных грунтов, которые могут встречаться как отдельно, так и серией вдоль протяженных трещин (рис. 1.5). Следы выбросов легко обнаружить в течение нескольких дней после землетрясения по характерным конусовидным насыпям в рельефе или «осадочным» вулканам.

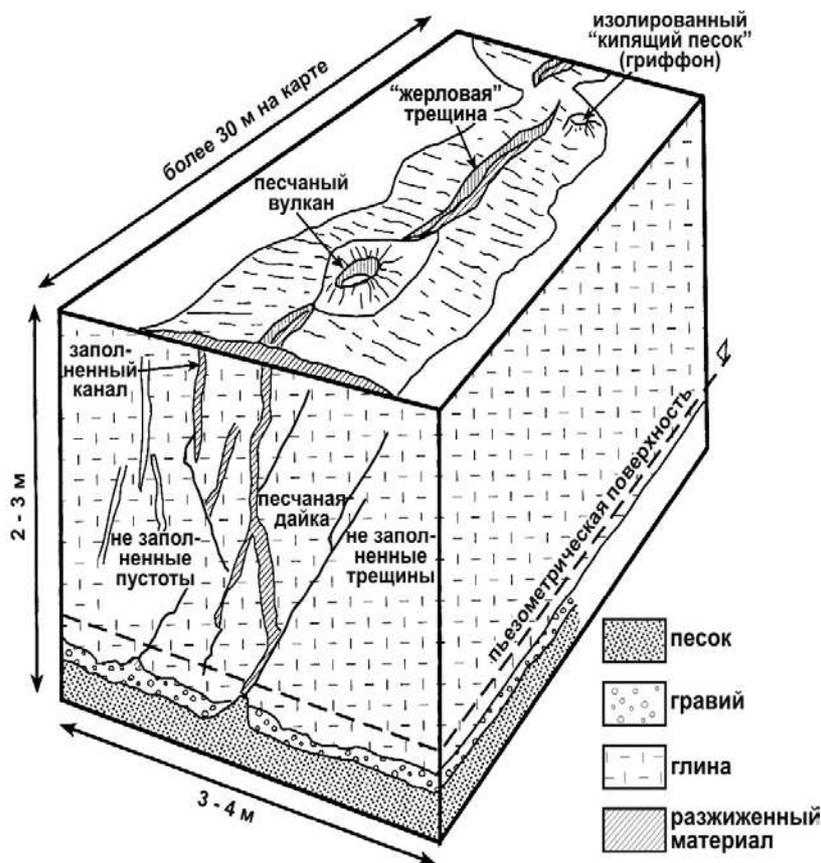


Рис. 1.5. Трехмерная модель развития структур разжижения грунта, наблюдаемых в г. Херкенбош (Нидерланды) после Рурмондского землетрясения 13.04.1992 г. (по [Davenport et al., 1994], с изменениями)

Стоит отметить, что в настоящий момент отсутствует согласованность в терминологии при описании сейсмиков; наиболее употребительные варианты отобраны и разграничены в работе [Montenat et al., 2007] (рис. 1.6). В

настоящей работе все сейсмиды разделяются на два типа: пластические и хрупко-пластические, а к «принципиально хрупким деформациям» (см. рис. 1.6) относятся разрывы, не заполненные осадочным субстратом (по [Гладков, Лунина, 2010]).



Рис. 1.6. Классификация сейсмидов (по [Montenat et al., 2007], с изменениями)

Деформации водонасыщенных отложений при динамической нагрузке, большей частью, происходят вследствие двух процессов: разжижения (англ. liquefaction) или флюидизации (англ. fluidization), а также их совокупностью, получившей название в зарубежной литературе «ликвидизация» (англ. liquidization) [Alfaro et al., 2002]. Под сейсмическим разжижением грунта некоторые исследователи понимают переход водонасыщенных дисперсных грунтов в текучее состояние в результате разрушения структурных связей при

воздействии сейсмических волн, рассматривая этот процесс как частный случай динамического разжижения грунта [Вознесенский, Кушнарёва, 2012]. В результате часть воды из пор грунта может быть отжата, а сам грунт – уплотнен (рис. 1.7).

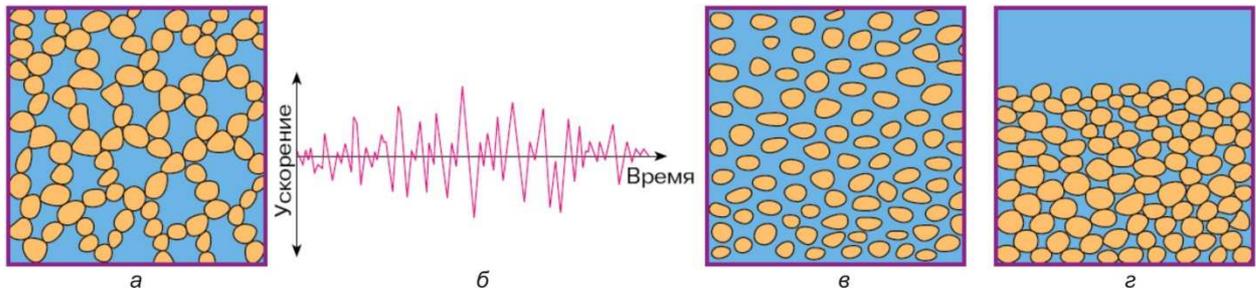


Рис. 1.7. Схема сейсмического разжижения грунта (по [Вознесенский, 1998].
а — рыхлый водонасыщенный песок с крупными порами до землетрясения; *б* — сейсмический толчок — характерная запись изменения ускорения колебаний во времени; *в* — момент разжижения — связи между частицами грунта разорваны, и эти частицы оказываются взвешенными в воде; *г* — уплотненный песок после отжатия воды и оседания частиц

Интервал проявления эффектов разжижения часто достигает глубины 3–5 м от земной поверхности и зависит от уровня грунтовых вод [Obermeier et al., 2005], но, например, по данным в работе [Вознесенский, Кушнарёва, 2012], в большинстве случаев разжижаемые пески залегают на глубине 8–12 м. Кроме того, дополнительными условиями для усиления процесса разжижения в рыхлых отложениях являются: голоценовый возраст осадков и их быстрое накопление; плохая связность структурного скелета; небольшой размер зерен, характерный для песчаных разностей; преобладание мелководных фациальных обстановок [Allen, 1986; Vittori et al., 1991]. «Идеальными» в этом отношении являются прибрежные иловатые пески и супеси, тем не менее, известны случаи разжижения песчано-гравийных, моренных и других подобных грунтов при сильных сейсмических событиях [Сейсмическое..., 1977]. Причем участки, на которых уже происходили процессы разжижения, имеют высокий потенциал к их повторному проявлению во время землетрясения [Iwasaki, 1986]. Флюидизация в современных осадках часто сопровождается разжижением, однако в отличие от него всегда мобилизует материал благодаря разнонаправленному

движению воды с частицами грунта [Alfaro et al., 2002]. Оба процесса, отражающие тиксотропные свойства отложений, могут быть вызваны рядом причин, в том числе и сейсмическими воздействиями при землетрясениях с магнитудой не менее 5 [Yould, 1977].

При доказательстве сейсмического происхождения деформационных структур в рыхлых отложениях Дж. Д. Симс [Sims, 1975] предложил критерии, в дальнейшем использовавшиеся с некоторыми дополнениями в работах многих исследователей [Hempton, Dewey, 1983; Корженков и др., 1999; Деев и др., 2005; Николаева, 2009; и др.]. Во-первых, осадки должны быть потенциально разжижаемы и приурочены к сейсмоактивным зонам. Во-вторых, деформационные структуры в разрезах, как правило, группируются в маломощные интервалы, разделенные недеформированными слоями, что указывает на периодичность проявления землетрясений. В-третьих, сейсмичность имеет большую площадь распространения и присутствует в осадках разной литологии. В-четвертых, деформации в рыхлых отложениях должны быть морфологически подобны структурам, описанным в соответствующей литературе. В-пятых, разрезы необходимо тщательно изучать в полевых условиях на предмет уклонов, техногенных воздействий или иных факторов, способствующих аналогичному деформированию грунтов.

Пятый критерий наиболее значимый, в том числе, и для юга Сибири, где широко развиты криогенные процессы. Мерзловедными и геологами для данной территории выделено три криогенных эпохи [Баулин и др., 2006]. Последняя эпоха продолжается до настоящего времени и представляет собой частую смену криохронов и термохронов, которые, как правило, маркируются всевозможными грунтовыми жилами, криотурбациями, инволюциями, следами солифлюкции. Большинство таких структур в четвертичных отложениях морфологически подобны сейсмичности, однако, в основном, использовались при реконструкции палеогеографических условий. На нерациональность такого подхода ранее указывалось в работах [Артюшков, 1964; Костяев, 1964], где авторы связывали происхождение многих

мерзлотных текстур с неустойчивым состоянием разжиженного грунта и последующим диагенезом. В плейстосейстовых областях землетрясений вполне возможно преобладание именно сейсмически-иницированных структур над деформациями другого генезиса. Кроме того, остается открытым вопрос о влиянии друг на друга сейсмического и мерзлотного процессов, что может привести к ошибкам при воспроизведении тех или иных событий.

К сейсмитам с большей вероятностью можно отнести кластические дайки. В первую очередь, это их инъекционный тип (см. рис. 1.5), характеризующийся внедрением осадочного материала из нижележащих толщ с помощью флюидизации и явления гидроразрыва [Lowe, 1975]; стоит отметить, что похожий механизм формирования имеют, например, песчаные вулканы и пластические интрузии, рассматриваемые отдельно [Montenat et al., 2007]. Не вызывает сомнений сейсмогенное происхождение структур затягивания («draw-in» phenomenon) [Takahama et al., 2000], представляющих собой комбинацию инъекционного и нептунического типов даек, про которые уже было сказано выше (см. рис. 1.3). Стадийность образования такого явления, заключающуюся в проникновении осадочных разностей из нижележащих слоев и последующее опускание вышележащего материала в сформированный канал, можно объяснить лишь воздействием на грунты сейсмических волн. Нахождение деформированных разрезов рыхлых отложений в областях динамического влияния активных разломов, и обнаружение в пределах таких разрезов деформационных интервалов со сколовыми трещинами, особенно с видимыми смещениями, могут служить критериями сейсмогенного происхождения встречаемых там же структур разжижения [Гладков, Лунина, 2009]. Судя по большому количеству публикаций по рассматриваемой тематике, сейсмиды идентифицированы исследователями в разных сейсмоактивных районах мира [Hempton, Dewey, 1983; Pope et al., 1997; Korjenkov, 2000; Bowman et al., 2004; Поволоцкая и др., 2007; Бискэ и др., 2009; Деев и др., 2009; Ghosh et al., 2012; и мн. др.] и характерны для практически всех фациальных обстановок. Кроме того, такие

осадочные структуры отмечены не только в современных отложениях, но и в метаморфизованных дислоцированных породах протерозойского [Mazumder et al., 2006] и неогенового [Rodriguez-Pascua et al., 2001; Brustur, Jipa, 2007; Лунина, Гладков, 2009] возрастов, что говорит об их высокой степени сохранности.

После идентификации сейсмитов очередной важной задачей является их корреляция с землетрясением. Если к деформированным горизонтам приурочены включения палеопочв, либо наблюдаются вышеупомянутые явления затягивания с «языками» гумусированного материала, то возможно определение возраста сейсмособытия радиоуглеродным методом [Николаева, 2009; Лунина и др., 2009a], разработанным У.Ф. Либби в 1946–1949 гг. [Тишкин, 2001]. При отсутствии вышеописанных условий используется метод OSL («оптически стимулированная люминесценция»), применяемый в последние годы (например, в работе [Корженков и др., 2007]). Возрастные привязки дают методы, базирующиеся на средней скорости седиментации в районе, а также на археологических находках при археосейсмологических исследованиях [Munson and Munson, 1996; Корженков, Мазор, 2001; Трифонов, Караханян, 2004; и др.].

С. Обермейер с соавторами предположили, что вблизи очага сейсмособытия интенсивность гидравлического растрескивания отложений максимальна и будет постепенно понижаться при удалении от него [Obermeier et al., 2005]. Следовательно, по величине проникновения осадочных даек в вышележащие неразжиженные слои в процессе гидроразрыва можно приблизительно определить макросейсмический эпицентр землетрясения (рис. 1.8). Использование данного метода требует изучения разрезов отложений в пределах значительных по площади территорий (по крайней мере, радиусом до 10 км [там же]). К тому же, необходимо учитывать тектоническую специфику каждого района и физико-химические свойства присутствующих там осадков.

Высота даек гидроразрыва также зависит от толщины разжижаемого

интервала и пикового ускорения. При обратной задаче на изучаемом участке, зная мощности горизонта с эффектами разжижения и вышележащего горизонта без них, можно установить максимальное ускорение сейсмического воздействия в долях g [Ishihara, 1985]. Этот метод применим для деформаций, зависящих именно от гидравлического трещинообразования в не разжиженном грунте, не имеющем контрастных изменений в толщине [Youd, Garris, 1995]. Разработка и проверка метода осуществлялись лишь на изучении влияния сильных сейсмособытий с $M_W \sim 7.5$ и выше, для меньших магнитуд необходимы дополнительные исследования.



Рис. 1.8. Вертикальный разрез вблизи берега водотока, показывающий идеализированные влияния бокового растекания и гидравлического растрескивания (по [Obermeier et al., 2005]).

Высота дам гидроразрыва приближается к постоянной максимальной величине при удалении от берега

Как правило, формы и размеры сейсмиков напрямую зависят от интенсивности воздействия землетрясения [Sims, 1975]. Руководствуясь этим, А.А. Никонов [2007] предложил градацию, сопоставляющую деформации и интенсивность сотрясений по шкале MSK-64 для северо-запада России (табл. 1.1). При всей значимости данной классификации, в ней имеются несколько недостатков: как указал сам автор, не учтены «условия залегания и свойства отложений», к тому же она отражает сейсмические нарушения в донных

осадках, причем для конкретного региона, поэтому для других территорий и фациально-литологических особенностей грунтов предполагаются иные соотношения.

В том случае, если собрано достаточно полевого материала, оконтуривание эпицентральной области возможно при использовании информации о распространении даек максимальной ширины [Munson and Munson, 1996]. Авторы предложили метод, в котором для оценки удаленности сейсмогенного источника служила сумма мощностей даек, нормированная на протяженность обнажения.

Таблица 1.1

Соотношение деформаций в донных отложениях и интенсивности породивших их сейсмических сотрясений (опыт шкалы для северо-запада России, по А.А. Никонову [2007])

№ п/п	Размер деформаций	Интенсивность, I, баллы	Вид деформаций	Интенсивность, I, баллы
1	Мелкие нарушения в первично горизонтальных слоях (мм, первые см)	5; 5–6; 6	Микроволнистость, слабые изгибания слоев, изредка микроразрывы	5, 5–6, 6
2	Мелкие пликативные нарушения, языки внедрения (см, до 10 см)	6–7; 7	Волнистые деформации, простые, синформные, симметричные складки, трансграничные пальцеобразные протыкания слоев	6, 6–7, (7)
3	Разного размера и формы складки, протыкания (десятки см, до 1 м)	7; 7–8	Складки простые и сложные, структуры пламени, флагов, протуберанцев, пережимы, иногда с отрывом и возникновением нодулей	7, 7–8
4	Крупные складки, интенсивные деформации, вплоть до разрывов (первые метры)	8; 8–9; 9–10	Сильные деформации во всем горизонте (пачке), асимметричные, опрокинутые, вплоть до лежащих, складки, иногда с внутренними разрывами, со сложными, подчас не расшифровываемыми перемятиями, взаимовнедрениями, надвиговые структуры	8–9, 9, 9–10, (10)

Проблема статистической связи между параметрами землетрясений и пространственными распределениями косейсмических эффектов разжижения грунта была рассмотрена рядом исследователей. Так, для Японии, используя данные по 32 историческим сейсмособытиям, Е. Курибаяши и Ф. Тацуока [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975] предложили следующее уравнение:

$$\log(R_e) = 0.77 \cdot M_J - 3.60, \quad (1.1)$$

где R_e – максимальное эпицентрального расстояние, км; M_J – магнитуда землетрясения, используемая Японским Метеорологическим Агенством (JMA). К. Вакамацу [*Wakamatsu, 1993*] дополнил вышеупомянутую работу новой информацией по 46 японским землетрясениям и предложил несколько иное соотношение между $R_{e\max}$ (в км) и M_J .

$$\log(R_{e\max}) = 3.5 \cdot \log(1.4 \cdot M_J - 6.0) \quad (1.2)$$

Для случаев косейсмического разжижения грунта в Китае была получена средняя корреляционная зависимость между эпицентральным расстоянием R (в км) и магнитудой Ч. Рихтера M_L [*Liu, Xie, 1984*]:

$$R = 0.82 \cdot 10^{0.862 \cdot (M_L - 5)} \quad (1.3)$$

Н. Амбрассейс [*Ambraseys, 1988*], используя в своем исследовании мировой набор макросейсмических данных по разжижению от мелко- и среднефокусных землетрясений, оценил соотношение граничного эпицентрального расстояния $R_{e\max}$ (в км) и моментной магнитуды M_W через уравнение:

$$M_W = 4.64 + 2.65 \cdot 10^{-3} \cdot R_{e\max} + 0.99 \cdot \log(R_{e\max}) \quad (1.4)$$

Затем данные, собранные Н. Амбрассейсом, были дополнены новой информацией по 30 землетрясениям, произошедшим на территории Греции, а также по единичным сейсмособытиям в США, Новой Зеландии, Венесуэле, Иране и на Филиппинах [*Papadopoulos, Lefkopoulos, 1993*]. Полученное авторами уравнение имеет следующий вид:

$$M_W = -0.44 + 3 \cdot 10^{-8} \cdot R_{e\max} + 0.98 \cdot \log(R_{e\max}), \quad (1.5)$$

где $R_{e\max}$ измеряется в см. Эти же авторы вычислили соотношения отдельно по макросейсмическому материалу для территории Греции:

$$M_S = 3.686 + 1.584 \cdot \log(R_{e\max}), \quad (1.6)$$

при условии, что $M_S > 5.9$, и

$$M_S = 5.647 + 0.181 \cdot \log(R_{e\max}), \quad (1.7)$$

для $5.8 \leq M_S \leq 5.9$, единица измерения $R_{e\max}$ в обоих уравнениях – км.

Несколько иного вида соотношение, основанное на данных для Греции, описывающее связь максимальной эпицентральной дистанции проявления эффектов разжижения $R_{e\max}$ (в км) и магнитуды землетрясения M_S , получили позднее их соотечественники [*Papathanassiou et al., 2005*]:

$$M_S = 5.3225 \cdot e^{0.046 \cdot R_{e\max}}, \quad (1.8)$$

при условии – $5.5 \leq M_S \leq 7.2$. Для более широкой области, включающей Эгейский регион, эти авторы предложили следующее соотношение:

$$M_S = 4.742 + 4.655 \cdot 10^{-3} \cdot R_{e\max} + 0.8907 \cdot \log(R_{e\max}), \quad (1.9)$$

с учетом, что $5.5 \leq M_S \leq 7.6$. В своем исследовании они использовали набор данных по участкам разжижения грунта для 88 землетрясений в Греции, Турции, Болгарии, Албании и Черногории с 1509 г. по 2003 г., причем большинство из них (55) произошло в Греции.

Для инструментальных сейсмособытий на территории Италии в период с

1900 г. по 1990 г. П. Галли [*Galli, 2000*] переоценил эмпирические соотношения между магнитудой по поверхностным волнам M_S (в пределах от 4.2 до 7.5) и пороговым расстоянием для эффектов разжижения R_e (в км):

$$M_S = 1.5 + 3.0 \cdot \log(R_e) \quad (1.10)$$

Для территории южной Сибири подобных соотношений не установлено. Судя по их предложенному количеству для разных районов мира, на распределение эффектов разжижения от землетрясения влияет не только его магнитуда, но и специфические региональные условия. Кроме того, по мнению С. Обермейера, такие соотношения получены с использованием проявлений, наблюдаемых на поверхности, что не может гарантировать обнаружение деформаций в разрезе рыхлых отложений [*Obermeier et al., 2005*].

1.4. Основные выводы

Палеосейсмогеологические исследования не только включают в себя интегрирование сейсмологии и геологии землетрясений, но и также тесно сопряжены с другими научными направлениями. Из основных можно выделить геоморфологию, стратиграфию, инженерную геологию, мерзловедение, геофизику. Список этим не исчерпывается, но, даже судя по такой представительности, исследователь палеоземлетрясений должен обладать широкой терминологической базой и уметь правильно интерпретировать наблюдаемые деформационные структуры. Сложности возникают при неоднозначности или несогласованности в трактовании отдельных понятий. Необходимо на начальных этапах определиться в выборе инструментов исследования, ориентируясь на опыт и методы предшественников. Исходя из этого, в настоящей главе критически проанализированы и отобраны те оценочные параметры землетрясений, которые в дальнейшем будут использоваться для сейсмостатистических построений.

Сейсмическая летопись района исследований остается весьма неполной, несмотря на большой объем проведенных палеосейсмогеологических работ. В этом ключе, существенную помощь из всего многообразия вторичных косейсмических эффектов, описанных в опубликованных источниках, могут оказать деформации в толщах осадков, в том числе сейсмиты. Зарубежные исследователи активно работают в этом направлении со второй половины XX века и уже получили некоторые удовлетворительные результаты.

Обзор и анализ накопленного мирового опыта по проблеме [Андреев, 2010] позволяет обобщить ряд наиболее важных выводов:

1) По сравнению с другими вторичными деформациями от землетрясения сейсмиты отличаются хорошей сохранностью и встречаются во многих фациальных обстановках.

2) Для достоверной идентификации сейсмитов возможно использование критериев, предложенных Дж. Симсом [1975], но с учетом особенностей мерзлотных деформаций грунтов.

3) Приоритетно выявление в деформированных интервалах структур-индикаторов сейсмического происхождения (инъекционных даек, разрывов со смещениями).

4) Наиболее проявленные структуры сейсмически-иницированного разжижения и / или флюидизации следует ожидать вблизи макросейсмического эпицентра.

Многочисленные находки сейсмитов в осадочных отложениях юга Сибири сотрудниками лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН Гладковым А.С. и Луниной О.В. являются основанием для постановки дальнейших исследований в пределах данной территории. [Гладков и др., 2005; Лунина и др., 2009а; Гладков, Лунина, 2009; Гладков, Лунина, 2010]. На начальной стадии полевых работ необходимо изучение голоценовых разрезов на эталонных участках – в эпицентральных зонах землетрясений с известными параметрами. По каждому исследуемому району также должна быть информация о составе, физико-химических свойствах осадков, характере

седиментации, фациальных особенностях, ориентировочном уровне грунтовых вод и других факторах, влияющих на степень сейсмически вызванного разжижения. В изучении сейсмогенных деформаций весьма перспективным является применение тектонофизического подхода. С этой позиции сейсмоактивные разломы рассматриваются как объемные геологические тела с широкой зоной развития разрывов разного масштаба, что, по сути, представляет собой другой взгляд на проблему образования и распределения сейсмиков. Поэтому требуется разработка структурно-геологических и тектонофизических приемов, которые позволяли бы обосновывать параметры землетрясений на основании таких структур, и дополнительных критериев для доказательства их находок в условиях криолитозоны.

Глава 2

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выбор методической базы напрямую зависит от цели и задач исследования. Применение ряда методов позволяет всесторонне изучить исследуемую проблему, все ее аспекты и параметры. В рамках данной работы, прежде всего, потребовалась адаптация тектонофизических подходов по изучению деформационных структур к стандартному набору сейсмогеологических методов.

2.1. Статистическая обработка данных

Статистический подход к составлению математического описания любого физического процесса со свойственными ему особенностями и ограничениями является наиболее распространенным во многих естественнонаучных и технических дисциплинах. Применение подхода не обошло стороной и теорию сейсмогеологических исследований. Наиболее употребительным в научной среде является линейный регрессионный анализ методом наименьших квадратов [*Штейнберг, 1983; Современная динамика..., 1989; Wells, Coppersmith, 1994; Чупизубов, 1998; Лунина, 2001; и мн. др.*].

В настоящем исследовании инструментами обработки статистических данных выбраны графическая визуализация и установление предельных эмпирических соотношений и коэффициентов, которые часто используются при создании детерминированного математического описания [*Кафаров, 1980*]. В отличие от ряда других статистических методов, форму эмпирических зависимостей и значения конкретных коэффициентов уравнений подбирает исследователь. Данная процедура основывается лишь на экспериментальных данных, которыми являлись параметры инструментальных землетрясений и вторичных косейсмических эффектов в геологической среде. Общие представления о статистических методах построения эмпирических формул

изложены в ряде учебных пособий [*Боярский и др., 1977; Львовский, 1982; Шестаков, 1988; и др.*], а примеры использования этих методов в решении прикладных задач сейсмогеологических работ продемонстрированы в [*Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Galli, 2000; Papathanassiou et al., 2005; Саньков, 1982; Стром, 1993; Чипизубов, 1998; Лунина, 2001, 2002; и мн. др.*].

Суть статистического выделения граничных кривых сводится к построению графика в декартовой системе координат распределений всех случайных величин, но также в данном случае возможны табличные решения [*Герчук, 1968*]. Выборка считается представительной при не менее 30 значениях, охватывающих широкий и равномерный диапазон по осям абсцисс и ординат. На графиках, описывающих физические процессы, величины в совокупности образуют двумерные области, на границах которых все значения $y(x)$ предельны. Кривая, состоящая из всех таких значений или лучшим образом отражающая конфигурацию области, будет граничной для данной области. Причем любое отстоящее от положения кривой значение должно влиять на ее поведение.

Если граничная кривая является в большей степени предельной для распределения по оси абсцисс, то в описывающее уравнение имеет предельный интервал значений по оси ординат. Уравнения с граничными условиями считаются корректными, когда их решения существуют и являются единственными в каком-либо классе функций, а также непрерывно зависят от данных (условий, коэффициентов и т.д.). Обратные задачи зачастую считаются не корректно поставленными [*Владимиров, Жаринов, 2004*]. Авторы указывают на тот факт, что данные физического процесса определяются приближенно, и решение задачи в рамках выбранной модели может существенно зависеть от погрешностей измерений.

Таким образом, для установлений обратных граничных соотношений необходимо повторение вышеуказанной процедуры с обратным распределением значений. Для установления статистических зависимостей с граничными условиями в настоящей работе использовались современные

программные продукты.

2.2. Подготовка к проведению полевых работ

Важно отметить, что площадь проведения геолого-структурных, тектонофизических и сейсмогеологических изысканий достигает нескольких квадратных километров. В связи с этим, необходимо тщательное изучение и комплексный анализ геолого-геофизических, сейсмологических и сейсмостатистических, геоморфологических, археолого-исторических и других материалов по районам проведения исследований. В общем виде, на данном этапе можно выделить две стадии: 1) детальная работа с литературными источниками; и 2) работа с картографическими данными.

Применительно к настоящей работе, первая стадия включала в себя обзор опубликованных научных трудов и исторических описаний последствий землетрясений на эталонных полигонах. Была собрана информация о сейсмическом режиме территорий, о распространении косейсмических эффектов в их пределах. Кроме того, в целом по районам исследований были собраны данные о некоторых характеристиках грунтов, а именно их физико-химических свойствах, характере седиментации, составе осадков, ориентировочной глубине грунтовых вод, распространении водотоков и ряде других факторов, влияющих на степень сейсмогенного разжижения. Оценивалась также возможность проявления мерзлотных деформаций в грунтах по глубине промерзания грунта на эталонных полигонах.

На второй стадии подготовки к полевым работам собранный в ходе литературного обзора обширный материал был интегрирован в электронном виде в современных программных продуктах. В качестве основного слоя-подложки использовались электронные варианты топографических карт масштабов 1:100000 и 1:50000, цифровые модели рельефа (SRTM) с различным разрешением, которые визуализируются в картографической среде, и спутниковые изображения Google Earth. В последнем программном продукте большую часть районов исследования покрывают снимки с разрешением 15 м

на пиксель, позволяющие проводить предварительное выделение морфоструктур в рельефе. Неоспоримыми преимуществами здесь являются возможность просмотра трехмерной модели поверхности с разных ракурсов, а также дешифрирование инструментами программы (метки, пути) с точной географической привязкой. Из комплекта аэрофотоснимков в нашем распоряжении имелись лишь снимки масштаба 1:50000, на которых некрупные сейсмодислокации слабо выражены или не отличимы от фотоэффектов, особенно в лесных районах, на что указывалось в работе [*Сейсмическое...*, 1977].

Дополнительные слои представляли собой оцифрованные варианты структурных схем распространения сейсмогенных деформаций, привязанных к географическим координатам, пункты макросейсмических обследований и ряд другой информации, полученной в ходе предшествующих работ. В результате, были намечены места рекогносцировочных маршрутов с целью подтверждения выявленных ранее или отдешифрированных поверхностных сейсмогенных деформаций, а также участки основных исследований.

2.3. Полевые геолого-структурные методы

На этапе полевых исследований использовался единообразный подход к получению информации, не зависящий от масштабов изучаемых природных объектов. Он заключался в выборе точек наблюдения, в пределах которых осуществлялся комплекс однотипных геолого-структурных и тектонофизических наблюдений. На данном этапе целесообразно выделить также две стадии, в совокупности позволившие получить по своей сути трехмерное представление о сейсмогенных структурах: это наземное обследование плейстосейстовой зоны землетрясения и изучение в ее пределах разрезов четвертичных отложений зачистками, шурфами и канавами.

2.3.1. Наземное обследование

В зависимости от характера расчлененности и обнаженности района,

подбиралась оптимальная сеть исследований. В одном случае это были нерегулярные наблюдения на участках с выраженными в рельефе дислокациями, в другом – выстраивающиеся в условно прямые в плане линии-профили, состоящие из нескольких пунктов (точек) геолого-структурных наблюдений.

Стандартная точка наблюдения (или сокращенно – т.н.) представляла собой естественный выход рыхлых (слабосцементированных) отложений, часто с хорошей обнаженностью, вызванной природными условиями, либо техногенными причинами, например, на бывших карьерах по добыче строительных материалов, в бортах автомобильных дорог. Реже т.н. являлась центральная часть сейсмогенной структуры (провальной воронки, осадочного вулкана), впоследствии используемая для картографических построений. В пределах обнажения выполнялись наблюдения по схеме, выработанной многолетними тектонофизическими исследованиями [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005; и др.]. Вначале производилась географическая привязка т.н., измерение параметров обнажения (длина, высота, в метрах) и его экспозиции. Определение пространственного положения точки наблюдения, а также трассирование сейсмогенных разрывов выполнялись при помощи GPS-навигатора фирмы «Garmin». Настоящий навигатор чаще всего фиксировал сигналы более 3 минимально необходимых спутников, что обуславливает достаточно высокую точность привязки для южных регионов России, равную 5–7 м [Вергунов, 2001]. Измерение и сохранение данных проводилось нами в системе географических координат WGS-84.

Документация т.н. сопровождалась характеристикой рельефа участка, слоев, представленных в обнажении, с указанием их мощности, состава, элементов залегания и особенностей проявления в них экзогенных процессов. Затем определялись основные системы трещин и их взаимоотношения, отмечались зоны повышенной нарушенности горных пород (зоны трещиноватости, дробления) с измерением видимой мощности, выполнялся подсчет количества трещин на 1 м^2 площади выхода. Для всех структур,

формирующих трещинную сеть, измерялось их положение в пространстве. Данный комплекс работ сопровождался цифровой фотосъемкой панорамного типа и отдельных геолого-структурных особенностей выхода нелитифицированных пород.

Там, где это представлялось возможным, в точках наблюдения делался массовый замер элементов залегания трещин. Нужно акцентировать внимание, что при измерении учитывались трещины, происхождение которых в полевых условиях было проинтерпретировано как тектоническое. Такие трещины отличает ряд признаков, главным образом, непрерывность, не зависящая от физико-химических свойств осадка, они образуют системную, местами хаотическую сеть, разделяя породу на остроугольные фрагменты с разной геометрической формой, и расположены в пространстве прямолинейно и закономерно относительно друг друга [Рац, Чернышев, 1970; Чернышев, 1984]. В слабосцементированных крупнообломочных отложениях тектонические трещины рассекали как обломочный материал, так и цементную составляющую (как было описано в работе [Гладков, Лунина, 2004]). Дополнительными критериями выделения служили следы подвижек вдоль разрывов в изучаемых разрезах, которые особенно отчетливо были проявлены в «контрастно» чередующихся осадках. Основную сложность представляли замеры азимутов и углов падения дизъюнктивных нарушений в рыхлых грунтах (песках, супесях). В таких местах выступы блоков вдоль трещин (часто фиксирующиеся в дислоцированных выходах) быстро нивелируются, поэтому необходимы дополнительные приспособления (например, линейка, нож), чтобы безошибочно оценить поведение плоскости разрыва в пространстве. Трещины в процессе измерения разделялись по генетическому типу (скол, отрыв, неясного типа) и размеру (мелкая < 0,5 м, средняя 0,5–2 м, крупная > 2 м).

В отличие от документирования лишь крупных, выраженных в рельефе сейсмогенных морфоструктур, принятый подход к организации наземных исследований позволяет собрать детальную информацию в каждом пункте для

проведения тектонофизического анализа, что существенно улучшает качество сейсмогеологических работ в целом. Кроме того, обработка полевого материала в таком случае выполняется по единообразной схеме, снижающей эффект неравномерности сети наблюдений.

2.3.2. Изучение разрезов четвертичных отложений

Для исследования взаимоотношений сейсмогенных деформаций под дневной поверхностью в точках наблюдения применялся ручной метод проходки малоглубинных открытых горных выработок. К ним относились зачистки на местности с хорошей обнаженностью, в бывших карьерах для добычи строительных материалов, вдоль дорожного полотна, а также, в зависимости от специфических условий, шурфы и канавы. Данные горнопроходческие работы, наряду с документацией разрезов и опробованием, представляют собой широко используемый метод палеосейсмогеологии, иногда обозначаемый в русскоязычной литературе термином «трэнчинг» (транскрипция от англ. *trenching*) [Хромовских и др., 1993]. Методика и результаты траншейных исследований не редко описываются в отечественных и зарубежных публикациях [Имаев и др., 2000; 2013; Смекалин и др., 2007; Смекалин, 2008; Чипизубов и др., 2007; Рогожин, 2012; Кожурин, 2013; Clark, 1972; *Paleoseismology...*, 1996; 2009; и мн.др.]. Ниже будут отражены основные особенности данного метода применительно к настоящему исследованию.

Вскрытие толщ четвертичных отложений производилось на предельно возможную глубину (обычно 2–4 м, реже 6 м). Ограничения глубины проходки были связаны с техническими и / или природными условиями, включающими, главным образом, физические возможности, а также расположение уровня грунтовых вод, наличие мерзлотных пород, скопление крупных валунов в валунно-песчано-галечных отложениях. Дополнительные трудности создавали глубоко проникающие трещины, вдоль которых происходило обрушения стенок горных выработок в песчано-супесчаных

грунтах. В таких случаях проходка траншей осуществлялась созданием 1–2 ступеней, которые обеспечивали сохранность изучаемых стенок и, к тому же, комфортность при их документации. Как правило, в местах, где были отчетливые проявления сейсмогенных деформаций (сместители разрывных нарушений, сейсмиды), производилось максимальное углубление выработок, а также редкие вскрытия структур по их простиранию.

Когда сейсмогенный уступ имел внушительные высоту и протяженность, и оптимальным вариантом вскрытия от подножия до бровки являлось использование механизированного способа, нами применялось его фрагментарное исследование. Горные выработки на расстоянии нескольких метров друг от друга были ориентированы вкрест простиранию уступа, в основном, в местах его перегибов, где обычно выходят на поверхность сместители разрывов. В дальнейшем проводилась стратиграфическая корреляция разрезов осадочных отложений по аналогично направленным стенкам выработок.

После проходки осуществлялась подготовка выбранной стенки для документирования с учетом степени ее сохранности, дневной освещенности и, главным образом, характера выраженности деформационных структур. Все стенки выработок выравнивались штыковой лопатой, а стенка, выбранная для детального изучения, дополнительно зачищалась шпателем с остро отточенной стальной пластиной. Там, где предполагалась подробная зарисовка геолого-структурного строения разреза, обусловленная задачами работ, стенка размечалась по горизонтали и вертикали яркими нитями через 1 м, с отметкой расстояния в местах их пересечения (рис. 2.1). В ходе документирования выработок особое внимание уделялось литологическим и структурным особенностям. Изначально определялось количество, состав и характер залегания слоев, участвующих в строении разреза. Затем отмечались деформационные интервалы. Те из них, происхождение которых было обоснованно проинтерпретировано как сейсмогенное, изучались уже с большей детальностью. Для различных типов структур разжижения и

флюидизации грунтов измерялись элементы залегания, мощности, амплитуды проявления как вверх по разрезу, так и в его ширину, причем фиксировались все значительные вариации для данных параметров. Морфология таких деформаций схематически отображалась в полевой документации. Также исследовалась их связь с разрывными нарушениями, с участками лимонитизации, с мерзлотными структурами и между собой. После описания детально изученный фрагмент осадочного разреза фотографировался.



Рис. 2.1. Фрагмент боковой стенки канавы, подготовленной для детальной документации

Для определения абсолютного возраста отложений и последующей его корреляции с деформационным событием нами использовался метод радиоуглеродного датирования, как один из самых точных и распространенных в ядерной геохронологии [Тишкин, 2001]. Пробы для анализа весом 1–2 кг отбирались преимущественно из захороненных почв и слоев, обогащенных гумусированным материалом. Из образца тщательно удалялись остатки современной растительности. Каждая проба сопровождалась этикеткой с присвоенным индивидуальным полевым номером, отметкой об интервале глубин отбора от дневной поверхности и предварительным определением состава. Места опробования фотографировались и отмечались на схеме строения разреза.

Определение остаточной активности углерода было выполнено в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя им. В.С. Соболева Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Датирование было проведено к.г.-м.н. Л.А. Орловой на установке QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters). Возраст рассчитан от 1950 года, а для его расчета использован период полураспада ^{14}C , равный 5570 лет (для того, чтобы перейти на период полураспада ^{14}C равный 5730 лет, необходимо к дате ввести коэффициент 1,03). Датирование гумусированных образцов и погребенных почв было выполнено по сумме фракций гуминовых кислот. Калибровка возраста ^{14}C производилась с использованием программы «Calib» (версия 6.1.0) [Stuiver, Reimer, 1993].

2.4. Некоторые особенности обработки полученной информации

Собранная в ходе полевых работ информация дублировалась в электронном виде, что позволило во многих случаях существенно автоматизировать процессы обработки и визуализации с помощью различных программных продуктов. Базовым инструментом для дальнейшего анализа и интерпретации послужили записи в полевых дневниках. Зарисовки деталей строения разрезов осадочных отложений, а также различные графики строились и оформлялись в современных программах. Данные о положении точек наблюдения, а также морфологии сейсмоструктур в системе географических координат, хранящиеся в GPS-навигаторе, конвертировались в форматы файлов, поддерживаемые геоинформационной средой MapInfo. Программа позволяет отображать информацию как картографически с градусной привязкой, так и в табличном виде, к тому же, неоспоримым преимуществом является создание рабочих наборов и пополнение уже существующих (созданных в ходе предварительных работ) новыми материалами.

Собранная параметрическая информация по сейсмогенным структурам сводилась в табличную форму. Из величин, характеризующих элементы

залегания деформаций, были подготовлены электронные файлы форматов *.xls, *.ppd, и *.dat. Последний поддерживается программой Rose 1.0, широко используемой для создания симметричных роз-диаграмм в процентном распределении. Построение круговых диаграмм трещиноватости по элементам залегания трещин, измеренным в некоторых точках наблюдения, выполнялось согласно известным методическим приемам [*Невский, 1979; Михайлов, 1984*] при использовании программы «Структура 2.0», созданной на основании разработок сотрудников лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Кроме того, программа специализирована и подготовлена для обработки и тектонофизического анализа структурных диаграмм по замерам дизъюнктивных нарушений (по [*Семинский, 2003*]). Расчет изолиний на диаграммах осуществляется в процентных соотношениях, что обеспечивает возможность сравнения абсолютных значений плотностей максимумов, построенных по различному количеству измерений. Кроме того, также необходимо использование однообразной величины окна палетки, радиус которой, согласно накопленному опыту предшествующих тектонофизических исследований, принимался равным 10° .

Реконструкция напряженного состояния локального объема пород в точках наблюдения по данным замеров тектонической трещиноватости осуществлялась с помощью разработок М.В. Гзовского [*1975*] и П.Н. Николаева [*1992*]. Используемые методы оценивают девиаторные напряжения растяжения и сжатия, а не их величину. Восстановление ориентировки осей главных нормальных напряжений основывается на концепции о том, что сколовые трещины совпадают с направлением действия максимальных касательных напряжений с точностью до угла скалывания, и, в соответствии с этим, они связаны с ориентировкой главных нормальных напряжений [*Гзовский, 1954*]. Линия пересечения сопряженных сколовых трещин совпадает с осью промежуточного вектора напряжений σ_2 , биссектриса тупого угла между трещинами – с главным нормальным напряжением растяжения σ_3 (здесь и далее — в европейской индексации), а биссектриса острого угла – с

главным нормальным напряжением сжатия σ_1 (рис. 2.2).

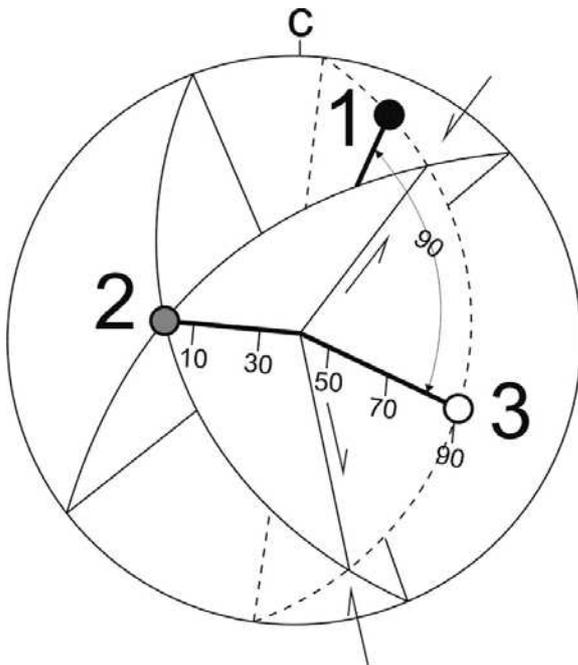


Рис. 2.2. Схема графического восстановления осей главных нормальных напряжений на основании сопряженных сколовых трещин при помощи стереографической сетки (проекция верхней полусферы).

Пересекающиеся дуги на диаграмме отражают положение плоскостей разрывов. Пунктирная дуга – плоскость главных деформаций. Кружки с крупными цифрами 1, 2, и 3 показывают реконструированные оси главных нормальных напряжений сжатия, промежуточную и растяжения соответственно (в европейской индексации). Стрелками отмечено направление скольжения по сколовым плоскостям

В условиях пластической деформации возможен разворот сопряженных трещин с изменением угла между ними (от острого к тупому), поэтому оси главных нормальных растягивающих и сжимающих напряжений меняются местами [Гзовский, 1975]. При полевых исследованиях сопряженность систем трещин двух направлений может быть установлена «по их слиянию, взаимному пересечению, протиположности направления смещений, постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района, аналогичному и одновозрастному минеральному заполнению» [Гзовский, 1975]. При неоднозначности выделения предложенных критериев в полевых условиях некоторые исследователи рекомендуют использовать во время анализа диаграмм системы трещин, находящиеся под углом $90^\circ \pm 15^\circ$, характерном для большинства природных ситуаций [Семинский и др., 2005].

В настоящей работе сопряженность пар трещин устанавливалась по статистическому методу, предложенному П.Н. Николаевым [1977]. Автор обосновал, что развитие сколовых дизъюнктивных нарушений нередко

сопровождается закономерным разбросом в их ориентации, а у сопряженных систем трещин разбросы направлены в противоположные стороны (рис. 2.3). Их ориентировка связана с расположением главных нормальных напряжений, и лишь трещины растяжения не формируют закономерного разброса [Николаев, 1992]. При направлении разбросов из тупого в острый угол оси сжатия и растяжения менялись местами (по [Николаев, 1977]), что соответствовало условиям пластической деформации. Предполагается, что такая ситуация локально может создаваться в слабосцементированных и рыхлых отложениях [Лунина и др., 2009б].

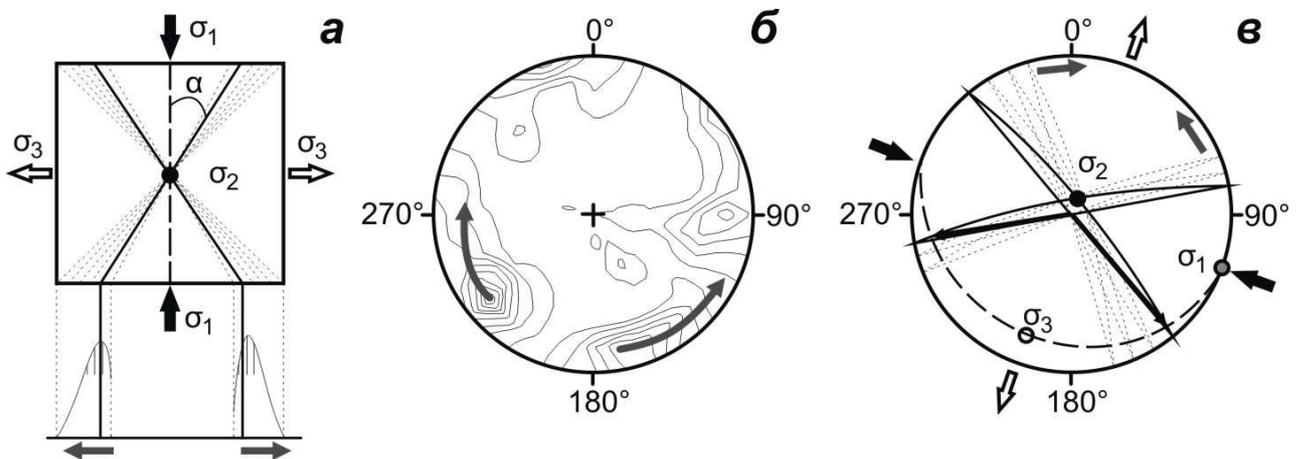


Рис. 2.3. Пример графического определения сопряженных систем и реконструкции осей главных нормальных напряжений с помощью методов П.Н. Николаева [1977; 1992] и М.В. Гзовского [1975].

a — схема развития разброса трещин, показанных пунктиром, под воздействием сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3) по П.Н. Николаеву (α — угол скалывания); *б* — диаграмма трещиноватости, стрелками показано направление преобладающего разброса в максимумах трещиноватости, указывающего на сопряженность систем по методу П.Н. Николаева (проекция верхней полусферы, размер окна 10° , уровни изолиний проведены через 0.5, 2.5, 4.5, 6.5 % и более, 100 замеров); *в* — диаграмма ориентировки векторов главных нормальных напряжений с установленными направлениями смещений по сопряженным трещинам (показаны стрелками внутри сколовых плоскостей), σ_1 — ось сжатия, σ_2 — промежуточная ось, σ_3 — ось растяжения.

Для установления сопряженности пар сколовых трещин на диаграммах трещиноватости по методу П.Н. Николаева необходимо одновременное выполнение таких условий, чтобы максимумы примерно лежали на дуге большого круга, разбросы у них были противоположны друг другу, а угол между ними был не менее 30° . Стоит отметить, что при анализе диаграмм

массовых замеров трещиноватости важно использовать как круговые, так и прямоугольные их проекции, поскольку на последних направленные от периферии к центру разбросы более выражены [Шерман, Днепровский, 1989]. После выделения сопряженных пар, дальнейшие построения выполняются по рассмотренному выше методу М.В. Гзовского. Итогом процедуры анализа диаграмм трещиноватости являлось установление для каждого отдельного решения типа (режима) напряженного состояния в соответствии с соотношениями углов наклона осей главных нормальных напряжений относительно линии горизонта (по работам [Шерман, Днепровский, 1989; Лунина и др., 2009б]).

Современные сейсмогеологические исследования стандартно сопровождаются проходкой горных выработок, документацией вскрытых ими разрезов, отбором и датированием проб, дальнейшей интерпретацией с выделением сейсмических событий, обособлением их по времени и частоте происхождения. Современные тектонофизические исследования все чаще базируются на количественных характеристиках деформаций, что помогает устанавливать закономерности их развития и строения, и сравнивать их между собой. Таким образом, интегрирование этих комплексов методов существенно расширяет возможности при изучении последствий землетрясений в геологической среде.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

3.1. Структура базы данных по вторичным косейсмическим эффектам

Изучение вторичных деформаций геологической среды от землетрясений всегда представляло собой важную задачу. Такая необходимость обусловлена тем, что большая часть материальных потерь и человеческих жертв связана именно с ними. Кроме того, их исследование, наряду с первичными сейсмодислокациями, вносит значительный вклад в общую оценку сейсмической опасности отдельных районов.

Среди вторичных косейсмических эффектов выделяется большое количество типов, которые проявляются как на дневной поверхности, так и на некоторой глубине. В первой главе настоящей работы они частично рассмотрены, но это далеко не полный список всех встречаемых эффектов при обследовании землетрясений. Помимо широкого разнообразия сейсмодеформаций геологической среды, также накапливается большой массив информации об их параметрах. С этой позиции важным инструментом ее хранения и обработки является электронная специализированная база данных (БД), которая значительно упрощает процедуры сеймостатистических построений. Современная БД должна быть понятной и доступной рядовым пользователям, иметь возможность удобного ввода и визуализации своего содержания, как графически, так и в виде отдельных массивов (например, в табличных формах).

Исходя из отмеченных выше требований и специфики наших исследований, была модифицирована БД по косейсмическим эффектам. Ее усовершенствование осуществлялось под руководством старшего научного

сотрудника Института земной коры СО РАН Оксаны Викторовны Луниной, а написанием программного кода БД занимался старший лаборант Антон Андреевич Гладков. По своей сути, она является вторым модулем информационной системы «ActiveTectonics», теоретическая основа и концепция которой изложены в работе [Лунина и др., 2012б].

БД по косейсмическим эффектам работает в виде приложения картографического программного продукта MapInfo. Структура ее файловой системы представлена на рис. 3.1. Стоит отметить, что в основе хранения информации реализована реляционная модель построения БД, когда все атрибутивные таблицы взаимосвязаны посредством первичного ключа (ID), однозначно идентифицирующего их элементы. Например, ID «MNCE_1» точно указывает, что отмеченный на территории Монголии (MN) косейсмический эффект (CE) находится под порядковым номером 1 в БД.

Информация, связанная с косейсмическими эффектами, может быть максимально представлена десятью блоками БД (см. рис. 3.1): 1) информацией об эффекте, 2) геологическим строением, 3) абсолютным возрастом, 4) полевыми записями, 5) характеристикой пункта, 6) статистическими замерами, 7) комментариями, 8) иллюстрациями, 9) литературой и 10) ассоциируемым землетрясением.

Содержание первого, третьего, пятого и десятого основных блоков БД отражено на рис. 3.2 и 3.3. Вся числовая параметрическая информация в них представлена в единственном значении, без диапазона вариаций. Например, если по имеющимся данным в пункте (точке) наблюдения историческое или инструментальное землетрясение проявилось с интенсивностью IX–X баллов по шкале MSK-64, в соответствующее поле блока «Характеристика пункта» вносится величина «9,5». По аналогии с первым модулем по активным разломам [Лунина и др., 2012б], все значения в этих блоках обосновываются. Качество обоснования разделено на пять видов: неопубликованные данные (НД), литературные сведения (ЛС), статистические соотношения (СС), экспертное заключение (ЭЗ) и аналитические соотношения

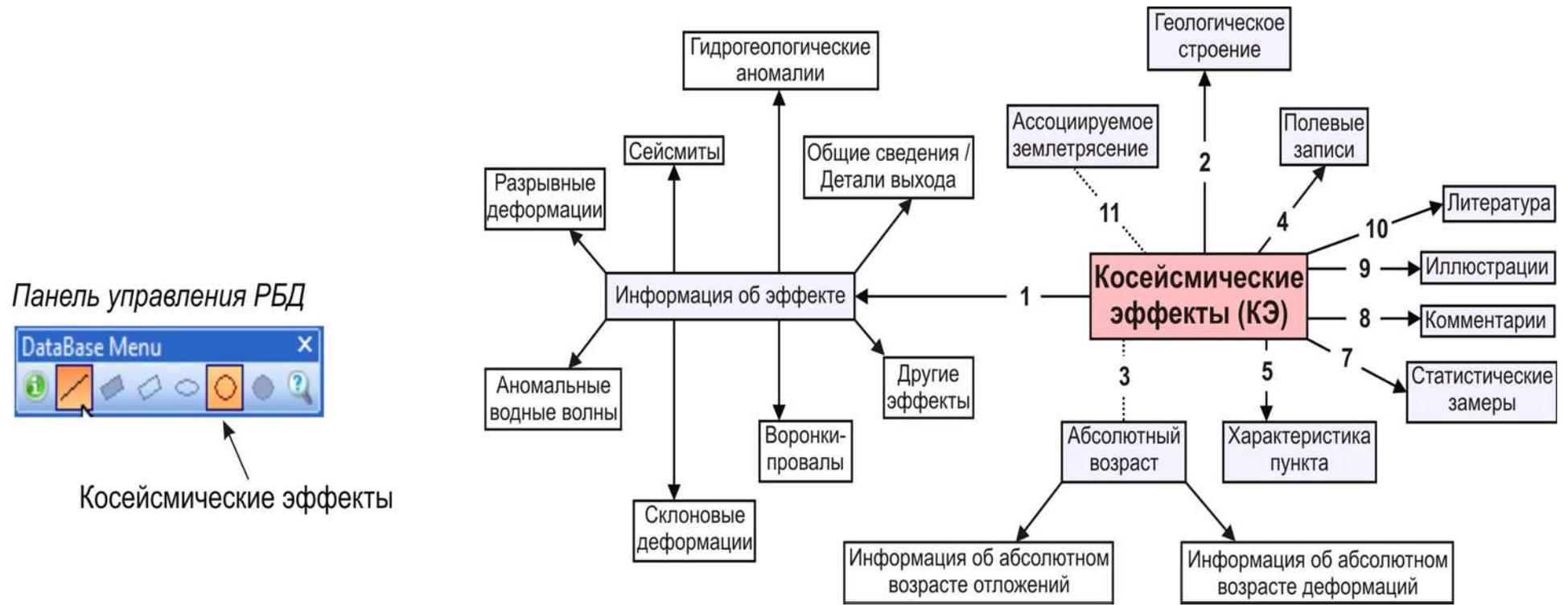


Рис. 3.1. Общая структура файловой системы базы данных по косейсмическим эффектам

(АС). Причем, в поле «качество» употребляется только одно значение из приведенных, и, если например полевой материал с соответствующим параметром впоследствии публикуется, оно переходит из разряда «НД» в разряд «ЛС».

Во втором блоке находятся описания строений разрезов осадочных отложений поинтервально сверху вниз, начиная от дневной поверхности (глубина измеряется в метрах). В основной директории БД такая информация хранится в файлах формата *.txt.

Четвертый блок содержит оцифрованную полевую документацию точки (пункта) наблюдения в формате Microsoft Office Word 2007 *.docx. В таком же виде информация представляется на вывод, имеется возможность открытия и скачивания запрашиваемого файла. Такой подход нацелен на верификацию данных с качеством «НД», и вместе с тем, реализует право каждого пользователя на ознакомление с точной копией первичных записей исследователей в полевом дневнике, их зарисовками и рассуждениями.

Шестой блок включает статистические замеры элементов залегания косейсмических деформационных структур, если они имеются, в форматах *.ppd и Microsoft Office Excel 2007 *.xlsx. Если в основные блоки вносятся информация о параметрах наиболее проявленной структуры каждого типа, то здесь отражаются данные обо всем их изученном наборе в отдельной точке наблюдения. Название файла варьирует в зависимости от разновидности деформации, и в общем виде представляется следующим образом: ID эффекта, разновидность структуры (прописывается слитно). Например, файл RUCE_1PUSH-UPS несет информацию о параметрах всех сейсмогенных трещин сжатия (PUSH-UPS) в пункте (точке) наблюдения с первичным ключом RUCE_1. Кроме приведенного примера, в БД присутствуют следующие статистические выборки данных: массовые замеры разрывных нарушений, разрывов со смещениями и зон нарушений в одном файле на трех

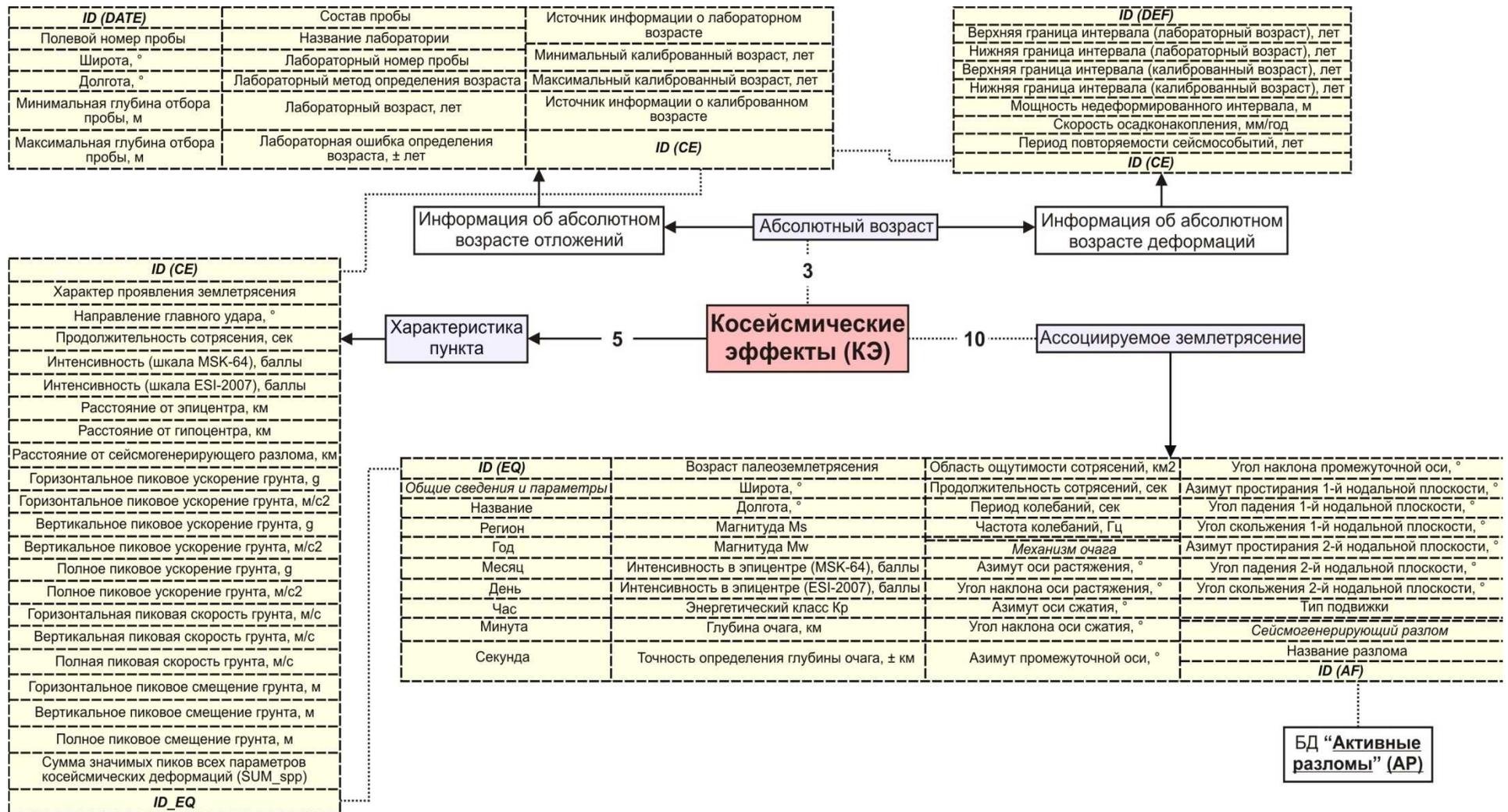


Рис. 3.3. Структура третьего, пятого и десятого блоков базы данных по косейсмическим эффектам

соответствующих страницах (RUPTURE), параметры будинообразных структур в разрезах рыхлых отложений (BOUDIN), параметры складкоподобных сейсмогенных структур (FOLD), параметры кластических даек (DIKE), параметры поверхностных осадочных вулканов (MUD). Файлы с обозначением PPD, PPDs и PPDs в формате *.ppd соответствуют данным по массовым замерам разрывных нарушений, замерам разрывов со штрихами и замерам отрывов, и подготовлены для специализированной программы «Structure 2.0».

Седьмой блок создан для введения всех уместных комментариев. Это могут быть выдержки из полевого дневника, более полное описание эффекта со всеми нюансами из публикаций, а также логические заключения эксперта по отдельному пункту. В директории БД комментарии хранятся в файлах формата *.txt.

Блок «Иллюстрации» содержит рисунки в формате *.JPG и подписи к ним (файлы *.txt). Это могут быть фотографии точки (пункта) наблюдения, ее окрестностей, изученных осадочных разрезов, отдельных встреченных структур, а также общие схемы для района исследований в целом, уместные рисунки из публикаций и т.д.

В девятом блоке формируется список использованной литературы. Сюда включаются все опубликованные источники, указанные в обосновании параметрической информации в пункте для качества «ЛС». Некоторые публикации содержатся в корневых папках БД (формат *.PDF), и на выводе такие файлы обозначаются гиперссылкой с возможностью просмотра и скачивания.

Выполнение БД по косейсмическим эффектам осуществляется посредством запуска приложения «ActiveTectonics» в формате MapBasic Application (.MBX). Для работы системы необходимо, чтобы на компьютере была установлена программа MapInfo Professional версии 10.0 или выше. После запуска открывается главное окно в виде активной карты (Приложение А) и панели управления реляционной БД «DataBase Menu» (см. рис. 3.1). Для

получения выходной информации по интересующему пункту требуется выбрать его с помощью инструмента «Информация об объекте» на панели управления в обязательно активном слое «Косейсмические эффекты». Далее в заданном по умолчанию веб-браузере отчет о выбранном пункте представляется в виде html-страниц, где выводятся только заполненные данными ячейки (см. Приложение А). В настоящее время в БД по косейсмическим эффектам реализована удобная процедура ввода информации. Необходимые действия по добавлению объекта (пункта) подробно описаны в «Руководстве пользователя информационной системы «ActiveTectonics», доступном сразу после запуска приложения на Панели инструментов MapInfo (DataBase -> Справка). Кроме того, продолжается наполнение данными англоязычной версии БД, структура для этих целей уже подготовлена.

Стоит отметить, что созданная нами БД по косейсмическим эффектам не претендует на главенствующую роль среди баз данных такого рода, а также не является альтернативой мировому банку данных, который предлагают заполнять некоторые исследователи (например, [Michetti et al., 2007]). Реализованная в ней возможность сбора информации как по историческим, современным, так и по доисторическим землетрясениям является крайне важной для решения специализированных задач, на что указывали и другие исследователи [Papathanassiou, Pavlides, 2009]. В цитируемой работе, например, представляется база данных исторических эффектов разжижения грунта DALO v1.0 (рис. 3.4), находящаяся в свободном доступе, в которой также включен материал о последствиях палео- и инструментальных сейсмособытий на территории Эгейского региона (веб-сайт: <http://users.auth.gr/~gpapatha/dalo.htm>).

В информационной системе «ActiveTectonics» имеются весьма значимые возможности для сеймотектонических построений. Во-первых, это подключение дополнительных проектов (с условием, что структуры таблиц в них будут полностью соответствовать таковым в системе), и, во-вторых, формирование запросов к БД системы (на основе функциональных

особенностей программы MapInfo). Благодаря последней, обеспечивается создание выборки разной сложности с помощью команды «SQL-запрос». Это, в свою очередь, является инструментом компиляции отдельных баз данных для установления различных сейсмостатистических зависимостей и решения таким путем прикладных сейсмогеологических, инженерно-геологических и тектонофизических задач, что и будет продемонстрировано ниже.



Рис. 3.4. Структура базы данных исторических свидетельств разжижения грунта, где показана связь между составными элементами (по [Papathanassiou, Pavlides, 2009]).

3.2. Исходные данные

Представляемая здесь параметрическая информация содержится во втором модуле информационной системы «ActiveTectonics». Для сейсмостатистических построений в настоящей работе используется выборка из БД по вторичным косейсмическим эффектам в геологической среде строго для инструментально зарегистрированных землетрясений в период с 1950 г. по 2008 г. (Приложения Б, В). Изученные сейсмособытия произошли на обширной площади в пределах координат 42°–62° северной широты и 80°–

124° восточной долготы. Район исследований охватывает северо-восток Казахстана, Монголию и практически всю южную Сибирь на территории России (рис. 3.5). Землетрясения, главным образом, приурочены к горным сооружениям Алтая и Монголии и к Байкальской рифтовой системе – достаточно крупным сегментам земной коры, развивающимся в разных геодинамических обстановках.

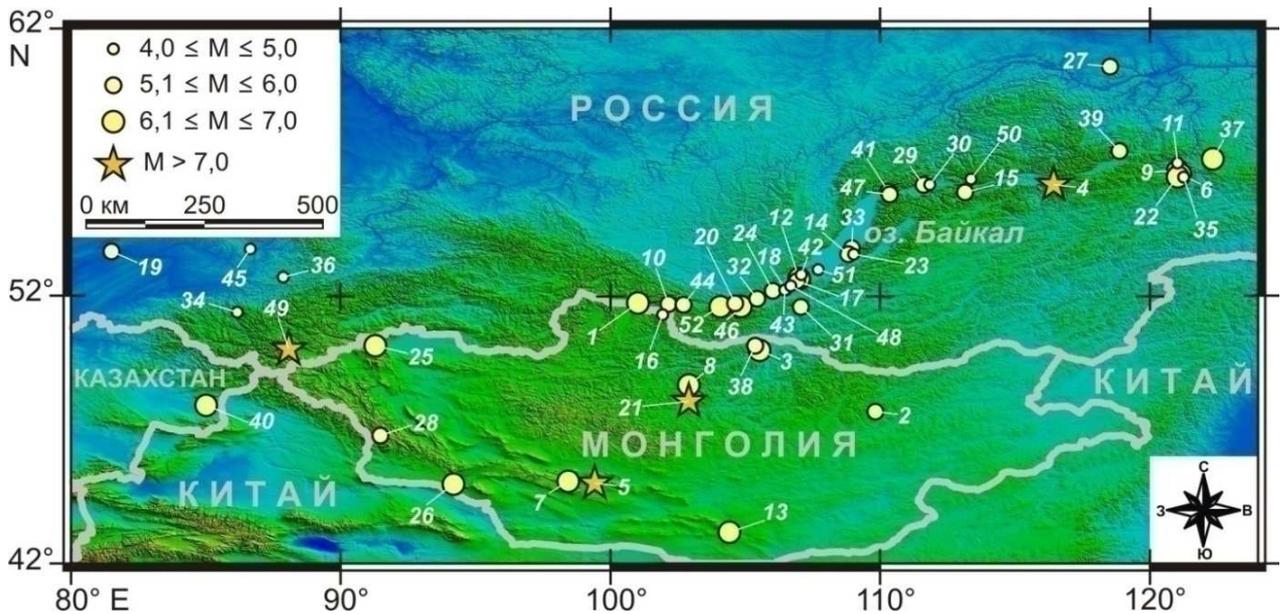


Рис. 3.5. Территория исследований и эпицентры инструментальных землетрясений.

Землетрясения: **1** – Мондинское 4.04.1950 г. ($M_S = 7.0$); **2** – Эрдэнэханское 1.01.1951 г. ($M_S = 5.8$); **3** – Бутэлийнское 6.02.1957 г. ($M_S = 6.5$); **4** – Муйское 27.06.1957 г. ($M_S = 7.6$); **5** – Гоби-Алтайское 4.12.1957 г. ($M_S = 8.1$); **6** – Ньюжинское 5.01.1958 г. ($M_S = 6.5$); **7** – Баян-Цаганское 7.04.1958 г. ($M_S = 6.9$); **8** – Сайханское 23.06.1958 г. ($M_S = 6.2$); **9** – Олекминское 14.09.1958 г. ($M_S = 6.5$); **10** – Кыренское 22.10.1958 г. ($M_S = 5.5$); **11** – 2.11.1958 г. ($M_S = 4.8$); **12** – Среднебайкальское 29.08.1959 г. ($M_S = 6.8$); **13** – Бурынхярское 3.12.1960 г. ($M_S = 6.7$); **14** – Святоносское 28.10.1961 г. ($M_S = 5.5$); **15** – Муяканское 11.11.1962 г. ($M_S = 6.0$); **16** – 8.01.1963 г. ($M_S = 4.5$); **17** – 10.02.1963 г. ($M_S = 5.5$); **18** – 17.10.1964 г. ($M_S = 4.5$); **19** – Каменское 15.02.1965 г. ($M_S = 5.3$); **20** – 30.08.1966 г. ($M_S = 5.5$); **21** – Могодское 5.01.1967 г. ($M_S = 7.8$); **22** – Тас-Юряхское 18.01.1967 г. ($M_S = 7.0$); **23** – Святоносское 24.11.1968 г. ($M_S = 4.8$); **24** – 28.03.1970 г. ($M_S = 5.5$); **25** – Урэг-Нурское 15.05.1970 г. ($M_S = 7.0$); **26** – Тахийншарское 4.07.1974 г. ($M_S = 6.9$); **27** – Меличанское 8.10.1974 г. ($M_S = 5.2$); **28** – Булганское 31.03.1975 г. ($M_S = 5.7$); **29** – Уоянское-1 2.11.1976 г. ($M_S = 5.2$); **30** – Уоянское-2 4.06.1977 г. ($M_S = 4.7$); **31** – Оронгойское 2.10.1980 г. ($M_S = 5.1$); **32** – 22.05.1981 г. ($M_S = 5.6$); **33** – 27.05.1981 г. ($M_S = 5.2$); **34** – 27.11.1985 г. ($M_S = 4.2$); **35** – Дырындинское 7.07.1987 г. ($M_S = 4.9$); **36** – Таштагольское 2.05.1988 г. ($M_S = 4.1$); **37** – Южно-Якутское 20.04.1989 г. ($M_S = 6.6$); **38** – 13.05.1989 г. ($M_S = 5.8$); **39** – 25.10.1989 г. ($M_S = 5.4$); **40** – Зайсанское 14.06.1990 г. ($M_S = 6.9$); **41** – 26.10.1990 г. ($M_S = 5.1$); **42** – 27.02.1993 г. ($M_S = 4.2$); **43** – 13.07.1993 г. ($M_S = 4.8$); **44** – Еловское 29.06.1995 г. ($M_S = 5.9$); **45** – Прокопьевское 14.09.1995 г. ($M_S = 4.7$); **46** – Южно-Байкальское 25.02.1999 г. ($M_S = 6.1$); **47** – Кичерское 21.03.1999 г. ($M_S = 5.8$); **48** – Усть-Селенгинское 10.10.2001 г. ($M_S = 4.3$); **49** – Ольхонское 28.07.2002 г. ($M_S = 5.0$); **50** – Чуйское 27.09.2003 г. ($M_S = 7.5$); **51** – 6.07.2004 г. ($M_S = 4.4$); **52** – Култукское 27.08.2008 г. ($M_S = 6.1$). Не показано Артыкское землетрясение 18.05.1971 г. ($M_S = 7.1$), косейсмические эффекты от которого распространились в пределах территории исследования

Выборка параметров для проведения сейсмостатистического анализа представляет собой вполне самостоятельную базу данных. Она состоит из трех частей: характеристики землетрясения, характеристики пункта и литературного источника (табл. 3.1). В последней части отражены все исходные материалы, которыми обосновываются соответствующие поля с параметрами в реляционной базе данных по косейсмическим эффектам. В основном, это опубликованные источники с описанием макросейсмических обследований последствий землетрясений, но также рассматривались и сопоставлялись с ними архивные и полевые сведения. Большая часть информации была получена из широко известных ежегодных изданий серии «Землетрясения в СССР» и последующей преемственной серии «Землетрясения Северной Евразии». Вместе с тем, изучались публикации тех же самых авторов в виде более полных статей по аналогичной теме в специализированных научных журналах. Самым представительным землетрясением по количеству охарактеризованных пунктов в выборке является Гоби-Алтайское 4.12.1957 г. благодаря знаменитой монографии [*Гоби-Алтайское...*, 1963]. К сожалению, такие объемные работы с высокой степенью детальности очень редки для района исследований. В ходе аналитической работы с литературой также, в отдельных случаях, находились небольшие заметки о землетрясениях в нетематических изданиях, основанные на сведениях очевидцев.

Характеристика землетрясения включает в себя порядковый номер косейсмического эффекта, закрепившееся в литературе название землетрясения и его ключевые параметры, такие как дата по Гринвичскому времени основного толчка в формате «год.месяц.день», географические широта и долгота в десятичных градусах местоположения эпицентра, магнитуда по поверхностным волнам, эпицентральная интенсивность по шкале MSK-64, глубина гипоцентра основного толчка, фокальный механизм очага, ассоциируемый геологический разлом.

Табл. 3.1

Пример базы данных по землетрясениям инструментального периода наблюдений и вызванным ими вторичным косейсмическим эффектам в геологической среде в пределах координат 42°–62° с.ш. и 80°–124° в.д. (остальные пояснения см. в тексте)

Характеристика землетрясения										Характеристика пункта				Литературный источник
№	Название	Дата (по Гринвичу)	Широта, °	Долгота, °	Магнитуда M_s	Интенсивность (I_0), баллы	Глубина очага (h), км	Тип подвижки в очаге	Сейсмогенерующий разлом	Местоположение	Расстояние от эпицентра (R_E), км	Расстояние от разлома (R_f), км	Рановидность эффекта	
1	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	сдвиг	Мондинский	оз. Хубсугул	35	21	A4	Хилько и др., 1985; Андрей Алексеевич Тресков, 2006; Сейсмогеология..., 1981; New catalog..., 1982; Delouis et al., 2002
2	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	сдвиг	Мондинский	пос. Монды	11	4	E2	
3	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	сдвиг	Мондинский	левый берег р. Иркут	10	17	D2	
* * * * *														
111	Бурьянхярское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		взброс	(без названия)	хр. Бурын-Хяр	40	6	D1; D3	Хилько и др., 1985
112	Бурьянхярское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		взброс	(без названия)	гора Тахилгын-Улан	51	5	C2; D3	
113	Бурьянхярское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		взброс	(без названия)	долина р. Хантрага-Гола	39	4	A4; C2	
* * * * *														
185	-	1981.05.22	51.96	105.52	5.6	6-7	10	сброс	Байкало-Бугульдейский	район пос. Большое Голоустное	12	15	D3	Землетрясения..., 1984
186	-	1981.05.22	51.96	105.52	5.6	6-7	10	сброс	Байкало-Бугульдейский	около бухты Песчаной	30	16	D1; D2	
* * * * *														
275	Култукское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	сдв.-сброс	Южно-Байкальский	северо-восточнее с. Мангутай	8	3	C1; C2; D2	Бержинский и др., 2009; Радзипинович и др., 2009
276	Култукское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	сдв.-сброс	Южно-Байкальский	участок автодороги М-53	9	2	C2; C4; D1	

Большинство параметров землетрясения взяты из современного сейсмического каталога (данные БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс]), но также рассматривались и другие общеизвестные каталоги, например [New catalog..., 1977]. Данные по механизмам очагов, в основном, позаимствованы из работ [Солоненко и др., 1993; Мельникова, Радзиминович, 2005]. Сейсмогенерирующий разлом указывался лишь в том случае, когда связь его с землетрясением была надежно установлена и обоснована. Для этой цели рассматривались практически все работы по каждому отдельному сейсмособытию, включая более поздние исследования, направленные в этом ключе. Часть необходимой информации по инициирующим разломам хранится в первом модуле информационной системы «ActiveTectonics» [Лунина и др., 2010].

Характеристика пункта содержит данные о его географическом положении с проявлением того или иного типа вторичного косейсмического эффекта, о ближайшем расстоянии данного пункта до эпицентра ассоциируемого землетрясения (R_e) и до сейсмогенерирующего разлома (R_f), а также о разновидности вторичного косейсмического эффекта по категориям согласно разработанной классификации (Приложение Г). Стоит отметить, что в некоторых макросейсмических описаниях, в силу технического оснащения тех времен, пункты обследований имеют неточную привязку к географическим объектам (часть из которых, к тому же, в настоящее время или прекратили свое существование, или переименованы). По этой причине эпицентральные расстояния, указанные в первоисточниках, были переоценены с помощью современных картографических программных продуктов (MapInfo и Google Earth). Параметр R_f измерялся как кратчайшее расстояние от пункта до сместителя сейсмогенерирующего разлома в плане.

Классификация вторичных косейсмических деформаций (см. Приложение Г) была создана на основе анализа литературных данных о последствиях землетрясений не только на исследуемой территории, но и в других регионах мира [Andreev, Lunina, 2013]. В ней содержатся известные

разновидности эффектов в геологической среде от сейсмособытий, включая и такое воздействие на антропогенные конструкции, которое косвенно указывает на развитие таких эффектов. Все они обособлены по морфолого-генетическим признакам в пять категорий, кодированных по первым буквам латинского алфавита, а категории, в свою очередь, делятся на 20 разделов и 12 подразделов, с добавлением к коду цифровых обозначений. Таким образом, каждая разновидность косейсмического эффекта в геологической среде имеет свой персональный идентификатор, что является удобным инструментом при работе с большим информационным массивом.

Выборочная база данных в общей сложности содержит сведения о 276 пунктах (рис. 3.6), в которых описаны косейсмические деформации в геологической среде, и о 53 землетрясениях (см. рис. 3.5), вызвавших эти деформации, в пределах магнитуд $4.1 \leq M_S \leq 8.1$ и эпицентральных интенсивностей $5-6 \leq I_0 \leq 11$ баллов. На рис. 3.7 видно, что выборки по M_S сейсмособытий и по разновидностям эффектов от них представительны относительно распределений внутри совокупностей.

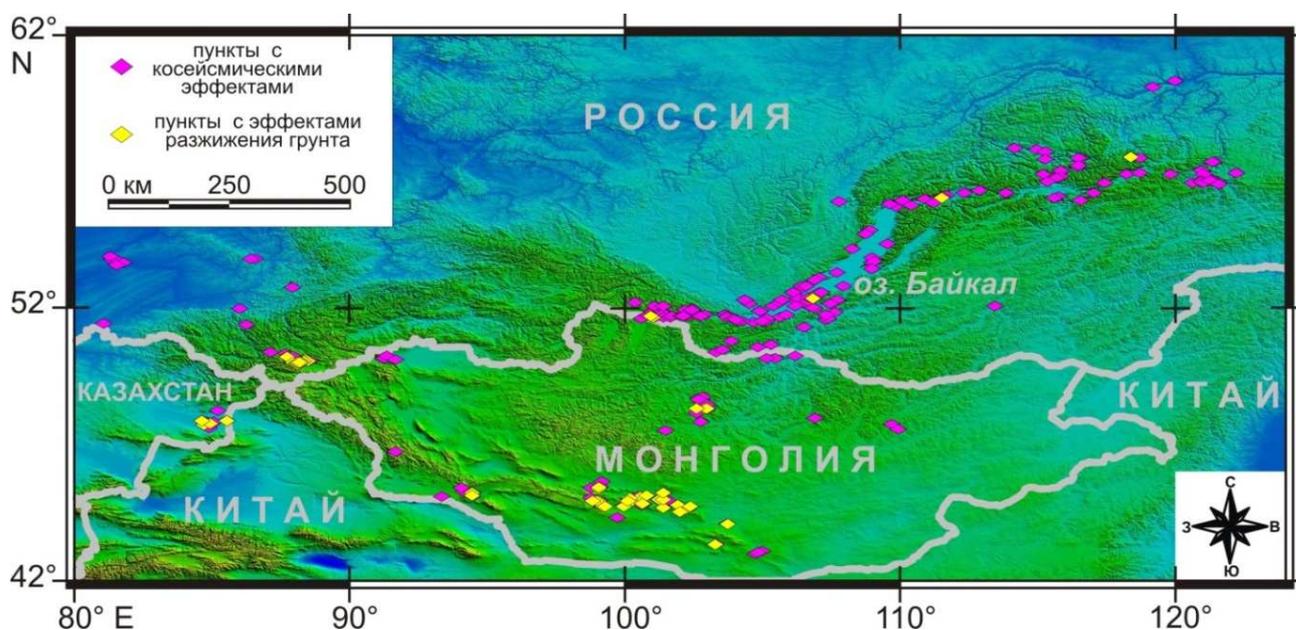


Рис. 3.6. Распределение пунктов с вторичными косейсмическими эффектами от инструментальных землетрясений (см. рис. 3.5) в пределах территории исследования.

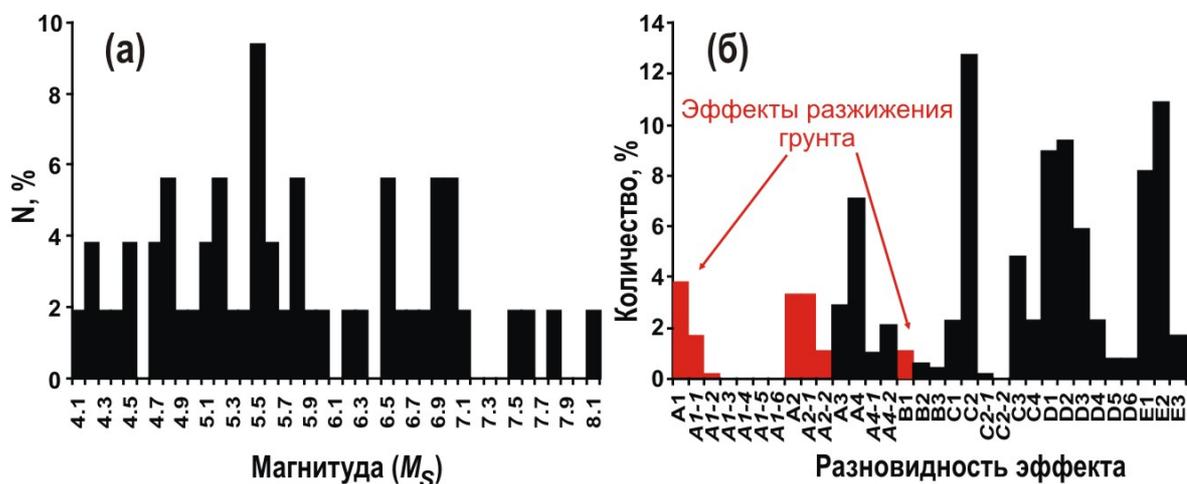


Рис. 3.7. Гистограммы распределения в выборке данных (см. Приложение Б) количества землетрясений (N , в процентах) по их магнитуде (а) и разновидностей вторичных косейсмических эффектов согласно принятой классификации (см. Приложение Г) по частоте встречаемости, в процентах (б)

Типичными формами вызванного сейсмическими причинами изменения в состоянии грунтовых подземных вод являются выбросы таких вод, которые мобилизуют осадочный материал и иногда транспортируют его на дневную поверхность [Копылова и др., 2010; Lowe, 1975]. Таким образом, из всех косейсмических эффектов в выборке случаям разжижения грунта однозначно соответствуют разделы A1, A2 категории A и раздел B1 категории B (см. Приложение Г), что составляет 16 % всей выборки, или 45 пунктов (см. рис. 3.7). Остальные эффекты были исключены из-за трудностей в интерпретации их происхождения. К примеру, образование сейсмогенного оползня может быть связано не только с процессом разжижения, но и со смещением материала вследствие изменения угла наклона метастабильного склона при сейсмических колебаниях. Проявление инициированных сейсмическими процессами эффектов на инженерную среду, таких как просадка, повреждение фундамента сооружений, носит еще более неопределенный характер. Известны случаи, когда из-за конструктивных недоработок при строительстве, высокой степени износа и ряда других причин подобные деформации происходили даже при слабых сейсмических воздействиях [Демин, Татьков, 1996], что является лишь косвенным признаком развития косейсмических эффектов разжижения в геологической среде.

3.3. Анализ эмпирических соотношений между параметрами землетрясений и пространственным распределением вторичных косейсмических эффектов в пределах территории исследования

Уравнения, описывающие полученные в настоящей статье граничные кривые, сведены в табл. 3.2. Для инверсионного расчета здесь же даны формулы с обратными зависимостями.

Таблица 3.2
Уравнения граничных кривых, представленных в настоящей работе

Отношение	Уравнение	№
M_S/R_e (для всех эффектов, $n = 276$)	$M_S = 4.19 \cdot \lg(R_{e\max}) - 4.25$	(3.1)
R_e/M_S (для всех эффектов, $n = 276$)	$R_{e\max} = 10.4 \cdot e^{0.6 \cdot M_S}$	(3.2)
M_S/R_f (для всех эффектов, $n = 122$)	$M_S = 4 \cdot 10^{-3} \cdot R_{f\max} + 4.26$	(3.3)
R_f/M_S (для всех эффектов, $n = 122$)	$R_{f\max} = 232.6 \cdot M_S - 988.5$	(3.4)
I_o/R_e (для всех эффектов, $n = 275$)	$I_o = 5.4 \cdot e^{10^{-3} \cdot R_{e\max}}$	(3.5)
R_e/I_o (для всех эффектов, $n = 275$)	$R_{e\max} = 2937.7 \cdot \lg(I_o) - 2141.7$	(3.6)
I_o/R_f (для всех эффектов, $n = 121$)	$I_o = 6 \cdot 10^{-3} \cdot R_{f\max} + 5.5$	(3.7)
R_f/I_o (для всех эффектов, $n = 121$)	$R_{f\max} = 165.9 \cdot I_o - 919.6$	(3.8)
M_S/R_e (для эффектов разжижения грунта, $n = 45$)	$M_S = 7 \cdot 10^{-3} \cdot R_{e\max} + 5.17$	(3.9)
R_e/M_S (для эффектов разжижения грунта, $n = 45$)	$R_{e\max} = 147.2 \cdot M_S - 759.6$	(3.10)
M_S/R_f (для эффектов разжижения грунта, $n = 31$)	$M_S = 13 \cdot 10^{-3} \cdot R_{f\max} + 6.41$	(3.11)
R_f/M_S (для эффектов разжижения грунта, $n = 31$)	$R_{f\max} = 76.9 \cdot M_S - 493.1$	(3.12)
I_o/R_e (для эффектов разжижения грунта, $n = 45$)	$I_o = 4.3 \cdot R_{e\max}^{0.2}$	(3.13)
R_e/I_o (для эффектов разжижения грунта, $n = 45$)	$R_{e\max} = 8 \cdot 10^{-5} \cdot I_o^{6.5}$	(3.14)
I_o/R_f (для эффектов разжижения грунта, $n = 31$)	$I_o = 3.5 \cdot \lg(R_{f\max}) + 3.6$	(3.15)
R_f/I_o (для эффектов разжижения грунта, $n = 31$)	$R_{f\max} = 0.1 \cdot e^{0.6 \cdot I_o}$	(3.16)
M_S/R_e (для всех эффектов, механизм очага взброс, $n = 9$)	$M_S = 3.13 \cdot e^{14 \cdot 10^{-3} \cdot R_{e\max}}$	(3.17)
R_e/M_S (для всех эффектов, механизм очага взброс, $n = 9$)	$R_{e\max} = 155.2 \cdot \lg(M_S) - 75.9$	(3.18)
M_S/R_e (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n = 86$)	$M_S = 3.75 \cdot e^{3 \cdot 10^{-3} \cdot R_{e\max}}$	(3.19)
R_e/M_S (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n = 86$)	$R_{e\max} = 739.3 \cdot \lg(M_S) - 424.3$	(3.20)
M_S/R_f (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n = 50$)	$M_S = 5.12 \cdot e^{2 \cdot 10^{-3} \cdot R_{f\max}}$	(3.21)
R_f/M_S (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n = 50$)	$R_{f\max} = 1487.2 \cdot \lg(M_S) - 1054.2$	(3.22)
M_S/R_e (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n = 144$)	$M_S = 2.31 \cdot \lg(R_{e\max}) + 1.35$	(3.23)
R_e/M_S (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n = 144$)	$R_{e\max} = 0.3 \cdot e^{M_S}$	(3.24)
M_S/R_f (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n = 64$)	$M_S = 1.84 \cdot \lg(R_{f\max}) + 2.66$	(3.25)
R_f/M_S (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n = 64$)	$R_{f\max} = 36 \cdot 10^{-3} \cdot e^{1.3 \cdot M_S}$	(3.26)
M_S/R_e (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n = 40$)	$M_S = 1.16 \cdot \lg(R_{e\max}) + 5.02$	(3.27)
R_e/M_S (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n = 40$)	$R_{e\max} = 5 \cdot 10^{-5} \cdot e^{2 \cdot M_S}$	(3.28)
M_S/R_f (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n = 30$)	$M_S = 1.45 \cdot \lg(R_{f\max}) + 5.05$	(3.29)
R_f/M_S (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n = 30$)	$R_{f\max} = 3 \cdot 10^{-4} \cdot e^{1.6 \cdot M_S}$	(3.30)
M_S/R_h (для эффектов разжижения грунта, $n = 39$)	$M_S = 7 \cdot 10^{-3} \cdot R_{h\max} + 5.15$	(3.31)
R_h/M_S (для эффектов разжижения грунта, $n = 39$)	$R_{h\max} = 146.1 \cdot M_S - 751.0$	(3.32)

Примечание к табл. 3.2. M_S – магнитуда землетрясения по поверхностным волнам; R_e – эпицентральный расстояние (км); R_f – расстояние от сейсмогенерирующего разлома (км); R_h – гипоцентральный расстояние (км); n – количество пунктов.

На рис. 3.8 и 3.9 представлены графики пространственного распределения вторичных косейсмических эффектов в зависимости от магнитуды землетрясения (M_S) и интенсивности его проявления в эпицентре (I_0 в баллах шкалы MSK-64). Из полученных граничных соотношений видно, что процесс разжижения грунта может вызвать землетрясение с пороговой $M_S \geq 5.2$, а расстояние от эпицентра для проявления таких эффектов в среднем в 2 раза (в 1.8–2.3 раза) меньше, чем для всех эффектов в геологической среде – уравнения (3.2), (3.10). Пороговая интенсивность I_0 для сейсмогенного разжижения — 6–7 баллов по шкале MSK-64.

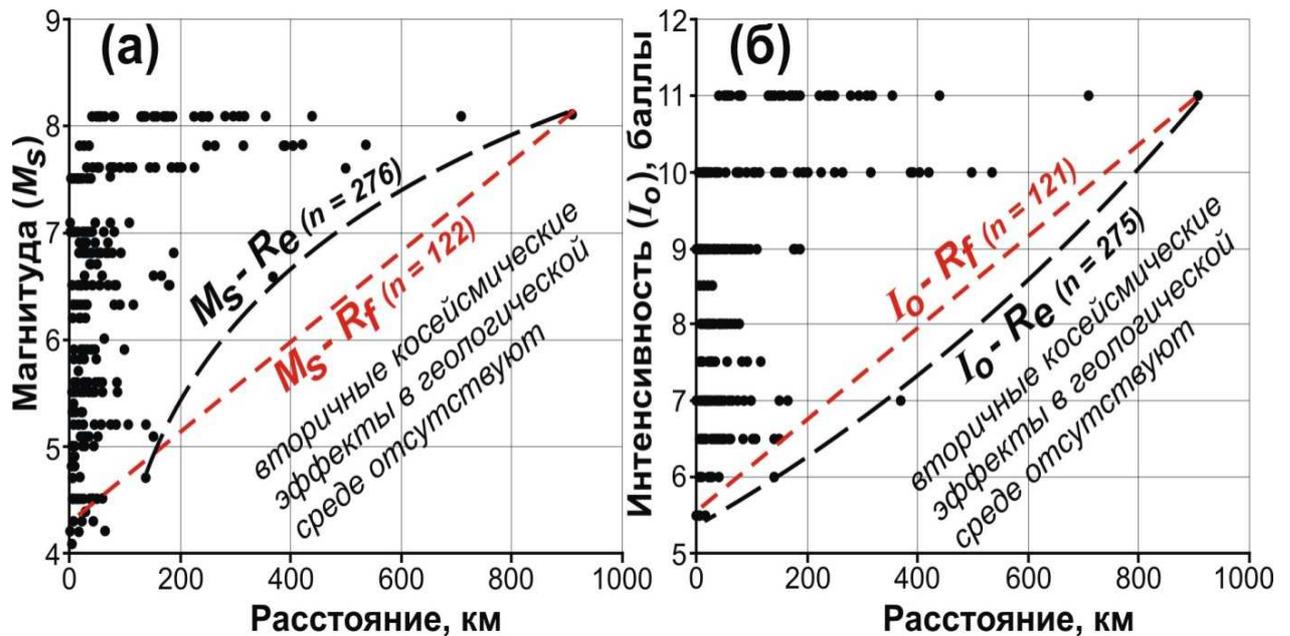


Рис. 3.8. Графики соотношений параметров:

a – магнитуды землетрясения (M_S) и максимального расстояния (R_{\max}) для проявления вторичных косейсмических эффектов в геологической среде от эпицентра землетрясения (кривая $M_S - R_e$) и от сейсмогенерирующего разлома (кривая $M_S - R_f$); *б* – интенсивности землетрясения в эпицентре I_0 по шкале MSK-64 и максимального расстояния для проявления вторичных косейсмических эффектов в геологической среде от эпицентра землетрясения (кривая $I_0 - R_e$) и от сейсмогенерирующего разлома (кривая $I_0 - R_f$). Здесь и на рис. 3.9, 3.11 черными кружками показано пространственное распределение пунктов с косейсмическими эффектами, n – количество пунктов для построения кривой

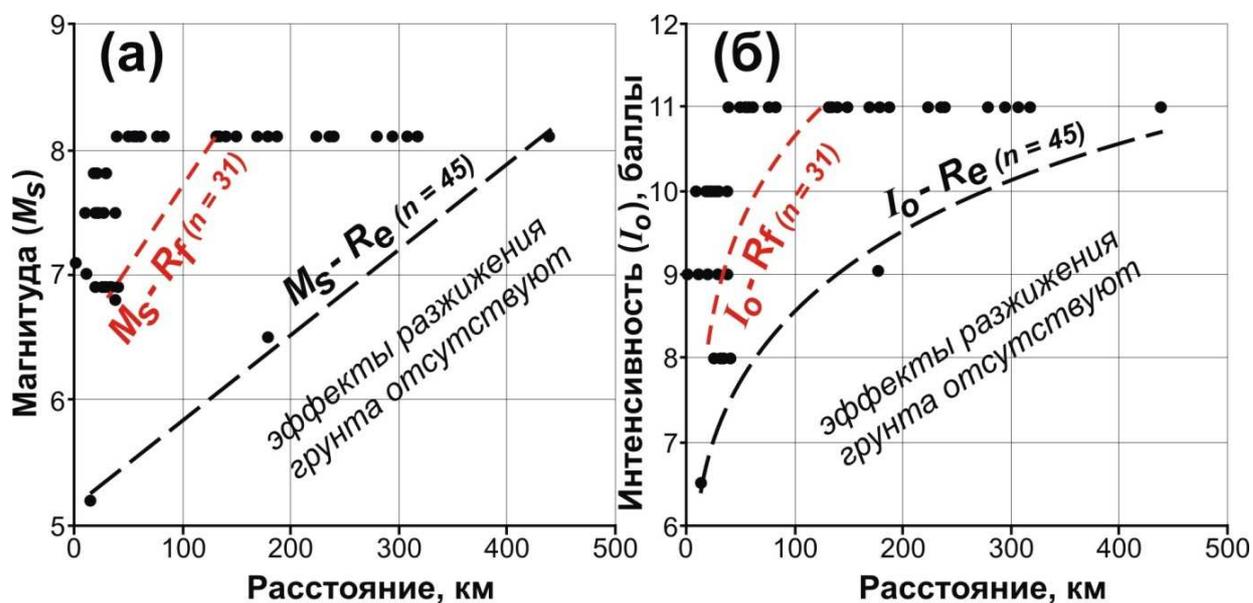


Рис. 3.9. Графики соотношений:

a – магнитуды землетрясения M_S и максимального расстояния (R_{\max}) для проявления эффектов разжижения грунта от эпицентра землетрясения (кривая $M_S - R_e$) и от сейсмогенерирующего разлома (кривая $M_S - R_f$); *б* – интенсивности землетрясения в эпицентре I_0 по шкале MSK-64 и максимального расстояния для проявления эффектов разжижения грунта от эпицентра землетрясения (кривая $I_0 - R_e$) и от сейсмогенерирующего разлома (кривая $I_0 - R_f$).

В среднем, структуры разжижения расположены в 10 (7.1–14.2) раз ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем все сейсмодетекции геологической среды (из уравнений (3.4) и (3.12)). К тому же, отчетливо прослеживается следующая закономерность (рис. 3.10, а): в пределах 20 км от инициирующего разлома локализуется более половины всех косейсмических эффектов, а именно 52 %, и 71 % случаев разжижения грунта, а в пределах 40 км — 78 % и 90 %, соответственно. Такая тесная связь не может быть интерпретирована лишь с позиции значительной протяженности сместителей сейсмогенерирующих дизъюнктивных нарушений в плане, от которых производились измерения расстояния до пунктов с косейсмическими эффектами. Согласно тектонофизическим представлениям, крупные разломы имеют широкие области динамического влияния, отличающиеся повышенной нарушенностью горных пород (по [Шерман и др., 1983; Шерман и др., 1985]). В пределах таких областей, очевидно, преобладают участки с высокой проницаемостью геологической среды, что создает тем самым благоприятные

условия для образования и локализации косейсмических эффектов и, главным образом, структур разжижения грунта.

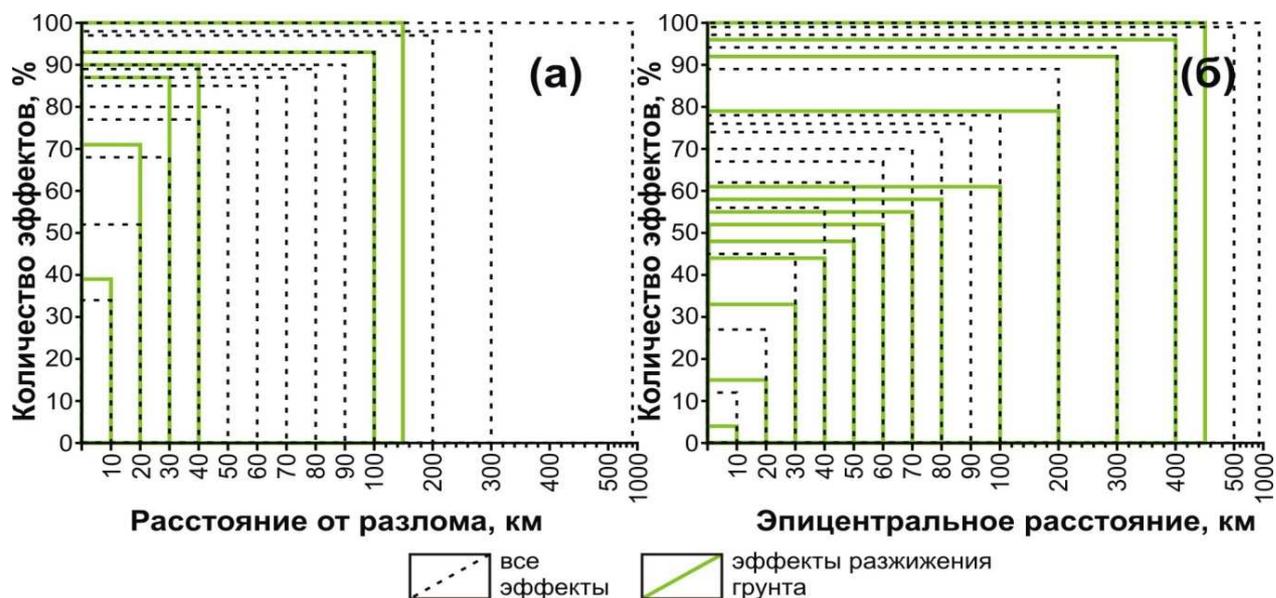


Рис. 3.10. Пространственное распределение вторичных косейсмических эффектов в процентном соотношении на удалении от сейсмогенерирующего разлома (а) и от эпицентра землетрясения (б)

Несколько отличается распределение эффектов разжижения на удалении от эпицентра землетрясения (рис. 3.10, б). В радиусе 20 км от него произошло 15 % всех случаев, а в пределах 40 км – 44 %, что в среднем в 2 раза меньше по приуроченности, чем установлено, например, для случаев разжижения от инструментально зарегистрированных землетрясений в Италии (66 и 86 % соответственно) [Galli, 2000].

Глубины гипоцентров изученных землетрясений варьируют в широких пределах — от 2 км до 40 км (рис. 3.11, а). Всего в базе данных содержится 240 пунктов проявления косейсмических деформаций от 42 подземных толчков с известной глубиной гипоцентра. Из них в 39 пунктах (16,3 %) описаны эффекты разжижения грунта от землетрясений с глубинами гипоцентров в пределах 10–40 км (см. рис. 3.11, а). До места локализации таких эффектов по известным эпицентральным расстояниям R_e , были оценены расстояния от гипоцентра R_h .

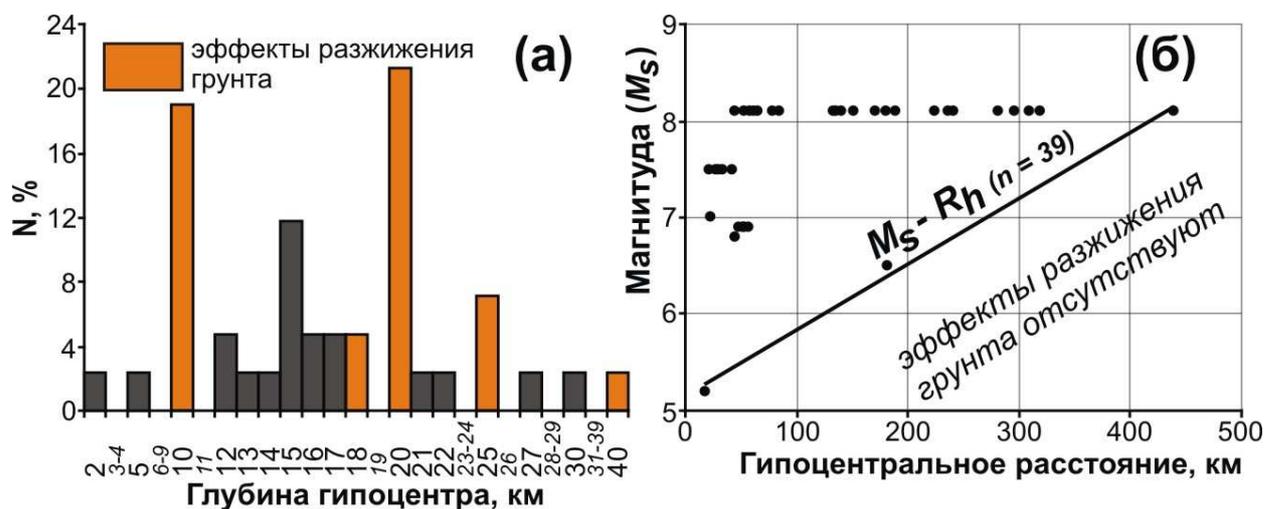


Рис. 3.11. Гистограмма распределения в выборке данных (см. Приложение Б) количества землетрясений (N , в процентах) с известной глубиной гипоцентра (а) и график зависимости максимального гипоцентрального расстояния для проявления эффектов разжижения грунта R_h от магнитуды землетрясения M_S (б)

Полученное соотношение (уравнение (3.31)) между M_S и R_{hmax} для таких участков проиллюстрировано на рис. 3.11, б. Кривая $M_S - R_h$ сравнима по наклону и конфигурации с кривой $M_S - R_e$ (уравнение (3.9)) на рис. 3.9, а. Кроме того, различия в тождественных значениях этих кривых не существенны.

По механизму очага землетрясения (39 событий) на территории исследования представлены практически всеми известными типами (рис. 3.12, а). Общее количество пунктов с косейсмическими эффектами в данной выборке составляет 239 случаев, из них с преобладающим сбросовым типом подвижки в очаге – 36 %, сдвиговым – 60 %, и лишь 4 % приходится на взбросовый тип. При рассмотрении комбинированных подвижек наибольшее количество эффектов описано при взбросо-сдвиговых смещениях вдоль разлома (35,8 %), причем, когда преобладает вертикальная компонента движения его крыльев (взбросовая), косейсмические деформации отмечались крайне редко (всего 6 пунктов). Эффекты разжижения грунта формируют 18 % общей выборки, большинство пунктов с такими эффектами (93 %) соотносится с преобладающим сдвиговым смещением в очаге. Стоит отметить, что на такое распределение существенно может влиять представительность данных по

каждому отдельному фокальному механизму землетрясений на территории исследования.

Полученные граничные кривые соотношений между магнитудой M_S и расстоянием от эпицентра (R_e) и от сейсмогенерирующего разлома (R_f) до участков с косейсмическими эффектами представлены на рис. 3.12, б, а соответствующие им уравнения — в табл. 3.2.

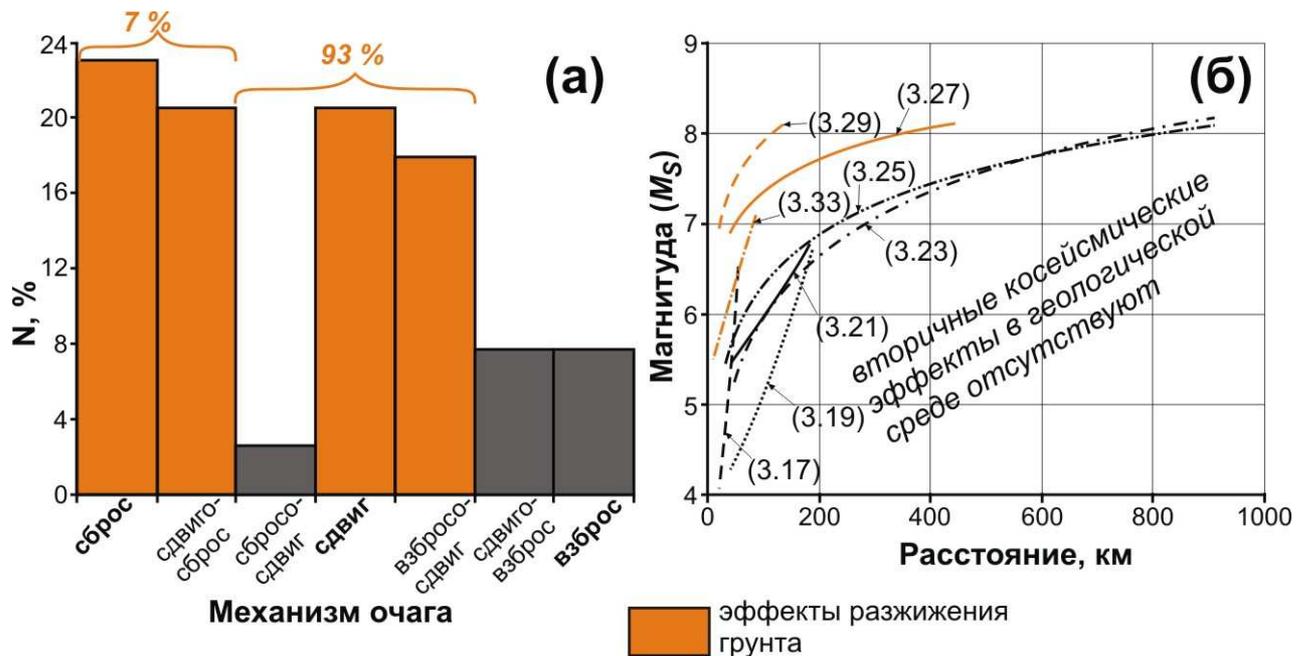


Рис. 3.12. Гистограмма распределения в выборке данных (см. Приложение Б) количества землетрясений (N , в процентах) с известным фокальным механизмом очага (а) и график соотношений магнитуды землетрясения M_S и максимальных расстояний от эпицентра и от сейсмогенерирующего разлома для проявления вторичных косейсмических эффектов в зависимости от типа подвижки в очаге землетрясения (б).

Цифры в скобках на графике соответствуют уравнениям граничных кривых, приведенным в табл. 3.2

Для преимущественно сдвигового типа смещения в очаге землетрясения получены все намеченные зависимости. На графике видно, что граничные кривые $M_S - R_e$ и $M_S - R_f$ (уравнения (3.23) и (3.25), соответственно) для всех косейсмических эффектов совпадают между собой, и, начиная примерно с $M_S = 7$, практически сливаются в одну кривую. При большей M_S , судя по геометрическому поведению, кривые указывают на «лавинообразное» увеличение площадей локализации сейсмодетформаций на территории

исследования (на расстояниях более 900 км от сейсмоисточника). При значении $M_S = 7$ иная картина наблюдается для двух граничных кривых эффектов разжижения грунта $M_S - Re$ и $M_S - R_f$ (уравнения (3.27) и (3.29), соответственно). Здесь прослеживается тенденция в локализации структур разжижения ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем к эпицентру, даже при более высоких величинах магнитуды землетрясения. В целом, если сравнивать пространственные распределения эффектов разжижения и всех остальных косейсмических эффектов в геологической среде для данного механизма очага землетрясения, то первые «затухают» в среднем в 3,7 (2,1 – 5,6) раза быстрее на удалении от сейсмоисточника при его равных оценочных параметрах.

Для типа подвижки в очаге с преобладающей сбросовой компонентой смещения получены соотношения $M_S - Re$ и $M_S - R_f$ лишь для всех косейсмических эффектов: это, соответственно, граничные кривые (3.19) и (3.21) на рис. 3.12, б. Здесь трудно оценить поведение кривых друг относительно друга из-за малого объема выборки. В общем виде, начиная с $M_S = 5.5$, косейсмические деформации распространяются дальше от эпицентра, чем от сейсмогенерирующего разлома, но при магнитуде землетрясения $M_S = 6.5$ такая тенденция уже не прослеживается. Для эффектов разжижения грунта подобные зависимости не получены из-за не представительности выборки (всего 3 пункта). Как альтернативный вариант, было рассмотрено соотношение по случаям разжижения для Эгейского региона [*Papathanassiou et al., 2005*]:

$$M_S = 0.021 \cdot R_{e\max} + 5.3, \quad (3.33)$$

с условием, что $5.5 \leq M_S \leq 7.1$, фокальный механизм очага – сброс. Соответствующая этому уравнению кривая (3.33) на рис. 3.12, б по своей конфигурации схожа с кривой (3.19). Данные граничные кривые при одинаковых значениях M_S отличаются в среднем в 6.7 (3.1 – 12.3) раза и свидетельствуют о большей приуроченности именно эффектов разжижения к

эпицентру землетрясения.

Для преимущественно взбросовой подвижки в очаге получено одно соотношение $M_S - R_e$ (уравнение (3.17), кривая (3.17)). Видно, что характерно незначительное распространение всех эффектов на удалении от эпицентра сейсмособытия, причем увеличивающееся по экспоненте (например, при $M_S = 6.7$ $R_{e\max} = 51$ км). Вероятно, что если процессы косейсмического разжижения грунта протекают при внутриконтинентальных землетрясениях такого типа, то их развитие ограничивается первыми километрами от эпицентра и от сейсмогенерирующего разлома. Возможно, что именно этим объясняется отсутствие описанных в литературе подобных структур разжижения.

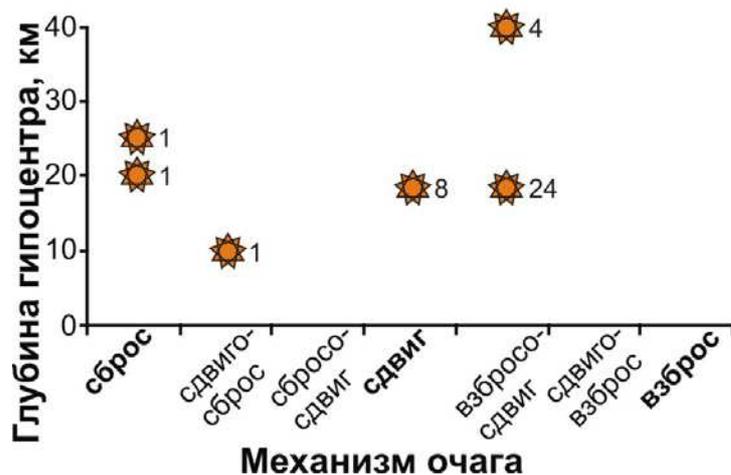


Рис. 3.13. Распределение эффектов разжижения грунта в зависимости от фокальных механизмов очагов и глубин гипоцентров (в км) ассоциируемых землетрясений. Звездами и цифрами рядом с ними показано распространение пунктов с эффектами разжижения и их количество для отдельной зависимости, соответственно

Нужно отметить, что в ходе анализа не установлено существенного совокупного влияния глубины очага землетрясения и его фокального механизма на образование косейсмических эффектов разжижения (рис. 3.13). Судя по имеющимся данным, структуры разжижения наблюдались не только от сейсмособытий с аналогичной подвижкой вдоль ассоциируемого разлома и с разными глубинными уровнями начала его вспарывания, но и при противоположных условиях. Очевидно, что рассматриваемые параметры землетрясения оказывают определенное влияние на пространственное распределение таких эффектов, их количество, а также ряд других особенностей, однако их образование в большей степени сопряжено с

выделившейся в очаге энергией, поэтому в эпицентральных областях на территории исследования следует ожидать деформационные структуры разжижения, начиная с $M_S = 5.2$.

3.4. Сравнение предложенных эмпирических соотношений между параметрами землетрясений и пространственным распределением косейсмических эффектов разжижения для разных регионов мира

Исследования по установлению зависимостей между пространственным распределением косейсмических эффектов разжижения и некоторыми параметрами землетрясений являются «пионерными» для территории южно-сибирского сегмента РФ и Монголии, однако они неоднократно проводились для других регионов. Практически все широко известные предложенные соотношения магнитуды сейсмособытия и предельного эпицентрального расстояния для структур разжижения рассмотрены в первой главе настоящей диссертационной работы (см. уравнения (1.1 – 1.10)).

Зависимости между гипоцентральной расстоянием (R , в км) для эффектов разжижения и магнитудой M_S были ранее предложены для землетрясений, произошедших на территории Турции [*Aydan et al., 2000*]:

$$R = 36 \cdot M_S - 160, \quad (3.34)$$

$$R = 36 \cdot M_S - 240, \quad (3.35)$$

описывающие верхнюю и нижнюю граничные кривые, соответственно.

В другом исследовании [*Wang et al., 2006*], содержащем большой набор мировых сейсмических данных, представлено следующее соотношение:

$$\log(R_{\max}) = 2.05 (\pm 0.10) + 0.45 \cdot M \quad (3.36)$$

где R_{\max} – предельное расстояние от гипоцентра до эффекта разжижения (в

метрах), M – магнитуда основного толчка. Необходимым условием здесь является $M > 4$, поскольку большее количество рассматриваемых землетрясений происходило на глубине около 10 км. Однако с помощью подземных взрывов, произведенных сравнительно намного ближе к поверхности, авторы зарегистрировали разжижение грунта для эквивалента магнитуды сейсмособытия $M \sim 2$.

Идею измерения расстояния для эффектов разжижения от сейсмогенерирующего разлома, а не от эпицентра, для землетрясений на территории США графически представили Т. Юд и Д. Перкинс [Youd, Perkins, 1978]. Позднее другие авторы предложили аналогичные соотношения для разных регионов мира [Ambraseys, 1988; Papadopoulos, Lefkopoulos, 1993; Papathanassiou et al., 2005].

Все ранее полученные зависимости были приведены к однотипной связи с магнитудой M_S по [Heaton et al., 1986] (см. рис. 1.1) и сопоставлены на графиках с предложенными в настоящей работе граничными кривыми (рис. 3.14).

На рис. 3.14, а, б (кривые под № 1) видно, что два предложенных соотношения (табл. 3.2, уравнения (9), (31)) увеличивают предельные эпицентральные (гипоцентральные) расстояния для проявления косейсмических процессов разжижения грунта при $5.2 (5.3) \leq M_S \leq 8.1 (7.8)$, в сравнении с соответствующими зависимостями для других регионов мира. Основанием этому является пространственное распределение эффектов во время Олекминского землетрясения 14.09.1958 г. ($M_S = 6.5$), произошедшего на юге Якутии. Тогда в северо-восточной части Чарской впадины, в 180 км от его эпицентра образовался грифон высотой до 25 м, и пульсационно выбрасывалась грязь, к тому же дебит воды, в целом, увеличился [Живая тектоника..., 1966]. Предполагается, что это связано с гидрогеологическими особенностями района, где термальные источники могут оказывать существенное влияние на развитие процессов разжижения грунта. Так, при отсутствии вышеописанного пункта в выборке параметров, получаемые

кривые (под № 2 на рис. 3.14, а, б) уже не являются лимитирующими для распространения рассматриваемого косейсмического процесса и отстоят от графиков по мировым данным [Papadopoulos, Lefkopoulos, 1993; Wang et al., 2006] в 1,3–1,7 раза по оси абсцисс при равных значениях магнитуды.

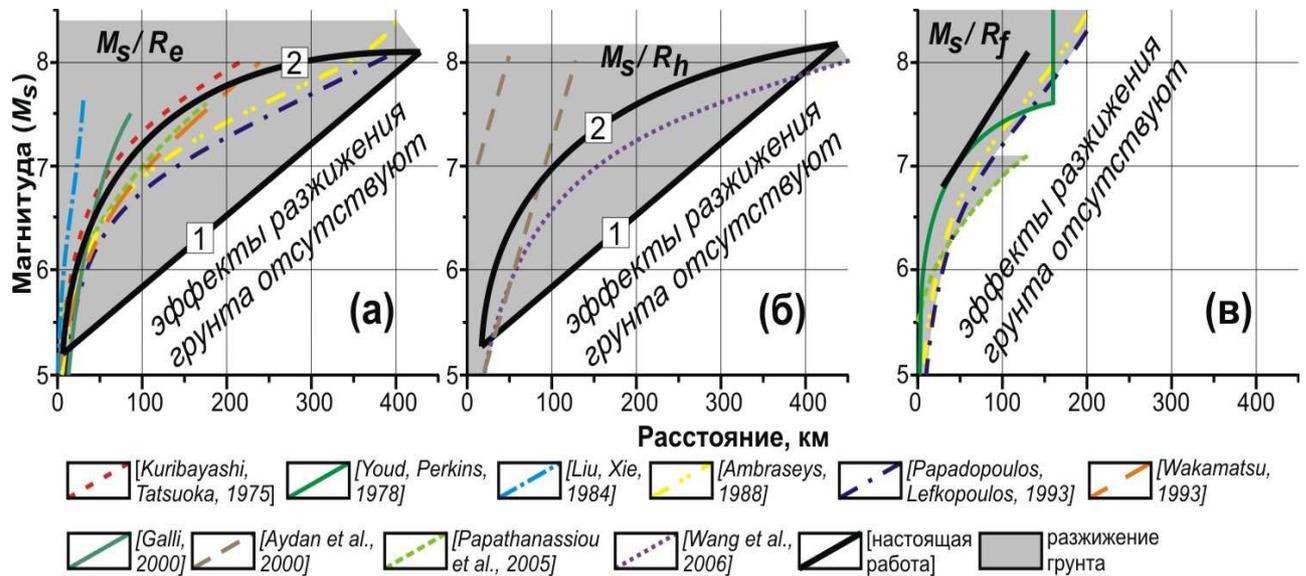


Рис. 3.14. Сопоставление предложенных граничных кривых соотношений магнитуды землетрясения M_S и максимальных расстояний от эпицентра R_e , км (а), от гипоцентра R_h , км (б) и от сейсмогенерирующего разлома R_f , км (в) для разных регионов мира.

Остальные пояснения см. в тексте

На рис. 3.14, в несколько кривых ограничивают предельную область развития процессов разжижения грунта на удалении от разлома, закрашенную серым цветом. Таким образом, необходим дополнительный обзор всех имеющихся данных для составления общего порогового соотношения. В целом, конфигурация всех предложенных кривых на графиках свидетельствует о локализации эффектов разжижения ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем к эпицентру. Полученная в настоящем исследовании кривая (уравнение (3.11)) не является предельной, поскольку расположена внутри закрашенной области, но, тем самым, демонстрирует наибольшую приуроченность к инициирующему дизъюнктивному нарушению при увеличении энергии землетрясения.

Результаты исследований, представленных в настоящей главе

диссертационной работы, можно сформулировать следующим образом:

1) В рамках информационной системы «ActiveTectonics» усовершенствована структура базы данных по косейсмическим эффектам, которая в программной среде MapInfo интегрирует информацию о последствиях современных, исторических и палеоземлетрясений, и позволяет решать широкий спектр специализированных задач.

2) Осуществлено наполнение базы данных информацией о последствиях инструментально зарегистрированных землетрясений, а также собранной во время полевых работ для территории в рамках координат 42° – 62° с.ш. и 80° – 124° в.д. На основании этих данных сделана выборка по сейсмичности инструментального периода наблюдений, которая состоит из 276 пунктов с вторичными косейсмическими эффектами в геологической среде, вызванными 53 землетрясениями с 1950 г. по 2008 г. 45 пунктов представлены случаями разжижения грунта, условием возникновения которых на территории исследования являются магнитуда $M_S \geq 5.2$ и эпицентральная интенсивность $I_0 \geq 6-7$ баллов (шкала MSK-64), а глубины очагов ассоциируемых сейсмособытий варьируют от 10 до 40 км.

3) Разработана классификация косейсмических эффектов в геологической среде, которая является удобным инструментом при работе с большим информационным массивом.

4) На основании выборки данных получены 32 соотношения, связывающие параметры землетрясений (магнитуду по поверхностным волнам (M_S) и эпицентральную интенсивность (I_0) в баллах шкалы MSK-64) с предельными расстояниями от эпицентра ($R_{e\max}$), гипоцентра ($R_{h\max}$) и сейсмогенерирующего разлома ($R_{f\max}$) для всех косейсмических эффектов и отдельно – для эффектов разжижения.

5) Установлено, что в большинстве случаев вторичные деформации от землетрясения распространяются в пространстве дальше от эпицентра, чем от разлома. Эффекты разжижения грунта локализуются в несколько раз ближе к сейсмогенному источнику, чем все остальные эффекты. В среднем,

максимальное расстояние от эпицентра в 2 раза, а от сейсмогенерирующего разлома в 10 раз меньше для проявления процессов разжижения, чем для всех эффектов.

6) В пределах 20 км от эпицентра произошло 15 % всех случаев разжижения грунта, а в пределах 40 км — 44 %.

7) Более половины всех эффектов (52 %) и структур разжижения грунта (71 %) сосредоточены в пределах 20 км от инициирующего разлома, а в пределах 40 км — 78 % и 90 %, соответственно.

8) За исследованный временной интервал превалирующие сдвиговые смещения в очагах землетрясений вызвали более половины (60 %) всех косейсмических эффектов и 93 % случаев разжижения грунта, сбросовые – 36 % и 7 % соответственно, а взбросовые – лишь 4 % от всех эффектов и ни одного случая разжижения грунта. Структуры разжижения при доминировании сдвиговых подвижек пространственно тяготеют, в среднем, в 3,7 раза ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем все остальные косейсмические эффекты.

9) По имеющейся выборке данных не отмечено существенного влияния глубины очага землетрясения и его фокального механизма в совокупности на образование косейсмических эффектов разжижения.

10) Установлено, что два предложенных соотношения (таблица, уравнения (3.9), (3.31)) увеличивают предельные эпицентральные (гипоцентральные) расстояния для проявления косейсмических процессов разжижения грунта при $5.2 (5.3) \leq M_S \leq 8.1 (7.8)$, в сравнении с соответствующими зависимостями для других регионов мира, что связано с гидрогеологическими особенностями района исследований. Напротив, если сравнивать соотношение M_S и максимального расстояния от сейсмогенерирующего разлома (уравнение (3.11)) с ранее полученными другими авторами подобными соотношениями, то оно демонстрирует более тесную пространственную связь эффектов разжижения с инициирующим дизъюнктивным нарушением.

Таким образом, подтверждается закономерность в распространении в пределах областей динамического влияния сейсмогенерирующих разломов большинства косейсмических эффектов, в том числе структур разжижения грунта. Для последних прочность такой пространственной связи выше, чем для других территорий мира, что обусловлено, очевидно, влиянием региональных геологических особенностей юга Сибири и Монголии. Формирование структур разжижения в большей степени зависит от магнитудной характеристики землетрясения и происходит в его эпицентральной зоне, начиная с $M_S = 5.2$.

Глава 4

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВТОРИЧНЫХ СЕЙСМОГЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИБАЙКАЛЯ

В качестве эталонных полигонов для отработки региональных геолого-структурных критериев выделения сейсмогенных структур на юге Сибири, главным образом, в рыхлых и слабосцементированных четвертичных отложениях были выбраны два участка. Это плейстосейстовые области сильных землетрясений Прибайкальского региона — исторического Цаганского 12.01.1862 г. ($M \sim 7,5$) и инструментально зарегистрированного Мондинского 4.04.1950 г. ($M = 7,0$). Данный подход основывается на принципе актуализма, который широко применяется, в том числе, и в палеосейсмогеологических исследованиях.

4.1. Сейсмогенные структуры в рыхлых отложениях эпицентральной зоны Цаганского землетрясения 1862 г.

Образование залива Провал, обусловленное опусканием прибрежного участка суши с Цаганской степью под воды озера Байкал, вызвано катастрофическим Цаганским землетрясением 12 января 1862 г. с $M \sim 7,5$ и интенсивностью в эпицентре X баллов [*New catalog...*, 1977]. Оно ощущалось на площади около 2 миллионов км², а повреждения зданий наблюдались на эпицентральной расстоянии до 600 км [*Сейсмическое...*, 1977]. Плейстосейстовая область этого сейсмособытия стала одним из эталонных полигонов для изучения сейсмогенных деформаций в четвертичных отложениях (рис. 4.1.1).

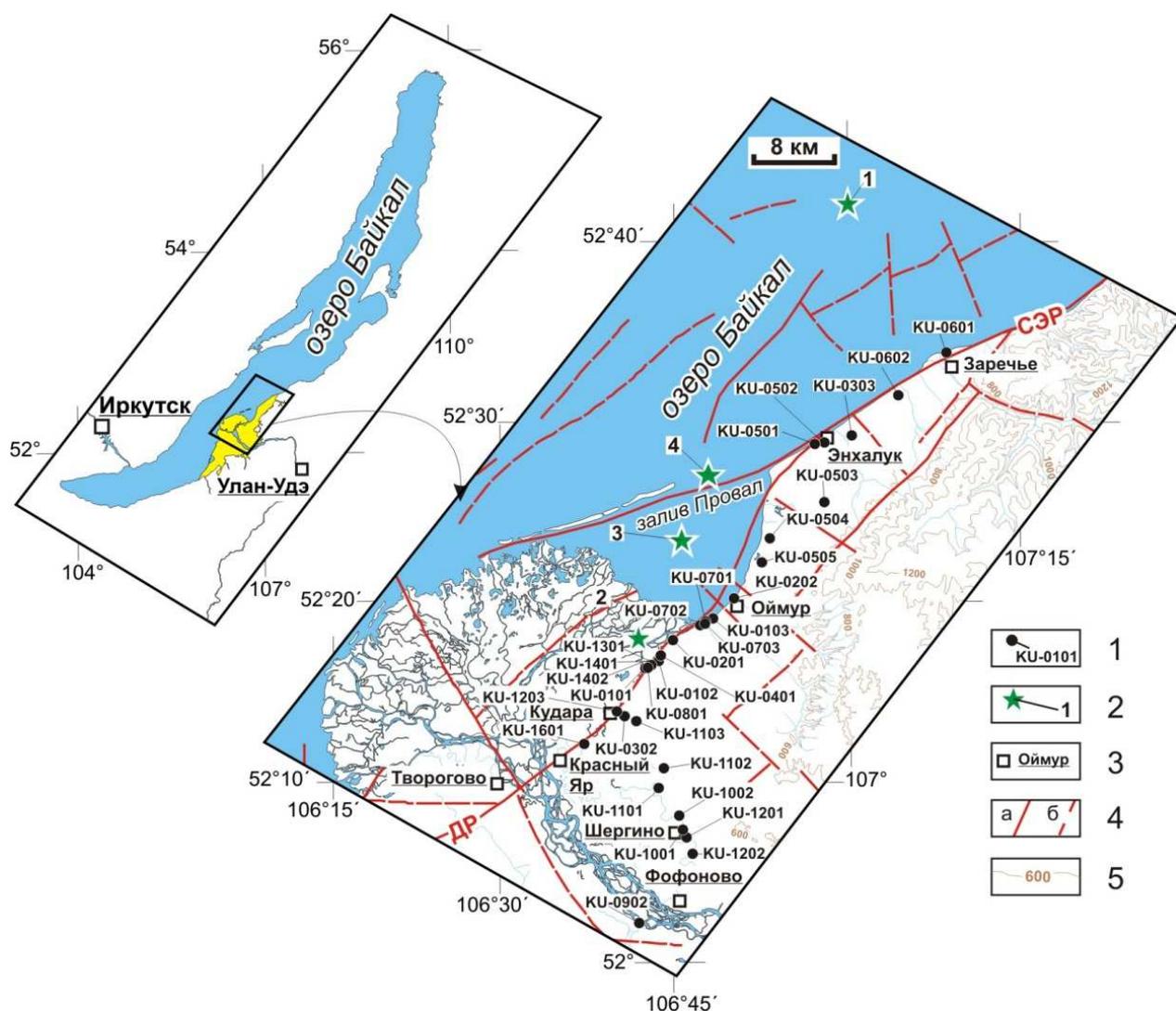


Рис. 4.1.1. Район исследований и расположение точек наблюдений вдоль профилей между населенными пунктами Красный яр — Заречье и Кудара — Шергино.

Условные обозначения: 1 — точка наблюдения и ее полевой номер; 2 — инструментальный эпицентр Среднебайкальского землетрясения 29.08.1959 г. (1) по данным БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс] и макросейсмический эпицентр Цаганского землетрясения 12.01.1862 г. (2) по данным БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс], (3) по данным [New Catalog., 1982], (4) по данным [Голенецкий, 1996]; 3 — населенный пункт; 4 — разломы достоверно установленные (а) и предполагаемые (б) по [Лунина и др., 2010]; 5 — сплошные горизонталы (проведены через 200 м).

Буквами на карте обозначены: ДР — Дельтовый разлом, СЭР — Сахалин-Энхалукский разлом

4.1.1. Краткая геолого-структурная характеристика района

Дельта р. Селенги и близлежащая территория расположены в пределах Селенгинской депрессии, в строении которой участвуют древние кристаллические (докембрий – нижний палеозой) и мезозойско-кайнозойские

осадочные образования [*Сейсмогеология...*, 1981]. Максимальная мощность кайнозойских отложений, судя по геофизическим данным, отмечается на обращенном к оз. Байкал северо-западном краю дельты р. Селенги, где по разным оценкам достигает от 5 до 7 км [*Мац и др.*, 2001]. Здесь выделяется еще одна отрицательная морфоструктура – Дельтовый прогиб, который вытянут в виде линзы в северо-восточном направлении. В литоральной зоне оз. Байкала он выражен в рельефе валами, западинами, на берегу ограничивается Дельтовым разломом, который хорошо дешифрируется на космофотоснимках и простирается на северо-восток по линии с. Творогово – с. Кудара – мыс Облом. В новейшее время данная разломная зона была активизирована и проявилась серией сближенных сбросов с незначительной горизонтальной компонентой смещения. К Дельтовому разлому приурочены некоторые сейсмогенные структуры, а к его окончаниям — эпицентры многих землетрясений района, отслеженных за инструментальный период [*Лунина и др.*, 2009б]. Более того, весь район Дельтового прогиба выделен в зону максимальной сейсмичности с $M > 7$ [*Сейсмогеология...*, 1981].

Вышеупомянутые тектонические структуры перекрыты четвертичными отложениями. Наибольшую мощность имеет толща озерно-аллювиальных песков, супесей и суглинков. На сегменте с. Оймур — с. Энхалук, в разрезе высоких байкальских террас, преобладают глинистые грунты с прослоями песков и галечников общей мощностью до 400 – 500 м. Пески (по данным [*Сейсмогеология...*, 1981]) обладают повышенной пористостью и часто имеют свойства истинных (пылеватые и иловатые разности) или псевдоплывунов (гравелистые разности). Супеси и суглинки старичного аллювия также имеют текучую консистенцию [там же]. Таким образом, можно констатировать присутствие в районе рыхлых отложений, потенциально подверженных процессам разжижения и флюидизации.

Судя по палеоклиматическим реконструкциям для территории оз. Байкала, в голоцене отмечены фазы потепления и похолодания [*Мац и др.*, 2001]. С момента завершения так называемого климатического оптимума

(около 2,5 тыс. л.н.) и до настоящего времени выделяется агградационная эпоха (криохрон) [Фотиев С.М., 2009], с постепенным понижением температур воздуха и пород и образованием новой маломощной криогенной толщи. В исследуемом районе глубина сезонного промерзания грунтов варьирует от 1 до 3,8 м [Сейсмогеология..., 1981], вечная мерзлота почти отсутствует. На поверхности байкальских террас встречены криогенные грунтовые жилы, клинья, полигональные разности, напоминающие сейсмиды и осложняющие их выделение.

4.1.2. Исторические описания последствий Цаганского землетрясения

Наиболее полные обобщения описаний макросейсмических проявлений Цаганского землетрясения были собраны С.И. Голенецким [1996] и Э.В. Деминым [2005]. С.И. Голенецкий на основании этих сводок описал схему изосейст и проанализировал особенности распределения интенсивности сейсмических сотрясений по площади.

Руководствуясь данными вышеупомянутых источников, во время основного толчка землетрясения 12 января 1862 г. люди почувствовали сильный вертикальный удар, земля заволновалась и вздулась буграми, из вершин которых через широкие трещины выбрасывалась вода и песок. Из колодцев вылетали деревянные срубы, а вода из них била фонтанами на высоту в 3 сажени (6,4 м). Наиболее интенсивные колебания ощущались в деревнях Шерашево, Инкино, Красниково, Дубинино и Оймур, расположенных на уступе (песчано-глинистом увале). Там появилось много трещин, из которых выступала вода с илом; местами она фонтанировала на высоту до 1 сажени (2,13 м). В некоторых избах выбрасываемый песок выбивал даже половицы.

Главный разрыв северо-восточного направления образовался вдоль увала и прослеживался до деревни 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 деревни Дубинино, А.Х. Фитингоф заметил между ней и деревней Оймур часть пашенной городьбы, смещенной по типу сброса не менее чем на 2 сажени (4,26 м). По наблюдениям И.А. Лопатина ширина продольных разрывов достигала целого аршина (0,71 м), видимая глубина — до 2 сажень (4,26 м). В настоящее время длина сейсмодислокации оценена в 30 км [New catalog., 1982], что сопоставимо с длиной береговой линии 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 р. Селенги на восток [Вологина и др., 2007]. Помимо главного разрыва северо-восточного простиранья 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 торосам, встречаемым зимой на льду, которые свидетельствовали о направлении давления к югу.

Сейсмогеологические исследования следов 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-концентрические плоскости оползней соскальзывания, коллювиальные клинья, складки, различно деформированные слои и интенсивная трещиноватость [Дельянский, 1993; Хромовских, 1995]. Более подробных сведений о результатах этих работ, судя по всему, опубликовано не было.

Приведенные данные свидетельствуют, что во время Цаганского землетрясения наряду с разрывными деформациями в эпицентральной зоне интенсивно проявились процессы разжижения и флюидизации. Благоприятным фоном для этого послужили водонасыщенные песчаные и

лессовидные отложения, распространенные на территории. Эти факты позволили нам наметить маршруты поисков вторичных косейсмических деформаций на избранном эталонном полигоне.

4.1.3. Результаты полевых исследований и наблюдаемые деформационные структуры

В результате полевых исследований на сегментах с. Красный Яр — с. Заречье и с. Кудара — с. Шергино нами созданы два геолого-структурных профиля (см. рис. 4.1.1), в пределах которых канавами и зачистками были вскрыты четвертичные отложения, содержащие различные внутриформационные структуры и разрывные деформации, представленные зонами трещиноватости, системами трещин и/или разрывами как со смещениями, так и без них. Всего было изучено 32 разреза. В них преобладают пески, суглинки и супеси с прослоями и вкраплениями палеопочв, реже — с делювиальным материалом. Осадки визуально отличаются по цветовой гамме и гранулометрическому составу, имеют хорошую сортировку и изменяющуюся мощность, что позволяло отчетливо видеть деформации (при их наличии) в стенках выработок (рис. 4.1.2, 4.1.3). Радиоуглеродное датирование отобранных на разных глубинах образцов (рис. 4.1.2, табл. 4.1.1), выполненное Л.А. Орловой в Институте геологии и минералогии СО РАН, показывает позднеголоценовый возраст изученных толщ .

Деформационные структуры, изученные нами в разрезах, прорывали современные отложения, либо были приурочены к ним, а также находились в интервалах с трещинами со смещениями, либо выполняли эти трещины. Кроме того, полевые исследования проводились в сейсмогенном уступе и в местах, где были описаны выбросы воды с осадочным материалом во время Цаганского землетрясения, поэтому большинство наблюдаемых деформаций можно уверенно связать с подземным толчком 1862 г.

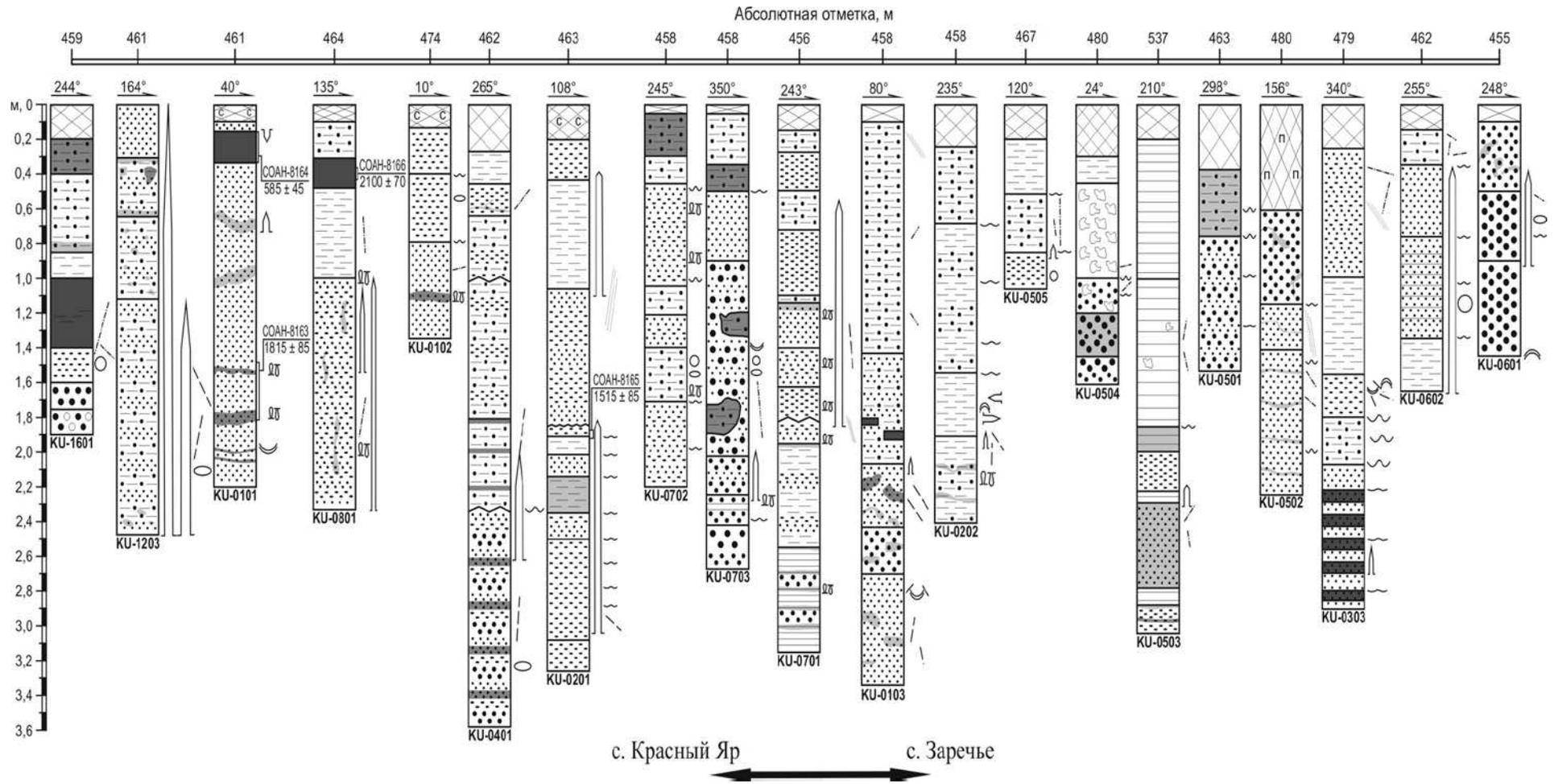


Рис. 4.1.2. Стратиграфическая приуроченность деформаций в разрезах рыхлых четвертичных отложений профиля «Красный Яр – Заречье».

Условные обозначения см. на рис. 4.1.3

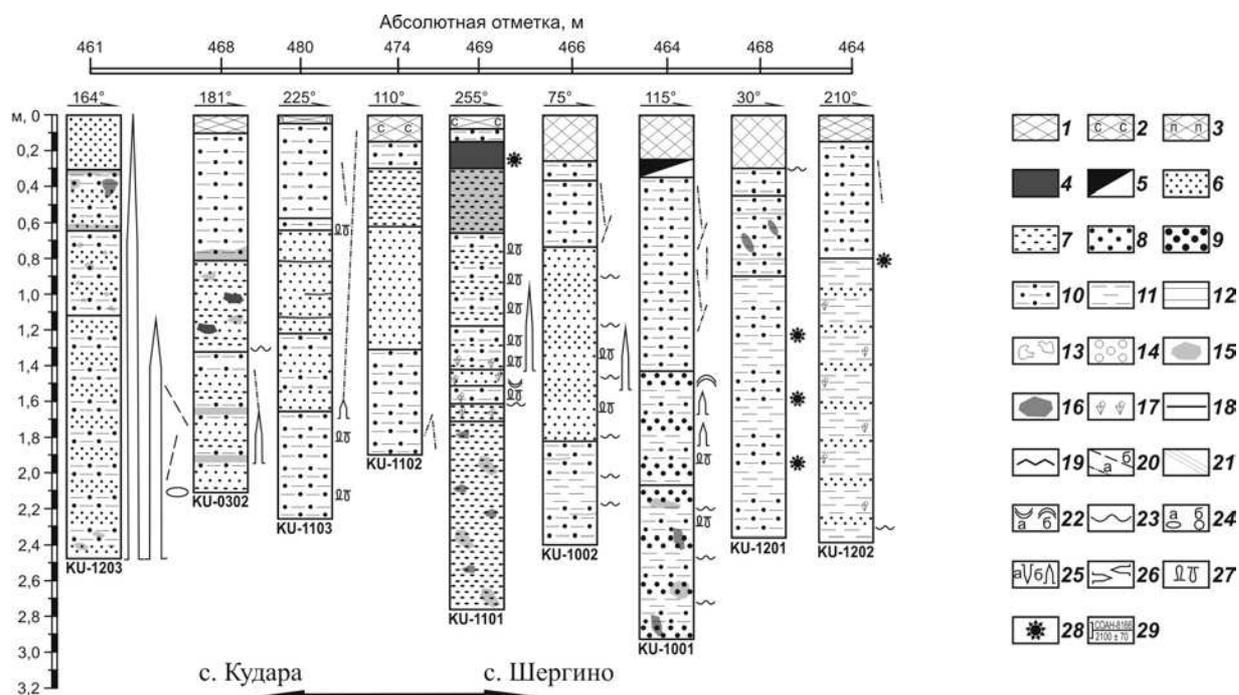


Рис. 4.1.3. Стратиграфическая приуроченность деформаций в разрезах рыхлых четвертичных отложений профиля «Кудара – Шергино».

Условные обозначения. 1 — современный почвенно-растительный слой (СПРС); 2 — СПРС супесчаного состава; 3 — СПРС песчаного состава; 4 — погребенный почвенный слой; 5 — техногенный интервал, с обломками кирпичей и жженных досок; 6 — мелкозернистый песок; 7 — тонкозернистый песок; 8 — среднезернистый песок; 9 — крупнозернистый песок; 10 — супесь; 11 — суглинок; 12 — глина; 13 — делювиальный грубообломочный материал; 14 — гравий; 15 — лимонитизированный участок; 16 — гумусированный участок; 17 — битум; 18 — граница литологических разновидностей; 19 — граница между ступенями зачистки; 20 — сколовые трещины без видимых смещений (а) и со смещениями (б); 21 — зоны трещиноватости; 22 — складкоподобные структуры синклиналильные (а) и антиклиналильные (б); 23 — конволютная слоистость; 24 — линзовидные (а) и овоидные (б) формы; 25 — кластические дайки нептунические (а) и инъекционные (б); 26 — инъекционные осадочные силлы; 27 — микродайки; 28 — криогенные деформации; 29 — место отбора пробы, ее лабораторный номер (вверху) и возраст, определенный радиоуглеродным методом (внизу), согласно табл. 4.1.1.

Под осадочной колонкой указан номер точки наблюдения, над ней — экспозиция лицевой стенки зачистки и абсолютная отметка рельефа.

В пределах профилей в канавах и зачистках были задокументированы пластические и хрупко-пластические типы сейсмиков, а также не заполненные веществом разрывные нарушения. Из пластических сейсмогенных структур в рыхлых отложениях встречено множество аналогов сейсмиков, описанных в работе [Montenat et al., 2007] (рис. 4.1.4). Они были, в основном, представлены:

Таблица 4.1.1

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

Лабораторный номер пробы	Номер т.н.	Координаты т.н., град.		Глубина отбора, м	Возраст по ^{14}C , лет	Калиброванный возраст, лет (cal BP)	
		с.ш.	в.д.			верхняя граница	нижняя граница
СОАН-8163	KU-0101	52.27110	106.70952	1.48– 1.82	1815 ± 85	1543	1925
СОАН-8164				0.15– 0.33	585 ± 45	529	655
СОАН-8165	KU-0201	52.29851	106.74783	1.9	1515 ± 85	1285	1597
СОАН-8166	KU-0801	52.27225	106.7122	0.4	2100 ± 70	1922	2308

Примечание. ^{14}C возраст рассчитан от 1950 г., использован период полураспада, равный 5570 лет. Калибровка радиоуглеродного возраста производилась с использованием программы «Calib» (версия 6.1.0) [Stuiver, Reimer, 1993], по набору данных для калибровки «IntCal09» [Reimer et al., 2009].

1) Часто фиксируемыми хаотическими ассоциациями разнообразных структур, образуемых при общем разжижении и выбрасывании водонасыщенных грунтов.

2) Структурами сокращения в форме опрокинутых складок (или микроползнями по классификации в [Montenat et al., 2007] и на рис. 1.6), которые были смещены по типу взброса сингенетическими разрывными нарушениями (т.н. KU-0303);

3) Песчаным вулканом в прибрежной зачистке за с. Заречье (т.н. KU-0601), имеющим вид вертикальной столбообразной структуры диаметром до 10 см, выполненной светло-коричневым крупнозернистым песком.

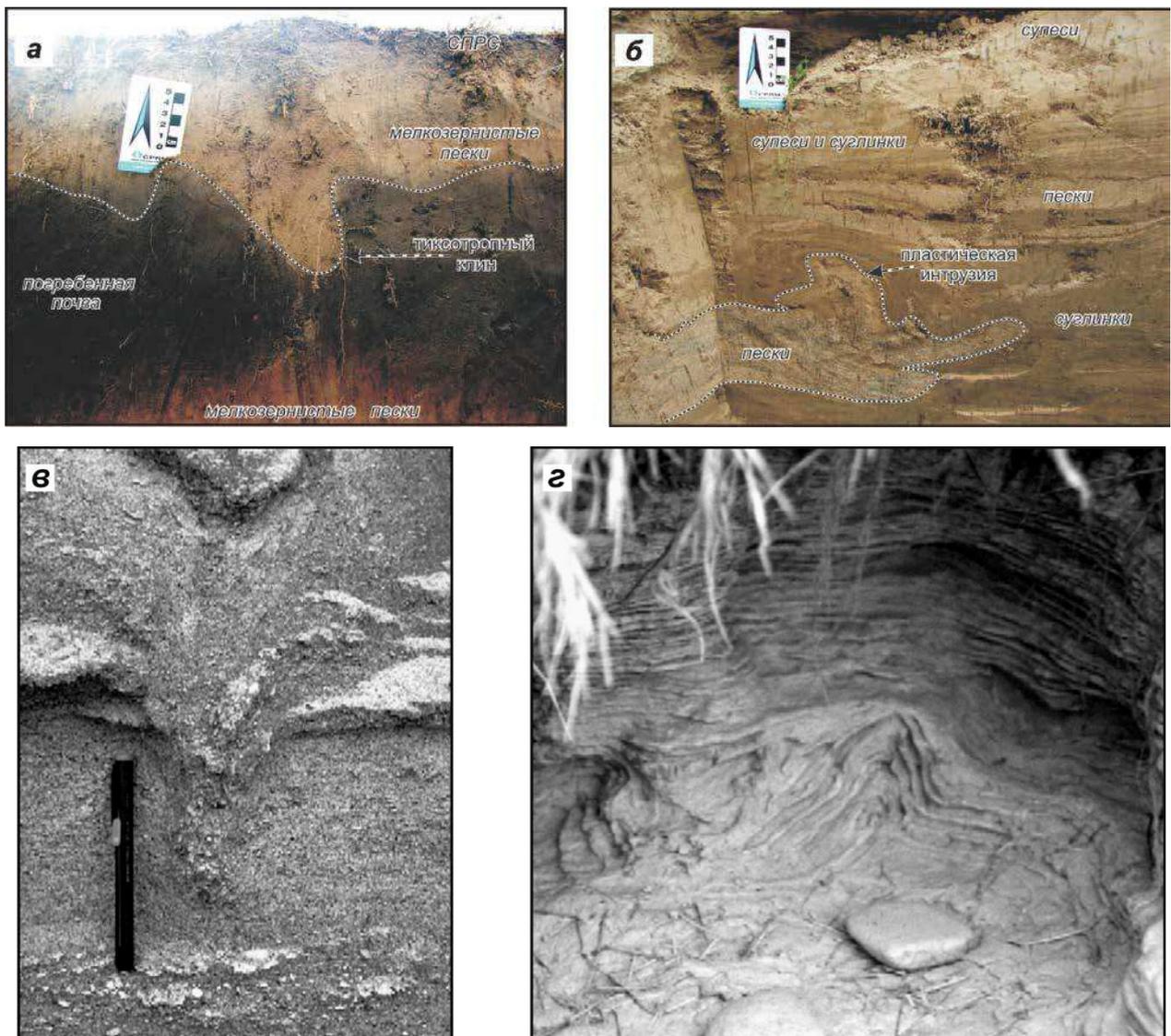


Рис. 4.1.4. Примеры сейсмиков пластического типа.

а, б — наблюдаемые в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г: тиксотропные клинья, т.н. КУ-0101 (*а*) и вихреобразная пластическая интрузия из линзы песка, т.н. КУ-0202 (*б*); *в, г* — представленные в работе [Montenat et al., 2007]: тиксотропные клинья в плейстоценовых прибрежных калькаренитах, Италия (*в*) и пластическая интрузия в баре устья бухты, Франция (*г*)

4) Пластическими интрузиями, подобными по форме диапирам (см. рис. 4.1.4, *б*).

5) Тиксотропными клиньями, обнаруженными в разрезе переслаивающихся мелкозернистых песков за северо-восточной окраиной с. Шерашово в т.н. КУ-0101 (рис. 4.1.4, *а*). Эти близповерхностные структуры проникали в погребенный почвенный слой мощностью 18 см, радиоуглеродный возраст которых — 585 ± 45 лет (проба СОАН-8164, см. табл. 4.1.1). Датировка свидетельствует, что почвы могли быть деформированы

тиксотропными клиньями именно во время Цаганского землетрясения.

Из хрупко-пластических сейсмогенных структур в рыхлых отложениях наблюдались разные виды кластических даек, а также автокластическая брекчия (рис. 4.1.5). Последняя была задокументирована наряду с пластическими деформациями в разрезе, представленном супесями, песками и суглинками разнообразного состава (рис. 4.1.5, в). Трещины, разделяющие фрагменты брекчии, почти всегда взаимосвязаны между собой и в момент деформационного события были наполнены флюидизированным материалом.

Встреченные нами кластические дайки сейсмогенного происхождения по размеру и особенностям проявления можно разделить на три вида:

1) Серии мелких инъекционных и нептоунических даек, названных нами «микродайками» (рис. 4.1.5, а), с высотой проникновения 0,01–0,24 м и толщиной 0,003–0,04 м. Стоит отметить, что А.А. Никонов [2007] описывает подобные структуры как «пальцеобразные протыкания слоев».

2) Инъекционные дайки с мощностью 0,02–0,16 м, выполненные более крупнозернистым материалом по сравнению с вмещающими отложениями (рис. 4.1.5, б, г). Некоторые структуры в пределах вскрытых разрезов проникают с глубин более 3–5 м, часто их борта смещаются по сингенетическим сбросам.

3) Нептоунические дайки, образующиеся в результате заполнения сейсмогенных трещин вышележащим материалом (рис. 4.1.5, б).

Разрывные нарушения в осадочных разрезах по кинематике были представлены преимущественно сбросами, но также отмечались и взбросы (рис. 4.1.6). Вертикальная амплитуда смещения вдоль них составляла от первых до десятков сантиметров.

Между населенными пунктами Инкино и Шерашево в уступе, вдоль которого по историческим данным проходил главный сейсмогенный разрыв от Цаганского землетрясения, были проведены траншейные исследования. Вскрытие уступа вкрест его простирания осуществлено тремя горными выработками общей протяженностью 33,5 м (рис. 4.1.7).

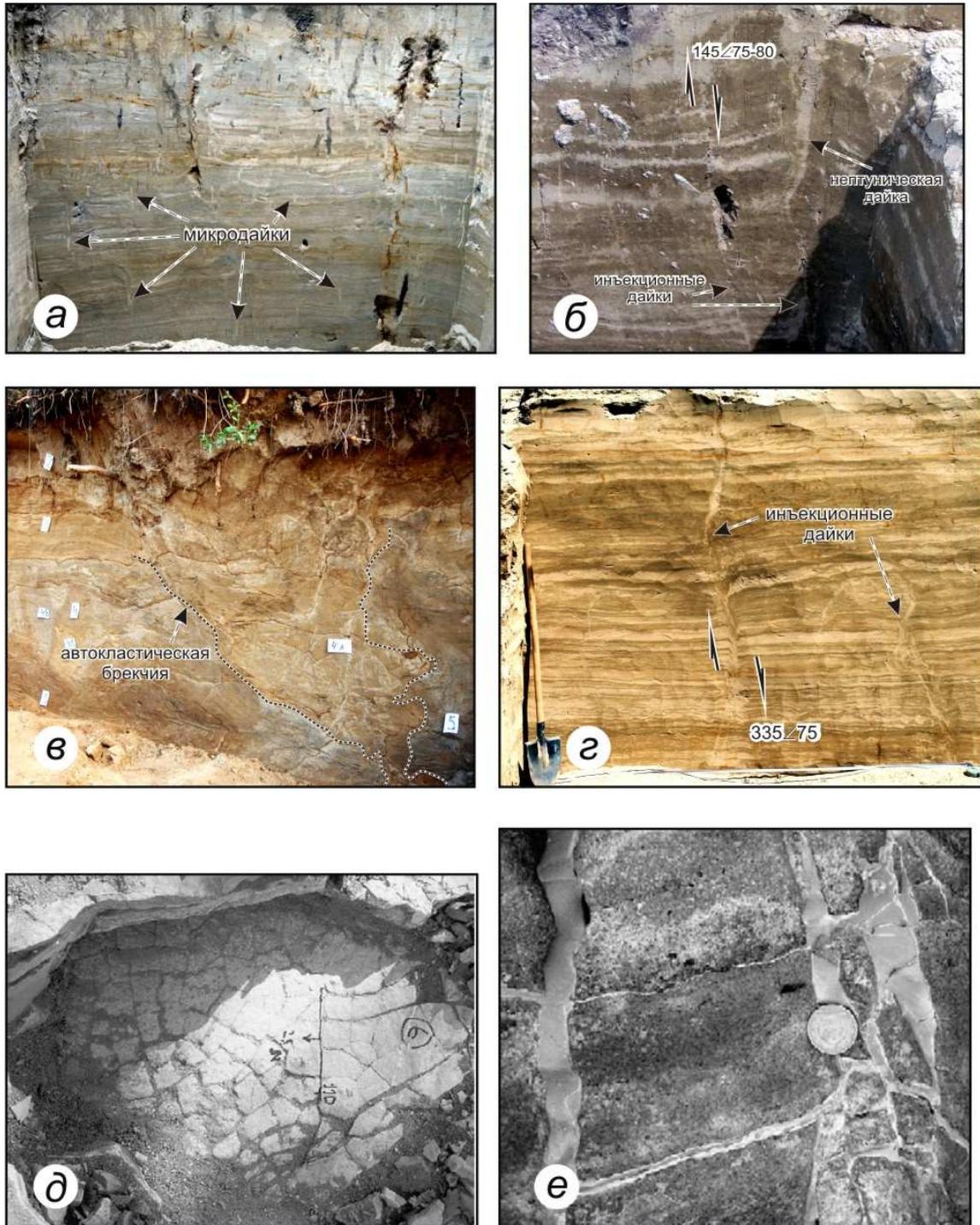


Рис. 4.1.5. Примеры сейсмиков хрупко-пластического типа.

a, б, в, г — наблюдаемые в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г: микродайки белесых тонкозернистых песков мощностью до 4 см, т.н. КУ-0801 (*a*), нептуническая дайка в сочетании с инъекционными дайками, одна из которых смещена по сбросу, т.н. КУ-0401 (*б*), автокластическая брекчия в придорожной зачистке, т.н. КУ-0602 (*в*) и 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*); *д, е* — представленные в работе [Montenat et al., 2007]: автокластическая брекчия в олигоценых озерных известняках, Франция (*д*) и инъекционные дайки микритовых известняков в зоне активного в плиоцене разлома, Италия (*е*)

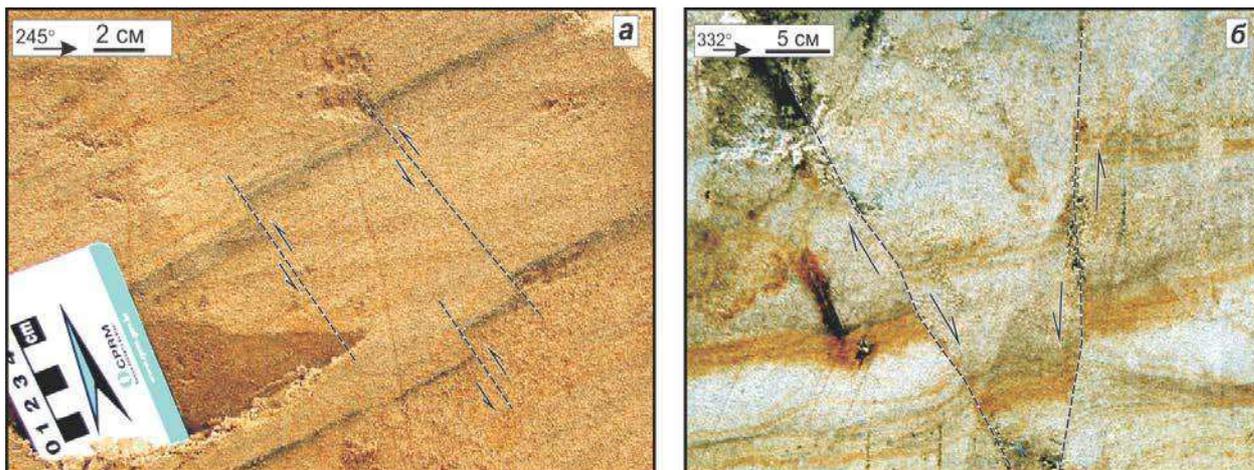


Рис. 4.1.6. Пример разрывных деформаций, наблюдаемых в разрезах рыхлых отложений в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения 1862 г. *а* — трещины с аз. пад. $245^\circ/51^\circ$ со взбросовыми смещениями 1 см гумусированных прослоев в песках, т.н. КУ-0103; *б* — трещины с аз. пад. $332^\circ/84^\circ$ и $120^\circ/75^\circ$ со сбросовыми смещениями 2,5–3 см, образующие грабен в разноцветных песках, т.н. КУ-0701. Фото О.В. Луниной.

В разрезах стенок выработок преобладают сбросовые разрывные деформации с амплитудами смещения от первых сантиметров до 0,5 м. Они представляют собой две сопряженные системы трещин с падением на северо-запад и юго-восток под углами от 45° до 87° . Реже встречаются отдельные взбросы с аз. пад. $130\text{--}140^\circ/57\text{--}81^\circ$ и амплитудами смещений 2–3,5 см. О проявлении процессов косейсмического разжижения и флюидизации можно судить по волнистости разноцветных слойков, растаскиванию опущенных суглинков в канаве, а также внедрению песков и супесей друг в друга. В юго-восточной части зачистки в т.н. КУ-1402 наблюдалась кластическая дайка комбинированного типа максимальной мощностью до 20 см в раздуве. Внизу она выполнена желтым лимонитизированным песком, который поступил из нижележащих слоев, вверху – серым мелко-среднезернистым бесструктурным песком, поступившим сверху. На контакте дайки с вмещающими осадками также прослеживается интенсивная лимонитизация.

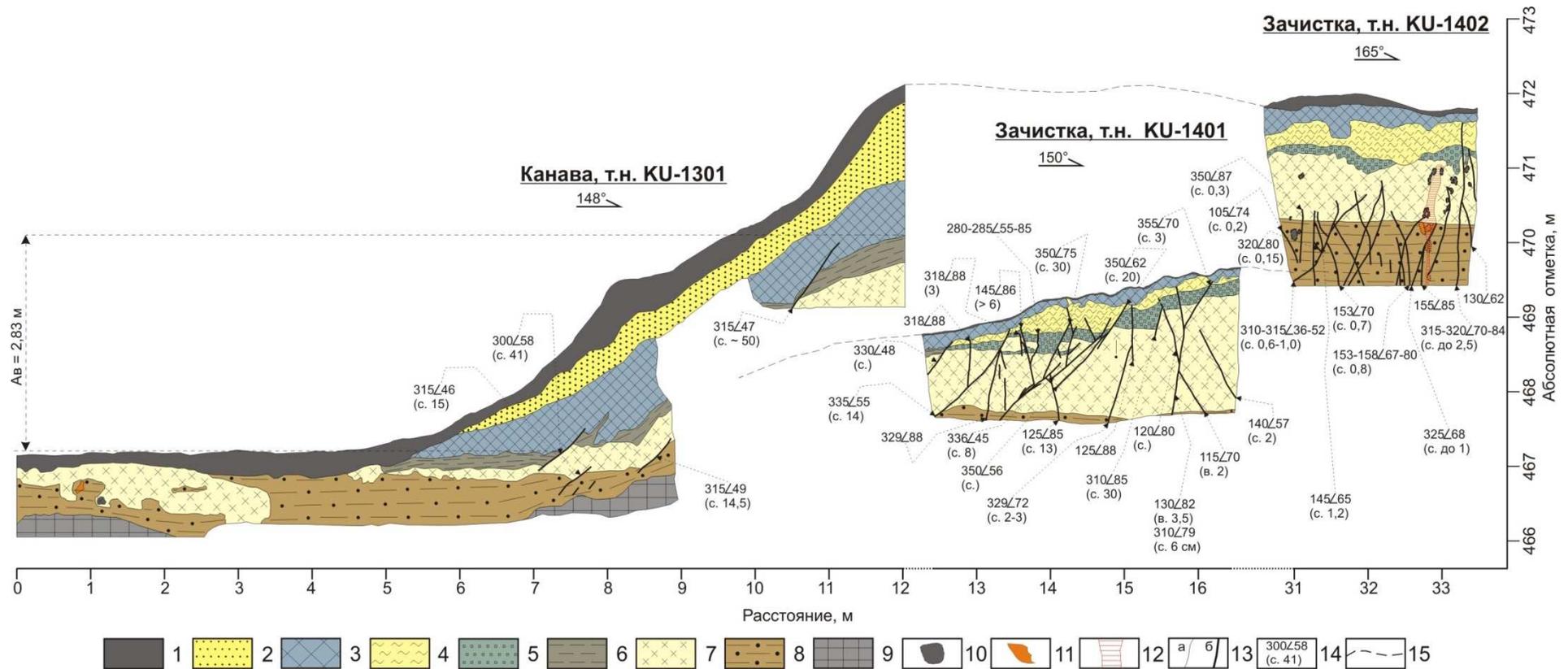


Рис. 4.1.7. Геологическое строение их северо-восточных стенок горных выработок, вскрывающих сейсмогенный уступ.

1 — современный почвенно-растительный слой; 2 — песок мелко- тонкозернистый светло-желтый; 3 — супесь буровато-серая, плотная, гумусированная; 4 — супесь бледно-желтая до серого, плотная; 5 — песок среднезернистый белесо-серый с прослоями крупнозернистого серого, темно-серого песка, слоистый, в затечных формах — бесструктурный, слегка гумусированный; 6 — коричневато-серый суглинок; 7 — песок мелко-среднезернистый желтовато-серый, коричневато-серый, слоистый; 8 — переслаивание желтых мелкозернистых лимонитизированных и серых мелко-тонкозернистых плотных песков, местами наблюдается их перемешивание; 9 — гумусированный суглинок (погребенный почвенный слой (?)); 10 — гумусированные участки; 11 — крупные лимонитизированные участки; 12 — кластическая дайка песка; 13 — границы литологических разновидностей 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 в см; 15 — расположение проектируемых линий рельефа. Обозначение «Ав» на разрезе — вертикальная амплитуда сбросовых смещений по зоне разрывов

В целом, во фрагментарном разрезе сейсмогенного уступа от Цаганского землетрясения фиксируется, что смещение реализовалось формированием ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением $300\text{--}350^\circ \angle 45\text{--}75^\circ$ и суммарной вертикальной амплитудой 2,83 м (см. рис. 4.1.7). Разрывные деформации сопровождались вторичными косейсмическими эффектами в виде кластических даек и пластических интрузий.

По 42 замерам трещин в стенках горных выработок были реконструированы оси главных нормальных напряжений с помощью тектонофизических методов П.Н. Николаева [1977] и М.В. Гзовского [1975] (рис. 4.1.8). Все полученные решения соответствуют типу напряженного состояния — растяжению. Оси минимальных сжимающих напряжений близгоризонтальны (с углами $0\text{--}5^\circ$) и ориентированы на СЗ–ЮВ, практически перпендикулярно к простиранию сейсмогенного уступа. Это свидетельствует о доминировании сбросовых подвижек по Дельтовому разлому, сгенерировавшему Цаганское землетрясение.

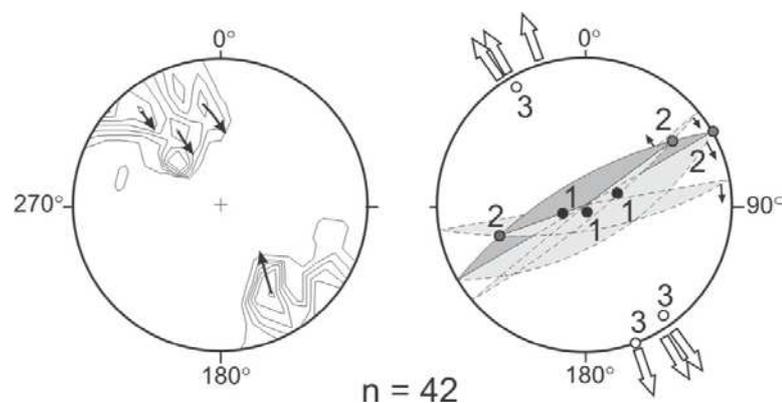


Рис. 4.1.8. Диаграммы трещиноватости и ориентировок векторов главных нормальных напряжений, реконструированных с использованием методов П.Н. Николаева [1977] и М.В. Гзовского [1975] по измеренным в выработках трещинам (см. рис. 4.1.7).

Диаграммы 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 разбросов в максимумах трещиноватости согласно методики [Николаев, 1977]. Внизу — количество измеренных трещин в трех выработках (n), цифрами внутри диаграммы указаны оси главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения.

В разрезах также фиксировались мерзлотные структуры (рис. 4.1.9), но интенсивность их проявления в сравнении с сейсмогенными деформациями слабая. Большинство таких структур было отмечено в близповерхностных интервалах зачисток (см. рис. 4.1.3), и эти участки были исключены из дальнейшего анализа.

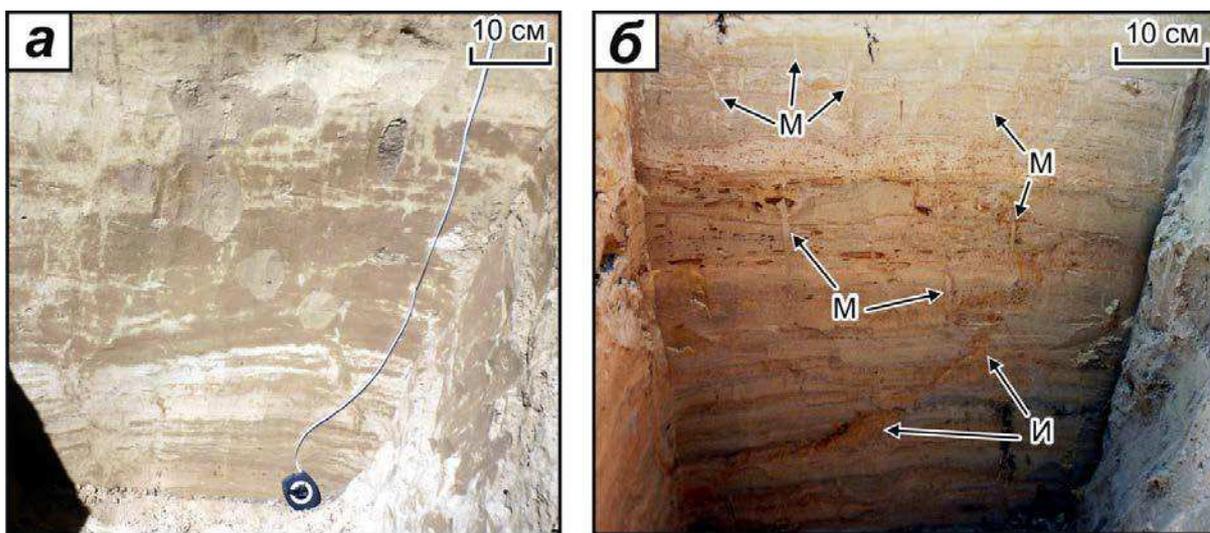


Рис. 4.1.9. Фрагменты разрезов осадочных отложений, зачистки в т.н. KU-1201 (а) и в т.н. KU-1101 (б). Фото О.В. Луниной.

Показаны деформационные интервалы разрезов, происхождение которых проинтерпретировано как мерзлотное (а), и как сейсмогенное (б). На фотографии справа (б) стрелками указаны микродайки (М) и инъекционная дайка (И).

4.1.4. Анализ параметров деформационных структур

Для анализа направлений известных и выявленных в ходе полевых работ деформационных структур в районе исследований были построены розы-диаграммы в программном продукте Rose 1.0 (рис. 4.1.10). Установлено, что простирание всех кластических даек сейсмогенного происхождения значительно варьирует, но в целом соответствует разломно-блоковой делимости территории. Преимущественное простирание остальных структурных элементов СВ–ЮЗ и в ряде случаев связано между собой. Так, второй по значимости максимум, отвечающий направлению 30° – 40° , на розе-диаграмме для сейсмогенных кластических даек совпадает со вторым максимумом для зон трещиноватости. В свою очередь, первый, наиболее

проявленный азимутальный пик зон трещиноватости 60° – 70° согласуется с максимумом простираения всех сколов со смещениями, и, вместе с тем, с одним из максимумов основных систем трещин. Второе наиболее распространенное направление основных систем трещин 40° – 50° наблюдается и на розе-диаграмме простираения разломов прилегающей территории. Важно отметить, что в эпицентральной зоне Цаганского землетрясения для сколов со взбросовыми смещениями доминирует ВСВ–ЗЮЗ ориентировка (70° – 80°), не характерная для других структурных элементов.

Таким образом, выявлено, что большинство фиксируемых кластических даек образовались в результате выполнения разрывных нарушений осадками из нижележащих и вышележащих пород.

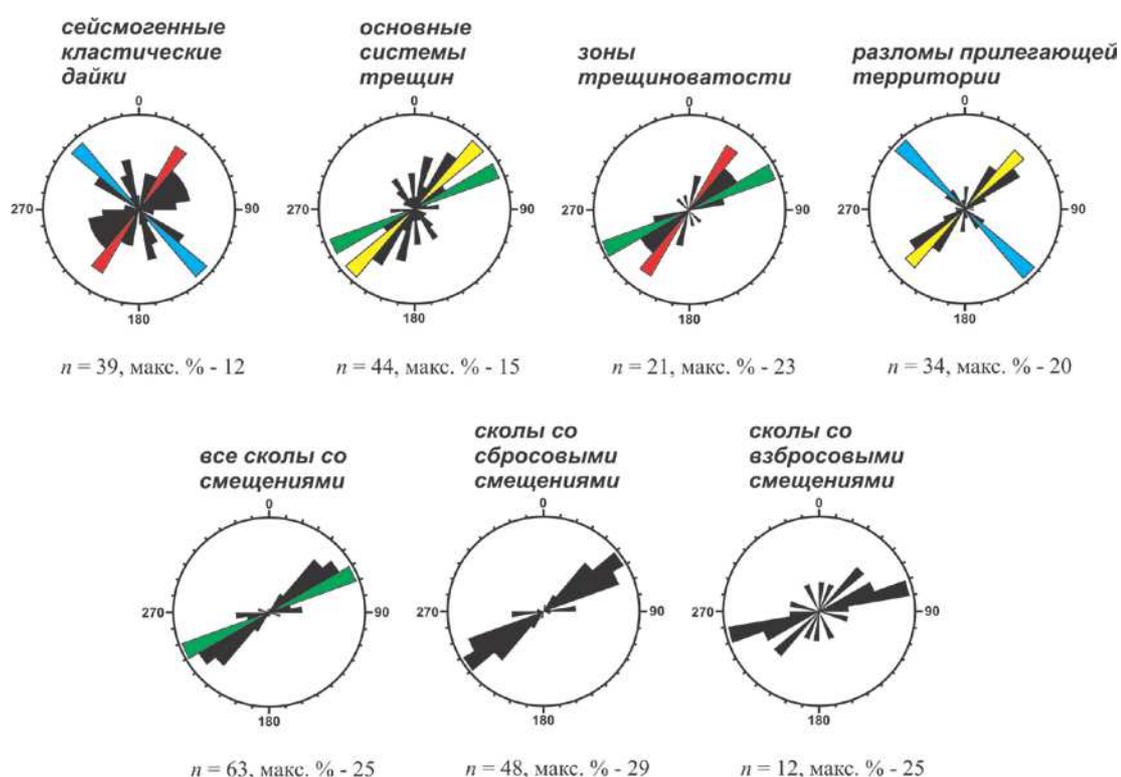


Рис. 4.1.10. Розы-диаграммы простираения деформационных структур с шагом 10° .

n — количество измерений, макс. % — максимальный процент для наибольшего луча на розе-диаграмме. Одним цветом (кроме черного) выделены совпадающие азимутальные пики на разных розах-диаграммах

Судя по распределению задокументированных структур в пределах изученных разрезов, в некоторых случаях они «обособляются» в

деформационные интервалы (например, т.н. KU-0101, KU-0801 на рис. 4.1.2). Это еще раз доказывает их сейсмогенное происхождение, согласно критериям, предложенным в работе [Sims, 1975]. В осадочном разрезе, обнаженном зачисткой в т.н. KU-0101, в интервале 1,5–2,5 м сейсмогенные структуры являются секущими по отношению к гумусированным слоям с калиброванным возрастом 1543–1925 лет cal BP (см. табл. 4.1.1). Эти структуры могли образоваться до 655 лет cal BP (СОАН-8164), что является нижней возрастной границей вышележащей погребенной почвы. В осадочном разрезе, вскрытом канавой в т.н. KU-0201 (см. рис. 4.1.2), возраст деформационного интервала 1,8–3,5 м моложе, чем датировка гумусированного материала (1285–1597 лет cal BP, СОАН-8165), отобранного в верхней части инъекционной дайки. Таким образом, калиброванный возраст ближайшего предполагаемого палеоземлетрясения в районе зал. Провал можно оценить в 655–1285 лет cal BP.

По мнению некоторых исследователей, возможность локализации эпицентра доинструментального землетрясения может основываться на изучении интенсивности распределения в пространстве ассоциируемых с ним сейсмиков [Obermeier et al., 2005]. В качестве оценочных параметров были предложены и апробированы мощности песчаных даек [Green et al., 2005], а также суммы мощностей даек, нормированных на длину обнажения [Munson and Munson, 1996]. Кроме того, высота структур гидроразрыва в таком подходе играет не последнюю роль [Obermeier et al., 2005] (см. рис. 1.6). Исходя из наших количественных данных, собранных в районе исследования, значения высот проникновения и толщин сейсмогенных кластических даек, в целом, слабо коррелируют между собой (рис. 4.1.11). Использование каждого параметра в отдельности может привести к некоторым погрешностям при установлении местоположения сейсмоисточника. Кроме того, при сопоставлении нескольких точек наблюдения необходимо учитывать размеры разрезов осадочных толщ, изученных горными выработками. Также при полевых работах было отмечено, что на проявление микродаек существенно

влияет толщина ритма, представляющего собой два чередующихся осадочных слоя, различных по составу и свойствам, в пределах которых наблюдаются такие структуры.

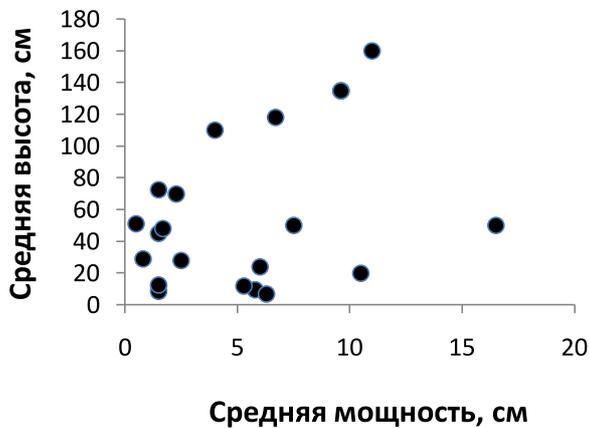


Рис. 4.1.11. Соотношение средних мощностей и высот проникновения (в см) всех кластических даек сейсмогенного генезиса, встреченных в разрезах рыхлых отложений

На основании вышесказанного, нами были разработаны два новых количественных параметра для хрупко-пластического типа сейсмиков — безразмерные средние индексы интенсивности проявления кластических даек и микродаек. Для вычисления индекса интенсивности проявления кластических даек в зачистке (I_{cd}) предложена формула:

$$I_{cd} = \frac{N_{cd} \cdot m_{cd} \cdot h_{cd}}{H \cdot L} \cdot 10000, \quad (4.1.1)$$

где: N_{cd} — количество, m_{cd} — средняя мощность (м), h_{cd} — средняя видимая высота кластических даек в разрезе (м), H — высота зачистки (м), L — длина зачистки (м). Так как получаемая в числителе средняя площадь большинства хрупко-пластических сейсмиков в зачистке мала по отношению к площади самой зачистки, полученный индекс рекомендуется приводить к целому числу, умножая на среднюю разницу отношения (на 10000).

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

$$I_{md} = d \cdot \frac{N_{md} \cdot m_{md} \cdot h_{md}}{H \cdot L} \cdot 10000, \quad (4.1.2)$$

где в числителе N_{md} , m_{md} и h_{md} — количество, средняя мощность (м) и средняя видимая высота микродаек (м), соответственно, а в знаменателе — площадь зачистки $H \times L$ (m^2), d — безразмерный показатель мощности ритма (m_r), отражающий отношение его минимального значения к максимальному (m_{rmin} / m_{rmax}). Пример измерения необходимых параметров в полевых условиях для дальнейшего вычисления предложенных индексов продемонстрирован на рис. 4.1.12.

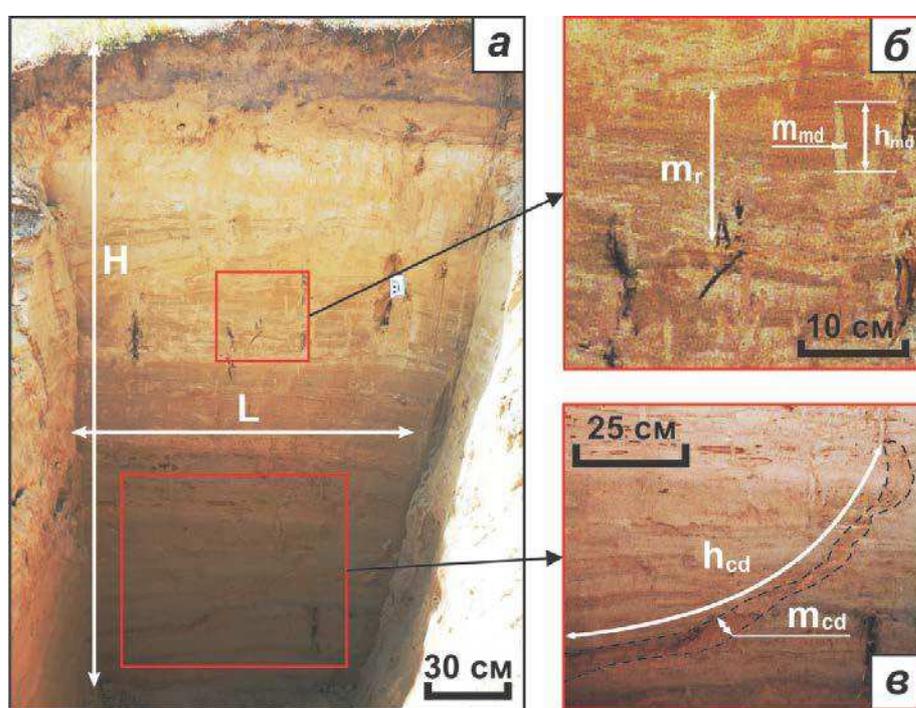


Рис. 4.1.12. Образец измерения параметров для определения средних индексов интенсивности проявления I в зачистке (а) микродаек (б) и кластических даек (в), т.н. KU-1101. Фото О.В. Луниной

Для анализа распределения параметров хрупко-пластических сейсмиков были построены графики вдоль обоих изученных профилей (рис. 4.1.13, 4.1.14). Первый профиль состоит из 23, а второй — из 9 точек наблюдения, их генеральное простирание ЮЗ–СВ 40° и ЮВ–СЗ 330° соответственно. Они имеют общую точку наблюдения KU-1203 в районе с. Кудары, являющуюся началом второго профиля на северо-западе.

На гистограммах распределения средних мощностей и средних высот

для кластических даек и микродаек вдоль первого профиля (рис. 4.1.13, а, в) видно, что эти параметры значительно варьируют и, главным образом, слабо коррелируют между собой.

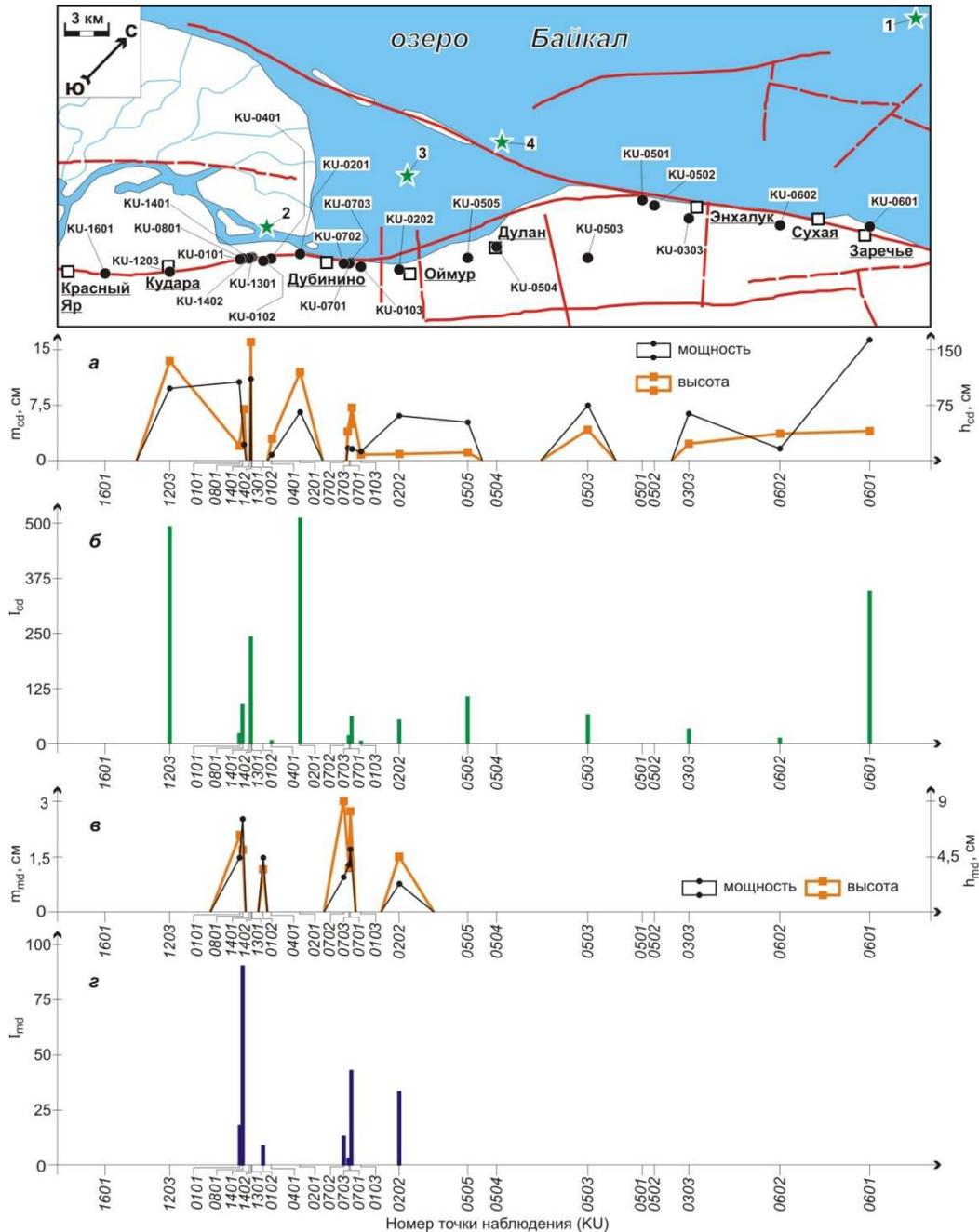


Рис. 4.1.13. Распределение параметров хрупко-пластических деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля «Красный Яр – Заречье»: *а* — средних мощности (m_{cd} , см) и высоты (h_{cd} , см) кластических даек; *б* — среднего индекса интенсивности проявления кластических даек (I_{cd}); *в* — средних мощности (m_{md} , см) и высоты (h_{md} , см) микродаек; *з* — среднего индекса интенсивности проявления микродаек (I_{md}).

Условные обозначения см. на рис. 4.1.1

Интерпретировать их в совокупности можно весьма неоднозначно, что еще раз подтверждает наши рассуждения. Предложенные индексы I_{cd} и I_{md} корректируют неоднородности в общем распределении вышеупомянутых значений. На гистограммах (рис. 4.1.13, б, в) выделяется по три максимума для $I_{cd} > 250$ и для $I_{md} > 25$, пять из которых группируются на сегменте «Кудара – Дубинино», оставшийся (для кластических даек) — на северо-восточном окончании профиля (недалеко от с. Заречье). Данный максимум, предположительно, может быть связан со Среднебайкальским землетрясением 29(30).08.1959 г. (соответствующий эпицентр — № 1 на врезке вверху), во время которого также формировались структуры разжижения и флюидизации грунтов, выраженные на дневной поверхности в виде выбросов осадочного материала [Солоненко, Тресков, 1960]. На участок «Кудара – Дубинино» проецируется макросейсмический эпицентр № 2 на рис. 4.1.1, определенный для Цаганского землетрясения 1862 г.

Распределение параметров хрупко-пластических сейсмиков в пределах второго профиля отражено на рис. 4.1.14. Средние значения мощности и высоты как для кластических даек, так и для микродаек, в целом, удовлетворительно сопоставляются, однако, например в т.н. КУ-1001 показывают обратную зависимость (см. рис. 4.1.14, а, в,). Гистограммы распределения средних индексов интенсивности (рис. 4.1.14, б, в) демонстрируют постепенное и неравномерное «затухание» хрупко-пластического типа сейсмиков на удалении от сейсмоисточника. За южной окраиной с. Шергино, в т.н. КУ-1201 и КУ-1202 наблюдались текстуры перемешивания, затекания вниз, а также многочисленные «размывы» слоистости, которые были отнесены к мерзлотным деформациям (см. рис. 4.1.3, 4.1.9).

В т. н. КУ-1102 сейсмогенных структур разжижения также не отмечено. Однако в этом случае наблюдалась иная картина. Осадочный разрез был вскрыт зачисткой в стенке оврага на высоте около 10 м от его сухого днища. Вместе с тем, в прилегающей местности отсутствовали признаки миграции

водотоков, что, в целом, указывает на локальное глубокое залегание уровня грунтовых вод. По-видимому, во время землетрясения подъем уровня здесь не достиг бортов оврага, поэтому эффекты разжижения не проявились.

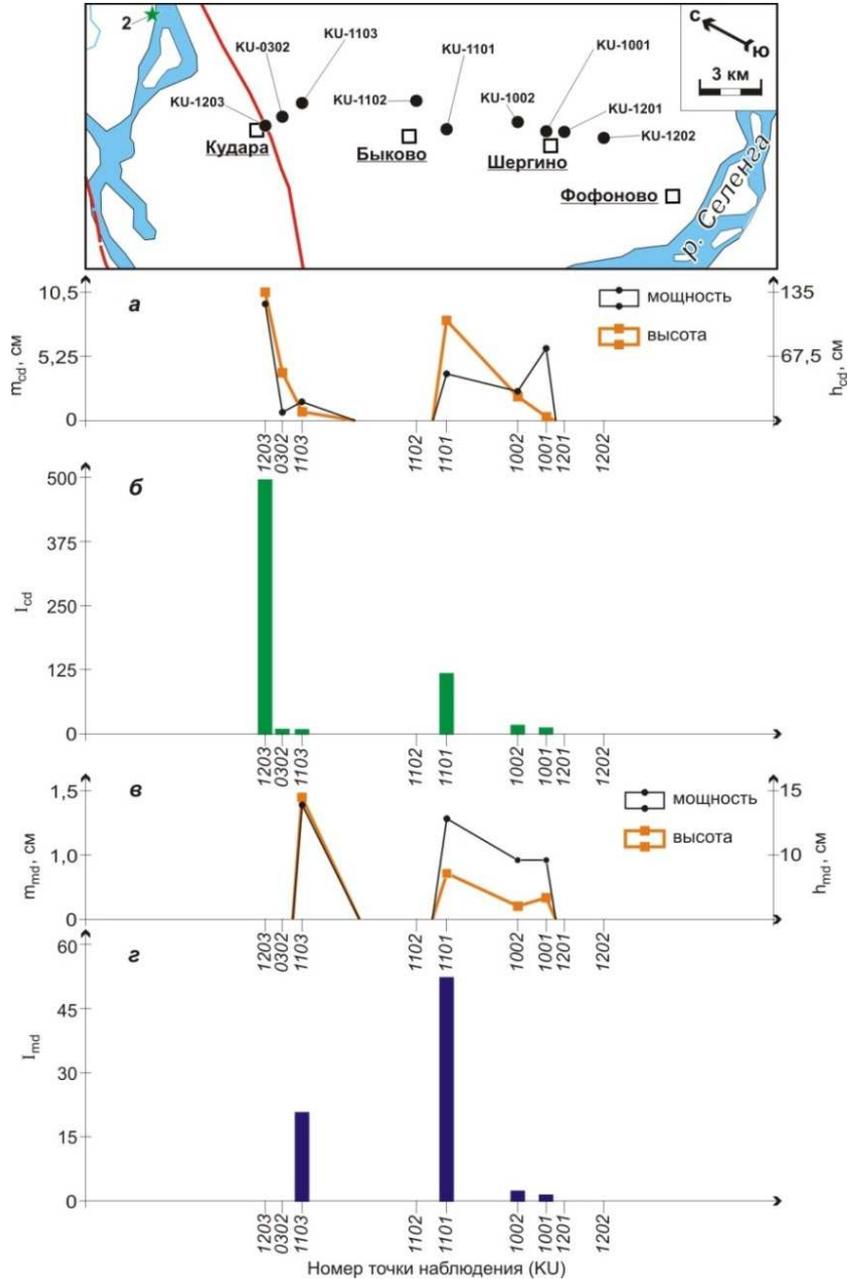


Рис. 4.1.14. Распределение параметров хрупко-пластических деформаций сейсмогенного генезиса вдоль профиля «Кудара – Шергино»: *а* — средних мощностей (m_{cd} , см) и высоты (h_{cd} , см) кластических даек; *б* — среднего индекса интенсивности проявления кластических даек (I_{cd}); *в* — средних мощностей (m_{md} , см) и высоты (h_{md} , см) микродаек; *з* — среднего индекса интенсивности проявления микродаек (I_{md}). Условные обозначения см. на рис. 4.1.1

В итоге можно констатировать, что характер пространственного

распределения количественных параметров хрупко-пластических сейсмиков — неравномерно уменьшающийся в разных направлениях от сейсмогенного источника. Участки, определяющие ориентировочное положение его эпицентра, оконтуриваются максимальными проявлениями параметров в совокупности.

Представляемые здесь основные результаты геолого-структурных и тектонофизических исследований деформационных структур в эпицентральной области Цаганского землетрясения 12.01.1862 г. можно сформулировать следующим образом:

1. Большинство задокументированных деформаций разжижения имеют сейсмогенное происхождение и проинтерпретированы как сейсмичности. Последние подобны структурам, описанным в работе [Montenat et al., 2007], распространены в сейсмоактивном районе на значительной территории и в осадках разного литологического состава, тяготеют к разноранговым дизъюнктивным нарушениям, что, в общем, соответствует критериям Д. Симса [1975].

2. Большая часть сейсмиков уверенно ассоциируются с Цаганским землетрясением. Они локализируются в современных отложениях, в местах, где были описаны поверхностные эффекты разжижения и флюидизации, образовавшиеся во время подземного толчка 1862 г.

3. Установлено, что сейсмогенерирующей структурой являлся Дельтовый разлом. Во время Цаганского землетрясения смещение вдоль него реализовалось в условиях СЗ–ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с преимущественным падением $300\text{--}350^\circ \angle 45\text{--}75^\circ$. Суммарная вертикальная амплитуда по полевым данным составила 2,83 м.

4. Предложены средние индексы интенсивности проявления I сейсмиков хрупко-пластического типа. Они позволяют учитывать количество, мощность и высоту (глубину) проникновения микро- и кластических даек в детально изученных разрезах осадочных отложений и адекватно оценивать масштабы развития данных структур разжижения на большой площади.

5. Сейсмогенные кластические дайки распределяются в пространстве неравномерно, а на приближении к ассоциируемому источнику сейсмических колебаний увеличивается интенсивность их проявления.

4.2. Вторичные косейсмические дислокации в эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г.

4 апреля 1950 г. в 18 часов 44 минуты по Гринвичу произошло землетрясение с интенсивностью в эпицентре IX баллов и $M_S = 7.0$ [*New catalog...*, 1982], которое ощущалось в населенных пунктах на юге Иркутской области, на западе Республики Бурятия и в Монголии. В литературе за ним закрепилось название «Мондинское» по двум причинам: во-первых, эпицентр был приурочен к Мондинской сухопутной впадине, продолжающей в западном направлении структуры Байкальской рифтовой зоны [*Сейсмотектоника...*, 1975], во-вторых, самым ближним к эпицентральной области и подвергшийся наибольшему разрушению стал поселок Монды.

4.2.1. Краткая геолого-структурная характеристика района

Мондинская впадина относится к Тункинской группе впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны, занимающих в целом более чем 200-километровый сегмент между озерами Хубсугул и Байкал (рис. 4.2.1). Кроме Мондинской, группа представлена локальными впадинами (с запада на восток) Хойтогольской, Туранской, Тункинской, Торской, Быстринской, а также горными межвпадинными перемычками, среди которых наиболее крупными являются Ниловский и Еловский отроги. С севера впадины ограничены хр. Тункинские Гольцы с крутыми склонами, а с юга — более пологими склонами хр. Хамар–Дабан.

Район пос. Монды морфологически выражен котловиной размерами около 10×4 км, пересеченной гидрографической сетью, главным элементом которой является р. Иркут, а также его притоки. Немногочисленные мелкие озера, вероятно, в основном имеют термокарстовое происхождение, как и в Тункинской котловине [*Сейсмогеология...*, 1981]. Мондинская впадина в плане вытягивается в запад–северо–западном направлении по азимуту, в среднем, 280° . Данные бурения свидетельствуют о начале формирования впадины в среднем миоцене и дальнейшем ускорении этого процесса в среднем

плиоцене, происходившего по системе широтно–ориентированных сбросо–сдвигов [Мазилев и др., 1972]. Современный структурный план донного участка котловины контролируется террасами р. Иркутка, вытягивающимися в субширотном и северо–западном направлениях. Тыловые швы и бровки террас отличаются высокой степенью сохранности и выражены четким перегибом. Поселок Монды располагается на третьей по счету террасе, всего в этом районе их выделяется до 12 [Лодочников, 1941], в числе которых отличают также террасовидные камовые возвышенности (например, по [Arjannikova et al., 2004]).

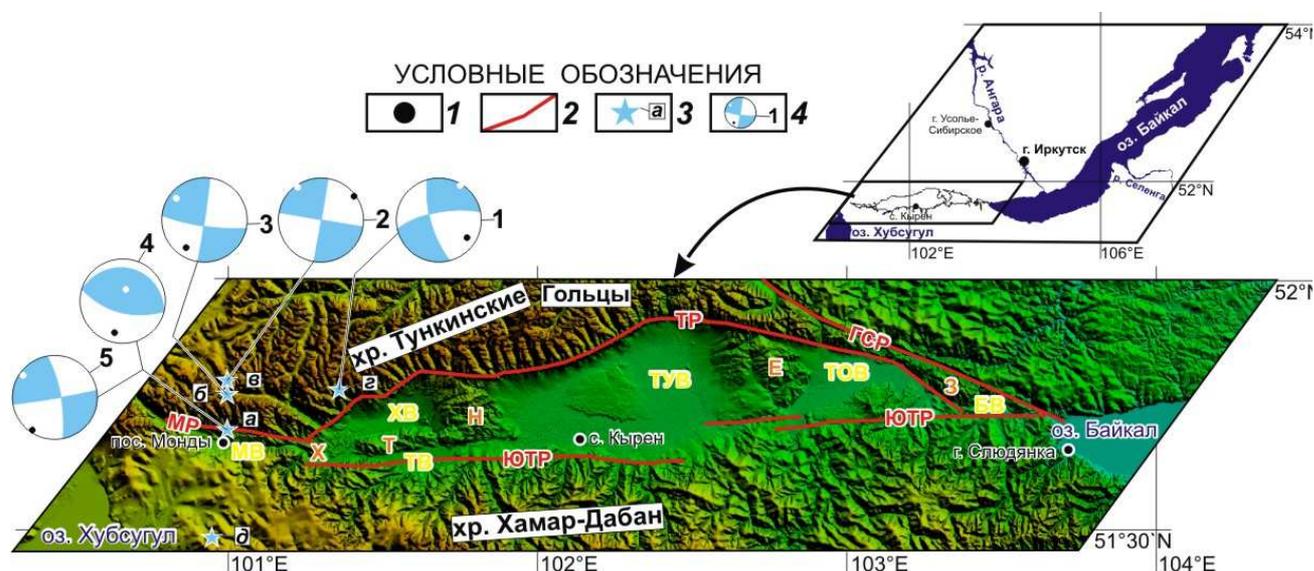


Рис. 4.2.1. Тункинская система впадин и ее горное окружение на объемной модели рельефа.

Заглавными буквами обозначены: *разломы* – Главный Саянский (ГСР), Тункинский (ТР), Южно-Тункинский (ЮТР), Мондинский (МР); *локальные впадины* – Быстринская (БВ), Торская (ТОВ), Тункинская (ТУВ), Туранская (ТВ), Хойтогорльская (ХВ), Мондинская (МВ); *межвпадинные перемычки* – Зуркузунская (З), Еловская (Е), Ниловская (Н), Туранская (Т), Харадабанская (Х).

Условные обозначения. 1 – населенные пункты. 2 – крупные активные разломы (по [Лунина и др., 2010]). 3 – позиция эпицентра Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. по данным: а – [Тресков, Флоренсов, 2006], б – [New calalog..., 1982; Электронный ресурс], в – [Сейсмотектоника..., 1975; Хилько и др., 1985], г – [Doser, 1991], д – [Сейсмогеология..., 1981]. 4 – фокальный механизм очага Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. по данным: 1 – [Doser, 1991], 2 – [Сейсмотектоника..., 1975], 3 – [Delouis et al., 2002], 4 – [Введенская, Балакина, 1960], 5 – [Мишарина, 1972]. На стереограммах в проекции нижней полусферы закрашены квадранты сжатия. Главные оси напряжений сжатия и растяжения показаны черными и белыми точками соответственно

Речные террасы гипсометрически размещены от уреза Иркута до высоты 100 м и выработаны на размытых водно–ледниковых отложениях [Тресков, Флоренсов, 2006]. Далее, до подножия Тункинских Гольцов господствует среднегорный альпинотипный рельеф с ледниково–аккумулятивными формами и крутизной склонов до 30° и более (по [Сейсмогеология..., 1981]). Здесь плейстоценовые отложения слагают характерный грядовой и бугристо–западинный ландшафт [Уфимцев и др., 2002]. Происхождение их дискуссионно, одни исследователи указывают, что Мондинская котловина служила ложем Иркутского ледника в эпоху древнего оледенения [Тресков, Флоренсов, 2006], другие ставят это под сомнение, оперируя геоморфологическими данными и отсутствием ледниковых штрихов движения на обломках пород [Уфимцев и др., 2002]. Условно моренные отложения в котловине представлены валунно–галечным комплексом мощностью 50 м и более, состоящем преимущественно из валунов с разной степенью окатанности, гальки, щебня, с примесью песка, супесей, дресвы и гравия [Тресков, Флоренсов, 2006; Адаменко и др., 1983; Уфимцев и др., 2002]. В позднечетвертичное время отмечается смена режима седиментации на интенсивный размыв с изменением базиса эрозии, сопровождающаяся, по мнению некоторых исследователей, взбросо–сдвиговыми деформациями [Аржанникова и др., 2005]. Голоценовые отложения впадины представлены, в основном, песчано–галечным аллювием р. Иркута [Сейсмогеология..., 1981], а также гравием и песком, встречающимися в основании конусов выноса Тункинских Гольцов [Уфимцев и др., 2002]. Из скальных пород района выделяют древние метаморфизованные сланцы и известняки, прорванные разнообразными интрузиями [Лодочников, 1941].

Данные по водоносным комплексам и мерзлотным процессам в Мондинской котловине весьма скудны. Для Тункинской группы впадин отмечается несколько горизонтов подземных вод, залегающих в четвертичных отложениях на глубине от 0 до 90 м, а в неогеновых — в диапазоне уровней 728–900 м [Сейсмогеология..., 1981]. Местами наблюдаются выходы пресных

источников (родников). В Тункинской рифтовой долине развита малоглубинная вечная мерзлота, верхний горизонт которой представлен современной «островной» толщей мощностью до десятков метров, не сливающейся с нижним горизонтом [Солоненко, 1960]. Глубина сезонного промерзания в гравийно–галечных грунтах достигает 4 м, а в мондинской «морене» температура отложений вообще, по–видимому, не превышает -1° [Сейсмогеология..., 1981]. Мерзлотные процессы, в целом, в районе Тункинских впадин обуславливают пучение грунтов, термокарст, солифлюкцию, развитие осыпей и обвально-оползневых процессов [там же].

На севере Мондинскую впадину ограничивает одноименный Мондинский разлом (рис. 4.2.1), трассирующий подножие Тункинских Гольцов. Восточное окончание его сопряжено с отрезками двух крупных рифтоконтролирующих структур Тункинской группы впадин: северного Тункинского разлома, являющегося левосторонним сдвиго–сбросом [Шерман и др., 1973], и южного Южно–Тункинского разлома (иногда называемого в литературе Байкало–Мондинским), движения вдоль которого, по мнению разных исследователей, имели преобладающую сдвиговую или сбросовую компоненту (или их комбинацию) [Шерман и др., 1973; Лунина, Гладков, 2004].

Мондинский разлом отчетливо выделяется на спутниковых снимках, в окрестностях пос. Монды он имеет субширотное простирание (в среднем, 277°), азимут падения на юг (187°) и достаточно крутой угол падения, варьирующий по разным данным от 65° до 80° [Аржанникова и др., 2003; Лунина, Гладков, 2004]. В пределах Российской территории длина разлома достигает около 35 км, а зона его динамического влияния, согласно соотношению в [Шерман и др., 1985], охватывает порядка 3,5 км. По геолого–структурным и геоморфологическим данным однозначно устанавливается доминирующая левосдвиговая кинематика разлома, спорным остается вопрос о вертикальной компоненте смещения: ее интерпретируют как сбросовую [Лукина, 1989; Лунина и др., 2009б] и как взбросовую [Larroque et al., 2001;

Аржанникова и др., 2003], причем все представляемые данные выглядят достаточно обоснованными. Тем не менее, большинство исследователей сходятся во мнении, что землетрясение 1950 г. связано с активизацией именно Мондинского разлома [*Аржанникова и др., 2003; Лунина и др., 2010*].

4.2.2. Предшествующие исследования Мондинского землетрясения

Судя по публикациям, изучение Мондинского сейсмособытия 4.04.1950 г. продолжается более 50 лет. Накопленная за вышеуказанный период сейсмологическая информация о землетрясении очень противоречива. По данным БФ ГС СО РАН [*Электронный ресурс*], эпицентр его располагался на возвышенностях Тункинских Гольцов в точке с координатами $51,77^\circ$ северной широты и $101,00^\circ$ восточной долготы, средняя глубина гипоцентра составляла 14 км, а в очаге восстановлен левосдвиговый фокальный механизм [*Delouis et al., 2002*]. Некоторые данные предшествующих исследований существенно разнятся с вышеприведенными. Так, глубина гипоцентра Мондинского землетрясения указывалась как значительная — 20 ± 15 км [*New calalog..., 1982*], так и близповерхностная — 6 ± 5 км [*Doser, 1991*], к тому же местоположение эпицентра весьма контрастно менялось в представляемых каталогах, вплоть до склонов хр. Хамар–Дабан (см. рис. 4.2.1). Если руководствоваться геолого-структурными соображениями, то глубина гипоцентра может действительно варьировать в широких пределах, до 20 км и более, исходя из длины на этом участке сейсмогенерирующего Мондинского разлома и его возможного подземного проникновения (по соотношениям в работе [*Саньков, 1989*]). Напротив, при крутом падении плоскости сместителя на юг поверхностная проекция гипоцентра, вероятнее всего, будет находиться несколько южнее подножия Тункинских Гольцов, но севернее пос. Монды. Предпочтительным выглядит с этой позиции определение эпицентра в работе [*Тресков, Флоренсов, 2006*]. Необходимо отметить, что ранее восстановленные механизмы очага землетрясения имели характер от взбросо–сдвиговых и правосдвиговых [*Сейсмотектоника..., 1975; Doser, 1991*] до чисто взбросовых

[Введенская, Балакина, 1960] перемещений вдоль преимущественно субширотных плоскостей. Однако, учитывая данные о морфолого-генетическом типе Мондинского разлома, более аргументированными видятся левосдвиговые решения, что нашло подтверждение в работе [Delouis et al., 2002].

Первое макросейсмическое обследование последствий землетрясения было проведено в конце апреля — начале мая 1950 г. Н.А. Флоренсовым, А.А. Тресковым при участии П.М. Хренова [Тресков, Флоренсов, 2006]. Авторы установили, что осязаемые сейсмические колебания поверхности охватили обширную область в Прибайкалье, по линии железной дороги от г. Нижнеудинска до г. Улан-Удэ, а в г. Иркутске проявились с интенсивностью 5 баллов. Площадь осязаемости только на российской территории оценивается в более 700000 км², так как для Северной Монголии получено много меньше информации из-за низкой заселенности [Хилько и др., 1985].

На правом берегу р. Иркута отмечалась слабая проявленность эффектов от землетрясения, из наиболее значимых по меркам сейсмогеологии можно выделить образование источников в районе улуса Арахта, которые были приурочены к сформировавшимся трещинам [Тресков, Флоренсов, 2006]. Гидрогеологическая аномалия описана в Хубсугуле [Хилько и др., 1985], причем авторы подъем уровня воды до 1 м связали с опусканием прибрежной части озера.

Наибольшим деформациям подверглись часть пос. Монды и террасовые возвышенности на левом берегу р. Иркут, где сила землетрясения достигала не менее IX баллов [Тресков, Флоренсов, 2006]. Авторы сделали заключение, что основной подземный удар и движение поверхностных волн имели направление с северо-запада на юго-восток. В поселке опрашиваемые отмечали также интенсивные вертикальные толчки. Практически все кирпичные печи в Мондах были разрушены, падение многих из них приходилось по азимуту 300°–310°. Часть бревенчатых домов пришла в негодность, во время землетрясения их стены и несущие конструкции, в

основном, с северной стороны, были выбиты или сдвинуты. Из описанных косейсмических эффектов в геологической среде можно выделить трещины северо-восточного направления (поперек основному удару) на земельных участках поселка и на тракте до Хардабана. Они имели длину не менее 10 м и ширину до 20 см, но исчезли уже через несколько часов после главного толчка. На крутых склонах отмечались падение отдельных глыб и следы сейсмообвальных деформаций, а на одном из озер лед треснул и встал конусом. Севернее пос. Монды, на террасовых возвышенностях, а также северо-западнее, около улуса Булук на левобережье р. Горхон (в настоящее время улус и река носят название «Булукта»), образовались первичные сеймотектонические трещины, обследованные в 1950 году [Тресков, Флоренсов, 2006]. Тогда, возможно, из-за снегового покрова в общей сложности было описано лишь пять ярко выраженных разрывов и еще несколько более мелких.

Дополнительные исследования сейсмодиформаций в эпицентральной области землетрясения были проведены в 1972 году [Сейсмогеология..., 1981]. В ходе работ выявлены ранее неизвестные сеймотектонические трещины и несколько крупных эллипсовидных провальных воронок, а все структуры обособлены в две системы сейсмодислокаций: Главную, севернее пос. Монды, и Горхонскую, в местности Булук. По итогам обследований 1950 г. и 1972 г. авторы составили схемы распространения сейсмоструктур (одна из которых, интегрированная, показана на рис. 4.2.2), увы, не имеющих надежной географической привязки. Был сделан вывод о том, что во время Мондинского землетрясения образовалась зона остаточных деформаций северо-западных и субширотных ориентировок длиной около 2,5 км с максимальными зафиксированными амплитудами вертикальной до 0,8 м и горизонтальной до 0,15 м. В пределах Главной системы сейсмодислокаций тектонический блок 300 × 60 м сместился вдоль основной трещины на юго-восток по типу левостороннего сдвига-сброса.

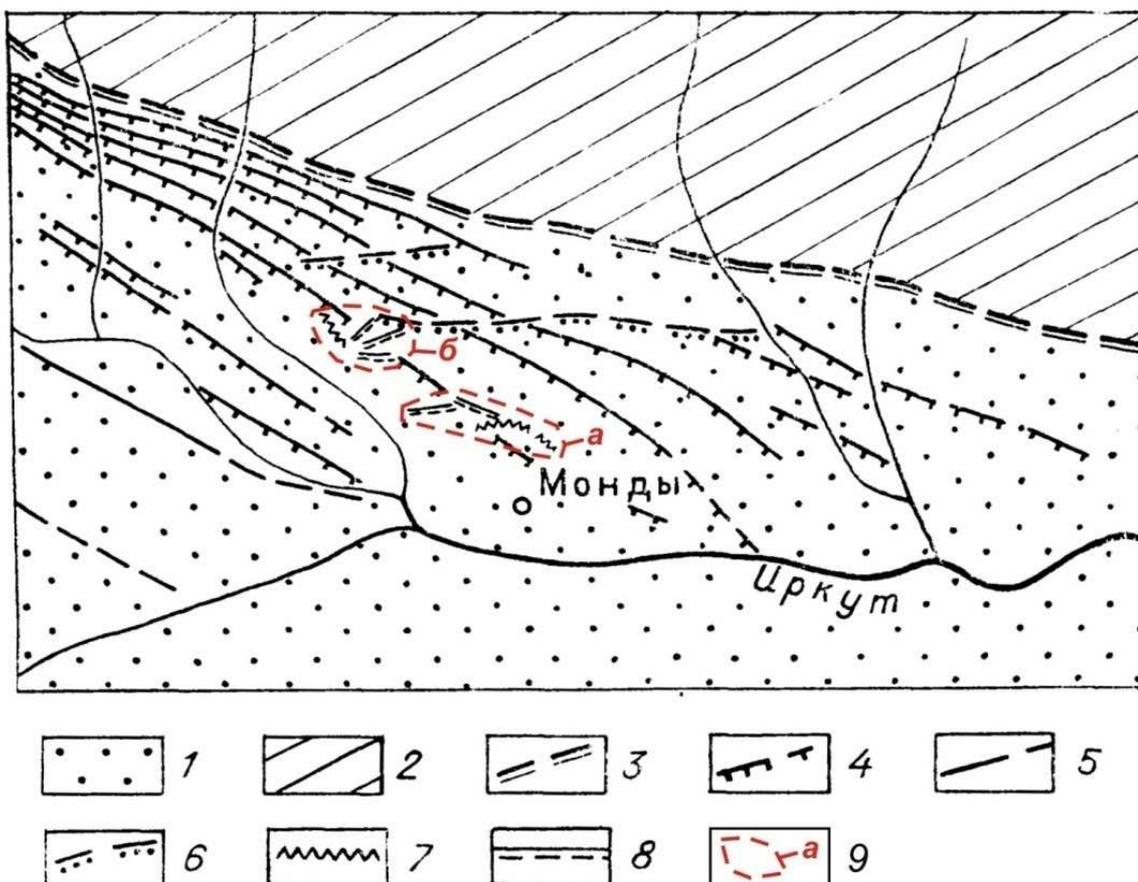


Рис. 4.2.2. Структурно–тектоническая схема эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 (по [Сейсмогеология..., 1981], с дополнениями).

Условные обозначения: 1 – область погружения докайнозойского фундамента, перекрытая нерасчлененными осадочными образованиями; 2 – область поднятия; 3 – Тункинский сброс; 4 – сбросовые уступы «мондинских» террас; 5 – кайнозойские разломы; 6 – предполагаемые послеледниковые разломы, выявленные по аэрофотоснимкам; 7, 8 – элементы системы дислокаций, возникших при Мондинском землетрясении, выявленные в 1950 и 1972 гг. соответственно; 9 – участки развития Главной (а) и Горхонской (б) систем сейсмодислокаций. Условные знаки внес масштабные

Образование некоторых трещин вблизи бровок высоких террас связывалось с отседанием склонов, а на более крутых их участках отмечались следы обвально–оползневых смещений на площади около 3000 м² [Сейсмическое..., 1977]. Позднее было высказано предположение, что выявленные трещины на речных террасах могли быть вторичной природы, как не отражающие кинематику в очаге землетрясения, и возникнуть в результате движения грунтов, инициируемых вибрацией [Аржанникова и др., 2003]. Косвенным подтверждением этому могут служить те факты, что система разрывов не выдержана по простиранию и выстраивается согласно очертаниям

изолиний рельефа местности.

4.2.3. Результаты полевых исследований в эпицентральной области

Мондинского землетрясения

Полевые работы в эпицентральной области Мондинского землетрясения 1950 г. проводились в 2010–2013 гг. Основные морфологические особенности сейсмогенных структур, встреченных в ходе обследования данной территории, привязывались с помощью GPS– навигатора. Детально были изучены участки развития Булухтинской (Горхонской) и Мондинской (Главной) систем деформаций, описанные в [Тресков, Флоренсов, 2006; Сейсмогеология..., 1981], а также участок между ними, названный Промежуточным. В интерактивной среде Google Earth на территорию, охватывающую эпицентральною область от пос. Монды на север, вплоть до трассы сместителя Мондинского разлома, представлен спутниковый снимок 20.04.2007 г. компании DigitalGlobe с разрешением 15 метров на пиксель. Дешифрирование изображения позволило выделить разрывные нарушения разного иерархического уровня на большей территории, в сравнении с той, которая была обследована нами в ходе полевых работ. На основании проведенных исследований, а также при использовании представленных ранее материалов, была составлена структурная схема эпицентральной зоны Мондинского землетрясения (рис. 4.2.3). В целом, система сеймотектонических деформаций прерывиста и представлена разнонаправленными разрывными нарушениями, в некоторых местах осложненными воронкообразными провалами грунта. Она тяготеет к террасовидным возвышенностям на левобережье р. Иркут и вытягивается на протяжении не менее 5,4 км в запад-северо-западном – восток-юго-восточном направлении согласно простиранию Мондинского разлома, и, по-видимому, в целом отражая внутреннюю разломно-блоковую структуру его области динамического влияния.

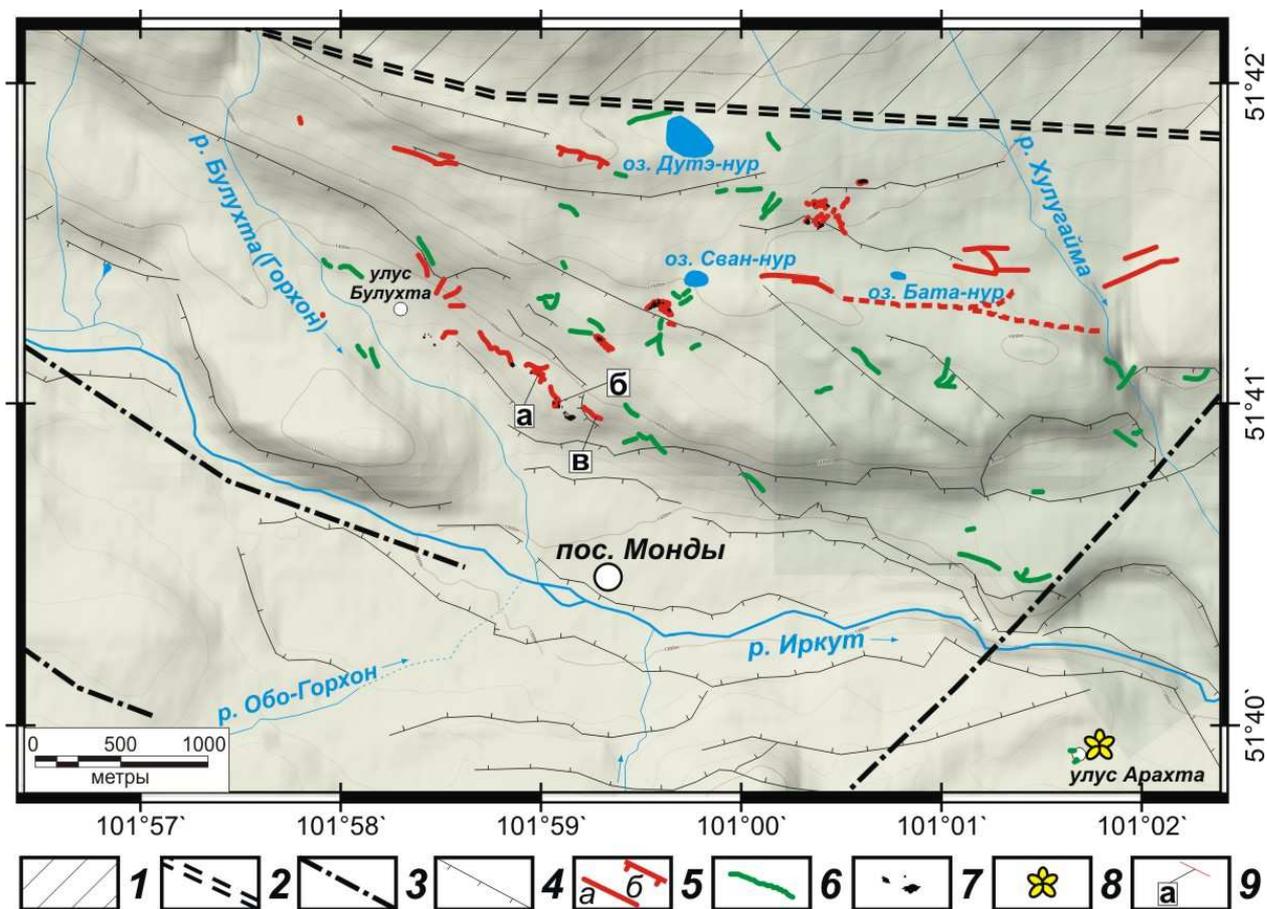


Рис. 4.2.3. Структурная схема эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. ($M = 7,0$) на объемной модели рельефа.

При составлении схемы использованы материалы работ: [Тресков, Флоренсов, 2006; Сейсмогеология..., 1981; Arjannikova et al., 2004; Лунина и др., 2010].

Условные обозначения. **1** – область поднятия докайнозойского фундамента (по [Сейсмогеология..., 1981]); **2** – Мондинский разлом (по [Лунина и др., 2010]); **3** – кайнозойские разломы (по [Сейсмогеология..., 1981; Лунина и др., 2010]); **4** – уступы террасовидных возвышенностей (по [Сейсмогеология..., 1981; Arjannikova et al., 2004]); **5** – сейсмогенные разрывы (*a*) и сбросовый уступ (*b*), достоверно установленные при полевых исследованиях; **6** – сейсмогенные разрывы предполагаемые, выявленные при дешифрировании спутниковых снимков; **7** – провальные воронки; **8** – место возникновения трех источников во время землетрясения (по [Тресков, Флоренсов, 2006]); **9** – места проведения траншейных исследований в точках наблюдения: М-0601 (*a*), М-0502 (*b*) и М-0301 (*в*). Изолинии рельефа проведены через 20 м

Сейсмогенные дислокации на левобережье р. Булухта (около 2 км на северо–запад от пос. Монды) исследовались в первую очередь по нескольким причинам. Во-первых, А.А. Тресков и Н.А. Флоренсов [2006] в начале мая 1950 г. обнаружили на этом участке в уступе террасы наиболее проявленную трещину простиранием $315\text{--}330^\circ$, распадающуюся вдоль гривки на отдельные сегменты. Видимая глубина была до 1 м, максимальное раскрытие составляло

0,4 м, сбросовое смещение юго-западного крыла доходило до 0,35 м, а протяженность всей системы трещин достигала порядка 100 м (по сведениям местного жителя, через 2–3 дня после землетрясения указанные параметры разрыва были намного внушительнее). Во-вторых, в результате повторного обследования этого участка в 1972 г. [Сейсмогеология..., 1981], была выявлена «новая» (не обнаруженная ранее) серия трещин–сбросов с опущенными северными крыльями, которые, по заключению авторов, лучше всего сохранились. Они ориентированы на северо-восток и восток-северо-восток, весьма «не типично», что в–третьих, для системы сейсмодислокаций в целом, и, поэтому, представляют определенный интерес для исследователей.

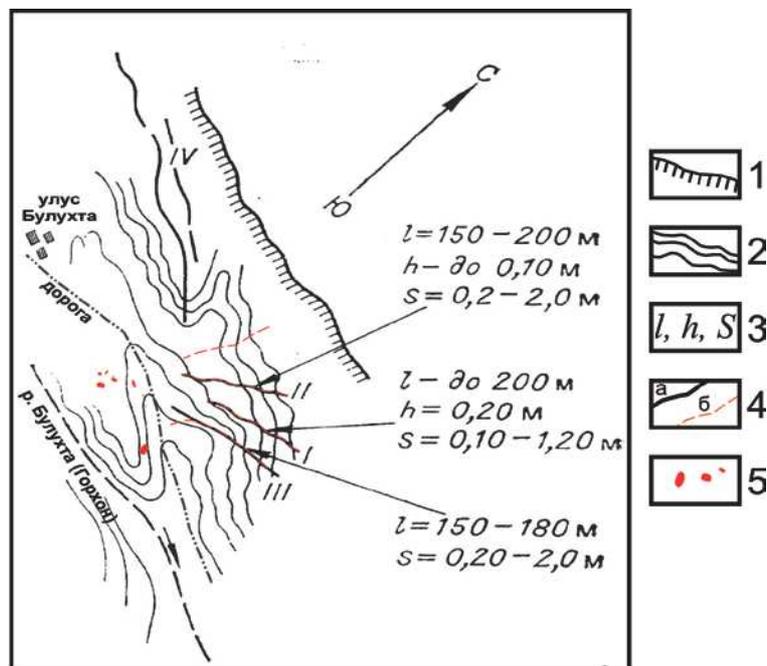


Рис. 4.2.4. Схема расположения трещин на левом склоне долины р. (Горхон) Булухта (с использованием данных в работах [Тресков, Флоренсов, 2006; Сейсмогеология..., 1981]).

1 – бровка 8-й террасы р. Иркуты; 2 – изогипсы рельефа; 3 – параметры для трещины: длина (l), вертикальная амплитуда смещения (h), зияние (S); 4 – контуры трещин предшествующих (а) и настоящих (б) исследований; 5 – воронки-провалы. Трещины I, II, III выявлены в 1972 г., трещина IV – в 1950 г.

В итоге, спустя более полувека, крупная сбросовая трещина (рис. 4.2.4), описанная в работе [Тресков, Флоренсов, 2006], не была обнаружена. Место, где ориентировочно проходил данный сейсморазрыв, заросло густой и

высокой растительностью. Фиксировались лишь отстоящие друг от друга на разные расстояния глубокие норы животных, ориентированные, в целом, по азимуту 315–320°.

Наиболее выражена в рельефе трещина II простиранием 60° (см. рис. 4.2.5), что связано, очевидно, с эрозионной деятельностью временных водотоков, которые постепенно разрушают ее борта, создавая тем самым крупную промоину. Вдоль этой трещины встречаются отдельные гальки, разбитые мелкими разрывами. Хотя параметры дислокации особо не изменились с момента обследования 1972 г., некоторые ее отрезки прослеживаются не четко, главным образом, по разному окрасу травянистого покрова (см. рис. 4.2.5).



Рис. 4.2.5. Сбросовая трещина (II на рис. 4.2.3), секущая левый склон долины р. Булухта (Горхон).

Слева – фото В.М. Жилкина, 1972 г. [*Сейсмогеология...*, 1981], справа – фото А.В. Андреева, 2010 г.

В 80 м северо-западнее трещины II встречено разрывное нарушение, не отмеченное ранее (см. рис. 4.2.4). Простирание разрыва 25–35°, на его протяжении (около 100 м) наблюдаются «закопушки» животных и выбитые и/или рассеченные трещинами гальки, что является свидетельством сейсмогенного происхождения деформации. Сложно судить о смещении вдоль трещины и ее ширине, поскольку характер стенок указывает на их эрозию временными водотоками, тем не менее, это, вероятно, и явилось основной

причиной того, что трещина стала заметной в рельефе.



Рис. 4.2.6. Сбросовая трещина (I на рис. 4.2.3) на левом склоне долины р. Булухта (Горхон).

Слева – фото В.М. Жилкина, 1972 г. [*Сейсмогеология...*, 1981], справа – фото И.В. Кузьмина, 2010 г.

Сбросовая трещина I простиранием 85° за прошедшее время подверглась нивелированию экзогенными процессами (рис. 4.2.6). Она прослежена на расстоянии около 100 м, слабый поверхностный след трещины задернован, местами она представлена неглубокими проседаниями грунта. Субширотная трещина III вообще не выражена в рельефе. Не было обнаружено и описанных ранее мощных листовниц с разорванными корневыми системами вдоль трассы трещины. Положение разрыва устанавливается на протяжении 55 м по контрастным оттенкам травяной растительности, его юго-западное окончание круто изгибается в виде неглубокого оврага – промоины сезонных водотоков. По простиранию трещины на бровке уступа высотой более 4 м, располагающегося на противоположной стороне грунтовой дороги в пос. Монды, фиксируются 5 воронок-провалов размерами $2-7 \times 1-5$ м. Ориентировка длинной оси самых крупных из них близширотная. Подножие уступа трассируют еще 4 провальных структуры, вытянутые в северо-западном направлении (см. рис. 4.2.3). Поскольку эти деформации не были выявлены в ходе исследований 1972 г., то, вероятно, они относятся к постсейсмическим эффектам, связанным с термокарстовыми и

суффозионными процессами над сейсмотектонической трещиной.

На Промежуточном участке протяженностью около 500 м наблюдались внушительные по размерам дислокации, располагающиеся примерно на одном гипсометрическом уровне с Булухтинскими и Мондинскими системами сейсмодиформаций. Главным образом, это две грабенообразных структуры типично сейсмогенной природы, в среднем ориентированные на запад-северо-запад. Северные их борта, в отличие от южных, выражены более крутым ступенеобразным уступом, достигающем в высоту по перпендикуляру от подошвы до бровки более 8 м. В основаниях структур отчетливо прослеживаются сейсмогенные рвы, окончания которых осложнены провальными воронками с диаметром до 27 м и глубиной до 5 м. На пологих бортах воронок фиксируются слабо выраженные прерывистые ступени, свидетельствующие, вероятно, тем самым об остановке процесса поглощения материала в настоящее время. Склоны северных (крутых) сбросовых уступов рассечены сериями субпараллельных разрывов, по линии которых наблюдаются расколотые у основания до упавших с выкорчеванными корнями деревья, разбитые гальки и валуны. Все деформации имеют достаточно «свежий» вид, что также указывает на их происхождение во время Мондинского землетрясения.

В пределах западной грабенообразной структуры, ближайшей к Главной системе сейсмодислокаций, были проведены траншейные работы. В верхних частях склона северного уступа, ориентированного на этом отрезке по азимуту $295\text{--}305^\circ$, практически от самой бровки обнаружена траншея длиной 7 м (т.н. М-0213), пройденная в ходе предшествующих исследований, описание которой не встречено в специальной литературе (рис. 4.2.7, а). В ее стенках валунно-галечный материал разбит многочисленными трещинами. Наиболее значительный разрыв с аз.пад. $130^\circ \angle 88^\circ$ и глубиной проникновения более 0,8 м деформирует крупный валун с правым сбросо-сдвиговым смещением. Вертикальная амплитуда составляет 3 см, горизонтальная — 3,5 см.

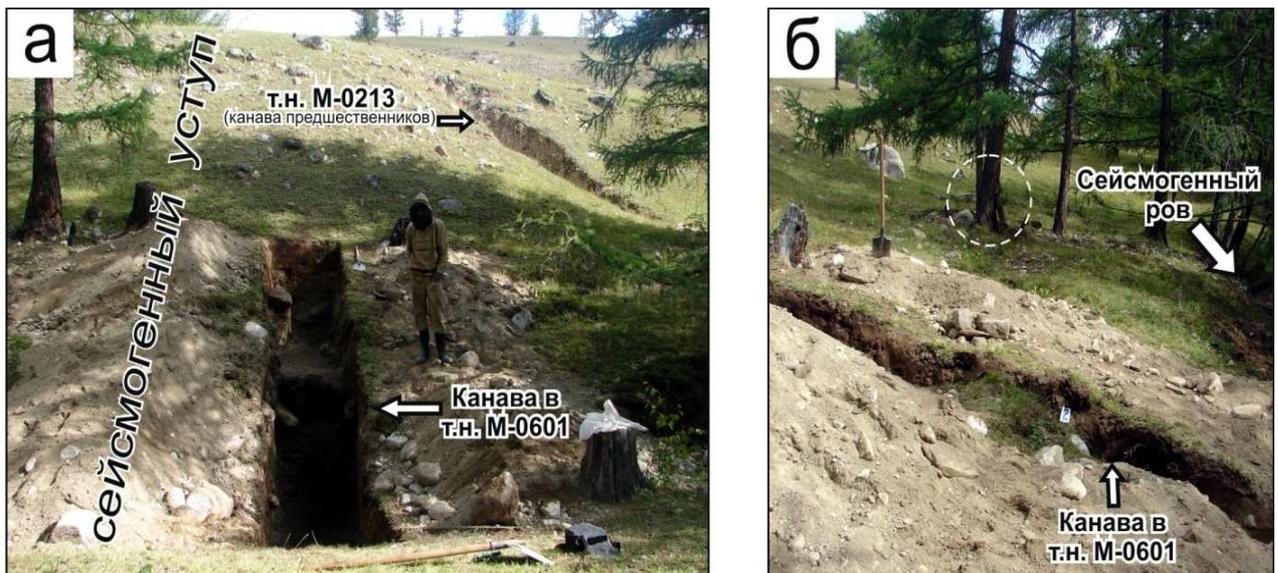


Рис. 4.2.7. Место траншейных исследований в сейсмогенном уступе, в эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. Слева (а) – вид на север, справа (б) – вид на восток. Кружком отмечено расколотое основание дерева вдоль трассы сеймотектонических трещин

Вкрест простирания сейсмогенного уступа была заложена канава (т.н. М-0601) 7 м длиной и максимальной глубиной 2,5 м (см. рис. 4.2.7). Выработкой пройден участок от сейсмогенного рва до гипсометрического уровня основания врезки траншеи предшественников. В юго-восточной стенке (рис. 4.2.8), судя по поведению самого нижележащего вскрытого слоя, выделяются поднятый и опущенный блоки. Граница между ними отбивается на 3 метре канавы вниз по склону. Разделяющее блоки предполагаемое разрывное нарушение выполнено нептунической дайкой песчано-гравийно-галечных отложений. Контрастные изменения мощностей слоев в поднятом и опущенном блоках свидетельствуют о сдвиговой компоненте движения [*Paleoseismology...*, 1996]. Авторы цитируемой работы показывают, что для такой обстановки характерно отсутствие следов смещения вдоль разрыва в верхах разреза и переход его в зияющую трещину, заполняющуюся вышележащим материалом. В обеих стенках канавы действительно фиксируется подобная структура поглощения в виде клина, с гумусированными фрагментами.

В поднятом блоке наблюдается сбросовое смещение, реализованное

ступенчатой системой разрывов с максимальной вертикальной амплитудой по единичной трещине 0,2 м. Вдоль одной из трещин произошло внедрение инъекционной дайки по аз.пад. $170-180^\circ \angle 80-85^\circ$ из нижних валунно-галечных отложений с желтым супесчаным цементом. Дайка, толщиной у основания около 0,2 м, клиновидно прорывает вышележащие пачки, но свидетельство ее выхода на поверхность отсутствует. Три разрыва субширотного простирания пересекают современную почву, что уверенно указывает на их возникновение во время Мондинского землетрясения. Суммарная вертикальная амплитуда смещения вдоль этой системы сейсморазрывов составляет 0,29 м. Фиксируемый крутопадающий разрыв с амплитудой взброса 0,24 м в данном случае не свидетельствует о тектоническом сжатии. Такая геометрия сместителя вблизи поверхности с характерным изгибом в сторону основания склона даже в зонах сбросов может быть обусловлена явлениями силы тяжести [*Paleoseismology...*, 1996].

На наличие сейсмогравитационного смещения материала указывают многочисленные структуры общего разжижения и флюидизации в опущенном блоке. Они представлены пластическими «подворотами» слоев под крупные валуны, указывающими на разные скорости их движения, мощными инъекционными дайками, выполненными песчано-гравийно-галечными отложениями, иногда с крутым падением «под склон», силлами и пластическими интрузиями этих пород, а также восходящими и нисходящими микродайками в более плотных слоях коричневых и серых супесей, залегающих непосредственно под современной почвой.

Вертикальная амплитуда опускания блока без учета сбросовых разрывов, секущих современную почву, фиксируемая по валунно-галечным отложениям с желтым супесчаным цементом (см. рис. 4.2.8), составляет около 1,1 м. Особенности строения разреза предполагают, что указанное смещение может быть связано и с более ранним сейсмическим событием (а, судя по соотношению с амплитудой «мондинской» подвижки, возможно и не одним).

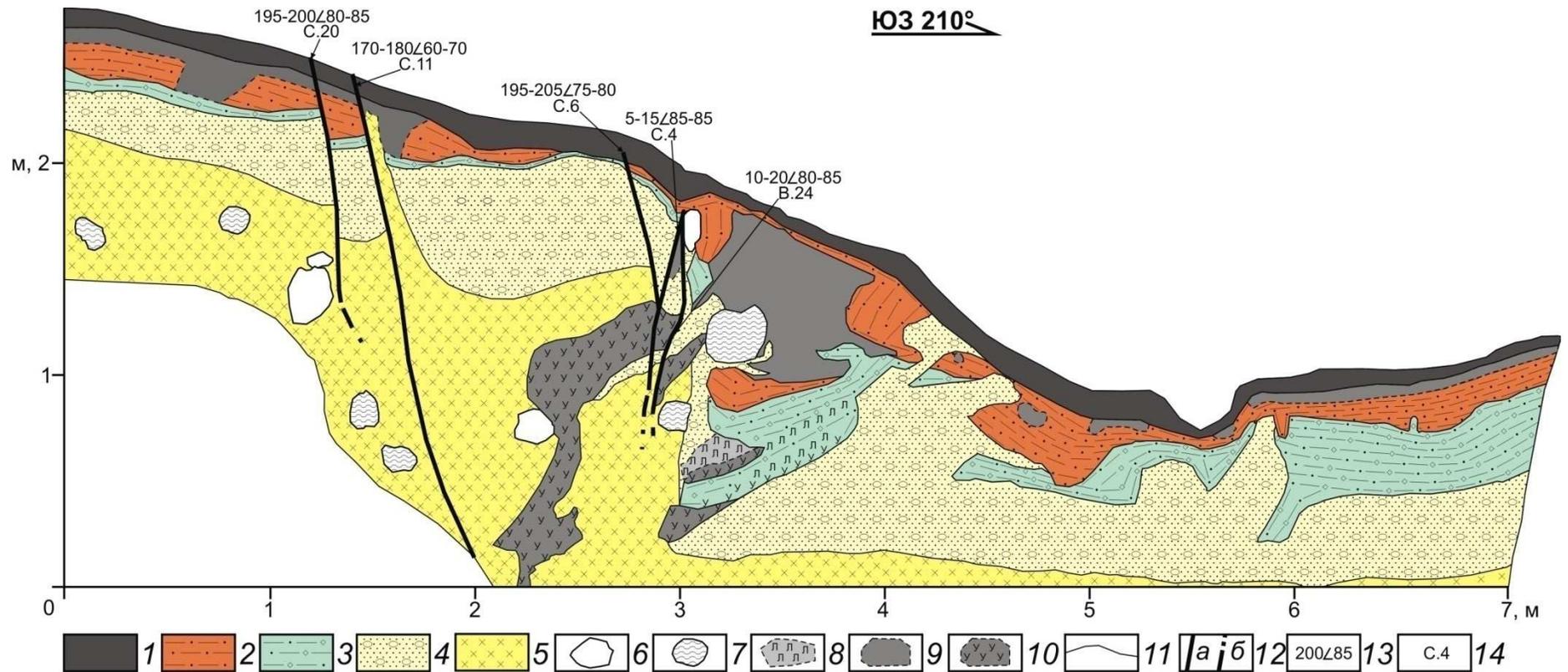


Рис. 4.2.8. Строение разреза в юго-восточной стенке канавы в т. н. М-0601.

1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – коричневые супеси до рыжеватых; 3 – белесые супеси до серых, темно-серых, с включениями гальки и гравия; 4 – белесые песчано-гравийно-галечные отложения; 5 – валунно-галечные отложения с желтоватым супесчаным цементом, иногда с гравием; 6 – отдельные валуны, угловатые, слабоокатанные; 7 – сильно разрушенные валуны; 8 – лимонитизированные участки; 9 – гумусированные участки, местами обогащенные мелкими включениями древесного угля; 10 – погребенные гумусированные образования от темно-серого до черного цвета; 11 – границы литологических разновидностей; 12 – разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 13 – элементы залегания (азимут и угол падения); 14 – кинематический тип смещения и амплитуда в см (с. – сброс, в. – взброс)

Таким образом, геолого-структурное строение разреза сейсмогенного уступа, изученного в канаве, наиболее информативно с позиции понимания распределения деформаций во время Мондинского землетрясения. В его эпицентральной области возникли разноранговые разрывы со сдвиговой, сбросовой и взбросовой компонентами смещения, инициировавшие развитие других эффектов (сейсмогравитационное перемещение материала, разжижение грунта, суффозионно-термокарстовые процессы). Наклонно растущие деревья (так называемый «пьяный» лес) также указывают на оползание приповерхностных масс грунтов вниз по склону (см. рис. 4.2.7, б). Отсутствие выбросов осадочного субстрата на поверхности, предположительно, было связано, во-первых, с глубоким положением зеркала грунтовых вод для высокой террасы р. Иркутка, а, во-вторых, с сезонно-мерзлым состоянием грунтов, поскольку основной и повторные толчки землетрясения пришлось на середину весны.



Рис. 4.2.9. Воронки-провалы за северо-западной окраиной пос. Монды. Главная система сейсмодислокаций (по [Сейсмогеология..., 1981] эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. Фото О.В. Луниной, 2010 г.

Главная система сейсмодиформаций на юго-западном фланге представлена разрывными нарушениями и структурами поглощения грунта с преобладанием последних (рис. 4.2.9). В этом районе насчитывается 13 воронок-провалов, они имеют большую глубину, чем при обследовании в 1972 г. [Сейсмогеология..., 1981]. Борты некоторых структур осложнены трещинами растяжения с зиянием от 0,1 до 0,3 м, по плоскостям которых отмечены следы

отседания и сползания осадочного материала внутрь воронки. Часть провальных структур в результате продолжающегося процесса поглощения сливается друг с другом, образуя крупные провалы площадью около 5100 м² (т.н. М-0201, рис. 4.2.9, 4.2.13). Некоторые воронки, напротив, по простиранию длинных осей ограничены между собой валами сжатия, препятствующими их объединению (например, воронки в т.н. М-0206 и М-0502). По мнению ряда исследователей [*Олейников и Олейников, 2009*], зачастую, в местах разрывов со сдвиговой компонентой и наклонным сместителем рельеф осложняется воронками поглощения, разделенными блоками–целиками со «вспухшими» массами грунта.

Для установления взаимоотношений между провальными структурами и буграми сжатия пройдена канава 2,1 м длиной и 0,9 м шириной в т.н. М-0502 (рис. 4.2.10). Она была задана по направлению (80°) короткой оси воронки-провала размерами 2,6×1 м вкост простирания бугра протяженностью до 20 м, шириной до 0,7 м и высотой от поверхности до 0,4 м. В обеих стенках канавы фиксируется структура по типу инъекционной дайки, выполненная светло-желтым мелкозернистым песком, поступившим из нижележащих толщ (см. рис. 4.2.10, а). Мощность ее варьирует от 0,09 м до 0,35 м, видимая высота проникновения составляет 0,8 м, поскольку ассоциируемых с ней отложений не обнаружено. Кверху дайка расширяется за счет питания отходящих от нее апофизов – силлов и, в целом, имеет форму в виде осадочного вулкана (по [*Montenat et al., 2007*]). Контакты структуры, секущие по отношению к вмещающему слою черных гумусированных суглинков, неровные, «рваные», местами лимонитизированы, что является признаками движения разжиженного материала. Вместе с тем, геометрическое выражение дайки в стенках канавы в целом указывает на ее формирование в результате пластического выдавливания осадочного субстрата с глубин и гидроразрыва вышележащих пачек. Во время землетрясения, судя по всему, это обусловило на поверхности подъем масс грунта и образование валообразной структуры,

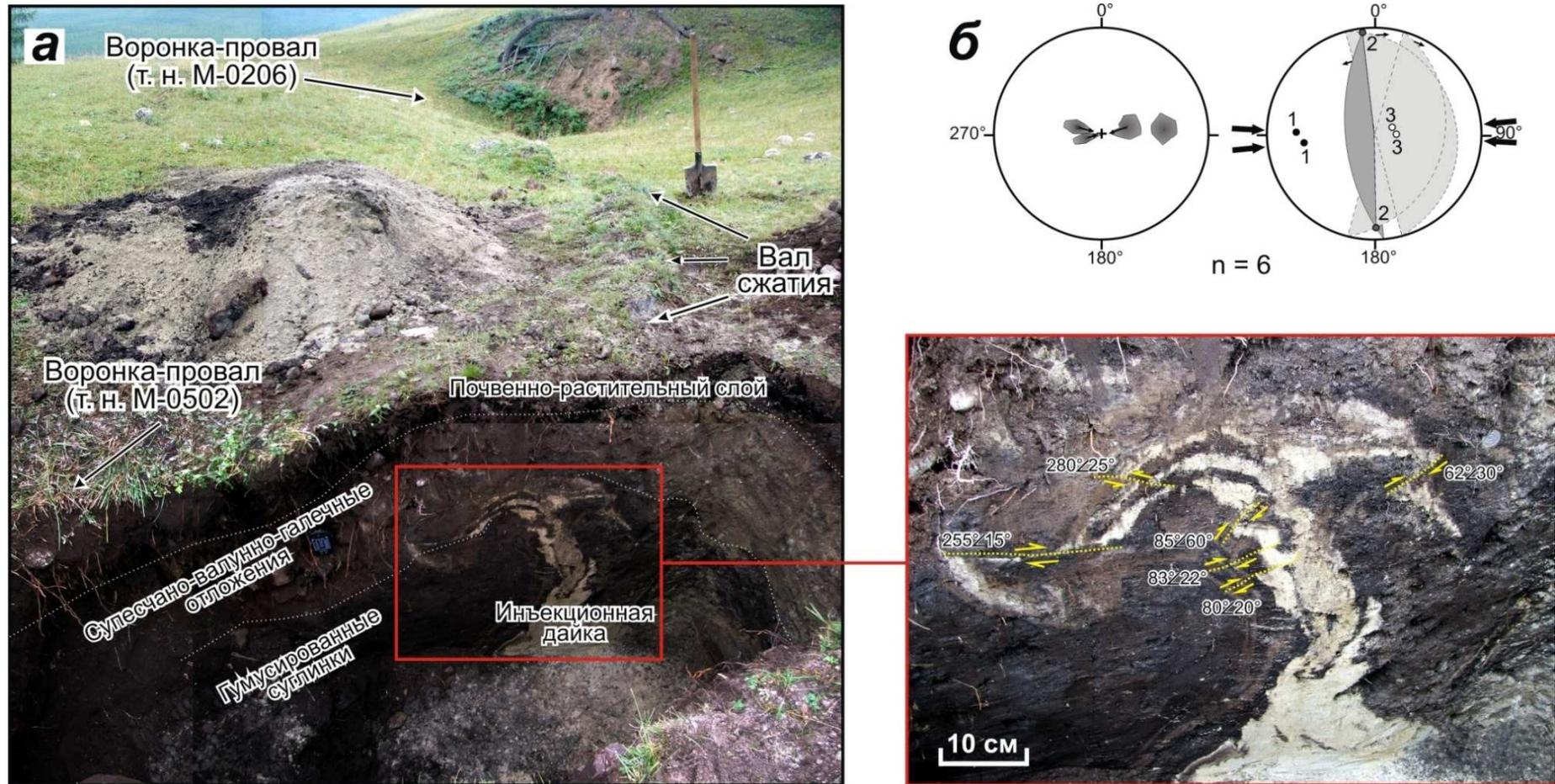


Рис. 4.2.10. Канавы в т.н. М-0502 в эпицентральной зоне Мондинского землетрясения 4.04.1950 г.

a - панорама с видом на юго-восточную стенку канавы, увеличен участок с сейсмогенной структурой по типу инъекционной дайки (на нем показаны разрывные деформации с направлениями смещения вдоль них и азимуты и углы их падения); *б* - диаграммы трещиноватости и ориентировок векторов главных нормальных напряжений, реконструированных с использованием методов П.Н. Николаева [1977] и М.В. Гзовского [1975] по измеренным в выработках трещинам.

Диаграммы трещиноватости выполнены в верхней полусфере с размером окна 10° . Стрелками на диаграммах показаны направления преимущественных разбросов в максимумах трещиноватости согласно методики [Николаев, 1977]. Внизу — количество измеренных трещин выработке (n), цифрами внутри диаграммы указаны оси главных нормальных напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения

а на сопряжении с ней — воронки-провала за счет возникших на глубине пустот. Дальнейшее развитие вала сжатия происходило в условиях хрупких деформаций. Об этом свидетельствуют две взаимопересекающиеся системы трещин с аз.пад. $255-280^\circ \angle 15-25^\circ$ и $62-85^\circ \angle 20-60^\circ$, смещающие контакты инъекционной дайки с максимальной амплитудой взброса по одной трещине до 0,11 м. По замерам разрывов в юго-восточной стенке канавы были реконструированы оси главных нормальных напряжений при использовании тектонофизических методов [Гзовский, 1975; Николаев, 1977] (см. рис. 4.2.10, б). Оба полученных решения соответствуют типу напряженного состояния — сжатию. Оси максимальных сжимающих напряжений слабонаклонные (с углами $18-23^\circ$) и ориентированы близширотно, практически под прямым углом в плане к валообразной структуре. Очевидно, что полученная тектонофизическая реконструкция свидетельствует о локальном поле напряжений, характерном для данного участка, где сформировались структуры опускания и воздымания грунта в результате процессов косейсмического разжижения и флюидизации. Наблюдаемая картина деформаций в изученном разрезе может быть представлена в виде модели: «гидроразрыв — инъекционная дайка — вал сжатия на поверхности — компенсационное проседание почвы на сопряжении с ним».

На бровке террасы р. Иркута, расположенной на несколько метров выше гипсометрического уровня воронкообразных деформаций и сейсморазрывов Промежуточного участка, отмечена система прерывистых трещин субширотной и северо-западной ориентировки, описанная в 1972 г. как главная сейсмодислокация [Сейсмогеология..., 1981]. Вдоль линий трещин наблюдались эллипсоидные проседания грунта до глубины 0,2 м и сечением $0,2-0,4 \times 0,1-0,2$ м. В месте одной из таких структур на субширотном сегменте системы была пройдена горная выработка (т.н. М-0301) по азимуту 180° длиной 1,75 м и шириной 0,7 м (рис. 4.2.11).

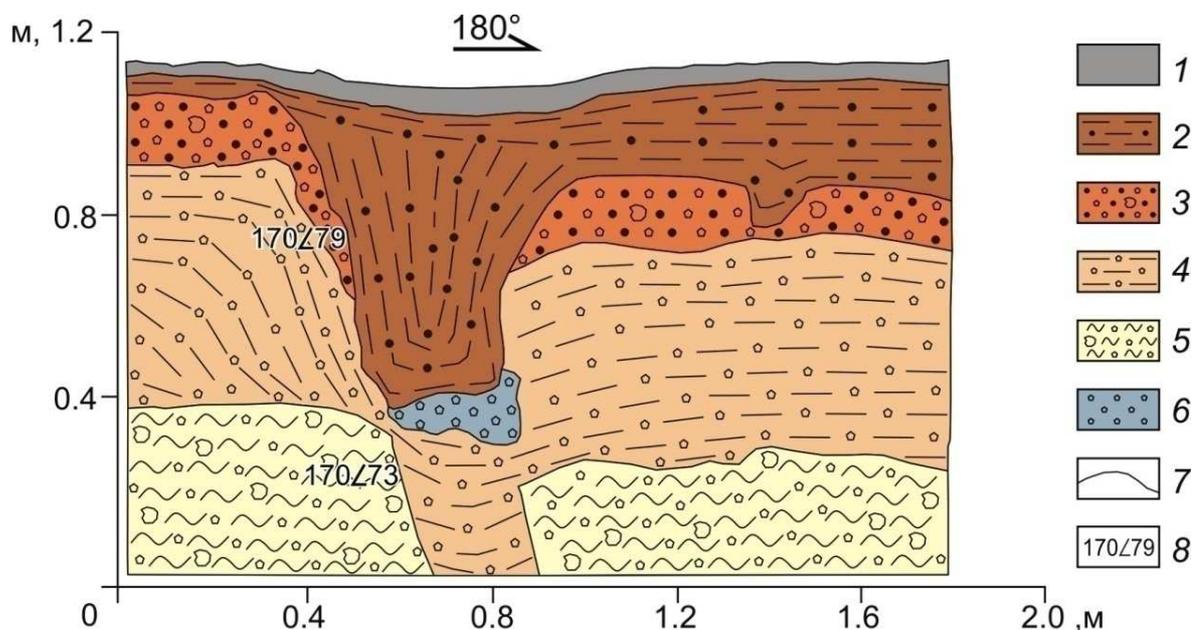


Рис. 4.2.11. Строение разреза в восточной стенке горной выработки в т.н. М-0301.

1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – суглинки с включениями крупнозернистого песка кирпичного цвета; 3 – песчано-гравийные отложения с редкими крупными обломками; 4 – гравийно-суглинистые отложения; 5 – супеси бледно-желтого цвета с гравием и обломками; 6 – слабосцементированные гравийные отложения; 7 – граница литологических разностей; 8 – азимут и угол падения нептунической дайки, в градусах

В разрезе наблюдается крутопадающий разрыв с аз. пад. $170^\circ \angle 73-79^\circ$, подчеркнутый нептунической дайкой. Строение дайки зональное, обусловленное постепенным выполнением ее тела в плоскости трещины вышележащими осадками. Мощность структуры на глубине 0,2 м от дневной поверхности составляет 0,55 м, а на приближении к днищу горной выработки уменьшается до 0,18 м. Вдоль заполненного разрыва фиксируется сбросовое смещение, опущено подгорное (южное) крыло. По третьему слою изученного разреза песчано-гравийных отложений вертикальная амплитуда подвижки достигает 0,19 м, а по подошве нижележащего гравийно-суглинистого слоя — около 0,11 м. Следов косейсмического разжижения в стенках выработки не отмечено, что связано, как предполагается, с отсутствием влияния грунтовых вод, подъем уровня которых во время землетрясения не достиг данной гипсометрической ступени. Приповерхностное выражение сместителя разрыва в виде заполненной зияющей трещины, контрастные изменения величин

смещений вдоль него и вариации мощностей осадочных пачек в его разных крыльях (особенно отчетливо для слоя суглинков с включениями песка кирпичного цвета) указывают также на его сдвиговую кинематику (согласно критериям для сдвигов в [*Paleoseismology...*, 1996]).

Стоит отметить, что признаки левого сдвига на этом участке, описанные ранее [*Сейсмогеология...*, 1981], наблюдались нами при визуальном обследовании. Кроме того, западнее сейсморазрыва, изученного в канаве, пройденной в т.н. М-0301, в зоне другой трещины отмечено левостороннее горизонтальное смещение старого пня на 0,12 м. Южнее, в пределах контуров вышеупомянутой воронки-провала в т.н. М-0201, по трассе короткого разрыва простираемым $85\text{--}90^\circ$ также наблюдался деформированный пень, разорванный с амплитудой левого сдвига до 0,08 м (рис. 4.2.12).

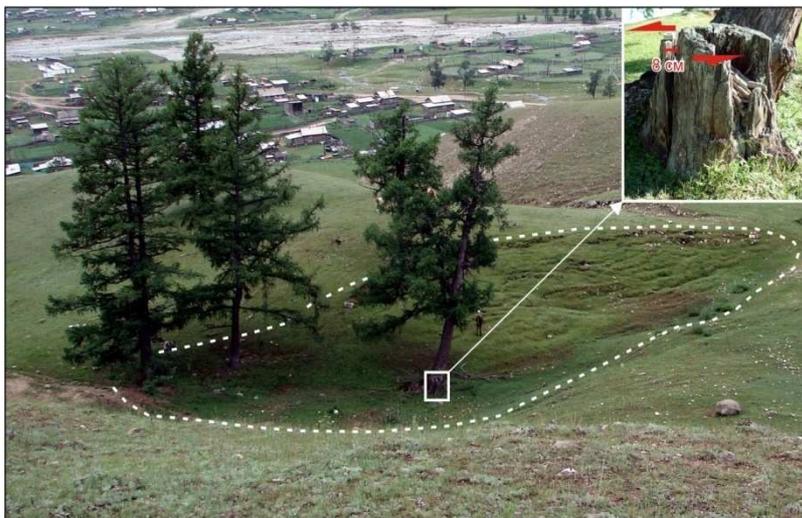


Рис. 4.2.12. Воронка-провал в эпицентральной области Мондинского землетрясения 4.04.1950 г.

Точка наблюдения М-0201. Границы воронкообразного проседания грунта отмечены пунктирной линией. На врезке — деформированный пень, смещенный по типу левого сдвига с горизонтальной амплитудой до 8 см.
Фото О.В. Луниной

На отрезке от Мондинской системы сейсмодислокаций до оз. Дутэ-нур были встречены разрывы, не описанные ранее (см. рис. 4.2.3). Они имеют различные протяженность и направление (с преобладанием ЗСЗ–ВСВ), отсекая в плане небольшие блоки горных пород. В пределах блоков фиксируются грабенообразные структуры, подобные таковым на Промежуточном участке. Местами они осложнены буграми выдавливания грунта и провальными воронками. В некоторых случаях воронки оконтуриваются трещинами отседания с амплитудой 0,1–0,4 м, а установившаяся глубина провала ближе к

оз. Сван-нур достигает 5 м.

Таким образом, в ходе полевых исследований эпицентральной зоны Мондинского землетрясения 1950 г. было подтверждено, что в ее пределах во время основного подземного толчка образовалась сложная система разноранговых сеймотектонических разрывов прерывистого характера с преобладанием ЗСЗ – ВЮВ и СЗ – ЮВ направлений. Вдоль них реализовались сбросовые, взбросовые и сдвиговые подвижки, причем для последних прослежено преобладание левосторонних перемещений. Это обусловлено активизацией сейсмогенерирующего Мондинского разлома с широкой зоной динамического влияния, а также характером рельефа района в виде террасированного склона с метастабильными крутыми уступами. Подвижки вдоль сеймотектонических трещин инициировали развитие большого набора вторичных косейсмических эффектов.

4.2.4. Анализ параметров деформационных структур

Из вторичных деформационных сеймоструктур, изученных на поверхности и в осадочных разрезах, наиболее распространены воронки-провалы, структуры разжижения и флюидизации грунта и неפטунические дайки. Последние сформированы путем заполнения первичных сейсморазрывов вышележащими отложениями (т.н. М-0301, М-0601). Образование воронок-провалов, как отмечено, было связано с несколькими причинами. Во-первых, с возможным развитием суффозионных и/или термокарстовых процессов, инициированных сеймотектоническими трещинами на глубине (участок Булухтинских сейсмодислокаций). Во-вторых, с компенсационным проседанием грунта по линии зияющих разрывов (т.н. М-0301), а также на флангах грабенообразных форм (Промежуточный участок). В-третьих, с выдавливанием разжиженного осадочного материала и образованием пустот на некоторой глубине (т.н. М-0502). Структуры косейсмического процесса разжижения и флюидизации, в первую очередь, представлены достаточно крупными инъекционными дайками. Среди них

можно выделить два типа: сформированные путем выполнения нижележащими осадками трещин вдоль сеймотектонических разрывов (т.н. М-0601) и гидроразрыва плотных вышезалегающих пачек (т.н. М-0502). Также из наблюдаемых осадочных структур к сейсмитам относятся силлы (т.н. М-0502, М-0601), пластические интрузии и микродайки (т.н. М-0601). Примечательно, что деформации разжижения развились в водно-ледниковых грубозернистых отложениях, находящихся на момент основного толчка Мондинского землетрясения в сезонно-мерзлом состоянии. К примеру, подобные структуры наблюдались в эпицентральной области Цаганского сейсмособытия и описаны в настоящей главе, однако условия их образования там были благоприятными. Главным образом, это осадки «подходящего» гранулометрического состава (пески, супеси), обладающие высоким потенциалом к разжижаемости. К тому же, магнитуда Цаганского землетрясения была выше. Исходя из вышеперечисленных фактов, следует вывод о том, что формирование сейсмиков происходит в отложениях разного гранулометрического состава. Поверхностное их выражение в виде выбросов разжиженного грунта обуславливается, по-видимому, в большей степени магнитудой землетрясения, а также изменениями уровня грунтовых вод во время него. Так, при Мондинском подземном толчке подъем уровня вызвал образование источников в районе улуса Арахта (по [Тресков, Флоренсов, 2006]), а на более высокой гипсометрической ступени рельефа — лишь подповерхностное разжижение и флюидизацию осадков (т.н. М-0601, т.н. М-0502). Еще выше — сейсмиков обнаружено не было (т.н. М-0301).

Для анализа направлений известных и выявленных в ходе полевых и камеральных работ структурных единиц района исследований (см. рис. 4.2.3) были построены розы-диаграммы в программе Rose 1.0, представленные на рис. 4.2.13. Видно, что четвертичные разломы занимают секующее положение по отношению к террасированному рельефу (рис. 4.2.13, а, г). В целом, для дизъюнктивных нарушений района преобладают направления от субширотных до СЗ – ЮВ в пределах азимутов 270°–320° (рис. 4.2.13, а, б, в). Однако

присутствуют и СВ–ЮЗ и субмеридиональные их ориентировки.

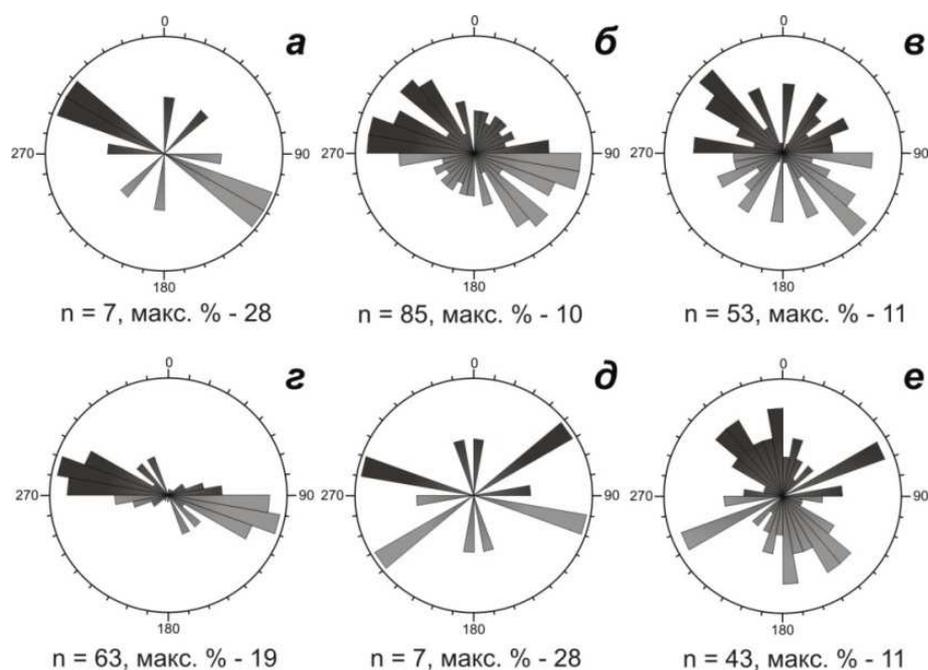


Рис. 4.2.13. Розы-диаграммы простираний линейно ориентированных структур (шаг 10°):

а — разломов прилегающей территории; *б* — сейсмогенных разрывов, достоверно установленных при полевых исследованиях; *в* — сейсмогенных разрывов предполагаемых, выявленные при дешифрировании спутниковых снимков; *г* — террасовидных возвышенностей; *д* — кластических даек; *е* — длинных осей воронок-провалов.

n — количество измерений, макс. % — максимальный процент для наибольшего луча на розе-диаграмме.

Такое многообразие простираний разрывов можно объяснить тектонофизическим представлением Мондинской разломной зоны, внутреннее строение которой при доминировании левого сдвига осложняется разнонаправленными эшелонированными структурными парагенезисами [Семинский и др., 2005]. Простирание кластических даек в целом совпадает с ориентировками разрывных нарушений (рис. 4.2.13, *д*). Иная картина наблюдается для воронок-провалов (рис. 4.2.13, *е*): они преимущественно выстраиваются в «нетипичном» ССЗ–ЮЮВ направлении (азимуты 310° – 360° в северных румбах). Такое несоответствие можно трактовать двояко: либо большинство воронок фиксируют не вышедшие на поверхность трещины более низкого иерархического уровня, либо они вообще не связаны с

сейсмотектоническими подвижками.

Для установления природы образования провальных структур в исследованной эпицентральной зоне были проанализированы их параметры (площадь, глубина) по отношению к источнику сейсмических колебаний. Поскольку воронки-провалы, в основном, имеют в плане эллипсовидную форму, их площадь можно определить по формуле для установления площади эллипса:

$$S_B = \pi \cdot \frac{l_{B1} \cdot l_{B2}}{2}, \quad (4.2.1)$$

где S_B — площадь воронки-провала (в m^2), l_{B2} и l_{B1} — максимальные длины короткой и длинной ее осей (в м), соответственно. Значения последних двух характеристик, а также установившаяся глубина структуры определялись в полевых условиях.

На рис. 4.2.14 видно, что существуют некоторые закономерности в распределении площадей и глубин воронок-провалов относительно инструментального эпицентра Мондинского землетрясения (координаты по БФ ГС СО РАН [*Электронный ресурс*]). Намечается тенденция в их постепенном увеличении на приближении к эпицентру, причем увеличивается и количество (густота проявления) структур. Стоит отметить, что общее наращивание интенсивности масштабов проявления провальных воронок происходит неравномерно, что может быть вызвано рядом причин, в том числе локальными специфическими условиями геологической среды. Так, например, максимум на рис. 4.2.14, *a* на расстоянии чуть менее 1080 м от начала отчета соответствует описанной выше структуре в т.н. М-0201, образованной путем слияния двух воронок-провалов. Примечательно, что подобные закономерности в пространственном распределении относительно сейсмоисточника были установлены для параметров хрупко-пластических сейсмитов, образовавшихся во время Цаганского землетрясения (см. рис.

4.1.13). В итоге, воронки-провалы можно отнести к эффектам, вызванным сейсмическими сотрясениями.

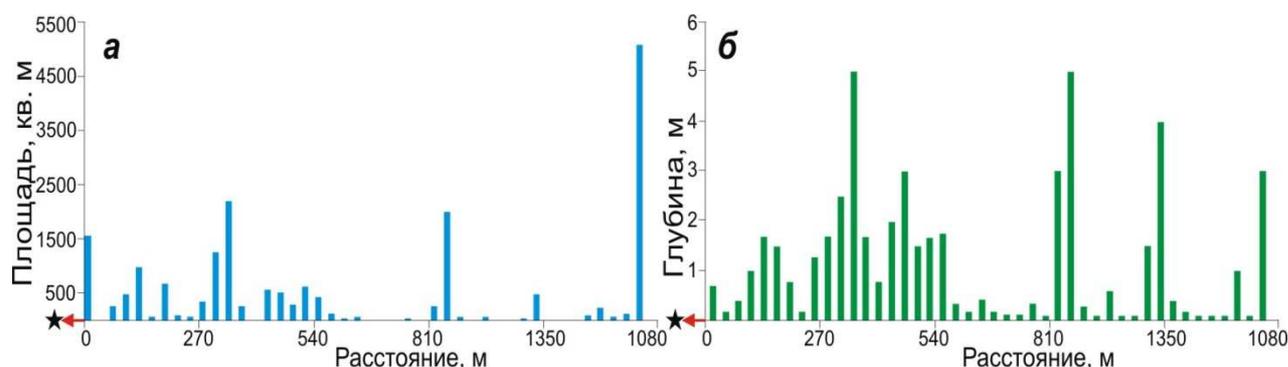


Рис. 4.2.14. Гистограммы распределения воронок-провалов на удалении от эпицентра Мондинского землетрясения 1950 г.:

а — по максимальной площади (м^2); *б* — по максимальной глубине (м).

Измерения расстояний производились от условно центральной точки ближайшей к инструментальному эпицентру (по данным БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс]) воронки-провала. На графиках эпицентр землетрясения отмечен звездочкой.

Для изученных в осадочных разрезах кластических даек не представляется возможным проследить пространственное распределение их параметров (например, I_{cd}) вследствие малого объема данных — всего три выработки, близко расположенные друг от друга.

Таким образом, из представленного здесь материала можно сформулировать следующие основные выводы:

1) Во время Мондинского землетрясения 4.04.1950 г. на северных склонах одноименной впадины образовалась система сеймотектонических дислокаций, секущая террасированный рельеф. Прерывистые разноранговые сейсморазрывы вытянулись на не менее, чем 5,4 км в ЗСЗ–ВЮВ направлении согласно простиранию Мондинского разлома, отражая внутреннюю структуру его южного крыла.

2) Вдоль разрывов реализовались взбросовые, сбросовые и сдвиговые (преимущественно левосторонние) подвижки, инициировавшие формирование вторичных сейсмогенных структур.

3) В валунно-галечных сезонно-мерзлых отложениях района образовалось широкое многообразие сейсмиков, что было связано, в том

числе, и с вариациями уровня грунтовых вод во время землетрясения. Из них формирование большинства кластических даек было сопряжено с возникновением сейсмогенных разрывов разных масштабных уровней.

4) Воронки-провалы в эпицентральной зоне Мондинского землетрясения инициированы сейсмическими колебаниями. Интенсивность и густота их проявления в целом постепенно и неравномерно уменьшается на удалении от ассоциируемого источника сейсмических колебаний. Влияние на дальнейшее развитие провальных структур оказывают характер рельефа территории и экзогенные процессы.

Глава 5

ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ДАННЫХ ПО ВТОРИЧНЫМ КОСЕЙСМИЧЕСКИМ ЭФФЕКТАМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Представленные в главе 4 диссертационной работы результаты полевых исследований в эпицентральных областях сильнейших землетрясений Прибайкалья позволили выявить некоторые сходные черты в распределении в их пределах сейсмогенных структур. Главным образом, отмечено, что большая часть крупных по размерам вторичных дислокаций сосредотачивается вблизи ассоциируемого сейсмоисточника, что хорошо согласуется с выводами, полученными в главе 3.

Как уже упоминалось, процедура определения местоположения предполагаемого эпицентра землетрясения прошлого может основываться на материалах о параметрах сейсмиков одного типа. Работы такого направления по поиску структур палеорасшижения в течение нескольких лет проводились в долине р. Уобаш (США) [Munson and Munson, 1996; Hajic., Wiant, 1997; Obermeier, 1998]. На большой площади в осадочных грунтах были выявлены песчаные дайки, образовавшиеся во время сейсмического события Vincennes около 5000 календарных лет назад. Макросейсмический эпицентр (energy center) землетрясения, по мнению авторов, анализировавших всю совокупность полученных данных [Green et al., 2005], мог быть расположен в центре области, о контуренной изолинией с максимальной встреченной мощностью даек (рис. 5.1). При отсутствии следов первичной сейсмодислокации, такой вывод выглядит логичным. Предложенные в настоящей работе индексы интенсивности проявления вскрытых горными выработками хрупко-пластических сейсмиков (I_{cd} и I_{md}) в полной мере могут использоваться для характеристики землетрясений прошлого, если другие остаточные деформации в грунтах не будут обнаружены или выражены в меньшей степени. Однако

автор обращает внимание, что надежность и достоверность таких оценок обуславливается, прежде всего, интегрированием данных по широкому спектру синхронных дислокаций, в отдельности локализующихся в пространстве неравномерно, а также большим, статистически достоверным материалом.

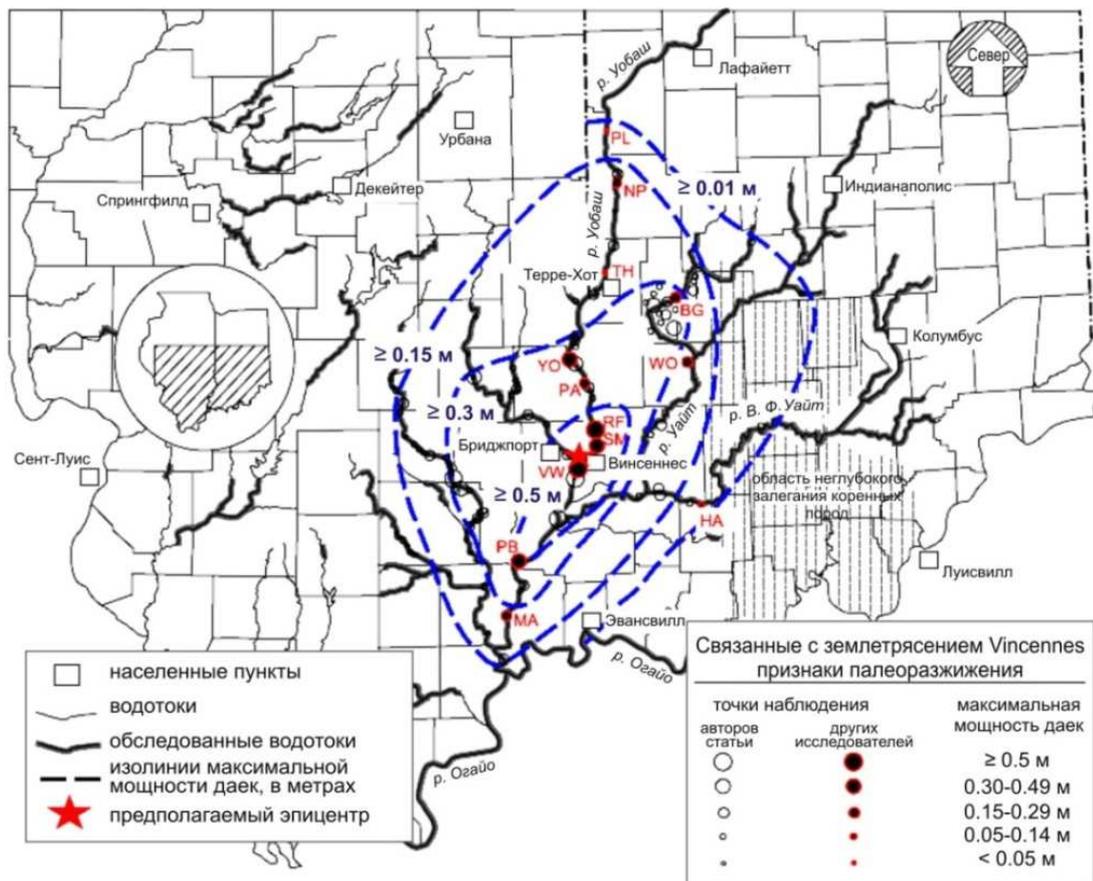


Рис. 5.1. Схема распространения структур палеоразжижения на удалении от эпицентра землетрясения в долине р. Уобаш, США (по [Green et al., 2005]).

Ниже приведен пример практического использования наших эмпирических обобщений и заключений. В краткой форме изложены методики восстановления эпицентра (здесь и далее речь идет о макросейсмическом эпицентре) и характеристики сейсмогенного источника для Цаганского землетрясения 1862 г. Возможность таких вычислений обусловлена проведенным анализом и интерпретацией фактического материала, базирующимся на комплексе наших детальных сейсмогеологических, геолого-структурных и тектонофизических работ по картированию

сейсмодетформаций.

5.1. Использование количественных параметров вторичных сейсмогенных структур в рыхлых отложениях для локализации эпицентра доинструментального землетрясения на примере Цаганского сейсмособытия 12.01.1862 г.

С целью реконструкции местоположения эпицентра Цаганского землетрясения были использованы следующие 13 параметров вторичных деформационных сеймоструктур (Приложение Д):

- 1) Максимальная амплитуда смещения по сбросовым трещинам ($A_{сбр.}$), в м.
- 2) Максимальная амплитуда смещения по взбросовым трещинам ($A_{взбр.}$), в м.
- 3) Отношения количества сколов со смещениями к длине зачистки (N_s/L), в ск./м.
- 4) Мощность зоны повышенной нарушенности (зоны трещиноватости, дробления) горных пород (m_{tz}), в м.
- 5) Плотность трещиноватости на единицу площади осадочного обнажения (N), в тр./м².
- 6) Средняя мощность кластических даек (m_{cd}), в м.
- 7) Средняя высота (глубина) проникновения кластических даек (h_{cd}), в м.
- 8) Отношение количества кластических даек к длине зачистки (N_{cd}/L), в кл. д./м.
- 9) Средний индекс интенсивности проявления кластических даек в зачистке (I_{cd}), безразмерная величина (уравнение 4.1.1).
- 10) Средняя мощность микродаек (m_{md}), в м.
- 11) Средняя высота (глубина) проникновения микродаек (h_{md}), в м.
- 12) Отношение количества микродаек к длине зачистки (N_{md}/L), в мд./м.
- 13) Средний индекс интенсивности проявления микродаек в зачистке (I_{md}), безразмерная величина (уравнение 4.1.2).

Для сопоставления вышеуказанных параметров косейсмических деформаций требуется относительная количественная характеристика их проявленности в отдельной точке (пункте) наблюдения, которая не будет зависеть от разных единиц измерения. Нами предлагается использовать величину « SUM_{spp} » [Лунина и др., 2011], представляющую собой сумму значимых пиков всех проанализированных параметров (введено сокращение от англ. «The sum of significant parameter peaks»). Пиками или максимумами каждого параметра здесь считаются значения, большие их среднеарифметической совокупности в пределах изученной площади. Стоит отметить, что процедуру подсчета SUM_{spp} можно выполнять как графическим путем (рис. 5.2), так и в табличной форме (см. Приложение Д).

На основании полученных величин SUM_{spp} в дальнейшем были построены изолинии с шагом через единицу на плане изученной площади (рис. 5.3). Видно, что максимальные значения SUM_{spp} оконтурены изолинией «7» вдоль четырехкилометрового участка около с. Дубинино, на побережье оз. Байкал. В целом, рисунок изолиний вытягивается на ЮЗ практически до с. Красный Яр и на СВ до с. Дулан, трассируя зону сейсмогенерирующего Дельтового разлома, а также субмеридионально до с. Шергино.

Второй максимум величины SUM_{spp} отстоящий в 2–2,5 км северо-восточнее с. Энхалук, по нашему мнению, связан со Среднебайкальским землетрясением 29.08.1959 г. с $M=6.8$. Во-первых, он располагается напротив эпицентра этого сейсмособытия (под № 1 на рис. 5.3) с характерным изгибом изолиний в его сторону. Во-вторых, данный максимум в плане более удален от сместителя Дельтового разлома. Наконец, в-третьих, как отражено на рис. 5.4, места (линии) проявления «цаганских» и «среднебайкальских» вторичных деформаций пространственно разобщены и обособлены, что, в целом, логично повторяет общую картину распространения параметра SUM_{spp} . Таким образом, полученное распределение изолиний для Цаганского сейсмособытия на данном этапе анализа уже позволяет сместить его эпицентр по современным оценкам (№ 2 на рис. 5.3) на северо-восток, в направлении с. Дубинино, где

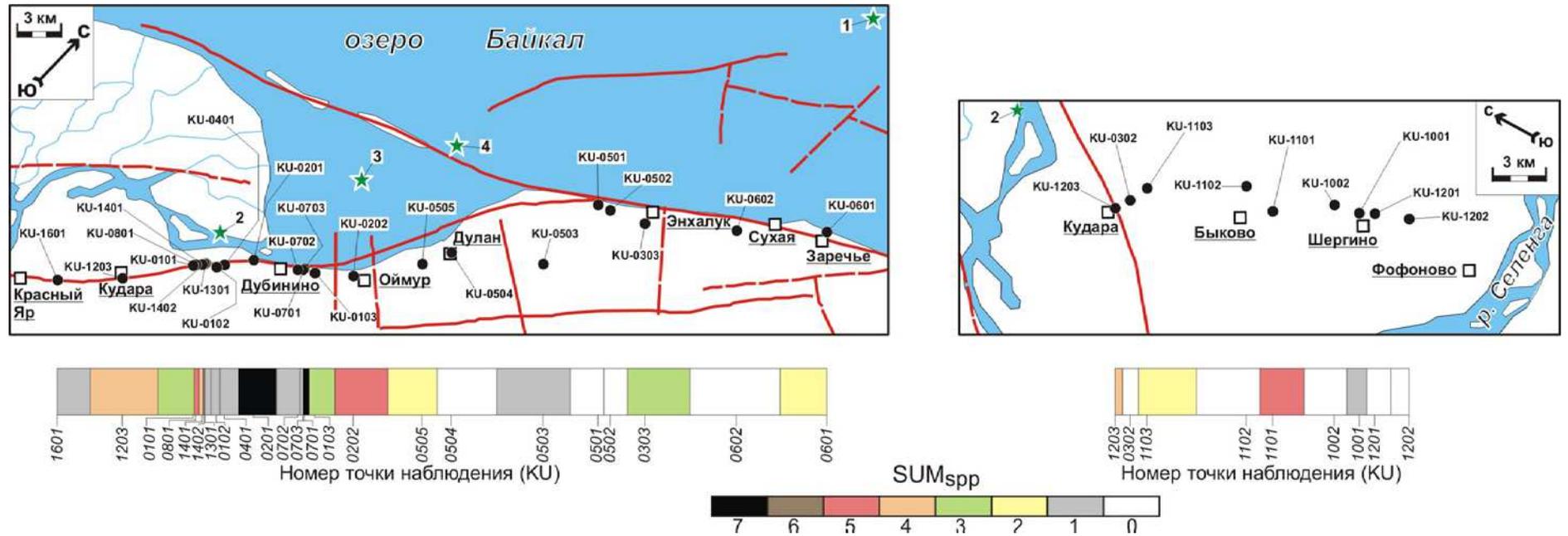


Рис. 5.2. Распределение суммы значимых пиков различных параметров (SUM_{spp}), принимавших участие в анализе, вдоль профилей и соответствующая шкала.

Условные обозначения см. на рис. 5.3

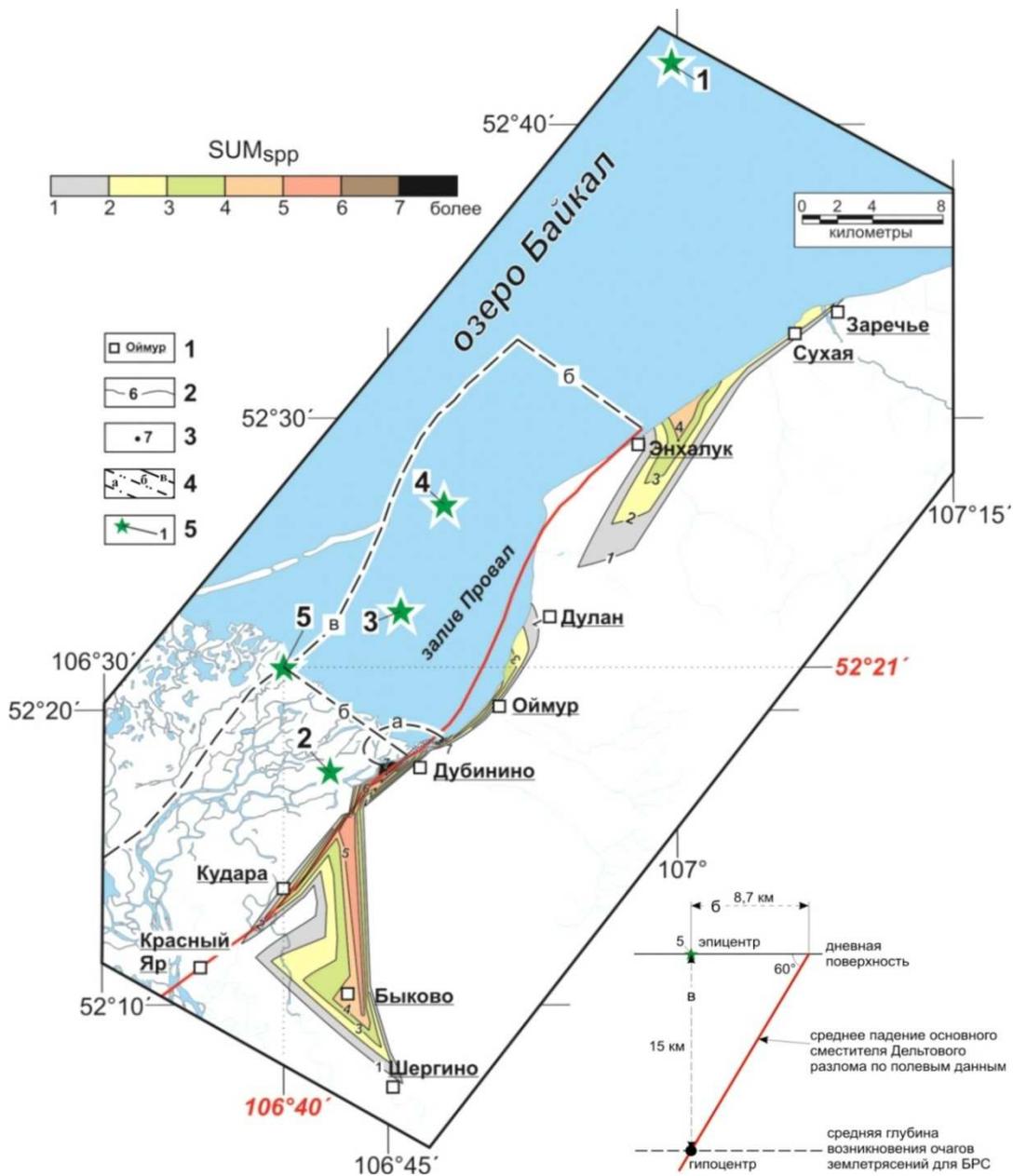


Рис. 5.3. Восстановление местоположения макросейсмического эпицентра Цаганского землетрясения 1862 г. на основе распределения параметра SUM_{spp} для косейсмических эффектов в рыхлых отложениях с учетом угла падения плоскости сейсмогенерирующего разлома и средней глубины землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.

В правом нижнем углу продемонстрирована реконструкция местоположения гипоцентра. Условные обозначения: 1 — населенный пункт; 2 — изолинии параметра SUM_{spp} ; 3 — точки наблюдения с максимумами SUM_{spp} ; 4 — область с максимальной интенсивностью проявления косейсмических деформаций в грунтах (а), направление среднего азимута падения Дельтового разлома (б) и проекция Дельтового разлома с глубины 15 км при среднем угле падения 60°; 5 — инструментальный эпицентр Среднебайкальского землетрясения 29.08.1959 г. по данным БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс] (1) и макросейсмический эпицентр Цаганского землетрясения 12.01.1862 г. по данным: БФ ГС СО РАН [Электронный ресурс] (2), [New Catalog., 1982] (3), [Голенецкий, 1996] (4), представленным в настоящей работе (5)

проходит воображаемая центральная ось для максимальной области SUM_{spp} .

Далее уточнение положения эпицентра основывается на его связи с сейсмогенерирующим Дельтовым разломом. Подобная геолого-структурная информация редко применяется в сейсмологических построениях, на что уже указывалось в настоящей работе.

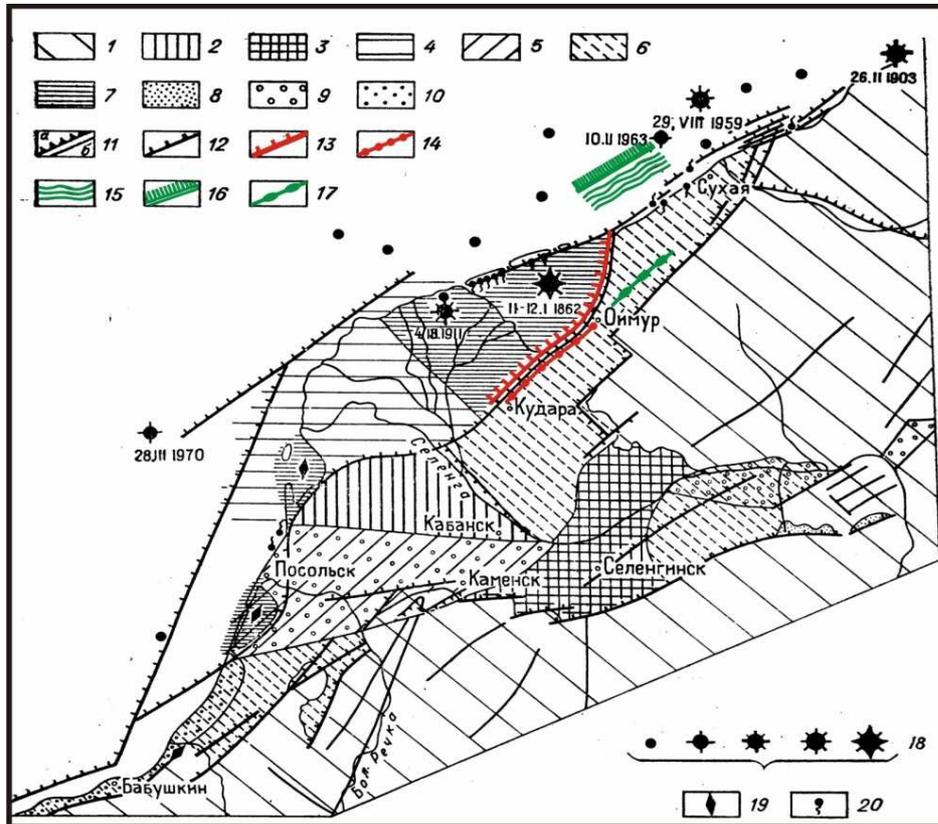


Рис. 5.4. Схема сеймотектоники дельты р. Селенги и сопредельных территорий (по [Сейсмогеология..., 1981], с изменениями).

Условные обозначения. 1–3 — положительные морфоструктуры; 4–10 — отрицательные морфоструктуры; 11–12 — разрывные нарушения; сейсмодислокации, возникшие при Цаганском землетрясении 12.01.1862 г.: 13 — сейсмогенный сброс, 14 — линии зияющих трещин, провалов грунтов и грязевых извержений; сейсмодислокации, возникшие при Среднебайкальском землетрясении 29.08.1959 г.: 15 — участок установленных сейсмогенных оползней, 16 — юго-восточная граница части дна озера, опустившейся на 10-15 м, 17 — главная линия грязевых извержений и провалов грунта; 18 — эпицентры землетрясений; 19 — палеосейсмодислокации; 20 — горячие субаквальные источники и выходы газов

Согласно замерам трещиноватости в разрезе сейсмогенного уступа (см. рис. 4.1.7), средний угол падения Дельтового разлома составляет 60° . Поскольку глубина гипоцентра Цаганского землетрясения не известна, она принята равной 15 км, то есть средней глубине возникновения землетрясений для Байкальской рифтовой зоны (по [Гилева и др., 2000]). Путем несложных

построений в едином масштабе определяется ширина по среднему падению разлома до принятого гипоцентра — 17,3 км. Проекция точки с отмеченной глубины на дневную поверхность будет располагаться в 8,7 км от основного сместителя. Наконец, полученное расстояние выносится на план от центральной части области с максимальной интенсивностью проявлений косейсмических деформаций на линии Дельтового разлома, по среднему азимуту его падения. Тогда, на удалении 8,7 км от его магистрального сместителя, точка, являющаяся макросейсмическим эпицентром, будет иметь следующие координаты в десятичных градусах: $52,35^{\circ}$ с.ш. и $106,67^{\circ}$ в.д. (см. рис. 5.3).

Здесь необходимо отметить, что возможно иное поведение сместителя Дельтового разлома на глубине (например, его выполаживание). Не исключен и другой подземный уровень начала вспарывания разлома при Цаганском землетрясении. Кроме того, отсутствует информация по косейсмическим структурам в акватории озера Байкал. Тем не менее, выполненные построения основаны на синтезе всего комплекса имеющихся в настоящее время данных, полученных в ходе наших работ и предшествующих исследований.

5.2. Определение параметров сейсмогенного источника Цаганского землетрясения 12.01.1862 г.

Индивидуальный геолого-геофизический сейсмогенный источник (ИГГСИ) — это модель очага и/или сейсморазрыва, которая содержит информацию для его трехмерного отображения на любой географической основе (по [Basili et al., 2008]). Обоснованные параметры ИГГСИ могут быть получены только при анализе всего комплекса геолого-структурных, геофизических, сейсмологических и других материалов, в том числе исторических описаний и макросейсмических обследований последствий ассоциируемых землетрясений. В общем виде, на представлении сейсмоисточника, порождающего сильные землетрясения в одном и том же месте с определенной повторяемостью, основан вероятностный анализ

сейсмической опасности [Уломов, 2006].

Длина первичной (истинной) сейсмодислокации от Цаганского землетрясения оценена в 30 км [New catalog..., 1982], что эквивалентно отрезку Дельтового разлома от мыса Облом до с. Кудара. Выше приведена максимальная глубина модели (15 км), принятая согласно работе [Гилева и др., 2000], а также рассчитана ее ширина по падению (17,3 км). Минимальная глубина модели будет иметь значение 0 км, поскольку очаг Цаганского землетрясения 1862 г. имел выход на поверхность в виде хорошо выраженного уступа и рва в песчаном увале [Фитингоф, 1865], простирающегося на СВ–ЮЗ. При изучении строения разреза данного уступа в районе между населенными пунктами Инкино и Шерашево нами установлено, что смещение реализовалось в условиях СЗ–ЮВ растяжения путем формирования ступенчатой системы сбросов с падением $300\text{--}350^\circ \angle 45\text{--}75^\circ$ (см. рис. 4.1.7). Тогда, согласно полевым данным, средний угол падения модели ИГГСИ составляет 60° , средний азимут падения — 325° , а, соответственно, средний азимут простирания будет равен 55° . Видимая вертикальная амплитуда смещения по разрывам в канаве (см. рис. 4.1.7) достигала 2,83 м. Однако, ранее вертикальная амплитуда сброса от Цаганского землетрясения оценена в 8 м [New catalog..., 1982], что является максимальным значением единичной подвижки для модели.

Для сбросов, развивающихся в области растяжения, О.В. Луниной [2002] были предложены уравнения регрессий, связывающие параметры сейсморазрывов и магнитуды ассоциируемых землетрясений:

$$M = 6.60 + 0.88 \cdot \lg D, \quad (5.1)$$

$$M = 4.28 + 1.72 \cdot \lg L, \quad (5.2)$$

где L — длина сейсмогенного разрыва (в км), D — максимальное полное смещение по разрыву (в м), M — магнитуда землетрясения.

Тогда магнитуда сейсмособытия, рассчитанная по протяженности первичного разрыва, составит 6,8 (уравнение 5.2), а по смещению вдоль него — 7,4 (уравнение 5.1). Последнее полученное значение выглядит достовернее для Цаганского землетрясения, поскольку интенсивность его проявления заметно выше по сравнению с близким инструментально зарегистрированным Среднебайкальским землетрясением 1959 г. с $M = 6,8$ [Сейсмическое..., 1977]. Необходимо отметить, что близкие значения магнитуд получены и по другим подобным соотношениям для сбросов, представленным в работах [Wells, Coppersmith, 1994; Стром, Никонов, 1997; Чипизубов, 1998] (табл. 5.1). Несущественные расхождения находятся в пределах ошибки в оценке магнитуд землетрясений ($\pm 1/4$) по параметрам одноактных дислокаций с возрастом в сотни лет («ПСД 1-го рода» по [Чипизубов, 1998]).

Таблица 5.1

Расчетные значения магнитуды землетрясения по длине сейсмодислокации (30 км) и по максимальной вертикальной амплитуде смещения (8 м) на основе предложенных ранее соотношений для сбросов

№	Уравнение	Переменные	Источник	Расчетное значение магнитуды
5.3	$M = 4.86 + 1.32 \cdot \lg(SRL)$	SRL – длина поверхностного разрыва (км), $M - M_W$	[Wells, Coppersmith, 1994]	6.8
5.4	$M = 6.61 + 0.71 \cdot \lg(MD)$	MD – максимальное смещение (м), $M - M_W$		7.3
5.5	Графическое определение	D_{max} вертикальная – максимальное вертикальное смещение (м), $M - M_S$	[Стром, Никонов, 1997]	7.2
5.6	$M = 1.86 \cdot \lg(L) + 4.16$	L – длина разрыва (км), $M - M_S M_{LH}$	[Чипизубов, 1998]	6.9
5.7	$M = 0.96 \cdot \lg(D) + 6.70$	D – интегральная амплитуда смещения (м), $M - M_S M_{LH}$		7.6

Таким образом, совокупность данных, полученных нами [Андреев и др., 2011] и опубликованных другими исследователями, позволяет охарактеризовать параметры модели ИГГСИ, генерирующего землетрясения, подобные Цаганскому 12.01.1862 г. Все они сведены в табл. 5.2. В конечном

итоге возможна визуализация модели на любой картографической основе.

Таблица 5.2

Параметры модели индивидуального геолого-геофизического сейсмогенного источника на сегменте Дельтового разлома «с. Кудара – мыс Облом»

Параметр	Значение
Длина (м)	30000
Ширина по падению (м)	17300
Максимальная глубина (м)	15000
Минимальная глубина (м)	0
Средний азимут простирания (градусы)	55
Средний азимут падения (градусы)	325
Средний угол падения (градусы)	60
Кинематический тип	сброс
Максимальная амплитуда единичной подвижки (м)	8
Максимальная магнитуда единичного сейсмического события M_S	7,4

Примечание. Обоснование параметров см. в тексте

По сути, приведенные построения представляют собой конечный продукт палеосейсмогеологических исследований. Они обосновываются совокупностью имеющихся данных по косейсмическим деформациям в рыхлых осадках и параметрам ассоциируемого разлома, базирующихся на концепции об их взаимосвязи. По мере накопления материала с помощью нового подхода для реконструкции эпицентров землетрясений прошлого и методики определения модельных характеристик ИГГСИ возможна прогнозная оценка сейсмической опасности отдельных районов в долгосрочной перспективе. Стоит отметить, что для хранения информации о моделях ИГГСИ предусмотрен специальный модуль реляционной базы данных «ActiveTectonics» [Лунина и др., 2012б].

5.3. Некоторые особенности проявления и распределения вторичных косейсмических эффектов в эпицентральных областях землетрясений

В диссертационной работе обосновывается тесная связь эффектов от

землетрясения и ассоциируемого источника сейсмических колебаний, что является «фундаментом» для построения различных сеймотектонических моделей. Конечно же, необходимо учитывать целый ряд особенностей, к примеру, таких, как неравномерный характер пространственного распределения эффектов на удалении от источника. Это может объясняться с позиции специфического воздействия сейсмических волн на геологическую среду, ее разломно-блокового строения, наличия аномально восприимчивых/устойчивых к нарушениям участков и т.д. Здесь необходим глубокий анализ физической природы сейсмического процесса, что выходит за рамки настоящей работы. Тем не менее, уже на данном этапе исследования продемонстрирована практическая применимость полученных закономерностей.

Несмотря на отличие изученных нами и описанных в главе 4 коровых землетрясений по магнитуде (7.5 и 7.0), по кинематике движения вдоль сейсмогенерирующего разлома (преобладающие сброс и сдвиг), по нарушенным ими нелитифицированным отложениям, в осадочных разрезах мы наблюдали структурные ансамбли из хрупких деформаций, а также пластических и хрупко-пластических разновидностей сейсмиков. Бесспорно, что выделившаяся сейсмическая энергия при этих подземных толчках была велика. Однако, например, во время Уоянского землетрясения 2.11.1976 г. с $M_S = 5.2$ в центральной части Верхне-Ангарской впадины возникли грифоны (родники) на расстоянии 15 км от его эпицентра [Голенецкий, Ясько, 1979]. Возможно, свой вклад в развитие эффектов разжижения грунта в данном пункте внесли гидрогеологические условия, но не исключается и присутствие таких эффектов в непосредственной близости от источника сейсмических колебаний. То же предположение применимо и к составу вмещающих деформации отложений. Типичными для косейсмического разжижения являются аллювиальные водонасыщенные осадки на небольшой глубине от поверхности. Тем не менее, известны случаи, когда при определенных условиях, а именно притоке флюидов по зонам дизъюнктивных нарушений и

динамической нагрузке (вибрации при землетрясении), могут разжижаться даже плотные глины [Кративнер, 1986]. Поэтому не исключены находки сейсмогенных структур в таких грунтах в зоне сейсмогенерирующего разлома, что может быть дополнительным подспорьем в обособлении вдоль него отдельных сегментов (представляемых в виде ИГГСИ).

Как следствием, продиктованным обозначенными выше соображениями, является необходимость постановки дальнейших детальных поисков «ископаемых» следов разжижения прошлого в осадочном чехле территории юга Сибири. Причем, как видится автору, подобные исследования, помимо наработанного комплекса методов, для полноты их должны проводиться с привлечением дополнительных методов, в том числе малоглубинной геофизики (например, георадарного профилирования). В этом отношении будет полезен любой результат, включая даже отсутствие следов палеоразжижения на отдельных площадях, благодаря чему возможно установление пределов доисторического сотрясения (по [Obermeier et al., 2005]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения настоящего исследования автором собраны и систематизированы макросейсмические сведения о последствиях инструментальных землетрясений, зарегистрированных на территориях южной Сибири в России, Монголии и северо-восточной части Казахстана. В результате сейсмостатистических построений, базирующихся на этих данных, были предложены региональные соотношения между некоторыми параметрами сейсмособытий и вызванных ими вторичных косейсмических эффектов в геологической среде. В работе демонстрируется, что на пространственное распределение структур сейсмогенного разжижения грунта, главным образом, влияет магнитуда землетрясения, начиная с $M_S = 5.2$ и выше, и гидрогеологические особенности территории исследования.

В региональном плане прослежена тесная пространственная связь вторичных косейсмических эффектов с ассоциируемыми дизъюнктивными нарушениями, и, следовательно, областями динамического влияния последних. Причем для структур разжижения такая связь в среднем в 10 раз выше, и уже 71 % из них локализуются в пределах 20 км от сейсмогенерирующего разлома. Кроме того, важно, что в ходе анализа данных не отмечено существенного влияния глубины гипоцентров коровых землетрясений на образование косейсмических эффектов разжижения.

Необходимо подчеркнуть, что в настоящей работе продемонстрированы возможности адаптации стандартных геолого-структурных и тектонофизических наблюдений к палеосейсмогеологическим траншейным исследованиям. На основании такого комплексного подхода детально изучены и охарактеризованы деформационные структуры в эпицентральных областях Цаганского 12.01.1862 г. и Мондинского 4.04.1950 г. землетрясений, с обоснованием их сейсмогенного происхождения. Особое внимание было уделено разрывным нарушениям, сейсмитам и воронкам-провалам грунта. В ходе совокупного анализа данных установлено, что хрупко-пластические

разновидности структур разжижения и провальные воронки распределяются в пространстве неравномерно, а с приближением к ассоциируемому источнику сейсмических колебаний постепенно увеличивается их густота и интенсивность проявления.

Важными практическими следствиями проведенного исследования можно считать представленные методику реконструкции местоположения макросейсмического эпицентра землетрясения доинструментального периода наблюдений и вычисление параметров модели сейсмогенного источника. В целом, они основываются на выявленных закономерностях распределения деформационных структур, как в осадочных разрезах, так и в плане и, вместе с тем, на геометрии иницирующего разлома. Реализация методики в диссертационной работе продемонстрирована на примере катастрофического Цаганского землетрясения.

Таким образом, в настоящей работе прослежены некоторые закономерности формирования и пространственного распределения косейсмических эффектов на разных масштабных уровнях. В будущем автор предусматривает продолжение исследований в изучении вторичных деформационных сейсмоструктур в осадочных породах отдельных регионов. Также диссертант планирует применение представленных подходов и методик с целью решения задач прикладного значения.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. Микротириофауна молассовых толщ Байкальской рифтовой зоны // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1983, № 6, с. 84–89.

Андреев А.В. Сейсмогенные деформации в осадочных отложениях плейстосейстовых областей прошлого: обзор представлений и методов изучения // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: Материалы Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки», посвященной 80-летию факультета геологии, геоинформатики и геоэкологии. Вып. 10. – Иркутск: ИрГТУ, 2010, с. 97–101.

Андреев А.В., Лунина О.В., Гладков А.С. Оценка параметров сейсмогенного источника Цаганского землетрясения 1862 г. по результатам изучения косейсмических деформаций в рыхлых отложениях (Байкальская рифтовая зона) // Проблемы сейсмоtectоники: Материалы XVII Международной конференции 20-24 сентября 2011 года / Под ред. акад. А.О. Глико, д.г.-м.н. Е.А. Рогожина, д.г.-м.н. Ю.К. Щукина, к.г.-м.н. Л.И. Надежка. – Москва, 2011, с. 91–94 (на CD-диске).

Антикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. — М.: ООО «Наука и образование», 2012, 176 с.

Аржанникова А. В., Ларрок К., Аржанников С. Г. К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания систем Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 4, с. 373–379.

Артюшков Е.В. О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. — Москва: Изд-во МГУ, 1964, с. 23–27.

Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН [*Электронный ресурс*]. — Режим доступа: <http://seismo.crust.irk.ru>, свободный. — Загл. с экрана.

Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Имаев В.С., Осмушкин В.С.

Геоморфологические последствия землетрясения 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае // Геоморфология, 2004, № 3, с. 13–22.

Баулин В. В., Ершов Э. Д., Конищев В. Н., Мельников В. П., Перльштейн Г. З., Чжан Р. В. Результаты и задачи геокриологических исследований в России // Криосфера Земли, 2006, т. 10, № 1, с. 3–10.

Бауман Д., Корженков А.М. Сейсмогенные деформации в рыхлых озерных отложениях озера Иссык-Куль, Кыргызстан // Всероссийское совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке», ВСЕГЕИ: Тез. докл. совещания. — Санкт-Петербург, 1998, с. 150–151.

Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестн. С.-Петерб. ун.-та. Сер. 7, 2009, вып. 1, . 3–25.

Бержинский Ю.А., Ордынская А.П., Гладков А.С., Лунина О.В., Бержинская Л.П., Радзиминович Н.А., Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Опыт применения шкалы ESI-2007 для оценки интенсивности Култукского землетрясения 27.08.2008 г. (Южный Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 3, с. 5–26.

Боярский А. Я., Громыко Г. Л., Трудова М. Г. Общая теория статистики. — М.: изд-во МГУ, 1977, 327 с.

Введенская А.В. О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды // Известия АН СССР. Серия геофизическая, 1959, № 4.

Введенская А. В., Балакина Л. М. Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10, с. 73–84.

Вергунов Е.Г. Анализ портативных спутниковых GPS-навигаторов фирмы GARMIN: современные возможности и ближайшие перспективы // Матер. научн.-техн. конф. «Проблемы метролог. обеспечения топографо-геодез. пр-ва и землеустр. работ». — Новосибирск, 2001, с. 48.

Владимиров В.С., Жаринов В.В. Уравнения математической физики. — М.: Физматлит, 2004, 400 с.

Вознесенский Е.А. Землетрясения и динамика грунтов // Соросовский образовательный журнал, 1998, № 2, с. 101–108.

Вознесенский Е.А., Кушнарёва В.С. Сейсмическая разжижаемость грунтов: инженерная оценка и классифицирование // Инженерная геология (Грунтоведение), 2012, с. 11–23.

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. // ДАН, 2007, т. 417, № 4, с. 511–515.

Герчук Я. П. Графические методы в статистике. — М.: Статистика, 1968, 212 с.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Известия АН СССР, серия геофиз., 1954, № 5.

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. Трещины в позднекайнозойских отложениях: новые возможности для структурного анализа // ДАН, 2004, т. 398, № 6, с. 782–785.

Гладков А.С., Лунина О.В. К проблеме изучения сейсмитов на юге Сибирской платформы // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. — В 2-х т. — Т. 1, с. 141–143.

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 // ДАН, 2005, т. 405, № 2, с. 229–232.

Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: изд-во АН СССР, 1963, 391 с.

Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья — история ее изучения и некоторые итоги // В сб.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. — М.: Наука, 1977, 48 с.

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

Голенецкий С.И., Ясько В.Г. Уоянские землетрясения 1976–1977 г. и результаты режимных наблюдений на двух гидротермальных источниках в Северном Прибайкалье // Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 93–101.

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // ДАН, 2005, т. 403, № 1, с. 71–74.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмиды в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 6, с. 703–722.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины Нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 9, с. 1154–1168.

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 / Администрация Кабанского р-на Респ. Бурятия. — Улан-Удэ, 2005, 296 с.

Демин Э.В., Татьков Г.И. Последствия землетрясений на территории Республики Бурятия (1957–1995 гг.). — Улан-Удэ, 1996, 126 с.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Отв. редактор В.П. Солоненко. — М.: Наука, 1966, с. 15–35.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. — М.: «Геос», 2000, 227 с.

Имаев В.С., Стром А.Л., Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаева Л.П., Лободенко И.Ю. Перспективы использования лазерного сканирования при проведении палосейсмогеологических исследований в Сибири // Геотектоника, 2013, № 3, с. 78–86.

Кафаров В.В. Основы построения операционных систем в химической технологии. — М.: изд-во «Наука», 1980, 431 с.

Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов): Автореф. дис. ...доктора геол.-мин. наук. — М.: «11-й ФОРМАТ», 2013, 46 с.

Копылова Г.Н., Таранова Л.Н., Сдельникова И.А. Оценка гидрогеологических последствий сильных землетрясений (на примере сейсмоактивных районов России) // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции / Отв. ред. В.Н. Чебров. — Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010, с. 126–130.

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

Корженков А.М., Мазор Э. Структурная реконструкция сейсмических событий: руины древних городов как окаменевшие сейсмографы // Известия МОН РК, НАН РК, 2001, № 1, с. 108–125.

Корженков А.М., Бауман Д., Омуралиев М., Хасельтон К. Следы древних сильных землетрясений в отложениях озера Иссык-Куль // Изв. рус. географ. общества, 1999, т. 131, вып. 4, с. 48–55.

Корженков А.М., Кросби К., Мамыров Э., Поволоцкая И.Э., Эрроусмит Р. Сейсмогенные конволюции в озерных осадках озера Иссык-Куль, Северный Тянь-Шань // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. — Т. 1, с. 179-184.

Королёв В.А. Мониторинг геологической среды: Учебник / Под ред В. Т. Трофимова — М., Изд-во МГУ, 1995, 272 с.

Короновский Н.В., Абрамов В.А. Землетрясения: причины, последствия, прогноз // Соросовский образовательный журнал, 1998, № 12, с. 71–78.

Костяев А.Г. О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях // Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. — М.: Изд-во МГУ, 1964.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. — М.: Недра, 1986, 204 с.

Кузнецов И.В., Писаренко В.Ф., Родкин М.В. К проблеме классификации катастроф: параметризация воздействий и ущерба // Геоэкология, 1998, № 1, с. 16–19.

Лодочников В.И. Петрология Ильчирско-Мондинского района // Труды Вост.-Сиб. геологического управления, 1941, вып. 28.

Лопатин И.А. О землетрясениях при устьях р. Селенги и около этой местности // Амур, газета Восточной Сибири, № 11, 7 февраля 1862.

Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 1989, № 2, с. 89–100.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 9, с. 1389–1398.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношение параметров и внутреннюю структуру сейсмоактивных разломов: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. — Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, 16 с.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений

западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 10, с. 1235–1247.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 1–19.

Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_S = 7.5$ (Горный Алтай) // Геотектоника, 2006, № 3, с. 52–69.

Лунина О.В., Гладков А.С., Орлова Л.А. Свидетельства палеосейсмических событий в рифтовых впадинах Прибайкалья и их возрастные привязки // ДАН, 2009а, т. 427, № 1, с. 1–5.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. — Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009б, 316 с.

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. Локализация эпицентра землетрясения доинструментального периода на основе количественного анализа косейсмических деформаций в рыхлых отложениях // Доклады Академии Наук, 2011, т. 438, № 4, с. 543–549.

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, 2012а, т. 53, № 6, с. 775–790.

Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Тихоокеанская геология, 2012б, т. 31, № 1, с. 49–60.

Львовский Е.Н. Статистические методы построения эмпирических

формул: Учеб. пособие. — М.: Высшая школа, 1982, 224 с.

Мазилев В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. и др. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. — М.: Наука, 1972, с. 119.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. Учеб. пособие для вузов. — М.: Недра, 1984. 464 с.

Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны. — В кн.: Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — М.: Наука, 1972, с. 161–171.

Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK–64. — М.: Изд. Межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР, 1965, 11 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Прибайкалье и Забайкалье. Каталог механизмов очагов землетрясений (CD-ROM). — Обнинск: ГС РАН, 2005, 742 с.

Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979, 224 с.

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

Непон Р.К., Агатова А.Р. Численная оценка сейсмогравитационной денудации на примере юго-восточного Алтая // Литосфера, 2011, № 2, с. 111–121.

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1977, № 12, с. 103–115.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. — М.: Недра, 1992, 295 с.

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. Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология, 1995, № 1, с. 4–9.

Никонов А.А. Сейсмодетекция 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.

Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. — Владивосток: Дальнаука, 2009, 164 с.

Павленов В.А., Радзиминович Я.Б., Аржанников С.Г., Гладков А.С., Дзюба И.А. Оценка интенсивности Хойтогорского землетрясения 17 сентября 2003 г. по инструментальным и макросейсмическим данным // Вулканология и сейсмология, 2007, № 6, с. 72–80.

Платонова С.Г. Результаты сейсмогеологических работ на Алтае // Проблемы сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Материалы совещания. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007, Т. 2, с. 72–76.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Мамыров Э., Эрроусмит Р., Кросби К. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Иссык-Куля // В сб. «Историческая роль Александра Гумбольдта и его экспедиций в развитии мировой, региональной и национальной науки»: Материалы 2-ой Международной конференции Humboldt-Kolleg, организованной клубом Александра Гумбольдта в Казахстане. — 2004, с. 101–104.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, 2006, № 10, с. 1024–1035.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Кросби К., Мамыров Э., Эрроусмит

Р. Сейсмические конволюции в отложениях озера Иссык-Куль // Климат, ледники и озера Тянь-Шаня: путешествие в прошлое. — Бишкек: изд-во «Илим», 2007, с. 52–73.

Понятия и термины геотектоники и глобальной металлогении: словарь-справочник / сост. Г. Я. Абрамович. — Иркутск: ИГУ, 2009, 161 с.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г. Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли, 2006, № 11, с. 44–62.

Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Труды ТИССС АН Тадж. ССР, 1960, № 7, с. 41–94.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. — М.: изд-во «Недра», 1970, 164 с.

Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмотектоники / Отв. ред. А.О. Глико. — М.: ИФЗ РАН, 2012, 340 с.

Саньков В.А. О глубине проникновения крупнейших разломов литосферы // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1982, № 9, с. 3–13.

Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. — Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989, 136 с.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1977, 303 с.

Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Отв. ред. В.П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1981, 168 с.

Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна / Ред. В. П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1975, 134 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 244 с.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. —

Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. с.

Сергеев Е.М. Инженерная геология — наука о геологической среде // Инженерная геология, 1979, № 1, с. 3–19.

Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. — М.: ИФЗ РАН, 2008, 102 с.

Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В., Семенов Р.М. Изучение сейсмогенных сбросов Кичерской структуры в разрезах канав // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 2, с. 82–92.

Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. — М.: Недра, 1989, 278 с.

Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. — Иркутск, 1960, 88 с.

Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1962, № 11, с. 58–71.

Солоненко В.П. Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения // Известия АН СССР. Сер. геологическая, 1965, № 4, с. 58–70.

Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 9, с. 301–306.

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

Солоненко В.П., Хромовских В.С. Мощные землетрясения Большого Кавказа // Природа, 1974, № 6, с. 34–47.

Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993, вып. 1, с. 113–122.

Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосеймотектонических дислокаций // Физика Земли, 1993, № 9, с. 38–42.

Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношение между параметрами

сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли, 1997, № 12, с. 55–67.

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. // В сб.: Исследования по сейсмоtectонике и современной геодинамике. — 2006, с. 149–174.

Тишкин А.А. Методика отбора проб для радиоуглеродного и дендрохронологического датирования: Учебно-методическое пособие. — Барнаул: Изд-во Алт. Гос. ун-та, 2001, 40 с.

Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4 (5) апреля 1950 года). — В кн.: Андрей Алексеевич Тресков. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006, с. 166–188.

Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. — М.: Наука, 2004, 668 с.

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.

Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В., Мащук И.М., Перевалов А.В., Резанова В.П., Фогт Т., Игнатова Н.В., Мишарина В.А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2002, т. 10, № 3, с. 90–99.

Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Кулагина Н.В., Мащук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермолюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 3, с. 226–232.

Фитингоф А.Х. Описание местности при устье реки Селенги, понизившейся от землетрясения 30–31 декабря 1861 года // Горный журнал, 1865, т. 3, № 7, с. 95–101.

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.

Хованова Р.И. Кыренское землетрясение 22 октября 1958 г. // Бюллетень совета по сейсмологии, 1960, № 10, с. 40–43.

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

Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. — Москва: Наука, 1984, 144 с.

Хромовских В.С., Чипизубов А.В., Курушин Р.А., Смекалин О.П., Дельянский Е.А. Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1 — М., 1993, с. 256–265.

Чернышев С.Н. Трещиноватость горных пород и ее влияние на устойчивость откосов. — М.: Недра, 1984, 111 с.

Чипизубов А.В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3, с. 386–398.

Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Семёнов Р.М., Смекалин О.П. Палеоземлетрясения и палеосейсмодислокации в зоне Баргузинского разлома // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 7, с. 753–766.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989, 158 с.

Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шмотов А.П. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973, 136 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического

влияния разломов (результаты моделирования). — Новосибирск: Наука, 1983, 112 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Рекомендации по оценке ширины зон приразломных структурных изменений (по результатам физического моделирования). — Иркутск: Институт земной коры СО АН СССР, 1985, 42 с.

Шестаков Ю.Г. Математические методы в геологии: Учеб. пособие для студентов геологических специальностей. — Красноярск: изд-во Краснояр. ун-та, 1988, 208 с.

Штейнберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Физика Земли, 1983, № 7, с. 49–64.

Adams J. Earthquake-dammed lake in New Zealand // *Geology*, 1981, v. 9, p. 215–219.

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.

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.

Allen J.R.L. Earthquake magnitude, frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins // *Sedimentary Geology*, 1986, v. 46, p. 67–75.

Ambraseys N.N. Engineering Seismology // *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 1988, v.17, p. 1–105.

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

Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Deverchere J., Stephan J. F., Arjannikov S., San'kov V. Geometry and kinematics of recent deformation in the

Mondy – Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia – Siberia) // Terra Nova, 2004, v. 16, p. 265–272.

Aydan O., Ulusay R., Kumsar H., Tuncay E. Site investigation and engineering evaluation of the Duzce-Bolu earthquake of November 12, 1999 // Turk. Earth. Found, 2000, Istanbul. N TDV/DR 09-51, 307 p.

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.

Bowman D., Korjenkov A. M., Porat N. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-kul, the Tien Shan range, Kyrghyzstan // Sedimentary Geology, 2004, v. 163, p. 211–228.

Brustur T., Jipa D.C. First record of the seismites in Pliocene deposits from Prahova Valley // Geo-Eco-Marine, 2007, v. 13, p. 139–142.

Clark M. M. Surface rupture along the Coyote Creek fault // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1972, v. 787, p. 55–87.

Davenport C.A., Lap J.M.J., Maurenbrecher P.M., Price D.G. Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch: field investigations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands // Geol. Mijnbouw., 1994, v. 73, p. 365–374.

Dawson T. E., McGill S. F., Rockwell T. K. Irregular recurrence of paleoearthquakes along the central Garlock fault near El Paso Peaks, California // J. Geophys. Res., 2003, v. 108 (B7), p. 2356 (doi: 10.1029/2001JB001744).

Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J. F., San'kov V. A reappraisal of the 1950 (M_W 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova, 2002, v. 14, p. 491–500.

Doser D. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics, 1991, v. 196, p. 87–107.

Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for

liquefaction // *Tectonophysics*, 2000, v. 324, p. 169–187.

Ghosh S.K., Pandey A.K., Pandey P., Ray Y., Sinha S. Soft-sediment deformation structures from the Paleoproterozoic Damtha Group of Garhwal Lesser Himalaya, India // *Sedimentary Geology*, 2012, v. 261–262, p. 76–89.

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

Hajic, E.R., Wiant, M.D. Dating of prehistoric earthquake liquefaction in southeastern and central Illinois: Final Report... — 1997, 57 pp.

Hatzor, Y. H., Gvirtzman H., Wainshtein I., Orian I. Induced liquefaction experiment in relatively dense, clay-rich sand deposits, *Journal of Geophysical Research*, 2009, V. 114 (2), 22 pp.

Heaton T.H., Tajima. F., Mori, A.W. Estimating ground motions using recorded accelerograms // *Surveys in Geophysics*, 1986, v. 8, p. 25–83.

Hempton M.R., Dewey J.F. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey // *Tectonophysics*, 1983, v. 98, p. 7–14.

Ishihara K. Stability of natural soils during earthquakes // *Proc. the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco, 1985, v. 1, p. 321–376.

Iwasaki T. Soil liquefaction studies in Japan: state-of-the-art // *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 1986, v. 5 (1), p. 1–71.

Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 2981–2987.

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

Korjenkov A.M. Seismogenic convolutions in soft lacustrine sediments of the Issyk Kul Lake, Tien Shan, Kirgizstan – initial report // *Journal of Earthquake Prediction Research*, 2000, v. 8, No. 4, p. 514–519.

Kuenen Ph.H. Experiments in geology // *Transactions of the Geological*

Society of Glasgow, 1958, v. 23, p. 1–28.

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

Larroque C., Ritz J. -F., Stephan J. F. et al. Interaction compression–extension a la limite Mongolie–Siberie: analyse preliminaire des deformations recentes et actuelles dans le bassin de Tunka // *C. R. Acad, des Sci. Paris*, 2001, v. 332, p. 177–184.

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

Lowe D.R. Water escape structures in coarse-grained sediments // *Sedimentology*, 1975, v. 22, p. 157–204.

Mazumder R., van Loon A.J. (Tom), Arima M. Soft–sediment deformation structures in the Earth’s oldest seismites // *Sedimentary Geology*, 2006, v. 186, p. 19–26.

McGill S. F., Rockwell T. K. Ages of late Holocene earthquakes on the central Garlock fault near El Paso Peaks, California // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 7265–7279.

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, 50 p.

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., Hibsich C. Seismites: An attempt at critical analysis and classification // *Sedimentary Geology*, 2007, v. 196, p. 5–30.

Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. Modelling seismites with a digital shaking table // *Tectonophysics*, 1999, v. 304, p. 369–383.

Munson P.J., Munson C.A. Paleoliquefaction Evidence for Recurrent Strong

Earthquakes Since 20,000 yr BP in the Wabash Valley Area of Indiana: Final Report to the U.S. Geological Survey, 1996, pp. 137.

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

Nichols R.J., Sparks R.S.J., Wilson C.J.N. Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures // *Sedimentology*, 1994, v. 41, p. 233–253.

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 // *Engineering Geology*, 1996, v. 44, p. 1–76.

Obermeier, S.F. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA // *Engineering Geology*, 1998, v. 50, p. 227–254.

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

Owen G. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples // *Sedimentology*, 1996, v. 43, p. 279–293.

Paleoseismology / 1st edition. Edited by J.P. McCalpin. — San Diego: Academic press, 1996, 585 p.

Paleoseismology / 2nd edition. Edited by J.P. McCalpin. — Amsterdam – London: Academic press, 2009, XVI, 613 p. (International geophysics series, v. 95).

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

925–938.

Papathanassiou G., Pavlides S. GIS-based database of earthquake-induced liquefaction manifestations in broader Aegean region, DALO v1.0// 1st INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology, Baelo Claudia, Spain, 2009.

Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // *Journal of Geodynamics*, 2005, v. 40, p. 257–278.

Pope M.C., Read J.F., Bambach R., Hofmann H.J Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: Sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin // *GSA Bulletin*, 1997, v. 109; No.4; p. 489–503.

Ranjit Das, Wason H. R., Sharma M. L. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // *Nat Hazards*, 2011, v. 59, p. 801–810.

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.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., et al. IntCal09...// *Radiocarbon*, 2009, v. 51, p. 1111–1150.

Rettger R.E. Experiments on soft-rock deformation // *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 1935, v. 19, p. 271–292.

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 // *Sedimentary Geology*, 2000, v. 135., p. 117–135.

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

Shanmugam G. The tsunamite problem // *Journal of Sedimentary Research*, 2006, v. 76, p. 718–730.

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

Stuiver M., Reimer P. J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program // *Radiocarbon*, 1993, v. 35, № 2, p. 215–230.

Takahama N., Otsuka T., Brahmantyo B. A new phenomenon in ancient liquefaction — the draw-in process, its final stage // *Sedimentary Geology*, 2000, v. 135, p. 157–165.

Vittori E., Labini S.S., Serva L. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art // *Tectonophysics*, 1991, v. 193, p. 9–32.

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.

Wang C.-Y., Wong A., Dreger D.S., Manga M. Liquefaction limit during earthquakes and underground explosions: implications on ground-motion attenuation // *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2006, v. 96, p. 355–363.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1994, v. 84, No 4, p. 974–1002.

Youd T.L. Discussion of “Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan” by E. Kuribayashi and T. Tatsuoka // *Soils Found*, 1977, v. 17 (1), p. 82–85.

Youd T.L., Perkins D.M. Mapping of liquefaction induced ground failure potential // *J. Geotechnical Engineering Division*, 1978, v. 104 (4), p. 433–446.

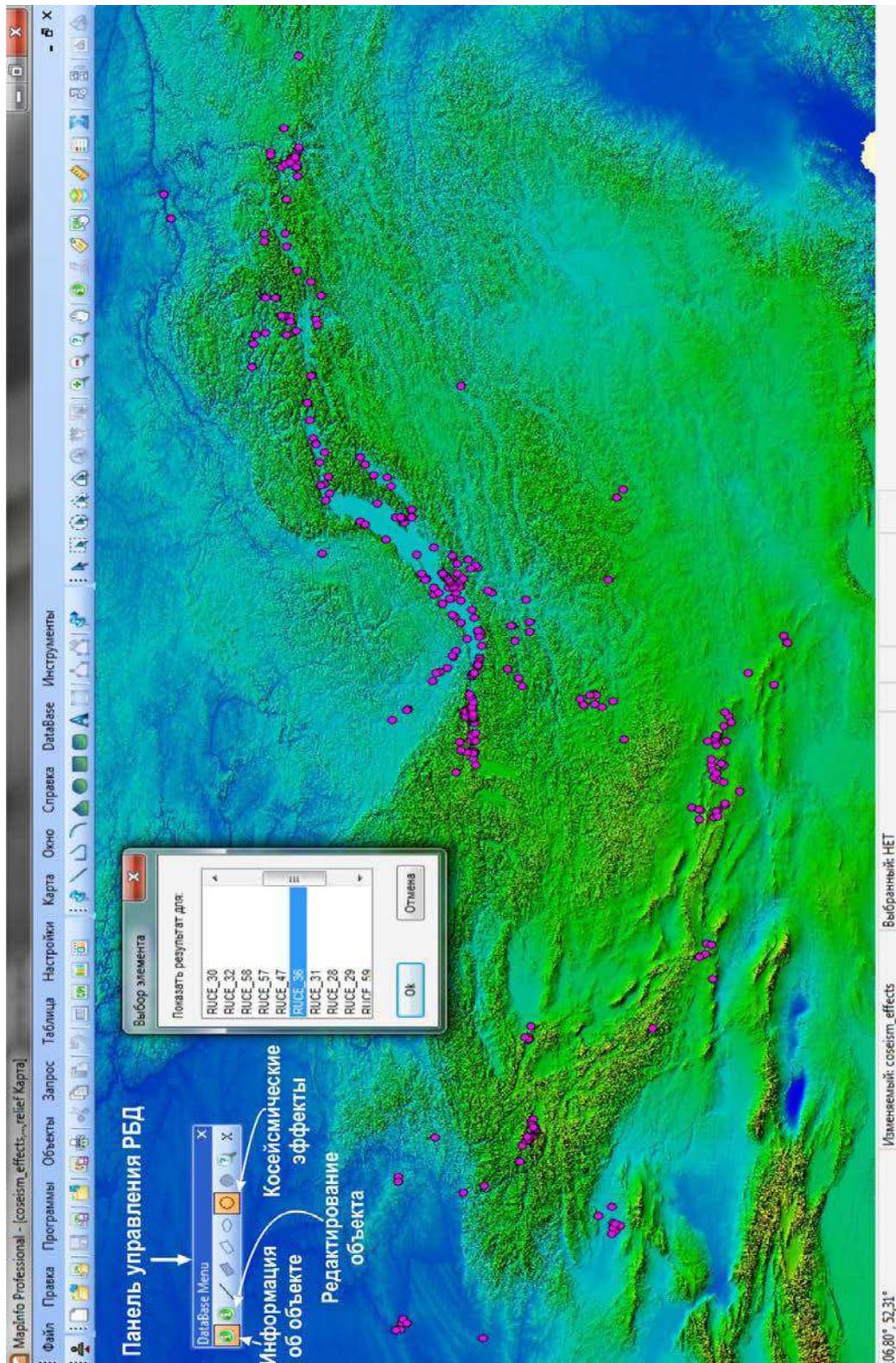
Youd T.L., Garris C.T. Liquefaction-induced ground surface disruption // *ASCE Journal of Geotechnical Engineering*, 1995, v. 121 (11), p. 805–809.

Zellmer J. T., Roquemore G. R., Blackerby B. A. Modern tectonic cracking near the Garlock fault, California. // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1985, v. 96(8), p. 1037–1042.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А

Пример вывода отчета в виде html-страниц по объекту слоя «Косейсмические эффекты» из главного окна информационной системы «ActiveTectonics»



Косейсмический эффект RUCE_36, KU-0401 - Windows Internet Explorer

База данных для создания сеймотектонических проектов
Косейсмические эффекты

Информация об эффекте | геологическое строение | абсолютный возраст | полевые записи
характеристика пункта | ассоциированное землетрясение
статистические замеры | комментарии | иллюстрации | литература

Общие сведения

ID косейсмического эффекта	RUCE_36
Широта, °	52.2839
Долгота, °	106.731
Абсолютная отметка, м	466
Географическое положение	На ЮЗ окраине с. Инкино, уступ высотой ~ 16 м
Участок исследований	Плейстоценовая область землетрясения исторического периода
Геоморфология местности	Уступ, вдоль которого вскрывались сейсмогенные разрывы от Цаганского землетрясения

Детали выхода

Параметр	Значение	Качество	Обоснование
Экспозиция детально изученного участка, °	270	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Высота детально изученного участка, м	3.58	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Длина детально изученного участка, м	2.59	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Площадь детально изученного участка, м2	9.27	АС	По формуле: S=L*N
Возраст	Четвертичный	ЭЗ	Согласно Геологической карте СССР, масштаб 1:200000
ФИО составителя	Андреев А.В.		

Сейсмичность

Параметр	Значение	Качество	Обоснование
Формы проявления	Кластические дайки, линзы, куски неправильной формы	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Достоверность сейсмогенного генезиса	Достоверный	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Количество инъекционных двек	3	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Простирание инъекционной дайки, °	260	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Наполнитель инъекционной дайки	Мелкозернистый песок	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Минимальная мощность инъекционной дайки, м	0.005	НД	Полевые данные О.В. Луниной и др., 2009 г.
Средняя мощность инъекционной дайки, м	0.008	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Максимальная мощность инъекционной дайки, м	0.01	НД	Полевые данные О.В. Луниной и др., 2009 г.
Минимальная высота проникновения инъекционных двек, м	0.18	НД	Полевые данные О.В. Луниной и др., 2009 г.
Средняя высота проникновения инъекционных двек, м	0.29	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Максимальная высота проникновения инъекционных двек, м	0.4	НД	Полевые данные О.В. Луниной и др., 2009 г.
Минимальный индекс интенсивности проявления инъекционных двек	2.2	АС	По формуле из [Лунина и др., 2011]
Средний индекс интенсивности проявления инъекционных двек	5.7	АС	По формуле из [Лунина и др., 2011]
Максимальный индекс интенсивности проявления инъекционных двек	9.8	АС	По формуле из [Лунина и др., 2011]

Разрывные деформации

Параметр	Значение	Качество	Обоснование
Тип	Вторичный		
Достоверность сейсмогенного генезиса	Предполагаемый		
Простирание, °	55	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Азимут падения, °	145	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Угол падения, °	44	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Кинематика смещения	Сброс	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Вертикальная амплитуда, м	0.05	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Полная амплитуда смещения, м	0.05	ЛС	По [Лунина и др., 2011]

Трещиноватость

Параметр	Значение	Качество	Обоснование
Азимут падения 1-й системы трещин, °	115	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Угол падения 1-й системы трещин, °	57	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Азимут падения 2-й системы трещин, °	202	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Угол падения 2-й системы трещин, °	46	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Азимут падения 3-й системы трещин, °	260	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Угол падения 3-й системы трещин, °	88	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Количество сколов со смещением	4	ЛС	По [Лунина и др., 2011]
Показатель отношения количества сколовых трещин со смещением к длине выработки	1.7	АС	Согласно формуле в [Лунина и др., 2011]

Компьютер | Защищенный режим: выкл. 75%

Косейсмический эффект RUCE_36, KU-0401 - Windows Internet Explorer

База данных для создания сеймотектонических проектов
Косейсмические эффекты

Информация об эффекте | геологическое строение | абсолютный возраст | полевые записи
характеристика пункта | ассоциированное землетрясение
статистические замеры | комментарии | иллюстрации | литература

№ п/п Описание сверху вниз: Интервал, м

1-й детально изученный фрагмент осадочного разреза

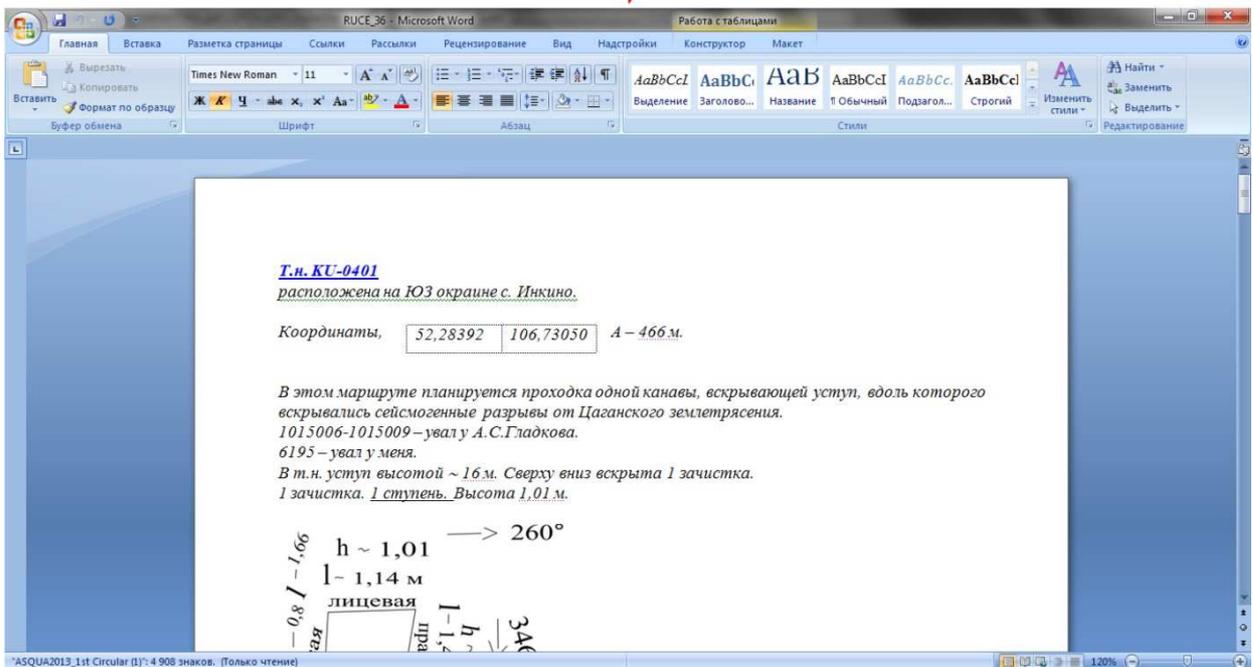
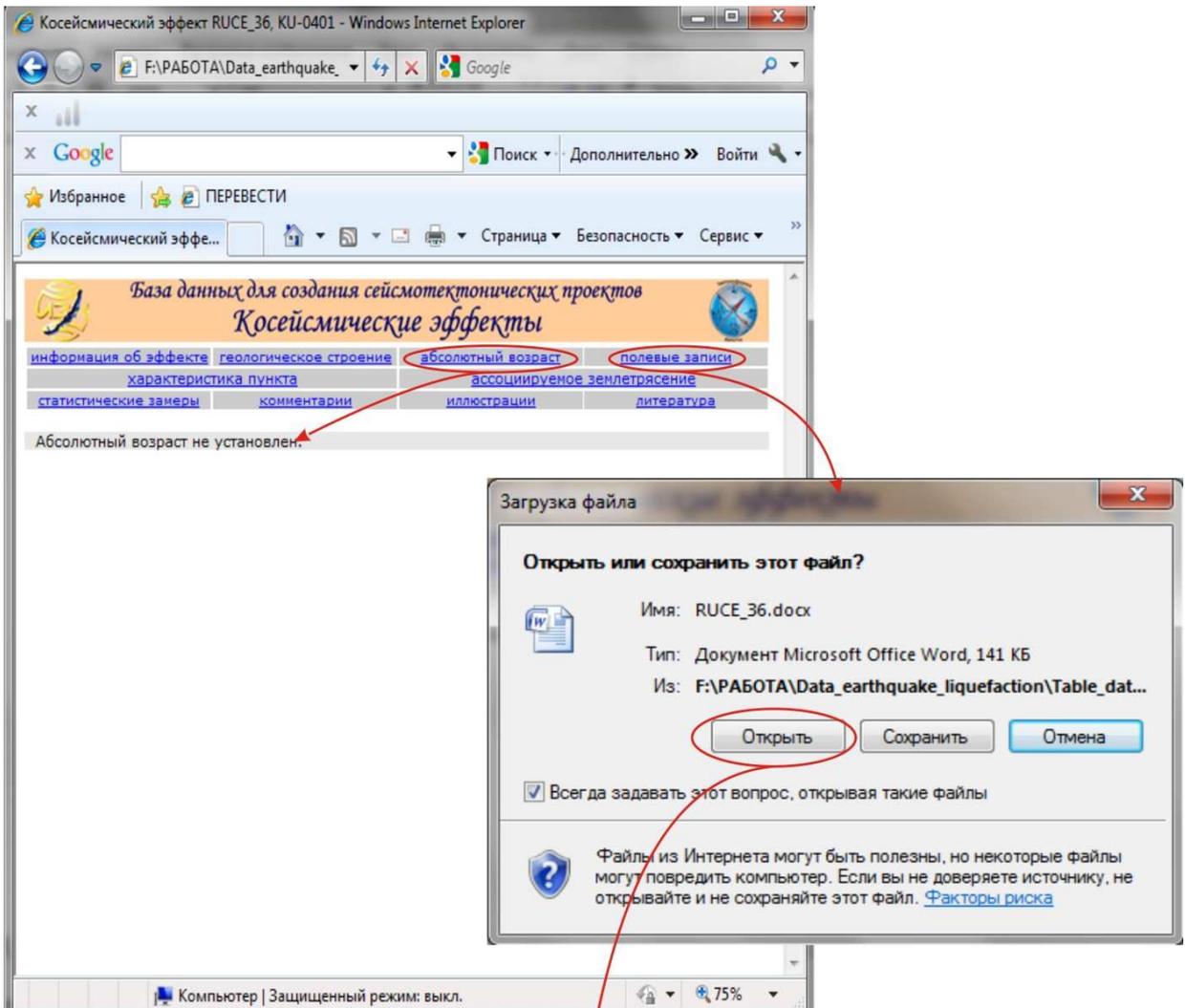
1. Современный почвенно-растительный слой.....0-0.27
2. Коричневые суглинки.....0.27-0.46
3. Тонкозернистые пески, светло-коричневые. В них по трещинам и между слоев следы лимонитизации.....0.46-0.64
4. Коричневые супеси со светлыми прослоями тонкозернистых песков.....0.64-1.81
5. Переслаивание коричневых супесей и серых гумусированных прослоев.....1.81-2.33
6. Переслаивание песков тонкозернистых, среднезернистых и мелкозернистых с серым гумусированным песком.....2.33-3.58

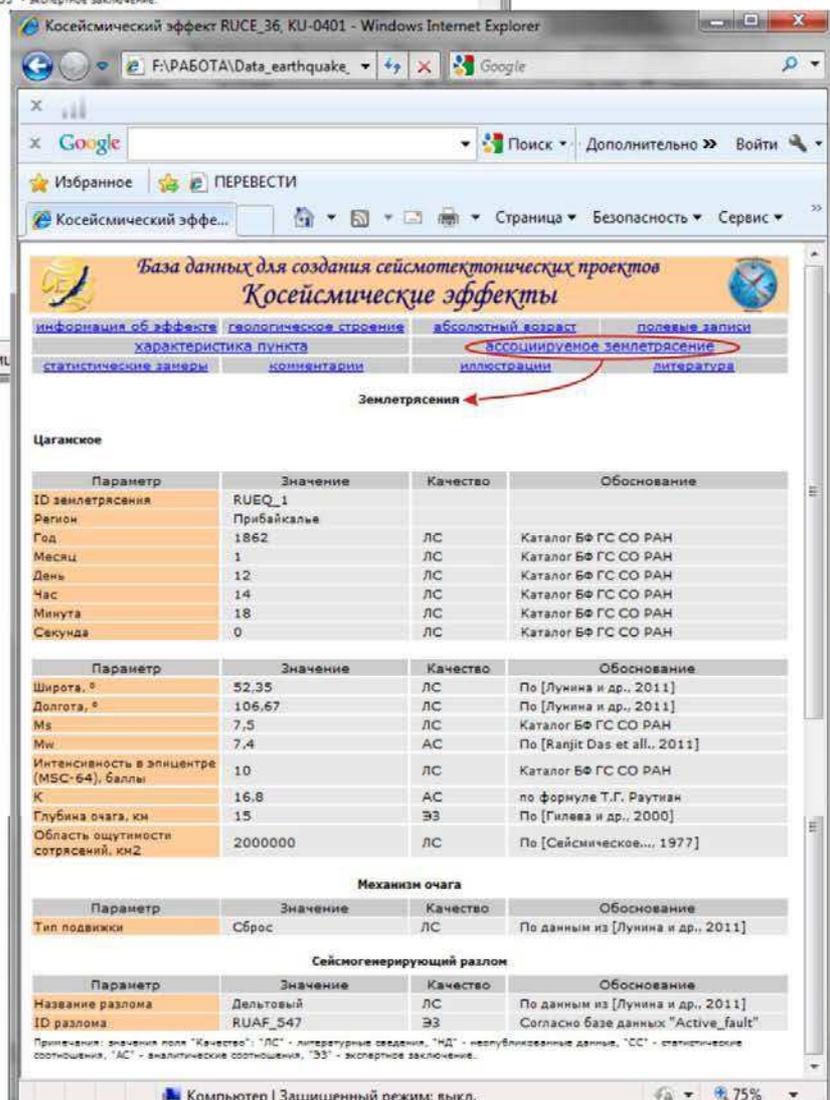
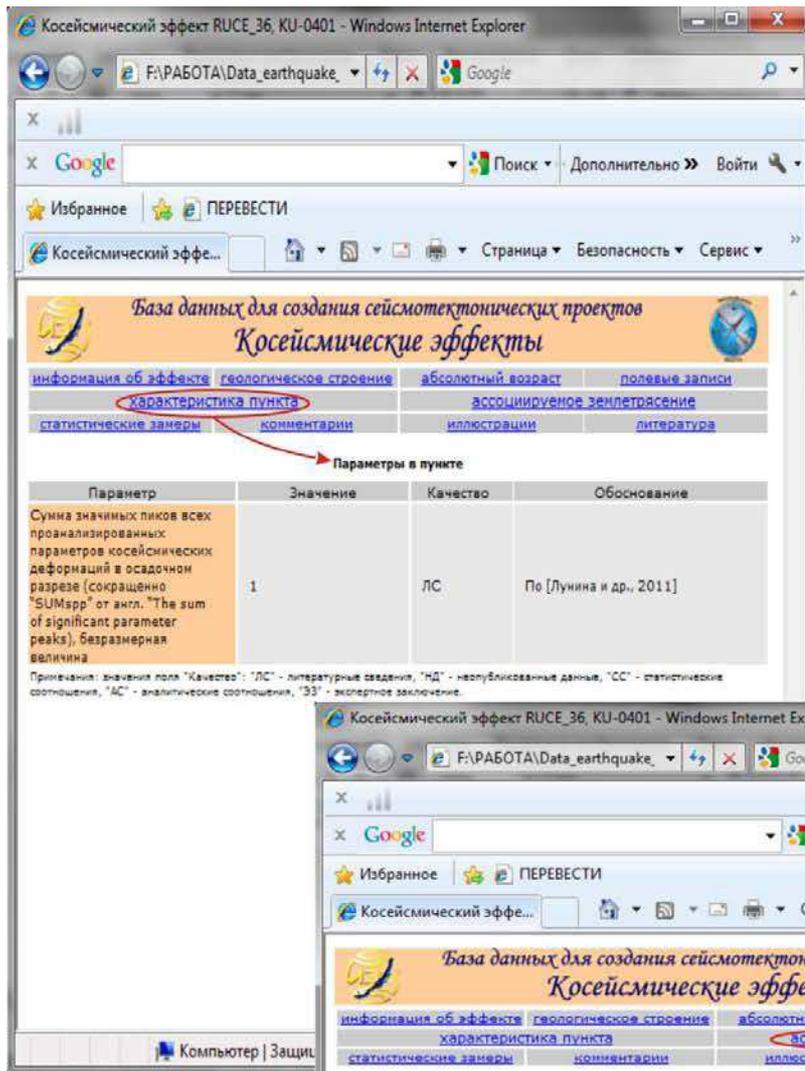
2-й детально изученный фрагмент осадочного разреза

1. Современный почвенно-растительный слой, супесчаный.....0-0.16
2. Серовато-коричневые супеси.....0.16-0.45
3. Погребенные почвы, деформированные в результате солифлюкции. Деформации представлены течением и конволютными структурами.....0.45-0.85
4. Мелко-тонкозернистые пески, ранее, вероятно, были со слоями палеочвы и гумусированных горизонтов. Сейчас слои смотрятся в виде нитей и микролинзочек. В песках также встречены линзы палеочвы, мелкозернистого рыжеватого-коричневатого песка и рыхлых супесей.....0.85-1.75

Компьютер | Защищенный режим: выкл. 75%

(продолжение Приложения А)



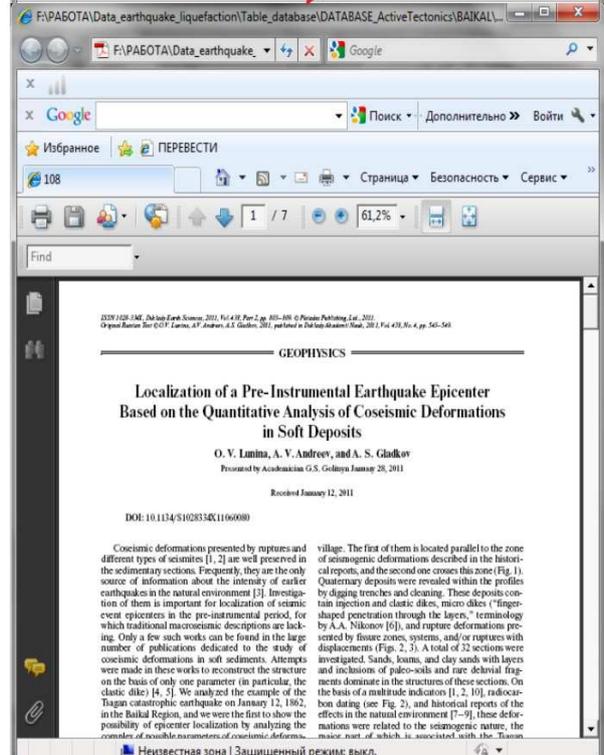
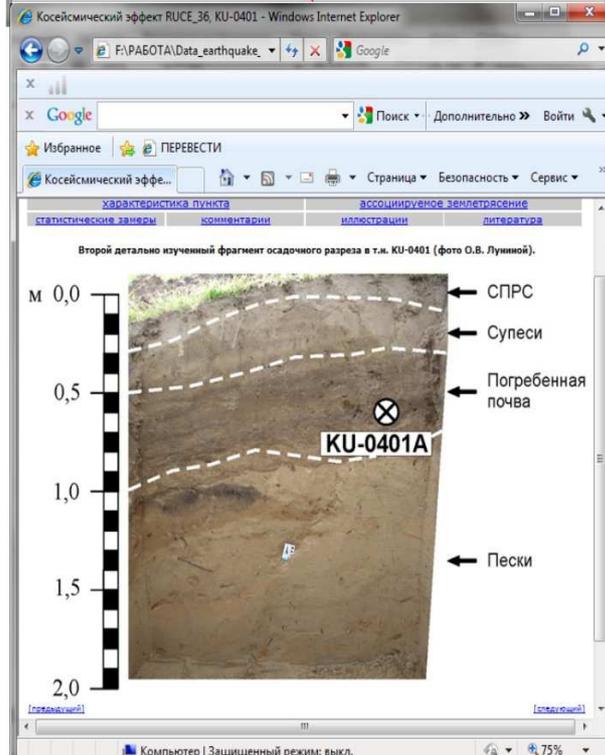
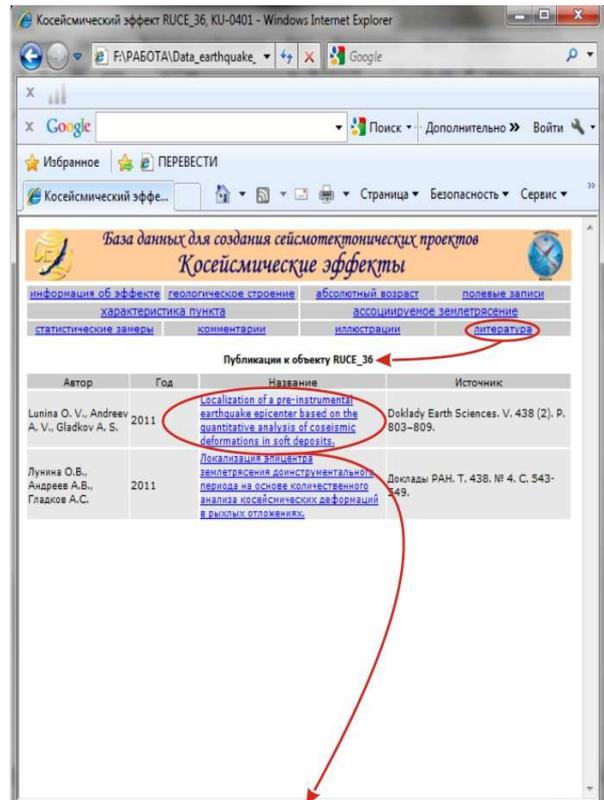
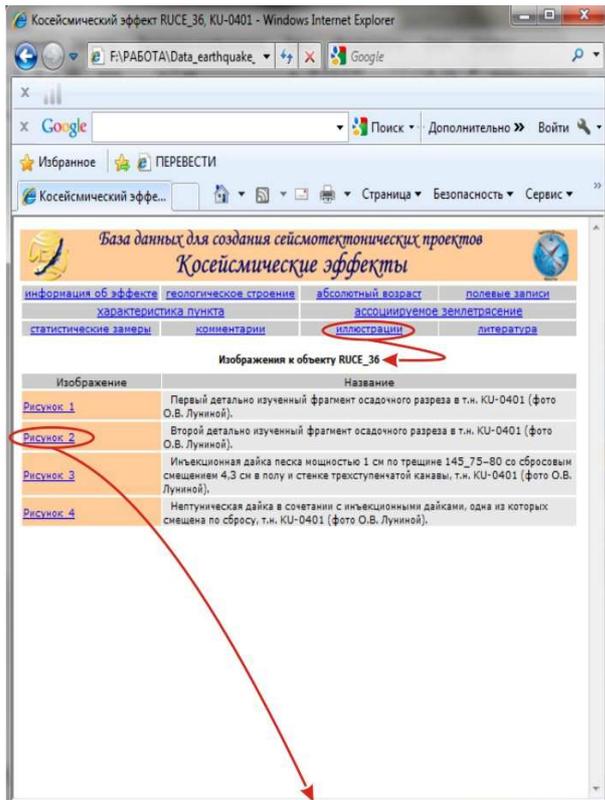


The image shows a sequence of three screenshots illustrating a workflow. The top-left screenshot shows a web browser window with the URL `F:\РАБОТА\Data_earthquake`. The page title is "База данных для создания сеймотектонических проектов Косейсмические эффекты". A table of links is visible, with "статистические замеры" and "комментарии" circled in red. Below the table, two files are listed: "RUCE_36BORTURE.xlsx" and "RUCE_36DIKE.xlsx", both also circled in red. A red arrow points from the "RUCE_36DIKE.xlsx" link to a file dialog box in the middle screenshot.

The middle screenshot is a "Загрузка файла" (File Download) dialog box. It asks "Открыть или сохранить этот файл?" (Open or save this file?). The file name is "RUCE_36DIKE.xlsx", the type is "Лист Microsoft Office Excel, 11,4 КБ", and the path is "F:\РАБОТА\Data_earthquake_liquefaction\Table_dat...". The "Открыть" (Open) button is circled in red. A red arrow points from the "Открыть" button to the Excel spreadsheet in the bottom screenshot.

The bottom screenshot shows the Microsoft Excel spreadsheet "RUCE_36DIKE - Microsoft Excel". The spreadsheet has the following data:

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
	№	Strike, degree	Azimuth of dip, degree	Angle of dip, degree	Minimum thickness, m	Medium thickness, m	Maximum thickness, m	Height, m	Filling	Type	
1											
2	1	260			0,01	0,01	0,01	0,4	Мелкозернистый песок	Инъекционная	
3	2	260			0,005	0,005	0,005	0,18	Мелкозернистый песок	Инъекционная	
4	3								Песок	Инъекционная	
5											
6											
7											
8											
9											
10											
11											
12											
13											
14											
15											
16											
17											
18											
19											
20											



Приложение Б

База данных по землетрясениям инструментального периода наблюдений и вызванным ими вторичным косейсмическим эффектам в геологической среде в пределах координат 42°–62° с.ш. и 80°–124° в.д.

№ п/п	Характеристика землетрясения									Характеристика пункта				Источник
	Название	Дата (по Гринвичу)	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Магнитуды M_s	Интенсивность (I_0), баллы	Глубина очага (H), км	Тип подвижки в очаге	Сейсмогенерированный разлом	Местоположение	Расстояние от эпицентра (R_c), км	Расстояние от разлома (R_f), км	Разновидность эффекта	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Озеро Хубсугул	35	21	A4	48, 59, 67, 68, 71, 72
2	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Пос. Монды	11	4	E2	
3	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Левый берег р. Иркут	10	17	D2	
4	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Дер. Ильчир	30	38	E2	
5	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Близ Буксона	64	60	D2	
6	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Пос. Монды	11	3	C2	
7	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Хардебан	16	1	C2	
8	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Район пос. Монды	10	2	D1	
9	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Озеро недалеко от пос. Монды	4	12	C3	
10	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Улус Арахта	12	4	A2; A2-1; C2	
11	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	с. Кырен	79	58	E2	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
12	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Севернее пос. Монды	10	2	B2; C2; F2	
13	Мондинское	1950.04.04	51.77	101.00	7.0	9	20	Сдвиг	Мондинский	Долина р. Будухта	9	1	C2; F2	
14	Эрдэнжанское (Верхне-Керуленское)	1951.01.01	47.70	109.80	5.8	8	15	-	-	Район г. Эрдэнэ-Хан	10	-	D1; D2; C2	68, 72
15	Эрдэнжанское (Верхне-Керуленское)	1951.01.01	47.70	109.80	5.8	8	15	-	-	Массив Зотох	25	-	D2	
16	Бутэлийское (Кяхтинское)	1957.02.06	50.00	105.50	6.5	8	20	-	Северо-Монгольский	Торей	77	-	C2	9, 66, 68, 72
17	Бутэлийское (Кяхтинское)	1957.02.06	50.00	105.50	6.5	8	20	-	Северо-Монгольский	Петропавловка	70	-	C2	
18	Бутэлийское (Кяхтинское)	1957.02.06	50.00	105.50	6.5	8	20	-	Северо-Монгольский	Сомон Цаган-Нур	13	-	E1; E2	
19	Бутэлийское (Кяхтинское)	1957.02.06	50.00	105.50	6.5	8	20	-	Северо-Монгольский	г. Сухэ-Батор	56	-	E2	
20	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	г. Бодайбо	227	-	E2	44, 57, 60, 61, 62, 65, 66
21	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Вблизи пос. Прониха	202	-	D2; D4	
22	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Вблизи пос. Сивюга	185	-	D2	
23	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Около пос. Нерпо	156	-	D1	
24	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Около пос. Амалык	146	-	D2	
25	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Низке руч. Тентьева	143	-	C1; D2	
26	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Озеро Орон	107	-	A4-2; D1	
27	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Выше пос. Орон	114	-	D4	
28	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Водораздельный мыс р. Чалопек – р. Витим	92	-	D2	
29	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо-сдвиг	-	Долина р. Каролон	93	-	D2	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
30	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Выше р. Янгуда	104	–	D2		
31	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Долина р. Таллай	75	–	D2		
32	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Около зимовья Каменного	77	–	D2		
33	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Район пос. Усть- Парамский	79	–	D2; E2		
34	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Многообещаю- щая Коса	43	–	D1		
35	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Район приисков Безьямного и Кедрового	54	–	D2		
36	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Район оз. Леприндо	78	–	D2		
37	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Источник «Горячий ключ»	194	–	A4; A4-1		
38	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	г. Чита	498	–	A4		
39	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Долина р. Большая Икабья	150	–	C2		
40	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Склон хр. Удокан	30	–	B2		
41	Муйское	1957.06.27	56.20	116.40	7.6	10	22	Сбросо- сдвиг	–	Берега озер	42	–	C2		
42	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	Район хр. Баян- Бор	308	100	A1; A1-1; A2; A4; D2		8, 12, 13, 66, 68
43	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	г. Иркутск	908	908	E2		
44	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	Оз. Бон-нур	79	79	C3		
45	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	Оз. Орок-нур	170	20	A2-1; A3; C2; C3		
46	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	Долина р. Туин- Гол	188	13	A1; A2; A3; C3		
47	Гоби- Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо- сдвиг	Богдо	Сомон баян- цаган	55	22	A2; A2-2; C2; E2		

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
48	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Сомон Баян-гоби	77	20	A2; A4; C2; E2	
49	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Сомон Даун-богдо	176	10	E2	
50	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Сомон Ховд	240	5	A2; C2; E2	
51	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Сомон Баян-лэг	132	40	A2-1; A2-2; A4; E2	
52	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район г. Цэцэрлэг	354	295	E2	
53	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	г. Улан-Багор	710	550	E2	
54	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Солончаки	40	25	C2	
55	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район хр. Баян-Цаган	50	20	A2-1	
56	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Долина руч. Тэхом-гол	40	10	A2; C2	
57	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район гор Бага-Богдо	244	3	A4	
58	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Между горами Бахар и Баян-Цаган	58	4	A2-2; A4	
59	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Западное окончание гор Бахар	62	2	A2-1	
60	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	На юго-западном бале Ихэ-Богдо	140	12	A2-1	
61	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Южное подножие гор Улдинг	136	16	A4	
62	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Долина руч. Цаган-гол	83	22	A1; A2; A2-1	
63	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Южный выступ гор Ихэ-Богдо	180	20	A2; A2-1; C1; C2; A4	
64	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район горы Тэвш	224	6	A1	
65	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район северного склона хр. Бага-Богдо	240	2	A2-1; A2-2	
66	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район южного склона хр. Бага-Богдо	280	8	A2-1; A4	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
67	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район Хобдосомона	318	15	A2; A2-1	
68	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район хр. Арша-Богдо	295	20	A2-1; A4; A4-2	
69	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район Булгансомона	440	130	A2	
70	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Район сомона Барун-Баян-Ула	236	30	A2; C2	
71	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	В Центральной Гоби	440	130	A1	
72	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Ушетье Улясутай	158	2	D2	
73	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	По сайру Хустын-хунжий	251	4	D2	
74	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Северо-западная часть Булдукпинской впадины	135	8	A2; D4	
75	Гоби-Алтайское	1957.12.04	45.10	99.40	8.1	11	18	Взбросо-сдвиг	Богдо	Ама Битут	150	5	A1; A1-1; B1	
76	Нюкжинское	1958.01.05	56.60	121.10	6.5	9	25	Сдвиго-сброс	-	Пос. Усть-Нюкжа	32	-	A4; E2	
77	Нюкжинское	1958.01.05	56.60	121.10	6.5	9	25	Сдвиго-сброс	-	Долина р. Олекма	16	-	C3	
78	Нюкжинское	1958.01.05	56.60	121.10	6.5	9	25	Сдвиго-сброс	-	Долина р. Курум	85	-	A3; C3; D1; D2	
79	Нюкжинское	1958.01.05	56.60	121.10	6.5	9	25	Сдвиго-сброс	-	Пос. Чара	177	-	E1	
80	Нюкжинское	1958.01.05	56.60	121.10	6.5	9	25	Сдвиго-сброс	-	Долина р. Чебаркас	21	-	D1; D2	
81	Баян-Цаганское	1958.04.07	45.11	98.42	6.9	9	-	-	-	Хр. Баян-Цаган	30	-	C2; D2; D3	68
82	Сайханское	1958.06.23	48.70	102.90	6.2	8-9	15	Взбросо-сдвиг	-	Сомон Сайхан	15	-	C2; E2	66, 68, 72
83	Сайханское	1958.06.23	48.70	102.90	6.2	8-9	15	Взбросо-сдвиг	-	Долина р. Цутраг	7	-	C2	
84	Сайханское	1958.06.23	48.70	102.90	6.2	8-9	15	Взбросо-сдвиг	-	Местность Урхтэй	22	-	D2	
85	Сайханское	1958.06.23	48.70	102.90	6.2	8-9	15	Взбросо-сдвиг	-	Район г. Кук-Асгат	28	-	D1	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
86	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Пос. Усть-Нюкжа	40	-	E1	41, 65, 66
87	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Бассейн р. Олекма	15	-	D1; D3	
88	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Источник «Горячий ключ»	180	-	A1; A4; A4-2	
89	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Бассейн р. Имангуркан	25	-	D2	
90	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Слияние рек Имангры и Илин-Салаа	24	-	C1; C2	
91	Олекминское	1958.09.14	56.70	121.00	6.5	9	25	Сброс	-	Долина р. Имангры	4	-	B3; D6	
92	Кыренское	1958.10.22	51.73	102.13	5.5	6-7	14	-	-	Дер. Нуган	7	-	E2	9
93	Кыренское	1958.10.22	51.73	102.13	5.5	6-7	14	-	-	Дер. Шюкхи	11	-	E2	
94	Кыренское	1958.10.22	51.73	102.13	5.5	6-7	14	-	-	Вблизи с. Тунка	29	-	E1	
95	-	1958.11.02	57.00	121.00	4.8	-	-	-	Хантыйский	Долина р. Хани	5	1	C1; D2	41
96	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	От с. Ойгур	39	30	A1; A1-1; A1-2; B1; C2	48, 54, 56, 63, 66, 72
97	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Район с. Халзаново	69	59	C2	
98	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	с. Кудара	55	46	C2	
99	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Пос. Еланцы	42	43	C2; D1; D3	
100	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Северо-запад о-ва Ольхон	50	51	D1; D3	
101	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Бухта Ая	28	31	D1; D3	
102	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	с. Карьинская	68	60	D1; D3	
103	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Пос. Тагаурово	68	60	D1	
104	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Бухта Песчаная	98	92	D1; D3	
105	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	У с. Мал. Дулан	35	25	A4	
106	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	с. Ойгур	40	30	E1	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
107	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Устье р. Селенги	91	81	A4	
108	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Доллина р. Селенги	81	71	D3	
109	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	Бухта Сажхортэ	39	43	E1	
110	Среднебайкальское	1959.08.29	52.68	106.98	6.8	9	20	Сброс	(без названия)	г. Иркутск	187	182	E2	
111	Бурынцарское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		Взброс	(без названия)	Хр. Бурын-Хяр	40	6	D1; D3	66, 68
112	Бурынцарское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		Взброс	(без названия)	Гора Тасигтун-Улан	51	5	C2; D3	
113	Бурынцарское	1960.12.03	43.20	104.40	6.7	9		Взброс	(без названия)	Доллина р. Хантрага-Гола	39	4	A4; C2	
114	Святоносское	1961.10.28	53.60	108.80	5.5	7	20	Сброс	Южно-Святоносский	Пос. Усть-Баргузин	26	26	E2	24, 48, 66, 72
115	Мужанское	1962.11.11	55.90	113.12	6.0	8	20	Сдвиг	Альдемакит-Муйский	Устье р. Янчуй-Ангарский	62	69	C3	48, 62, 65, 72
116	-	1963.01.08	51.34	101.93	4.5	7	-	-	-	с. Кырен	40	-	E1; E2	19, 69
117	-	1963.01.08	51.34	101.93	4.5	7	-	-	-	с. Буго-Горхон	60	-	E1; E2	
118	-	1963.02.10	52.60	106.90	5.5	7	15	Сброс	-	Напротив с. Ойбуур	29	-	A3; C3	66, 69
119	-	1963.02.10	52.60	106.90	5.5	7	15	Сброс	-	с. Кудара	44	-	E1; E2	20
120	-	1964.10.17	52.28	106.50	4.5	6-7	12	-	-	с. Кабанск	27	-	E1	
121	-	1964.10.17	52.28	106.50	4.5	6-7	12	-	-	Пос. Селенгинск	38	-	E1	
122	-	1964.10.17	52.28	106.50	4.5	6-7	12	-	-	Пос. Кудара	12	-	E1	
123	-	1964.10.17	52.28	106.50	4.5	6-7	12	-	-	с. Сухая	51	-	E1	
124	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	г. Камень-на-Оби	15	-	E2	18, 21
125	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	Пос. Молодежный	11	-	A4-2; E2	
126	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	с. Мыски	3	-	A4; E2	
127	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	Пос. Ново-Увальский	24	-	E2	
128	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	с. Обское	14	-	E2	
129	Каменское	1965.02.15	53.70	81.50	5.3	7	20	-	-	с. Плотикино	18	-	C2	
130	-	1966.08.30	51.76	104.61	5.5	7	30	Сдвигосброс	Обручевский	Ст. Мысовая	87	34	E1	22, 48, 66
131	-	1966.08.30	51.76	104.61	5.5	7	30	Сдвигосброс	Обручевский	Район пос. Листьянка	22	4	E1	
132	-	1966.08.30	51.76	104.61	5.5	7	30	Сдвигосброс	Обручевский	Пос. Патроны	46	43	E1; E2	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
133	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	г. Закаменск	250	-	D1; E2	23, 45, 50, 66, 70
134	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	с. Цахур	265	-	E2	
135	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Долина р. Хамовой	315	-	C3; D2	
136	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	г. Байкальск	390	-	E1; E2	
137	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Около пос. Солзан	391	-	A3; C3	
138	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Пос. Монды	420	-	A3; E2	
139	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Пойма р. Иркуты	403	-	A3; C3	
140	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Правый борт р. Могод	19	-	A1; A2-1; C2	
141	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Выше сомона Могод	22	-	A2-1	
142	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Около г. Улан- Удэ	535	-	A4; A4-1	
143	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Долина р. Хунж	30	-	A1; C2	
144	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Сомон Могод	20	-	C2; E2	
145	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Центр Улзийт сомона	25	-	C3	
146	Могодское	1967.01.05	48.10	102.90	7.8	10	-	Сдвиг	-	Оз. Угей-Нуур	37	-	C3	
147	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	Бассейн р. Тас- Юрях	14	-	D1; D3; D5	23, 42, 66
148	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	р. Олекма	30	-	C3; D1; D2	
149	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	Низке устья р. Дыргымакит	11	-	D4; D6	
150	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	Водоразделы рек Имангра и Имангракан	35	-	D6	
151	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	Левый борт р. Тас-Юрях	27	-	D4	
152	Тас-Юряхское	1967.01.18	56.48	121.00	7.0	10	13	Сдвиг	-	Бассейн р. Олекма	40	-	C1; D1; D2	
153	Святоновское	1968.11.24	53.60	109.00	4.8	6-7	12	-	-	Район пос. Монахово	9	-	A4; D3; D5	
154	-	1970.03.28	52.23	106.01	5.5	7-8	25	Сдвиг	(без названия)	Около мыса Средний	22	3	A3; C3	25, 48, 66, 72
155	-	1970.03.28	52.23	106.01	5.5	7-8	25	Сдвиг	(без названия)	Район пос. Бугуль дейка	35	21	A3; D1	
156	-	1970.03.28	52.23	106.01	5.5	7-8	25	Сдвиг	(без названия)	Около пос. Крестовский	57	34	A3	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
157	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Около пали Сангиног	3	-	B3	25, 66, 68
158	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Падь Сангиног	7	-	C2	
159	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Район г. Цагдул	3	-	D1; D3	
160	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Стоянка Хаг	5	-	E1; E3	
161	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Ушетья Долт и Холт	7	-	D1	
162	Урэг-Нурское	1970.05.15	50.18	91.27	7.0	9	10	Взбросо-сдвиг	-	Тургэн	40	-	E1; E2	
163	Артыкское (Оймяконское)	1971.05.18	64.03	145.98	7.1	9	-	Сдвиг	Чай-Юрьинский	Пос. Кунтук	110	130	E1	6, 26, 43, 58
164	Артыкское (Оймяконское)	1971.05.18	64.03	145.98	7.1	9	-	Сдвиг	Чай-Юрьинский	Вблизи пос. Озерный	45	20	E1	
165	Артыкское (Оймяконское)	1971.05.18	64.03	145.98	7.1	9	-	Сдвиг	Чай-Юрьинский	Бассейн р. Артык	2	25	A1; D4; D5; D6	
166	Артыкское (Оймяконское)	1971.05.18	64.03	145.98	7.1	9	-	Сдвиг	Чай-Юрьинский	В горах	75	30	D1	
167	Тахийнарское	1974.07.04	45.00	94.18	6.9	9	-	-	-	Район г. Эрдэнэ-Чулут	25	-	D1; D3	66, 68
168	Тахийнарское	1974.07.04	45.00	94.18	6.9	9	-	-	-	У родника Тукэлин	30	-	A2; C2	
169	Тахийнарское	1974.07.04	45.00	94.18	6.9	9	-	-	-	Родники Бор-Булак и Яман-Ус	20	-	A2-2	
170	Тахийнарское	1974.07.04	45.00	94.18	6.9	9	-	-	-	Цаган-Гол	45	-	E2	
171	Тахийнарское	1974.07.04	45.00	94.18	6.9	9	-	-	-	Царгин	70	-	E2	
172	Меличанское	1974.10.08	60.60	118.50	5.2	7	-	-	-	Около пос. Дабан	75	-	C2	57, 66
173	Булганское (Мунокхайрханское)	1975.03.31	46.81	91.47	5.7	8	-	Взбросо-сдвиг	Тургэнгольский	Долина р. Булган	16	12	D1; D3	66, 68
174	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвиго-сброс	-	Около пос. Новый Уоян	10	-	A4-1	14, 66
175	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвиго-сброс	-	Район Гожкульского источника	15	-	A2-1; A4; C3	
176	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвиго-сброс	-	Район Куркоканского источника	15	-	A4	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
177	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвигосброс	-	Около пос. Ангоя	50	-	A4	
178	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвигосброс	-	Бассейн р. Окусикан	140	-	A4	
179	Уоянское (1)	1976.11.02	56.19	111.59	5.2	6-7	10	Сдвигосброс	-	Район оз. Иркана	45	-	A4	
180	Уоянское (2)	1977.06.04	56.20	111.82	4.7	6	10	Сдвигосброс	-	Бассейн р. Окусикан	140	-	A4; A4-1	14, 66
181	Оронгойское	1980.10.02	51.62	107.04	5.1	7	15	Взбрососдвиг	-	Вблизи ст. Омудевка	21	-	D1; C4	15, 27, 66
182	Оронгойское	1980.10.02	51.62	107.04	5.1	7	15	Взбрососдвиг	-	Район пос. Шалуты	25	-	D3; E1	
183	Оронгойское	1980.10.02	51.62	107.04	5.1	7	15	Взбрососдвиг	-	Около с. Иволгинск	25	-	A4	
184	Оронгойское	1980.10.02	51.62	107.04	5.1	7	15	Взбрососдвиг	-	г. Гусиноозерск	50	-	A4	
185	-	1981.05.22	51.96	105.52	5.6	6-7	10	Сброс	Байкало-Бугульдейский	Район пос. Большое Голоустное	12	15	D3	
186	-	1981.05.22	51.96	105.52	5.6	6-7	10	Сброс	Байкало-Бугульдейский	Около бухты Песчаной	30	16	D1; D2	28, 48, 66
187	-	1981.05.22	51.96	105.52	5.6	6-7	10	Сброс	Байкало-Бугульдейский	Дер. Мишиха	36	32	E1	
188	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	П-оз Святой Нос	13	-	C1; D2	
189	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Южнее м. Мужинный	102	-	C2; D2	
190	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Район бухты Малая Коса	84	-	D1	
191	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Район бухты Солонцовая	48	-	D2; E1; E3	28, 66
192	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Район о-ва Ольхон	108	-	D1; D3	
193	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Пос. Курбулик	27	-	E2	
194	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Дер. Давша	60	-	A4-1; E1	
195	-	1981.05.27	53.94	108.92	5.2	6-7	10	Сброс	-	Пос. Усть-Баргузин	59	-	E1	
196	-	1985.11.27	51.38	86.21	4.2	7	-	-	-	Район эпицентра	2	-	D1	
197	-	1985.11.27	51.38	86.21	4.2	7	-	-	-	с. Чемал	14	-	E2	
198	-	1985.11.27	51.38	86.21	4.2	7	-	-	-	г. Горно-Алтайск	66	-	E2	29

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
199	Дырындинское	1987.07.07	56.55	121.10	4.9	6	16	Сдвиг		Долина р. Тас-Юрах	10	-	D4	30, 66
200	Таштагольское	1988.02.05	52.71	87.88	4.1	5-6	2	Взбросо-надвиг	Шелгино-Кондомский	Район эпицентра	3	3	A4	31, 40
201	Южно-Якутское	1989.04.20	57.17	122.31	6.6	7	27	Взбросо-надвиг	-	Долина р. Тунгурчи	25	-	C1; C3; D1; D3	32, 39, 40, 66
202	Южно-Якутское	1989.04.20	57.17	122.31	6.6	7	27	Взбросо-надвиг	-	Долины рек Олекмы, Хани, Тунгурчи	60	-	D1	
203	Южно-Якутское	1989.04.20	57.17	122.31	6.6	7	27	Взбросо-надвиг	-	Район ст. Хани	150	-	C2	
204	Южно-Якутское	1989.04.20	57.17	122.31	6.6	7	27	Взбросо-надвиг	-	Район пос. Беркакит	165	-	D1	
205	Южно-Якутское	1989.04.20	57.17	122.31	6.6	7	27	Взбросо-надвиг	-	Около с. Абага	370	-	C3	
206	-	1989.05.13	50.17	105.34	5.8	7	20	Сдвиг	-	Около пос. Цаган-Нур	18	-	D1; D3	32, 40, 66
207	-	1989.10.25	57.45	118.84	5.4	6	-	-	Кодарский	Северо-восток хр. Кодар	10	5	D5	32
208	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Бакасу	43	30	E2	33, 53, 66
209	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Высота близ заставы Алжкан	41	6	A1-1; C2; C4	
210	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Район селения Ак-Арал	26	10	C2	
211	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Вблизи восточного берега оз. Зайсан	35	20	A1; C2	
212	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Район фермы Бокотай	19	10	C2; C4	
213	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Южнее селения Рожково	26	16	A1; C2	
214	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Район дельты р. Черный Иртыш	33	6	A1-1	
215	Зайсанское	1990.06.14	47.95	85.00	6.9	8	40	Взбросо-сдвиг	Уленгуро-Зайсанский	Район холмистой гряды Ак-Тобе	32	35	D2	
216	-	1990.10.26	55.95	110.25	5.1	6-7	20	Сдвиго-взброс	(без названия)	Прибрежная часть оз. Байкал	37	26	C3	33, 48, 66
217	-	1990.10.26	55.95	110.25	5.1	6-7	20	Сдвиго-взброс	(без названия)	Пос. Улькан	150	147	A4	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
218	-	1993.02.27	52.84	107.05	4.2	4-5	10	Сдвиго- взброс	-	Район пролива Малое море	19	-	E1	34, 49
219	-	1993.07.13	52.25	106.44	4.8	7	10	Взброс	-	Вблизи Чертова озера	10	-	E1	16, 34, 49
220	-	1993.07.13	52.25	106.44	4.8	7	10	Взброс	-	Район пос. Шигаево	7	-	E2	
221	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Местность Халбаны	20	19	D2	2, 3, 13, 17, 35, 48, 49
222	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Никольское	9	7	E1	
223	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Деревня Хурай- Хобок	23	22	E1; E3	
224	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Пос. Аршан	30	29	A4-2	
225	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	с. Кырен	39	37	E2	
226	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Район дер. Саган-Сайр	100	98	E3	
227	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Бассейн р. Кынгарга	35	34	D2	
228	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Долина р. Толты	33	31	D1; D3	
229	Еловское (Тунгинское)	1995.06.29	51.71	102.70	5.9	7	10	Взброс	Гужирский	Падь Бурун- Хандагай	40	38	E3	
230	Прокопьевское	1995.09.14	53.76	86.63	4.7	5-6	17	-	-	Пос. Кара- Чулымш	7	-	E1	
231	Прокопьевское	1995.09.14	53.76	86.63	4.7	5-6	17	-	-	В 10 км пос. Кара-Чулымш	18	-	E1	
232	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Около въезда в пос. Листвянка	25	23	A3; C3; C4	36, 48, 55
233	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Район пос. Танхой	22	13	A3; A4; C3	
234	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Район хр. Хамар-Дабан	27	21	E3	
235	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Станция Переломная	25	15	A3; C3; E1; E2	
236	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Пос. Выдрино	23	14	A3; C3	
237	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	Станция Кедровая	16	13	E1	
238	Южно- Байкальское	1999.02.25	51.64	104.82	5.6	8	17	Сброс	(без названия)	г. Байкальск	51	30	E2	

(продолжение Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
239	Кичерское	1999.03.21	55.83	110.34	5.8	8	5	Сдвигосброс	-	с. Верхняя Запка	12	-	A4; A4-2; E1; E2; E3	36, 48
240	Кичерское	1999.03.21	55.83	110.34	5.8	8	5	Сдвигосброс	-	В 20 км к юго-востоку от с. Верхняя Запка	10	-	E3	
241	Кичерское	1999.03.21	55.83	110.34	5.8	8	5	Сдвигосброс	-	с. Кичера	19	-	E1; E2	
242	Кичерское	1999.03.21	55.83	110.34	5.8	8	5	Сдвигосброс	-	Пос. Нижнеангарск	47	-	E2	
243	Усть-Селенгинское	2001.10.10	52.43	106.66	4.3	6	21	Сдвигосброс	-	Одна из протоков р. Селенги	6	-	A4-2; E1	37
244	Усть-Селенгинское	2001.10.10	52.43	106.66	4.3	6	21	Сдвигосброс	-	Район дер. Энхалук	23	-	E1	
245	Усть-Селенгинское	2001.10.10	52.43	106.66	4.3	6	21	Сдвигосброс	-	Пос. Бугульдейка	42	-	A4-2; D4	
246	Ольхонское	2002.07.28	52.99	107.71	5.0	6	20	Сброс		с. Гремячинск	27		E2	38
247	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Дер. Белый-Бом	74	-	D1	1, 5, 10, 11, 46, 51
248	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Район с. Акташ	36	-	C4; D1	
249	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Ур. Ештыккель	20	-	A1-1; C2	
250	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Район пос. Бельтир	22	-	A1; A2; B1; C2; D2; E2	
251	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Долины рек Чагана и Талтуры	21	-	A1; A2; B1; C2; D2; D3; F2	
252	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Правый борт долины р. Талтура	16	-	D2	
253	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Рядом с пос. Бельтир	17	-	D4	
254	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Пойма р. Талтуры	14	-	C2; B2; F2	
255	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Около пос. Чаган-Узун	28	-	A1; A1-1; C2; C4; D4	
256	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Около пос. Ортолык	38	-	A1; A1-1; B1; C2	
257	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Долина р. Кызылчин	24	-	A2-1; A4; C1; C2	
258	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Подъем к ур. Ештыккель	17	-	C2	

(окончание Приложения Б)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
259	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Около лога Баратап	23	-	C4; D2	
260	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Долина р. Актру	15	-	C2; E2	
261	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Дорога на р. Тюте	5	-	C2	
262	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Долина р. Тюте	14	-	C2; D1; D2; D3	
263	Чуйское (Алтайское)	2003.09.27	50.09	87.98	7.5	10	18	Сдвиг	-	Долина р. Кускунгуур	10	-	A1; C2; C2-1; D2; D3	
264	-	2004.07.06	56.38	113.39	4.4	6	15	-	-	Левый борт р. Верхняя Ангара	28	-	D2	47
265	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Пос. Зун- Мурино	83	59	A4-2; E1	4, 7, 48, 52
266	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Пос. Култук	27	2	A4; A4-2; D3; D4	
267	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Западнее с. Утулик	11	3	C2; D3	
268	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Западнее пос. Култук	34	8	C2; D3	
269	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Долина р. Кынгарга	117	92	D1; D2	
270	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Около с. Еловка	93	69	C1; D1	
271	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Около пос. Култук	34	7	C2; C4; D3	
272	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	с. Утулик	8	5	C2; C4	
273	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Около г. Слодянка	28	6	C1; C2; C4; D1	
274	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	г. Слодянка	25	7	D2	
275	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Северо- восточнее с. Мангутай	8	3	C1; C2; D2	
276	Култуковское	2008.08.27	51.62	104.06	6.3	7-8	16	Сдвиго- сброс	Южно- Байкальский	Участок автотрассы М-53	9	2	C2; C4; D1	

Примечание. В столбце «Разновидность эффекта» представлены категории вторичных косейсмических эффектов согласно разработанной классификации (см. Приложение Г). В столбце «Источник» цифрами обозначены ссылки на использованную литературу, соответствующий список которой приведен в Приложении В. Остальные пояснения см. в тексте

Список литературных источников к базе данных (Приложение Б)

1. *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.
2. *Агафонов Б.П.* Денудация склонов при сейсмоздействиях умеренной интенсивности (на примере Тункинского землетрясения 1995 г.) // Геоморфология, 1999, № 4, с. 50–55.
3. *Агафонов Б.П.* Тектонически раздробленные склоны в зонах активных разломов — чуткие индикаторы умеренных сейсмических воздействий // Вулканология и сейсмология, 2002, № 1, с. 61–71.
4. Байкальский филиал Геофизической службы РАН [*Электронный ресурс*]. — Режим доступа: <http://seismo.crust.irk.ru>, свободный. — Загл. с экрана.
5. *Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Имаев В.С., Осьмушкин В.С.* Геоморфологические последствия землетрясения 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае // Геоморфология, 2004, № 3, с. 13–22.
6. *Белый В.Ф., Валпетер А.П., Мерзляков В.М.* Сильное землетрясение на Северо-Востоке СССР // Природа, 1971, № 12, с. 64–67.
7. *Бержинский Ю.А., Ордынская А.П., Гладков А.С., Лунина О.В., Бержинская Л.П., Радзиминович Н.А., Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Читизубов А.В., Смекалин О.П.* Опыт применения шкалы ESI-2007 для оценки интенсивности Култукского землетрясения 27.08.2008 г. (Южный Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 3, с. 5–26.
8. *Бобров В.А., Балдан С., Маринов Н.А.* Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. — Говийн Алтайд болсон газар хэдэл. Улаанбаатар (Улан-Батор), 1959.
9. *Бюллетень совета по сейсмологии.* — М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 10, 176 с.
10. *Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибшер А.С.* Плейстосейстовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 г. // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 4, с. 499–502.
11. *Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А.* Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Вестн. Отделения наук о Земле РАН: Электр. науч.-инф. журнал, 2003, № 1 (21), с. 1–22.
12. *Гоби-Алтайское землетрясение* / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. — М.: изд-во АН СССР, 1963, 391 с.
13. *Голенецкий С.И.* Землетрясения в Иркутске. — Иркутск: Имя, 1997, 96 с.
14. *Голенецкий С.И., Ясько В.Г.* Уоянские землетрясения 1976–1977 г.

и результаты режимных наблюдений на двух гидротермальных источниках в Северном Прибайкалье // Вулканология и сейсмология, 1979, № 4, с. 93–101.

15. *Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебренников С.П.* Сейсмичность района Оронгойских впадин и землетрясение 2 октября 1980 г. в Западном Прибайкалье // Геология и геофизика, 1982, № 9, с. 45–54.

16. *Голенецкий С.И., Ружич В.В., Дреннова Г.Ф., Емельянова И.А.* Ощутимые и сильные землетрясения района дельты реки Селенги и толчок 13 июля 1993 г. // Вулканология и сейсмология, 1995, № 4–5, с. 215–261.

17. *Демин Э.В., Татьков Г.И.* Последствия землетрясений на территории Республики Бурятия (1957–1995 гг.). — Улан-Удэ, 1996, 126 с.

18. *Жалковский Н.Д., Цибульчик Г.М., Цибульчик И.Д.* Каменское землетрясение 15 февраля 1965 года // Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 116–125.

19. *Землетрясения в СССР в 1963 году.* — М.: Наука, 1966.

20. *Землетрясения в СССР в 1964 году.* — М.: Наука, 1967а.

21. *Землетрясения в СССР в 1965 году.* — М.: Наука, 1967б.

22. *Землетрясения в СССР в 1966 году.* — М.: Наука, 1970а.

23. *Землетрясения в СССР в 1967 году.* — М.: Наука, 1970б.

24. *Землетрясения в СССР в 1968 году.* — М.: Наука, 1972.

25. *Землетрясения в СССР в 1970 году.* — М.: Наука, 1973.

26. *Землетрясения в СССР в 1971 году.* — М.: Наука, 1975.

27. *Землетрясения в СССР в 1980 году.* — М.: Наука, 1983.

28. *Землетрясения в СССР в 1981 году.* — М.: Наука, 1984.

29. *Землетрясения в СССР в 1985 году.* — М.: Наука, 1988.

30. *Землетрясения в СССР в 1987 году.* — М.: Наука, 1990.

31. *Землетрясения в СССР в 1988 году.* — М.: Наука, 1991.

32. *Землетрясения в СССР в 1989 году.* — М.: Наука, 1993.

33. *Землетрясения в СССР в 1990 году.* — М.: ОИФЗ РАН, 1996.

34. *Землетрясения Северной Евразии в 1993 году.* — М.: ГС РАН, 1999.

35. *Землетрясения Северной Евразии в 1995 году.* — М.: ГС РАН, 2001.

36. *Землетрясения Северной Евразии в 1999 году.* — Обнинск: ФОП, 2005.

37. *Землетрясения Северной Евразии в 2001 году.* — Обнинск: ГС РАН, 2007.

38. *Землетрясения Северной Евразии.* — Обнинск: ГС РАН, 2008.

39. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* СейсмоTECTоника Якутии. — М.: «Геос», 2000, 227 с.

40. *Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений в Сибири: Операт. инф.* — Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1989, вып. 3, 94 с.

41. *Кочетков В.М.* Сейсмичность Якутии. — М.: Наука, 1966, 92 с.

42. *Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В., Козьмин Б.М.* Тас-

Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. // В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1974, с. 71–94.

43. *Курушин Р.А., Кочетков В.М., Николаев В.В., Демьянович М.Г., Козьмин Б.М.* Сильные землетрясения Якутии в 1971 году // В кн.: Сейсмология и сейсмогеология. — Иркутск, 1972, с. 43–46.

44. *Курушин Р.А., Мельникова В.И.* Деструкция земной коры при Муйском землетрясении 1957 г. ($M_{LN} = 7.6$) // Докл. РАН, 2008, т. 421, № 5, с. 675–678.

45. *Ломоносов И.С.* Формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1971, с. 76–87.

46. *Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А.* Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_S = 7.5$ (Горный Алтай) // Геотектоника, 2006, № 3, с. 52–69.

47. *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.

48. *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.

49. *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11, с. 1598–1607.

50. *Нагац-Юм Л., Балжинням И., Монхо Д.* Землетрясения Монголии // Сейсмическое районирование Улан-Батора. — М.: Наука, 1971, с. 54–82.

51. *Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С.* Землетрясения в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа, 2004, № 3, с. 19–26.

52. *Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Смекалин О.П., Чипизубов А.В.* Эффекты Култукского землетрясения 27 августа 2008 года в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 1, с. 56–71.

53. *Рогожин Е.А., Леонтьев А.Н.* Зайсанское землетрясение 1990 г.: деформации на поверхности и тектоническая позиция очага // Физика Земли, 1992, № 9, с. 3–14.

54. *Рубцов Н.Ф., Мельников С.В., Щеголихин Ю.И.* О результатах поездки в район Байкальского землетрясения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. — Улан-Удэ, 1960.

55. *Ружич В.В., Семенов Р.М., Мельникова В.И., Смекалин О.П., Алакишин А.М., Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Емельянова И.А., Демьянович М.Г., Радзиминович Н.А.* Геодинамическая обстановка в районе Южно-Байкальского землетрясения 25.02.1999 года и его характеристика // Геология

и геофизика, 2002, т. 43, № 5, с. 470–483.

56. *Рустанович Д.Н.* Изучение разрушительных последствий Байкальского землетрясения 29 августа 1959 г. // Вопросы инженерной сейсмологии, 1961, вып. 5, с. 42–69. (Тр. ИФЗ АН СССР; № 17 (184)).

57. *Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы* / Отв. ред. В.П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1977, 303 с.

58. *Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий.* — Якутск: Якут. кн. изд-во, 1975, 92 с.

59. *Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья* / Отв. ред. В.П. Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1981, 168 с.

60. *Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58–74.

61. *Солоненко В.П.* Живая тектоника в плейстосейстовой области Муйского землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 58–70.

62. *Солоненко В.П.* Сейсмология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. — Новосибирск: Наука, 1979, 70 с.

63. *Солоненко В.П., Тресков А.А.* Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. — Иркутск: Иркутское кн. изд-во, 1960, 36 с.

64. *Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А., Пучков С.В.* Муйское землетрясение 27 июня 1957 г. // Вопросы инженерной сейсмологии, 1958, вып. 1, с. 29–43. (Тр. ИФЗ АН СССР; № 1 (168)).

65. *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.

66. *Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, 1993, вып. 1, с. 113–122.

67. *Тресков А.А., Флоренсов Н.А.* Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4 (5) апреля 1950 г.) // В кн.: Андрей Алексеевич Тресков. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006, с. 166–187.

68. *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.

69. *Хромовских В.С.* Сильные землетрясения в Южном Прибайкалье в 1963 г. // Геология и геофизика, 1964, № 8, с. 66–77.

70. *Чичагов В.П.* О следах землетрясения 5 января 1967 года в окрестностях поселка Могод в МНР // Вестник научного информационного Забайкальского филиала Географического общества СССР, 1968, № 9, с. 10–11.

71. *Delouis B., Déverchère J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J. F., San'kov V.* Reappraisal of the 1950 ($M_w = 6.9$) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // *Terra Nova*, 2002, v. 14, p. 491–500.

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

Классификация косейсмических эффектов в геологической среде

Категория	Описание категории	Раздел	Описание раздела	Подраздел	Описание подраздела
1	2	3	4	5	6
А	Эффекты, связанные с процессами разжижения и флюидизации в грунтах и гидрогеологическими аномалиями	А1	Выбросы воды с осадочным материалом из трещин в грунте	А1-1	Образовавшиеся на поверхности осадочные «вулканы» (насыпные конусы, грифоны)
				А1-2	Инъекционные дайки и/или силлы в осадочном разрезе
				А1-3	Микродайки в осадочном разрезе
				А1-4	Складкоподобные деформации в осадочном разрезе
				А1-5	Будинообразные структуры в осадочном разрезе
				А1-6	Другие разновидности сейсмогенных структур и эффектов разжижения, встреченных в осадочном разрезе
		А2	Фонтанирование воды из трещин в грунте	А2-1	Образование источников
				А2-2	Исчезновение источников
		А3	Фонтанирование (выплескивание) воды из лунок и трещин на льду		
		А4	Изменение уровня (дебита) воды в водоемах (колодцах / скважинах)	А4-1	Изменение температуры воды
А4-2	Изменение состава воды (в том числе, загрязнение осадочным материалом, эмиссия газов и т.д.)				
В	Воронкообразное проседание грунта	В1	Образовавшееся на месте ранее произошедших выбросов осадочного материала с водой вдоль трещин		
		В2	Приуроченное к сеймотектоническим трещинам		

1	2	3	4	5	6
		B3	С неясным происхождением		
С	Вторичные сейсмогенные разрывные деформации	C1	Трещины в коренных породах		
		C2	Трещины в грунтах	C2-1	Трещины (валы / бугры) сжатия на поверхности
				C2-2	Нептунические дайки в осадочном разрезе
		C3	Трещины во льду		
		C4	Трещины в техногенных отложениях		
D	Сейсмогравитационные движения материала	D1	Камнепады		
		D2	Обвалы		
		D3	Осыпи		
		D4	Оползни		
		D5	Снежные лавины		
		D6	Селевые потоки		
E	Вторичные косейсмические эффекты, косвенно указывающие на развитие деформаций в геологической среде	E1	Волнообразное колебание дневной поверхности	E1-1	Волнообразное колебание земной поверхности
				E1-2	Волнообразное колебание водоема (аномальные волны на воде / сейши / цунами)
				E1-3	Цунамиты в осадочном разрезе
				E1-4	Волнообразное колебание техногенных покрытий
		E2	Полное разрушение / наклон / просадка, треск / повреждение основания зданий и сооружений / столбов / деревьев		
E3	Гул, грохот, дым и пыль, однозначно указывающие на присутствие косейсмических деформаций земной поверхности				
F	Первичные косейсмические эффекты	F1	Разрыв в скальных породах		
		F2	Разрыв в рыхлых и слабосцементированных отложениях		
		F3	Разрыв в техногенном сооружении, указывающий на его наличие в природной среде		

Приложение Д

Параметры косейсмических деформаций в рыхлых отложениях
эпицентральной области Цаганского землетрясения 12.01.1862 г., измеренные
и рассчитанные в точках наблюдения

№ т.п. (КУ)	А сб.р. (м)	Авз.бр. (м)	N_s / L (ск./м)	m_{cz} (м)	N_s (тр/м ²)	m_{cds} (м)	h_{cds} (м)	N_{cd}/L (кл. д./м)	I_{cd}	m_{mds} (м)	h_{mds} с	N_{md}/L (мл./м)	I_{md}	SUM _{spp}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Профиль «с. Красный Яр — с. Заречье»</i>														
1601	–	–	–	1,9	7	–	–	–	–	–	–	–	–	1
1203	0,11	0,007	1,2	0,3	3	0,096	0,14	0,9	494,2	–	–	–	–	4
0101	–	–	–	–	–	0,11	0,2	0,3	27,8	0,015	0,063	14,8	18,2	3
0801	–	–	–	–	–	0,023	0,7	1,3	85,1	0,025	0,05	26,4	89,4	5
1401	0,3	0,035	3,8	3,5	8	–	–	–	–	–	–	–	–	4
1402	0,025	–	4,7	2,7	14	0,11	0,16	0,4	246,2	–	–	–	–	6
1301	0,5	–	0,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1
0102	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,015	0,035	6,4	8,2	1
0401	0,05	0,015	1,7	–	–	0,008	0,29	1,6	5,7	–	–	–	–	1
0201	0,1	–	0,7	2	16	0,067	1,18	2,1	509	–	–	–	–	7
0702	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01	0,09	14,5	13,7	1
0703	–	–	0,6	0,3	5	0,017	0,48	0,6	19	0,013	0,038	6,3	4,7	1
0701	0,03	0,03	1,9	0,3	4	0,015	0,73	1,9	62,6	0,017	0,08	25	39,9	7
0103	0,01	0,015	3,5	0,3	18	0,015	0,09	1,2	4,5	–	–	–	–	3
0202	0,01	–	2,3	–	9	0,058	0,1	2,3	52,3	0,008	0,045	30,5	33,3	5
0505	–	–	–	–	–	0,053	0,12	1,7	102	–	–	–	–	2
0504	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
0503	–	–	–	–	–	0,075	0,5	0,5	66,7	–	–	–	–	1
0501	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
0502	–	–	–	0,5	8	–	–	–	–	–	–	–	–	0
0303	–	0,03	3	–	15	0,06	0,24	0,7	36,7	–	–	–	–	4
0602	–	–	–	–	8	0,015	0,45	0,3	13,9	–	–	–	–	0
0601	–	–	–	–	–	0,165	0,5	0,6	334	–	–	–	–	2

(окончание Приложения Д)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Профиль «с. Кудара — с. Шергино»</i>														
0302	–	–	–	–	–	0,005	0,51	0,7	8	–	–	–	–	0
1103	–	–	–	0,3	3	0,015	0,13	0,8	6,9	0,013	0,14	5,5	25	2
1102	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
1101	–	–	–	–	–	0,04	1,1	0,8	120,9	0,012	0,07	24,2	51,7	5
1002	–	–	–	–	–	0,025	0,28	0,6	18,3	0,007	0,02	11,9	2,9	0
1001	–	–	–	–	–	0,063	0,07	0,8	8,9	0,007	0,025	5,8	1	1
1201	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
1202	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0
Сред нее	0,073	0,019	2,20	1,21	9,08	0,052	0,53	1,01	111,1	0,013	0,06	15,6	26,18	

Примечание. Обозначения параметров см. в тексте. Для разрыва в т.н. КУ-0703 из-за вертикального положения сместителя тип подвижки не установлен. Местоположение точек наблюдения см. на рис. 4.1.1