

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ (на примере высокогорных и арктических районов России)

Е.В. Деев^{1,2,✉}, В.В. Оленченко^{1,2}, А.А. Дучков^{1,2}, А.А. Заплавнова¹, О.В. Сафронов^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Поступила в редакцию: 15.09.2024

Принята в печать: 26.11.2024

Опубликована онлайн: 29.11.2024

DOI: [10.15372/GIG2024174](https://doi.org/10.15372/GIG2024174)

EDN: [RXDQIA](https://www.edn.ru/RXDQIA)

Ссылка для цитирования:

Деев Е.В., Оленченко В.В.,
Дучков А.А., Заплавнова А.А.,
Сафронов О.В. (2025). Геоэлектрические
образы активных разломов в районах
развития многолетней мерзлоты (на
примере высокогорных и арктических
районов России) // Геология и геофизика,
т. 66, № 5, с. 654–668,
DOI: [10.15372/GIG2024174](https://doi.org/10.15372/GIG2024174),
EDN: [RXDQIA](https://www.edn.ru/RXDQIA).

© Е.В. Деев, В.В. Оленченко,
А.А. Дучков, А.А. Заплавнова,
О.В. Сафронов, 2025

✉E-mail: deev1@yandex.ru

Выполнены исследования зон активных разломов высокогорной части Горного Алтая (Южно-Чуйская и Кубадринская) и приустьевой части р. Лена (Приморская) методом электротомографии. Показано, что метод эффективен для идентификации активных разломов на глубинах до первых сотен метров в условиях развития толщ многолетней мерзлоты. Однако присутствие льдистых пород с сопротивлением более 100 кОм·м ограничивает его применение из-за экранирующего эффекта слоя-изолятора. Основным критерий идентификации активных разломов на геоэлектрических разрезах – субвертикальные зоны пониженных сопротивлений на фоне высокоомных толщ многолетнемерзлых пород. Это относится как к молодым сейсморазрывам Чуйского землетрясения ($M_s = 7.3$) 27.09.2003 г. в зоне Южно-Чуйского разлома, так и к более возрастным голоценовым палеосейсмодислокациям в зонах Кубадринского и Приморского разломов. При этом величины сопротивлений в зонах активных разломов и сейсмических разрывов слишком высоки, чтобы предполагать их насыщение свободной водой. Понижение удельных сопротивлений в таких зонах относительно вмещающей рамы многолетнемерзлых пород может происходить за счет: 1) повышенной трещиноватости пород и отложений; 2) развития тонкоперетертого материала в зоне динамического влияния разлома, на поверхности частиц которого концентрируется физически связанная незамерзающая вода; 3) остаточных тепловых аномалий в случае современных активизаций, так что отрицательные температуры уже восстановились, но процесс аградации мерзлой толщи еще не завершён полностью; 4) насыщения геологического разреза песчано-алевритовым материалом в результате развития процессов разжижения и флюидизации при землетрясениях. Выявленные закономерности могут быть использованы не только для подтверждения зон морфологически выраженных сегментов активных разломов, но и для поиска их погребённых сегментов в районах развития многолетней мерзлоты, характерных для сейсмически активных высокогорных и арктических районов России и мира.

Электротомография, активные разломы, мерзлота, землетрясения, дельта р. Лена, Горный Алтай

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия неизменно растёт интерес к сеймотектоническим исследованиям, направленным на анализ сейсмической опасности и сейсмического режима территорий, попадающих в сферу хозяйственной деятельности человека. Особенное место в сеймотектонических исследованиях занимает анализ активных разломов и связанных с ними поверхностных проявлений землетрясений в виде первичных и вторичных палеосейсмодислокаций. Зоны активных разломов выделяются на основе камеральных структурно-геоморфологических исследований с привлечением данных дистанционного зондирования Земли. Верификация разломов и их сегментов производится полевыми структурно-геоморфологическими, геолого-структурными и палеосейсмологическими методами.

Особая роль при этом отводится методам мало-глубинной геофизики. Их данные позволяют оперативно определять приповерхностную структуру сегментов разломов, выявлять смещённые, наклонённые слои в зоне разлома, проследить разрывы на большую глубину, а также выбирать оптимальные места для траншейных исследований. Кроме этого, они позволяют идентифицировать сегменты активного разлома без явных признаков поверхностных смещений или перекрытые рыхлыми отложениями.

Для идентификации зон активных разломов используются различные геофизические методы, наиболее часто: георадиолокация [Ercoli et al., 2013; Lunina et al., 2019; Zhang et al., 2019; Денисенко и др., 2020; Bano et al., 2021], электротомография (ЭТ) [Nabi et al., 2020; Grützner et al., 2021; Sana et al., 2021; Park et al., 2024], сейсмические методы [Punzo et al., 2021;

Bruno, 2023] или их комбинации [Cinti et al., 2015; Grützner et al., 2016; Meng et al., 2020]. В последние годы геофизические методы использовались и для идентификации активных разломов на территории юго-восточной и центральной высокогорных частей Горного Алтая [Оленченко и др., 2011; Деев и др., 2012б, 2018; Неведрова и др., 2014, 2017; Turova et al., 2020; Bricheva et al., 2021; Бричёва и др., 2024; Deev et al., 2024].

Существенные ограничения на применение геофизических методов для выявления структуры зон активных разломов накладывает присутствие в верхней части геологического разреза грубообломочных отложений и высокоомных многолетнемерзлых пород (ММП). Последние играют значительную роль в пределах сейсмоактивных горных регионов юга Сибири, а также в пределах Российской Арктики. Несмотря на сложность объектов, в последние годы удалось добиться значительных успехов при изучении как активных разломов, так многолетней мерзлоты методом ЭТ [Nauck, Kneisel, 2008; Hilbich et al., 2008; Оленченко и др., 2011; Семинский и др., 2016; Gao et al., 2019; Duvillard et al., 2021; Arjwech et al., 2024]. К неоспоримым преимуществам этого метода, позволяющего получать информацию о строении геологической среды на глубинах до 100 м, относятся экономичность, мобильность, развитые способы оперативной и углубленной обработки полевых данных.

Основная задача представленной работы – определение типичных аномалий по данным ЭТ, а также возможных причин их появления для зон активных разломов на фоне развития ММП в верхней части геологического разреза. Поставленная задача решалась на примере активных разломов высокогорной части Горного Алтая и приустьевой части р. Лена.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЧАСТКОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Южно-Чуйская и Курайская зоны активных разломов Юго-Восточного Алтая. Горный Алтай – часть системы внутриконтинентальных кайнозойских орогенов севера Центральной Азии, возникшей как отдаленный эффект коллизии Евразии и Индостана [Molnar, Tapponnier, 1975; Yin, 2010]. Сокращение земной коры в его пределах, особенно усилившееся в начале четвертичного периода, сопровождается многочисленными землетрясениями. Наибольшая концентрация очагов инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений наблюдается в юго-восточной части Горного Алтая [Adija et al., 2003; Еманов и др., 2012], где находятся ключевые сейсмогенерирующие структуры. Основными активными структурами здесь (рис. 1) являются Южно-Чуйская и Курайская зоны разломов, контролирующее сочленение внутригорных впадин (Чуйской, Курайской и Кокоринской) и окружающих их хребтов

(Южно-Чуйского, Северо-Чуйского, Сайлюгем и Курайского).

Сочленение впадин с хребтами южного обрамления проходит по зоне Южно-Чуйского разлома [Deev et al., 2017; Kokh et al., 2017; Деев и др., 2021, 2022а; Zelenin et al., 2022], для которой, помимо вертикальной компоненты смещения, характерна и правосторонняя составляющая. С Южно-Чуйским разломом связано самое сильное за инструментальный период наблюдений Чуйское землетрясение (27.09.2003 г.; $M_s = 7.3$, $I_0 = \text{VIII–IX}$ баллов). За основным сейсмическим событием последовал многолетний афтершоковый процесс из сотен сейсмических событий. Механизмы основного толчка и афтершоков с $M_s \geq 4.5$, включая наиболее сильные (27.09.2003 г., $M_s = 6.4$ и 01.10.2003 г., $M_s = 6.6$), указывают на то, что основным типом является правый сдвиг по плоскости северо-западного простирания. В распределении гипоцентров афтершоков на южной границе Курайской впадины проявилась наклонная зона, погружающаяся под Северо-Чуйский хребет под углом 70° . Это говорит о том, что для Южно-Чуйского разлома здесь характерна не только правосторонняя, но и взбросовая кинематика [Лескова, Еманов, 2013]. В результате землетрясения вдоль Южно-Чуйской зоны разломов сформировалась система поверхностных разрывов протяженностью 70 км с амплитудой правостороннего смещения до 2 м. В плейстосейстовой области и на обширной территории Чуйской и Курайской впадин зафиксированы многочисленные вторичные сейсмодислокации: оползни, обвалы, грабенообразные просадки грунта, песчаные вулканы и грифоны, площадные разливы грязевого материала [Рогожин и др., 2007; Lunina et al., 2008].

С севера внутригорные впадины ограничены Курайской зоной разломов [Дельво и др., 1995; Неведрова и др., 2014; Деев, 2019]. В качестве основного разлома зоны выступает Кубадринский. Он представляет собой взброс с правосторонней компонентой смещения. В результате сдвиговых смещений по Кубадринскому разлому к югу от него в трансгрессионной обстановке формируется положительная цветковая структура. В нее входит ряд субпараллельных падающих на север–северо-восток разломов надвиговой и взбросовой кинематики, по которым Курайский хребет надвигается на отложения внутригорных впадин. Их ансамбль дополняется падающими на юг–юго-запад взбросами и надвигами, оперяющими основные разломы. При развитии двух систем взбросов и надвигов происходит рост и увеличение площади Курайского хребта с соответствующим сокращением площадей внутригорных впадин [Deev et al., 2017, 2024; Turova et al., 2020; Деев и др., 2022б]. Развернутыми в регионе с начала 1960-х годов сейсмологических сетями вдоль Курайской зоны разломов регистрировались землетрясения только с $M \leq 5$ [Еманов и др., 2012]. Нет в сейсмологических катало-

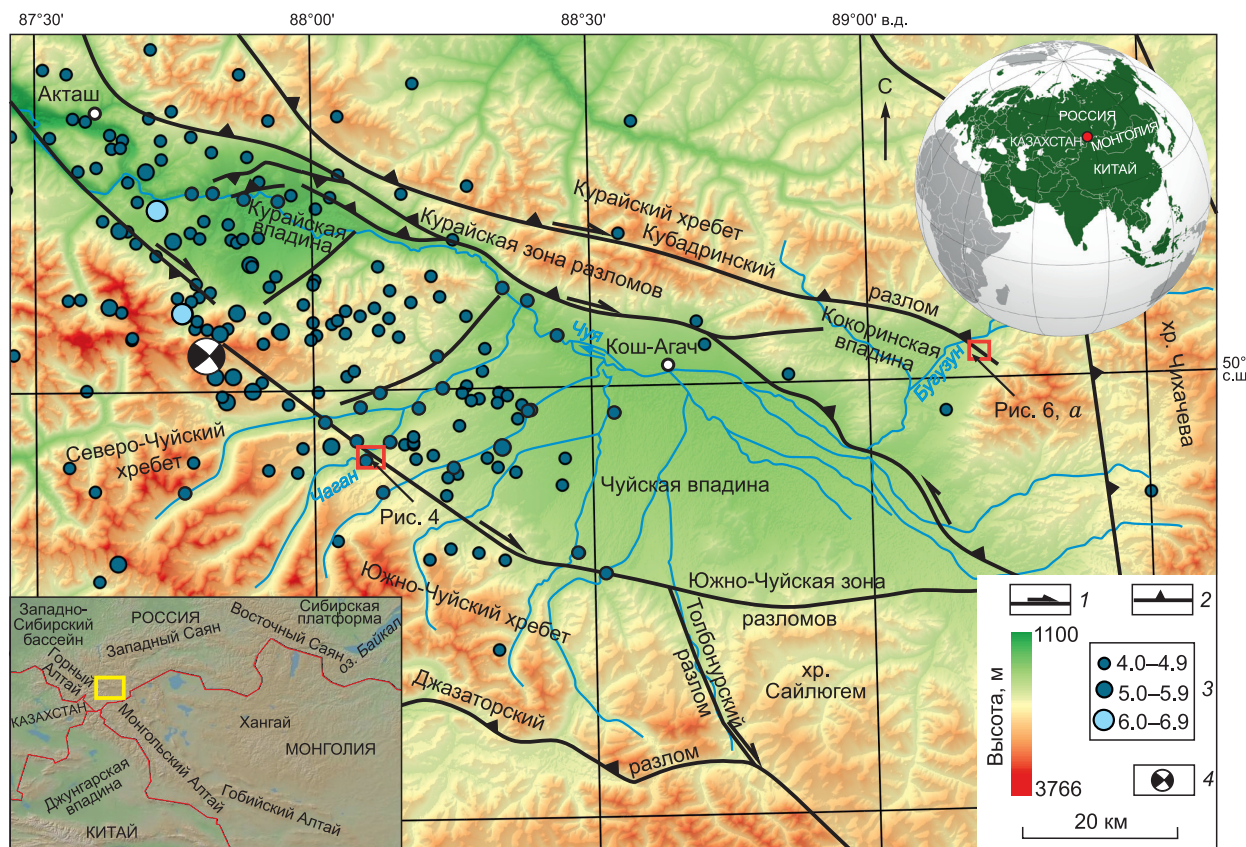


Рис. 1. Основные морфоструктуры и активные разломы юго-восточной части Горного Алтая, по [Deev et al., 2024] с изменениями. Положение участков геоэлектрических исследований показано красными прямоугольниками. Эпицентры инструментально зарегистрированных и исторических землетрясений даны согласно каталогам IRIS и [Уломов, Медведева, 2011]. 1 – активные сдвиги, 2 – активные взбросы и надвиги, 3 – магнитуда, 4 – Чуйское землетрясение (27.09.2003 г., $M_s = 7.3$).

гах и данных об исторических землетрясениях, связанных с разломами данной зоны. Но палеосейсмологические тренчинговые исследования и данные археосейсмологии показали, что с Курайской зоной разломов за последние 16 тыс. лет связана целая серия палеоземлетрясений с $M_w = 6.5–7.6$ [Рогожин и др., 2008; Deev et al., 2017, 2023a, 2023b, 2023c, 2024; Деев, 2019; Turova et al., 2020].

Чуйская и Кокоринская впадины выполнены толщей кайнозойских отложений, мощность которых может достигать 1.0–1.5 км [Девяткин, 1965; Неведрова и др., 2001; Деев и др., 2012a]. Впадины объединяются в крупный артезианский бассейн площадью более 3 тыс. км² [Гидрогеология..., 1972]. Помимо грунтовых и межпластовых вод, в четвертичных и неогеновых отложениях почти повсеместно распространены трещинные воды, образующие водоносные горизонты в палеозойско-мезозойских интрузивных, эффузивных и терригенных породах. Часто трещинные воды приурочены к зонам разломов. Питание трещинных вод происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. На поверхность трещинные воды изливаются в виде

низкодебитных источников, многие из которых приурочены к Курайскому хребту.

Чуйская и Кокоринская впадины и их горное обрамление находятся в зоне сплошного распространения ММП. Их мощность колеблется от первых до 100 м, в редких случаях увеличиваясь до 300 м [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977; Оленченко и др., 2011]. Типичными проявлениями мерзлоты на дневной поверхности являются бугры пучения (табелеры), полигональные грунты, а также структуры, связанные с деградацией мерзлоты (термокарстовые озера).

Приморский разлом в районе дельты р. Лена.

В тектоническом аспекте крупнейшая в мире арктическая дельта р. Лена площадью около 30 000 км² расположена в области сочленения Сибирского кратона и Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 2), в зоне перехода от Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых [Лаверов и др., 2013]. Существенную роль в структуре шельфа моря Лаптевых также играют структуры позднемел-кайнозойской Лаптевоморской рифтовой системы [Drachev et al., 1998; Верниковский и др., 2013; Khudoley et al., 2024].

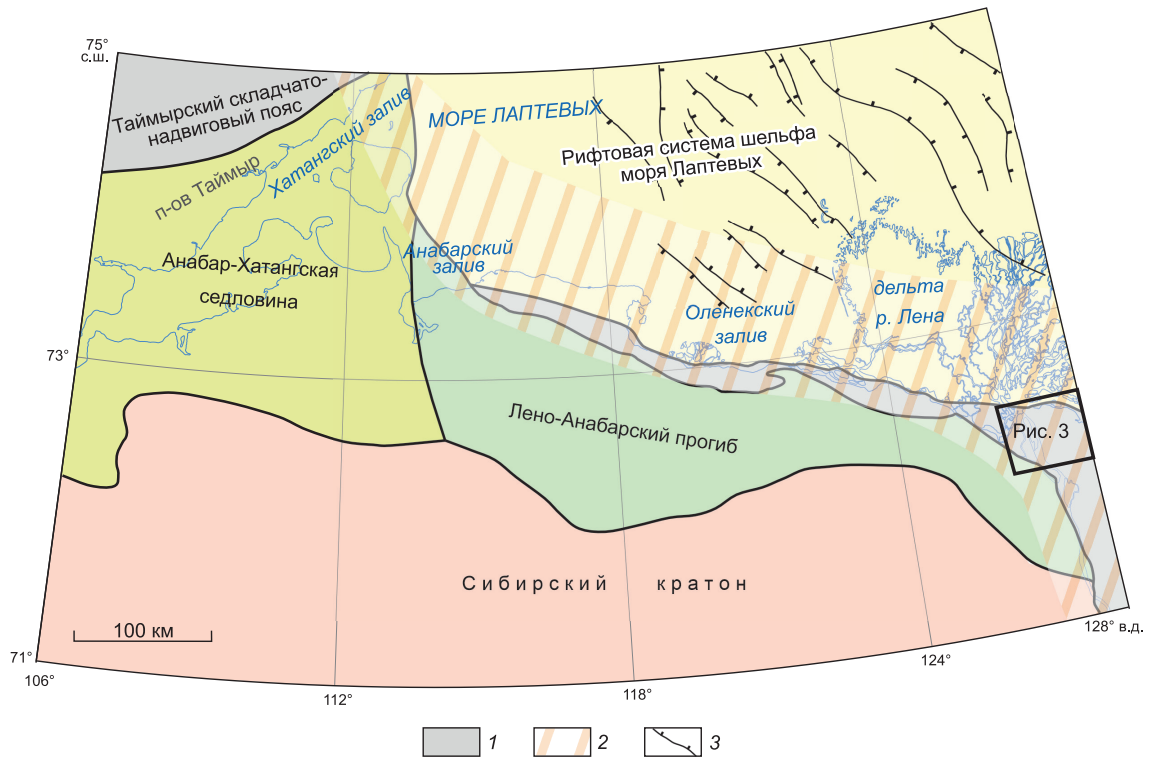


Рис. 2. Основные тектонические структуры зоны перехода от Евразийского континента к шельфу моря Лаптевых (сделан с использованием данных из [Khudoley et al., 2024]). 1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 2 – зона концентрации эпицентров землетрясений, 3 – сбросы рифтовой системы.

В настоящее время район моря Лаптевых является северной оконечностью зоны рассеянной сейсмичности, которая начинается в Охотском море, протягивается вдоль хр. Черского и отмечает границу между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами [Fujita et al., 2009]. В районе дельты р. Лена пояс разветвляется на западную и восточную ветви [Аветисов, 2002]. Западная ветвь прослеживается от залива Буор-Хая, через южную часть дельты р. Лены, Оленекский и Анабарский заливы моря Лаптевых к п-ову Таймыр. За последние 100 лет в пределах сейсмоактивной зоны было зарегистрировано около 400 землетрясений с магнитудами до 5.5 и гипоцентрами на глубинах до 20 км [Козьмин и др., 2014].

Одной из сейсмоактивных структур в ее пределах является Приморский разлом. Он прослеживается на 100 км вдоль береговой линии протоки Быковская и Синицина (рис. 3) и далее к заливу Неелова, ограничивая с восток-северо-востока Приморский кряж и Хараулахский хребет, а в тектоническом плане – с юго-запада грабен Быковской протоки. По своей кинематике Приморский разлом является сбросом с возможной левосдвиговой компонентой. Это подтверждается анализом трещиноватости и сейсмологических данными. Разломные уступы вдоль правого берега Быковской протоки свидетельствуют о голоценовой сейсмичности Приморского разлома [Имаев и др., 2018].

Осложняющим фактором изучения структуры и активной тектоники дельты р. Лена является наличие толщи ММП. По существующим оценкам, ее мощность может варьировать от 400 до 1000 м [Григорьев, 1993; Заплавнова и др., 2024].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работы методом ЭТ в зоне Южно-Чуйского разлома Горного Алтая и Приморского разлома в дельте р. Лена были выполнены с помощью многоэлектродной электроразведочной станцией «Скала-48к12», а в зоне Кубадринского разлома Горного Алтая – «Скала-64к15».

При изучении сейсморазрывов Чуйского землетрясения 2003 г. выполнена площадная съемка по системе из шести профилей. Каждый из них имел протяженность 235 м, расстояние между профилями составляло 25–30 м. В зоне Кубадринского разлома измерения выполнены по профилю длиной 635 м, в зоне Приморского разлома – длиной 355 м. Во всех случаях измерения проводились прямой и обратной трехэлектродной установкой по профилю с шагом между электродами 5 м. Перед измерениями контролировался уровень сопротивления заземлений (R_z) и в случае экстремального превышения R_z на отдельных электродах места заземлений смачивались солевой водой.

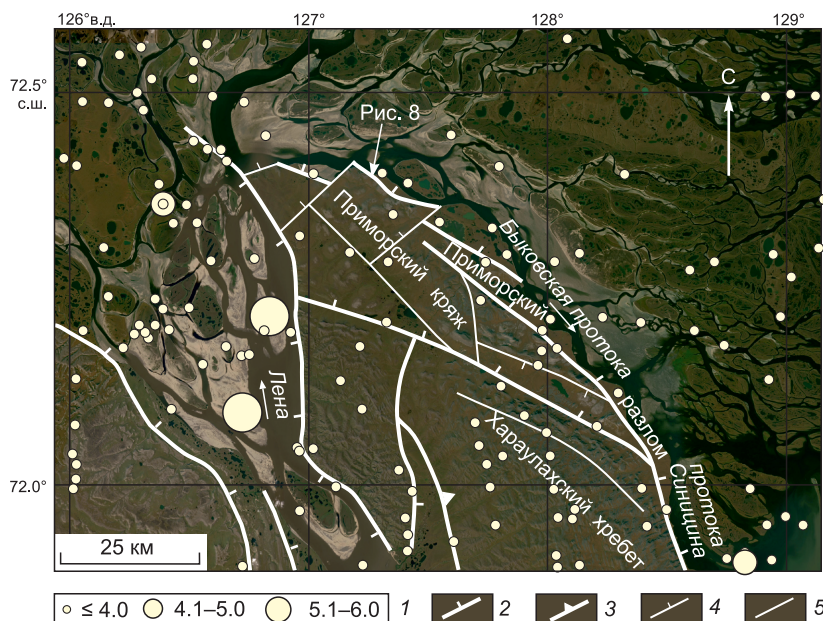


Рис. 3. Активные разломы и сейсмичность приустьевой части р. Лена (сделан с использованием данных из [Имаев и др., 2018]). В качестве подложки использован космический снимок из программы Google Earth Pro. Положение эпицентров землетрясений приведено по [Имаева и др., 2019]. Положение района см. на рис. 2. 1 – эпицентры землетрясений с M_w ; активные разломы (основные: 2 – сбросы, 3 – взбросы; второстепенные: 4 – сбросы, 5 – неясной кинематики).

Обработка данных проводилась в два этапа. На первом этапе оценивалось качество результатов измерений, отбраковывались экстремальные значения кажущегося удельного электрического сопротивления (УЭС) в стандартном программном обеспечении Xeris v8.0. На втором этапе выполнялась двумерная автоматическая инверсия наблюдаемого поля кажущегося УЭС в программе Res2DInv v3.55, а для площадных данных – в программе Res3DInv v2.1. Среднеквадратическая ошибка подбора двумерных моделей после четырех итераций составила 5.2 % на Кубадринском разломе и 8.7 % – на Приморском разломе. Трехмерная геоэлектрическая модель площадки в зоне Чуйского землетрясения подобрана с ошибкой 6.7 % после четвертой итерации. Хорошее качество исходных данных обеспечило относительно малую погрешность подбора двумерных и трехмерных моделей. Результаты 2D-инверсии представлялись в виде разрезов по профилям, а итоги 3D-инверсии – в виде карт распределения УЭС на некоторой глубине. Границы геоэлектрических слоев преимущественно проведены по зонам резкого градиента УЭС.

На двух участках Кубадринского и Приморского разломов геоэлектрические измерения сопровождались съемкой с применением беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) квадрокоптерного типа. Автоматическая фотограмметрическая обработка массивов снимков произведена в программе Agisoft Metahsape 1.7. В процессе обработки не использова-

лись наземные опорные точки, взаимное и внешнее ориентирование снимков выполнялось по данным с бортового ГНСС-приемника летательного аппарата. Следует отметить, что, хотя такой способ обработки не позволяет получать точных абсолютных отметок высот местности, относительные превышения на итоговых моделях передаются достоверно. Построенные на основе данных аэрофотосъемки детальные цифровые модели рельефа позволили определить морфологические параметры палеосейсмодислокаций с точностью до 10–20 см. Полученные цифровые модели рельефа позволили провести высотное профилирование разломного уступа в зоне Приморского разлома с использованием встроенного модуля QGIS.

Интерпретация геоэлектрических данных проводилась с учетом опубликованных данных по геологии и гидрогеологии изучаемых регионов, ранее выполненных геофизических исследований. Так как данные ЭТ не позволяют четко определять геометрию разломов и углы их падения, линии разломов на рисунках показаны в соответствии с геологическими представлениями о строении того или иного участка. Для построения карты активных разломов в основании дельты р. Лена использованы разномасштабные топографические карты и высокоразрешающие космоснимки, доступные в программном пакете Google Earth, опубликованные материалы по активной тектонике региона. Оценка M_w палеоземлетрясения в зоне Приморского разлома выполнена на основе эмпирических регрессионных зависимостей из [Wells,

Coppersmith, 1994]. В качестве расчетного параметра взята максимальная величина вертикального отступа на разломном уступе.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоэлектрические исследования зоны поверхностных разрывов Чуйского землетрясения 2003 г. Исследования методом ЭТ выполнены в юго-западной части долины р. Чаган. Здесь днище долины вблизи ригеля, сложенного коренными породами позднекембрийско-раннеордовикского возраста и имеющего разломное ограничение, пересекала трасса основных сейсмогенных разрывов Чуйского землетрясения 2003 г. Первичные сейсморазрывы представлены тремя надстраивающими друг друга в виде левой кулисы трещинами растяжения шириной до 6 м и протяженностью до 150 м. В парагенезе с трещинами растяжения проявились грифоны и вулканы, из которых происходило излияние алевритопесчаных масс [Рогожин и др., 2007].

В районе северо-западного окончания наиболее выраженного в рельефе сейсморазрыва (см. врезку на рис. 4) выполнена площадная съемка (см. рис. 4). На карте распределения УЭС на глубине 10 м отчетливо выделяются комплексы пород с высоким (от 1000 до 18 000 Ом·м) и низким (20–200 Ом·м) сопротивлением. Высокоомная часть площади разделена линейной аномалией пониженного УЭС до 1000 Ом·м.

Очевидно, что высокоомные аномалии на глубине, превышающей мощность слоя сезонного оттаивания, соответствуют полигенетическим (аллювиальным, пролювиальным, флювиогляциальным, озерно-ледниковым и гляциальным) верхнеплейстоцен-голоце-

новым отложениям, которые имеют существенно грубообломочный состав и находятся в многолетне-мерзлом состоянии [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977]. Разделяющая их зона с более низкими значениями УЭС по своей ориентировке и пространственному положению маркирует положение сейсморазрыва. Наконец, область пониженных сопротивлений сопоставляется нами с талыми, более тонкозернистыми и влагонасыщенными голоценовыми отложениями дистальной части конусов выноса на склоне южной экспозиции.

В геоэлектрическом разрезе по профилю № 4 до глубины около 80 м по резкому градиенту УЭС выделяются четыре геоэлектрических слоя (рис. 5). Верхний слой 1, мощность которого колеблется от 2 до 14 м, соответствует слою с влагонасыщенными отложениями.

Хорошо выделяется слой 2, который соответствует ММП с высокими значениями УЭС (от 4000 до 22 000 Ом·м и более). Его мощность сокращается с юго-запада на северо-восток – от 50 до 15 м. Согласно вышеприведенной интерпретации, он соответствует существенно грубообломочным верхнеплейстоценовым отложениям, которые находятся в мерзлом состоянии. Вертикальная зона пониженного УЭС между пикетами 80–100 совпадает с положением сейсмогенного разрыва.

Градиентная зона (слой 3) мощностью от 17 до 35 м интерпретируется как водонасыщенные грубообломочные отложения позднего плейстоцена. В этот интервал также могут попасть и верхняя водонасыщенная часть неогеновых отложений.

Низкие сопротивления, менее 200 Ом·м, характерны для слоя 4 мощностью более 18 м. Мы полагаем,

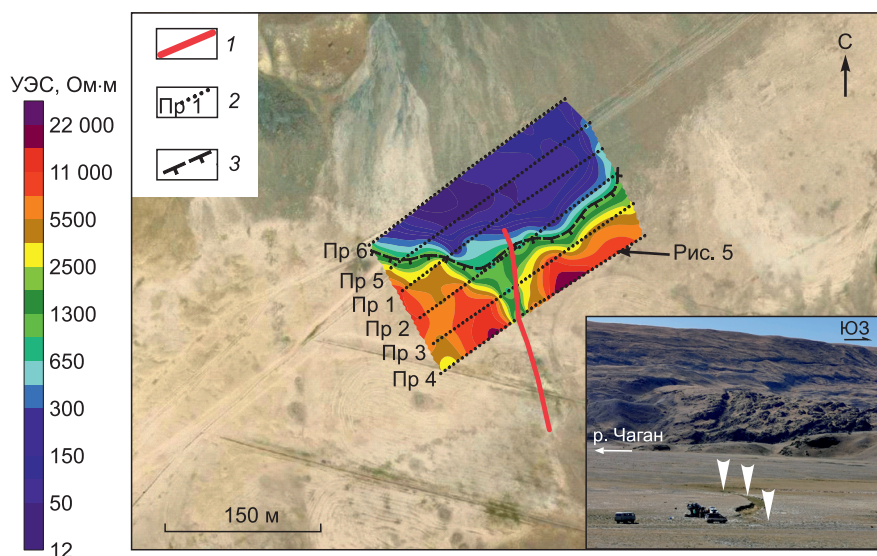


Рис. 4. Карта распределения УЭС на глубине 10 м в районе развития сейсморазрывов Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. по результатам 3D-инверсии данных ЭТ. На врезке белыми стрелками показана трещина растяжения. Положение района исследований показано на рис. 1. 1 – трещина растяжения, 2 – профиль ЭТ и его номер, 3 – граница распространения ММП.

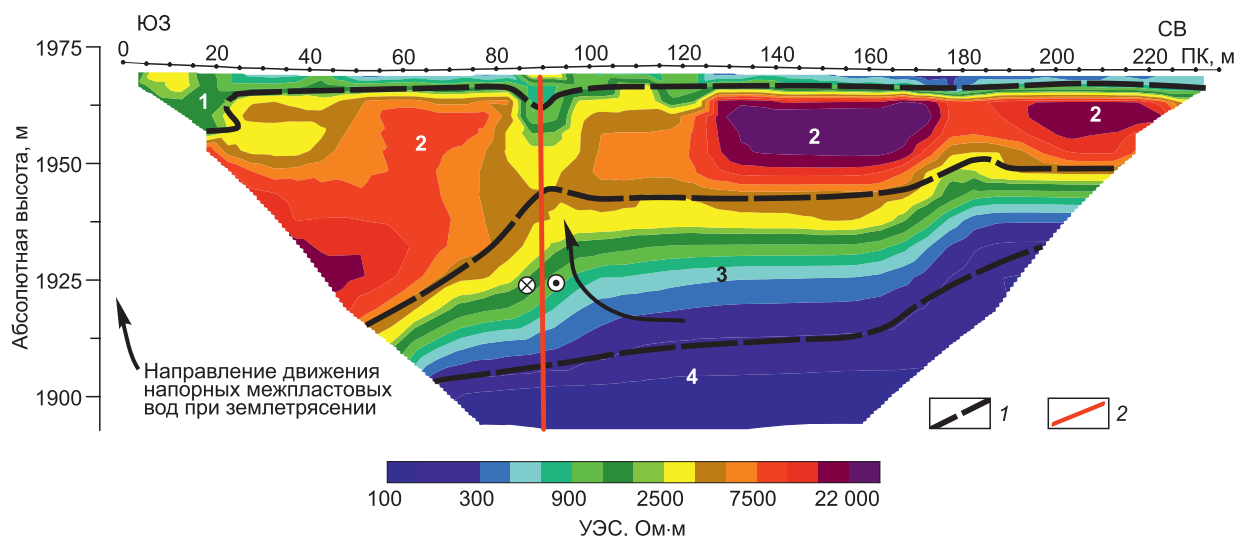


Рис. 5. Геоэлектрический разрез по профилю № 4 по результатам 2D-инверсии данных ЭТ с элементами интерпретации. 1 – границы геоэлектрических слоев (цифрами обозначены их номера), 2 – сейсмогенный разрыв. Кружки с крестиком и точкой обозначают направление горизонтального смещения крыльев разлома.

что он соотносится с неогеновыми озерными отложениями глинисто-песчаного состава (туерыкская свита), которые отчетливо выделяются по данным вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) и имеют УЭС в среднем от 40 до 100 Ом·м [Неведрова и др., 2017]. Отложения слоев 2 и 4 являются флюидопорами [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977].

Геоэлектрические исследования зоны Кубадринского разлома. На юго-восточном фланге системы поверхностных разрывов в зоне Кубадринского разлома выраженный в рельефе разломный уступ простирается по азимуту 140° между реками Бугузун и Сайлюгем на протяжении 3.5 км. На первых северо-западных 0.8 км его сегменты с поднятым на 0.5–2.0 м северо-восточным крылом и западины вдоль их оснований образуют четко выраженную левую кулису (рис. 6, а). К юго-востоку высота разломного уступа увеличивается до 15–20 м, а на его склоне наблюдается несколько ступеней [Деев и др., 2022б]. Это говорит о том, что уступ сформировался в результате нескольких палеоземлетрясений. Разломный уступ нарушает толщу верхнеплейстоценовых водно-ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных и пролювиальных отложений разнобразного гранулометрического состава (от алевритов до валунно-галечников), мощность которых может достигать десятков метров [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977; Федак и др., 2011]. Непосредственно в верхних двух метрах разреза траншеи Бугузун-1 вскрыты преимущественно гравийно-галечники с песчаным заполнителем, а в основании уступа – разнородные пески, выполняющие структуру растяжения (см. рис. 6, б). Разрез траншеи свидетельствует, что анализируемый разломный

уступ на восточном фланге системы поверхностных разрывов сформировался в результате четырех палеоземлетрясений. M_w первых трех из них оценены в 6.7–6.9 [Деев и др., 2022б]. Результаты радиоуглеродного датирования и археосейсмологических исследований согласованно указывают на то, что последние три палеоземлетрясения произошли не ранее 1.4 тыс. л. н. [Деев и др., 2022б; Deev et al., 2023a].

В районе траншеи Бугузун-1 на профиле, расположенном вкост разломного уступа, проведены измерения методом ЭТ. В геоэлектрической модели (рис. 7) четко различается структура поднятого (северо-западного) и опущенного (юго-западного) крыльев Кубадринского разлома. На протяжении большей части разреза опущенного крыла в его верхней части наблюдается слой 1 мощностью до 5 м с УЭС от 150 до 2000 Ом·м. Он подстилается мощным (до 80 м) геоэлектрическим слоем 2 с УЭС от 1400 до 2300 Ом·м. В верхней части слоя находится линза с УЭС от 600 до 1000 Ом·м протяженностью 100 м и мощностью до 20 м. В основании геоэлектрического разреза опущенного крыла находится слой 3 видимой мощностью более 30 м, УЭС в пределах которого находится в диапазоне от 350 до 500 Ом·м.

В верхней части геоэлектрического разреза поднятого крыла разлома находится слой 1 с УЭС от 250 до 1000 Ом·м и мощностью до 5 м. Он подстилается высокоомным слоем 2 с УЭС от 1500 до 4700 Ом·м. Сопротивления слоя увеличиваются с юго-запада на северо-восток одновременно с увеличением его мощности от 18 до 45 м. На северо-восточном окончании профиля в структуре слоя обособляется низкоомная линза (УЭС от 800 до 1000 Ом·м) протяженностью 55 м и мощностью до 8–9 м. Ниже по разрезу находится слой 3 с УЭС от 250 до 840 Ом·м. Его мощ-

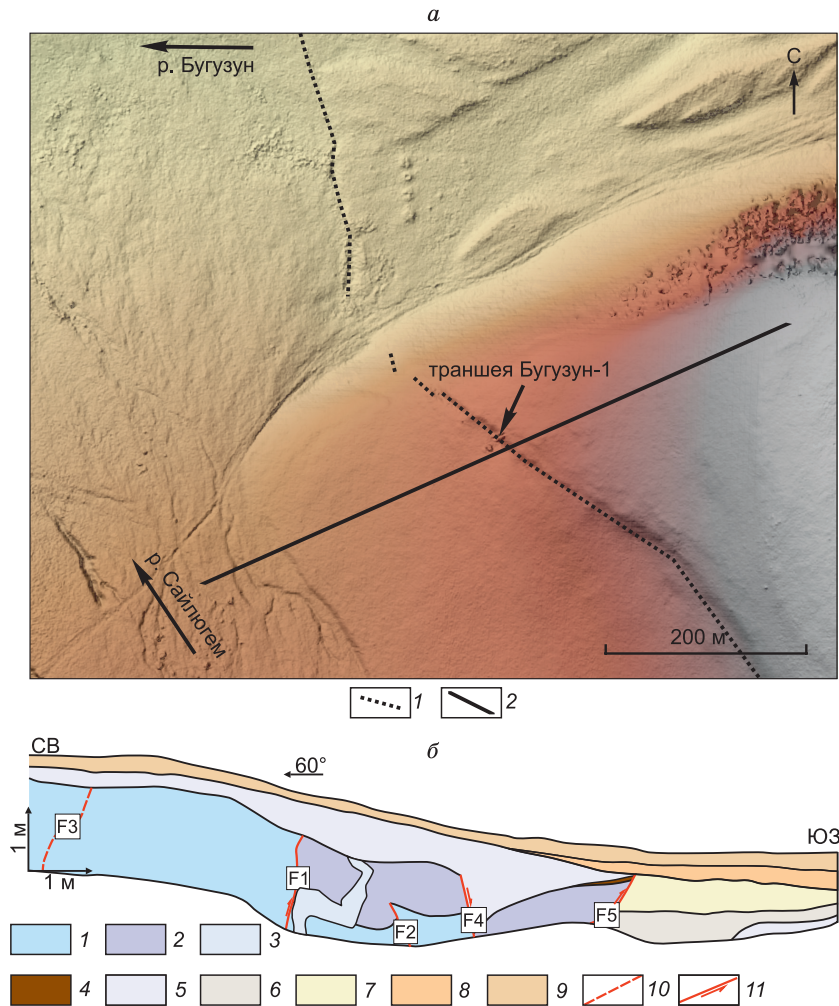


Рис. 6. Структура зоны поверхностных разрывов палеоземлетрясений на восточном фланге Кубадринского разлома. *а* – расположенные в виде левой кулисы сегменты разломного уступа и положение профиля ЭТ; в качестве подложки использована цифровая модель рельефа, полученная при съемке с БПЛА. 1 – поверхностный разрыв, 2 – электротомографический профиль. Положение района исследований показано на рис. 1. *б* – разрез юго-восточной стенки траншеи Бугузун-1 по [Деев и др., 20226] с изменениями. 1 – светло-серый грубо линзовидно-слоистый гравийно-галечник с песчаным заполнителем. Пролувий; 2 – светло-серый массивный гравийно-галечник с песчаным заполнителем. Коллювиальный клин палеоземлетрясения 1; 3 – серый массивный среднезернистый песок. Дайка, возникшая при флюидизации песков при палеоземлетрясении 2; 4 – коричневый слабогумусированный мелкозернистый песок. Палеопочва; 5 – светло-серый массивный гравийно-галечник с песчаным заполнителем, присутствуют отдельные щебни и валуны. Коллювиальный клин палеоземлетрясения 2; 6 – светло-коричневый массивный среднезернистый песок с редкими включениями гравия. Пески, излившиеся при палеоземлетрясении 3; 7 – палевый крупнозернистый песок с включениями разноразмерных обломков вплоть до мелких валунов. Коллювиальный клин палеоземлетрясения 3; 8 – темно-коричневый слабогумусированный мелкозернистый песок с включениями гравия. Коллювиальный клин палеоземлетрясения 4; 9 – современная почва; 10 – трещина; 11 – разлом. F1–F5 – номера разломов и трещин.

ность достигает 60 м. В интервале 400–510 м разреза в основании слоя присутствует линза с более высокими значениями УЭС – от 840 до 1700 Ом·м и мощностью до 24 м. Наконец, в основании геоэлектрического разреза присутствует слой 4 с пониженными значениями УЭС – от 150 до 90 Ом·м и мощностью более 30 м.

Непосредственно в районе разломного уступа на геоэлектрическом разрезе присутствует субвертикальная расширяющаяся сверху вниз зона со значениями УЭС 550–700 Ом·м. Кроме верхних 20 м,

вдоль нее контактируют слои с различными значениями УЭС, которые в целом ниже для слоев поднятого крыла разлома.

С учетом данных траншейных исследований [Деев и др., 20226], материалов геологической, гидрогеологической съемки, результатов бурения [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977] и ранее проведенных исследований методом ВЭЗ [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977; Деев и др., 2012а] мы предлагаем следующую геологическую интерпретацию геоэлектрического разреза. Слой 2 как в опу-

шенном, так и поднятом крыле разлома сопоставляется с четвертичными полифациальными грубообломочными отложениями. Судя по разрезу траншеи и близлежащей скважины 9 т, расположенной на левом берегу р. Бугузун, в 1.6 км к северо-востоку, они представлены гравийно-галечниками, галечниками и валунными галечниками с различным типом заполнителя – от песчаного до глинистого. Зафиксированные нами вариации значений УЭС от 1400 до 4700 Ом·м хорошо согласуются с таковыми, установленными ранее при исследованиях методом ВЭЗ – от 1050 до 7000 Ом·м [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977]. При этом высокие значения УЭС указывают на то, что грубообломочные отложения находятся в мерзлом состоянии. Мощность ММП может достигать 70 м [Мерзлотно-гидрогеологическая карта..., 1977]. Ранее проведенные возле траншеи Бугузун-1 георадарные исследования показали, что кровля мерзлоты находится на глубине около 2 м [Бричёва и др., 2024]. Линзы пониженного до 500–1000 Ом·м сопротивления внутри слоя 2, вероятно, соответствуют отложениям с прослоями суглинков или повышенным содержанием глинистого заполнителя в грубообломочных отложениях. Переслаивание пород высокого и пониженного сопротивления затрудняет выделение подошвы многолетнемерзлых пород по данным ЭТ.

Наличие мерзлоты позволяет определиться с генезисом геоэлектрического слоя 1. Очевидно, что он соответствует водонасыщенному деятельному слою, расположенному до глубины 2–3 м. Слой 3, судя по величинам сопротивлений 250–840 Ом·м, может соответствовать существенно песчаным отложениям раннесреднечетвертичного возраста. Среди них присутствуют относительно низкоомные линзы более глинистых осадков и высокоомные более грубообломочных отложений. Наконец, слой 4 с низким сопротивлением, вероятно, соответствует сильно трещи-

новатой водонасыщенной зоне дробления Кубадринского разлома, перекрытой сверху отложениями мощностью около 80 м. Для разлома характерна вертикальная взбросовая компонента [Деев и др., 2022б], что подтверждается тренчинговыми исследованиями (см. рис. 6, б). В верхней части разреза ему соответствует субвертикальная расширяющаяся сверху вниз зона относительно пониженных сопротивлений.

Геоэлектрические исследования разломного уступа в зоне Приморского разлома. Нами исследован разломный уступ северо-западного простирания в зоне Приморского разлома, осложняющий строение северо-восточных склонов отрогов Приморского кряжа с высотами до 230 м. Он был впервые отмечен в публикации [Имаев и др., 2018]. Общая его протяженность достигает 4.3 км. Профиль ЭТ протяженностью 355 м выполнен вкрест сегмента разломного уступа протяженностью 0.95 км (рис. 8, а). На участке выполненной съемки с БПЛА величина вертикального отступа на уступе возрастает от 1.2 до 2.9 м (см. рис. 8, б–г). Максимальная величина вертикального отступа на разломном уступе в 2.9 м позволяет оценить магнитуду M_w создавшего разломный уступ палеоземлетрясения как 6.9–7.1.

Практически на всем протяжении полученного геоэлектрического разреза (рис. 9) в верхней части до глубин от 1.5 до 4 м выделяется слой 1, в котором значения УЭС составляют 400–2000 Ом·м. Ниже по разрезу четко различаются поднятое (юго-западное) и опущенное (северо-восточное) крылья разлома. В поднятом крыле выделяется еще два слоя. Прерывистый слой 2 имеет мощность от 15 до 40 м и характеризуется УЭС от 16 000 до 79 000 Ом·м. Для слоя 3 мощностью более 65 м характерны значения УЭС от 3500 до 4500 Ом·м.

В опущенном крыле разлома породы с глубины около 4 м имеют аномально высокое УЭС (более 100 000 Ом·м), поэтому постоянный ток не проника-

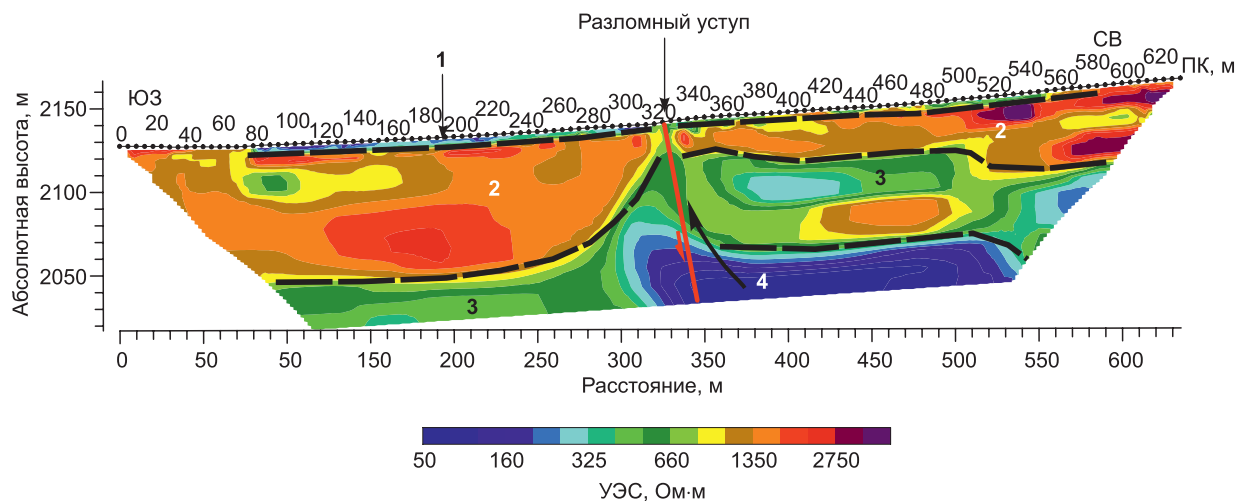


Рис. 7. Геоэлектрический разрез через разломный уступ на юго-восточном фланге Кубадринского разлома по результатам 2D-инверсии данных ЭТ. Усл. обозн. см. на рис. 5.

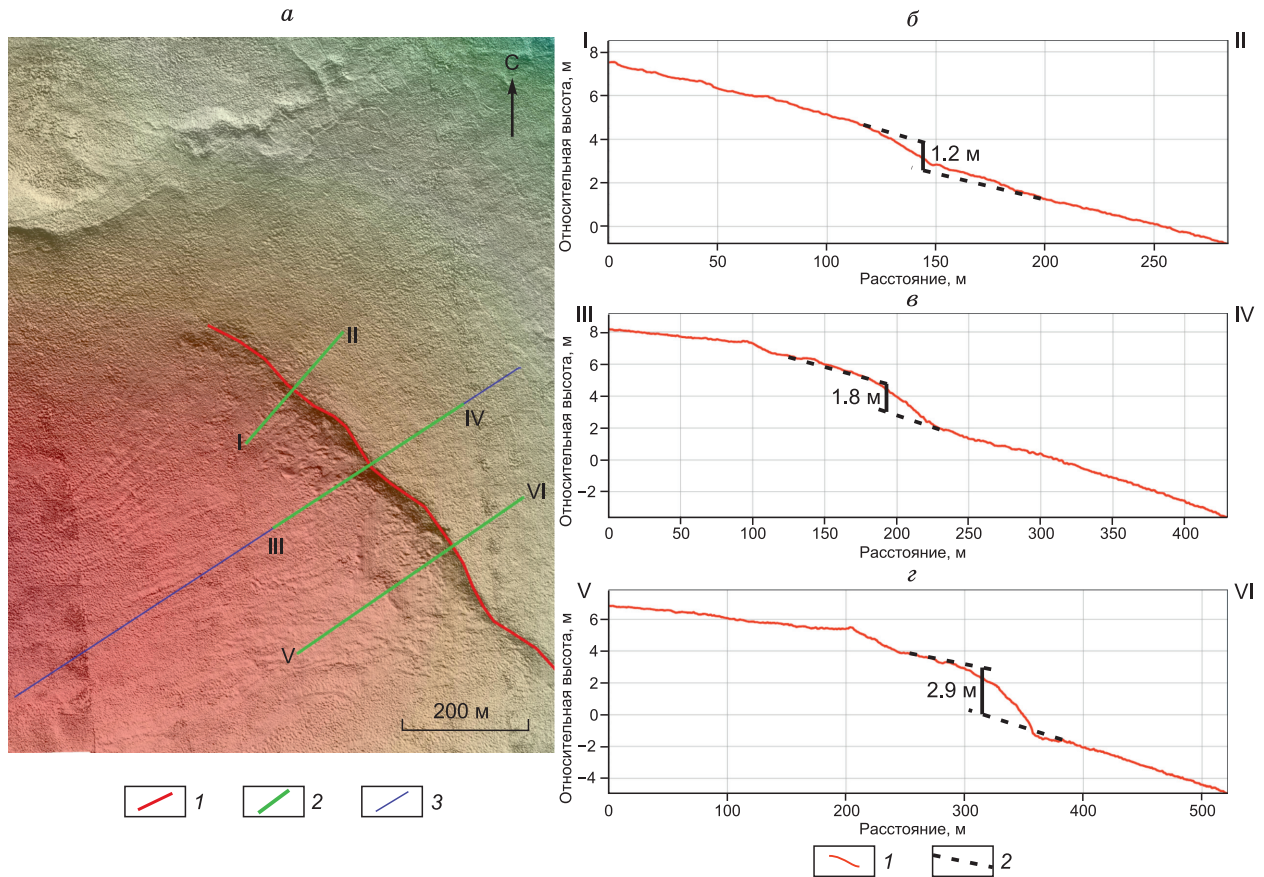


Рис. 8. Морфология сегмента разломного уступа в зоне Приморского разлома и положение профиля ЭТ. *a* – вид сверху, в качестве подложки использована цифровая модель рельефа, полученная при съемке с БПЛА. *I* – основание разломного уступа, *2* – гипсометрический профиль, *3* – электротомографический профиль. Положение района исследований показано на рис. 3; *б–г* – гипсометрические профили через разломный уступ, демонстрирующие величину вертикального отступа на уступе. *I* – гипсометрический профиль, *2* – положение смещаемой поверхности. Положение профилей показано на фрагменте *a*.

ет на глубину, а растекается в пределах первого проводящего слоя. Граничное УЭС пород в 100 000 Ом·м и более, при котором геоэлектрический разрез, по данным ЭТ, не содержит информации о нижележащей толще, отмечено также и в работах [Marescot et al., 2003; Галанин и др., 2017]. В этом случае результат инверсии данных ЭТ дает ложное представление о большой мощности слоя высокого сопротивления. В пределах склона разломного уступа расположена вертикальная зона (5) относительно пониженных значений УЭС около 1500 Ом·м.

С учетом геологических данных [Государственная..., 1979; Большинов и др., 2014] предлагается следующая интерпретация геоэлектрического разреза. Геоэлектрический слой 1 в обоих крыльях разлома соответствует влиянию деятельного слоя, охватывающему голоценовые песчано-щебнистые элювиально-солифлюкционные отложения или их верхнюю часть. За счет талого состояния и большого содержания глинистых частиц этот слой имеет пониженное сопротивление. Слой 2 в поднятом крыле разлома со-

ответствуют мерзлым высокольдистым отложениям (см. рис. 9). Это могут быть как рыхлые отложения, перекрывающие коренные породы, так и зона экзогенной трещиноватости коренных пород с заполнителем трещин в виде льда. Геоэлектрический комплекс 3 ассоциируется с мерзлыми коренными породами. В опущенном крыле разлома находится толща льдонасыщенных многолетнемерзлых пород (4), которая развита по четвертичным аллювиальным и склоновым терригенным отложениям различного гранулометрического состава, возможно, подстилаемым коренными породами. Субвертикальная зона пониженных сопротивлений (5) маркирует положение Приморского разлома. Он характеризуется сбросовой компонентой вертикального смещения, согласно [Имаев и др., 2018].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения участков Южно-Чуйского и Кубадринского разломов Горного Алтая, а также раз-

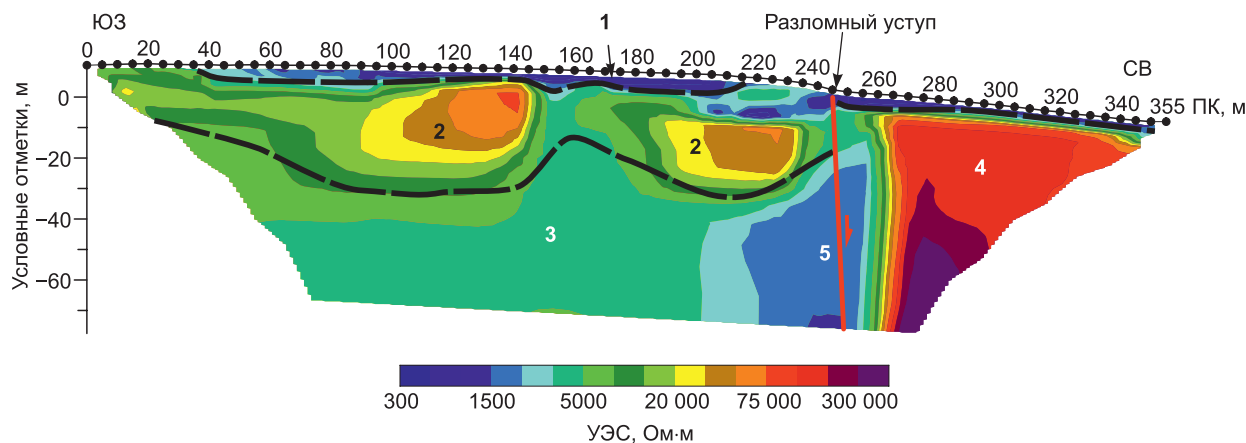


Рис. 9. Геоэлектрический разрез через разломный уступ в зоне Приморского разлома, район дельты р. Лена по результатам 2D-инверсии данных ЭТ. Усл. обозн. см. на рис. 5.

ломного уступа в зоне Приморского разлома методом ЭТ показывают, что активные разломы проявляются субвертикальными зонами пониженных сопротивлений, которые «рассекают» слой высокоомных ММП мощностью в первые десятки метров. Такой результат хорошо согласуется с ранее полученными выводами, согласно которым поверхностные разрывы и зоны активных разломов в приповерхностной части разреза на профилях электротомографии в долине р. Чаган выделены именно по наличию таких зон [Неведрова и др., 2017]. Однако следует отметить, что величины удельных сопротивлений в зонах активных разломов и сейсмических разрывов оказываются слишком высоки, чтобы предполагать их насыщение свободной водой. Особенно это верно для района дельты р. Лена, где слой ММП имеет значительную мощность, а его верхняя часть имеет стабильную отрицательную температуру.

Систематическое повышение электропроводности геологического разреза в зонах поверхностных разрывов землетрясений, во-первых, очевидно связано с развитием трещиноватости и с заполнением трещин водой или тектонической глиной в зоне влияния динамического влияния разлома [Семинский и др., 2016]. Во-вторых, подвижки в зонах разломов сопровождаются истиранием пород и отложений, что приводит не только к появлению тектонической глины, но и к общему увеличению доли более тонкозернистого материала. Это, в свою очередь, способствует увеличению доли связанной незамерзающей воды, что оказывает влияние на снижение УЭС зоны разлома относительно окружающей толщи ММП даже после восстановления отрицательных температур [Tang et al., 2018].

В-третьих, в зонах активных разломов активная миграция теплых подземных вод и, как следствие, подъем изотерм вдоль зон трещиноватости способствует общей деградации мерзлоты снизу. Например,

сопоставление данных бурения и ВЭЗ показало, что за период с 1977 по 2009 г. в результате восходящей фильтрации вдоль зоны активных разломов в центре Чуйской впадины Горного Алтая глубина залегания слоя многолетнемерзлых пород сократилась с 73 до 30 м, т. е. более чем в два раза [Оленченко и др., 2011]. Не исключено, что активизация такого подъема вод могла быть спровоцирована землетрясением 2003 г. Такие процессы описаны и на примере высокогорной северной части Тибетского плато [Wu et al., 2005], где в результате деградации мерзлоты в зонах разломов происходит открытие приповерхностных трещин, что способствует контролю активными разломами не только термальных, но и холодных вод источников. На поверхности процесс также проявляется в миграции пинго вдоль зон активных разломов. Отметим, что возникновение линейно вытянутых цепочек пинго (табелеров) над активными разломами наблюдалось и после Чуйского землетрясения 2003 г. [Неведрова и др., 2017]. Эти факты наводят на мысль, что на УЭС пород в зонах совсем молодых разрывов, кроме прочих, влияют и остаточные тепловые аномалии – при восстановлении мерзлоты породы могут уже иметь отрицательную температуру, которая, однако, все еще выше температуры вмещающих пород, что приведет к относительно более высокому УЭС.

Наконец, существенному насыщению зоны динамического влияния разлома тонкозернистым песчано-алевритовым материалом способствуют процессы сейсмически индуцированной флюидизации, при которой происходит не только излияние воды, насыщенной песчаным и алевритовым материалом на дневную поверхность, но и насыщение геологического разреза песчаными дайками и в ряде случаев – силлами [Obermeier, 1996; Collinson et al., 2006; Rodríguez-Pascua et al., 2015]. Песчаные дайки могут рассекать не только тонкозернистые осадки, но и слои галечников [Деев и др., 2015; Deev et al., 2019].

Процессы флюидизации были достаточно характерными для алтайских землетрясений. Так, для зоны поверхностного разрыва Чуйского землетрясения 2003 г. из геоэлектрической модели следует, что выделенные флюидоупоры в виде ММП (сверху) и неогеновых глинистых отложений туерькской свиты (снизу) создают условия для наличия в разрезе напорных межпластовых вод. Именно наличие таких вод вкупе с нарушением сплошности ММП сейсморазрывами при Чуйском землетрясении привело к массовому проявлению эффектов, связанных с процессами флюидизации в его очаговой зоне.

В результате землетрясения сформировалась серия фонтанирующих источников, которые действовали на протяжении 1–5 ч. Наиболее высокие фонтаны – до 5 м – наблюдались в правом борту р. Чаган. Напор был таков, что из них на дневную поверхность с водой выносился не только песчано-глинистый, но и гравийно-галечный материал. На других, в том числе удаленных от эпицентра, участках величина фонтанов колебалась от 0.5 до 2.0 м. На поверхности были сформированы песчаные вулканы и грифоны (воронки), площадные грязевые наносы, просадки в грунтах. Излияние водных и грязеводных масс из некоторых воронок продолжалось на протяжении 4 сут, усиливаясь или возобновляясь при афтершоках. Вдоль некоторых сейсморазрывов наблюдались высокодебитные восходящие родники с повышенной минерализацией вод (до 1.2–5.04 г/дм³) [Достовалова, 2004]. По сообщениям местных жителей, после основного толчка излившая вода и грязь в грифонах были теплыми [Кац и др., 2010]. Ряд грифонов, из которых происходил площадной разлив грязеводного материала, был расположен и в трещине растяжения, исследованной методом ЭТ. Присутствие среди обломочного материала водно-грязевых отложений фрагментов палеоген-неогеновых пород говорит о том, что, помимо неглубоко залегающих вод внутримерзлотных таликов, в процессе излияния участвовали и межпластовые напорные воды комплексов соответствующего возраста [Достовалова, 2004; Рогожин и др., 2007]. По данным ВЭЗ, палеоген-неогеновые отложения в долине р. Чаган залегают на глубинах от первых десятков до 300 м [Неведрова и др., 2017]. Раскопки грифонов в изученной трещине растяжения в долине р. Чаган позволили зафиксировать подводящие каналы в виде даек различного состава на глубину в первые метры [Lunina, Gladkov, 2015].

Очевидно, что процессы флюидизации происходили при палеоземлетрясениях в зоне Кубадринского разлома на севере Кокоринской впадины Горного Алтая. При одном из сейсмических событий сформировалась секущая галечники песчаная дайка (3, см. рис. 6, б). Следующее землетрясение также сопровождалось флюидизацией. Ее последствия в разрезе фиксируются песчаным слоем 6. Развитию процесса флюидизации в данном случае, как и в долине р. Ча-

ган при землетрясении 2003 г., способствует наличие геоэлектрического слоя 3 (соответствует существенно песчаному типу разреза), сильно трещиноватой водонасыщенной зоны дробления Кубадринского разлома (геоэлектрический слой 4), флюидоупора, в качестве которого выступают грубообломочные ММП (геоэлектрический слой 2) (см. рис. 7). При нарушении сплошности верхнего флюидоупора (мерзлоты) при землетрясениях происходило излияние циркулирующих в разломной зоне вод с выносом песчаного материала на поверхность и в верхнюю часть разреза. Зона такой деструкции шириной 5–7 м уверенно идентифицируется и по георадарным данным [Бричёва и др., 2024].

ВЫВОДЫ

Сопоставление результатов ЭТ активных разломов с геологическими, гидрогеологическими и ранее полученными геофизическими данными позволяет сделать следующие выводы.

1. Метод ЭТ эффективен для идентификации зон активных разломов на глубинах до первых сотен метров в условиях развития толщи многолетней мерзлоты, но присутствие льдистых пород с сопротивлением более 100 кОм·м ограничивает применение метода в некоторых районах из-за экранирующего эффекта слоя-изолятора.

2. Основным критерий идентификации активных разломов на геоэлектрических разрезах – субвертикальные зоны пониженных сопротивлений на фоне высокоомных толщ ММП. При этом величины удельных сопротивлений в зонах активных разломов и сейсмических разрывов слишком высоки, чтобы предполагать их насыщение свободной водой. Понижение сопротивлений в таких зонах относительно вмещающей рамы ММП происходит за счет: 1) повышенной трещиноватости пород и отложений; 2) развития тонкоперетертого материала в зоне динамического влияния разлома, на поверхности частиц которого концентрируется физически связанная незамерзающая вода; 3) остаточных тепловых аномалий в случае современных активизаций, так что отрицательные температуры уже восстановились, но процесс аградации мерзлой толщи еще не завершен полностью; 4) насыщения геологического разреза песчано-алевритовым материалом в результате развития процессов разжижения и флюидизации при землетрясениях.

3. Выявленные закономерности могут быть использованы не только для подтверждения зон морфологически выраженных сегментов активных разломов, но и для поиска их погребенных сегментов в районах развития многолетней мерзлоты, характерных для сейсмически активных высокогорных и арктических районов России и мира.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования активных разломов Горного Алтая выполнены в рамках государственного задания ИНГГ СО РАН (проекты FWZZ-2022-0024 и FWZZ-2022-0001) в дельте р. Лена при финансовой поддержке проекта Российского научного фонда (проект 23-17-00237).

ЛИТЕРАТУРА

- Аветисов Г.П. (2002). О границе литосферных плит на шельфе моря Лаптевых // ДАН, т. 385, № 6, с. 793–796.
- Большаинов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Заварзина Г.А., Зинченко А.Г., Зуйкова О.Н., Кямря В.В., Мохов В.В., Нагайцева Н.Н., Нелюбин В.В., Радченко М.С., Саванин В.В., Проскурнин В.Ф., Рекант П.В., Солонина С.Ф., Шкарубо С.И., Шманык А.В. (2014). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 274 с.
- Бричѣва С.С., Деев Е.В., Сафронов О.В., Энтин А.Л. (2024). Стрoение поверхностных разрывов палеоземлетрясений в зоне Кубадринского разлома (Горный Алтай) по данным георадиолокации // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, т. 69, № 2, DOI: [10.21638/spbu07.2024.205](https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.205).
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. (2013). Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, т. 54, № 8, с. 1083–1107, EDN: [RAPIKT](https://www.edn.ru/RAPIKT).
- Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А. (2017). Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли, т. 21, № 4, с. 58–74.
- Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. (1979). Серия Нижнеленская. Лист S-52-XXXI-XXXII / Отв. исп. Н.И. Голина. Л., Недра, 91 с.
- Григорьев М.Н. (1993). Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 174 с.
- Девяткин Е.В. (1965). Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 244 с.
- Деев Е.В. (2019). Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли, № 3, с. 71–96, DOI: [10.31857/S0002-33372019371-96](https://doi.org/10.31857/S0002-33372019371-96).
- Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. (2012а). Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, т. 53, № 1, с. 120–139, EDN: [OPVLMML](https://www.edn.ru/OPVLMML).
- Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. (2012б). Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, № 1 (9), с. 15–23.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю. (2015). Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика, т. 56, № 9, с. 1601–1620, DOI: [10.15372/GiG20150903](https://doi.org/10.15372/GiG20150903), EDN: [UUKREP](https://www.edn.ru/UUKREP).
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Турова И.В., Русанов Г.Г., Ряполова Ю.М., Неведрова Н.Н., Коглер С.А. (2018). Палеоземлетрясения в Уймонской впадине (Горный Алтай) // Геология и геофизика, т. 59, № 4, с. 437–452, DOI: [10.15372/GiG20180402](https://doi.org/10.15372/GiG20180402), EDN: [YWRNAO](https://www.edn.ru/YWRNAO).
- Деев Е.В., Дублянский Ю.В., Позднякова Н.И., Шольц Д., Кох С.Н., Сокол Э.В., Русанов Г.Г. (2021). Первые результаты $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования сейсмогенных травертинов Горного Алтая // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 500, № 2, с. 135–141.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В., Позднякова Н.И., Васильев А.В. (2022а). Возраст Сукорского сейсмогенного оползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика, т. 63, № 6, с. 898–912, DOI: [10.15372/GiG2021106](https://doi.org/10.15372/GiG2021106), EDN: [JKNDVJ](https://www.edn.ru/JKNDVJ).
- Деев Е.В., Крживоблоцкая В.Е., Бородовский А.П., Энтин А.Л. (2022б). Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия) // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 506, № 1, с. 79–85, DOI: [10.31857/S2686739722600795](https://doi.org/10.31857/S2686739722600795).
- Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. (1995). Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика, т. 36, № 10, с. 31–51.
- Денисенко И.А., Лунина О.В., Гладков А.С., Казаков А.В., Серебряков Е.В., Гладков А.А. (2020). Структура Дельтового разлома и сейсмогенные смещения на участке Шерашево-Инкино по данным георадиолокации (Байкальский регион) // Геология и геофизика, т. 61, № 7, с. 879–888, DOI: [10.15372/GiG2019074](https://doi.org/10.15372/GiG2019074), EDN: [VERVPR](https://www.edn.ru/VERVPR).
- Достовалова М.С. (2004). Развитие сейсмодислокаций в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения 2003 г. // Алтайское (Чуйское) землетрясение: прогнозы, характеристики, последствия. Горно-Алтайск, РИО ГАГУ, с. 110–119.
- Еманов А.А., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. (2012). Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., $M_s = 7.0$ (Монгольский Алтай), афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика, т. 53, № 10, с. 1417–1429.
- Заплавнова А.А., Деев Е.В., Потапов В.В. (2024). Первые данные магнитотеллурического зондирования о строении верхней части земной коры в районе дельты р. Лена // Докл. РАН. Науки о Земле, т. 514, № 2, с. 219–226.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Овсяченко А.Н., Колодезников И.И. (2018). Неотектоника Хараулахского сектора прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых // Геология и геофизика, т. 59, № 7, с. 1014–1031, DOI: [10.15372/GiG20180707](https://doi.org/10.15372/GiG20180707), EDN: [XTBYYN](https://www.edn.ru/XTBYYN).
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. (2019). Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника, № 5, с. 62–77, DOI: [10.31857/S0016-853X2019562-77](https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019562-77).
- Кац В.Е., Шитов А.В., Драчев С.С. (2010). О механизмах изменения химического состава и температуры подземных вод в районе Горно-Алтайска // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология, № 3, с. 207–212.
- Козьмин Б.М., Шибяев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. (2014). Лено-Таймырская аномалия сейсмоактивной среды на шельфе моря Лаптевых // Наука и образование, № 2, с. 105–110.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шнипов Э.В. (2013). Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника, № 1, с. 3–35, DOI: [10.7868/s0016853x13010050](https://doi.org/10.7868/s0016853x13010050).
- Лескова Е.В., Еманов А.А. (2013). Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика, т. 54, № 1, с. 113–123, EDN: [PVCFRT](https://www.edn.ru/PVCFRT).

- Мерзлотно-гидрогеологическая карта м-ба 1 : 200 000. (1977). Отчет Чуйской партии. Листы М-45-XVI, XVII, XVIII, XXIII, XXIV. Новосибирск, Отдел фондов Зап.-Сиб. геол. управления.
- Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. (2001). Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Геология и геофизика, т. 42, № 9, с. 1399–1416.
- Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М. (2014). Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, т. 55, № 1, с. 119–132, EDN: SMXACT.
- Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Пономарев П.В. (2017). Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивлений в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) // Геология и геофизика, т. 58, № 1, с. 146–156.
- Оленченко В.В., Кожевников Н.О., Антонов Е.Ю., Потапов В.В., Шенин А.Н., Стефаненко С.М. (2011). Распространение толщ мерзлых пород в Чуйской впадине (Горный Алтай) по данным электромагнитных зондирований // Криосфера Земли, т. XV, № 1, с. 15–22.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушанова Е.А. (2007). Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения // Геотектоника, № 2, с. 3–22.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. (2008). Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли, № 6, с. 31–51.
- Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В.В. (2016). Тектонофизический подход к интерпретации данных малоуглубинной электромиграции разломных зон // Геология и геофизика, т. 57, № 9, с. 1715–1729, DOI: [10.15372/GiG20160910](https://doi.org/10.15372/GiG20160910), EDN: WMDGQZ.
- Уломов В.И., Медведева Н.С. (2011). Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии [Электронный ресурс]. URL: http://seismorus.ru/eq/spec_catalog.
- Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьева Е.М. (2011). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 567 с.
- Adija M., Ankhtsetseg D., Baasanbat T., Bayar G., Baysarsaikhan C., Erdenezul D., Mungunsuren D., Munkhsaikhan A., Munkhuu D., Narantsetseg R., Odonbaatar C., Selenge L., Tsemel B., Ulziihat M., Urtnas K.H. (2003). One Century of Seismicity in Mongolia (1900–2000). RCAG-DASE, Ulaanbaatar, 1 sheet.
- Arjwech R., Hongsresawat S., Chaisuriya S., Rattanawanee J., Kanjanapayont P., Youngme W. (2024). Identification and verification of the movement of the hidden active fault using electrical resistivity tomography and excavation // Geosciences, v. 14 (8), 196, DOI: [10.3390/geosciences14080196](https://doi.org/10.3390/geosciences14080196).
- Bano M., Tsend-Ayush N., Schlupp A., Munkhuu U. (2021). Ground-penetrating radar imaging of near-surface deformation along the Songino active fault in the vicinity of Ulaanbaatar, Mongolia // Appl. Sci., v. 11 (17), 8242, DOI: [10.3390/app11178242](https://doi.org/10.3390/app11178242).
- Bricheva S.S., Dubrovina I.O., Lunina O.V., Denisenko I.A., Matasov V.M., Turova I.V., Entin A.L., Panin A.V., Deev E.V. (2021). Numerical simulation of ground-penetrating radar data for studying the geometry of fault zone // Near Surf. Geophys., v. 19 (2), p. 261–277, DOI: [10.1002/nsg.12153](https://doi.org/10.1002/nsg.12153).
- Bruno P.P.G. (2023). Seismic exploration methods for structural studies and for active fault characterization: a review // Appl. Sci., v. 13 (16), 9473, DOI: [10.3390/app13169473](https://doi.org/10.3390/app13169473).
- Cinti F.R., Pauselli C., Livio F., Ercoli M., Brunori C.A., Ferrario M.F., Volpe R., Civico R., Pantosti D., Pinzi S., De Martini P.M., Ventura G., Alfonsi L., Gambillara R., Michetti A.M. (2015). Integrating multidisciplinary, multiscale geological and geophysical data to image the Castrovillari fault (Northern Calabria, Italy) // Geophys. J. Int., v. 203 (3), p. 1847–1863, DOI: [10.1093/gji/ggv404](https://doi.org/10.1093/gji/ggv404).
- Collinson J.D., Mountney N.P., Thompson D.B. (2006). Sedimentary Structures. 3rd ed. Terra Publishing, Harpenden, 292 p.
- Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. (2017). Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // Int. Geol. Rev., v. 59 (3), p. 293–310, DOI: [10.1080/00206814.2016.1258675](https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1258675).
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. (2019). Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quat. Sci. Rev., v. 203, p. 68–89, DOI: [10.1016/j.quascirev.2018.11.009](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009).
- Deev E., Borodovskiy A., Entin A. (2023a). Earthquake-induced deformation at archaeological sites in southeastern Gorny Altai (Siberia, Russia) // Archaeol. Res. Asia, v. 34 (4), 100431, DOI: [10.1016/j.ara.2023.100431](https://doi.org/10.1016/j.ara.2023.100431).
- Deev E., Dublyansky Yu., Kokh S., Scholz D., Rusanov G., Sokol E., Khvorov P., Reutsky V., Panin A. (2023b). Large Holocene paleoseismic events and synchronized travertine formation: a case study of the Kurai fault zone (Gorny Altai, Russia) // Int. Geol. Rev., v. 65 (15), p. 2426–2446, DOI: [10.1080/00206814.2022.2145510](https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2145510).
- Deev E.V., Kokh S.N., Dublyansky Yu., Sokol E.V., Scholz D., Rusanov G.G., Reutsky V.N. (2023c). Travertines of the South-Eastern Gorny Altai (Russia): Implications for paleoseismology and paleoenvironmental conditions // Minerals, v. 13 (2), 259, DOI: [10.3390/min13020259](https://doi.org/10.3390/min13020259).
- Deev E.V., Panin A.V., Solomina O.N., Bricheva S.S., Borodovskiy A.P., Entin A.L., Kurbanov R.N. (2024). Large paleoearthquakes and Holocene faulting in the Southeastern Gorny Altai: implications for ongoing crustal shortening in Central Asia // Int. Geol. Rev., v. 66 (19), 1–23, DOI: [10.1080/00206814.2024.2333000](https://doi.org/10.1080/00206814.2024.2333000).
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. (1998). Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics, v. 298 (4), p. 357–393, DOI: [10.1016/S0040-1951\(98\)00159-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00159-0).
- Duvillard P.A., Magnin F., Revil A., Legay A., Raveland L., Abdulsamad F., Coperey A. (2021). Temperature distribution in a permafrost-affected rock ridge from conductivity and induced polarization tomography // Geophys. J. Int., v. 225 (2), p. 1207–1221, DOI: [10.1093/gji/ggaa597](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa597).
- Ercoli M., Pauselli C., Frigeri A., Forte E., Federico C. (2013). “Geophysical paleoseismology” through high resolution GPR data: A case of shallow faulting imaging in Central Italy // J. Appl. Geophys., v. 90, p. 27–40, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2012.12.001](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.12.001).
- Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. (2009). Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser., v. 4, p. 117–145, DOI: [10.5194/smsps-4-117-2009](https://doi.org/10.5194/smsps-4-117-2009).
- Gao S., Jin H., Bense V.F., Wang X., Chai X. (2019). Application of electrical resistivity tomography for delineating permafrost hydrogeology in the headwater area of Yellow River on Qinghai-Tibet Plateau, SW China // Hydrogeol. J., v. 27 (5), p. 1725–1737, DOI: [10.1007/s10040-019-01942-z](https://doi.org/10.1007/s10040-019-01942-z).
- Grützner C., Fischer P., Reicherter K. (2016). Holocene surface ruptures of the Rurrand Fault, Germany – insights from paleoseismology, remote sensing and shallow geophysics // Geophys. J. Int., v. 204 (3), p. 1662–1677, DOI: [10.1093/gji/ggv558](https://doi.org/10.1093/gji/ggv558).
- Grützner C., Aschenbrenner S., Rupnik P.J., Reicherter K., Saifelislam N., Vičič B., Vrabec M., Welte J., Ustaszewski K.

- (2021). Holocene surface-rupturing earthquakes on the Dinaric Fault System, western Slovenia // *Solid Earth*, v. 12 (10), p. 2211–2234, DOI: [10.5194/se-12-2211-2021](https://doi.org/10.5194/se-12-2211-2021).
- Hauck C., Kneisel C. (2008). *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, 256 p., DOI: [10.1017/CBO9780511535628](https://doi.org/10.1017/CBO9780511535628).
- Hilbich C., Hauck C., Hoelzle M., Scherler M., Schudel L., Völksch I., Vonder Mühll D., Mäusbacher R. (2008). Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps // *J. Geophys. Res. F: Earth Surf.*, v. 113 (1), p. 1–12, DOI: [10.1029/2007JF000799](https://doi.org/10.1029/2007JF000799).
- Khudoley A.K., Frolov S.V., Akhmanov G.G., Bakay E.A., Drachev S.S., Egorov A.Yu., Ershova V.B., Korobova N.I., Shevchuk N.S., Rogov M.A. (2022). Anabar–Lena composite tectono-sedimentary element, northern East Siberia, in: Drachev, S.S., Brekke, H., Henriksen, E., Moore, T. (Eds.), *Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity*. Geol. Soc., London, Mem., v. 57, DOI: [10.1144/M57-2021-29](https://doi.org/10.1144/M57-2021-29).
- Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., Ryapolova Yu.M., Rusanov G.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A. (2017). Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // *Sediment. Geol.*, v. 355 (3), p. 1–19, DOI: [10.1016/j.sedgeo.2017.04.003](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.003).
- Lunina O.V., Gladkov A.S. (2015). Seismically induced elastic dikes as a potential approach for the estimation of the lower-bound magnitude/intensity of paleoearthquakes // *Eng. Geol.*, v. 195 (3–4), p. 206–213, DOI: [10.1016/j.enggeo.2015.06.008](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.06.008).
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. (2008). Geometry of the fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // *Tectonophysics*, v. 453 (1–4), p. 276–294, DOI: [10.1016/j.tecto.2007.10.010](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.10.010).
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A. (2019). Surface and shallow subsurface structure of the Middle Kedrovaya paleoseismic rupture zone in the Baikal Mountains from geomorphological and ground-penetrating radar investigations // *Geomorphology*, v. 326 (1), p. 54–67, DOI: [10.1016/j.geomorph.2018.03.009](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.009).
- Marescot L., Loke M.H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C., Reynard E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method // *Near Surf. Geophys.*, v. 1 (2), p. 57–67, DOI: [10.3997/1873-0604.2002007](https://doi.org/10.3997/1873-0604.2002007).
- Meng F., Zhang G., Qi Y., Zhou Y., Zhao X., Ge K. (2020). Application of combined electrical resistivity tomography and seismic reflection method to explore hidden active faults in Pingwu, Sichuan, China // *Open Geosci.*, v. 12 (1), p. 174–189, DOI: [10.1515/geo-2020-0040](https://doi.org/10.1515/geo-2020-0040).
- Molnar P., Tapponnier P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision // *Science*, v. 189 (4201), p. 419–426, DOI: [10.1126/science.189.4201.419](https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419).
- Nabi A., Liu X., Gong Z., Ali A. (2020). Electrical resistivity imaging of active faults in palaeoseismology: case studies from Karachi Arc, southern Kirthar Fold Belt, Pakistan // *NRIAG J. Astron. Geophys.*, v. 9 (1), p. 116–128, DOI: [10.1080/20909977.2020.1722524](https://doi.org/10.1080/20909977.2020.1722524).
- Obermeier S.F. (1996). 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 // *Eng. Geol.*, v. 44 (1–4), p. 1–76, DOI: [10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3).
- Park S., Cheon Y., Yi M.J., Sun C. (2024). Application of electrical resistivity surveys to detect buried active fault: a case study of the southern Yangsan Fault, Korea // *Geosci. J.*, v. 28, p. 647–657, DOI: [10.1007/s12303-024-0010-8](https://doi.org/10.1007/s12303-024-0010-8).
- Punzo M., Cianflone G., Cavuoto G., De Rosa R., Dominici R., Gallo P., Lirer F., Pelosi N., Di Fiore V. (2021). Active and passive seismic methods to explore areas of active faulting. The case of Lamezia Terme (Calabria, southern Italy) // *J. Appl. Geophys.*, v. 188 (2), 104316, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2021.104316](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104316).
- Rodríguez-Pascua M.A., Silva P.G., Pérez-López R., Giner-Robles J.L., Martín-González F., Del Moral B. (2015). Polygenetic sand volcanoes: On the features of liquefaction processes generated by a single event (2012 Emilia Romagna 5.9 M_w earthquake, Italy) // *Quat. Int.*, v. 357, p. 329–335, DOI: [10.1016/j.quaint.2014.09.020](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.020).
- Sana H., Tábořík P., Valenta J., Bhat F.A., Flašar J., Štěpančíková P., Khwaja N.A. (2021). Detecting active faults in intramountain basins using electrical resistivity tomography: A focus on Kashmir Basin, NW Himalaya // *J. Appl. Geophys.*, v. 192, 104395, DOI: [10.1016/j.jappgeo.2021.104395](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104395).
- Tang L., Wang K., Jin L., Yang G., Jia H., Taoum A. (2018). A resistivity model for testing unfrozen water content of frozen soil // *Cold Reg. Sci. Technol.*, v. 153 (1), p. 55–63, DOI: [10.1016/j.coldregions.2018.05.003](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.05.003).
- Turova I., Deev E., Pozdnyakova N., Entin A., Nevedrova N., Shaparenko I., Bricheva S., Korzhenkov A., Kurbanov R., Panin A. (2020). Surface-rupturing paleoearthquakes in the Kurai Fault Zone (Gorny Altai, Russia): Trenching and geophysical evidence // *J. Asian Earth Sci.*, v. 197 (4), 104399, DOI: [10.1016/j.jseas.2020.104399](https://doi.org/10.1016/j.jseas.2020.104399).
- Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 84 (4), p. 974–1002, DOI: [10.1785/BSSA0840040974](https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974).
- Wu Z., Barosh P.J., Hu D., Wu Z., Peisheng Y., Qisheng L., Chun-jing Z. (2005). Migrating pingos in the permafrost region of the Tibetan Plateau, China and their hazard along the Golmud–Lhasa railway // *Eng. Geol.*, v. 79 (3–4), p. 267–287, DOI: [10.1016/j.enggeo.2005.02.003](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.02.003).
- Yin A. (2010). Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // *Tectonophysics*, v. 488 (1–4), p. 293–325, DOI: [10.1016/j.tecto.2009.06.002](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.002).
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. (2022). The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth Syst. Sci. Data*, v. 14 (10), p. 4489–4503, DOI: [10.5194/essd-14-4489-2022](https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022).
- Zhang D., Li J., Liu S., Wang G. (2019). Multi-frequencies GPR measurements for delineating the shallow subsurface features of the Yushu strike slip fault // *Acta Geophys.*, v. 67 (2), p. 501–515, DOI: [10.1007/s11600-019-00271-9](https://doi.org/10.1007/s11600-019-00271-9).