

УДК 539.386; 552.08

О СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗОН ЛОКАЛИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

© 2023 г. Г. А. Гридин^{1,*}, А. В. Григорьева^{1,2}, А. А. Остапчук¹,
А. В. Черемных³, А. А. Бобров³

¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

*E-mail: gagridin@gmail.com

В работе представлены результаты комплексного исследования эксгумированного участка тектонического разлома в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла Байкальской рифтовой зоны. В рамках исследований определен химический состав 81 образца, отобранного с дневной поверхности, и выполнено их петрографическое описание. Применение алгоритма иерархической кластеризации при анализе химического состава образцов позволило выделить три группы, характеризующие крылья разлома, сложенные амфиболитовым и гранитным массивами, а также ядро разлома, характеризующееся привнесением железисто-карбонатного материала. Петрографическое описание образцов подтверждает корректность выделения трех групп и позволяет, дополнительно, выявить динамометаморфические преобразования минералов, локализованных в ядре разлома и обусловленных инициированием высокоамплитудных сейсмогенерирующих подвижек. В ядре разлома массив был подвержен сильнейшим катакластическим деформациям с локализованным фрикционным нагревом геоматериала до 1000° С. На основе электротомографических измерений построен геоэлектрический разрез вкрест простирания разлома. На геоэлектрическом разрезе выделяется проводящая зона шириной 20 м, которая пространственно согласуется с зоной ядра разлома. На основе комплексного исследования эксгумированного сегмента были определены элементы его залегания (азимут простирания – 70°, угол падения – 60°), которые указывают, что эксгумированный сегмент приурочен к зоне Морского разлома.

Ключевые слова: ядро разлома, рентгенофлуоресцентный анализ, иерархическая кластеризация, электротомография, Морской разлом.

Для цитирования: Гридин Г.А., Григорьева А.В., Остапчук А.А., Черемных А.В., Бобров А.А. О структурно-вещественной неоднородности зон локализации тектонических нарушений // Динамические процессы в геосферах, 2023, т. 15, № 1. С. 11–22. http://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_1_11

Введение

Разломные зоны и крупные разломы являются сложно структурированными объектами, состоящими из соединяющихся между собой отдельных ослабленных сегментов. Области примыкания сегментов представляют собой зоны распределенных катакластических деформаций [Sibson, 1977; 2003]. Архитектура разломов зависит от глубины формирования, тектонической обстановки, типа горных пород, слагающих массив и других факторов [Collettini, 2009; Борняков и др., 2022]. Основная доля информации о структуре разломных зон получается при геологических изысканиях в зонах разломов, поднятых на земную поверхность [Ostermeijer et al., 2020; Callahan et al., 2019], анализе распределения сейсмичности [Valoroso et al., 2014; Collettini et al., 2022], при глубинном бурении [Williams et al., 2017; Boulton et al., 2017]. Несмотря на большое количество проводимых исследований модели разломных зон еще далеки от совершенства, а соотношения между структурно-вещественными параметрами разломов и их механическими характеристиками непрерывно пересматриваются [Faulkner et al., 2010; Fagereng, Sibson, 2010; Collettini et al., 2011].

Построение структурных моделей крупных разломов и моделей их деформирования является важной составляющей при решении как фундаментальных (механика разломообразования, физика очага землетрясения), так и прикладных (разработка месторождений полезных ископаемых, подземное строительство) задач [Fossum, 1975; Avouac, 2015; Griffiths, 1993]. Каноническая модель строения разломной зоны предполагает выделение зоны динамического влияния, ядра разлома и одной или нескольких зон магистрального сместителя (рис. 1) [Кочарян, 2016; Sibson, 2003].

На периферии разлома находится зона динамического влияния толщиной от метров до сотен метров, однако, может быть и более километра для зон пластического течения, испытавших большие

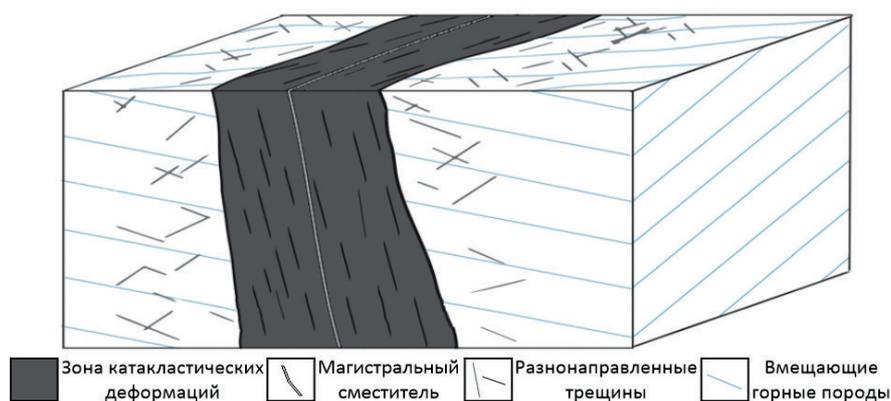


Рис. 1. Модель строения разломной зоны

перемещения. Зона динамического влияния ассоциируется с повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотностью трещин. Структура этой зоны, содержащей вторичные разрывы и трещины, обусловлена процессами зарождения, распространения и длительной эволюции разломов [Ружич и др., 1990]. Многими авторами зона влияния рассматривается как область с наибольшими вариациями различных физических полей [Адушкин и др., 2014]. Хрупкая фрагментация материала вмещающего массива интенсифицируется по направлению к ядру разлома. В отличие от зоны влияния, для которой характерно в основном растрескивание вмещающих пород, ядро разлома представляет собой зону катакластических деформаций – хрупкого истирания вещества горной породы, характеризуется наличием глины трения, катаклазитов, ультракатаклазитов и иногда брекчии [Sibson, 2003]. Характерный размер ядра разлома – от первых сантиметров до десятков метров. В зависимости от реологии геометариала деформации могут быть распределены либо равномерно поперек ядра разлома, либо локализованы в одной или нескольких зонах магистрального сместителя [Fagereng, Sibson, 2010]. Зона магистрального сместителя представляет узкую область от первых мм до десятков см «узкую полосу тектонитов (глинка трения, милониты или ультракатаклазиты и т.п.)», отвечающую максимальной дифференциации структурных и вещественных характеристик.

Для картирования разломных зон могут быть использованы данные аэромагнитной съемки [Булычев и др., 2011]. При этом осевая зона дизъюнктива определяется по областям градиента аномального магнитного поля от положительных к отрицательным аномалиям. Для более детального картирования простирания разломных зон применяется методика комбинирования данных гравитационного и магнитного полей [Булычев и др., 2011]. Основным методом изучения разломной тектоники является сейсморазведка. Разломные зоны отчетливо выделяются на глубинных сейсмических разрезах. Из-за дороговизны методов сейсморазведки для понимания примерного положения объекта часто используются методы электроразведки [Бобачев и др., 2006; White, 2001]. О локализации ядра разломной зоны можно судить по расположению на геоэлектрическом разрезе областей с наименьшим сопротивлением.

В настоящей работе представлены результаты комплексного изучения структуры тектонического разлома, включающего отбор образцов горных пород с высокой линейной плотностью вкрест

простираения разлома, их петрографическое описание и анализ вещественного состава, а также проведение электротомографических измерений. На основе комплексирования разных видов геолого-геофизических работ строится модель разлома с выделением отдельных структурных блоков, обусловленных вариациями структурно-вещественных характеристик среды. С целью выделения блоков горной породы схожего химического состава была проведена иерархическая кластеризация данных химического состава горных пород. Для детального описания структурно-вещественной модели центральной части разлома было проведено петрографическое описание шлифов горных пород. Прослеживание простираения и свойств вещества выбранного разлома на глубине выявляется на основе данных электротомографии, результаты которой хорошо коррелируют с результатами изучения отобранных образцов на дневной поверхности.

Объект исследования

В качестве объекта исследования выступает эксгумированный участок тектонического разлома в пределах Бугульдейского дизъюнктивного узла Байкальской рифтовой зоны. В окрестности узла выделяется сочленение двух крупных разломов – Приморского и Морского, которые принадлежат Обручевской дизъюнктивной системе [Семинский и др., 2012]. Условия развития Обручевской системы разломов характеризуются многостадийностью. Разломная зона формировалась, начиная с протерозоя, что подтверждается многими исследователями, например, [Гладкочуб и др., 2010]). Однако наиболее интенсивные тектонические события, с которыми связана изучаемая дизъюнктивная зона, в этом регионе происходили в палеозое, в период активных тектонических движений.

Приморский разлом выражен уступом в рельефе, возвышаясь до 600 м над земной поверхностью, и протягивается на 200 км от пос. Бугульдейка до деревни Зама. Простираение Приморского разлома изменяется от 35° на ЮЗ до 60° на СВ. Приморский разлом имеет древнее заложение и на ранних этапах своего развития формировался как сдвиг-взброс. Кинематический тип этого разлома на неотектоническом этапе развития региона большинством исследователей трактуется как сброс с незначительной сдвиговой компонентой [Черемных, 2011]. Морской разлом представляет собой субвертикальную разломную зону, ограничивающую западное побережье озера Байкал. В окрестности Бугульдейского дизъюнктивного узла простираение Морского разлома составляет 65° [Черемных, 2015; Лунина, 2016 и др.].

Объект исследования приведен на рис. 2 и представляет собой контакт амфиболитового (на северо-востоке) и гранитного массивов (на юго-западе). Визуально выделяется локализованная зона контакта двух блоков различного состава, однако для понимания структуры разломной зоны необходимо ее полноценное геолого-геофизическое изучение.

Исследование вещественного состава образцов горных пород

В пределах исследуемого участка был отобран 81 ориентированный образец горных пород по профилю вкрест простираения разлома (рис. 2). Все образцы горной породы отбирались в пределах 300–500 м от осевой зоны эксгумированного сегмента тектонического разлома, которая отчетливо выделяется визуально. Места отбора образцов определялись по видимым изменениям трещиноватости, размеров зерен или состава горной породы, вследствие чего шаг между точками отбора составил от 10 см до десятков метров. В каждой точке производился отбор образцов размером не менее 6×6×3 см³, что является минимально необходимым для изготовления из одного образца двух шлифов: по направлению простираения разлома и вкрест него. Для всех отобранных образцов был определен химический состав и проведено петрографическое описание.

Химический анализ образцов определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) [Афонин и др., 1984]. Пример химического состава отобранного образца представлен в табл. 1. Для каждого образца определялись массовые процентные содержания основных оксидов: Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, K₂O, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O₃, P₂O₅. Также производились измерения дополнительных компонент

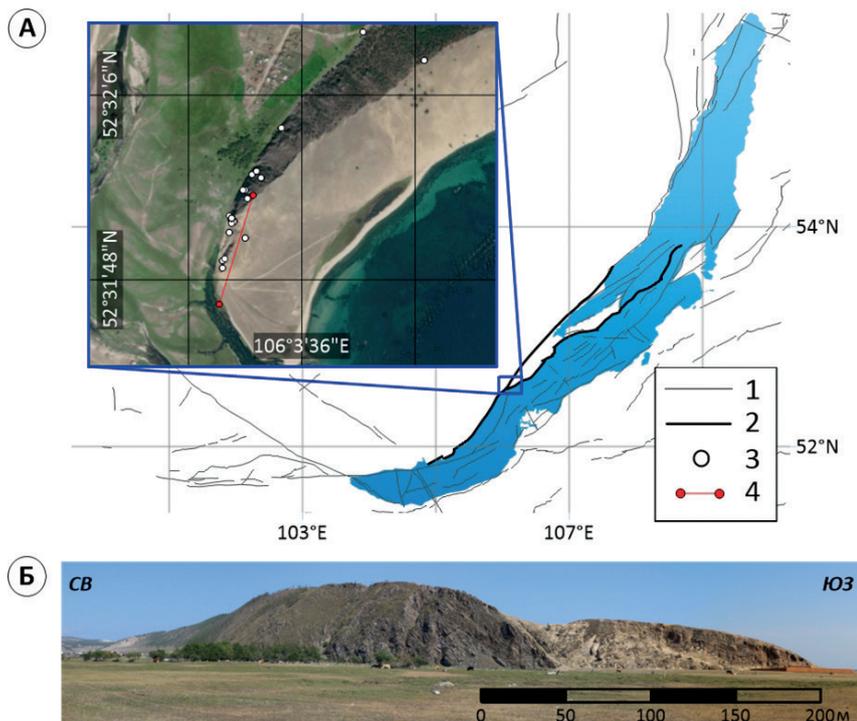


Рис. 2. Зона проведения геолого-геофизических изысканий эксгумированного сегмента тектонического разлома в пределах Бугульдейского дизъюнктивного узла. А – расположение объекта исследования: 1 – расположение активных разломов, 2 – положение Приморского и Морского разломов, 3 – точки отбора образцов горных пород, 4 – профиль электротомографии. На врезке представлен участок проведения геолого-геофизических изысканий; Б – панорама исследуемого эксгумированного сегмента тектонического разлома

элементов: Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, U, Th, Y, Nb, Pb, As, Mo. При выполнении РФА производится прокаливание образцов при температуре 1000° С, в результате чего из образца выгорают: углерод, углекислый газ, вода и летучие элементы, что приводит к потере массы при прокаливании (ППП).

Таблица 1.

Химический состав основных оксидов образца Б-21-66

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOall	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
54.88	0.72	17.84	7.29	0.13	4.68	7.06	4.37	1.19	0.23	1.61

Для систематизации данных химического состава и выделения отдельных подмножеств образцов с близким составом была применена методика кластерного анализа. В качестве данных, используемых при проведении кластерного анализа, выступали значения содержания главных химических компонент за исключением потери при прокаливании (ППП). На основе данных РФА составлялся 10-мерный вектор, каждая компонента которого соответствовала массовой доле определенного оксида.

Суть кластерного анализа заключается в разделении совокупности объектов на группы с использованием некоторой меры сходства (расстояние между объектами). Интерес использования кластерного анализа связан с тем, что он может быть проведен для любого количества исходных объектов в совокупности, а рассчитать меру сходства между различными объектами можно без задания числа групп, на которое должна делиться исходная совокупность. При создании кластерного дерева применялся алгоритм минимального покрывающего дерева с использованием Евклидовой метрики [Davis, 1986]:

$$\rho(X, Y) = \sqrt{\sum_i^{10} (X_i - Y_i)^2},$$

где $\rho(X, Y)$ – дистанция с использованием метрики Евклидова расстояния, X и Y – 10-мерные векторы химического состава образцов, i – компонента вектора химического состава образца. На рис. 3 представлено кластерное дерево совокупности данных химического состава 81 отобранного образца.

Чем меньше дистанция, на которой сформирован узел, тем меньше различие в химическом составе образцов, формирующих данный узел.

Можно видеть, что количество ветвей дерева резко увеличивается на уровне дистанции $\rho = 4.5$, где сформирован узел, который объединяет два отдельных поддерева (группы образцов) (рис. 3,А). При анализе поддерева 2 воспользуемся гистограммой распределения числа образцов в зависимости от дистанции (рис. 3,Б). Присутствует локальное увеличение числа образцов для поддерева 2 в зависимости от дистанции $\rho = 3$ и $\rho = 2.3$, что позволяет выделить узел этих двух подмножеств с максимально близким химическим составом на дистанции $\rho = 4$.

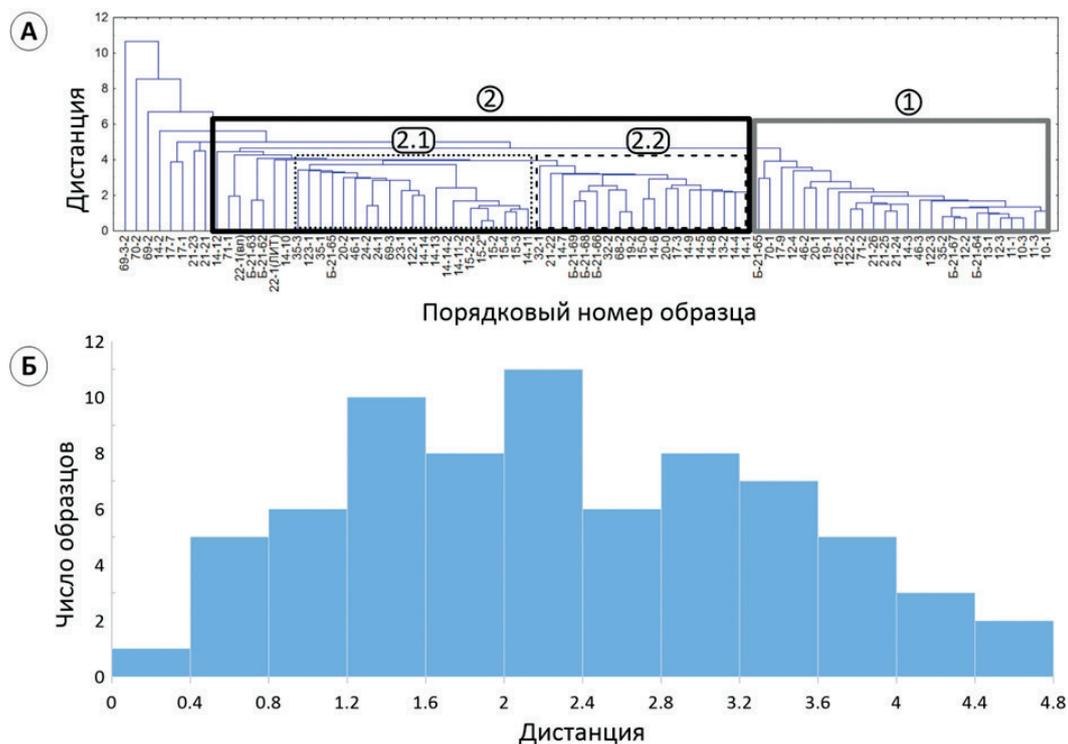


Рис. 3. Кластерный анализ данных химического состава отобранных образцов
 А – дендрограмма иерархического кластерного анализа: 1, 2, 2.1, 2.2 – выделяемые поддерева (пояснение в тексте); Б – распределение числа образцов, формирующихся на определенной дистанции, для поддерева 2

Петрографическое описание образцов горных пород

Проведение петрографического описания шлифов позволило выявить общие признаки для каждой из групп, выделенных по химическому составу. Для каждого образца были определены петрографический тип горной породы, тип тектонического преобразования, оценен процент матрикса в шлифе, основные составляющие минералы, наличие и характер метаморфических и метасоматических изменений, тип деформаций, наличие флюидного привноса. Пример петрографического описания образца горной породы представлен в табл. 2, фото шлифов на рис. 4.

Комплексирование результатов кластерного анализа данных РФА и петрографического описания удобно проводить с использованием тернарной диаграммы, по осям которой отложены процентные содержания групп оксидов: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$ (рис. 5). Все образцы формируют на диаграмме линейно вытянутую область, в которой краевые части соответствуют с одной стороны 1 – (красные кружки) – кислым породам (гранит: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ составляют около 83% – 92%; $\text{K}_2\text{O} + \text{NaO}$ – 8% – 17%), с другой 2 – (синие кружки) – основным (амфиболиты: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ – 60% – 70%; $\text{K}_2\text{O} + \text{NaO}$ – 20% – 30%). Средняя часть (области 2.1 и 2.2) характеризуют процесс дробления и перемешивания кислых и основных пород с метаморфическими и метасоматическими изменениями минеральных фаз.

Петрографическое описание образца Б-21-66

Петрографический тип	Амфиболовый сланец
Тип тектонитов	Катаклазит
% матрикса	25
Типы деформаций	Хрупкие и пластичные
Основные минералы (% минералов в шлифе)	Амфибол (50), Полевой шпат (25), Кварц (15), Биотит (10), Эпидот (<1)
Метаморфические и метасоматические изменения	Грануляция кварца и частичный переход его в матрикс; замещение амфибола биотитом, матрикс кварц-биотит-серицитовый, в матриксе отмечается эпидот
Флюидный привнос	-
Комментарий	Измененный амфиболовый сланец, в котором крупные порфиробласты полевого шпата неравномерно располагаются в серицит-биотит-кварцевом матриксе

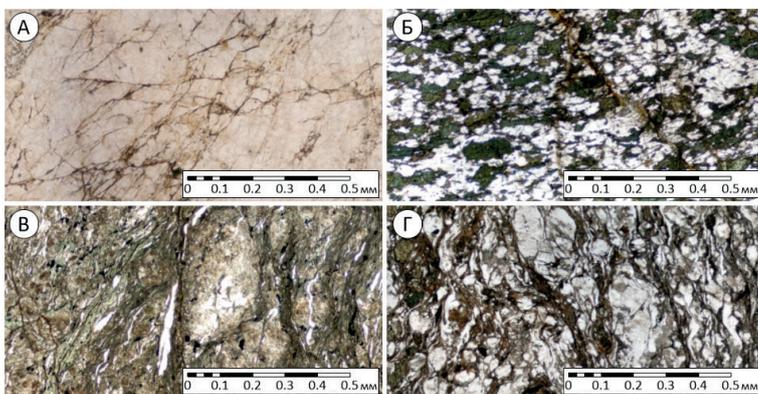
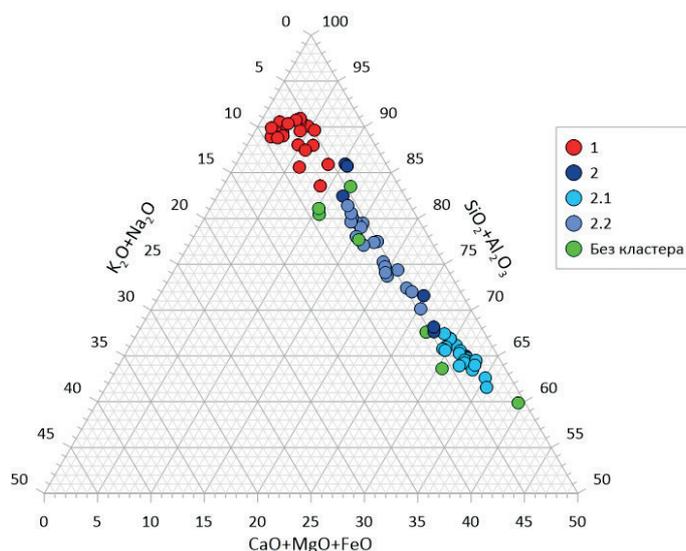


Рис. 4. Фотографии шлифов образцов горных пород. Шлифы сделаны по направлению залегания горных пород.

А – гранит; Б – амфиболовый сланец; В – серицитовый сланец; Г – хлоритовый сланец

Рис. 5. Тернарная диаграмма $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$.

Цифры соответствуют номерам групп, выделенных на основе кластерного анализа химического состава образцов горных пород, представленным на рис. 3



В процессе динамического воздействия, сопровождающегося повышением температуры и давления, происходит постепенное уменьшение суммы Si и Al, и, одновременно, увеличение суммы щелочей, за счет перемешивания материала кислых и основных пород, при этом происходят метаморфические изменение минералов, выражающееся в их дроблении и перетирации, перекристаллизации кварца, образовании хлоритовых и серицитовых сланцев и тектонитов по ним. Петрографическое изучение

образцов показывает, что в группе 2.2 в отличие от 2.1 определены минералы, образующиеся при более высоких РТ условиях, а также отмечен большой привнос железисто-карбонатной составляющей, за счет чего может образовываться биотит, замещающий амфиболы и соссюрит, замещающий плагиоклазы.

Рассмотрим пространственную локализацию образцов, формирующих различные группы. Все группы формируют в пространстве связанные области, что позволяет выделить отдельные структурные элементы разлома (рис. 6). На северо-востоке разлома преобладают породы группы 2, которые определяются амфиболитовым составом массива. На юго-западе рассматриваемого разлома локализуется группа 1, характеризующая гранитный массив, при этом можно говорить об однородности вещественного состава гранитного массива в пределах видимого блока. Отдельно выделяется группа 2.2, образцы которой слагают ядро разлома, и для которых характерен привнос железисто-карбонатной составляющей. Образцы группы 2.2. локализованы в зоне шириной ~20 метров.

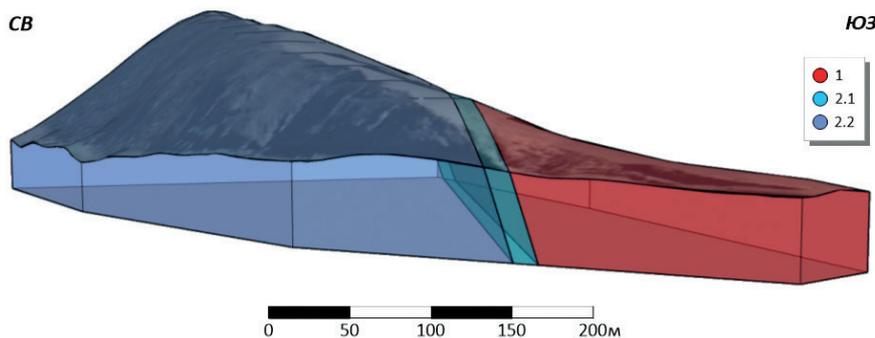


Рис. 6. Цифровая модель рельефа исследуемого участка разлома (по данным SRTM-30). Масштаб по оси Z увеличен в 1.5 раза. Цвет раскраски соответствует обозначениям на рис. 5

Геоэлектрический разрез и его структурная неоднородность

Локализация профиля электротомографических измерений выбиралась вкост направлении простирания разлома (рис. 2). Измерения проводились при двух раскладках 24-х электродов косы с шагом 5 метров. Для регистрации кажущегося удельного электрического сопротивления использовалась электроразведочная станция Скала-48. При работе на скальных участках характерные значения переходных сопротивлений составляли до 10 кОм·м, что указывает на высокую точность восстанавливаемых на разрезе значений сопротивления.

Данные полевых измерений обрабатывались в программе RES2DINV, в которой выполнялась двумерная инверсия данных и восстанавливался геоэлектрический разрез [Loke and Barker, 1996]. Точность подбора итогового разреза в результате инверсии составила 94.5% относительно исходных полевых данных. Применяемая методика позволила получить геоэлектрический разрез до глубины 80 метров (рис. 7).

В интервале 65–85 м на геоэлектрическом разрезе видна характерная проводящая зона, уходящая на глубину под углом около 60°. Ширина данной проводящей зоны составляет ~20 м (пространственное разрешение метода составляет 15 м). По геоэлектрическому разрезу виден сильный контраст проводимости горных пород, что может быть обусловлено изменением характера трещиноватости горных пород, а также наличием флюидных включений. Типичные значения сопротивления горных пород в проводящей зоне составляют от 100 до 500 Ом·м. Однако в интервале разреза 0–65 м выделяется высокоомный участок, сопротивление в пределах которого достигает 10 кОм·м. В верхней части геоэлектрического разреза видно снижение сопротивления до глубины около 20 м, что вероятно обусловлено повышенной трещиноватостью и выветриванием горной породы. Аналогично в интервале 85–260 м от начала разреза выделяется область с сопротивлением 5–10 кОм·м. В верхней части на глубинах до 10 метров заметно снижение сопротивления горных пород, которое можно объяснить повышенной трещиноватостью горных пород, а также их существенной обводненностью из-за близко протекающей р. Бугульдейка.

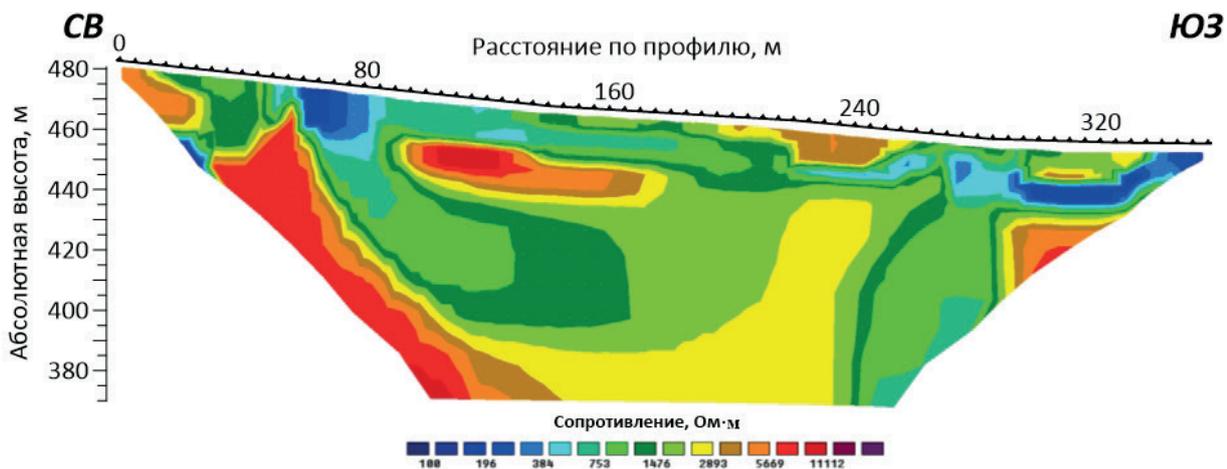


Рис. 7. Геоэлектрический разрез эксгумированного участка тектонического разлома Бугульдейского дизъюнктивного узла вдоль профиля, представленного на рис. 2. Визуализация разреза выполнена в программе RES2DINV

Далее, 260 метров от начала разреза, наблюдаются субвертикальная и субгоризонтальная проводящие зоны, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости горных пород, которые, вероятно, заполнены водами оз. Байкал.

Структурная модель тектонического нарушения

Комплексное изучение структуры тектонического разлома по данным геолого-геофизических работ позволяет построить наблюдаемую структурную модель разломных зон, сформировавшуюся в результате наложения геологических процессов, происходивших на всех этапах активизации. В этих зонах, ядро которых выполнено катакластическими породами, косейсмические разрывы локализуются вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования. Проведенные комплексные исследования показали, что геоэлектрический разрез в полной мере согласуется с результатами изучения образцов горных пород (рис. 8). На северо-востоке

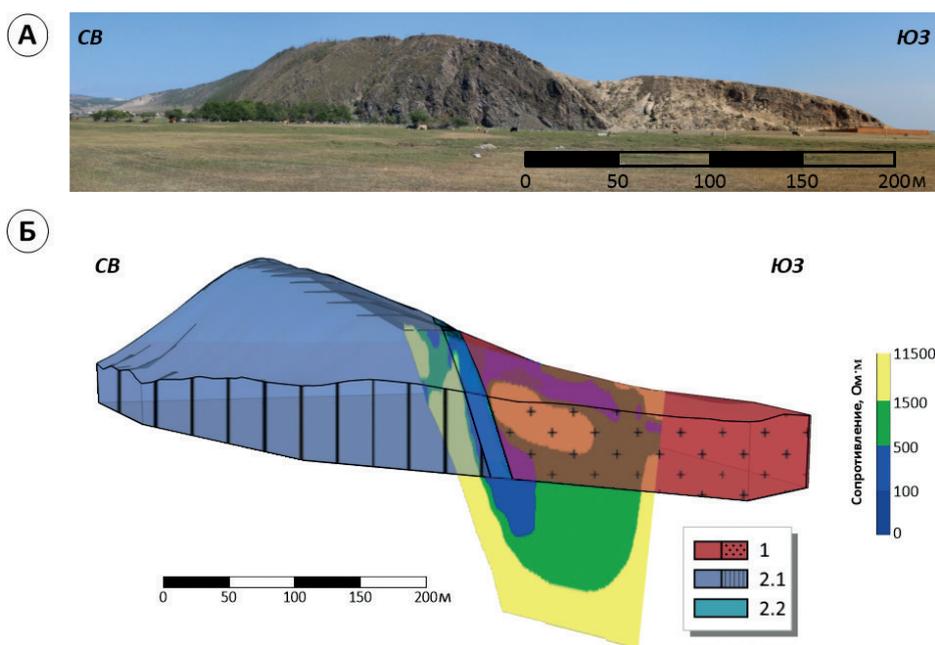


Рис. 8. Панорама исследуемого эксгумированного сегмента тектонического разлома (сверху) и его структурная модель, полученная на основе данных РФА, петрографического описания образцов и электротомографии (снизу). Цифры легенды соответствуют обозначениям, используемым на рис. 5

амфиболитовый массив выветрелый до глубины около 20 м, имеет схожий химический состав на всем блоке, при этом присутствуют различные степени деформации, убывающие по направлению от осевой зоны разлома. Юго-западное крыло разлома сложено гранитным массивом, приповерхностная часть которого также подвержена выветриванию. Ядро разлома располагается на контакте гранитного и амфиболитового массивов, имеет ширину ~20 м, сильно раздроблено и милонитизировано. Пониженное сопротивление пород ядра разлома обусловлено повышенной трещиноватостью горной породы и её обводненностью, а также дополнительным привнесом проводящего флюида. Проведенные исследования показали, что ширина ядра изученного разлома составляет ~ 20 м, что для разломов катакластического типа сопоставимо с их длинами в 50–100 км [Hull, 1988; Кочарян, 2014]. Наилучшая согласованность результатов изучения отобранных образцов горных пород и электротомографии достигается при залегании ядра разлома согласно азимуту простирания – 70° и углу падения – 60°. Эти элементы залегания соответствуют параметрам Морского разлома согласно [Черемных, 2015; Лунина, 2016 и др.].

Динамика деформационных процессов, протекающих в ядре разлома, в значительной степени зависит от вещественного состава пород [Fagereng, Sibson, 2010]. В прочных, консолидированных горных породах, преимущественно силикатного состава, имеют место быстрые динамические срывы. В породах, представленных сильно глинистым веществом, преобладают медленные подвижки или смещения типа крип. Ядро исследуемого эксгумированного сегмента сложено породами гранитного и амфиболитового состава. В породах такого типа, согласно данным лабораторных экспериментов [Ikari et al., 2009], преобладают быстрые динамические сдвиги, которые сопровождаются излучением интенсивных сейсмических колебаний.

Петрографическое изучение образцов горных пород, слагающих ядро разлома, выявило формирование различных типов трещин, подплав вещества горной породы и другие динамометаторфические и метасоматические изменения. Локальный подплав вещества, вероятно, обусловлен фрикционным нагревом при сейсмогенных подвижках со скоростями первые м/с [Di Toro, 2011]. В рамках проведенных исследований в качестве «маркера» фрикционного подплава горных пород выступил минерал – циркон (рис. 9). Цирконы, локализованные в ядре разлома, подвергались интенсивным пластическим деформациям, что могло иметь место при сейсмогенной динамической подвижке с локальным нагревом до 1000° С. Цирконы, отобранные в зоне влияния за пределами ядра дизъюнктива, имеют неизменный вид и не подвергались интенсивному воздействию.

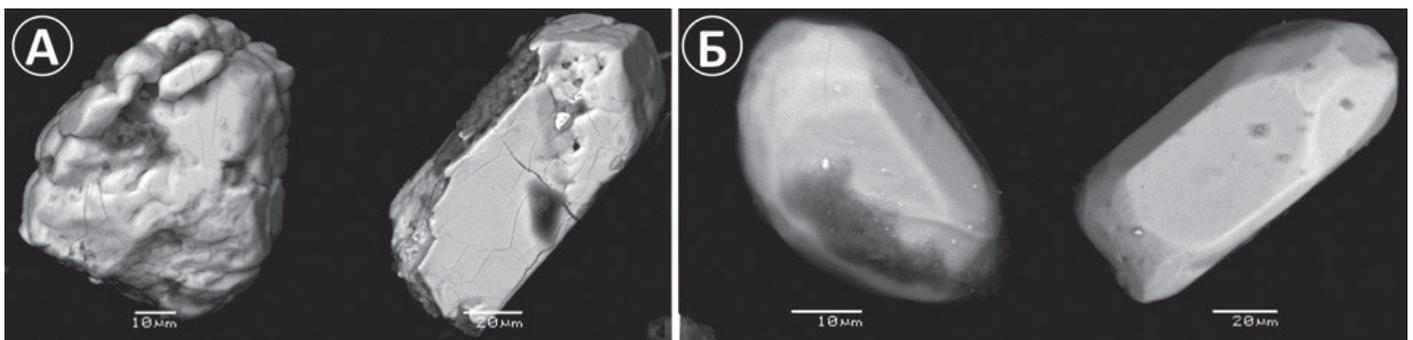


Рис. 9. Фото цирконов, полученные на сканирующем электронном микроскопе, характерных для образцов горных пород, отобранных из ядра разлома (А) и отобранных на удалении около 100 м от ядра разлома (Б)

Заключение

Выявление структурно-вещественных особенностей тектонических нарушений позволяет получить критические сведения о сейсмогенерирующем потенциале локального участка земной коры. Представленная в настоящей работе методика комплексного изучения структуры тектонического разлома является эффективным инструментом построения блочной структурной модели дизъюнктива

и оценки «сейсмогенности» его ядра. Анализ вещественного состава образцов горных пород в совокупности с выявлением «структурных индикаторов» сейсмогенных подвижек позволяет оценить критические условия формирования структур горных пород и динамику деформационных процессов в ядре разлома. Согласно проведенным исследованиям ядро разлома претерпело сильнейшие катакластические деформации с локализованным фрикционным нагревом геоматериала до 1000° С. Геофизические исследования методом электротомографии позволили определить геометрические параметры тектонического нарушения, которые соответствуют зоне Морского разлома. Таким образом, изученный разрыв является одним из сместителей зоны крупного разлома северо-западного борта Байкальского рифта. Кроме того, эти данные позволяют оценить вероятную длину сейсмогенного разрыва, которая составляет 50–100 км.

Финансирование

Работа частично выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (темы № 122032900178-7, FWEF-2021-0009) и при финансовой поддержке РНФ (проект № 20-77-10087), в рамках которой была разработана методика кластерного анализа химического состава образцов горных пород и систематизация результатов петрографического описания.

Благодарности

Авторы глубоко признательны своим коллегам – сотрудникам лаборатории деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН и лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, участвовавшим в сборе фактического материала, использованного при проведении исследования.

Список литературы

- Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М. : ГЕОС. 2014. –360 с.
- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: Наука. 1984. –226 с.
- Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. 2006. № 2. С. 14–17.
- Борняков С.А., Примина С.П., Чубакова Ю.В. Особенности разрывообразования в реологически неоднородном осадочном чехле над активными разломами фундамента: по результатам физического моделирования // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 1. С. 29–38. DOI: 10.26006/22228535_2022_14_1_29.
- Булычев А.А., Гилад Д.А., Соколова Т.Б. Анализ гравитационного и магнитного полей и данных сейсмотомографии юго-западного сектора Индийского океана // Геофизика. 2011. № 4. С. 44–56.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. –424 с.
- Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385. DOI: 10.5800/GT-2014-5-2-0133.
- Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоценчетвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434. DOI: 10.5800/GT-2016-7-3-0215.
- Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений. В сб. научн. тр. «Сейсмичность Байкальского рифта. Прогностические аспекты». 1990. С. 44–50.
- Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю пос. Баяндай – м. Крестовский // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 250–269.
- Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011. № 1. С. 135–142.

- Черемных А.В.* Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник Санкт-Петербургского университета: Серия 7. Геология. География. 2015. Вып. 2. С. 59–72.
- Avouac J.P.* From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 233–271. DOI: 10.1146/annurev-earth-060614-105302.
- Boulton C., Yao L., Faulkner D.R., Townend J., Toy V.G., Sutherland R., Ma S., Shimamoto T.* High-velocity frictional properties of Alpine Fault rocks: Mechanical data, microstructural analysis, and implications for rupture propagation // Journal of Structural Geology. 2017. V. 97. P. 71–92. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.02.003.
- Callahan O., Eichhubl P., Osloon J.E., Davatzes N.* Fracture Mechanical Properties of Damaged and Hydrothermally Altered Rocks, Dixie Valley – Stillwater Fault Zone, Nevada, USA // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 4069–4090. DOI: 10.1029/2018JB016708.
- Collettini C., Barchi M.R., De Paola N., Trippetta F., Tinti E.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // Nature communications. 2022. V. 13. № 5627. DOI: 10.1038/s41467-022-33373-y.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C.J.* Fault zone fabric and fault weakness // Nature. 2009. V. 462. № 7275. P. 907–910. DOI: 10.1038/nature08585.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Smith S.A.F., Marone C.* Fault structure, frictional properties and mixed-mode fault slip behavior // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 311. № 3–4. P. 316–327. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.09.020.
- Davis J.C.* Statistics and data analysis in geology. New York: Wiley. 1986. –646 p.
- Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T.* Fault lubrication during earthquakes // Nature. 2011. V. 471. P. 494–498. DOI: 10.1038/nature09838.
- Fagereng A., Sibson R.H.* Melange rheology and seismic style // Geology. 2010. V. 38. № 8. P. 751–754. DOI: 10.1130/G30868.1.
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O.* A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones // Journal of Structural Geology. 2010. V. 32. № 11. P. 1557–1575. DOI: 10.1016/j.jsg.2010.06.009.
- Fossum A.F., Freund L.B.* Nonuniformly moving shear crack model of a shallow focus earthquake mechanism // Journal of Geophysical Research. 1975. V. 80. № 23. P. 3343–3347. DOI: 10.1029/JB080i023p03343.
- Griffiths D.H., Barker R.D.* Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology // Journal of Applied Geophysics. 1993. V. 29. P. 211–226.
- Hull J.* Thickness-displacement relationships for deformation zones // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10. № 4. P. 431–435. DOI: 10.1016/0191-8141(88)90020-X.
- Ikari M.J., Saffer D.M., Marone C.* Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. № B5. DOI: 10.1029/2008JB006089.
- Loke M.H. and Barker R.D.* Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method // Geophysical Prospecting. 1996. V. 44. P. 131–152.
- Ostermeijer G., Mitchel T., Aben F., Dorsey M.T., Browning J., Rockwell T.K., Fletcher J., Ostermeijer F.* Damage zone heterogeneity on seismogenic faults in crystalline rock; a field study of the Borrego Fault, Baja California // Journal of Structural Geology. 2020. V. 137. P. 1–20. DOI: 10.1016/j.jsg.2020.104016.
- Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms // Journal of the Geological Society. 1977. V. 133. P. 191–213. DOI: 10.1144/gsjgs.133.3.0191.
- Sibson R.H.* Thickness of the Seismic Slip Zone // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178. DOI: 10.1785/0120020061.
- Valoroso L., Chiaraluce L., Collettini C.* Earthquakes and fault zone structure // Geology. 2014. V. 42. № 4. P. 343–346. DOI: 10.1130/G35071.1.
- White R.M.S., Collins S., Denne R., Hee R., Brown P.* A new survey design for 3D IP inversion modelling at Copper hill // ASEG Extended Abstracts. 2001. V. 32. № 4. P. 152–155. DOI: 10.1071/EG01152.
- Williams J.N., Toy V.G., Smith S.A., Boulton C.* Fracturing, fluid-rock interaction and mineralisation during the seismic cycle along the Alpine Fault // Journal of Structural Geology. 2017. V. 103. P. 151–166. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.09.011.

ON THE STRUCTURAL AND MATERIAL HETEROGENEITY OF THE ZONE OF TECTONIC DISCONTINUITY LOCALIZATIONS

© 2023 G. A. Gridin^{1,*}, A. V. Grigor'eva^{1,2}, A. A. Ostapchuk¹,
A. V. Cheremnykh³, A. A. Bobrov³

¹*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia*

³*Institute of the Earth's Crust of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

*E-mail: gagridin@gmail.com

The paper presents the results of a complex investigation on an exhumed section of a tectonic fault being a part of the Buguldeisky disjunctive node of the Baykal Rift Zone. The chemical composition of 81 samples taken at the day surface was determined, and their petrographic description was performed. Applying the hierarchical clustering algorithm in the analysis of chemical composition of the samples made it possible to distinguish three groups that characterize fault walls, composed of amphibolite and granite. Also the core of the fault was detected, which is characterized by an insertion of a ferruginous-carbonate material. The petrographic description of the samples confirms the correctness of identifying three groups and allows, additionally, to reveal the dynamometamorphic transformations of minerals localized in the fault core which were produced by high-amplitude seismogenic slips. In the fault core, the rock was subjected to strongest cataclastic deformations with a local frictional heating up to 1000° C. A geoelectric section was constructed across the strike of the fault based on the electrical tomographic measurements. A conductive zone 20 m wide is distinguished in the geoelectric section, which is spatially consistent with the zone of the fault core. Based on a comprehensive study of the exhumed segment, the elements of its occurrence were determined (strike azimuth is 70°, dip angle is 60°), which indicates that the exhumed segment belongs to the Morsky fault.

Keywords: fault core, X-ray fluorescence, hierarchical clustering, electrical resistivity tomography, Morsky fault.