



GEODYNAMICS OF JOINT ZONES OF REYKJANES AND KOLBEINSEY SPREADING RIDGES WITH ICELAND RIFT ZONES

V.A. Bogoliubskii ✉, E.P. Dubinin 

Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia

ABSTRACT. Joint zones of Reykjanes and Kolbeinsey spreading ridges with Iceland large igneous province considerably differ in structure from adjacent spreading segments despite of similar kinematics. Tjörnes transform zone is a complicated system. It comprises several volcanic and amagmatic structures. In contrast, Reykjanes rift zone has relatively simple structure and homogeneous type of tectonic and magmatic activity. The causes of those differences and their modern dynamics are not fully explained hitherto. Basing on morphometric analysis of normal fault scarps parameters it was concluded that such significant differences of transform zones are result of spatial and temporal stability of adjacent structures. In turn, the latter is controlled by periodic increase of Iceland plume magmatic activity. Rift structures development within transform zones directly correlates with their position over adjacent spreading segments and their magmatic conditions. Modern development of both transform zones is caused by Iceland rift zones instability and migration impacted by Iceland plume thermal pulses. Consequently, transform zones undergo kinematic changes. For Tjörnes transform zone it is expressed in its structure gradual simplification: the western branch and block structures cease their activity. In Reykjanes rift zone rift axis gradually migrates southwards that probably results in its intensive volcanism.

KEYWORDS: transform zone; Iceland plume; morphometric analysis; tectono-magmatic activity; spreading axes overlapping



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Viacheslav A. Bogoliubskii, bogolubskiyv@yandex.ru

Received: December 13, 2022

Revised: May 22, 2023

Accepted: June 14, 2023

FOR CITATION: Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P., 2023. Geodynamics of Joint Zones of Reykjanes and Kolbeinsey Spreading Ridges with Iceland Rift Zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (6), 0726. doi:10.5800/GT-2023-14-6-0726

ГЕОДИНАМИКА ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ РЕЙКЬЯНЕС И КОЛБЕНСЕЙ С РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ ИСЛАНДИИ

В.А. Боголюбский, Е.П. Дубинин

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Зоны сочленения спрединговых хребтов Рейкьянес и Колбенсей с рифтами Исландской крупной магматической провинции имеют ряд существенных отличий в структуре от прилегающих спрединговых сегментов, несмотря на схожую кинематику. Трансформная зона Тьёрнес является сложноустроенной и включает в себя ряд вулканических и амагматических структур. Рейкьянесская рифтовая зона, напротив, отличается относительно простым строением при однородном, в целом, характере тектонической и магматической активности. Причины различий в строении трансформных зон и их современная динамика остаются не до конца объясненными. На основе методики анализа морфометрических показателей сбросовых уступов было установлено, что столь значительные различия трансформных зон обусловлены пространственно-временной стабильностью прилегающих к ним структур, в свою очередь контролируемой периодическим увеличением магматической активности Исландского плюма. Развитие рифтогенных структур в пределах трансформных зон находится в прямой связи с их расположением относительно прилегающих спрединговых сегментов и с их магматическим состоянием. Современное развитие обеих трансформных зон связано с нестабильностью и миграцией рифтовых зон Исландии под действием термических импульсов Исландского плюма и, как следствие, кинематической перестройкой самих трансформных зон. Для трансформной зоны Тьёрнес это выражается в постепенном упрощении ее структуры: отмирании западной ветви и прекращении активности блоковых структур. Для Рейкьянесской рифтовой зоны наблюдается постепенное смещение оси в южном направлении, с чем также связывается наличие интенсивного вулканизма в ее пределах.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: трансформная зона; Исландский плюм; морфометрический анализ; тектономагматическая активность; перекрытия спрединговых осей

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Северная Атлантика развивается в условиях ультрамедленного спрединга (от 1.5 до 2.0 см/год) по системе срединно-океанических хребтов (СОХ), с севера на юг включающих в себя хребты Книповича, Мона, Колбенсей и Рейкьянес [Kokhan et al., 2012]. Для всех хребтов характерно косое асимметричное растяжение [Le Breton et al., 2012]. Свое развитие Северная Атлантика начала 54–56 млн лет назад во многом под действием Исландского плюма, что привело к появлению Северо-Атлантической крупной магматической провинции, включающей в себя Исландию, Фарерско-Исландский и Исландско-Гренландский пороги, плато Рокколл, Поркьюпайн и другие структуры общей площадью до 2 млн км² [Ruedas et al., 2007]. Ее развитие продолжается и в настоящее время и во многом определяет геодинамические особенности спрединговых хребтов Рейкьянес и Колбенсей, непосредственно прилегающих к Исландии с севера и юга соответственно [Mjelde et al., 2008].

В настоящее время скорости спрединга на этих хребтах варьируются от 17.0 до 20.5 мм/год, уменьшаясь к югу [DeMets et al., 2010]. Спрединг носит асимметричный характер: Северо-Американская плита движется быстрее Евразийской примерно на 1.5–2.0 мм/год [Brandsdóttir et al., 2015; Martinez et al., 2020].

Для хр. Рейкьянес угол между направлением растяжения (99°) и простиранием хребта составляет 63°, что определяет морфологию его осевой зоны, пред-

ставленную короткими S-образными осевыми вулканическими хребтами (ОВХ). Для хр. Колбенсей наклон простирания хребта относительно направления растяжения (105°) составляет 80–85° и морфологически выражается в виде протяженных неовулканических зон, отделенных друг от друга небольшими нетрансформными смещениями (НТС) [Kokhan et al., 2012; Kokhan, 2013]. Рельеф хребтов постепенно изменяется при удалении от центра термической аномалии плюма: ближайшие к Исландии участки представлены осевым поднятием, характерным для быстрых СОХ, тогда как при удалении от Исландии осевая морфология постепенно приобретает характер рифтовой долины типичных медленных СОХ [Kokhan et al., 2012; Yeo et al., 2016; Parnell-Turner et al., 2013].

В пределах Исландии выделяется пять рифтовых зон (рис. 1), по каждой из которых в настоящее время происходит растяжение. Наиболее активными являются Северная рифтовая зона (РЗ) и Восточная РЗ. Западная, напротив, имеет низкую тектономагматическую активность и является отмирающей. Центральная и Рейкьянесская РЗ являются косыми рифтовыми зонами и в большей мере формируются под влиянием сдвиговых напряжений. Центральная РЗ соединяет Западную и Северную РЗ, а Рейкьянесская – Западную РЗ и хр. Рейкьянес. Также в качестве трансформных зон выступают Южно-Исландская сейсмическая зона, представляющая собой зарождающуюся сдвиговую зону, связывающую Восточную и Западную РЗ, а также

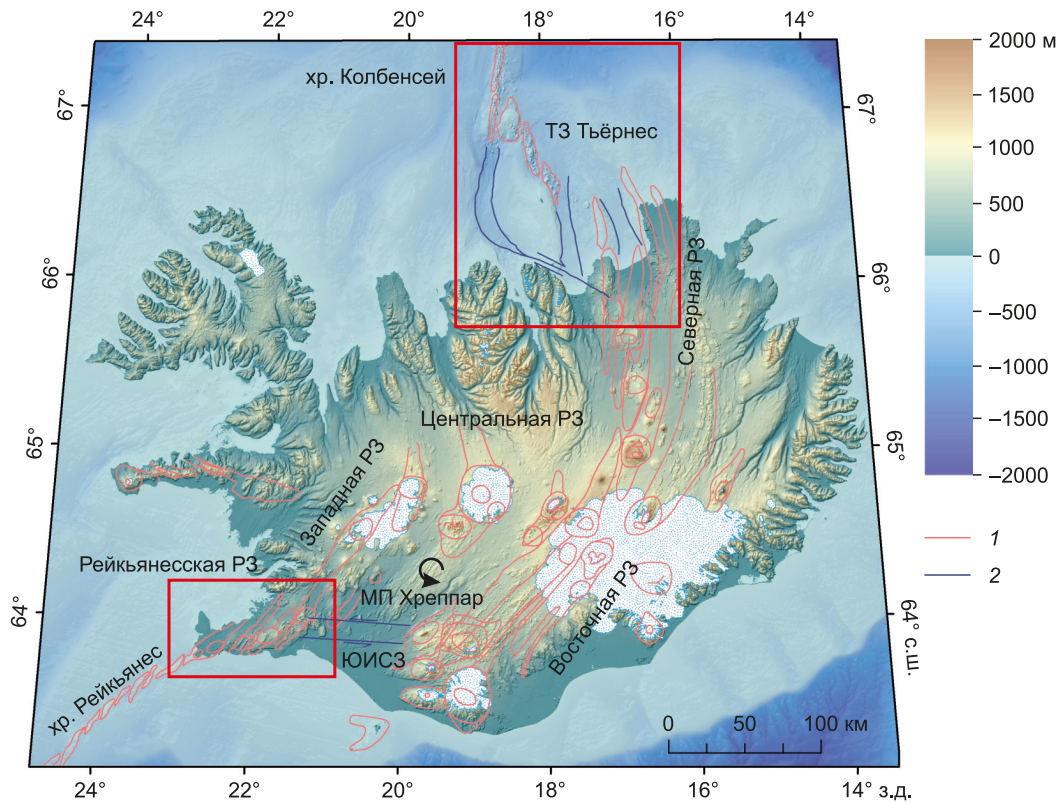


Рис. 1. Сегментация рифтовых зон Исландии и прилегающих спрединговых хребтов. 1 – вулканические спрединговые сегменты; 2 – амагматические структуры растяжения и сдвига. Районы исследования выделены красным.

Fig. 1. Segmentation of Iceland rift zones and adjacent spreading ridges. 1 – volcanic spreading segments; 2 – extension and strike-slip amagmatic structures. Survey areas are outlined in red.

сложноустроенная трансформная зона (ТЗ) Тьёрнес, соединяющая Северную РЗ и хр. Колбенсей [Einarsson, 2008].

Рифтовые зоны состоят из нескольких эшелонированных вулканических систем, протягивающихся параллельно друг другу на значительные расстояния (до 120 км). Однако основные центры растяжения и современной тектономагматической активности располагаются вблизи центральных вулканов. От центральных вулканов в северном и южном направлениях, параллельно простиранию рифтовой зоны, протягиваются семейства разломов, представляющих собой серии сбросов и гьяров (раздвигов), формирующихся как результат поверхностного выражения вдоль осевых внедрений даек [Pedersen et al., 2009; Wright et al., 2012].

Зоны сочленения рифтовых зон Исландии и прилегающих спрединговых хребтов имеют значительные различия. Рейкьянесская РЗ, связывающая хр. Рейкьянес и Западную РЗ, представляет собой трансенсивную зону с несколькими параллельными друг другу центрами растяжения в виде вулканических систем. ТЗ Тьёрнес включает в себя несколько перекрывающихся между собой центров растяжения и трансенсивных зон с разной степенью тектономагматической активности. Причины этих отличий в строении зон сочленения и особенностях современного развития в зависимости от их расположения относительно

центра Исландского плюма и рифтовых зон остаются не до конца ясными [Khodayar et al., 2020; Einarsson, 2008].

2. СТРОЕНИЕ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ И РИФТОВЫХ ЗОН ИСЛАНДСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Трансформная зона Тьёрнес включает в себя три разновозрастных трансенсивных зоны, соединенных рифтовыми сегментами. Каждый участок трансформной зоны отличается своими особенностями тектономагматической активности и, как следствие, структурно-геологического строения (рис. 2, а). Совокупное смещение по трансформной зоне составляет около 120 км [Khodayar, Björnsson, 2018].

Южная часть хребта Колбенсей перекрывается непосредственно со структурами ТЗ Тьёрнес. В районе перекрытия (к югу от о. Колбенсей) на хребте наблюдается осевое поднятие шириной 25–30 км с редуцированной рифтовой долиной в его центральной части. Зона разломообразования не выходит за пределы рифтовой долины. Днище долины занято неовулканической зоной, представленной рядом конических вулканических построек, однако их количество меньше, чем к северу от трансформной зоны. Сейсмичность в пределах хр. Колбенсей является мелкофокусной с магнитудой не более 5 [Stefansson et al., 2008].

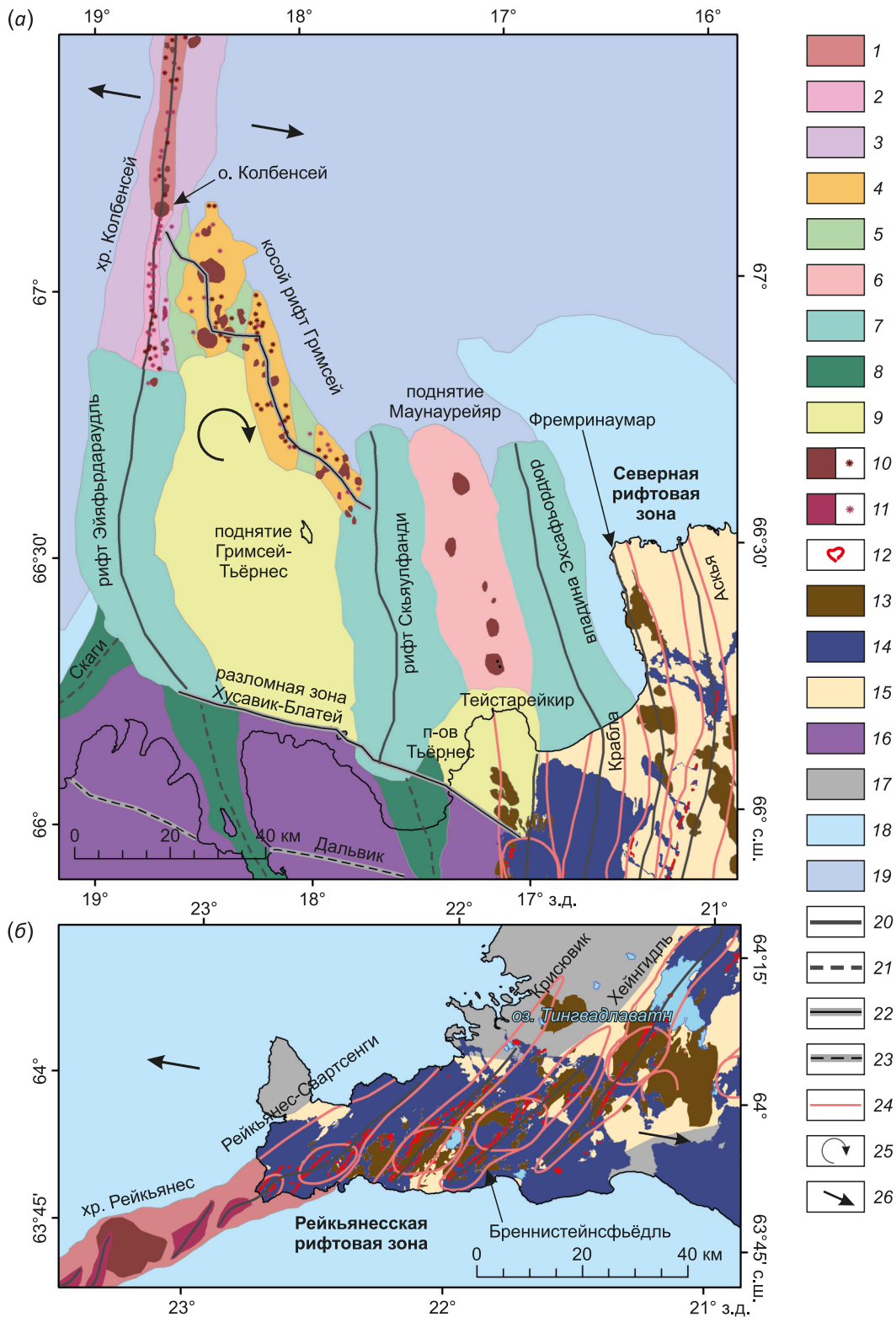


Рис. 2. Структурные карты: (а) – ТЗ Тьернес, (б) – Рейкьянесской РЗ. Структуры границ литосферных плит: 1–3 – структуры СОХ: 1 – рифтовая долина, 2 – редуцированная рифтовая долина, 3 – осевое поднятие; 4–8 – структуры рифтов: 4 – вулканические рифтовые сегменты, 5 – нетрансформные смещения, 6 – тектоновулканические блоковые поднятия, 7 – амагматические рифты, 8 – неактивные рифты; 9 – тектонические блоки, возникшие в результате перекрытия рифтовых сегментов; 10–14 – осложняющие структуры: 10 – плосковершинные подводные вулканические постройки, 11 – подводные вулканические хребты, 12 – кратеры, шлаковые конусы, маары, 13 – гляцио-вулканические постройки, 14 – современные лавовые потоки и покровы; 15 – доледниковые платобазальты, рассеченные рифтогенными структурами (грабенами); 16–17 – структуры прилегающих областей: 16 – неактивные тектонические блоки, возникшие в результате перекрытия рифтовых сегментов, 17 – тектонически ненарушенные платобазальты; 18–19 – подводные структуры: 18 – платобазальты шельфовой области, 19 – глубоководные морские впадины; 20–21 – спрединговые и

рифтовые структуры: 20 – оси активных структур, 21 – оси неактивных структур; 22–23 – сдвиговые структуры: 22 – оси активных структур, 23 – оси неактивных структур; 24 – границы вулканических систем Исландии; 25 – направление вращения тектонических блоков; 26 – направление растяжения.

Fig. 2. Structural maps of (a) – Tjörnes transform zone, (б) – Reykjanes rift zone.

Lithospheric plate boundary structures: 1–3 – mid-oceanic ridges: 1 – rift valley, 2 – reduced rift valley, 3 – axial uplift; 4–8 – rift structures: 4 – volcanic rift segments, 5 – non-transform discontinuities, 6 – tectono-volcanic block uplifts, 7 – amagmatic rifts, 8 – non-active rifts; 9 – rift segments overlapping blocks; 10–14 – complicating structures: 10 – flat-top subaquatic volcanic edifices, 11 – subaquatic volcanic ridges, 12 – craters, scoria cones, maars, 13 – glaciovolcanic edifices, 14 – contemporary lava flows and covers; 15 – pre-glacier plateau basalts dissected by rift structures (grabens); 16–17 – structures of adjacent areas: 16 – non-active tectonic blocks caused by rift segments overlapping, 17 – plateau basalts tectonically undisturbed; 18–19 – subaquatic structures: 18 – shelf plateau basalts, 19 – deep-sea depressions; 20–21 – spreading and rift structures: 20 – active structures axes, 21 – non-active structures axes; 22–23 – strike-slip morphostructures: 22 – active structures axes, 23 – non-active structures axes; 24 – Iceland volcanic systems boundaries; 25 – tectonic block rotation direction; 26 – extension direction.

К югу от хр. Колбенсей, на его продолжении, предполагается амагматический **рифт Эйяфьрдаргаудль**. В отличие от хребта, зона разломообразования рифта является значительно больше, варьируясь от 8 км в южной части до 12 км – в северной. Глубина сейсмоакустического фундамента составляет около 3.5 км в центральной части. При этом неогеновые и более ранние отложения перекрыты верхнечетвертичной моренной, что позволяет отнести современные разломы в пределах рифта к голоцену. Предполагается, что в большинстве своем они были реактивизированы на основе более ранних разломов, перекрытых осадочными толщами, в ходе эпизодов рифтогенеза 12 и 3 тыс. лет назад [Khodayar, Björnsson, 2018]. Образование большого количества разломов в нелицифицированной части осадочного чехла связывается с флюидной дегазацией мантии, что отражается также и в поле микросейсмичности, достигающей глубины 6 км. Наибольшая плотность сейсмических очагов характерна для южной части рифта [Lupi et al., 2011; Rögnvaldsson et al., 1998].

К югу зона разломообразования рифта Эйяфьрдаргаудль, сужаясь, постепенно переходит в трансформную **разломную зону Хусавик-Блатей** с правосторонним сдвигом. При этом исчезают сбросы западного падения, а сбросы восточного падения изменяют свое простирание с 10–15 до 90–95°. В центральной части зона разломообразования имеет небольшую ширину (не более сотен метров), вновь увеличиваясь к востоку при выходе разломной зоны в пределы п-ова Тьёрнес. Для этой части, помимо типичных сбрососдвиговых уступов, получили развитие такие структуры, как сигмовидные, «pull apart» и «push-up», что становится возможным благодаря сложному взаимодействию полей напряжения сдвига и растяжения [Garcia, Dhont, 2005; Tibaldi et al., 2016]. Скорость смещения литосферных блоков по разломной зоне при этом невелика и составляет около 6.9 мм/год по данным GPS [Metzger et al., 2013]. Разломная зона отчетливо маркируется сейсмичностью, область распространения которой расширяется к западу. Магнитуда землетрясений достигает 7 [Einarsson et al., 2016].

Линеамент Дальвик находится в 25 км к югу от разломной зоны Хусавик-Блатей, простираясь парал-

лельно ей. В настоящее время он не имеет своего выражения в рельефе, однако по микросейсмичности в его пределах выделяется ряд разрывных нарушений преимущественно сдвиговой кинематики [Khodayar, Björnsson, 2018; Rögnvaldsson et al., 1998].

Северная рифтовая зона Исландии прилегает к юга к ТЗ Тьёрнес. Непосредственно со структурами трансформной зоны перекрываются крайние северные участки четырех вулканических систем, однако значительные структурные различия наблюдаются лишь в пределах вулканической системы (ВС) Тейстареикир, разломы которой формируют блоковое поднятие п-ова Тьёрнес. Оно возникло при взаимодействии Северной РЗ и прилегающего с запада рифта Скьяулфанди [Young et al., 2020]. Северным продолжением блокового поднятия является вулканическое поднятие Маунаурейяр. В его пределах вулканизм, в отличие от амагматического п-ова Тьёрнес, объясняется влиянием косого рифта (КР) Гримсей [Magnúsdóttir et al., 2015]. С востока к нему примыкает рифтогенный бассейн Эхсарфьордюр, подстилаемый мощными осадочными толщами. При этом современное разломообразование в его пределах является ограниченным [Khodayar, Björnsson, 2018].

К западу от поднятия Маунаурейяр располагается **рифт Скьяулфанди**, по морфометрическим параметрам в целом схожий с рифтом Эйяфьрдаргаудль при значительно меньшей рассеянной микросейсмичности. За период голоцена выделяется шесть эпизодов рифтогенеза [Lupi et al., 2011; Magnúsdóttir et al., 2015].

Косой рифт Гримсей соединяет рифт Скьяулфанди и хр. Колбенсей. Общее простирание рифта составляет 140°. Он представлен тремя перекрывающимися вулканическими сегментами, соединенных отдельными нетрансформными смещениями. Величина перекрытия между вулканическими сегментами составляет 12–15 км при длине сегментов 25–30 км. Скорость сдвиговых движений по косому рифту составляет 13.6 мм/год. Отмечается также наличие компоненты растяжения, скорость которой составляет 3 мм/год [Metzger et al., 2013]. Высокая тектономагматическая активность сопровождается наибольшей плотностью микросейсмичности в пределах ТЗ Тьёрнес. Также были отмечены

более крупные землетрясения в юго-восточной части рифта магнитудой до 6.4 [Stefansson et al., 2008].

Современная динамика отдельных структур трансформной зоны Тьёрнес остается не до конца ясной: имеются как предположения о полном затухании активности западной ветви трансформной зоны и переходе всех сдвиговых и раздвиговых деформаций на восточную ветвь [Khodayar, Björnsson, 2018; Karson et al., 2019], так и предположения о современной реактивизации западной ветви с дальнейшим омоложением линеамента Дальвик [Rögnvaldsson et al., 1998].

Рейкьянесская рифтовая зона имеет длину около 100 км: по ней происходит левосторонний сдвиг, трансформирующий раскрытие Западной РЗ в раскрытие хр. Рейкьянес. Рейкьянесская РЗ располагается в пределах п-ова Рейкьянес и его подводных окраин. Ее простирание составляет $\sim 20^\circ$ относительно направления растяжения, а скорость растяжения составляет 10.6 мм/год [Perlt, Heinert, 2006].

Она состоит из четырех вулканических систем (рис. 2, б), отличительной особенностью которых является отсутствие вулканических построек у центральных вулканов: они прослеживаются только по наличию интрузивного тела. Извержения носят исключительно трещинный характер [Gudmundsson, 1987; Óladóttir et al., 2021].

Вулканические системы являются продолжением осевых вулканических хребтов COX Рейкьянес и протягиваются на 50–60 км, их простирание изменяется от 45° на западе до 60° на востоке к направлению растяжения, а ширина их зоны разломообразования варьируется от 10 до 25 км. Растяжение по отдельным группам разломов составляет 1.5–2.5 мм/год. Эруптивные трещины присутствуют во всех вулканических системах на расстоянии 15–20 км от центрального вулкана и в рельефе представлены как субгляциальными гиадокластовыми хребтами и столовыми горами, так и субаэральными формами рядов кратеров и шлаковых конусов [Khodayar et al., 2018; Clifton et al., 2003].

Магматическая активность Рейкьянесской РЗ хорошо изучена: за последние 4 тыс. лет активность возрастает на короткий период в 150–200 лет каждую тысячу лет, что также приводит к эпизодам рифтогенеза, выражающимся в более активном разломообразовании. При этом продвижение тектономагматической активности в ходе данного периода происходит в западном направлении, от ВС Бреннстейнсфьедль к ВС Рейкьянес, в соответствии с увеличением расстояния от центра Исландского плюма [Sæmundsson et al., 2020]. Единственным известным исключением стало извержение вулкана Фаградальсфьядль в 2021 г. Вулкан располагается в центральной части полуострова, а его извержение нарушает выявленные ранее закономерности [Pedersen et al., 2022].

Сброообразование происходит неравномерно вдоль семейств трещин: количество сбросов увеличивается к их периферии, где вулканические процессы имеют наименьшее проявление. Так же широко распростра-

нены грабены и раздвиги. Практически все площади Рейкьянесской РЗ заняты голоценовыми лавовыми покровами, что позволяет проводить сравнение между разломами примерно одинакового возраста [Clifton et al., 2003].

Сейсмичность Рейкьянесской РЗ преимущественно концентрируется под центральными вулканами, особенно это характерно для ВС Крисювик и Бреннстейнсфьедль. Северные и южные рои трещин, как правило, характеризуются рассеянной микросейсмичностью, не всегда уверенно сопоставляемой с разрывными нарушениями [Haimson, Voight, 1977; Kristjánssdóttir et al., 2019; Parameswaran et al., 2020]. К востоку же, в пределах сдвиговой Южно-Исландской сейсмической зоны, эта связь прослеживается значительно более отчетливо: разломная сеть имеет тип «книжной полки» [Bergerat et al., 1999; Bergerat, Angelier, 2000]. Магнитуда землетрясений в Южной Исландии достигает 7 [Keiding et al., 2009].

3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для рассмотрения и сравнения современных геодинамических условий развития зон сочленения и отдельных крупных структур в их пределах был использован метод морфометрического анализа сбросовых уступов. Разломы были выделены по цифровым моделям рельефа (ЦМР), находящимся в открытом доступе. Для субаэральных условий использовалась ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018], имеющая сплошное покрытие для территорий к северу от 60° с.ш. с плановым разрешением 2 м. Для Исландии на примере сбросовых уступов ВС Хофсйёкюдль была показана высокая точность измерений основных морфометрических параметров по ЦМР, точность которой относительно данных наземной высотной DGPS-съемки составляет менее 1 м [Hjartardóttir, Einarsson, 2021].

Для субаквальных условий ТЗ Тьёрнес были использованы обработанные данные съемки многолучевым эхолотом района ТЗ Тьёрнес и прилегающих территорий с плановым разрешением 20 м по материалам Института исследований морских и пресноводных водоемов Исландии [Kolbeinseyjarhryggur..., 2004]. Выделение сбросов уступов проводилось в среде ArcGIS 10.5 по растрам оттененного рельефа ЦМР с горизонтальной компонентой освещения поверхности 100 и 280° , что субортогонально простиранию большей части семейств сбросов. Вертикальная компонента освещения составляла 45° . Подобная методика была использована для картирования разрывных нарушений на территории Аравийского полуострова [Radaideh et al., 2016].

В качестве морфометрических параметров были использованы горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина сбросов и евклидово расстояние между ними (рис. 3). Данные параметры в различных сочетаниях были использованы при проведении морфометрического анализа структур рифтовой долины спрединговых хребтов в различных районах [Escartin

et al., 1999; Howell et al., 2016; Kokhan, Dubinin, 2017]. Их значения зависят от многих факторов, таких как кинематика разломной зоны, геодинамические условия, сейсмичность и реологические свойства нарушаемых горных пород. При использовании комплекса различных показателей возможно делать выводы о конкретных факторах и условиях, влияющих на разломообразование.

Также в рамках морфометрического анализа был использован морфологический возраст разломного уступа – относительный показатель стадии развития морфологии разломного уступа и степени его преобразования экзогенными процессами. Морфологический возраст позволяет оценить современную тектониче-

скую активность для группы разломов и количество снесенного с разломного уступа материала эрозионными процессами за время развития разломного уступа. Для косвенного отображения морфологического возраста был использован показатель максимального значения модуля продольной кривизны ($Пк$) вдоль уступа разлома (рис. 3) [Hilley et al., 2010]. Его целесообразно использовать в качестве показателя, отражающего стадию развития разломного уступа и современную активность разрывного нарушения. При интерпретации результатов следует учитывать различия показателя для разломных уступов, образуемых в рыхлых и скальных горных породах. В рыхлых породах значения данного показателя являются меньшими

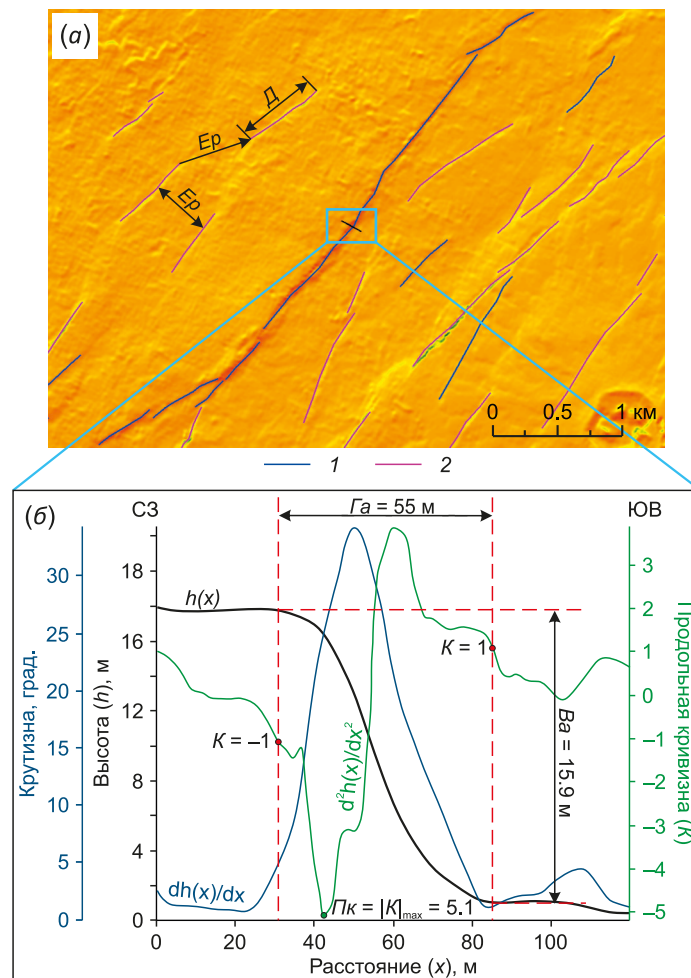


Рис. 3. Пример извлечения параметров разломного уступа для участка Рейкьянесской РЗ по ЦМР ArcticDEM [Porter et al., 2018].

(a) – фрагмент раstra оттененного рельефа (азимут – 100°, высота – 45°): показаны примеры параметров длины (L) и евклидова расстояния (E_p), в голубом прямоугольнике – профили на фрагменте (б). 1 – уступы с падением восточных румбов, 2 – уступы с падением западных румбов. (б) – вариации параметров горизонтальной (Ga), вертикальной (Ba) амплитуды, продольной кривизны (K) и крутизны. Красными линиями и точками обозначены границы разломного уступа на профиле, определяемые автоматизированным методом. Зеленой точкой обозначены извлекаемые значения параметра $Пк$.

Fig. 3. An example of extraction of fault scarp parameters for the area of Reyakjanes rift zone using ArcticDEM [Porter et al., 2018]. (a) – Hillshade raster fragment (azimuth – 100°, altitude – 45°): shown parameter examples for length (L) and Euclidean distance (E_p), blue rectangular outlines the profiles at fragment (б). 1 – eastern-dip fault scarps, 2 – western-dip fault scarps. (б) – parameter variation of heave (Ga), throw (Ba), profile curvature (K) and slope angle. Red lines and dots designate fault scarp boundaries at the profile, defined automatically. Green dot designates extracting value of $Пк$ parameter.

при образовании уступа и подвержены более быстрым изменениям при отсутствии тектонической активности. Также значения показателя будут различаться в субаэральных и субаквальных условиях за счет значительной разницы в скорости протекания экзогенных процессов.

Извлечение описанных параметров проводилось полуавтоматизированным методом с использованием возможностей языка программирования R в среде RStudio. Данные были извлечены с помощью инструмента Stack Profile из растров ЦМР и продольной кривизны поверхности по линиям, перпендикулярным простиранию сбросового уступа в его центральной части. Для растра с разрешением 2 м показатели горизонтальной и вертикальной амплитуды в поперечном профиле разломного уступа извлекались по границе $P_k=1$ для разломов с крутизной уступа 25° и более и по границе $P_k=0.7$ для остальных разломов (рис. 3). Для растра с разрешением 20 м граничные значения составили $P_k=0.7$ и 0.5 соответственно. Схожая методика была использована для извлечения морфометрических параметров вулканических форм Исландии [Pedersen et al., 2020].

Для анализа параметров, полученных по растрам с различным разрешением, необходимо убедиться в возможности сравнения выборочных данных. Для ТЗ Тьёрнес по всем показателям, кроме P_k , возможно проводить сравнение без введения каких-либо переводных коэффициентов. Несмотря на то, что для субаэральных условий были использованы растры с 2-метровым разрешением, в данной выборке медианные и минимальные значения, а также показатели асимметрии выборки являются схожими с выборкой разломов, параметры которых были получены по растру с 20-метровым разрешением. При этом по p -значениям (при условии $p < 0.05$) критерия Стьюдента выборки являются различными, что позволяет проводить их сравнение. В то же время для Рейкьянесской РЗ полученные данные по указанным выше параметрам значительно отличаются от ТЗ Тьёрнес, поэтому проводить прямое сравнение между зонами сочленения не представляется целесообразным, однако полученные независимо друг от друга выводы по результатам морфометрического анализа можно сравнить.

Отдельного внимания заслуживает показатель максимального значения модуля продольной кривизны. Как отмечалось выше, его значения будут сильно различаться в зависимости от подстилающих горных пород. Для сравнения разломов на рыхлых породах (рифты Эйяфьядараудль и Скьяулфанди) с разломами других структур были введены переводные коэффициенты. Были выбраны два ключевых участка на хр. Колбенсей (67° с.ш.) и рифте Эйяфьядараудль (66.8° с.ш.). Оба участка перекрываются с частью КР Гримсей. При этом на обоих участках КР Гримсей для сбросовых уступов характерны сопоставимые показатели горизонтальной, вертикальной амплитуд и продольной кривизны, что позволяет предположить примерно одинаковое

влияние величины деформаций рифта Эйяфьядараудль и хр. Колбенсей на разломообразование в пределах КР Гримсей и, исходя из этого, установить переводной коэффициент для показателя P_k , равный для скальных пород относительно рыхлых $k_1=1.9$.

Также переводные коэффициенты необходимо вводить для показателя P_k , полученного по растрам с различным разрешением. Значения коэффициента были получены из сравнения средних значений показателя P_k крупных разломов, ограничивающих рифтовую долину, относящихся к хр. Колбенсей и ВС Тейстарейкир. В качестве таких разломов были выбраны сбросы, имеющие вертикальную амплитуду не менее 30 м, что позволяет свести к минимуму инструментальные ошибки, которые могли возникнуть в процессе извлечения данных. Средние значения показателя продольной кривизны крупных разломов хр. Колбенсей составили 8.4, а вулканической системы Тейстарейкир – 14.6. Таким образом, переводной коэффициент составляет $k_1=1.7$.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

В пределах ТЗ Тьёрнес по результатам обработки ЦМР было выявлено 362 разломных уступа. При этом 89 разломов располагаются на полуострове Тьёрнес в субаэральных условиях. Полученные данные были сгруппированы по ячейкам с шагом 2 км, по которым были построены вдольосевые профили изменения морфометрических показателей. При этом для показателя максимальной продольной кривизны поверхности уступа были применены вышеописанные коэффициенты для соответствия показателей, извлеченных по ЦМР с разным разрешением. Показатели были сгруппированы по отдельным структурным единицам, в их пределах они были также разделены для разломов восточного и западного падения (рис. 4). Для показателей горизонтальной и вертикальной амплитуд на графиках отражены суммарные значения в пределах ячейки профиля, для остальных показателей приведены средние значения на данном профиле.

Для каждой выявленной структуры характерны свои морфометрические особенности сбросовых уступов. Самый южный участок рифтовой долины хр. Колбенсей (рис. 5 (1, 6)), перекрывающийся со структурами КР Гримсей, характеризуется большими значениями горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 5, а, б), что связывается с затуханием магматической активности на данном участке и преобладающей ролью сбросообразования в аккомодации напряжений. Это также выражается и в морфологии редуцированной рифтовой долины. При этом значения распределены несколько асимметрично с большими показателями для разломов восточного падения, что согласуется с отмеченной региональной асимметрией спрединга [Brandsdóttir et al., 2015]. Исключением является лишь крайний северный участок (67.1° с.ш.), где наблюдается обратная асимметрия, что, по-видимому, связано с влиянием напряжений КР Гримсей. Этот же участок выделяется и

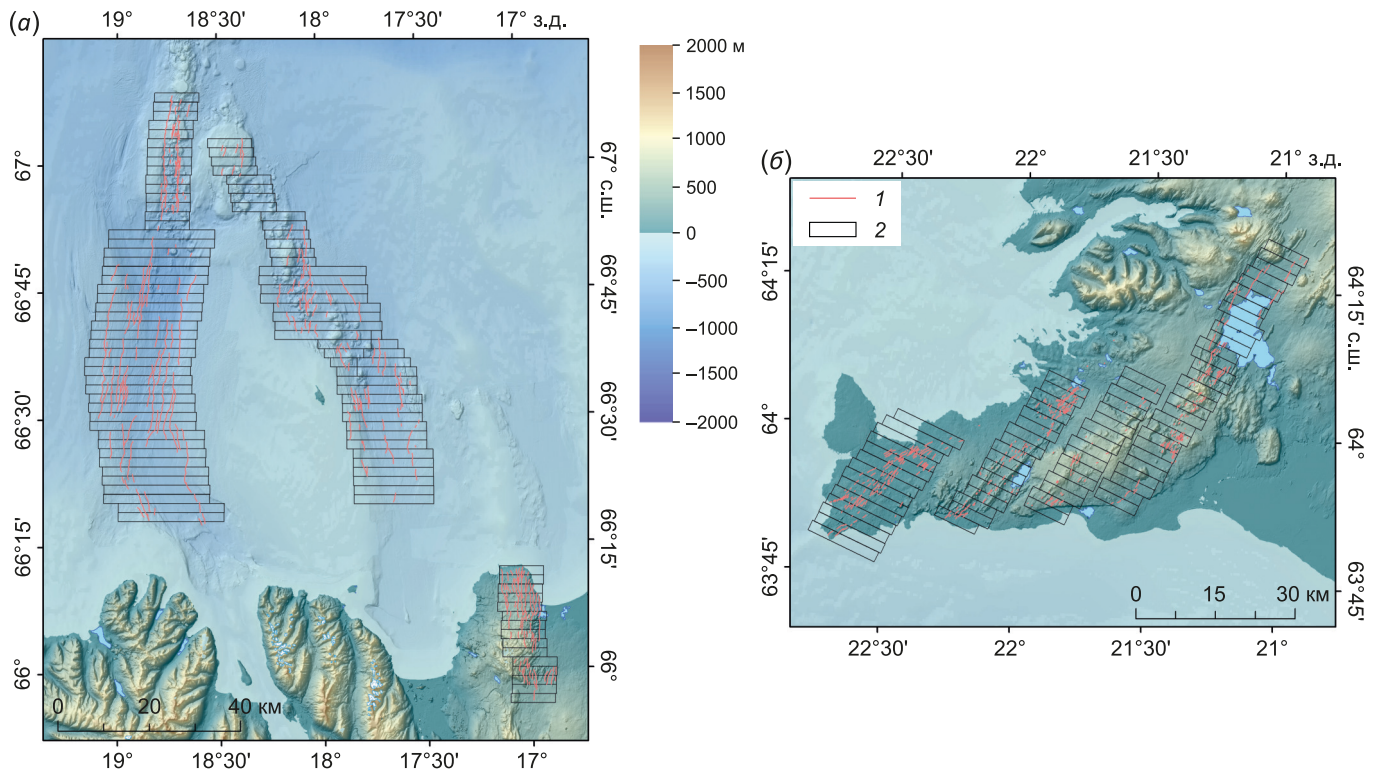


Рис. 4. Местоположение профилей через структуры: (а) – трансформной зоны Тьёрнес; (б) – Рейкьянесской РЗ. 1 – выявленные сбросовые уступы, 2 – профили через структуры.
Fig. 4. Position of sections over structures of (а) – Tjörnes transform zone; (б) – Reykjanes rift zone. 1 – revealed normal fault scarps, 2 – sections over structures.

по расстоянию между разломами: они имеют значительно большие значения показателя, что позволяет предположить обособленное развитие данного участка, возможно, в связи с более активным магматическим очагом о. Колбенсей, располагающимся в месте сочленения оси растяжения КР Гримсей и хр. Колбенсей. По показателю продольной кривизны (рис. 5, д) структура характеризуется наибольшими значениями среди всех структур ТЗ Тьёрнес.

Для **косого рифта Гримсей** (рис. 5 (3, 8)) выделяется две не связанных между собой группы разломов: северная приурочена к северной части северо-западного сегмента косого рифта. Для обнаруженных разломных уступов характерны низкие значения горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 5, а, б), что может быть связано с более активным вулканизмом для этого сегмента, проявленным в обширном подводном плато. Как следствие, развитие хрупких деформаций, вероятно, ограничено в пределах сегмента, или они могут быть скрыты под лавовыми покровами.

Для южной части рифта, включающей два сегмента косого рифта, горизонтальные и вертикальные амплитуды возрастают более чем в два раза, имея слабую дифференциацию. Исключением являются лишь крайние северная и южная части, где показатели резко уменьшаются. Это позволяет говорить о двустороннем продвижении косого рифта: продвигающиеся участки занимают около 30 % общей протяженности.

По показателю евклидова расстояния (рис. 5, г) между разломными уступами выделяются отдельные максимумы как на северном, так и на южном участке. Это, вероятно, связано с наличием удаленных от оси второстепенных центров растяжения, что прослеживается и по плановому расположению уступов. По длине (рис. 5, в) и продольной кривизне (рис. 5, д) разломов не наблюдается значительной дифференциации, кроме окраинных участков, что также свидетельствует в пользу двустороннего продвижения рифта.

По показателям горизонтальной, вертикальной амплитуд, длины и продольной кривизны (рис. 5, а, б, д) наблюдается 1.5–2.0-кратное превышение уступов восточного фланга над западным. Для евклидова расстояния (рис. 5, г) характерна обратная ситуация. Это свидетельствует о значительном уменьшении деформаций на западном фланге по сравнению с восточным, вероятно, за счет влияния перекрытия структуры с хр. Колбенсей и рифтом Эйяфьядараудль.

Рифт Эйяфьядараудль (рис. 5 (2, 7)) характеризуется максимальными значениями горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 5, а, б) в центральной части. К окраинным частям наблюдается постепенное уменьшение значений, что позволяет предположить формирование главного центра растяжения в центральной части, от которой деформации распространяются к северу и к югу. Это также соотносится и с областями наибольшей плотности микроземлетрясений. Вероятно, в

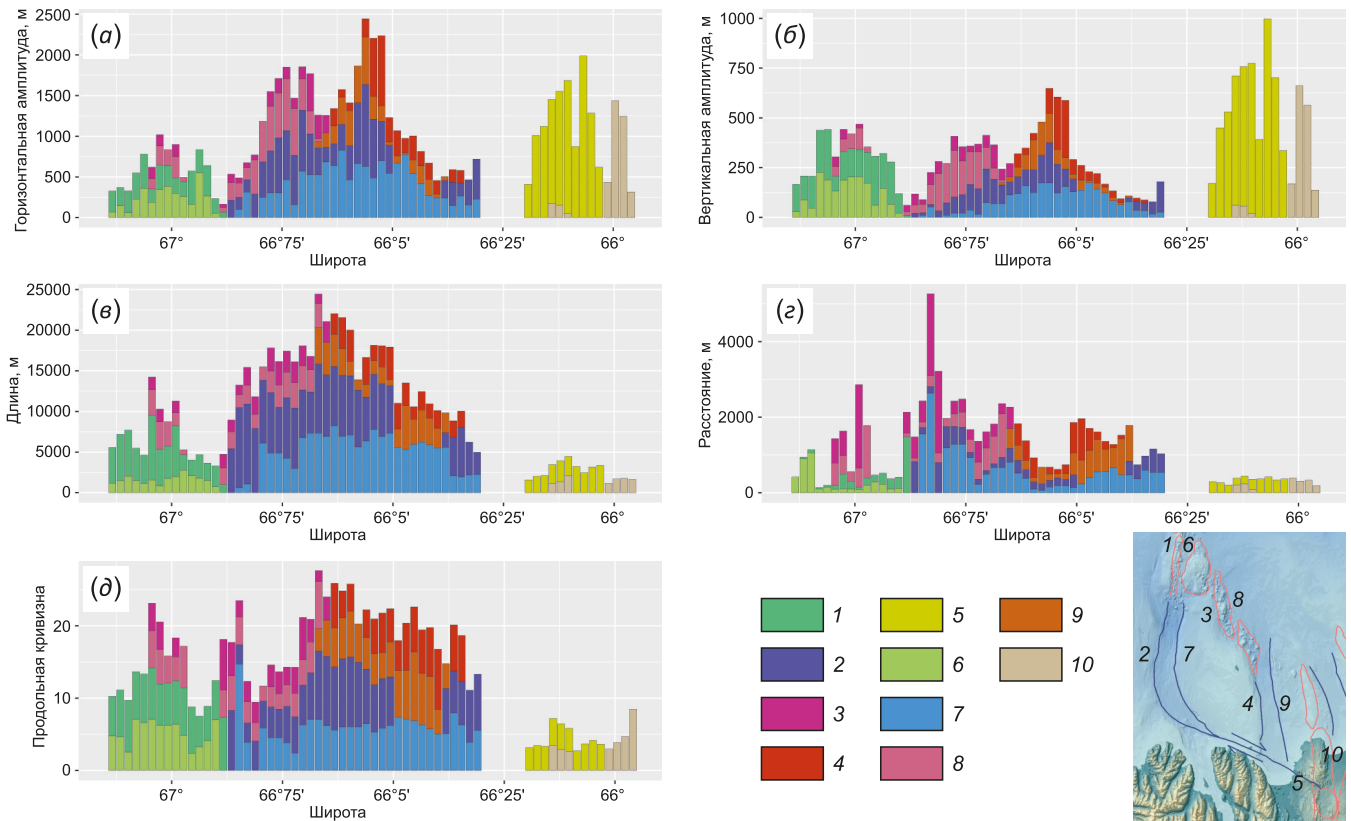


Рис. 5. Изменение параметров сбросовых уступов ТЗ Тьёрнес. (а) – суммарная горизонтальная амплитуда; (б) – суммарная вертикальная амплитуда; (в) – среднее арифметическое длин; (г) – среднее арифметическое евклидова расстояния; (д) – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны. Сбросовые уступы: 1–5 – восточного падения, 6–10 – западного падения: 1, 6 – хр. Колбенсей, 2, 7 – рифт Эйяфьярдарудль, 3, 8 – КР Гримсей, 4, 9 – рифт Скьяулфанди, 5, 10 – ВС Тейстарейкир. Обозначения на карте-врезке соответствуют условным обозначениям графиков.

Fig. 5. Tjörnes transform zone normal fault scarps parameters variations. (a) – sum heave; (б) – sum throw; (в) – arithmetic mean of length; (г) – arithmetic mean of Euclidean distance; (д) – arithmetic mean of maximal modulus of profile curvature. Normal fault scarps of 1–5 – eastern dip, 6–10 – western dip: 1, 6 – Kolbeinsey ridge, 2, 7 – Eyjafjardarull rift, 3, 8 – Grímsey oblique rift, 4, 9 – Skjálfandi rift, 5, 10 – Theistareykir volcanic system. Annotations at the map insert correspond to graphs’ legend.

настоящее время рифт развивается как самостоятельная структура, тогда как в прошлом он формировался как результат продвижения хр. Колбенсей в южном направлении, о чем свидетельствуют и наибольшие глубины северной части рифта. Изменение геодинамической обстановки могло произойти вследствие формирования перекрытия с восточной ветвью ТЗ Тьёрнес.

По показателям длины и продольной кривизны (рис. 5, в, д) не наблюдается значительных различий, что может быть объяснено приблизительно одинаковым возрастом заложения и скоростями развития разломов на всем протяжении рифта.

Асимметрия по разломам восточного и западного падения прослеживается лишь в северной части рифта, перекрывающейся с КР Гримсей: наблюдаются превышения показателей западного фланга над восточным в 1.5–2.0 раза, что согласуется с аналогичным превышением восточного фланга КР Гримсей над западным. Иными словами, периферийные участки структур взаимно компенсируют друг друга, обеспечивая враще-

ние зажатого между ними блока микроплиты Гримсей-Тьёрнес. Вклад каждой структуры изменяется по простиранию от 30 до 50 %.

Отдельно обращает на себя внимание южный участок рифта, где от 66.4 до 66.5° с.ш. отсутствуют разломные уступы восточного падения, что можно объяснить примыканием к западному флангу рифта Эйяфьярдарудль более древнего, неактивного в настоящее время рифта Скаги.

Для **рифта Скьяулфанди** (рис. 5 (4, 9)) обнаруживается значительное сходство с рифтом Эйяфьярдарудль. По горизонтальной и вертикальной амплитудам (рис. 5, а, б) выделяется центр растяжения в центральной части рифта, от которого значения показателей уменьшаются к периферии. Центр несколько смещен к северной части рифта, что может быть объяснено влиянием КР Гримсей и формированием единой для этих структур сдвигораздвиговой зоны. Аналогично не наблюдается значительных различий и по показателям длины и продольной кривизны (рис. 5, в, д).

Данные выводы согласуются и с асимметрией разломов восточного и западного фланга: к северу от центра растяжения показатели асимметрии соответствуют аналогичным показателям КР Гримсей, тогда как к югу наблюдается преобладание значений амплитуд для разломов восточного падения на 30–50 %, что может быть связано с влиянием разломов бассейна Эхсарфьордюр и поднятия Маунаурейяр, для которых батиметрические данные достаточного разрешения отсутствуют.

Разломы **вулканической системы Тейстарейкир** (рис. 5 (5, 10)) отличаются крайне малыми значениями длины, евклидова расстояния и продольной кривизны (рис. 5, в–д), но в то же время исключительно большими значениями горизонтальной (до 2000 м) и вертикальной (до 1000 м) амплитуд (рис. 5, а, б) и абсолютным преобладанием разломов восточного падения, что свидетельствует о наиболее интенсивных деформациях в пределах данного участка, но на современном этапе развития они являются затухающими. Это может быть объяснено вращением тектонического блока п-ова Тьёрнес за счет его положения между Северной РЗ Исландии и рифтом Скьяулфанди. Величина вращения данного блока определяется максимальными значениями горизонтальной и вертикальной амплитуд, приведенными выше. На современном этапе, с уменьшением тектонической активности южной части рифта, интенсивность разломной тектоники постепенно уменьшается.

В зоне сочленения с разломной зоной Хусавик-Бладей, напротив, наблюдается преобладание разломов западного падения, а наименьшие значения амплитуд приурочены к зоне соприкосновения с главной плоскостью разломной зоны.

Для полуострова Рейкьянес морфометрический анализ проводился в пределах каждой вулканической системы.

Крайняя западная из них, **Рейкьянес-Свартсенги** (рис. 6 (4, 8)), включает два центральных вулкана и соответствующие им семейства разломов, однако достоверно разделить их не представляется возможным. По показателям горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 6, а, б) уверенно выделяются два максимума, сопоставляемые с каждым центром растяжения соответственно. К этим же центрам приурочены небольшие максимумы продольной кривизны (рис. 6, д), что говорит о больших скоростях их формирования на современном этапе, т.е. можно предположить, что в настоящее время происходит структурное разделение двух вулканических систем. По этим же трем показателям наблюдается преобладание разломов западного падения над восточным, что может быть объяснено большим влиянием сдвиговых напряжений на западный фланг вулканической системы и, как следствие, более медленным развитием сбрососдвигов.

По показателю евклидова расстояния (рис. 6, г) выделяется крайний северный участок вулканической системы, вероятно имеющий обособленное положение

от всей вулканической системы и, возможно, связанный с влиянием сдвиговых деформаций, которые имеют наибольшее влияние в окраинных частях рифтовой зоны [Sæmundsson et al., 2020].

Вулканическая система Крисювик (рис. 6 (3, 7)) отличается меньшими в 1.3–1.5 раза показателями горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 6, а, б) по сравнению с ВС Рейкьянес-Свартсенги. Максимумы амплитуд приурочены к участку минимальных значений западной вулканической системы, что может говорить о частичной компенсации растягивающих напряжений ВС Крисювик. Исключением является наиболее северный участок вулканической системы, не перекрывающийся с ВС Рейкьянес-Свартсенги, на котором суммарные амплитуды разломов значительно превышают суммарные амплитуды разломов всей рифтовой зоны. Согласно [Sæmundsson et al., 2016], данная группа разломов заложилась еще в плейстоцене, в отличие от большинства разломов рифтовой зоны, имеющих голоценовый возраст, что и объясняет столь значительные амплитуды. Однако и в настоящее время они, по-видимому, являются активными, вероятно за счет аккомодации сдвиговых напряжений, о чем свидетельствуют высокие значения продольной кривизны.

По показателю длины разломов (рис. 6, в) выделяется южная группа, имеющая значительно большие значения при прочих схожих показателях. Возможно, это может отражать характер магматического очага, питающего дайки, по которым заложилась разломы: в южном направлении он охватывает более протяженную зону, имеет меньшие глубины и большую интенсивность магмогенерации, что также может говорить о постепенном смещении центрального вулкана в южном направлении, с чем и связана обособленность северной группы разломов, в районе которых в настоящее время магматизм не фиксируется.

Вулканическая система Бреннистейнсфьедль (рис. 6 (2, 6)) характеризуется небольшими значениями амплитуд (рис. 6, а, б) разломов по всей своей длине, а также разобщенностью отдельных групп разломов, что прослеживается по значительной дифференциации евклидова расстояния (рис. 6, г). Отдельные группы разломов отчетливо различаются по показателю длины (рис. 6, в), что позволяет предположить их независимое развитие и приуроченность к различным магматическим очагам. При этом северные группы разломов, наиболее удаленные от центрального вулкана, имеют меньшие значения продольной кривизны (рис. 6, д) и, как следствие, меньшую современную активность, что, как и в случае с ВС Крисювик, может говорить о постепенном смещении магматического очага центрального вулкана к югу. В целом, активность данной вулканической системы может быть охарактеризована как затухающая.

Вулканическая система Хейнгидль (рис. 6 (1, 5)) располагается в районе тройного соединения Хейнгидль, отделяя Южно-Исландскую сейсмическую зону,

Рейкьянскую и Западную РЗ. К югу и северу от центрального вулкана два ее участка относятся к разным рифтовым зонам, что хорошо прослеживается и по морфометрическим параметрам.

Южная часть вулканической системы имеет значительные амплитуды разломов (рис. 6, а, б) лишь вблизи центрального вулкана (64° с.ш.), где практически не перекрывается с другими вулканическими системами. К югу от этого участка амплитуды разломов резко уменьшаются, достигая наименьших значений среди всех вулканических систем.

Северная часть вулканической системы, напротив, имеет значительные амплитуды разломов (рис. 6, а, б), сопоставимые с суммарной амплитудой разломов всей Рейкьянесской РЗ, что объясняется отсутствием перекрытия вулканической системы на данном участке с другими центрами растяжения в пределах Западной РЗ. Минимальные значения амплитуды на 64.15° с.ш. связаны с озером Тингведлир, где определить морфометрические параметры разломов не представляется

возможным, однако, предположительно, по показателям амплитуды именно в этом месте они являются наибольшими. Аналогичным образом изменяются и показатели длины разломов (рис. 6, в), что также свидетельствует в пользу того, что современный центр растяжения располагается в пределах озера и развивался независимо от южной части вулканической системы. По показателю продольной кривизны (рис. 6, д) данный участок также отличается повышенными значениями, что говорит о большей активности разломов по сравнению с другими вулканическими системами.

Для ВС Крисювик, Бреннистейнсфьедль и южной части ВС Хейнгидль характерно преобладание параметров разломов восточного падения над западным, что может отражать региональную асимметрию растяжения для данных вулканических систем. Другая ситуация наблюдается для ВС Рейкьянес-Свартсенги, что было описано выше, и для северной части ВС Хейнгидль. В последнем случае преобладание параметров разломов западного падения над восточным может быть

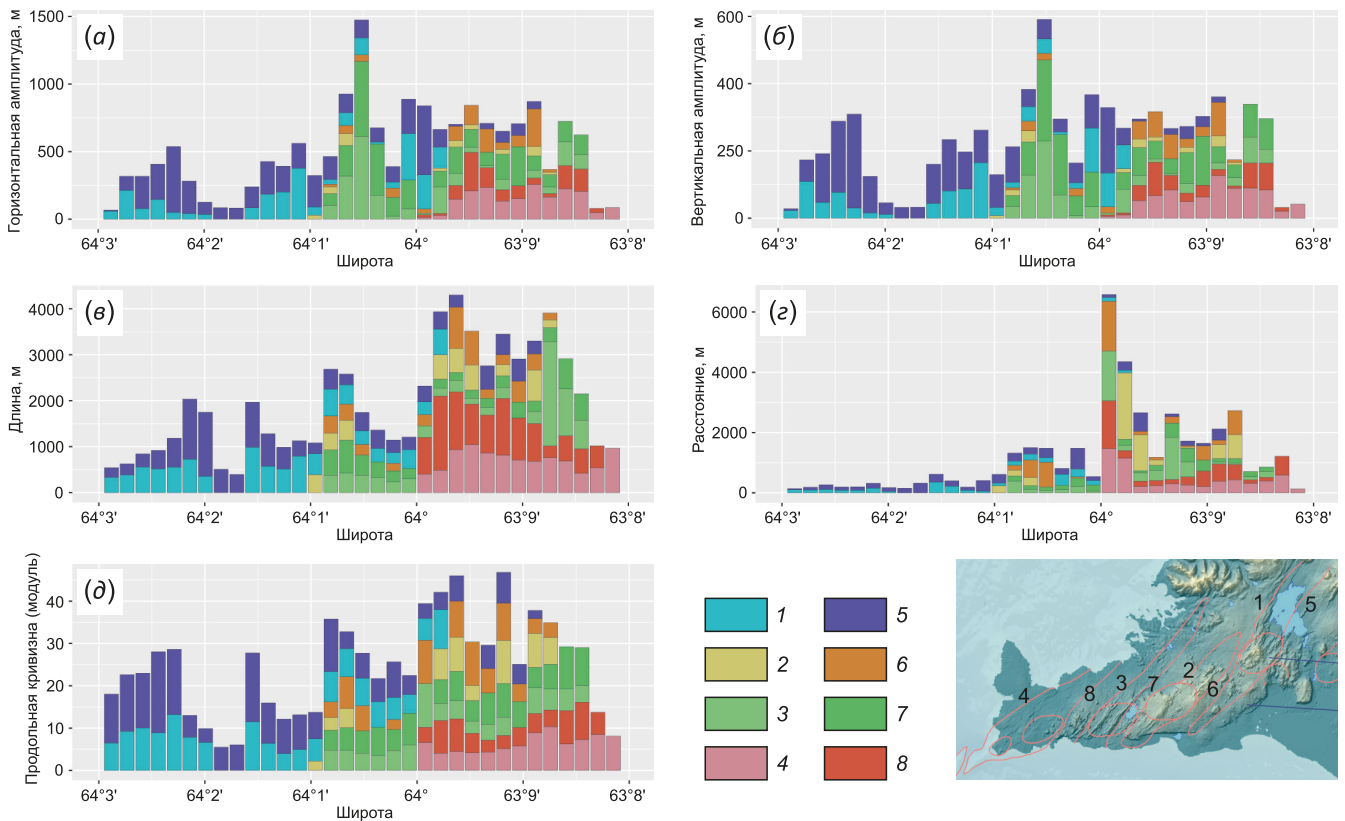


Рис. 6. Изменение параметров сбросовых уступов Рейкьянесской РЗ. (а) – суммарная горизонтальная амплитуда; (б) – суммарная вертикальная амплитуда; (в) – среднее арифметическое длины; (г) – среднее арифметическое евклидова расстояния; (д) – среднее арифметическое максимального модуля продольной кривизны. Сбросовые уступы: 1–4 – западного падения, 5–8 – восточного падения: 1, 5 – ВС Хейнгидль, 2, 6 – ВС Бреннистейнсфьедль, 3, 7 – ВС Крисювик, 4, 8 – ВС Рейкьянес-Свартсенги. Обозначения на карте-врезке соответствуют условным обозначениям графиков.

Fig. 6. Reykjanes rift zone normal fault scarps parameters variations. (а) – sum heave; (б) – sum throw; (в) – arithmetic mean of length; (г) – arithmetic mean of Euclidean distance; (д) – arithmetic mean of maximal modulus of profile curvature. Normal fault scarps of 1–4 – western dip, 5–8 – eastern dip: 1, 5 – Hengill volcanic system, 2, 6 – Brennisteinsfjöll volcanic system, 3, 7 – Krýsuvík volcanic system, 4, 8 – Reykjanes-Svartsengi volcanic system. Annotations at the map insert correspond to graphs’ legend.

связано с перекрытием Западной и Восточной РЗ и вращением блока микроплиты Хреппар. Однако выше для западной ветви ТЗ Тьёрнес при аналогичном перекрытии было показано преобладание показателей разломов восточного падения, что объясняется различным направлением вращения данных микроплит.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам проведенной работы прослеживается ряд различий в морфометрических параметрах разломов зон сочленения, однако ключевые показатели, величины амплитуд имеют схожие значения. Так, для обеих трансформных зон суммарная вертикальная амплитуда колеблется в диапазоне от 200 до 400 м с максимальными значениями до 600 м. Это свидетельствует о сопоставимости результатов, полученных по разным гипсометрическим данным, для обеих структур. Горизонтальные амплитуды имеют большую вариативность, что связано с различным строением разломной сети и различными механизмами ее образования в рыхлых и скальных породах, отмеченных выше. Свой вклад вносит и вращение блоковых структур.

Для скальных пород за пределами блоковых структур суммарные показатели горизонтальных амплитуд варьируются от 400 до 600 м. Тем не менее эти значения почти в два раза превышают теоретические значения величины растяжения при одинаковой скорости спрединга за голоцен, что может быть объяснено всплеском тектономагматической активности после дегляциации и ее затуханием на последующих этапах, что также упоминается в работах [Slater et al., 1998; Eksinchol et al., 2019]. Вероятно, в ближайшие десятки тысяч лет, как и в настоящее время, тектономагматическая активность будет пониженной для компенсации излишнего растяжения в раннем голоцене.

Для сравнения современной тектономагматической активности в пределах отдельных структур растяжения были использованы приведенные значения показателя продольной кривизны (рис. 7, а). Для оценки магматической активности была определена плотность современных вулканических построек в пределах выделенных структур (рис. 7, б) с частичным использованием данных из работы [Special Protection..., 2019].

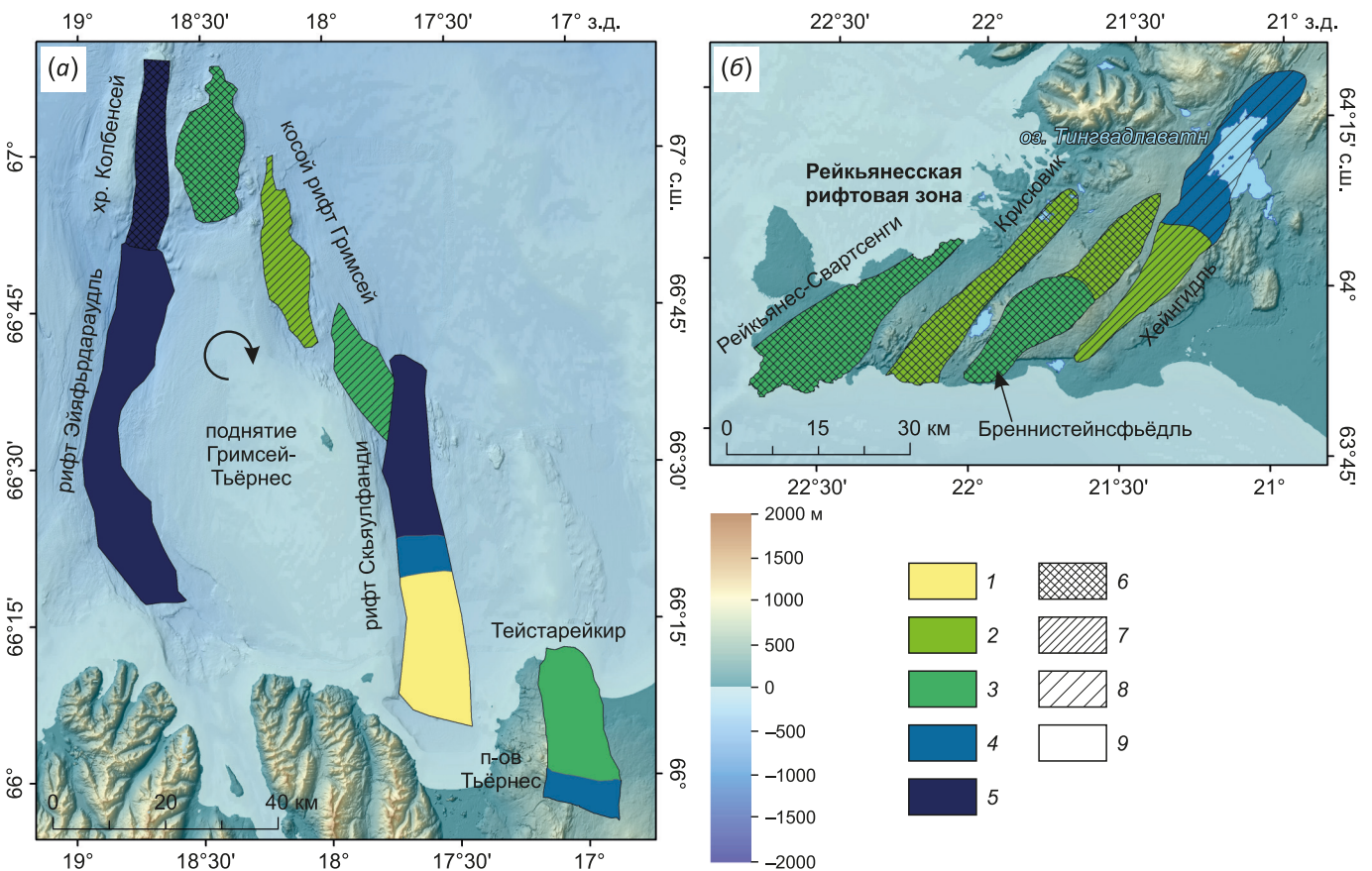


Рис. 7. Интенсивность тектономагматической активности: (а) – ТЗ Тьёрнес, (б) – Рейкьянесской РЗ. 1–5 – тектоническая активность (приведенный показатель среднего максимального модуля продольной кривизны сбросовых уступов): 1 – >5, 2 – 4–5, 3 – 3–4, 4 – 2–3, 5 – <2; 6–9 – вулканическая активность (количество вулканических построек на 1 км²): 6 – >0.2, 7 – 0.1–0.2, 8 – <0.1, 9 – 0.

Fig. 7. Tectono-magmatic activity intensity: (а) – Tjörnes transform zone, (б) – Reykjanes rift zone. 1–5 – tectonic activity (adjusted average maximal modulus of profile curvature index of normal fault scraps): 1 – >5, 2 – 4–5, 3 – 3–4, 4 – 2–3, 5 – <2, 6–9 – volcanic activity (volcanic edifices quantity per sq. km): 6 – >0.2, 7 – 0.1–0.2, 8 – <0.1, 9 – 0.

В пределах ТЗ Тьёрнес наименьший морфологический возраст разломов и, как следствие, наибольшие показатели тектонической активности характерны для хр. Колбенсей, рифта Эйяфьярдараудль и северной части рифта Скьяулфанди. Наибольшая вулканическая активность наблюдается в пределах хр. Колбенсей и северо-западной части КР Гримсей. При этом в пределах последнего она в значительной степени компенсирует тектоническую активность, выражающуюся лишь в небольшом количестве разломов, которые приурочены к отдельным вулканическим постройкам и, вероятно, связаны с изостатическими движениями при изменении магматического бюджета очага. К востоку с уменьшением вулканической активности увеличивается общее количество разломов, однако их морфологический возраст не увеличивается, а несколько уменьшается, что может говорить о значительной компенсации напряжений за счет рифта Эйяфьярдараудль, который в отсутствие магматической активности имеет показатели тектонической активности, сопоставимые с хр. Колбенсей.

Отличие от рифта Эйяфьярдараудль, рифт Скьяулфанди имеет затухающую тектоническую активность в южном направлении. В северной части столь высокая активность, вероятно, связана с его включением в структуру КР Гримсей в условиях отсутствия магматической активности. Отсутствие разломов в южной части рифта может быть связано с перекрывающимися структурами вулканического поднятия Маунаурейяр и бассейна Эхсарфьордюр, в пределах которых аккомодация напряжений может обеспечиваться как за счет тектоники, так и за счет магматизма. Однако ввиду отсутствия исчерпывающих батиметрических данных соответствующие выводы не могут быть получены.

На крайнем юге восточной ветви ТЗ Тьёрнес наблюдаются относительно низкие показатели тектонической активности при отсутствии магматизма, однако значительные амплитуды разломов свидетельствуют о существенно больших показателях в прошлом, связанных с вращением тектонического блока п-ова Тьёрнес между ВС Тейстарейкир и рифтом Скьяулфанди. Вероятно, в настоящее время происходит процесс упрощения структуры восточной ветви трансформной зоны, при котором перекрытия постепенно заменяются более простыми соединениями с формированием единой эшелонированной трансформной зоны, сходной со структурой КР Гримсей и Рейкьянесской РЗ.

Аналогичные процессы, по-видимому, характерны и для всей ТЗ Тьёрнес: западная ветвь, не имеющая непосредственной связи с магматическим очагом Северной РЗ, продвигающейся в северном направлении [Martin et al., 2011], в настоящее время является отмирающей. С неравномерным продвижением Северной РЗ может быть связано и формирование столь широкой зоны аккомодации сдвиговых деформаций, включающих в себя как магматические, так и амагматические структуры, причем последние, как было показано

выше, заложились на месте аналогичных магматических структур, имевших связь с магматическими очагами хр. Колбенсей и Северной РЗ. Схожие выводы были получены и в результате физического моделирования [Grokholksky et al., 2023].

Для п-ова Рейкьянес наибольшая тектоническая активность обнаруживается для ВС Рейкьянес-Свартсенги и северной части ВС Хейнгидль, не относящейся к Рейкьянесской РЗ. Показатели вулканической активности в целом слабо дифференцированы, лишь для ВС Хейнгидль наблюдаются значительно меньшие значения плотности вулканических построек.

В целом, как и в случае с КР Гримсей, отмечается уменьшение параметров тектономагматической активности с запада на восток, также происходящее неравномерно. Это может быть объяснено связью трансформной зоны с магматическим очагом хр. Рейкьянес. При этом наблюдается развитие Рейкьянесской РЗ, независимое от Западной РЗ.

Значительно более узкая зона аккомодации сдвиговых деформаций, по-видимому, связана с более стабильным пространственно-временным положением соединяемых ею хр. Рейкьянес и Западной РЗ, не находящихся, в отличие Северной РЗ, на прямом пути распространения термических импульсов Исландского плюма вдоль оси растяжения. Это позволило осуществить формирование Рейкьянесской РЗ под малыми углами относительно направления растяжения (10–15°) в отличие от КР Гримсей (35°).

В настоящее время наблюдается постепенное смещение главного центра растяжения рифтовой зоны в южном направлении, что также соотносится со смещением к югу области сдвиговых деформаций Южно-Исландской сейсмической зоны и, предположительно, связано с продвижением в южном направлении Восточной РЗ под влиянием термических импульсов Исландского плюма [Khodayar et al., 2020]. При этом расширение зоны деформаций практически не наблюдается: исключением являются лишь реактивизированные сдвиговыми напряжениями сбросы северной части ВС Крисювик.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение структур северной и южной зоны сочленения рифтов Исландии и прилегающих спрединговых хребтов на основе морфометрического анализа разломных уступов позволило сделать следующие выводы:

1. Столь значительные различия в строении трансформных зон обуславливаются различной пространственно-временной стабильностью прилегающих спрединговых сегментов и степенью взаимодействия структур каждой зоны с магматическими очагами этих сегментов.

2. Суммарная величина голоценового растяжения для рифтовых сегментов обеих трансформных зон в 1.5–2.0 раза превышает теоретические значения, что предполагает существенные изменения в скорости

спрединга в послеледниковье и объясняется резкой активизацией тектономагматических процессов при снятии ледниковой нагрузки.

3. В настоящее время обе трансформные зоны претерпевают кинематическую реорганизацию, связанную с продвижением рифтовых трещин Северной и Восточной РЗ под влиянием термических импульсов Исландского плюма.

4. На современном этапе развития ТЗ Тьёрнес становится менее сложноустроенной, что прослеживается на разных иерархических уровнях: растяжение в пределах западной ветви постепенно уменьшается, тогда как восточная ветвь увеличивает свою активность и может остаться единственной активной ветвью. На более мелком уровне наблюдается прекращение активности блоковых структур, возникших при перекрытии двух независимых центров растяжения.

5. Для современных амагматических структур ТЗ Тьёрнес характерна унаследованность от более древних, магматически активных, структур, заложившихся в непосредственной связи с тектономагматической активностью прилегающих рифтовых зон. В настоящее время эти структуры развиваются независимо от них.

6. Современное смещение оси Рейкьянесской РЗ в южном направлении могло стать важным фактором, обусловившим активный вулканизм в пределах данной трансформной зоны, располагающейся под малыми углами наклона к растяжению, за счет увеличения компоненты растяжения и, как следствие, повышенной генерации расплава. Для схожей по степени наклона оси разломной зоны Хусавик-Блатей современный магматизм не характерен, однако имеются указания на его проявления в прошлом [Khodayar, Björnsson, 2018], возможно при участии аналогичного процесса.

Таким образом, геодинамический режим обеих трансформных зон определяется не столько кинематическими различиями прилегающих спрединговых хребтов и рифтовых зон, сколько частыми и значительными изменениями тектономагматической активности последних, связанных с периодическими изменениями активности Исландского плюма. Это, в свою очередь, определяет стабильность структурного плана самих трансформных зон и активность каждой отдельной структуры в зависимости от ее положения относительно прилегающих рифтовых зон.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

В.А. Боголюбский – создание методики и проведение морфометрического анализа, интерпретация результатов, подготовка рисунков, написание текста. Е.П. Дубинин – создание методики морфометрического анализа, интерпретация результатов, написание и редакция текста.

Viacheslav Bogoliubskii – creation and realization of the method of morphometric analysis, result interpretation, figure creation, text writing. Evgeny Dubinin – creation

of the method of morphometric analysis, result interpretation, text writing and editing.

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Bergerat F., Angelier J., 2000. The South Iceland Seismic Zone: Tectonic and Seismotectonic Analyses Revealing the Evolution from Rifting to Transform Motion. *Journal of Geodynamics* 29 (3–5), 211–231. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00046-0](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00046-0).

Bergerat F., Angelier J., Verrier S., 1999. Tectonic Stress Regimes, Rift Extension and Transform Motion: The South Iceland Seismic Zone. *Geodinamica Acta* 12 (5), 303–319. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(00\)87047-3](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(00)87047-3).

Brandsdóttir B., Hooft E.E.E., Mjelde R., Murai Y., 2015. Origin and Evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16 (3), 612–634. <https://doi.org/10.1002/2014GC005540>.

Clifton A.E., Paglia C., Jónsdóttir J.F., Eythorsdóttir K., Vogfjörð K., 2003. Surface Effects of Triggered Fault Slip on Reykjanes Peninsula, SW Iceland. *Tectonophysics* 369 (3–4), 145–154. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)0201-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)0201-4).

DeMets C., Gordon R., Argus D., 2010. Geologically Current Plate Motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.

Einarsson P., 2008. Plate Boundaries, Rifts and Transforms in Iceland. *Jökull* 58 (1), 35–58. <http://doi.org/10.33799/jokull2008.58.035>.

Einarsson P., Brandsdóttir B., Hjartardóttir Á.R., 2016. The Seismogenic Fracture Systems of the Tjörnes Fracture Zone. In: Workshop on Earthquakes in North Iceland International. Proceedings of a Workshop in Husavik (May 31 – June 3, 2016), p. 11–13.

Eksinhol I., Rudge J.F., Maclennan J., 2019. Rate of Melt Ascent beneath Iceland from the Magmatic Response to Deglaciation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20 (6), 2585–2605. <https://doi.org/10.1029/2019GC008222>.

Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A., 1999. Quantifying Tectonic Strain and Magmatic Accretion at a Slow-Spreading Ridge Segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104 (B5), 10421–10437. <https://doi.org/10.1029/1998JB900097>.

Garcia S., Dhont D., 2005. Structural Analysis of the Húsavík-Flatey Transform Fault and Its Relationships with the Rift System in Northern Iceland. *Geodinamica Acta* 18 (1), 31–41. <https://doi.org/10.3166/ga.18.31-41>.

Grokholsky A.L., Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P., 2023. Conditions of the Formation and Evolution of the Tjörnes Transform Zone on the Basis of Physical Modelling, *Izvestiya*.

Physics of the Solid Earth 59 (2), 267–282. <https://doi.org/10.1134/S1069351322060040>.

Gudmundsson A., 1987. Geometry, Formation and Development of Tectonic Fractures on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland. *Tectonophysics* 139 (3–4), 295–308. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90103-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90103-X).

Haimson B.C., Voight B., 1977. Crustal Stress in Iceland. *Pure and Applied Geophysics* 115, 153–190. <https://doi.org/10.1007/BF01637102>.

Hilley G.E., DeLong S., Prentice C., Blisniuk K., Arrow-smith J.R., 2010. Morphologic Dating of Fault Scarps Using Airborne Laser Swath Mapping (ALSM) Data. *Geophysical Research Letters* 37 (4), L04301. <https://doi.org/10.1029/2009GL042044>.

Hjartardóttir Á.R., Einarsson P., 2021. Tectonic Position, Structure, and Holocene Activity of the Hofsjökull Volcanic System, Central Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 417, 107277. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107277>.

Howell S., Ito G., Behn M., Martinez F., Olive J.-A., Escartin J., 2016. Magmatic and Tectonic Extension at the Chile Ridge: Evidence for Mantle Controls on Ridge Segmentation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17 (6), 2354–2373. <https://doi.org/10.1002/2016GC006380>.

Karson J.A., Brandsdóttir B., Einarsson P., Sæmundsson K., Farrell J.A., Horst A.J., 2019. Evolution of Migrating Transform Faults in Anisotropic Oceanic Crust: Examples from Iceland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 56 (12), 1297–1308. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0260>.

Keiding M., Lund B., Árnadóttir T., 2009. Earthquakes, Stress, and Strain along an Obliquely Divergent Plate Boundary: Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114 (B9), B09306. <https://doi.org/10.1029/2008JB006253>.

Khodayar M., Björnsson S., 2018. Structures and Styles of Deformation in Rift, Ridge, Transform Zone, Oblique Rift and a Microplate Offshore/Onshore North Iceland. *International Journal of Geosciences* 9 (8), 461–511. <https://doi.org/10.4236/ijg.2018.98029>.

Khodayar M., Björnsson S., Guðnason E.Á., Níelsson S., Axelsson G., Hickson C., 2018. Tectonic Control of the Reykjanes Geothermal Field in the Oblique Rift of SW Iceland: From Regional to Reservoir Scales. *Open Journal of Geology* 8 (3), 333–382. <https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83021>.

Khodayar M., Björnsson S., Víkingsson S., Jónsdóttir G.S., 2020. Unstable Rifts, a Leaky Transform Zone and a Microplate: Analogues from South Iceland. *Open Journal of Geology* 10 (4), 317–367. <https://doi.org/10.4236/ojg.2020.104017>.

Kokhan A.V., 2013. Morphology of the Rift Zones of Ultra-Slow Spreading (the Reykjanes, Knipovich and Gakkell Ridges). *Moscow University Bulletin. Series 5. Geography* 2, 61–69 (in Russian) [Кохан А.В. Морфология рифтовых зон ультрамедленного спрединга (хребты Рейкьянес, Книповича и Гаккеля) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2013. № 2. С. 61–69].

Kokhan A.V., Dubinin E.P., 2017. Specific Features of Morphostructural Segmentation in the Rift Zone of the South-

East Indian Ridge in the Areas of Mantle Thermal Anomalies. *Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography* 6, 44–54 (in Russian) [Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2017. № 6. С. 44–54].

Kokhan A.V., Dubinin E.P., Grokholskiy A.L., 2012. Geodynamic Features of Structure Forming in Arctic and Polar Atlantic Spreading Ridges of the Arctic and Polar Atlantic. *Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center"*. *Earth Sciences* 1 (19), 59–77 (in Russian) [Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 59–77].

Kolbeinseyjarhryggur and Adjacent Area, Multibeam Measurements. Project of Marine and Freshwater Research Institute in Iceland, 2004. Available from: <https://www.hafogvatn.is> (Last Accessed October 1, 2021).

Kristjánadóttir S., Guðnason E.Á., Ágústsson K., Ágústsdóttir Th., 2019. Hverahlíð, Hengill Area: Detailed Analysis of Seismic Activity from December 2016 to December 2019. Report, ÍSOR-2019/051. Iceland GeoSurvey, Reykjavík, 54 p.

Le Breton L., Cobbold P.R., Dauteil O., Lewis G., 2012. Variations in Amount and Direction of Seafloor Spreading along the Northeast Atlantic Ocean and Resulting Deformation of the Continental Margin of Northwest Europe. *Tectonics* 31 (5), TC5006. <https://doi.org/10.1029/2011TC003087>.

Lupi M., Geiger S., Graham C.M., 2011. Numerical Simulations of Seismicity-Induced Fluid Flow in the Tjörnes Fracture Zone, Iceland. *Journal of Geophysical Research* 116 (B7), B07101. <https://doi.org/10.1029/2010jb007732>.

Magnúsdóttir S., Brandsdóttir B., Driscoll N., Detrick R., 2015. Postglacial Tectonic Activity within the Skjálfandadjúp Basin, Tjörnes Fracture Zone, Offshore Northern Iceland, Based on High Resolution Seismic Stratigraphy. *Marine Geology* 367, 159–170. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.06.004>.

Martin E., Paquette J.L., Bosse V., Rufflet G., Tiepolo M., Sigmarsson O., 2011. Geodynamics of Rift–Plume Interaction in Iceland as Constrained by New ⁴⁰Ar/³⁹Ar and in situ U–Pb Zircon Ages. *Earth and Planetary Science Letters* 311 (1–2), 28–38. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.036>.

Martinez F., Hey R., Höskuldsson Á., 2020. Reykjanes Ridge Evolution: Effects of Plate Kinematics, Small-Scale Upper Mantle Convection and a Regional Mantle Gradient. *Earth-Science Review* 206, 102956. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102956>.

Metzger S., Jónsson S., Danielsen G., Hreinsdóttir H., Jouanne F., Giardini D., Villemin T., 2013. Present Kinematics of the Tjörnes Fracture Zone, North Iceland, from Campaign and Continuous GPS Measurements. *Geophysical Journal International* 192 (2), 441–455. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs032>.

Mjelde R., Breivik A.J., Raum T., Mittelstaedt E., Ito G., Faleide J.I., 2008. Magmatic and Tectonic Evolution of the North Atlantic. *Journal of the Geological Society* 165 (1), 31–42. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-018>.

Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T., 2021. Catalogue of Icelandic Volcanoes. Available from: <http://icelandicvolcanoes.is> (Last Accessed October 1, 2021).

Parameswaran R.M., Thorbjarnardóttir B.S., Stefánsson R., Bjarnason I.T., 2020. Seismicity on Conjugate Faults in Ölfus, South Iceland: Case Study of the 1998 Hjalli-Ölfus Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125 (8), e2019JB019203. <https://doi.org/10.1029/2019JB019203>.

Parnell-Turner A.N., White N.J., Maclennan J., Henstock T.J., Murton B. J., Jones S.M., 2013. Crustal Manifestations of a Hot Transient Pulse at 60 °N beneath the Mid-Atlantic Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 363, 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.030>.

Pedersen G.B.M., Belart J.M.C., Óskarsson B.V., Guðmundsson M.T., Gies N., 2022. Volume, Effusion Rate, and Lava Transport during the 2021 Fagradalsfjall Eruption: Results from Near Real-Time Photogrammetric Monitoring. *Geophysical Research Letters* 49 (13), e2021GL097125. <https://doi.org/10.1029/2021GL097125>.

Pedersen R., Grosse P., Guðmundsson M.T., 2020. Morphometry of Glaciovolcanic Edifices from Iceland: Types and Evolution. *Geomorphology* 370, 107334. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107334>.

Pedersen R., Sigmundsson F., Masterlark T., 2009. Rheologic Controls on Inter-Rifting Deformation of the Northern Volcanic Zone, Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 281 (1–2), 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.02.003>.

Perlt J., Heinert M., 2006. Kinematic Model of the South Icelandic Tectonic System. *Geophysical Journal International* 164 (1), 168–175. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02795.x>.

Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M. et al., 2018. ArcticDEM. Version 3. <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>.

Radaideh O.M.A., Grasemann B., Melichar R., Mosar J., 2016. Detection and Analysis of Morphotectonic Features Utilizing Satellite Remote Sensing and GIS: An example in SW Jordan. *Geomorphology* 275, 58–79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.033>.

Rögnvaldsson S.T., Guðmundsson Á., Slunga R., 1998. Seismotectonic Analysis of the Tjörnes Fracture Zone, an Active Transform Fault in North Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B12), 30117–30129. <https://doi.org/10.1029/98JB02789>.

Ruedas T., Marquart G., Schmeling H., 2007. Iceland: The Current Picture of a Ridge-Centred Mantle Plume. In: J.R.R. Ritter, U.R. Christensen (Ed.), *Mantle Plumes – A Multi-disciplinary Approach*. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 71–126. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68046-8_3.

Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Friðleifsson G.Ó., 2020. Geology and Structure of the Reykjanes Volcanic System, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 391, 106501. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.022>.

Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Hjartarson Á., Kaldal I., Kristinsson S.G., Víkingsson S., 2016. Geological Map of Southwest Iceland. 1:100000. Second Edition. Reykjavík, Iceland GeoSurvey.

Slater L., Jull M., McKenzie D., Gronvöld K., 1998. Deglaciation Effects on Mantle Melting under Iceland: Results from the Northern Volcanic Zone. *Earth and Planetary Science Letters* 164 (1–2), 151–164. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00200-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00200-3).

Special Protection of Ecological Systems and Geoheritage. 1:50000, 2019. Icelandic Institute of Natural History, Reykjavík.

Stefánsson R., Guðmundsson G.B., Halldorsson P., 2008. Tjörnes Fracture Zone. New and Old Seismic Evidences for the Link between the North Iceland Rift Zone and the Mid-Atlantic Ridge. *Tectonophysics* 447 (1–4), 117–126. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.09.019>.

Tibaldi A., Bonali F.A., Pasquaré Mariotto F.A., 2016. Interaction between Transform Faults and Rift Systems: A Combined Field and Experimental Approach. *Frontiers in Earth Science* 4, 33. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00033>.

Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J., Brandsdóttir B., Keir D., Pedersen R., Ayele A., Ebinger C., Einarsson P., Lewi E., Calais E., 2012. Geophysical Constraints on the Dynamics of Spreading Centres from Rifting Episodes on Land. *Nature Geoscience* 5, 242–250. <https://doi.org/10.1038/ngeo1428>.

Yeo I.A., Devey C.W., LeBas T.P., Augustin N., Steinführer A., 2016. Segment-Scale Volcanic Episodicity: Evidence from the North Kolbeinsey Ridge, Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 439, 81–87. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.029>.

Young K.D., Orkan N., Jancin M., Sæmundsson K., Voight B., 2020. Major Tectonic Rotation along an Oceanic Transform Zone, Northern Iceland: Evidence from Field and Paleomagnetic Investigations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 391, 106499. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.020>.