

МОРФОЛОГИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТА РЕЙКЬЯНЕС С РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ ИСЛАНДИИ

© 2024 А.А. Лукашов¹, В.А. Боголюбский^{2,3}, Е.П. Дубинин^{1,2,3}

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, 119991, e-mail: smoluk@yandex.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия, 119991, e-mail: bogolubskiyv@yandex.ru

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, Россия, 119991, e-mail: edubin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 02.05.2024; после доработки 09.07.2024; принята в печать 25.09.2024

Область сочленения подводного хребта Рейкьянес и рифтовых зон Исландии, Рейкьянесская рифтовая зона, — является уникальной по строению трансформной зоной, сформированной в условиях взаимодействия мантийного плюма и срединно-океанического хребта. Её морфоструктура представлена серией эшелонированных вулканических систем, отличающихся косым растяжением. Современный тектонический и вулканический рельеф сформирован практически полностью в голоцене: предшествующие формы были переработаны или разрушены экзарацией позднеплейстоценового оледенения. Морфология рифтовой зоны является переходной между хребтом Рейкьянес и прилегающей с северо-востока Западной рифтовой зоной. В отличие от хребта Рейкьянес вулканическая активность сосредоточена не в осевых вулканических хребтах, а приурочена к отдельным эруптивным центрам, представленными трещинными вулканами. Центральные вулканы, в отличие от Западной рифтовой зоны, в рельефе не проявляются. Тектоническая активность, напротив, возрастает при удалении от хребта Рейкьянес. Наибольших размеров разломные уступы достигают в пределах Западной рифтовой зоны. В то же время, тектонический и вулканический рельеф Рейкьянесской рифтовой зоны находятся в парагенетической ассоциации, проявляясь последовательно в ходе эпизодов рифтогенеза.

Ключевые слова: Исландия, рифтовые зоны, полуостров Рейкьянес, тектоно-магматическая активность, вулканизм.

ВВЕДЕНИЕ

Исландия расположена в северной, наиболее молодой части Атлантического океана. Несмотря на то, что провинция сравнительно хорошо исследована (Геншафт, Салтыковский, 1999; Милановский и др., 1979; Foulger et al., 2003; Ruedas et al., 2007 и др.), сохраняют свою актуальность вопросы, связанные с пониманием геодинамической природы рельефа Исландской провинции и прилегающих акваторий и его пространственно-временной эволюции.

Исландия представляет собой уникальный пример выхода спредингового сегмента, части Срединно-Атлантического хребта, на островную сушу (Геншафт, Салтыковский, 1999). Она является частью Северо-Атлантической

крупной магматической провинции, возникшей под влиянием Исландского плюма. Именно он за счет своего термического влияния вызвал повышенную генерацию расплава в верхней мантии. Расположение о. Исландия в осевой зоне срединно-океанического хребта привело к излиянию беспрецедентного объема базальтовой магмы и образованию океанической земной коры с несвойственной ей мощностью, оцениваемой величиной до 42 км (Foulger et al., 2003). Однако, до сих пор нет единого мнения относительно мощности земной коры, которая в значительной степени определяет протекание процессов спрединга, развития трансформных зон и морфолитогенеза в их пределах (Foulger et al., 2003; Ruedas et al., 2007). Термическое расширение коры и ее аномальная толщина являются

причиной масштабного воздымания Исландской магматической провинции (рис. 1) над уровнем моря до 2110 м абс. выс. (Whaley, 2010).

Образование такой аномалии рельефа объясняется плюм-плейт-тектоникой, объединяющей спрединговые процессы с активным воздействием плюма (Ruedas et al., 2007; Whaley, 2010). К настоящему моменту не существует общепринятой точки зрения как на хронологию эволюции геометрии рифтовых и сдвиговых зон, так и на процессы, определяющие их развитие (Benediktsdóttir et al., 2012; Karson, 2016).

Исландия выделяется нехарактерными морфоструктурами трансформных зон, которые отличаются как от типичных океанических трансформных разломов, так и от континентальных сдвиговых зон. Развитие трансформных зон во многом зависит от эволюции рифтовых структур в пределах Исландской магматической провинции. В частности, с периодами пульсации Исландского плюма связываются перескоки рифтов (Benediktsdóttir et al., 2012; Karson, 2016). Наибольший интерес представляют различающиеся по своему строению и морфологии зоны сочленения хребтов Рейкьянес (на юго-западе) и Колбенсей (на севере) (рис. 2) с магматической провинцией (Grant, Kattenhorn, 2004; Khodayar, Björnsson, 2018). Экзогенные процессы, в особенности — плейстоценовые оледенения, маскируют влияние эндогенных процессов и существенно преобразуют изначальный тектонический и магматический рельеф (Whaley, 2010).

Целью настоящей работы является выявление факторов эндогенного и экзогенного рельефообразования, определяющих современную морфологию зоны сочленения Срединно-Атлантического хребта и островной суши.

РЕЛЬЕФ И ГЕОДИНАМИКА ПОДВОДНОГО ХРЕБТА РЕЙКЬЯНЕС

Наиболее северная в Атлантическом океане морфотектоническая провинция простирается к северу от трансформного разлома Чарли-Гиббс (рис. 1) до сочленения подводных хребтов Книповича и Гаккеля (Кохан, 2012а). Она моложе других провинций Атлантики: ее формирование началось в конце палеоцена (60–58 млн лет

назад) и проходит в условиях ультрамедленного спрединга ($V < 20$ мм в год) (Hjartarson et al., 2017).

Между хребтами Рейкьянес и Колбенсей выделяется единая Северо-Атлантическая крупная магматическая провинция, объединяющая Исландию, Гренландско-Исландский и Исландско-Фарерский пороги (рис. 1), простирающиеся субпараллельно направлению спрединга. Перечисленные морфоструктуры сложены преимущественно базальтами, излившимися от 55 млн лет назад до настоящего времени (Hjartarson et al., 2017). В рельефе дна магматическая провинция выражается в виде значительных поднятий (Hjartarson et al., 2017).

Собственно, Исландия представляет собой крупную магматическую провинцию неогенового возраста (Foulger et al., 2003), сформированную на оси спредингового хребта под воздействием Исландского плюма, который в значительной степени оказал и продолжает оказывать влияние на формирование морфоструктур Северной Атлантики. Система спрединговых хребтов включает как активные сегменты (хребты Рейкьянес, Колбенсей, Мона, Книповича), так и отмершие (хребет Эгир), слабо выраженные в рельефе (рис. 1). Все хребты отличаются косым спредингом, они отличаются возрастом своего образования и современным морфоструктурным планом. Исландия разделяет два крупных спрединговых сегмента: хребты Рейкьянес и Колбенсей (Кохан и др., 2012а).

Хребет Рейкьянес — наиболее южный из всех — расположен между трансформным разломом Чарли-Гиббс и о. Исландия (рис. 1). Хребет имеет простираение 36° , наклонное к направлению растяжения, вектор которого составляет 99° (Кохан и др., 2012б).

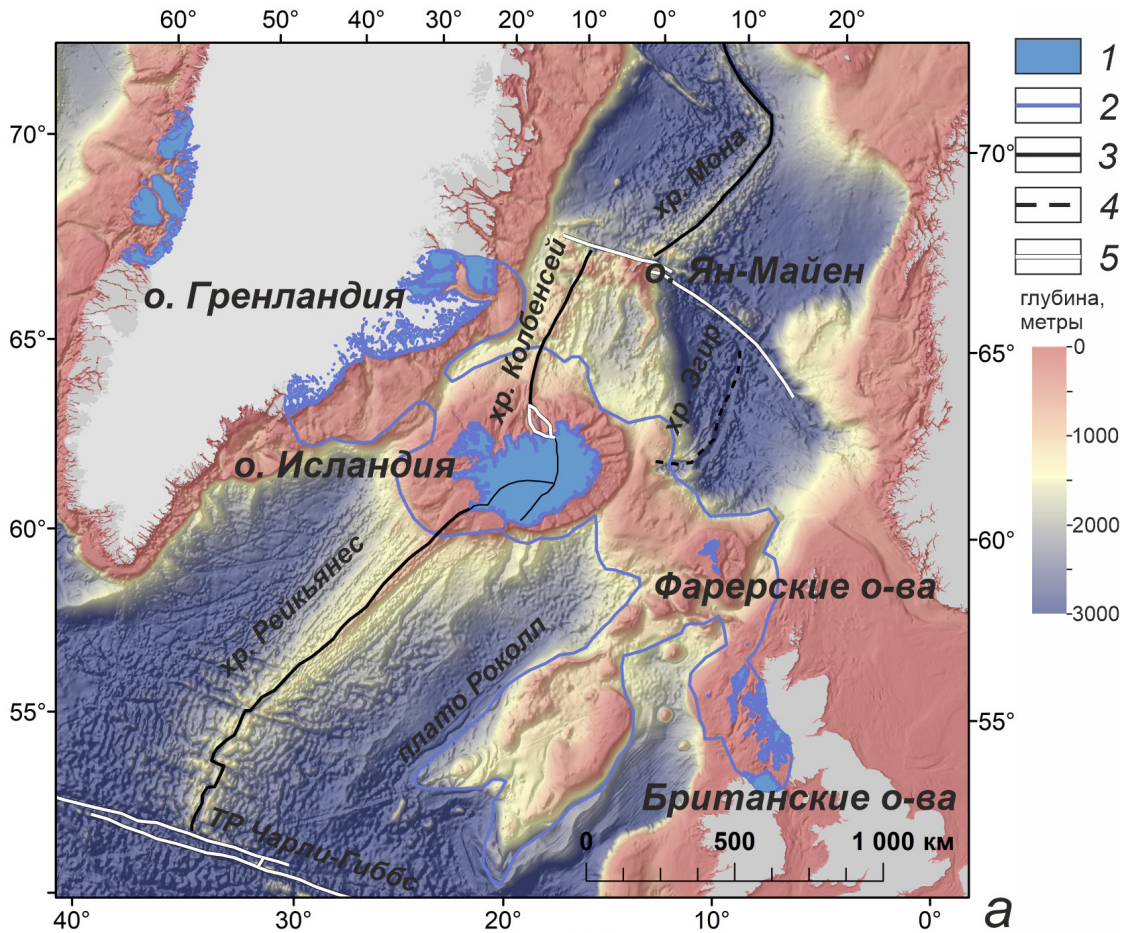
В целом хребет представляет собою массивный вал длиной 900 км, ограниченный крутыми внешними уступами с перепадом глубин 600–700 м. Он отличается увеличенной толщиной земной коры (13–14 км в районе 63° с.ш. и 7.5–8 км в районе 58° с.ш.), сменой осевой морфологии и увеличением глубины дна рифтовой долины по мере продвижения на юг (рис. 1).

Рельеф хребта постепенно изменяется при удалении от Исландского плюма: северная часть хребта Рейкьянес до 60° с.ш. — это горстообразное

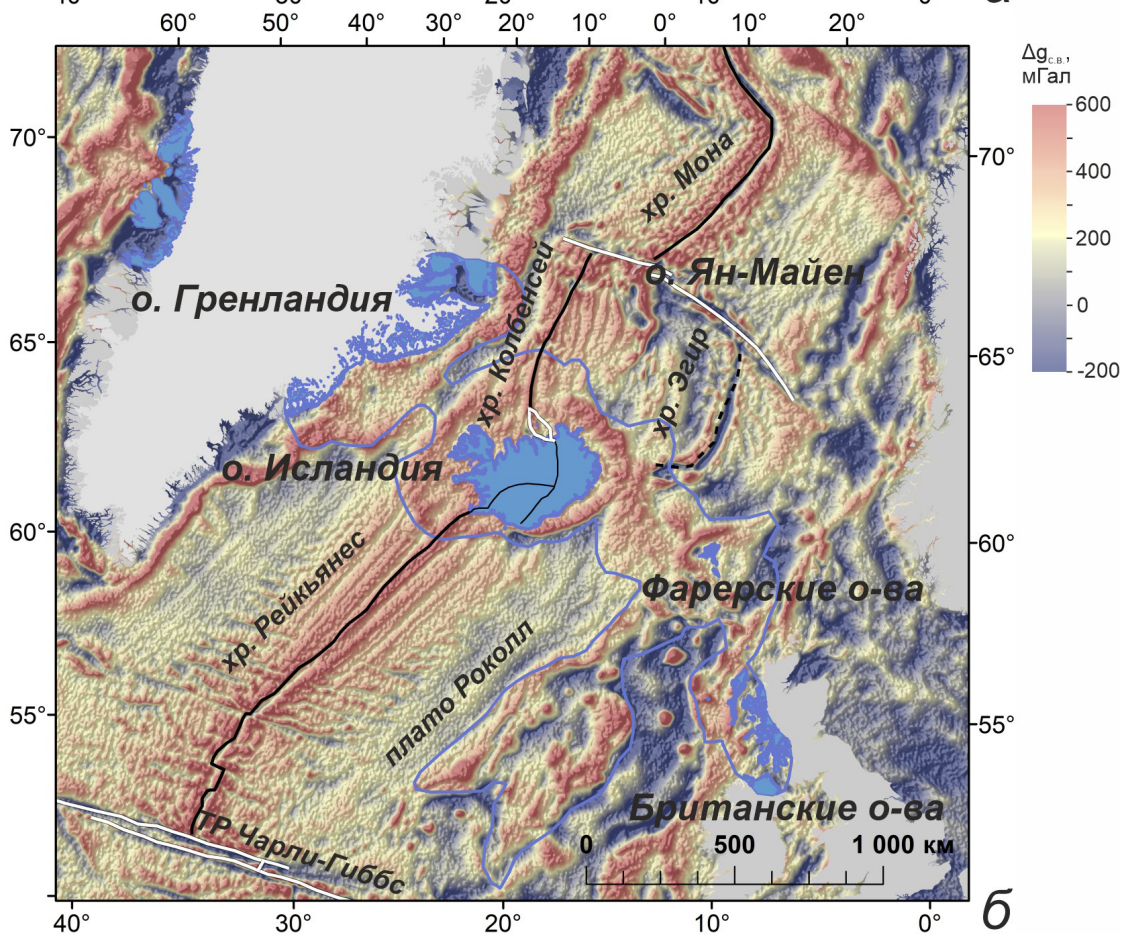
Рис. 1. Рельеф дна северной части Атлантического океана (а) и аномалия свободного воздуха (б). 1 — базальтовые плато, созданные воздействием Исландского плюма на суше; 2 — границы подводных базальтовых плато и поднятий, созданных воздействием Исландского плюма; 3 — оси активных спрединговых хребтов; 4 — оси неактивных спрединговых хребтов; 5 — трансформные разломы и их пассивные следы. Данные: GMRT v. 4.1 (Ryan et al., 2017); и (Sandwell, Smith, 2014).

Fig. 1. Seafloor topography (a) and free air anomaly (b) of the northern part of the Atlantic Ocean. 1 — onshore basalt plateaus generated by the Icelandic plume; 2 — boundaries of subaquatic basalt plateaus and rises generated by Icelandic plume; 3 — axes of active spreading ridges, 4 — axes of inactive spreading ridges; 5 — transform faults and their passive traces. Data: GMRT v. 4.1 (Ryan et al., 2017) and (Sandwell, Smith, 2014).

МОРФОЛОГИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ



а



б

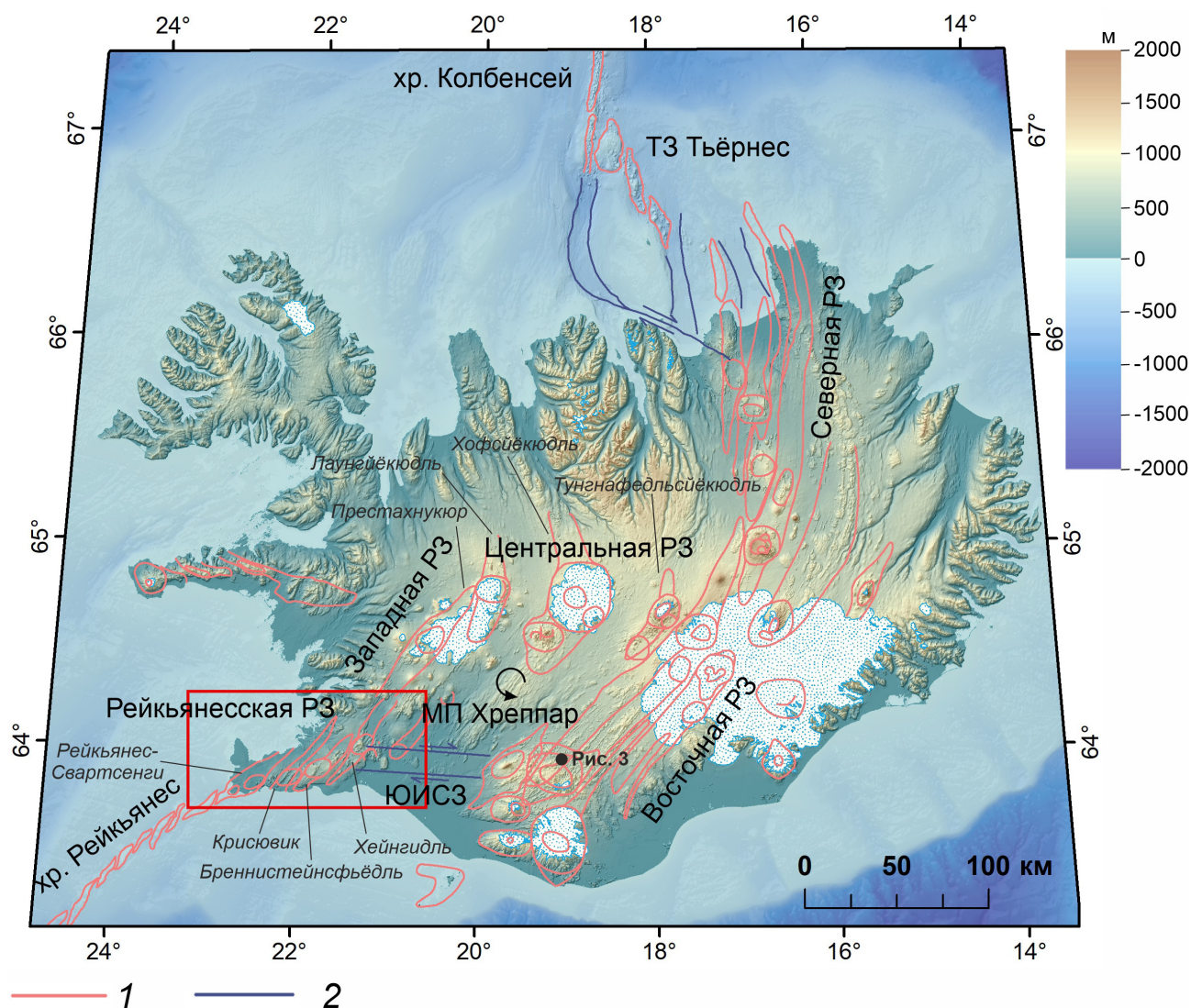


Рис. 2. Основные морфоструктуры Исландии и прилегающих спрединговых хребтов. 1 — границы вулканических спрединговых сегментов, 2 — границы амагматических структур растяжения и сдвига. Стрелкой показано направление вращения микроплиты Хреппар. Район исследования выделен красным прямоугольником, местоположение рис. 3 показано черной точкой. Аббревиатуры: P3 — рифтовая зона, Т3 — трансформная зона, ЮИСЗ — Южно-Исландская сейсмическая зона, МП — микроплита (Ryan et al., 2017; Special..., 2019).

Fig. 2. Main morphostructures of Iceland and adjacent spreading ridges. 1 — boundaries of volcanic spreading segments, 2 — boundaries of amagmatic extension and strike-slip structures. The arrow shows rotation of the Hreppar microplate. The survey area is highlighted by a red rectangle, the location of Fig. 3 is shown by a black dot. Abbreviations: P3 — rift zone, T3 — transform zone, ЮИСЗ — South-Iceland Seismic Zone, МП — microplate (Ryan et al., 2017, Special..., 2019).

осевое поднятие шириной 40–50 км, имеющее морфологию осевых поднятий, характерную для быстроспрединговых хребтов. На широтах 59–60° расположена область с переходной морфологией, представленная чередующимися впадинами и поднятиями. Начиная с 59° с. ш., при движении на юго-запад для осевой части становится характерна морфология рифтовой долины (40–50 км) с внутренней долиной (10–20 км) и осевым неовулканическим поднятием, соответствующая медленноспрединговым хребтам. Смена морфологии — при продвижении на юг

связана с уменьшением термического влияния Исландского плюма, которое, кстати, здесь значительно более выражено, чем к северу от Исландии. Нарастание к югу контрастности рифта, вероятно, отражает ослабление в данном направлении восходящего подтока мантийного расплава (Ruedas et al., 2007). Детальная структурная карта хребта Рейкьянес приведена в работе (Кохан и др., 2012а).

Скорости современного спрединга на хребте Рейкьянес — от 1.85 см до 2.05 см в год (Árnadóttir et al., 2009). Спрединг носит асимметричный

характер: в направлении Северной Америки борт рифта отодвигается быстрее, чем в сторону Евразии ~ на 2 мм в год (Martinez et al., 2020).

Хребет Рейкьянес представляет собою валобразное поднятие ровного ненарушенного фундамента. Характерен примитивный блоковый недифференцированный рельеф. На островном шельфе Исландии зафиксировано слабое асимметричное «вздутие фундамента» (Котенев и др., 1974; Фроль, 1987). Поперечные структуры трансформного типа в рельефе не выражены. Вдоль оси хребта прослеживается очень узкая зона, отличающаяся чередованием холмов — до 40 м высоты — и впадин, трактуемая как примитивная рифтовая долина в начальной стадии развития (Рифтовая..., 1990).

Вблизи Исландского плюма хребту Рейкьянес свойственны формы преимущественно вулканического генезиса. В районе 62° в 2005 г. в течение нескольких месяцев были зафиксированы 132 сейсмических события магнитудой 3.8–5.2 (Parnell-Turner et al., 2013) — предположительно, при извержении подводного вулкана. Доля форм вулканического происхождения идет на убыль в юго-западном направлении — к трансформному разлому Байт (рис. 1), постепенно сменяясь более частыми проявлениями разломной тектоники. Узкая осевая зона, отмеченная высокоамплитудной магнитной аномалией, севернее 62°30' с.ш. в несколько раз уменьшает свою амплитуду; она продолжается в пределах островной суши аномалиями, связанными с поясом четвертичных вулканитов.

Подавляющее большинство сейсмических толчков с магнитудой ≥ 3 , эпицентры которых приурочены к восточному склону подводного хребта, сфокусировано в первых 10 км от поверхности хребта. Сравнительно слабая сейсмическая и тектоническая активность и, как следствие, — относительно спокойный рельеф могут быть связаны с постепенным переходом к мощной коре над центром Исландского плюма (Зарайская, Фроль, 2013).

Вместе со сменой рельефа меняются глубины дна, толщина земной коры и хрупкого слоя литосферы. По мере удаления от центра плюма глубина океана увеличивается от 0.5 до 2.5 км за счет уменьшения термического влияния самого плюма. На юге хребта толщина земной коры близка к нормальной океанической и составляет 8–9 км, а мощность хрупкого слоя достигает 17 км, тогда как при движении к северу толщина коры увеличивается до 12–13 км, а мощность хрупкого слоя снижается до 9 км, что объясняется увеличением прогрева литосферы и возрастанием роли андерплейтинга (наращивания габброидной коры снизу) (Кохан и др., 2012б).

Рельеф осевой части хр. Рейкьянес представлен S-образными сегментами, морфологически выраженными в виде осевых вулканических хребтов, имеющих более ортогональное простирание по отношению к направлению растяжения (в среднем 70–75°), чем осевая зона хребта. Плановые размеры осевых вулканических хребтов увеличиваются с юга на север по мере увеличения объема расплава в мантийной магматической камере: их длина колеблется от 5 до 40 км, ширина — от 1–2 до 10 км, а высота — от 50–200 м на юге хребта до 1000–1200 м на севере. Друг от друга хребты отделены небольшими нетрансформными смещениями амплитудой до 12 км, представленными впадинами относительной глубиной до 500 м. Размеры межсегментных нетрансформных смещений увеличиваются по мере продвижения на юг (Кохан и др., 2012а; Parnell-Turner et al., 2013).

В пределах осевой зоны, в том числе и на осевых вулканических хребтах, широко распространены конические вулканические постройки. Их наибольшая концентрация наблюдается на протяжении первых 10 км от оси срединно-океанического хребта. Плотность вулканических построек, в целом, уменьшается к югу, однако между 60° и 61° с.ш. ее значения резко увеличиваются (Parnell-Turner et al., 2013).

Разрывные структуры представлены двумя популяциями сбросов. Первая из них имеет простирание 15–20° относительно простирания осевой зоны хребта: разломы ограничены бортами рифтовой долины или главными сбросами осевого поднятия и часто служат каналами для выхода магмы на поверхность. Эти разломы наблюдаются на расстоянии в первые 15–20 км от оси хр. Рейкьянес. На океанском дне в пределах рифтовой долины присутствуют вулканические поднятия, застывшие лавовые озера, области распространения подушечных базальтов. Во внеосевой части рифтовой долины отмечается вторая популяция разломов, параллельная простиранию хребта. При смене морфологии осевой части хр. Рейкьянес на переходную и при возрастании роли пластичных деформаций под влиянием Исландского плюма, плотность дизъюнктивных нарушений быстро уменьшается. При появлении осевого поднятия остаются разломы, относящиеся только к первой популяции. Длина сбросов и их амплитуда также уменьшаются при движении на север: с 15 до 8 км и с 300–400 до 50–100 м (Кохан и др., 2012а, 2012б; Parnell-Turner et al., 2013).

Важной морфоструктурной особенностью флангов части хребта Рейкьянес с морфологией осевого поднятия является наличие так называемых V-образных хребтов, которые наследуют осевое поднятие, сохранившееся в рельефе

после перескока оси срединно океанического хребта. Их ширина уменьшается от 40–50 км на севере до 10–15 км на юге, что отражает продвижение рифта, которое связано с очередным всплеском магматической активности плюма. Длина V-образных хребтов варьирует от 200 до 700 км и соответствует интенсивности очередного магматического импульса. Друг от друга они отделены впадинами, трассирующими зоны с пониженной магматической активностью. V-образные хребты расположены симметрично относительно оси срединно-океанического хребта, однако расстояние между одновозрастными хребтами на Северо-Американском и Евразийском флангах рифтовой зоны различно, что объясняется изменением значения и вектора асимметрии во времени (Benediktsdóttir et al., 2012, Ruedas et al., 2007).

За последние 17 млн лет преобладала аккреция Северо-Американского фланга зоны спрединга плиты над Евразийским, хотя имели место и периоды, в которые наблюдалась обратная ситуация (Benediktsdóttir et al., 2012). Предполагаемое современное положение магматического импульса плюма (фронтальная часть потока вещества, исходящего от центра Исландского плюма и распространяющегося вдоль оси хребта — англ. «magmatic pulse») локализуется в районе 60–61° с. ш. Оно маркируется резким возрастанием плотности конических вулканических построек, практически полным отсутствием

сейсмичности и малой плотностью сбросов в пределах осевой зоны хребта. Указанные признаки говорят о значительном преобладании пластичных деформаций над хрупкими — по сравнению как с северными, так и с южными участками хребта Рейкьянес (Benediktsdóttir et al., 2012).

СОВРЕМЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ПРЕДЕЛАХ РИФТОВЫХ ЗОН ИСЛАНДИИ

Остров Исландия занимает территорию около 100000 км². Шельф Исландии простирается на 30–50 км от острова. Рельефообразование Исландии характеризуется преобладанием тектонических и вулканических процессов (рис. 2). Из экзогенных процессов наибольшую роль играет экзарация (Whaley, 2010). Высшей точкой острова является вулкан Эрайвайёкюдль (рис. 2), достигающий 2110 м абс. выс. и расположенный в юго-восточной части острова.

В пределах юго-западной Исландии господствующей высотой — 1350 м отмечен небольшой покрытый льдом вулканический купол Торисйёкюдль, находящийся к юго-западу от крупного ледникового покрова Лаунгйёкюдль (рис. 2), в Западной рифтовой зоне. Высота острова по большей части увеличивается от побережья к центру острова и в пределах Исландского плато, занимающего весь восток центральной части острова, превышает 600 м абс. выс. (рис. 3).



Рис. 3. Массив, сложенный риолитами, имеющими на выходах кремовую окраску, среди базальтов (на переднем плане) близ термального курорта Ландманналэйгар (фото А.А. Лукашова).

Fig. 3. Massif composed of rhyolites with cream-colored outcrops among basalts (in the foreground) near the Landmannalaugar thermal resort (photo by A.A. Lukashov).

Аномальная высота Исландии как звена срединно-океанического хребта объясняется ее активным вулканизмом. Объемы генерируемого в астеносфере преимущественно ультраосновного расплава (с температурами 1450 °С до 1650 °С) оцениваются в 1 км³ в год (~25 млн лет назад) и до 0.038 км³ — в настоящее время (Ruedas et al., 2007). Столь высокие значения температуры мантии обеспечивают поднятие Исландии над океаническим дном за счет термической изоляции. Существенный вклад в топографическое поднятие вносит и мощность коры Исландии (Генштафт, Салтыковский, 1999).

По данным сейсмоэлектрического профилирования, она устроена сложнее обычной океанической коры (Foulger et al., 2003). Помимо подушечных базальтов, субвулканического дайкового комплекса и слоя габбро, распознаваемых на сейсмических профилях, кора Исландии подстилается слоем со скоростями $V_p=7-7.2$ км/с, который предположительно состоит из частично расплавленных габбро и образуется за счет андерплейтинга. Принадлежность этого слоя к земной коре подтверждается и геохимическими данными (Ruedas et al., 2007). На глубине 4–10 км также расположена зона низких скоростей Р-волн, которая соответствует коровой магматической камере, отражающейся и на картах геотермического градиента (Hjartarson, 2015).

Наличие фрагментированной коровой магматической камеры, в которой происходит кристаллизационная дифференциация расплава, подтверждается спорадическим распространением в Исландии кислых выплавов — полей развития риолитов среди базальтов, например, близ термального курорта Ландманналейгар в пределах Восточной рифтовой зоны, в 30 км к северу от кромки ледникового купола Мирдальсйёкюдль, накрывающего вулкан Катла (рис. 2, 3). Существование промежуточной камеры обусловлено пульсациями активности Исландского плюма в астеносфере, которые увеличивают магмоснабжение, приподнимая ее кровлю и вызывая всплески вулканической и тектонической активности на соответствующих участках рифтов (Benediktsdóttir et al., 2012).

Хотя многие вулканы несут ледниковый покров, новейшие отложения Исландии мало мощны и представлены (преимущественно, в понижениях рельефа) мореной, аллювиальными, озерными, морскими, склоновыми и золовыми фациями.

Рифтовые зоны (РЗ), в том числе Рейкьянская и Западная (рис. 2, 4), состоят из эшелонированных семейств трещин, имеющих простирание 10–15° к простиранию РЗ, в их наиболее активной части расположен один или, реже, два центральных вулкана. Протяженность семейств трещин

варьирует от 15–20 до 170 км, а ширина достигает 20 км. Наиболее активно растяжение протекает вблизи центрального вулкана, постепенно затухая к периферии и проявляется в виде эпизодов рифтинга. Последние, как правило, следуют за эпизодом вулканической активности, когда земная кора может раздвинуться на величину до первых метров за короткое время, сменяются периодами спокойствия, когда растяжение происходит равномерно и не превышает первых миллиметров в год (Óladóttir et al., 2021).

В пределах семейств трещин наибольшую роль играют раздвиги, сбросо-раздвиги, сбросы и грабены, выражающиеся в виде зияющих трещин, обрывистых стенок и ящикообразных понижений, соответственно, с амплитудами высот до десятков метров. Меньшее значение имеют ассоциированные с ними сдвиги, взбросы и флексурные зоны: последние выражаются в виде изгибов поверхности базальтового покрова. Раздвиги и сбросо-раздвиги могут также служить проводящими каналами для магмы, формируя эруптивные трещины (Милановский и др., 1979; Grant, Kattenhorn, 2004). Зачастую по трещинам магма не доходит до поверхности, образуя дайки, которые в рельефе выражаются — за счет действия избирательной денудации — в виде линейно вытянутых поднятий. Морфоструктурный план сдвиговых амагматических зон хорошо согласуется с моделью Риделя: в зависимости от кинематики на том или ином участке встречаются морфоструктуры типов пуш-ап («push-up»), пул-эпарт («pull-apart»), конского хвоста, книжной полки, а также характерны сбросы и эшелонированные сдвиги (Garcia, Dhont, 2005).

Центральные вулканы семейств трещин могут быть выражены в виде различных типов вулканических построек, но в пределах Рейкьянской РЗ центральные вулканы в рельефе выражены слабо и могут быть прослежены лишь по наличию интрузивных тел, характерных для всех центральных вулканов (Óladóttir et al., 2021). Вулканическая активность сосредоточена почти исключительно в виде эруптивных трещин. Последние часто осложнены отдельными кратерами или их рядами, шлаковыми конусами и полями псевдократеров и, реже, — мааров (Милановский и др., 1979).

Рельеф лавовых покровов также различается в зависимости от типов извержения: наиболее распространенными являются эффузивные пахоэхоэ-лавы с волнистой мелкокладчатой поверхностью и эксплозивные аа-лавы с неровной поверхностью, для которых часто характерна столбчатая отдельность (Милановский и др., 1979).

За пределами рифтовых зон неогеновые и плейстоценовые платобазальты в значительной

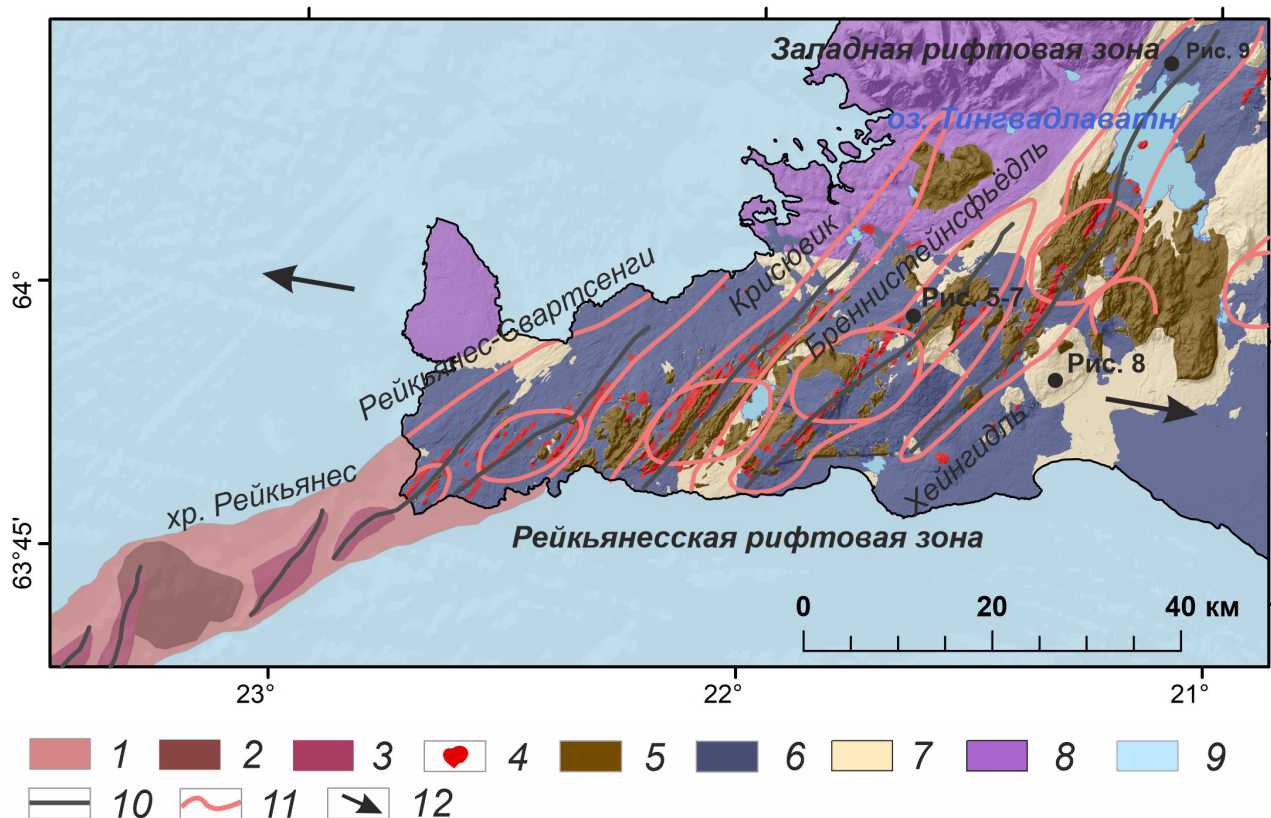


Рис. 4. Морфоструктурная карта полуострова Рейкьянес и окрестностей (Reykjanes — «мыс дымов» (исл.)). Морфоструктуры осевой зоны спрединга: 1 — осевое поднятие; 2 — плосковершинные подводные вулканические постройки; 3 — подводные вулканические хребты; 4 — кратеры, шлаковые конуса, маары; 5 — гляциовулканические постройки; 6 — современные лавовые потоки и покровы; 7 — доледниковые платобазальты, рассеченные рифтогенными морфоструктурами (впадинами грабенов). Морфоструктуры прилегающих областей: 8 — тектонически ненарушенные платобазальты; 9 — платобазальты шельфовой области. Прочие обозначения: 10 — активные спрединговые оси; 11 — границы вулканических систем и центральных вулканов в их пределах; 12 — направление растяжения. Местоположение рисунков показано черными точками

Fig. 4. Morphostructural map of Reykjanes peninsula and vicinity (Reykjanes — «cape of smoke» (isl.)). Morphostructures of the axial spreading zone: 1 — axial rise; 2 — flat-topped subaquatic volcanic edifices; 3 — subaquatic volcanic ridges; 4 — craters, cinder cones, maars; 5 — glacio-volcanic edifices; 6 — modern lava flows and fields; 7 — pre-glacial basalt plateau dissected by riftogenic structures (graben depressions). Morphostructures of adjacent areas: 8 — tectonically intact basalt plateau; 9 — basalt plateaus of the shelf area. Other designations: 10 — active spreading axes; 11 — boundaries of volcanic systems and central volcanoes within them; 12 — direction of extension. The location of the figures is shown by black dots.

степени преобразованы экзогенными процессами. Для наиболее возвышенных частей (600–1000 м абс. выс.) характерен один из трех типов структурно-денудационного рельефа: куэстовый, ступенчатый эрозионный и рельеф вершинных плоскостей планации. Последние рассматриваются в качестве полигенетических образований, сформированных как эрозионно-денудационные равнины на более низких гипсометрических уровнях, чем они занимают в настоящее время. Тектонические и вулканические процессы определяют типы и интенсивность экзогенного рельефообразования. Так, они во многом контролируют геометрию гидрографической сети, интенсивность экзарации, абразии и склоновых процессов (Милановский и др., 1979).

Важное значение для преобразования рельефа Исландии имели плейстоценовые покровные оледенения. Начиная с 2.5 млн лет назад, выделяется не менее 20 оледенений, охватывавших большую часть территории острова (Geirsdóttir et al., 2007). Во время последнего ледникового максимума площадь ледникового щита достигала 330 тыс. км², а сам он занимал территории не только острова, но и всего шельфа Исландии. Мощность ледникового щита достигала 2 км на юго-востоке острова (Geirsdóttir et al., 2007).

Большая часть поверхности платобазальтов была выровнена ледниковой экзарацией и приобрела характерную штриховку, свидетельствующую о радиальном движении ледниковых масс от центра оледенения, находившегося в районе

современного ледника Ватнайёкюдль (рис. 2). Лишь самые высокие вершины выступали из-под льда в виде нунатаков. Аккумулятивный ледниковый рельеф представлен рядом конечно-моренных гряд на юго-западе острова. В целом, ледниковые аккумулятивные формы занимают около 10% острова (Милановский и др., 1979).

Шельфовые области практически полностью перекрыты толщами основной морены и прорезаны глубокими трогами; присутствуют и конечно-моренные гряды, достигающие 70 км в длину и 50 м в высоту, что значительно превышает размеры таковых на суше (Spagnolo, Clark, 2009).

Быстрое таяние ледникового щита около 10.1 тыс. лет назад привело не только к изостатическому поднятию территории до 600 м, но и вызвало повышенную генерацию расплава в литосфере за счет быстрых скоростей декомпрессии (Le Breton et al., 2010). Это, в свою очередь, инициировало всплеск вулканической, а вслед за ней, — и тектонической активности в начале голоцена и выразилось в больших объемах подледных извержений, за счет чего эти формы до сих пор хорошо выражены в рельефе. Всплеск тектонической активности привел к формированию большого количества голоценовых морфоструктур и реактивации плейстоценовых, что позволяет проводить исследование тектонических процессов, несмотря на высокую степень преобразования доледниковых структур (Eksinhol et al., 2019).

Склоновые процессы представлены обвально-осыпными, оползневыми, лавинными и делювиальными формами рельефа. Приурочены они, как правило, к нижним частям склонов и формируются из обломков базальтовых лав и туфов, реже представлены новейшими отложениями. Часто интенсивность склоновых процессов определяется близостью тектонических структур (Милановский и др., 1979).

Стремительное таяние ледникового покрова по всему миру в позднем плейстоцене привело к гляциоэвстатическому поднятию уровня моря, которое в Исландии оценивается в 25–30 м, что выражается в трех уровнях денудационных и аккумулятивных цокольных пологонаклонных морских террас, отстоящих от побережья на расстоянии от сотен метров до десятков километров. Последующее гляциоизостатическое поднятие привело к воздыманию верхних террасовых уровней в Южной Исландии до высоты 100–125 м. В настоящее время преобладающее на побережье изостатическое поднятие (до 9.2 см/год) привело к формированию на большей его части абразионных обрывистых берегов (LeBreton et al., 2010).

Таким образом, рельеф Исландской магматической провинции предопределяется тек-

тоническими и вулканическими процессами, которые оказывают непосредственное влияние на экзогенные рельефообразующие процессы. Наибольшее воздействие оказывают вертикальные и горизонтальные тектонические движения, а также подчеркиваемая селективной эрозией литологическая неоднородность магматических горных пород. Экзогенные процессы, в свою очередь, в значительной степени видоизменяют эндогенный рельеф.

РЕЛЬЕФ И ВУЛКАНИЗМ РЕЙКЬЯНЕССКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

«Выход» подводного хребта Рейкьянес на островную сушу в пределах одноименного полуострова (рис. 4) знаменуется четким морфологическим проявлением — на фоне относительно свежих, голоценовых, лавовых полей — серии сбросов вулканической системы Рейкьянес-Свартсенги (Боголюбский, Дубинин, 2023) (рис. 4).

Вместе с ними в рифтовой зоне присутствуют открытые трещины растяжения шириной в метры (гьяры) (рис. 5).

Вулканическим комплексам полуострова присуще широкое развитие лавовых пещер — опустошенных лавоводов (рис. 6). Запитывание их жидким базальтом, отличавшимся характерным ламинарным течением, осуществлялось через трещины в приповерхностных магматических камерах вулканов. Подобное явление одному из авторов данной работы довелось наблюдать в августе 2013 г. в ходе трещинного извержения вулкана Толбачик на Камчатке (Belousov et al., 2015).



Рис. 5. Фрагмент зияющей трещины зоны спрединга северо-восточной ориентировки в 15 км к юго-востоку от Рейкьявика в урочище Кейлир, в 2 км к юго-востоку от спящего вулкана Трихнукагигюр (фото Т.Л. Смоктунович).

Fig. 5. The fragment of a gjá within the spreading zone of northeastern strike 15 km southeast of Reykjavík in the natural area of Keilir, 2 km southeast of Thríhnúkagígur dormant volcano (photo by T.L. Smoktunovich).

Одним из аппаратов, приповерхностная магматическая камера которого дренировалась серией лавоводов, является потухший вулкан Трихнукагигюр в урочище Кейлир, в 12 км к юго-востоку от Рейкьявика (рис. 4). В его привершинной части доступна для проникновения единственная в мире опустошенная магматическая камера глубиной 213 м (рис. 7).

19 марта 2021 г. на п-ве Рейкьянес началось извержение вулкана Фаградальсфьядль (рис. 4) (381 м абс. выс.) примерно в 40 км к юго-западу от Рейкьявика, на юго-западном продолжении той же линейной структуры, к которой приурочен охарактеризованный выше вулкан Трихнукагигюр. Вулкан Фаградальсфьядль считался спящим 6 тысяч лет. На месте извержения образовалась трещина длиной от 500 до 700 м, из которой на высоту до 100 м зафонтанировал жидкий базальт.

Извержению предшествовала серия из более чем 40 тысяч мелких землетрясений, зарегистрированных на полуострове Рейкьянес в предыдущие четыре недели (Pedersen et al., 2022). Землетрясение с эпицентром под дном озера Клейварватн в осевой зоне вулканической системы Крисювик (рис. 4) восточнее ожившего вулкана уменьшило на четверть глубину водоема. При этом на дне озера забились горячие источники. Сейсмическая активность недр полуострова заметно возрасла. Так 2 октября того же года по соседству с проснувшимся вулканом Фаградальсфьядль, в 12 км к юго-востоку от Рейкьявика (рис. 4) в было зарегистрировано землетрясение магнитудой 4,0, почувствовавшееся и в столице (Pedersen et al., 2022).

3 августа 2022 г. началось повторное извержение вулкана Фаградальсфьядль, подтвердившее тот факт, что эруптивная деятельность предыдущего года не была случайным эпизодом. Эффузия базальтов поступала из нового трещинного аппарата в долине Мерадалир, которая соседствует с местом извержения вулкана Фаградальсфьядль (рис. 4) в 2021 г. Возобновилось извержение того же вулкана и в 2024 г. Вулканическая активность четырех последних лет сменила представление исландцев о полуострове Рейкьянес как о спящем гиганте на мнение о существовании вблизи Рейкьявика действующего вулканического очага (Iceland..., 2024).

Активность недр п-ова Рейкьянес проявляется и в функционировании серии геотермальных полей: Гюннюхвер, Крисювик и Свартсенги и др. Для первого из них характерны грязевые котлы и фумаролы. Термальное поле Крисювик отмечено горячими источниками и грязевыми котлами с многоцветными налетами по краям. Термальное поле Свартсенги питает водой с температурой 90° одноименную геотермальную станцию (Khodayar et al., 2018).



Рис. 6. Лавовод с частично уцелевшей от обрушения кровлей в 1 км к востоку от спящего вулкана Трихнукагигюр (фото А.А. Лукашова).

Fig. 6. Lava tube with a partially intact roof 1 km east of Thrihnúkagigur dormant volcano (photo by A.A. Lukashov).



Рис. 7. Опустошенная извержением 4000 лет назад приповерхностная магматическая камера глубиной 213 м в основании кратера вулкана Трихнукагигюр в урочище Кейлир, в 12 км к юго-востоку от Рейкьявика (фото А.А. Лукашова).

Fig. 7. A near-surface magma chamber 213 m deep at the base of the crater of Thrihnúkagigur volcano in the Keylir tract, 12 km southeast of Reykjavik, emptied by an eruption 4000 years ago (photo by A.A. Lukashov).

Кулисообразно к активным структурам п-ова Рейкьянес, но уже в пределах основного массива островной суши к осевой зоне рифта приурочен еще один ареал бурного проявления подземной энергии. Городок Хверагерди (45 км к юго-востоку от столицы) находится в пределах геотермального ареала, принадлежащего в вулканической системе Хейнгидль (рис. 4) (Hjartardóttir et al., 2016) площадью примерно 100 км². Вулкан Хейнгидль (803 м абс. выс.) — главный в этой системе — извергался свыше 2000 лет назад, но его считают активным, поскольку в его недрах не утихают вулканические процессы (Hjartardóttir et al., 2016). Здесь многочисленны геотермальные источники: бассейны с горячей водой, фонтанирующие гейзеры, небольшие лужицы с кипятком. Фактически эта местность находится над гигантским котлом с вечно кипящей водой. В 3 км к северу от Хверагерди начинается «Долина дымов», или Рейкьядалюр. Здесь земля кипит и выплескивает кипяток и жидкую глину (рис. 8). В руслах горячих ручейков образуются специфические по форме и цвету наслоения из опала (Hjartardóttir et al., 2016).

Одним из наиболее показательных комплексов осевой полосы рифтовой зоны, находящимся

в диапазоне абсолютных высот 100–500 м уже на удалении в 40 км к северо-востоку от корневой части п-ова Рейкьянес, к северу от озера Тингвадлатн является урочище Тингведлир (рис. 4). Серия субпараллельных зияющих расколов осложняет днище этой тектоморфоструктуры от борта до борта. Общая ширина дизъюнктивно нарушенной зоны грабена в среднем составляет здесь ~10 км (рис. 9) (Hjartardóttir et al., 2016).

Западная рифтовая зона отмечена одним из главных вулканов активной зоны — Лаунгйёкюдлем (рис. 2). Вершинная кальдера вулкана располагается подо льдом одноименного покровного ледника, куполообразная поверхность которого возвышается до отметки 1287 м (Hjartardóttir et al., 2016). Несколько неактивных щитовых вулканов приурочены к флангам разломной зоны, и голоценовая базальтовая лава окаймляет ледник с севера, запада и востока. Один из наиболее выдающихся, кратер щитового вулкана Скьяльдбрейдюр, к югу от вулкана Лаунгйёкюдль (рис. 2), сформировался 3 тыс. лет назад. Этот щит высотой 600 м, сложенный толеитовыми базальтами, находится к юго-западу от ледника Лаунгйёкюдль и к северо-востоку от урочища Тингведлир (Hjartardóttir et al., 2016).



Рис. 8. Изобилующая термальными источниками «Долина дымов» Рейкьядалюр в 3 км к северу от г. Хверагерди («Сад гейзеров»), у юго-восточного подножия вулкана Хейнгидль (фото А.А. Лукашова).

Fig. 8. «Smoking valley» Reykjadalur with abundant thermal springs 3 km north of Hveragerði town («Garden of Geysers»), at the southeastern foot of Hengill volcano (photo by A.A. Lukashov).



Рис. 9. Нарушенное серией продольных амплитудных дизъюнктивных нарушений рифтовое урочище Тингведлир на р. Эксару (фото А.А. Лукашова).

Fig. 9. The Thingvellir rift area on the Öxará river dissected by a series of longitudinal high-amplitude faults (photo by A.A. Lukashov).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Рейкьянесская рифтовая зона представляет собой зону сочленения между спрединговым хребтом Рейкьянес и комплексом рифтовых зон Исландии, являясь уникальным полигоном для исследования процессов спрединга в пределах крупной магматической провинции. Морфологический облик рифтовой зоны предопределен ее промежуточным положением: тектонические и вулканические морфоструктуры являются переходными от морфоструктур хребта Рейкьянес к Западной рифтовой зоне. Как и на хребте Рейкьянес, здесь отсутствуют отчетливо выраженные центральные вулканы в отличие от Западной рифтовой зоны: их заменяют разобщенные эруптивные трещины и гляциовулканические хребты, которые в значительной степени отличаются от осевых вулканических хребтов хребта Рейкьянес, не разделяемых на отдельные вулканические центры.

Разломная сеть является более густой, чем на хребте Рейкьянес. Разломные уступы имеют большую протяженность и амплитуды, хотя основная их часть была сформирована на

протяжении голоцена. Однако по всем этим параметрам Рейкьянесская рифтовая зона значительно уступает Западной. В ее пределах разломные уступы формируют один из крупнейших в Исландии грабен Тингведлир к северу от озера Тингвадлатн (рис. 4). Разломы зачастую служат проводящими каналами для магмы, стимулируя проявление трещинных извержений. Последние, в свою очередь, приводят к активизации тектонической активности, происходящей в ходе эпизодов рифтогенеза. То есть можно утверждать наличие парагенетической связи между этими двумя рельефообразующими процессами.

Рельеф зоны сочленения, несмотря на значительную эндогенную составляющую, в значительной степени преобразован экзогенными процессами. Наибольшее влияние на преобразование оказала ледниковая экзарация, сгладившая, а иногда и полностью уничтожившая предшествующий тектонический и вулканический рельеф рифтовой зоны. Оледенение привело и к формированию гляциовулканических форм рельефа, а также способствовало увеличению тектоно-магматической активности в голоцене. Подчиненное значение имеют флювиальные и склоновые процессы.

Список литературы [References]

- Боголюбский В.А., Дубинин Е.П.* Геодинамика зон сочленения спрединговых хребтов Рейкьянес и Колбенсей с рифтовыми зонами Исландии // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. Т. 16. № 6. 0726. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-6-0726> [*Bogoliubskii V.A., Dubinin E.P.* Geodynamics of joint zones of Reykjanes and Kolbeinsey spreading ridges with Iceland rift zones // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. V. 16. № 6. 0726 (in Russian)].
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: Глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм / М.: ГЕОС, 1999. 355 с [*Genshaft Yu.S., Saltykovskiy A.Ja.* Iceland: deep structure, evolution and intrusive magmatism / Moscow: GEOS, 1999. 355 p. (in Russian)].
- Зарайская Ю.А., Фроль В.В.* Сейсмичность хребта Рейкьянес и особенности его морфологии // *Вестник Московского ун-та. Сер. 5. География*. 2013. № 4. С. 82–87 [*Zaraiskaya Yu.A., Frol V.V.* Seismic activity of the Reykjanes Ridge and its morphological features // *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 2013. № 4. P. 82–87 (in Russian)].
- Котенев Б.Н., Назимов В.В., Рвачев В.Д.* Геоморфология хребта Рейкьянес // *Труды ВНИРО*. 1974. Т. 98. С. 98–109 [*Kotenev B.N., Nazimov V.V., Rvachev V.D.* Geomorfologiya khrebta Reikyanes // *Trudy VNIRO*. 1974. V. 98. P. 98–109 (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 а. № 1. Вып. 19. С. 59–77 [*Kohan A.V., Dubinin E.P., Groholskiy A.L.* Geodynamical peculiarities of structure-forming in Arctic and Polar Atlantic spreading ridges // *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2012a(19). №. 1. P. 59–77 (in Russian)].
- Кохан А.В., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Морфоструктура спрединговых хребтов Северной Атлантики и Арктики // *Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология: Сб. науч. тр. Музея землеведения МГУ / Под ред. В.А. Садовниченко и А.В. Смурова. Музей землеведения МГУ. М.: МГУ, 2012б. С. 50–71* [*Kokhan A.V., Groholskiy A.L., Dubinin E.P.* Morfostruktura spridingovykh khrebtov Severnoy Atlantiki i Arktiki // *Zhizn Zemli. Geologiya, geodinamika, ekologiya, muzeologiya: Sbornik nauchnykh trudov Muzeya Zemlevedeniya MGU / Eds. V.A. Sadovnichiy and A.V. Smurov. Muzey Zemlevedeniya MGU. Moscow: MGU, 2012b. P. 50–71 (in Russian)*].
- Милановский Е.Е., Трифонов В.Г., Горячев А.В., Ломизе М.Г.* Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология / Под ред. В.В. Белусова, Е.Е. Милановского. М.: Наука, 1979. 216 с. [*Milanovskiy E.E., Trifonov V.G., Goryachev A.V., Lomize M.G.* Iceland and Mid-Ocean Ridge. Geomorphology / Eds. V.V. Belousov and E.E. Milanovskiy. Moscow: Nauka, 1979. 216 p. (in Russian)].
- Рифтовая зона хребта Рейкьянес / Отв. ред. А.П. Лисицын, Л.П. Зоненшайн. М.: Наука, 1990. 236 с. [*Riftovaya zona khrebta Reykyanes / Resp. eds. A.P. Lisitsyn, L.P. Zonenshain. Moscow: Nauka. 1990. 236 p. (in Russian)*].
- Фроль В.В.* Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1987. 93 с. [*Frol V.V.* Geomorfologiya riftovoy zony Sredinno-Atlanticheskogo khrebta. Moscow: Nauka, 1987. 93 p. (in Russian)].
- Árnadóttir T., Lund B., Jiang W. et al.* Glacial rebound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland // *Geophysical Journal International*. 2009. V. 177. Iss. 2. P. 691–716. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x>
- Belousov A., Belousova M., Edwards B. et al.* Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of the Tolbachik Volcano. Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P. 22–37. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.013>
- Benediktsdóttir Á., Hey R., Martinez F., Höskuldsson Á.* Detailed tectonic evolution of the Reykjanes Ridge during the past 15 Ma // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2012. V. 13. №. 2. P. 2428–2455. <https://doi.org/10.1029/2011GC003948>
- Eksinhol I., Rudge J.F., MacLennan J.* Rate of Melt Ascent beneath Iceland from the Magmatic Response to Deglaciation // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. №. 6. P. 2585–2605. <https://doi.org/10.1029/2019GC008222>
- Foulger G.R., Du Z., Julian B.R.* Icelandic-type crust // *Geophysical Journal International* 2003. V. 155. Iss. 2. P. 567–590. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02056.x>
- Garcia S., Dhont D.* Structural analysis of the Húsavík–Flatey Transform Fault and its relationships with the rift system in Northern Iceland // *Geodinamica Acta*. 2005. V. 18. №. 1. P. 31–41. <https://doi.org/10.3166/ga.18.31-41>
- Geirsdóttir Á., Miller G.H., Andrews J.T.* Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland // *Journal of Geodynamics*. 2007. V. 43. P. 170–186. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.017>
- Grant J.V., Kattenhorn S.A.* Evolution of vertical faults at an extensional plate boundary, southwest Iceland // *Journal of Structural Geology*. 2004. V. 26. P. 537–557. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.07.003>
- Hjartardóttir Á.R., Einarsson P., Björgvinsdóttir S.G.* Fissure swarms and fracture systems within the Western Volcanic Zone, Iceland – Effects of spreading rates // *Journal of Structural Geology*. 2016. V. 91. P. 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.007>
- Hjartarson Á.* Heat flow in Iceland // *Proceedings of the World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia*. 19–25 April 2015.
- Hjartarson Á., Erlendsson Ö., Blischke A.* The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution // *Geological Society, London, Special Publications*. 2017. V. 447. P. 127–148. <https://doi.org/10.1144/SP447.14>
- Icelandic Meteorological Office. [Электронный ресурс]. – URL: <http://vedur.is>. Дата обращения: 01.04.2024.
- Jakobsson S.P., Jónasson K., Sigurðsson I.A.* The three igneous rock series of Iceland // *Jökull*. 2008. №. 58. P. 117–138.
- Karson J.A.* Consequences of Rift Propagation and Transform Fault Migration in Northern Iceland //

- Thesis of International Workshop on Earthquakes in North Iceland. 2016.
- Khodayar M., Björnsson S., Guðnason E.Á. et al.* Tectonic Control of the Reykjanes Geothermal Field in the Oblique Rift of SW Iceland: From Regional to Reservoir Scales // *Open Journal of Geology*. 2018. V. 8. P. 333–382. <https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83021>
- Le Breton L., Dauteil O., Biessy G.* Post-glacial rebound of Iceland during the Holocene // *Journal of the Geological Society, London*. 2010. V. 167. P. 417–432. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-126>
- Martinez F., Hey R., Höskuldsson Á.* Reykjanes Ridge evolution: Effects of plate kinematics, small-scale uppermantle convection and a regional mantle gradient // *Earth-Science Review*. 2020. V. 203. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102956>
- Oladóttir B., Larsen G., Guðmundsson M.T.* Catalogue of Icelandic Volcanoes // IMO, UI and CPD-NCIP. [Электронный ресурс]. – URL: <http://icelandicvolcanoes.is>. Дата обращения: 01.10.2020.
- Parnell-Turner A.N., White N. J., MacLennan J. et al.* Crustal manifestations of a hot transient pulse at 60°N beneath the Mid-Atlantic Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 363. P. 109–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.030>
- Pedersen G.B.M., Belart J.M.C., Óskarsson B.V. et al.* Volume, Effusion Rate, and Lava Transport During the 2021 Fagradalsfjall Eruption: Results From Near Real-Time Photogrammetric Monitoring // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. e2021GL097125. <https://doi.org/10.1029/2021GL097125>.
- Ruedas T., Marquart G., Schmelting H.* Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume // *Mantle plumes – A multidisciplinary approach*. Ed. by J.R.R. Ritter and U.R. Christensen. Springer. 2007. P. 71–126. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68046-8_3
- Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J. et al.* Global Multi-Resolution Topography (GMRT) synthesis data set // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. Q03014.
- Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>
- Spagnolo M., Clark C.D.* A geomorphological overview of glacial landforms on the Icelandic continental shelf // *Journal of Maps*. 2009. V. 5. № 1. P. 37–52. <https://doi.org/10.4113/jom.2009.1049>
- Special protection of ecological systems and geoheritage. 1:50 000, 2019. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural History.
- Whaley W.B.* Iceland: Glaciers and Volcanoes in the North Atlantic // *Geomorphological Landscapes of the World*. Ed. by Migoń P. Springer. Science+Business Media B.V. 2010. P. 235–246. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3055-9_24

MORPHOLOGY OF THE REYKJANES RIDGE JUNCTION WITH THE RIFT ZONES OF ICELAND

A.A. Lukashov¹, V.A. Bogoliubskii^{2,3}, E.P. Dubinin^{1,2,3}

¹Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, 119991, e-mail: smoluk@yandex.ru

²Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, 119991

³Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, Moscow, Russia, 119991

Received May 02, 2024; revised Yule 09, 2024; accepted September 25, 2024

The joint zone between subaquatic Reykjanes Ridge and Icelandic rift zones known as Reykjanes Rift Zone is a unique transform zone formed in conditions of interaction between the mantle plume and the mid-oceanic ridge. Its morphostructures include a row of en-echelon volcanic systems with oblique extension. The modern tectonic and volcanic relief was formed almost completely during Holocene: the previous landforms were reworked or destroyed by erosion of the Late Pleistocene glaciation. Morphology of the Reykjanes Rift Zone is transitional between the Reykjanes Ridge and the adjacent Western Rift Zone from the northeast. Unlike the Reykjanes Ridge, volcanic activity is not concentrated with in axial volcanic ridges, but is confined by eruptive centers represented by fissure volcanoes. Central volcanoes, in contrast to the Western Rift Zone, are not expressed in topography. Oppositely, tectonic activity increases with distance from the Reykjanes Ridge. Fault scarps reach their largest size within the Western Rift Zone, where Thingvellir graben is located. At the same time, the tectonic and volcanic landforms of the Reykjanes rift zone are in paragenetic association, appearing sequentially during the episodes of riftogenesis.

Keywords: Iceland, rift zones, Reykjanes peninsula, tectono-magmatic activity, volcanism.