

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЕ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ ТЬЁРНЕС ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2023 г. А. Л. Грохольский<sup>1, \*</sup>, В. А. Боголюбский<sup>2, \*\*</sup>, Е. П. Дубинин<sup>1, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
Музей землеведения, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет,  
г. Москва, Россия

\*E-mail: andregro2@yandex.ru

\*\*E-mail: bogolubskiyv@gmail.com

\*\*\*E-mail: edubin08@rambler.ru

Поступила в редакцию 06.04.2022 г.

После доработки 18.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Трансформная зона (ТЗ) Тьёрнес располагается на северной окраине Исландии, преимущественно в шельфовой зоне. Она соединяет спрединговый хребет Колбенсей и Северную рифтовую зону (РЗ) Исландии. В структурном плане она является сложноустроенной и включает в себя несколько разновозрастных участков, сформированных в различных геодинамических условиях. Геодинамические условия образования и развитие ТЗ Тьёрнес воспроизводились с помощью физического моделирования. В моделях изменялись толщина модельной литосферы, смещение и величина перекрытия между спрединговыми сегментами. Проведенное моделирование показало, что ТЗ Тьёрнес формировалась последовательно в два этапа. На первом этапе была сформирована общая конфигурация зоны взаимодействия центров растяжения хр. Колбенсей и Северной РЗ Исландии в виде небольшого перекрытия центров спрединга с вращающимся блоком между ними. На втором этапе одна из сформировавшихся транстенсивных разломных зон между спрединговыми центрами послужила подводным каналом для магматического импульса Исландского плюма, что привело к формированию косоугольного рифта (КР) Гримсей. Отдельно выделяется разломная зона Хусавик–Блатей, для которой была отмечена возможность формирования под влиянием сразу двух спрединговых сегментов при преобладающем влиянии более магматически активной Северной рифтовой зоны.

*Ключевые слова:* Исландия, исландский плюм, трансформная зона Тьёрнес, косоугольный рифт, спрединговые хребты, физическое моделирование.

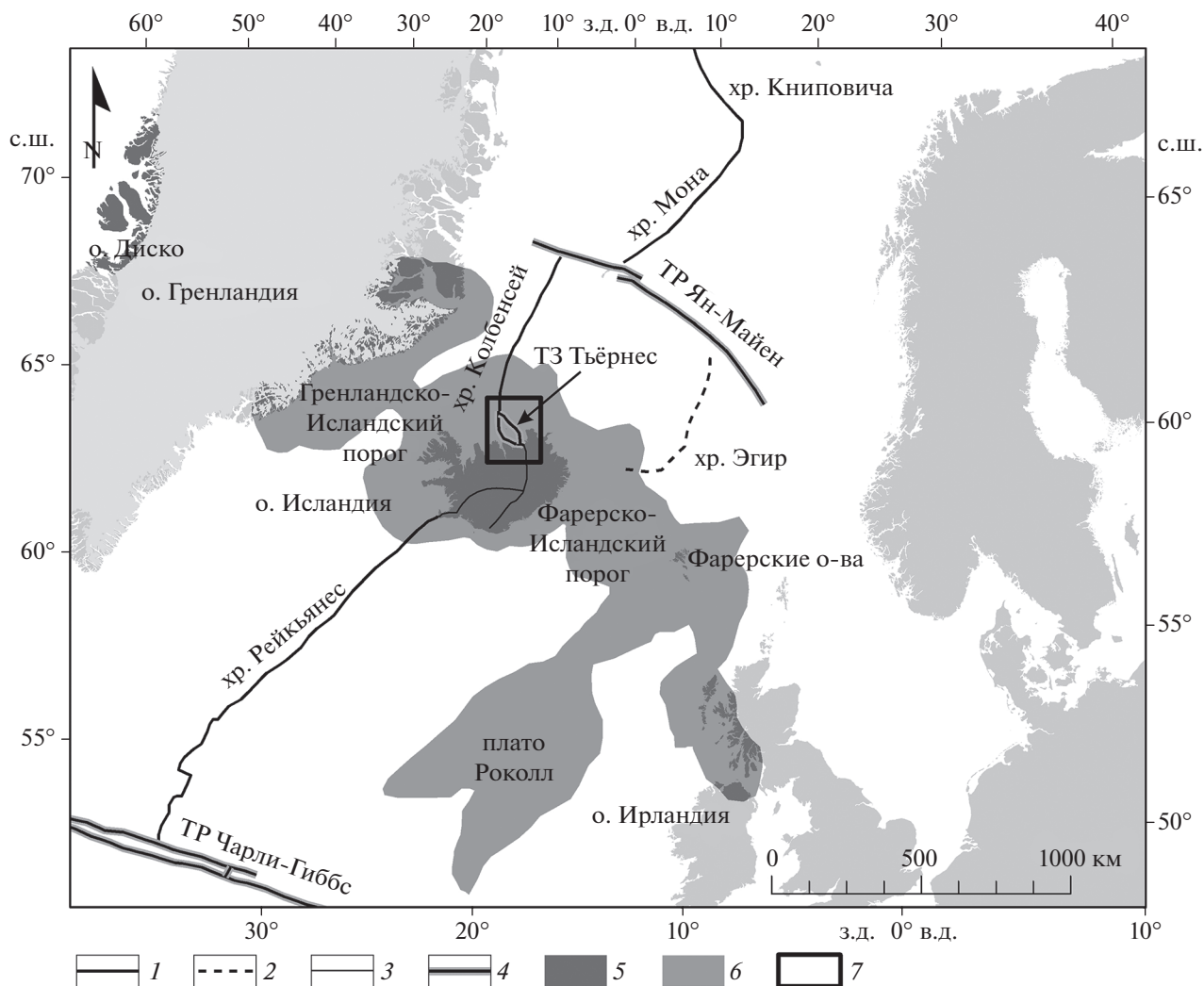
DOI: 10.31857/S0002333722060047, EDN: FBFZNU

### ВВЕДЕНИЕ

Исландская магматическая провинция располагается в Северной Атлантике, начавшей свое развитие около 54–56 млн лет назад [Gernigon et al., 2020] (рис. 1). В настоящее время Северная Атлантика развивается в условиях ультрамедленного спрединга (от 1.5 см/год на севере до 2 см/год на юге) вдоль системы спрединговых хребтов (СОХ) включающей с севера на юг хребты Книповича, Мона, Колбенсей и Рейкьянес. Современное развитие СОХ происходит в условиях косоугольного растяжения, значения которого варьируются от 37° и 55° для хр. Книповича и Мона до 60° и 80° для хр. Рейкьянес и Колбенсей, соответственно [Кохан и др., 2012]. Последние два хребта отличаются тем, что находятся под значительным влиянием Исландского плюма, действие которого обусло-

вило появление Северо-Атлантической крупной магматической провинции, включающей в себя Исландию, Фарерско-Исландский, Исландско-Гренландский пороги, Исландское плато и др. Провинция сложена субаэральными и субаквальными базальтами, являющимися продуктами Исландского мантийного плюма. Общая площадь базальтовых плато может достигать 2 млн км<sup>2</sup> [Hjartarson et al., 2017; Horni et al., 2017].

Морфология спрединговых хребтов и их глубинное строение в значительной степени изменяются в зависимости от удаленности от центра Исландского плюма. Наиболее близкие к Исландии части хребтов испытывают наибольшее термическое влияние и имеют рельеф осевого поднятия, характерный для быстро спрединговых СОХ. В пределах этих частей возможно наличие коро-



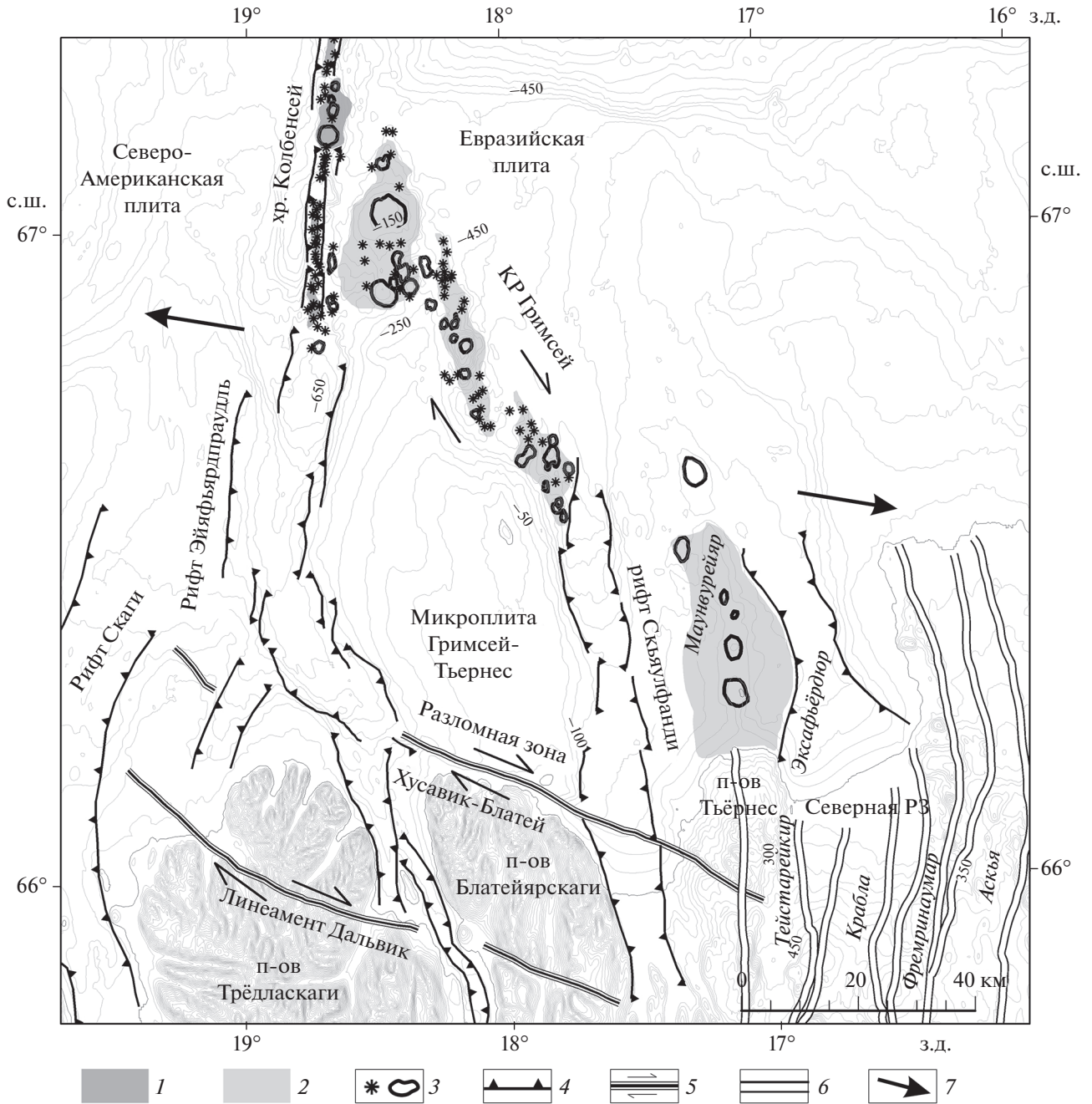
**Рис. 1.** Северо-Атлантическая крупная магматическая провинция: 1 – оси СОХ; 2 – оси отмерших СОХ; 3 – рифтовые зоны Исландии; 4 – трансформные разломы; 5 – субаэральные базальты; 6 – субаквальные базальты; 7 – район исследований.

вой магматической камеры [Дубинин и др., 2013]. Постепенно, при удалении от магматической провинции, морфология осевых зон спрединга изменяется. Наиболее удаленные части имеют морфологию рифтовой долины, характерную для медленных СОХ. Следует отметить асимметрию термического влияния Исландского плюма. Для хр. Рейкьянес его влияние прослеживается на 800 км, а для хр. Колбенсей – на 600 км [Ruedas et al., 2007].

Современное растяжение в пределах Исландии происходит в условиях аномально больших мощностей земной коры, достигающей 40 км [Ruedas et al., 2007], причем отмечается наличие коровой магматической камеры на глубинах до 10 км, что является уникальным для ультрамедленных СОХ [Кохан и др., 2012; Foulger et al., 2003]. Асимметрия растяжения, за счет которой на Северо-Американской плите аккреция проис-

ходит на 0.2 см/год быстрее, приводит к перескокам оси спрединга при крупных магматических импульсах Исландского плюма (здесь и далее эпизодах активизации магматизма в пределах зоны влияния плюма) и формированию новых рифтогенных структур со сдвиго-раздвиговыми зонами между ними в пределах магматической провинции. Одной из таких структур является сложноустроенная ТЗ Тьёрнес [Brandsdóttir et al., 2015; Martinez et al., 2020], фиксирующая зону контакта спредингового хребта Колбенсей с рифтами Исландии.

Целью настоящей работы является восстановление условий формирования и эволюции ТЗ Тьёрнес с помощью физического моделирования. Формирование современной трансформной зоны рассматривалось как результат процесса взаимодействия двух спрединговых сегментов и



**Рис. 2.** Структурная схема ТЗ Тьёрнес: 1 – неовулканическая зона; 2 – вулканические плато; 3 – отдельные вулканические постройки; 4 – сбросы; 5 – сдвиги; 6 – вулканические системы Исландии; 7 – направление растяжения.

влияния периодических магматических импульсов Исландского плюма. Отдельно, в более крупном масштабе, были рассмотрены условия формирования РЗ Хусавик–Блатей.

**СТРОЕНИЕ ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ ТЬЁРНЕС**

Трансформная зона Тьёрнес (рис. 2) является сложноустроенной структурой, состоящей из

трех разновозрастных трансформных участков, имеющих правосторонний сдвиг: косой рифт Гримсей, разломная зона Хусавик–Блатей, линеемент Дальвик. Величина смещения рифтов по трансформной зоне составляет 120 км [Khodayar, Björnsson, 2018].

*Косой рифт Гримсей* представлен тремя эшелонированными вулканическими сегментами на северном шельфе Исландии, к северу от Северной

РЗ. Он протягивается от подводного поднятия Маунаурейяр, являющегося продолжением Северной РЗ. От него рифт отделен бассейном Скъяулфанди, ограниченным крупными сбросами. Он является отмершим рифтом, образованным в результате продвижения Северной РЗ на север. Примерно 65% всех сдвиговых движений по ТЗ Тьёрнес аккомодируются косым рифтом. Скорость сдвиговой компоненты составляет 1.8 см/год, а раздвиговой — 0.3 см/год. Общая протяженность косого рифта составляет 90 км, а его угол наклона по отношению к направлению растяжения составляет  $35^\circ$  [Khodayar, Vjörnsson, 2018; Metzger et al., 2013].

Отдельные вулканические сегменты включают в себя линейно вытянутые параллельные ряды плоско- или округловершинных вулканических конусов диаметром до 12 км, возвышающихся на 150–300 м над дном. Сегменты ограничены сериями сбросов с амплитудой 10–100 м. Отдельно выделяется северный вулканический сегмент, длиной 30 км и шириной 20 км, вытянутый с севера на юг, рельеф которого представляет собой лавовое плато, возвышающееся на 350 м над дном. В его пределах выделяются отдельные вулканические плосковершинные постройки. Величина перекрытий вулканических сегментов составляет 12–15 км. По простиранию косой рифт ограничен правосторонними сдвигами, которые, в то же время, соединяются левосторонними сдвигами северо-восточного простирания и по которым происходит основная часть сдвиговых движений, но в рельефе они практически не выражены. Данный структурный план хорошо согласуется с моделью Риделя [Khodayar, Vjörnsson, 2018; Karson et al., 2019].

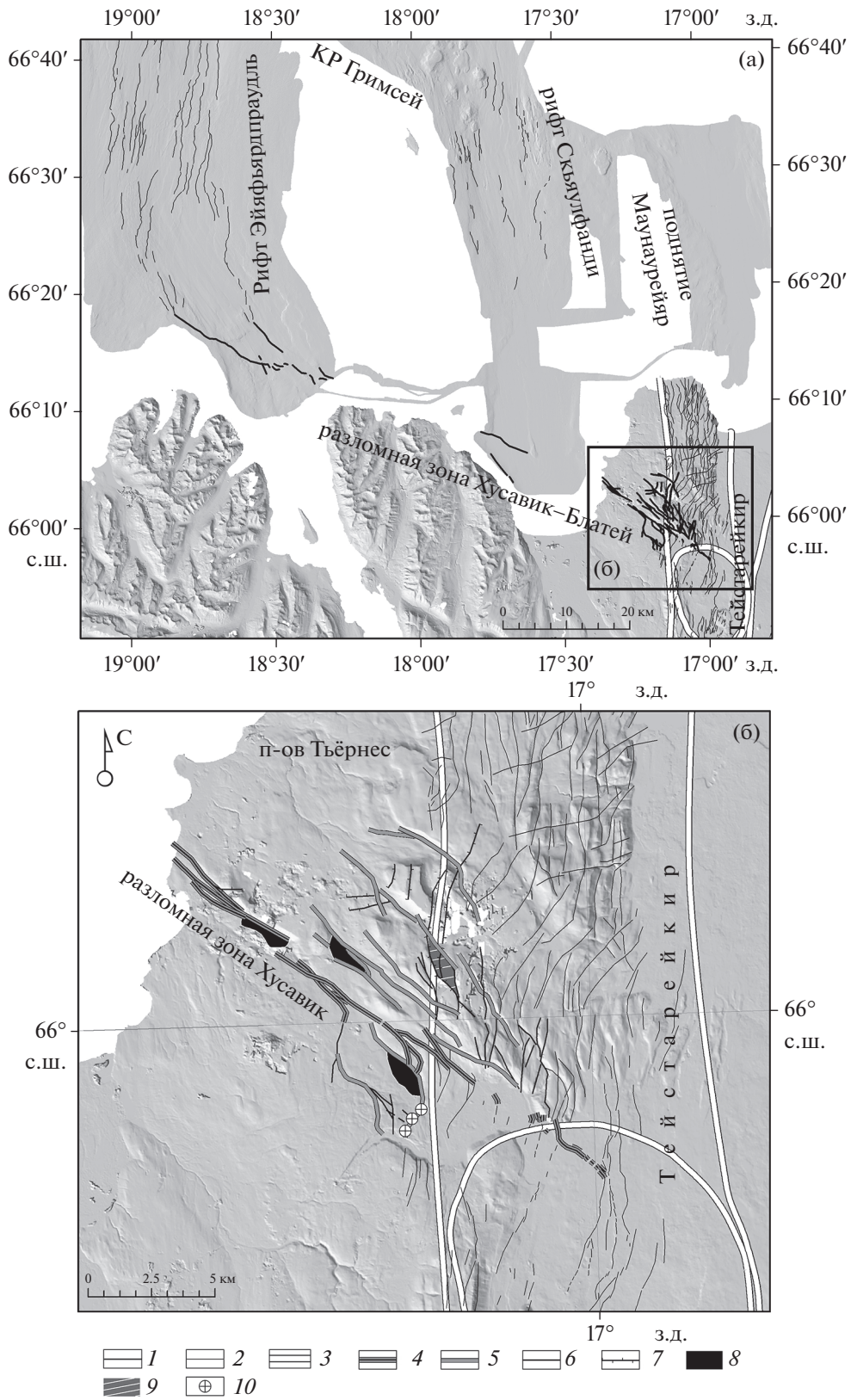
*Разломная зона Хусавик–Блатей* (рис. 3) протягивается на 120 км от рифта Эйяфьядараудль на западе до вулканической системы (ВС) Тейстарейкир (западная часть Северной РЗ) на востоке. Простирание разломной зоны составляет  $10^\circ$ – $15^\circ$  по отношению к направлению растяжения. По механизму образования разломная зона относится к сбросо-сдвигам, ее ширина достигает 10 км. Горизонтальное смещение по разломам варьирует в пределах 5–20 км, а вертикальное смещение в восточных районах превышает 200 м. Разломная зона подразделяется на разломные зоны Хусавик и Блатей, идущие навстречу друг другу от Северной РЗ и амагматического рифта Эйяфьядараудль, являющегося продолжением хр. Колбенсей, соответственно [García, Dhont, 2005; Tibaldi et al., 2016]. К западу от полуострова Тьёрнес, в шельфовой зоне Исландии, они соединяются в виде перекрытия. Скорость сдвиговых движений составляет 6.9 мм/год, что значительно меньше, чем на косом рифте Гримсей [Metzger et al., 2013].

С рифтом Эйяфьядараудль разломная зона Блатей соединяется в виде структуры “конского хвоста”: сбросы рифта, представляющего собой грабен, при движении на юг приобретают сдвиговую компоненту и постепенно меняют свое простирание и трансформируются в относительно узкую сдвиговую зону (рис. 3а). Сам рифт при этом сужается с 25 км в северной части до 5–7 км в южной. Столь значительное изменение морфологии также связано с вращением микроплиты Гримсей–Тьёрнес по часовой стрелке между разломной зоной Хусавик–Блатей и КР Гримсей, что также выражается в глубинах свыше 600 м в северной части рифта [Khodayar, Vjörnsson, 2018]. Разломная зона Блатей представлена в виде эшелонированных сбросо-сдвигов юго-западного падения с углами падения  $50^\circ$ – $60^\circ$ . Ширина зоны не превышает нескольких сотен метров [García, Dhont, 2005].

Строение разломной зоны Хусавик является более сложным: ее ширина достигает 10 км. Она включает в себя три параллельных серии сбросо-сдвигов, которые, вероятно, отражают постепенное продвижение Северной РЗ на север, однако в настоящее время активность наблюдается по всем трем участкам. На всех участках преобладает юго-западное падение сбросов. По данным сейсморазведки углы падения сместителя увеличиваются с глубиной от  $60^\circ$ – $70^\circ$  до  $85^\circ$  [García, Dhont, 2005].

Помимо сбросо-сдвигов о транстенсивном режиме свидетельствуют сигмовидные структуры и структуры “пулл эпарт”, локальные структуры растяжения в виде ромбовидных и веретенообразных депрессий, ограниченных перекрывающимися сдвигами. Последние выражены в рельефе в виде озерных котловин, достигающих 3 км в длину. В крайне восточной части механизм разломообразования изменяется на транспрессивный, вероятно, под влиянием напряжений семейства трещин ВС Тейстарейкир, о чем говорит наличие структур “пуш-ап”, представляющих собой положительные горст-антиклинальные поднятия, образованные в месте изгибов сдвиговых зон в результате локальной транспрессии. На всем протяжении разломной зоны серии сбросо-сдвигов соединяются S-образными сдвигами и сбросо-сдвигами северо-восточного простирания [García, Dhont, 2005]. В области сочленения разломной зоны Хусавик с ВС Тейстарейкир сбросо-сдвиги постепенно меняют свое простирание, сливаясь со сбросами, ограничивающими семейство трещин ВС Тейстарейкир. С КР Гримсей разломная зона также связана рифтом Скъяулфанди, являющимся внутриплитной структурой, однако его структурное положение, время и механизм формирования остаются неясными [Khodayar, Vjörnsson, 2013].





**Рис. 3.** Структурная схема разломной зоны Хусавик–Блатей. (а): 1 – разломы разломной зоны Хусавик–Блатей; 2 – прочие разломы; 3 – ВС Исландии; (б): 4 – разломы главной плоскости сдвига; 5 – разломы второстепенных плоскостей сдвига; 6 – R-сдвиги; 7 – R'-сдвиги; 8 – бассейны “пулл эпарт”; 9 – сигмовидные структуры; 10 – структуры “пуш-ап”.

*Линеамент Дальвик* простирается от ВС Тей-старейкир до отмершего рифта Скаги параллельно разломной зоне Хусавик–Блатей в 25 км южнее (рис. 2). В его пределах прослеживаются несколько ледниковых трогов и вмещаемых ими малых речных долин, однако структурного выражения он не имеет и прослеживается лишь в качестве сейсмического линеамента. По его простиранию концентрируются семейства землетрясений, магнитуда которых достигает 7 [Eiríksson et al., 2021; Young et al., 2020]. Предполагается, что после прекращения его активности около 7 млн лет назад, сдвиговые структуры были переработаны последующими денудационными процессами. Предполагается, что сейсмическая активность линеамента связана с возрождением глубинных разломов в результате появления или снятия ледниковой нагрузки на земную кору и последующих гляциоизостатических движений [Rögnvaldsson et al., 1998]. Возможно, подобные структуры, также фиксирующиеся только в землетрясениях, расположены и к северу от разломной зоны Хусавик–Блатей и возникли в результате продвижения Северной РЗ, однако их время существования было непродолжительным [Khodayar, Björnsson, 2018].

В настоящее время предполагается, что развитие ТЗ Тьёрнес началось около 9 млн лет назад при перескоке главной оси растяжения из центральной Исландии (РЗ Скаги) на место современной Северной РЗ, которая соединялась с РЗ Скаги линеаментом Дальвик. При дальнейшем развитии Северной РЗ и ее продвижении на север около 7 млн лет назад, основные сдвиговые деформации стали концентрироваться на месте современной разломной зоны Хусавик–Блатей, в то время как линеамент Дальвик прекратил свою активность или значительно снизил ее. Образование КР Гримсей, вероятно, произошло при следующем магматическом импульсе Исландского плюма, сопровождавшимся активизацией вулканической деятельности около 3 млн лет назад [Khodayar, Björnsson, 2018; Eiríksson et al., 2021]. Однако, согласно [Karson et al., 2019], он не мог сформироваться без наличия изначально существовавшей на его месте ослабленной зоны. В настоящее время разломная зона Хусавик–Блатей и амагматический рифт Эйяфьядараудль являются отмирающими структурами, а основная активность переходит на КР Гримсей [Khodayar, Björnsson, 2018].

Таким образом, рифтовые ветви хр. Колбенсей и Северной РЗ Исландии соединяются между собой, формируя область перекрытия центров растяжения, не характерную для ультрамедленного спрединга. Перекрытие ограничено сложно устроенными трансформными смещениями и рифтовыми зонами, имеющими различную морфологию и геологическую структуру, которые во

многим определяются интенсивностью неравномерного во времени термического влияния Исландского плюма.

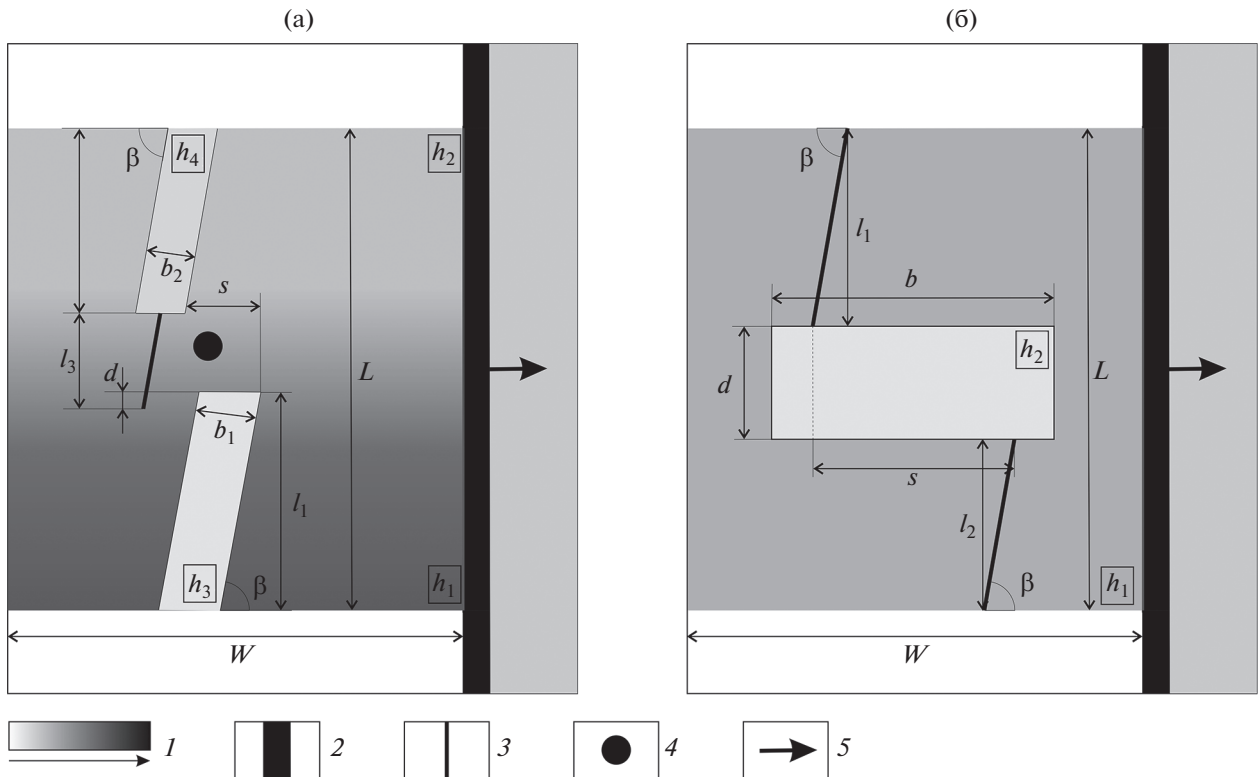
## ПОСТАНОВКА И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Исследование условий формирования и развития трансформной зоны Тьёрнес проводилось с использованием физического моделирования. Подробно экспериментальное оборудование, модельное вещество, условия подопытия и методики проведения экспериментов описаны в работах [Shemenda, Grokholsky, 1991; Shemenda, Grokholsky 1994; Грохольский, Дубинин, 2006; Дубинин и др., 2018].

Литосфера Исландии в значительной степени сложена породами базальтового состава в отличие от литосферы в районе ультрамедленных спрединговых хребтов верхняя часть, которой сложена тонким базальтовым слоем, а нижняя перидотитами. Поэтому наряду с хрупкими деформациями в верхних слоях, в нижних частях литосферы Исландии также присутствуют более пластичные деформации, чем в ультрамедленных спрединговых хребтах.

Используемое нами модельное вещество при его деформации воспроизводит хрупко-пластическое поведение такой литосферы, плавающей на жидком основании модельной астеносферы. Расплавленное, однородное модельное вещество охлаждалось сверху. Затвердевшее до необходимой толщины оно моделировало литосферу, которая припаивалась к поршню и противоположной стенке экспериментальной ванны. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает ее различное поведение при растягивающих напряжениях: более хрупкое или более пластичное. Далее в ней механическим путем, задавались различные типы неоднородностей – центры локализации деформаций (разрезы – рифтовые трещины, ослабленные зоны с более тонкой литосферой, или структурные неоднородности с более прочной, толстой литосферой различной конфигурации и др.) [Grokholskii, Dubinin, 2006; Дубинин и др., 2018; Дубинин, Грохольский, 2020]. После подготовки начиналось горизонтальное растяжение модели или в ней воспроизводится сдвиг. Деформации характерные для ультрамедленных спрединговых хребтов (в природе 2 см/год) в эксперименте воспроизводились растяжением модели со скоростью  $\sim 1.15 \times 10^{-5}$  м/с.

Характерной чертой исследуемого района является наличие Исландской горячей точки. Ее термическое влияние с изменяющейся по времени генерацией магмы в экспериментах воспроизводилось с помощью локального источника нагрева (ЛИН).



**Рис. 4.** Схемы и параметры экспериментов первой (а) и второй (б) серий: 1 – шкала толщины модельной литосферы вмещающей плиты и ослабленных зон (от 0.2 до 5 мм); 2 – поршень установки; 3 – разрез; 4 – положение ЛИН; 5 – направление растяжения.  $L$  – длина области эксперимента модельной плиты;  $W$  – ширина модельной плиты;  $l$  – длина разрезов и ослабленных зон;  $b$  – ширина ослабленных зон;  $s$  – смещение между разрезами и ослабленными зонами;  $d$  – перекрытие между разрезами и ослабленными зонами;  $\beta$  – угол между разрезом или ослабленной зоной и направлением растяжения;  $h$  – толщина модельной литосферы.

Приспособление ЛИН, генерирующее термическую аномалию, располагалось в расплавленном слое модельной астеносферы на определенной глубине. Интенсивность его нагрева подбиралась для каждой серии экспериментов. Образующаяся при его работе термическая аномалия с более горячим модельным веществом имитировала тепловое воздействие астеносферных потоков и уменьшение прочности модельной литосферы. Таким образом, в модели ЛИН имитировал магматические импульсы Исландского плюма, приводящие к повышенной генерации расплава и влияющие на динамику структурообразования в модельной рифтовой или сдвиговой зоне.

Результаты экспериментов и отдельных их стадий сопоставлялись со структурными схемами исследуемых объектов

#### ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Эксперименты по моделированию трансформной зоны Тьёрнес включали две серии (рис. 4):

1. Моделирование общего структурного плана, условий формирования и эволюции трансформной зоны Тьёрнес.

2. Моделирование структуры и условий формирования разломной зоны Хусавик–Блатей. Вторая серия выделена отдельно, поскольку моделирование разломной зоны, представленной узкой трансформной зоной с большим количеством мелких структурных особенностей требовало рассмотрения структурообразующих деформаций в более крупном масштабе.

В рамках **первой серии** (рис. 4а), при моделировании общей структуры ТЗ Тьёрнес было необходимо изменять мощность хрупкого слоя не только в ослабленных рифтовых зонах, но и на вмещающей плите: при движении от модельной литосферы Исландии к литосфере хр. Колбенсей. Толщина литосферы  $h$  уменьшалась при этом с 4 до 2 мм. В модели это достигалось с помощью ветровой тени. Также были заданы две ослабленные зоны, соответствующие хр. Колбенсей ( $h_4 = 1$  мм,  $b_2 = 4$  см) и Северной РЗ Исландии ( $h_3 = 0.4$  мм,  $b_1 = 5$  см).

Необходимая мощность слоя ( $h$ ) в ослабленной зоне и на вмещающей плите была задана из-

начально, исходя из данных о мощности хрупкого слоя (над коровой магматической камерой) в северной части хр. Рейкьянес – 9 км [Кохан и др., 2012], и данных теплового потока по Исландии [Hjartarson, 2015]. Мощность хрупкого слоя в пределах вулканических зон Исландии была рассчитана из соотношения:

$$q = -k \frac{\Delta T}{\Delta H},$$

где:  $q$  – значение теплового потока;  $k$  – коэффициент теплопроводности базальтов (для Исландии –  $\sim 1.7$  [Геншафт, Салтыковский, 1999]);  $\Delta T/\Delta H$  – температурный градиент. За границу хрупкого слоя была принята изотерма  $750^\circ\text{C}$ . Для Северной РЗ мощность хрупкого слоя составила 4–4.5 км, что примерно в два раза ниже, чем в северной части хр. Рейкьянес. Исходя из этого, мощность модельного хрупкого слоя была задана  $h = 0.4$  мм. Из этих соотношений была получена толщина хрупкого слоя в пределах вмещающей литосферы. Для хр. Колбенсей мощность хрупкого слоя  $h = 1$  мм была взята из предыдущих экспериментов [Кохан и др., 2012].

Разная толщина модельной литосферы ( $h$ ) была создана при охлаждении за счет ветровой тени, закрывающей от охлаждения половину установки. Ветровая тень позволила создать постепенный, но в то же время быстрый переход между участками литосферы с разной толщиной. Далее в модельной литосфере задавались ослабленные зоны, соответствующие хр. Колбенсей и Северной РЗ, а также разрез длиной  $l_3 = 7$  см, соответствующий амагматическому рифту Эйяфьядараудль (рис. 4а). Рифт Скъяулфанди, являющийся внутриплитной структурой, ввиду сложности воспроизведения, неясности его структурного положения и времени формирования в модели не рассматривался. Все ослабленные зоны и разрез располагались под углом  $\beta = 80^\circ$  относительно направления растяжения. На этом этапе задавались главные переменные параметры модели:

- Значение смещения  $s$  между ослабленными зонами и разрезом варьировалось от 2 до 6 см.
- Перекрытие или расстояние между концами ослабленных зон и разреза  $d$  менялось от –6 до 3 см, где отрицательные значения соответствуют расстоянию между концами ослабленных зон и разреза.

Оптимальные значения параметров, при которых полученная в экспериментах геометрия трещин наилучшим образом соотносится со структурным планом ТЗ Тьёрнес, составили  $s = 3$  см,  $d = 2$  см. В процессе растяжения модели, после образования продвигающимися трещинами перекрытия, включался ЛИН. Его работа воспроизводила один из магматических импульсов Исландского плюма, предположительно, приведшего

к формированию современной структуры КР Гримсей [Karson et al., 2019].

**Эксперимент 2452.** В процессе растяжения (рис. 5) деформации начали развиваться в левой краевой части нижней ослабленной зоны и на конце разреза, простирающегося от верхней ослабленной зоны, где за счет большой мощности хрупкого слоя модельной литосферы образование трещин проходит активнее. В то же время, за счет крайне малой толщины модельной литосферы в пределах ослабленных зон образование в них трещин началось позже, сначала в верхней, а затем в нижней. При этом, по мере продвижения трещин в тело вмещающей плиты, в нижней ослабленной зоне геометрия осей растяжения постоянно изменялась, приобретая рассеянный характер. Это в конечном итоге привело к формированию нескольких субпараллельных центров растяжения. В верхней зоне ось растяжения в это время всегда оставалась относительно стабильной, что, вероятно, связано с большей мощностью модельной литосферы.

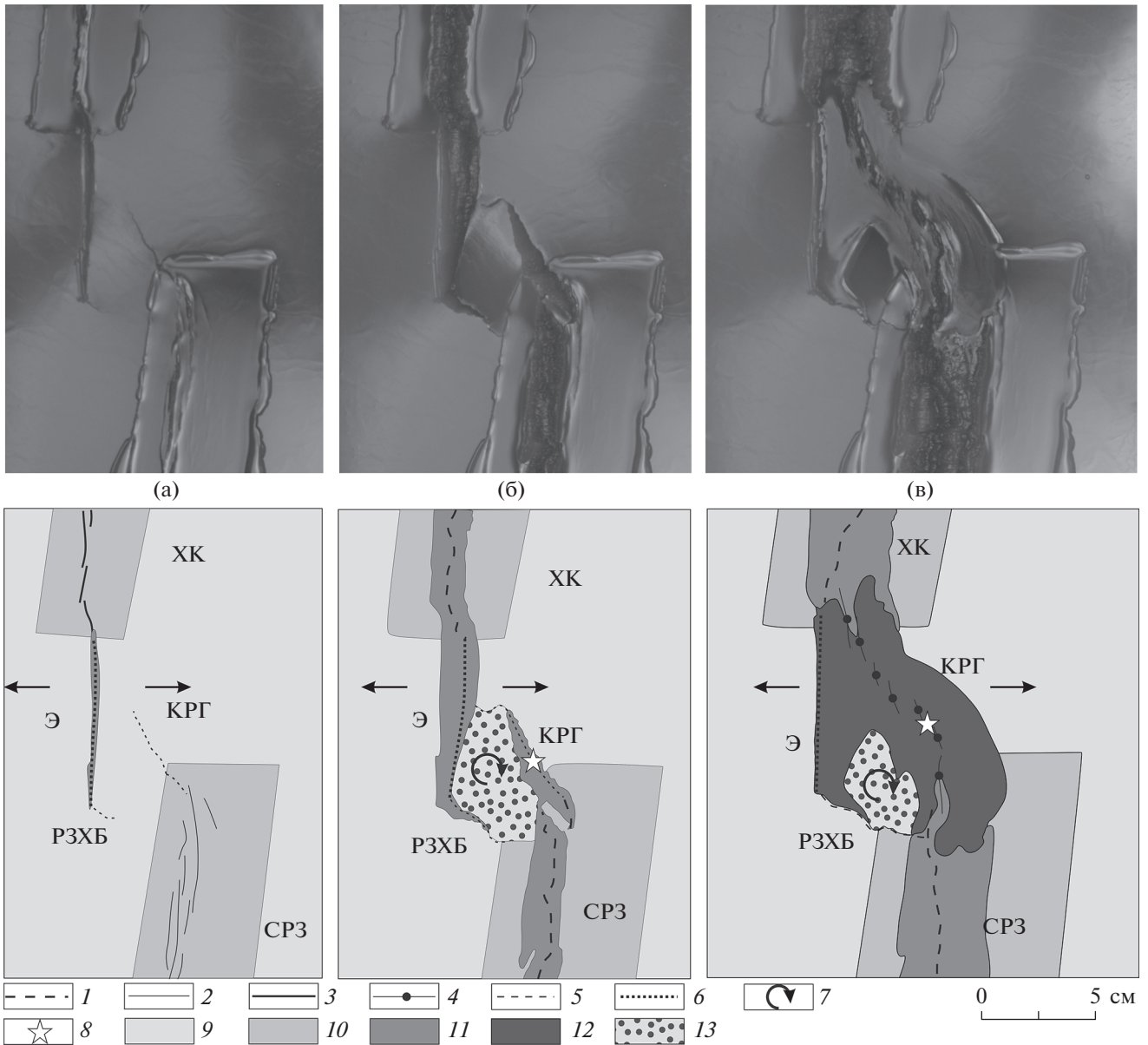
На концах нижней ослабленной зоны и разреза трещины продвигались с разной скоростью. Причем трещина, продвигающаяся из разреза (нижняя трещина на рис. 5) простиралась под углами от  $10^\circ$  до  $25^\circ$  к направлению растяжения, в то время как трещина, продвигающаяся из нижней ослабленной зоны (верхняя трещина на рис. 5), имела простираение  $40^\circ$ – $45^\circ$  к направлению растяжения. Вероятно, подобная асимметрия в направлении продвижения трещин связана с увеличением мощности модельной литосферы при движении вниз (рис. 4а). При этом, нижняя трещина внедряется в более толстую литосферу, а верхняя в более тонкую.

В дальнейшем обе трещины стали продвигаться субпараллельно направлению растяжения. Это стало следствием начала деформации краевых частей вращающегося по часовой стрелке центрального блока между перекрывающимися осями растяжения. Далее обе трещины соединились с нижней ослабленной зоной и разрезом, соответственно, образовав перекрытие с центральным блоком неправильной формы (рис. 5б). При этом, основной сдвиг шел по нижней трещине, а верхняя постепенно отмирала. Затем без остановки растяжения в месте сочленения верхней трещины и нижней ослабленной зоны был включен ЛИН.

После образования на поверхности пятна термической аномалии ЛИН был отключен, и расплав начал распространяться вдоль верхней трещины. Достигнув ее сочленения с верхней ослабленной зоной, его распространение продолжилось вниз по разрезу и частично вдоль нижней трещины.

При постепенном застывании расплава и образовании хрупкого слоя началось формирование сегментации в области погребенной верхней тре-

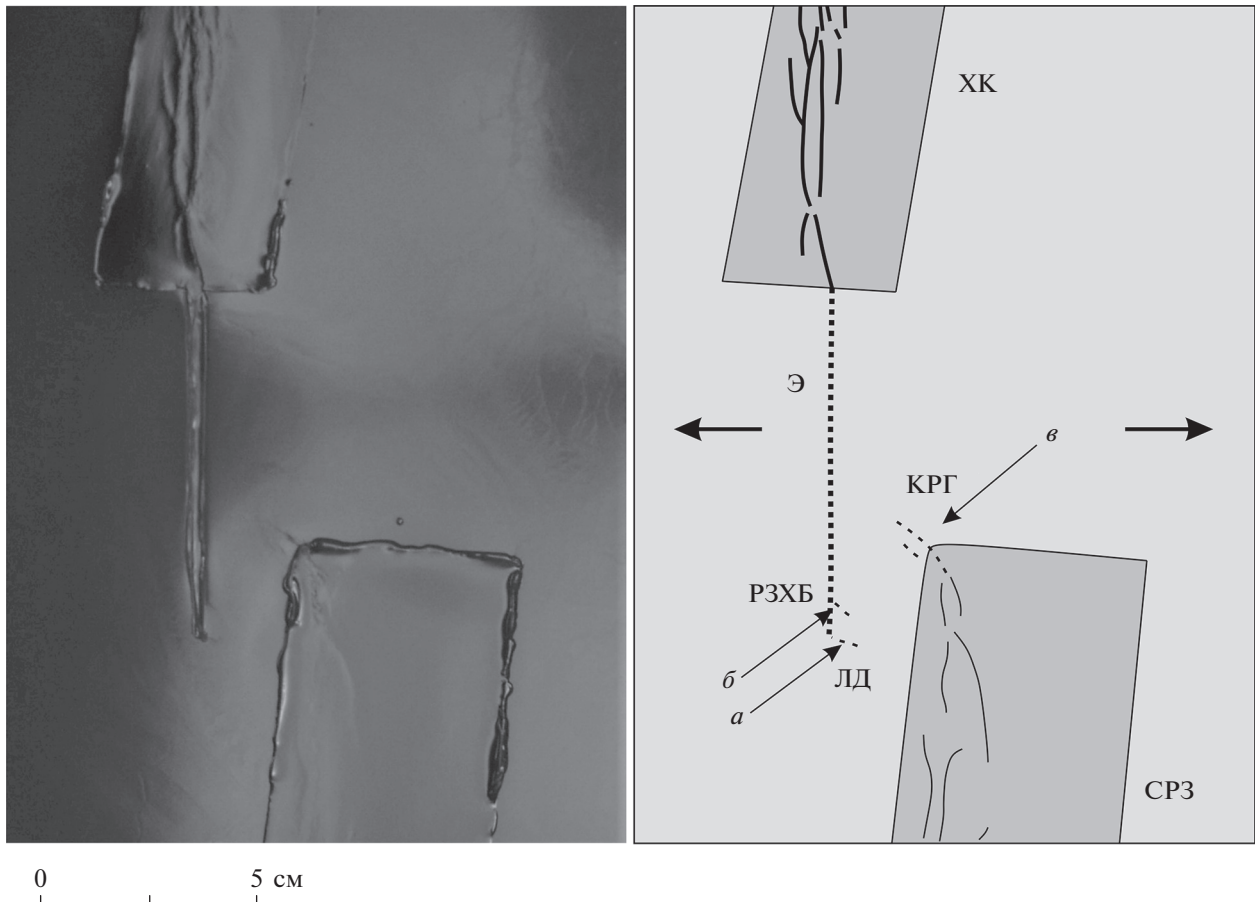




**Рис. 5.** Эксперимент 2452. Моделирование образования и развития ТЗ Тьёрнес. Стадии эксперимента и их структурная интерпретация:  $l_1 = l_2 = 1.5 \times 10^{-1}$  м;  $l_3 = 7 \times 10^{-2}$  м;  $b_1 = 5 \times 10^{-2}$  м;  $b_2 = 4 \times 10^{-2}$  м;  $s = 3 \times 10^{-2}$  м;  $d = 2 \times 10^{-2}$  м;  $\beta = 80^\circ$ ;  $h_1 = 4 \times 10^{-3}$  м;  $h_2 = 2 \times 10^{-3}$  м;  $h_3 = 4 \times 10^{-4}$  м;  $h_4 = 10^{-3}$  м. (а) – *Этап 1*. Заложение трансенсивных зон; (б) – *Этапы 2–3*. Образование перекрытия центров спрединга и вращающегося блока между ними, локализация главных сдвиговых деформаций в левой части перекрытия; (в) – *Этап 4*. Формирование эшелонированных вулканических сегментов при активизации локального источника нагрева (“горячей точки”); 1 – оси растяжения; 2 – вулканические сегменты; 3 – неовулканические зоны; 4 – вулканические сегменты КР Гримсей; 5 – трансенсивные зоны; 6 – амагматический рифт; 7 – направление вращения микроплиты; 8 – положение ЛИН; 9 – модельная плита; 10 – ослабленные зоны; 11 – вновь образованная модельная литосфера; 12 – модельная литосфера, образованная “горячей точкой”; 13 – блок микроплиты Гримсей–Тьёрнес; СРЗ – Северная РЗ, остальные аббревиатуры см. на рис. 2. Пояснения к этапам формирования в тексте.

щины. Сегменты имели прямую или слегка изогнутую форму, а их длина варьировала от миллиметров до первых сантиметров, причем наибольшую длину имели сегменты, примыкающие к ослабленным зонам. Сегменты эшелонированно выстраивались с небольшим перекрытием, их

простираемость составляло от  $75^\circ$  до  $85^\circ$  относительно направления растяжения. В то же время продолжалось вращение центрального блока и развитие системы разрез–нижняя трещина, однако основные напряжения растяжения и сдвига концентрировались в новообразованных сегментах.



**Рис. 6.** Эксперимент 2422. Начальный этап развития трещин в ТЗ Тьернес (слева) и структурная интерпретация результатов (справа) ( $l_1 = l_2 = 1.5 \times 10^{-1}$  м;  $l_3 = 7 \times 10^{-2}$  м;  $b_1 = 5 \times 10^{-2}$  м;  $b_2 = 4 \times 10^{-2}$  м;  $s = 3 \times 10^{-2}$  м;  $d = 2 \times 10^{-2}$  м;  $\beta = 80^\circ$ ;  $h_1 = 4 \times 10^{-3}$  м;  $h_2 = 2 \times 10^{-3}$  м;  $h_3 = 4 \times 10^{-4}$  м,  $h_4 = 10^{-3}$  м). Образование двух трещин в нижней части разреза в начале растяжения, соответствующих: *а* – линеаменту Дальвик; *б* – разломной зоне Хусавик–Блатей; *в* – заложение трещины от нижней ослабленной зоны по двум плоскостям сдвига. Аббревиатуры и условные обозначения см. на рис. 2 и рис. 5.

К концу эксперимента общий поворот блока составил около  $35^\circ$ .

Следует отметить эксперименты, проведенные в аналогичных условиях, в которых нижняя трещина формировалась изначально по одной сдвиговой трещине, но затем, в ходе развития модели, меняла свое местоположение (рис. 6). Представляет интерес развитие верхней трещины, которое вначале проходило под меньшими углами относительно направления растяжения и с образованием на начальных этапах нескольких трещин. В дальнейшем лишь одна из них продолжила свое развитие (эксп. 2422, рис. 6).

**Вторая серия** экспериментов отличалась от предыдущей. Основным допущением являлось, что формирование структурного плана разломной зоны Хусавик–Блатей происходило в условиях, отличных от современных. Предполагалось, что изначально разломная зона формировалась в условиях большего прогрева литосферы, пример-

но соответствующего условиям формирования Северной РЗ. При этом оба рифта быстро продвигались, что возможно только в условиях малой толщины хрупкого слоя литосферы.

Исходя из этих допущений, при подготовке экспериментов были заданы два разреза, отделенных друг от друга прямоугольной ослабленной зоной (рис. 4б). Разрезы располагались под углом  $\beta = 80^\circ$  к направлению растяжения. Основными переменными параметрами в этой серии были:

- смещение  $s$  между разрезами. Параметр варьировался от 6 до 10 см;
- расстояние между концами разрезов  $d$ . Параметр варьировался от 4 до 10 см;
- толщина модельной литосферы в ослабленной зоне  $h$ . Параметр варьировался от 0.2 до 0.6 мм.

Наиболее оптимальные параметры, при которых в экспериментах получался структурный план, схожий с разломной зоной Хусавик–Блатей, бы-

ли выявлены при значениях  $s = 8.5$  см,  $d = 7$  см и  $h = 0.4$  мм. Разрезы и ослабленная зона задавались в модели непосредственно перед началом эксперимента.

**Эксперимент 2607.** После начала растяжения, на начальном этапе, трещины из разрезов продвигались достаточно медленно. Однако по мере охлаждения модели и увеличении мощности ее хрупкого слоя, скорости их продвижения резко увеличились. Вместе с тем, скорость продвижения трещин была неравномерна, импульсами. Далее продвижение верхней трещины приостановилось, в то время как нижняя продолжала свое продвижение. За счет стабилизации одного из центров растяжения началось образование сдвиговой зоны (рис. 7).

Вначале заложилась одна сдвиговая трещина, субпараллельная направлению растяжения (рис. 8). Но при развитии правого рифтового сегмента образовались еще две трещины, расположенные под углом по отношению к направлению растяжения. Дальнейшее развитие шло по первой из заложившихся трещин.

Сначала сдвиговая зона стала развиваться в виде ложбины, субпараллельной растяжению, с неровными ступенчатыми стенками и оперяющимися трещинами, расположенными под углами от  $15^\circ$  до  $60^\circ$  относительно простирания ложбины. При продвижении сдвиговой зоны влево (рис. 8), ложбина начала разделяться на отдельные веретенообразные и ромбовидные впадины, располагающиеся под углами  $15^\circ$ – $25^\circ$  к первоначальному простиранию ложбины, также с неровными, ступенчатыми стенками. В то же время количество оперяющих зону сдвига трещин значительно увеличилось, а сама зона трещинообразования расширилась (рис. 8). Наблюдалось преобладание трещин, расположенных под пологими углами ( $10^\circ$ – $20^\circ$ ) относительно направления растяжения, соединяющиеся отдельными трещинами с большими углами простирания. В левой части сдвига ложбины и впадины исчезают, появляются трещины, располагающиеся под углами  $10^\circ$ – $20^\circ$ , а в крайне левой части формируются трещины под углами  $15^\circ$ – $25^\circ$ . Появились также трещины, соединяющие первые ( $10^\circ$ – $20^\circ$ ) под большими углами ( $60^\circ$ – $75^\circ$ ). Зона трещинообразования при этом постепенно увеличивается до  $1.5$ – $1.8$  см в крайне левой части, а сами трещины становятся значительно менее выраженными (рис. 8).

Формирование сдвиговой зоны происходило стремительно и заняло не более 10 секунд. После образования сдвиговой зоны ее дальнейшее развитие остановилось, уступив место вновь начавшемуся продвижению рифтовых трещин, простирание которых относительно направления растяжения уменьшилось с  $80^\circ$  до  $60^\circ$ . К концу

эксперимента рифтовые трещины образовали перекрытие (рис. 8).

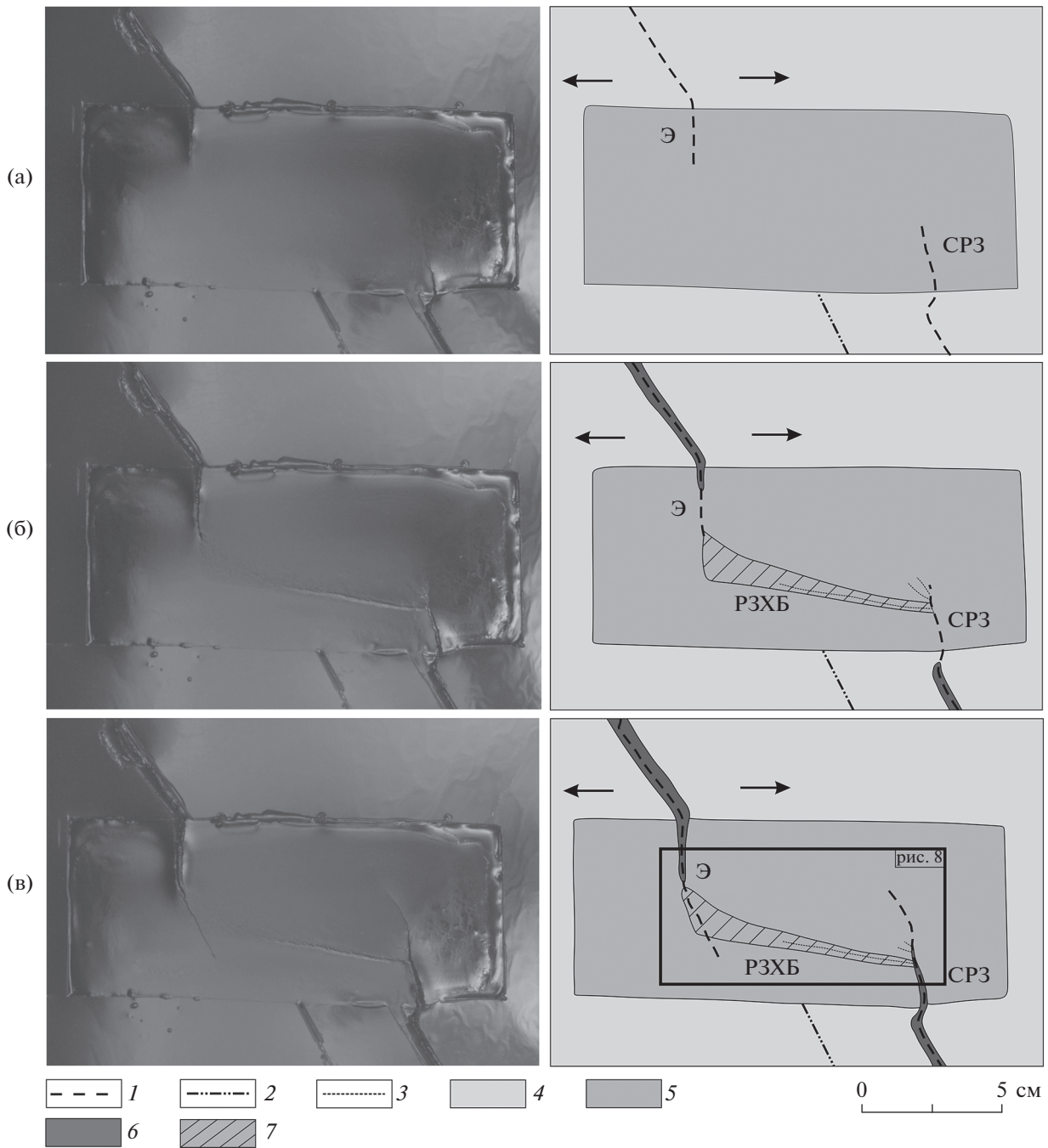
## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Результаты экспериментальных исследований условий формирования и эволюции ТЗ Тьёрнес позволили сделать следующие выводы.

Заложение разломной зоны Хусавик–Блатей и КР Гримсей произошло практически одновременно. Однако в первом случае общий облик разломной зоны не изменился и находился под относительно слабым влиянием Исландского плюма. В то время как современная структура КР Гримсей, согласно [Karson et al., 2019], сформировалась только при взаимодействии вдоль осевого термического потока, инициированного очередным магматическим импульсом Исландского плюма, и ранее заложившегося разрывного нарушения, что также соотносится с более ранними результатами аналогового моделирования [Tentler, 2003]. Различная геометрия трещин, соответствующих КР Гримсей и разломной зоны Хусавик–Блатей, обусловлена градиентом увеличения мощности хрупкого слоя литосферы, направленным на юг. Конечная зона сочленения в модели получилась несколько уже, чем в действительности, однако в экспериментах не могут быть учтены различия в скоростях растяжения на хр. Колбенсей и Северной РЗ, которые и определили увеличение смещения всей трансформной зоны [Khodayar, Björnsson, 2018].

Структурный план КР Гримсей достаточно точно нашел свое отражение в модели. В экспериментах сформировался ряд эшелонированных центров растяжения, субортогональных направлению движения модельных плит. Наиболее длинными были сегменты близкие к зоне сочленения модельных косоугольного рифта Гримсей и хр. Колбенсей. Это соответствует действительности: к Северной РЗ с севера примыкает вытянутое на 40 км вулканическое поднятие Маунаурейяр, а примыкающий к хр. Колбенсей сегмент, как отмечалось выше, имеет наиболее обширные площади распространения подушечных базальтов.

Образование разломной зоны Хусавик–Блатей по результатам первой серии экспериментов осталось не до конца ясным. В большинстве случаев формирование этой зоны началось от модельного рифта Эйяфьядараудль (рис. 5). В то же время, в других экспериментах (рис. 6), она развивалась от Северной РЗ с образованием нескольких сдвиговых трещин на начальном этапе, что более приближено к действительной структуре разломной зоны. В некоторых экспериментах шло образование двух (рис. 6а, 6б), реже трех параллельных трещин на краевом и среднем участках модельного рифта Эйяфьядараудль. В про-



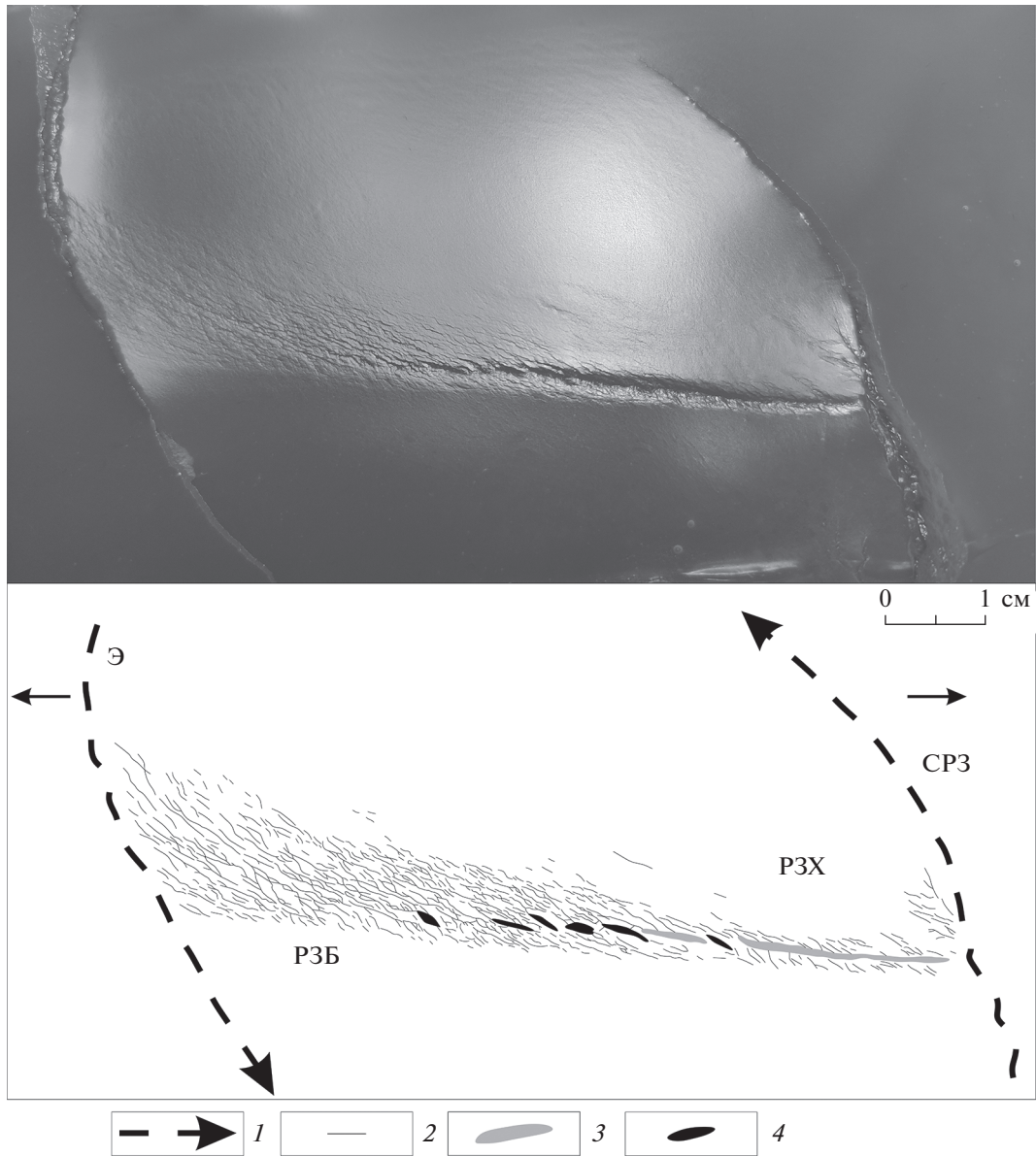
**Рис. 7.** Эксперимент 2607. Условия формирования разломной зоны Хусавик–Блатей: (а)–(в) – стадии эксперимента и их структурная интерпретация ( $l_1 = l_2 = 1.2 \times 10^{-1}$  м;  $b = 10^{-1}$  м;  $s = 8.5 \times 10^{-2}$  м;  $d = 7 \times 10^{-2}$  м;  $\beta = 80^\circ$ ;  $h_1 = 3 \times 10^{-3}$  м;  $h_2 = 4 \times 10^{-4}$  м): 1 – оси растяжения; 2 – неактивные оси растяжения; 3 – крупные сдвиговые трещины; 4 – модельная плита; 5 – ослабленные зоны; 6 – вновь образованная модельная литосфера; 7 – сдвиговая зона. СРЗ – Северная РЗ, Э – рифт Эйяфьядараудль, РЗХБ – разломная зона Хусавик–Блатей.

цессе эксперимента продолжала свое развитие лишь трещина в средней части разреза (рис. 6б), которая соответствовала разломной зоне Хусавик–Блатей (рис. 6б), а вторая отмирала и соответствовала линеаменту Дальвик (рис. 6а). Такая ситуация оказывается возможной из-за неравномерности развития центров растяжения в преде-

лах обеих ослабленных зон: перескок сдвиговой (левой) трещины возникает за счет раскрытия трещины (правой) непосредственно напротив развивающейся трещины (левой) (рис. 6).

По результатам второй серии экспериментов было показано, что современный структурный план разломной зоны Хусавик–Блатей с большей





**Рис. 8.** Эксперимент 2607. Условия формирования разломной зоны Хусавик–Блатей. Конечная стадия эксперимента крупным планом (см. рис. 7) и ее структурная интерпретация ( $l_1 = l_2 = 1.2 \times 10^{-1}$  м;  $b = 10^{-1}$  м;  $s = 8.5 \times 10^{-2}$  м;  $d = 7 \times 10^{-2}$  м;  $\beta = 80^\circ$ ;  $h_1 = 3 \times 10^{-3}$  м;  $h_2 = 4 \times 10^{-4}$  м): 1 – оси рифтов и направления их продвижения; 2 – сдвиги; 3 – днище ложбины грабена; 4 – бассейны пулл эпорт. P3X – разломная зона Хусавик, P3Б – разломная зона Блатей, P3З – Северная рифтовая зона, Э – рифт Эйяфьядараудль. Соответствует структурам, выделенным на рис. 3а.

вероятностью был образован в условиях значительно большего прогрева литосферы, чем в среднем на протяжении всей истории развития трансформной зоны. Экспериментальные результаты подтверждаются полевыми данными. Остров Блатей представляет собой приразломную вулканическую постройку, сформированную в плейстоцене, однако вулканизм здесь был возможен и в предшествующие эпохи при магматических импульсах Исландского плюма [Young et al., 2020].

При движении на запад структурный план трансформной зоны претерпевает изменения,

что наблюдалось и в модели. В западной части, вблизи Северной P3, структура представляет собой сдвиговую трещину, осложненную оперяющими синтетическими и антитетическими сдвигами Риделя, имеющими ориентировку  $10^\circ$ – $15^\circ$  и  $60^\circ$ – $75^\circ$ , соответственно, относительно простирания главной сдвиговой зоны (рис. 8). Также подобные нарушения были получены и в ходе аналогового моделирования сдвиговых деформаций трансформных зон, выполненных на песчаных и глинистых материалах [Dooley, Schreurs, 2012; Гончаров, 2010].



В пределах восточной части также выделяются бассейны “пулл эпарт” [Garcia, Dhont, 2005], которые могут быть соотнесены с веретенообразными и ромбовидными понижениями, наблюдаемыми в модели.

В левой части модели (западной части разломной зоны Хусавик–Блатей в природе) (рис. 8) главный сдвиговый разлом перестает отчетливо прослеживаться, уступая место рассеянному сдвигу. Здесь постепенно формируется структура типа “конского хвоста”, которая далее переходит в структуры амагматического рифта Эйяфьярдарандль. Структура конского хвоста представлена рядом веерообразно расходящихся разломов, постепенно изменяющих свое простираие при переходе в рифтовые структуры [Khodayar, Björnsson, 2018].

Наблюдаемое в модели развитие трансформной зоны от Северной РЗ к амагматическому рифту Эйяфьярдарандль с точным повторением структурного плана сдвиговой зоны позволяет предположить следующее. Ее развитие началось именно от Северной РЗ в результате продвижения на север. Наблюдаемая большая ширина зоны разломообразования рифта Эйяфьярдарандль обусловлена образованием структуры конского хвоста при неравномерном продвижении хр. Колбенсей на юг. То есть облик самого рифта является следствием первичного развития разломной зоны Хусавик–Блатей.

Таким образом, изначальная конфигурация трансформной зоны Тьёрнес была предопределена постоянной скоростью продвижения спрединговых сегментов Северной РЗ и южной части хр. Колбенсей навстречу друг другу. После того, как произошло незначительное перекрытие конечных участков обоих сегментов, они соединились серией сдвигов, сформировав трансформную зону Тьёрнес. Позднее один из рифтовых сегментов прекратил или снизил свою активность в то время как другой оставался активным. В этот период основные сдвиговые деформации концентрировались в другой сдвиговой зоне, в настоящее время являющейся разломной зоной Хусавик–Блатей. Последняя на ранних стадиях развития также изменяла свое местоположение в пространстве по мере продвижения на север Северной РЗ. Наиболее ранней стадией ее формирования является линеймент Дальвик, в настоящее время проявляющийся только в очагах землетрясений.

Современный облик трансформной зоны сформировался после очередного магматического импульса Исландского плюма [Karson et al., 2019], когда вдольшовой поток вещества использовал для дальнейшей продвижения уже имеющуюся ослабленную зону, сформированную на предыдущем этапе в ходе незначительного перекрытия центров спрединга, но прекратившую

свою активность. Она трансформировалась в КР Гримсей с отдельными эшелонированными, суб-ортогональными растяжению спрединговыми сегментами и активным вулканизмом. Предполагается, что образование КР Гримсей произошло около 3 млн лет назад, после чего основная часть сдвиговой и раздвиговой компонент проходит именно по нему, а разломная зона Хусавик–Блатей и амагматический рифт Эйяфьярдарандль являются отмирающими структурами, что также соотносится и с природными аналогами [Karson et al., 2019].

Отдельно обращает на себя внимание разломная зона Хусавик–Блатей. Проведенное моделирование показало возможность формирования этой разломной зоны не от северного спредингового сегмента [хр. Колбенсей], а от южного [Северная РЗ], в том числе структуры конского хвоста, формирование которой предопределило облик амагматического рифта Эйяфьярдарандль. Вторым фактором, определившим расширение рифта к северу, стало вращение блока микроплиты Гримсей–Тьёрнес, что соответствует результатам моделирования.

Изначально разломная зона должна была сформироваться в условиях значительно лучшего прогрева литосферы и меньшей толщины её хрупкого слоя, что также отражает колебание магматической активности в зависимости от магматических импульсов Исландского плюма.

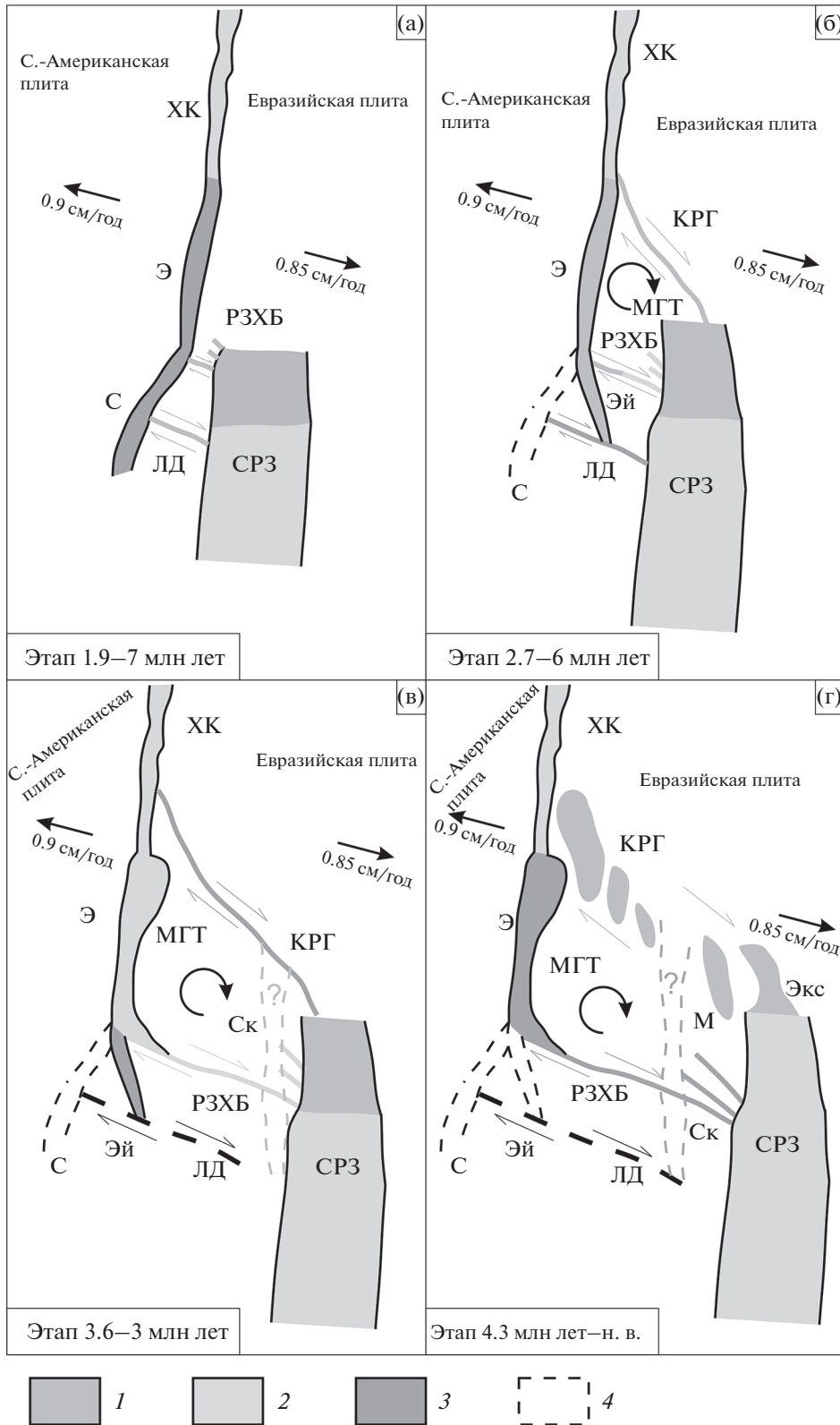
Обобщая, можно выделить четыре этапа в становлении современной трансформной зоны Тьёрнес (рис. 9):

1. Становление трансформной зоны (рис. 9а). Развитие зоны сопровождалось перескоками сдвиговых разломов, которые привели к заложению линеймента Дальвик и разломной зоны Хусавик–Блатей.

2. Формирование перекрытия двух спрединговых сегментов южной части хр. Колбенсей и Северной РЗ: пространственная стабилизация разломной зоны Хусавик–Блатей, формирование ослабленной зоны на месте КР Гримсей с наиболее активным вращением блока микроплиты Гримсей–Тьёрнес (рис. 9б).

3. Локализация сдвиговых деформаций по разломной зоне Хусавик–Блатей: прекращение активности другой, восточной спрединговой ветви, формирование структурного облика рифта Эйяфьярдарандль (рис. 9в).

4. Реактивизация КР Гримсей с активным вулканизмом вследствие магматического импульса Исландского плюма. Перераспределение основной части сдвиго-раздвиговых деформаций на КР Гримсей, постепенное затухание тектоно-магматической активности разломной зоны Хусавик–Блатей и рифта Эйяфьярдарандль.



**Рис. 9.** Этапы формирования ТЗ Тьернес. Возраст показан приблизительно, с учётом данных [Karson et al., 2019]. Условные обозначения: 1 – формирующиеся структуры; 2 – зрелые структуры; 3 – отмирающие структуры; 4 – неактивные структуры. РЗХБ – РЗ Хусавик–Блатей, ЛД – линеймент Дальвик, ХК – хр. Колбенсей, Э – рифт Эйяфьрда-раудль, М – поднятие Маунаурейяр, КРГ – косой рифт Гримсей, Ск – рифт Скъяулфанди, С – рифт Скаги, Эй – рифт Эйяфьёрдюр, СРЗ – Северная РЗ, Экс – рифтовый бассейн Эксафьёрдюр, МГТ – микроплита Гримсей–Тьернес.

Полученные экспериментальные результаты показывают, что основными факторами формирования ТЗ Тьёрнес являются: взаиморасположение спрединговых сегментов, постоянная скорость их растяжения, величина прогрева литосферы на каждом этапе формирования ТЗ, интенсивность и частота прохождения магматических импульсов Исландского плюма и вращение блока микроплиты Гримсей–Тьёрнес. Дальнейшая эволюция ТЗ Тьёрнес может быть связана с развитием косо трансформного разлома или его исчезновением и формированием в данной области искривления рифтовой зоны.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Исландия: Глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС. 1999. 355 с.
- Гончаров М.А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 148–168.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Особенности структурообразования в процессе развития литосферы Аденского залива [физическое моделирование] // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 3. № 11. С. 522–547. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0489>
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И. Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 69–82. <https://doi.org/10.7868/S0002333718010064>
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суцевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамеленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30. <https://doi.org/10.7868/S0016853X13030028>
- 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.
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
- Шеменда А.И., Грохольский А.Л. О механизме образования и развития зон перекрытий осей спрединга // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 97–107.
- Brandsdóttir B., Hooft E.E.E., Mjelde R., Murai Y. Origin and evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. V. 16. P. 1–16. <https://doi.org/10.1002/2014GC005540>
- Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // *Tectonophysics.* 2012. V. 574–575. P. 1–71. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030>
- Eiríksson J., Guðmundsson A.I., Símonarson L.A., Einarsson P., Hjartardóttir Á.R., Brandsdóttir B. The Evolution of the Tjörnes Sedimentary Basin in Relation to the Tjörnes Fracture Zone and the Geological Structure of Iceland. *Pacific-Atlantic Mollusc Migration. Pliocene Inter-Ocean Gateway Archives on Tjörnes, North Iceland* / J. Eiríksson, L. A. Símonarson (eds.). Springer Nature Switzerland AG, Cham, Switzerland. 2021. P. 37–57. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-59663-7>
- Foulger G.R., Du Z., Julian B.R. Icelandic-type crust // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. P. 567–590. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02056.x>
- García S., Dhont D. Structural analysis of the Húsavík-Flatøy 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>
- Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stocker M. Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // *Earth-Science Reviews.* 2020. V. 206. P. 102839. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
- Grokholskii A.L., Dubinin E.P. Experimental modeling of structure-forming deformations in rift zones of mid-ocean ridges // *Geotectonics.* 2006. V. 40. P. 64–80. <https://doi.org/10.1134/S0016852106010067>
- 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/SP447.1>
- Horn J.Á., Hopper J.R., Blischke A., Geisler W.H., Stewart M. et al. Regional distribution of volcanism within the North Atlantic Igneous Province // *Geological Society, London, Special Publications.* 2017. V. 447. P. 105–125. <https://doi.org/10.1144/SP447.18>
- Karson J. A., Brandsdóttir B., Einarsson P., Sæmundsson K., Farrell J.A., Horst A.J. Evolution of migrating transform faults in anisotropic oceanic crust: examples from Iceland // *Canadian J. Earth Sciences.* 2019. V. 56. № 12. P. 1297–1308. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0260>
- Khodayar M., Björnsson S. Preliminary Fracture Analysis of Peistareykir Geothermal Field and Surroundings, Northern Rift Zone and Tjörnes Fracture Zone. *Iceland GeoSurvey [ÍSOR]. Reykjavík. Ísland.* 2013. 61 p.
- Khodayar M., Björnsson S. Structures and Styles of Deformation in Rift, Ridge, Transform Zone, Oblique Rift and a Microplate Offshore/Onshore North Iceland // *International J. Geosciences.* 2018. V. 9. P. 461–511. <https://doi.org/10.4236/ijg.2018.98029>
- Martínez 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>
- Metzger S., Jónsson S., Danielsen G., Hreinsdóttir H., Jouanne F., Giardini D., Villemin T. Present kinematics of the Tjörnes Fracture Zone, North Iceland, from campaign

and continuous GPS measurements // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 192. P. 441–455.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggs032>

*Ruedas T., Marquart G., Schmelting H.* Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume. Mantle plumes – A multidisciplinary approach / J.R.R. Ritter, U.R. Christensen (eds.). Springer. 2007. P. 71–126.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-540-68046-8\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-540-68046-8_3)

*Rögnvaldsson S.T., Guðmundsson Á., Slunga R.* Seismotectonic analysis of the Tjörnes fracture zone – an active transform fault in North Iceland // *Journal of Geophysical Research*. 1998. V. 103. № B12. P. 30117–30129.  
<https://doi.org/10.1029/98JB02789>

*Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 389–404.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90180-Z](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90180-Z)

*Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 9137–9153.

*Tentler T.* Analogue modeling of overlapping spreading centers: insights into their propagation and coalescence // *Tectonophysics*. 2003. V. 376. № 1. P. 99–115.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.08.011>

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

*Young K.D., Orkan N., Jancin M., Sæmundsson K., Voight B.* Major tectonic rotation along an oceanic transform zone, northern Iceland: Evidence from field and paleomagnetic investigations // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2020. V. 391. 106499.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.020>

## Conditions of the Formation and Evolution of the Tjörnes Transform Zone on the Basis of Physical Modelling

**A. L. Grokholsky<sup>a, \*</sup>, V. A. Bogoliubskii<sup>b, \*\*</sup>, and E. P. Dubinin<sup>a, \*\*\*</sup>**

<sup>a</sup>*Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*E-mail: andregro2@yandex.ru

\*\*E-mail: bogolubskiyv@gmail.com

\*\*\*E-mail: edubinin08@rambler.ru

The Tjörnes Transform Zone (TZ) is on the northern margin of Iceland, mostly in the shelf zone. It connects the Kolbeinsey spreading ridge and the Northern Rift Zone (RZ) of Iceland. The zone is complexly structured and comprises several heterochronous sections that evolved in various geodynamic conditions. The geodynamic conditions of the formation and evolution of the Tjörnes TZ were reconstructed by means of physical modelling. The models measured the thickness of the model lithosphere, displacement, and the overlapping between the spreading segments. Results of the modelling show that the Tjörnes TZ formed successively, in two stages. The first stage was the formation of the general configuration of the area of interaction of the extension centres of the Kolbeinsey Ridge and the Northern RZ of Iceland in the form of a small overlap of the spreading centres with a rotating block between them. At the second stage, one of the formed transtensional fault zones between the spreading centres became the feeder channel for a magma pulse of the Iceland Plume, which led to the formation of the Grímsey Oblique Rift (OR). Standing alone is the Húsavík-Flatey fault zone that might have formed under the influence of two at a time spreading segments, with the domination of the more magmatically active Northern Rift Zone.

**Keywords:** Iceland, Iceland Plume, Tjörnes Transform Zone, oblique rift, spreading ridges, physical modelling