

УДК 551.242.23.001.57

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ АРКТИКИ И ПОЛЯРНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2012 А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин², А.Л. Грохольский²¹МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, 119991; e-mail: kkkkk1987@mail.ru²МГУ имени М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, Москва, 119991

Рассмотрены особенности структурообразования в рифтовых зонах ультрамедленных спрединговых хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Гаккеля. Каждый из них развивается в специфической геодинамической обстановке спрединга, что отражается в строении их рифтовых зон. Анализ имеющейся информации о строении и особенностях структурообразования рифтовых зон данных хребтов в сочетании с проведенными экспериментальными исследованиями позволил выявить геодинамические факторы, определяющие их строение и морфологию.

Ключевые слова: ультрамедленный спрединг, структурообразование, рельеф, экспериментальное моделирование.

ВВЕДЕНИЕ

Спрединговые хребты с ультрамедленными скоростями раздвижения (менее 20 мм/год) занимают ~ 20 тыс. км из общей длины глобальной системы срединно-океанических хребтов (СОХ) в 65-70 тыс. км. Исследования последних лет позволили установить, что эти спрединговые хребты характеризуются особенностями рельефа, глубинного строения и механизмами аккреции коры, резко отличными от всех других хребтов, в том числе и с медленными скоростями спрединга (Зайончек и др., 2010; Пейве, 2009; Соколов, 2011; Cannat et al., 2006; Crane et al., 2001; Dick et al., 2003; Michael et al., 2003). Значительная часть таких хребтов располагается в субполярных регионах: Арктическом (хребты Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича и Гаккеля) и Антарктическом (Американо-Антарктический хребет, Юго-Западный Индийский хребет). Кроме того, к этому же классу принадлежат и спрединговые хребты Красноморско-Аденского региона.

Система спрединговых хребтов Арктики и прилегающих участков Полярной Атлантики включает как активные в настоящее время спрединговые хребты, такие как хребет Рейкьянес, хребет Кольбейнсей, хребет Мона, хребет Книпо-

вича и хребет Гаккеля, так и хребты, на которых спрединг уже прекратился (Лабрадорский хребет и хребет Эгир).

Активные спрединговые хребты Арктического региона являются естественным продолжением Срединно-Атлантического хребта (САХ), вместе с которым формируют дивергентную границу между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами. Полюс раскрытия этих двух плит располагается в море Лаптевых вблизи устья р. Лены и, в соответствии с кинематическими принципами перемещения плит по сферической поверхности Земли, все спрединговые хребты должны располагаться вдоль эйлера меридиана. Однако это правило выполняется далеко не всегда, что приводит к наличию косоугольного спрединга (например, хребты Рейкьянес, Мона, Книповича).

Данная статья посвящена рассмотрению спрединговых хребтов Арктики и Полярной Атлантики (рис. 1). Все они характеризуются ультрамедленными скоростями ($V_{\text{спр}} < 20$ мм/год) и молодостью своего образования (начало спрединга относится к концу палеоцена-началу эоцена (60-58 млн. лет)). Структурообразование и рельеф рифтовой зоны на каждом из хребтов отличаются и являются чуткими индикаторами глубинных процессов и особенностей геодинамики спрединга.

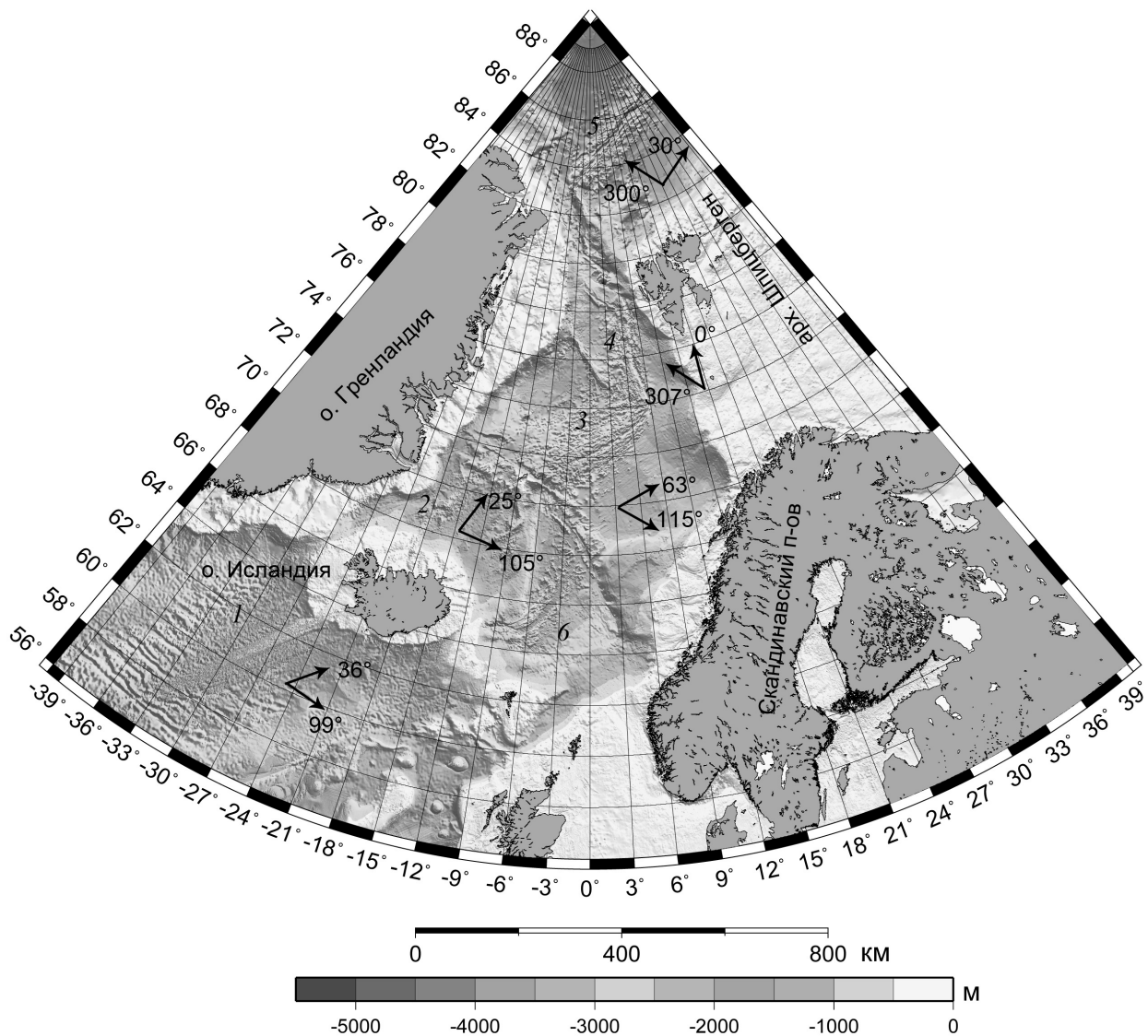


Рис. 1. Батиметрическая карта акватории Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики к северу от ТР Байт (GEVCO_08 grid, ver. 20100927). Стрелками для каждого хребта показаны направления раздвижения плит и простираение рифтовой долины. 1 – хребет Рейкьянес; 2 – хребет Кольбейнсей; 3 – хребет Мона; 4 – хребет Книповича; 5 – хребет Гаккеля; 6 – палеоспрединговый хребет Эгир.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В РИФТОВЫХ ЗОНАХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ

Хребет Рейкьянес протягивается почти на 1000 км, от $56^{\circ}47'$ до $63^{\circ}20'$ к юго-западу от о. Исландии. Его южной границей служит трансформный разлом (ТР) Байт, северной – сдвиговая зона на п-ове Рейкьянес. Скорость спрединга на хребте составляет от 18.5 мм/год в районе Исландия до 20.2 мм/год в районе ТР Байт (DeMets et al., 2010). Севернее ТР Байт наблюдается сложная система магнитных аномалий различного простираения и сочетание массивов сегментированной и несегментированной литосферы. Их наличие связывают с колебаниями наклоности спрединга на хребте, вызванными импульсами активности Исландской горячей точ-

ки (Меркурьев и др., 2009) Тренд рифтовой зоны составляет 36° и образует с вектором регионального раздвижения плит (95° - 100°) угол α в 60 - 65° (DeMets et al., 2010) (рис. 2б, 2в).

Исследования рельефа дна и морфоструктурной сегментации хребта Рейкьянес показали закономерное изменение морфологии рифтовой зоны с севера на юг вдоль его простираения по мере удаления от Исландского мантийного плюма (Гуревич, Меркурьев, 2009; Appelgate, Shor, 1994; Searle et al., 1998). Такое же закономерное изменение было установлено с помощью сейсмических методов и в уменьшении толщины коры (Jacoby et al., 2007; Smallwood, White, 1998; Weir et al., 2001). Сейсмические исследования хребта показали, что толщина коры в районе 63° с.ш. составляет 13-14 км, а в районе 58° с.ш. – 7.5-8 км. Эти значения превышают характерные сред-

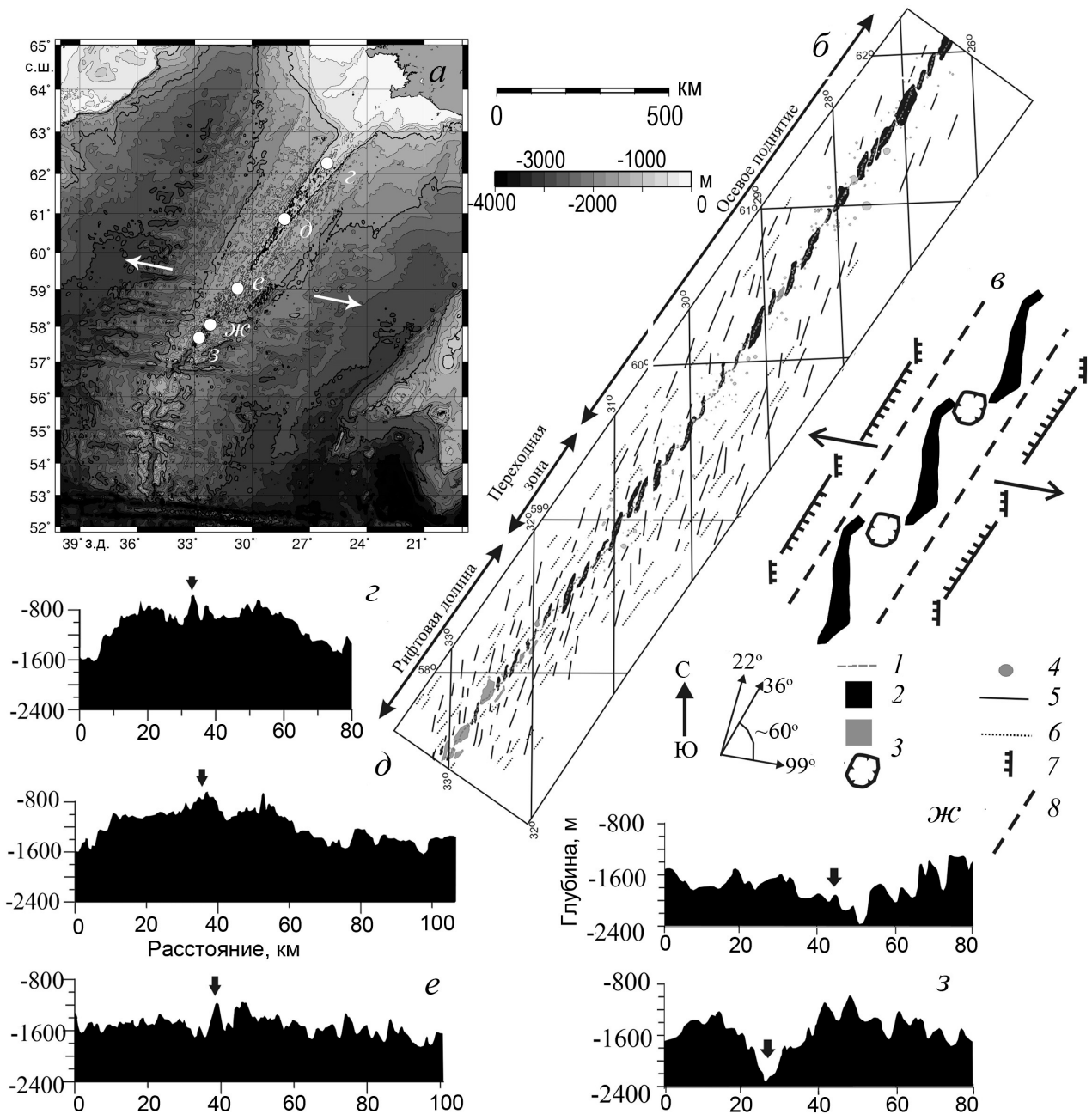


Рис. 2. Морфоструктурные особенности хребта Рейкьянес: *a* – батиметрическая карта (GEBCO_08 grid, ver. 20100927), стрелками показано направление раздвижения плит; *б* – структурный план участка хребта от 57° с.ш. до 62° с.ш. по (Searle et al., 1998) с дополнениями; *в* – кинематическая схема; (*г-з*) – батиметрические профили по данным (Keeton et al., 1997). Местоположение профилей см. на рис. 2*а*. 1 – ось спрединга; 2 – осевые вулканические хребты; 3 – бассейны НТС; 4 – вулканические постройки; 5 – разломы субпараллельные осевым вулканическим хребтам; 6 – разломы, субпараллельные рифтовой зоне хребта; 7 – внеосевые разломы; 8 – разломы, ограничивающие рифтовую зону.

ние значения для медленно раздвигающегося Срединно-Атлантического хребта, составляющие 7.1 ± 0.7 км (White et al., 1992).

Важнейшей особенностью хребта Рейкьянес на региональном уровне является смена морфологии и увеличение глубины дна рифтовой долины по мере удаления на юг от исландской термической аномалии (рис. 2*г-з*). В северной части хребта характеризуется осевым поднятием, присутствующим быстросрединговым хребтам (рис. 2*г, д*).

В районе 59° с.ш. происходит смена морфологии. Данный район характеризуется переходным рельефом с хаотическим чередованием впадин и возвышенностей (рис. 2*е*). Южнее располагается типичная для медленно-срединговых хребтов осевая долина шириной до 15 км. Глубина дна долины здесь изменяется от 2000 до 2500 м (Searle et al., 1998) (рис. 2*ж, з*). На локальном уровне существенно наклонный спрединг обуславливает образование вдоль всего хребта Рей-

кьянес системы закономерно расположенных разломов и эшелонированных осевых вулканических хребтов (ОВХ) (Сборщиков, Руденко, 1985; Murton, Parson, 1993) (рис. 2б, в).

Простирание ОВХ составляет в среднем 15° - 22° , изменяясь от 3° до 45° (рис. 2б). Длина ОВХ колеблется от 5 до 40 км и сокращается при движении с севера на юг. Высота изменяется от 50 до 200 м на севере и от 200 до 600 м на юге хребта (Appelgate, Shor, 1994). ОВХ образуются над разломами, которые, благодаря своему наклону к общему направлению простирания хребта Рейкьянес, ограничены по длине шириной рифтовой зоны с относительно небольшой мощностью хрупкого слоя. Эти нарушения используются расплавом как каналы для излияния на поверхность дна и последующего формирования ОВХ (рис. 2в). При этом осевые разломы, простираются субперпендикулярно направлению спрединга, а внеосевые разломы, располагаются примерно параллельно оси хребта Рейкьянес (Murton, Parson, 1993) (рис. 2в). Между $55^{\circ}50'$ с.ш. и $63^{\circ}00'$ с.ш. Б. Аппелгейт и А. Шор (Appelgate, Shor, 1994) выявили 86 вулканических хребтов (рис. 2б).

На всем своем протяжении рифтовая зона хребта не нарушается ни одним трансформным разломом. Здесь есть только четыре крупных нетрансформных смещения с амплитудой 8-18 км и 16 мелких нетрансформных смещений с амплитудой смещения от 1 до 7 км (Appelgate, Shor, 1994; Searle et al., 1998).

Между $57^{\circ}36'$ с.ш. и $57^{\circ}51'$ с.ш. на хребте Рейкьянес расположен сегмент, который был детально изучен по программе комплексных геолого-геофизических исследований RAMESESS (Peirce, Sinha 2008; Sinha et al., 1998). Здесь впервые под рифтовой зоной с медленным спредингом была зафиксирована коровая магматическая камера. Осевой вулканический хребет с центром на $57^{\circ}45'$ с.ш. располагается над значительным магматическим телом в коре, находящимся на глубине 2.5 км ниже поверхности уровня дна. Оно состоит из корово-мантийной смеси содержащей не менее 20% расплава с линзой расплава на вершине тела (Sinha et al., 1998). Сейсмические, магнитометрические, батиметрические и гравиметрические работы по программе RAMESESS (Sinha et al., 1998; Pierce, Sinha, 2008), а также результаты численного моделирования (Дубинин и др., 2011) показали, что подобные осевые камеры контролируют реологическую и термическую структуру литосферы и верхней части коры рифтовой зоны хребта и, как следствие, характер сегментации ее осевой зоны. Строение осевых магматических очагов является функцией интенсивности магмоснабжения и прогремости мантии, которые убывают к югу по мере удаления от о. Исландия.

В результате при удалении от Исландской термической аномалии наблюдается постепенное изменение характера рельефообразования как на региональном, так и на локальном уровне. Изменение морфологии от осевого поднятия к рифтовой долине происходит постепенно через зону с переходной морфологией и сопровождается закономерным изменением параметров сегментов. С севера на юг наблюдается уменьшение длины осевых вулканических сегментов и увеличение размеров поперечных НТС, а также сокращение величины перекрытий (рис. 2б). Вулканические хребты в северной части хребта с морфологией осевого поднятия оказываются в среднем на 10 км длиннее, чем хребты, расположенные в зоне с морфологией рифтовой долины.

Хребет Кольбейнсей протягивается на 650 км к северу от о. Исландия от 67° с.ш. до $71^{\circ}40'$ с.ш. Он представляет собой молодую рифтовую систему, сформировавшуюся в результате перескока оси спрединга отмершего хребта Эгир к западу (рис. 3а). Наиболее древняя магнитная аномалия, отслеженная в прилегающих акваториях – 13 (36-37 млн. лет назад) (Vogt et al., 1980). С юга хребет ограничен сложноустроенной разломной зоной Тьорнес, чье формирование началось ~ 36-30 млн. лет назад (Riedel et al., 2006). Общее простирание хребта составляет 15° - 22° . Скорость спрединга изменяется от 1.85 см/год (67° с.ш.) с направлением в 105° до 1.7 см/год ($71^{\circ}40'$ с.ш.) с направлением в 110° (De Mets et al., 2010). Таким образом, угол α составляет 80° - 85° .

В отличие от других хребтов региона, хребет Кольбейнсей сегментирован трансформными нарушениями (Appelgate, 1995). Это ТР Спар (69° с.ш., 34 км смещения) и ТР Эгвин ($70^{\circ}40'$ с.ш., 36 км смещения) (рис. 3а, 3з). Сегменты второго порядка разбиваются нетрансформными смещениями с амплитудой не более 7-8 км. Спрединг на хребте развивается субортогонально. Неовулканическая зона шириной 8-10 км представлена в южной части хребта системой подводных гор и конусов, занимающих вершинную часть осевого поднятия шириной 40-50 км, высотой 300-500 м. Средняя часть хребта между ТР Спар и Эгвин характеризуется редуцированной рифтовой долиной. Ее ширина изменяется от 3 до 13-15 км, глубина от 500 (на юге) до 1500 м (на севере). Днище долины занято неовулканической зоной шириной 4-12 км, с характерными скоплениями вулканических конусов (рис. 3б, 3в). В северной части сегмента наблюдаются крупные вулканические хребты высотой 400-500 м, шириной 3-5 км. Для хребта характерна более глубокая и широкая рифтовая долина (до 2.5 км и 15-20 км, соответственно). Ее днище шириной 10-13 км занято вулканическими хребтами высотой до 700-800 м (Kodaira

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

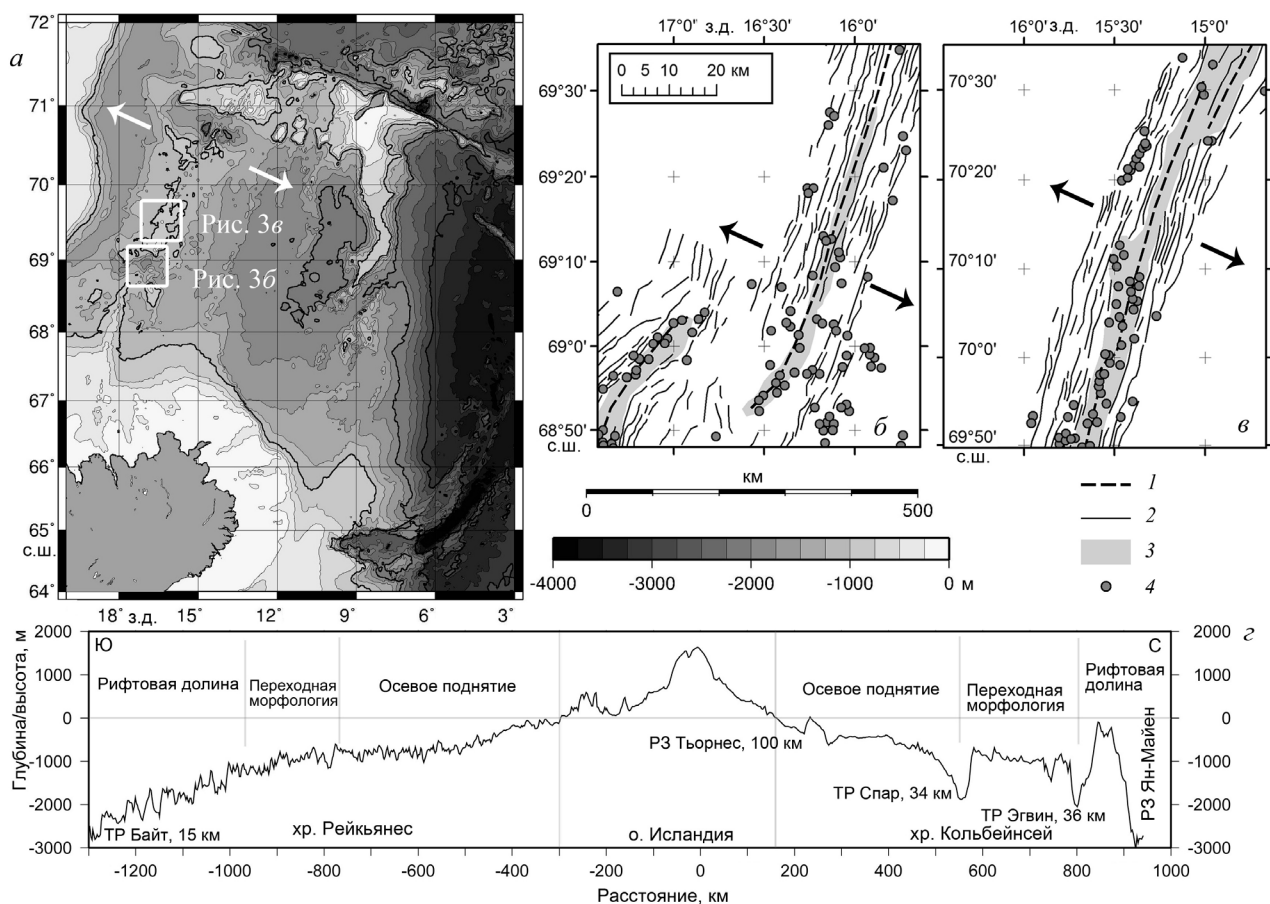


Рис. 3. Морфоструктурные особенности хребта Кольбейнсей: *а* – батиметрическая карта (GEBCO_08 grid, ver. 20100927), стрелками показано направления раздвижения плит; *б-в* – структурные схемы рифтовой зоны хребта Кольбейнсей (Appelgate, 1995); *г* – изменение рельефа вдоль рифтовых зон хребта Рейкьянес, о.Исландия и хребта Кольбейнсей, расстояние указано от центра Исландского плюма по (Hoof et al., 2006) с дополнениями. 1 – ось спрединга; 2 – разломы; 3 – молодые лавовые потоки; 4 – вулканы.

et al., 1997). Сбросы ориентированы субортогонально растяжению (рис. 3б,3в).

Хребет Кольбейнсей демонстрирует асимметрию потока астеносферного вещества от Исландского плюма. В южной части его осевая зона выходит на поверхность (о. Кольбейнсей) и отличается обильными проявлениями вулканизма вдоль всего простираения хребта, но мощность коры здесь несколько меньше, чем на хребте Рейкьянес. В южной части она составляет 12.1 ± 0.4 км, а севернее $67^{\circ}20'$ с.ш. сокращается до 9.4 ± 0.2 км (Hoof et al., 2006). Морфологические проявления вдоль осевого астеносферного потока вещества также менее выражены в сравнении с хребтом Рейкьянес: рифтовая долина глубже, осевое поднятие мельче и уже, однако осевые хребты даже более выражены по причине ортогонального спрединга.

На вдольосевом профиле (GEBCO_08 grid, ver. 20100927), проходящем через рифтовые зоны хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей и рифтовую зону Исландии видны различия вдольосевой расчлененности рельефа дна (рис. 3г). На хребте Рейкьянес участок с морфологией осевого под-

нятия протягивается на 500 км от побережья Исландии, аналогичный участок с осевым поднятием на хребте Кольбейнсей – на 400 км. Данный отрезок хребта Кольбейнсей резко заглубляется до 1800-1900 м на расстоянии 40-50 км (ТР Спар). Крайний северный участок рифтовой зоны хребта, вероятно, находится в зоне влияния горячей точки о. Ян-Майен, чем и объясняются его аномально низкие глубины. На хребте Рейкьянес вдольосевой профиль заглубляется от 0 до 1000 м на расстоянии 200 км от Исландского побережья. Каких-либо крупных нарушений на хребте нет, а небольшие нетрансформные смещения (НТС) обладают относительной глубиной не более 200-500 м. Влияние Исландского плюма на рельеф и структурообразование спрединговых хребтов к югу прослеживается на 800-850 км (осевое поднятие и переходная морфология, резкое заглубление оси), а в менее выраженной форме – и до 1200-1300 км (редуцированная рифтовая долина, отсутствие трансформных разломов, косой спрединг). К северу влияние плюма прослеживается на 500-600 км. Избыточное магмоснабжение и прогретость

мантии наблюдаются вдоль всей осевой зоны хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, о чем свидетельствуют повышенные значения толщины коры. Таким образом, на профиле (рис. 3б) прослеживается различие во вдольосевой расчлененности рельефа рифтовых зон, наличие крупных нарушений 2-го порядка на хребте Кольбейнсей и их отсутствие на хребте Рейкьянес, а также асимметричное влияние Исландского плюма.

Хребет Мона простирается на 600 км от о. Ян-Майен (71° с.ш.) до соединения с хребтом Книповича в районе 73°30' с.ш. и 8° в.д. (рис. 1). Сочленение реализуется без трансформного смещения (рис. 4б). Рифтовая зона хребта имеет простирание в 60°. Направление спрединга составляет 115° (De Mets et al., 2010). Таким образом, угол α составляет 55°. Скорость спрединга на хреб-

те – 1.6 см/год. Хребет не нарушен трансформными смещениями (рис. 4б). Рифтовая долина достигает глубины 2500–3500 м, а ограничивающие ее фланговые горы – 1000–2000 м. С юга на север рифтовая долина заглубляется от 2200 до 3500 м (Geli et al., 1994). Ширина рифтовой долины составляет 12–25 км. Ее днище шириной 10–15 км занято вулканическими хребтами высотой 300–500 м, аналогичными по строению с обнаруженными на хребте Рейкьянес. Они выстраиваются по азимуту 30–35° субортогонально направлению спрединга. Вулканические хребты разделяются депрессиями длиной 30–50 км, шириной 15–20 км с простиранием, субпараллельным направлению растяжения или бортам рифтовой долины (рис. 4а, в, г) (Geli et al., 1994).

На основе данных экспериментального моделирования Дотей и Брюн (Dauteuil, Brun, 1993)

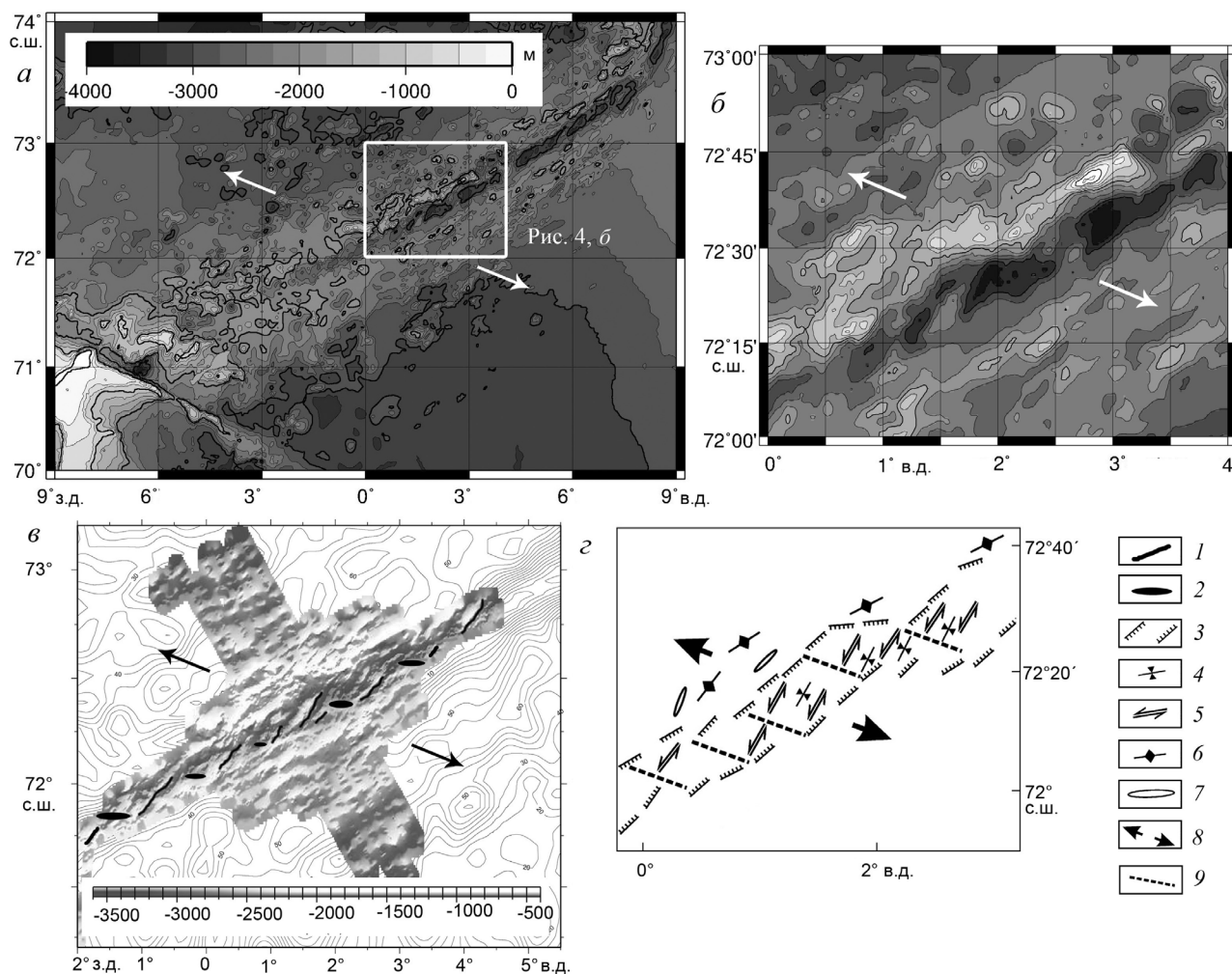


Рис. 4. Рельеф и структурные особенности хребта Мона: а – батиметрическая карта хребта и прилегающих акваторий; б – батиметрическая карта участка рифтовой зоны, стрелками показано направления раздвижения плит (GEBCO_08 grid, ver. 20100927); в – детальная батиметрическая карта осевой части рифтовой зоны (Geli et al., 1994); г – структурная схема осевой части рифтовой зоны (Пейве, 2009). 1 – поднятия, субортогональные растяжению; 2 – впадины, субпараллельные растяжению; 3 – борта рифтовой долины; 4 – положение осей локальных впадин в рифтовой долине; 5 – линейные поднятия в рифтовой долине; 6 – оси поднятий на флангах хребта; 7 – оси впадин на флангах хребта; 8 – направление раздвижения плит; 9 – зоны аккомодации напряжений.

предположили, что данные депрессии являются зонами аккомодации напряжений на аккреционных вулканических сегментах без разрыва сплошности рифтовых структур. Их формирование произошло в результате перестройки спрединга с ортогонального на косой около 33 млн. лет назад. Зона деформаций из-за слабого прогрева литосферы и серпентинизации тонкой коры была и остается довольно узкой. Трансформные разломы не получили развития, а система из двух разнонаправленных структур развивается вплоть до настоящего времени.

Океаническая кора на хребте в районе 72°20' с.ш. и 1°30' в.д. редуцирована, ее мощность составляет 4-4.5 км (Klingelhofner et al., 2000).

Хребет Книповича протягивается на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45' до 78°35' с.ш. (рис. 1). Хребет начал формироваться 30-35 млн. лет назад в

рамках древней сдвиговой зоны между хребтами Гаккеля и Мона в условиях сочетания сдвиговых и раздвиговых напряжений (Соколов, 2011; Crane et al., 2001).

Долина хребта не нарушена трансформными смещениями (рис. 5а). Скорость спрединга на хребте составляет 15-17 мм/год. Азимут простирания хребта меняется в районе 75°50' с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 0°-7° (среднее 3.5°), а южнее 343°-350° (среднее 347°) (Curewitz et al., 2010) (рис. 5б). С учетом предсказанного по модели кинематики литосферных плит MORVEL (DeMets et al., 2010) направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° отклонение от нормального направления спрединга (угол α) в северной части хребта равно 53°, а в южной 37° (Curewitz et al., 2010). На рис. 5б приведены кинематические параметры спрединга по (Curewitz et al., 2010). Для северно-

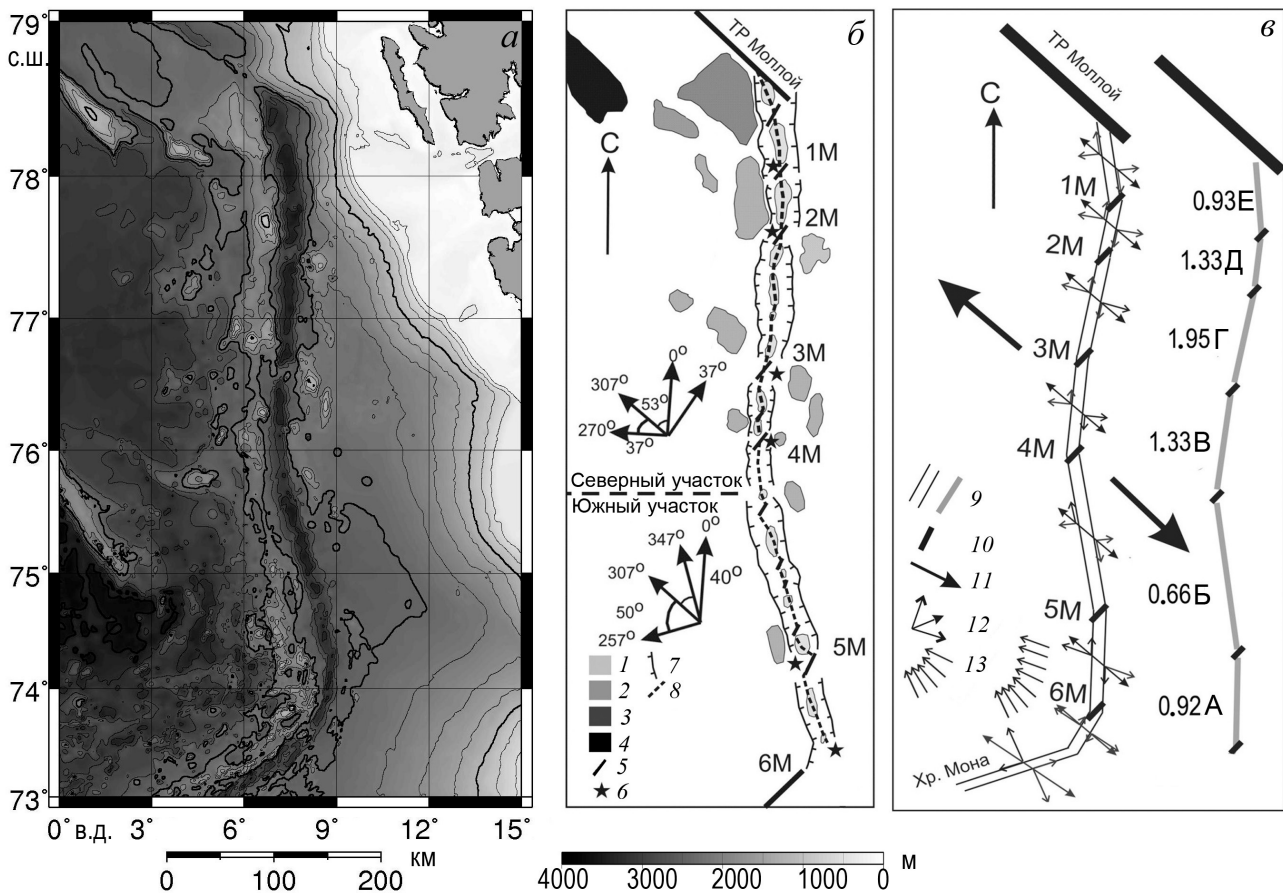


Рис. 5. Морфоструктурные и кинематические особенности строения хребта Книповича: *а* – батиметрическая карта хребта и прилегающих акваторий (GEBCO_08 grid, ver. 20100927); *б* – морфоструктурная схема (стрелками показаны кинематические параметры спрединга по (Curewitz et al., 2010)); *в* – кинематическая схема. 1 – впадины; 2 – внеосевые следы магматических поднятий; 3 – поднятие внутреннего угла трансформного разлома Моллой; 4 – микроконтинент Ховгард; 5 – оси магматических поднятий; 6 – крупнейшие магматические поднятия относительной высотой более 500 м; 7 – бровки рифтовой долины; 8 – ось спрединга; 9 – амагматические сегменты; 10 – магматические сегменты; 11 – региональное направление раздвижения плит; 12 – кинематические компоненты спрединга (в центре вектор спрединга, по краям – компоненты сдвига и растяжения); 13 – зона сжатия. 1М-6М – магматические сегменты, А-Е – амагматические сегменты. Цифры рядом с буквенными обозначениями амагматических сегментов показывают соотношение сдвиговых и раздвиговых напряжений в кинематике спрединга на каждом сегменте.

го участка хребта: простирание рифтовой зоны хребта – 0° , направление раздвижения плит – 307° , перпендикуляр к простиранию – 270° , $90^\circ - \alpha = 37^\circ$, $\alpha = 53^\circ$. Для южного участка хребта: простирание рифтовой зоны хребта – 347° , направление раздвижения плит – 307° , перпендикуляр к простиранию – 257° , $90^\circ - \alpha = 50^\circ$, $\alpha = 40^\circ$.

На хребте Книповича было выделено 5 поднятий (Зайончек и др., 2010; Crane et al., 2001), к которым приурочены районы изменения простирания оси хребта (рис. 5б). Высота поднятий составляет 0.5–1.1 км, их длина варьирует от 4.5 до 18 км, а ширина – от 3.6 до 13.7 км. Все поднятия ориентированы субортогонально направлению растяжения и прослеживаются во внеосевой морфологии в виде цепочек подводных гор протяженностью 30–50 км (Crane et al., 2001). Поднятия разделяют глубокие трогги глубиной 3.4–3.7 км. Они характеризуются U-образным (на юге) или V-образным (на севере хребта) поперечным профилем, с шириной по бровкам 15–20 км, а по днищу – 9–14 км (Crane et al., 2001). Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича в пределах трогов отличается аномально низкой (3–3.5 км) мощностью (Kandilarov et al., 2010; Ritzman et al., 2002). На участках поднятий мощность коры возрастает до 4.5–5 км (Kandilarov et al., 2010).

На основании батиметрических и кинематических данных (Зайончек и др., 2010; Crane et al., 2001; Curewitz et al., 2010; DeMets et al., 2010) были составлены морфоструктурная и кинематическая схема хребта Книповича (рис. 5б, 5в).

Соотношение эффективных, или нормальных составляющих скорости с тангенциальными, или сдвиговыми скоростями, стабильно колеблется около единицы вдоль сегментов хребта. Только сегмент, обозначенный буквой Б характеризуется значительным превышением сдвиговой компоненты над раздвиговой (0.66) (рис. 5в). Соответственно на всем протяжении хребта неоднократно изменяется степень отклонения спрединга от ортогонального. Показатель α равный разности между простиранием сегмента хребта и направлением раздвижения изменяется от 33° (сильно сдвиговой сегмент Б) до 63° (сегмент Г в северной части хребта).

Северный участок хребта характеризуется более ортогональным спредингом. Среднее простирание рифтовой зоны здесь составляет 0° , угол α равен 53° . Южный участок характеризуется большей долей сдвиговой компоненты в спрединге. Среднее простирание хребта здесь составляет 347° , угол α равен 40° . Относительно небольшие различия в кинематике растяжения на данных участках хребта отражаются в рельефе рифтовой зоны. На севере хребта высота и длина магматических сегментов больше, рифто-

вая долина глубже, изрезанность рельефа выше, сдвиговые сегменты более короткие. Увеличение сдвиговой компоненты приводит к сокращению объемов дайкообразования и магмоснабжения, нормального сбросообразования и, как следствие, к изменению морфологии хребта.

По данным (Curewitz et al., 2010) для поднятий характерно преобладание разломов субортогональных растяжению. Их среднее простирание составляет $20\text{--}25^\circ$. Разломы длинные и хорошо выраженные. Для районов трогов характерно преобладание разломов, субпараллельных направлению растяжения (простирание по азимуту в $5\text{--}10^\circ$).

В пределах поднятий в изобилии встречаются вулканические постройки центрального типа, свежие лавовые потоки, очаги гидротермальной активности (Зайончек и др., 2010; Crane et al., 2001). Каждому из них соответствует минимум мантийных аномалий Буге, причем относительное превышение прямо пропорционально величине минимума аномалии. Следы этих поднятий прослеживаются вне оси на 50–60 км, что свидетельствует о стабильности сегментации хребта на протяжении последних 10–15 млн. лет. В пределах трогов вулканизм редуцирован и связан с короткоживущими вулканическими образованиями.

Таким образом, поднятия выступают в роли магматических сегментов-ареалов проявления сфокусированного вулканизма, мантийного апвеллинга и сбросовой тектоники, типичной для рифтовых зон СОХ. В условиях высокой доли компоненты сдвига в кинематике спрединга хребта между поднятиями сформировалась система трогов – аналогов трансформных смещений. В пределах этих структур вулканизм сильно редуцирован, либо практически отсутствует. Расстояния между магматическими сегментами хребта Книповича варьирует в широких пределах от 30 до 145 км (Crane et al., 2001; Okino et al., 2002). На более медленном хребте Гаккеля расстояние между крупными вулканическими центрами увеличивается до 100–150 км, при средней глубине рифтовой долины 4100 м, тогда как для более быстрого спредингового хребта Мона со средними глубинами рифтовой долины 3000–3500 м поднятия в рифтовой долине хребта встречаются через каждые 30–50 км.

Хребет Гаккеля формирует границу между Евразийской и Американской плитами. Он простирается субширотно примерно на 1800 км от 6° з.д. до 125° в.д. Скорость спрединга на хребте варьирует от 14–15 мм/год до 6–7 мм/год, ее значения наименьшего для всей системы СОХ. Спрединг на протяжении большей части хребта ортогонален, среднее простирание оси составляет $30\text{--}50^\circ$, среднее направление растяжения – $120\text{--}140^\circ$ (DeMets et al., 2010). Угол α составляет $80\text{--}100^\circ$.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Исключение составляет участок, где хребет изгибается к северу и спрединг обладает сдвиговой компонентой и угол α составляет 30-40°. Вдоль всего протяжения хребта Гаккеля не нарушен трансформными разломами, амплитуда крупнейших нетрансформных смещений не превышает 10-12 км.

На основании морфологических особенностей и глубинного строения на хребте были выделены три суперсегмента: западный вулканический (ЗВЗ), центральный амагматический (ЦАЗ) и восточный вулканический (ВВЗ) (рис. 6а-в) (Cochran, 2008; Cochran et al., 2003; Michael et al., 2003). На более низком уровне сегментация

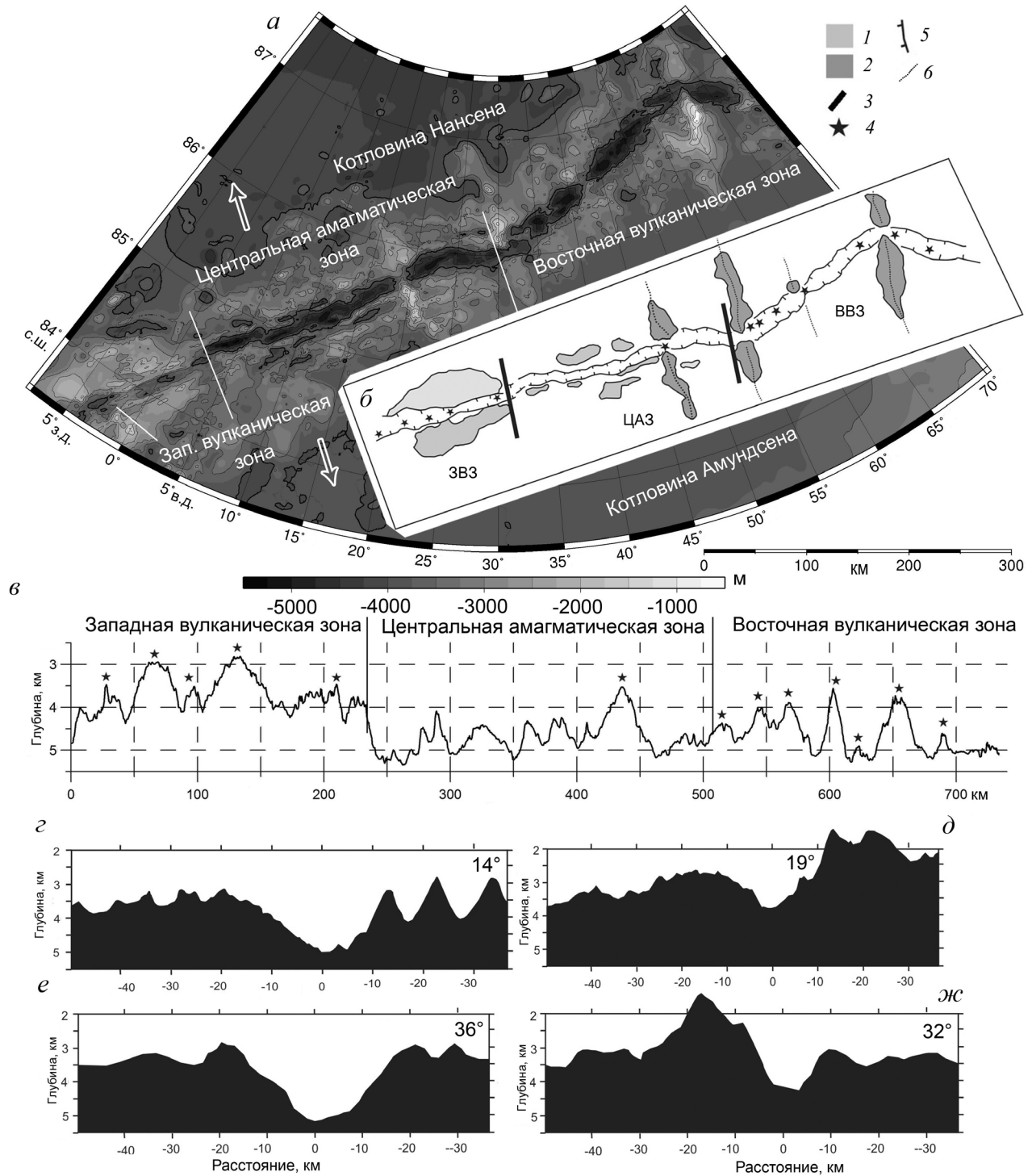


Рис. 6. Морфоструктурные особенности хребта Гаккеля: *а* – батиметрическая карта хребта и прилегающей акватории (GEBCO_08 grid, ver. 20100927), *б* – структурная схема участка хребта; *в* – вдольосевой профиль по данным (Michael et al., 2003); *г-ж* – поперечные батиметрические профили по данным (Cochran et al., 2003). 1 – поднятия рифтовых гор; 2 – перпендикулярные оси поднятия; 3 – границы морфологических провинций хребта; 4 – вулканические центры; 5 – бровки рифтовой долины; 6 – оси перпендикулярных осей поднятий.

хребта сформирована чередующимися магматическими поднятиями и амагматическими впадинами. В пределах ЗВС расстояние между поднятиями составляет 20-30 км, в пределах ЦАС было обнаружен только один крупный вулканический центр, в пределах ВВС расстояние между ареалами вулканизма составляет 80-150 км.

Западный вулканический сегмент протягивается на 220 км от 7° з.д. до 3° в.д. (рис. 6б, 6в). Скорость спрединга здесь варьирует от 15 до 13.5 мм/год. Днище рифтовой долины располагается на глубинах 3.8-4 км. Каждые 20-30 км в его пределах наблюдаются крупные вулканические хребты высотой 1.2-1.5 км. Длина вулканических хребтов составляет 15-25 км, а ширина днища рифтовой долины – 10-15 км. Количество вулканов в рифтовой зоне достигает 55% от их числа на участке САХ от 22 до 26° с.ш. Их плотность составляет 31/1000 км², а средняя высота – 29.5 м, что в два раза ниже соответствующих показателей для САХ (Cochran, 2008). Борты долины состоят из серии крутопадающих сбросов и рифтовых террас. Крутизна бортов достигает 45-70°. В западной части ЗВС протяженная стенка сбросового уступа высотой около 1000 м достигает длины в 65-70 км. Ширина блоков меньше, а высота сбросов больше на северо-западном борту долины по сравнению с юго-восточным, что, вероятно, связано с асимметрией разломообразования. В результате драгирования на дне рифтовой долины и на ее бортах были подняты базальты (Michael et al., 2003). Данный участок отличается нормальными значениями аномального магнитного поля ΔT_a в диапазоне 400-1000 нТл (Cochran et al., 2003). Толщина коры на участке ЗВС по данным (Jokat, Schmidt-Aursch, 2007) составляет 2.5-4.9 км.

Протяженность ЦАС на участке от 3° в.д. до 30° в.д. составляет около 300 км (рис. 6б, 6в). Скорость спрединга здесь варьирует от 13.5 до 12.7 мм/год. При переходе через скорость спрединга в 13.5 мм/год в районе 3° в.д. рифтовая ось резко заглубляется и достигает глубины 5450 м (рис. 6в). На всем протяжении отрезка хребта наблюдается один крупный вулканический центр в районе 19° в.д. и два редуцированных – в районе 13° и 17° в.д. (рис. 6д). На остальной части рифтовой долины не обнаружено свежих лавовых потоков и вулканических построек (Cochran, 2008; Cochran et al., 2003). Вулканические постройки располагаются только на бортах рифтовой долины. Отсутствие магматической активности наблюдается в условиях субортогонального растяжения. Днище рифтовой долины располагается на глубинах 5000-5500 км и состоит из серии удлиненных впадин (рис. 6а). Поперечный профиль долины V-образный с пологими (крутизной не более 20-25°) и длинными склонами.

Ширина выровненного днища не превышает 5-10 км. Сбросовые нарушения на склонах встречаются крайне редко. Редуцированные вулканические центры выражены в рельефе изометричными постройками высотой не более 500-600 м, диаметром 10-15 км.

При переходе от ЗВС к ЦАС наблюдаются изменения и во внеосевой морфологии. Уникальной формой внеосевого рельефа является система валообразных поднятий высотой 1.5-2 км, с пологими симметричными склонами и узкими (1-2 км) вершинными поверхностями (рис. 6г-ж). Ширина таких поднятий достигает 12-20 км. Сбросовые нарушения в их пределах наблюдаются редко, и каких-либо следов вулканической активности не фиксируется. При драгировании с их склонов были подняты серпентинизированные перидотиты. Вдоль оси сбросовые нарушения протягиваются на 50-70 км, повторяя общее простирание рифтовой долины хребта. На противоположном борту долины наблюдаются системы квестообразных поднятий, что свидетельствует об асимметрии наращивания валообразных структур. Идентичные структуры были описаны М. Кеннэт с соавторами (Cannat et al., 2006) во внеосевой морфологии амагматической части ультрамедленного Юго-Западного Индийского хребта.

В пределах региона от 3° до 17° в.д. в обработанных драгах преобладают диабазы, габбро, серпентинизированные перидотиты. Базальты были подняты только со склонов редуцированного вулканического центра 13° в.д. (Michael et al., 2003). Геохимические характеристики базальтов, обнаруженных на склонах редуцированных вулканических центров, указывают на высокую истощенность, большую глубину и малую долю плавления пород мантии. (Michael et al., 2003). Это подтверждается малой толщиной коры на участке ЦАС, которая составляет 1.3-2.5 км, в среднем не превышая 2 км (Jokat, Schmidt-Aursch, 2007). Согласно данным гравитационного моделирования (Cochran et al., 2003), кора с толщиной слоя $2 > 0.8-1$ км наблюдается в пределах ЦАС только в районе вулканического поднятия 19° в.д. Практически полное отсутствие магматической активности и в условиях относительно пониженного прогрева литосферы может приводить к формированию очень толстой литосферы. В таких условиях расплав использует для проникновения к поверхности краевые сбросовые разломы рифтовой долины. Действительно, на флангах долины было зафиксировано 39 вулканических построек, тогда как в ее центральной части всего 9. Все постройки сосредоточены в районе вулканических центров. Это составляет 5% от числа вулканических построек на участке САХ от 22 до 26° с.ш. (Cochran, 2008).

Протяженность ВВС от 30° в.д. вплоть до 94° в.д. составляет около 600-750 км, восточнее детальные исследования на хребте не проводились (рис. 6б, в). Плотность вулканических построек составляет 14.4 /1000 км², средняя высота – 22.9 м (Cochran et al., 2008). Скорость спрединга здесь варьирует от 10 до 12.7 мм/год. Количество вулканических построек составляет около 25% от встречающегося на участке САХ от 22° до 26° с.ш. (Cochran, 2008).

Основной чертой рельефа является наличие крупных поднятий, перпендикулярных рифтовой оси. Расстояние между ними варьирует от 50 до 150 км (рис. 6б). Во внеосевой морфологии они прослеживаются в рельефе на 100-150 км по обе стороны от оси, что соответствует возрасту в 25-30 млн лет (Cochran et al., 2003; Jokat et al., 2003). В пределах днища рифтовой долины этим поднятиям соответствуют вулканические хребты высотой до 1.5-2 км и длиной 20-35 км. Для днища долины характерны глубины в 4.5-5 км, ширина 12-15 км. Склоны долины расчленены сбросами, достигают крутизны в 45-60°. В районе 37° в.д., 55° в.д., 85° в.д., 93° в.д. располагаются локальные вулканические центры, не выраженные в рельефе за пределами рифтовой долины. Все поднятия разделяются трогами с выровненным днищем и свежими лавовыми потоками.

Региональное направление раздвижения плит составляет на восточном участке хребта Гаккеля 0° (DeMets et al., 2010). При этом хребет имеет простирание 45-50°. Спрединг осложнен небольшой сдвиговой компонентой – угол α равен 45-50°. Вулканические поднятия ориентируются субортогонально направлению растяжения, а разделяющие их трогги – субпараллельно ему.

Толщина коры локально возрастает в районе вулканических поднятий. В прилегающих впадинах толщина коры минимальна и составляет 2.5-3.3 км (Jokat et al., 2003; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007).

В пределах рифтовых гор и на флангах хребта поднятия типа аккреционных валов, характерные для ЦАС, не встречаются. Внеосевой рельеф представлен платообразными возвышенностями с глубиной вершинных поверхностей около 3.5-4 км.

Таким образом, хребет Гаккеля демонстрирует три различных геодинамических обстановки ультрамедленного спрединга. В пределах ЗВС процессы аккреции, рельефообразования и геологическое строение близки по своим характеристиками к медленно-спрединговому. Но вулканическая активность и толщина коры здесь ниже, чем на САХ. Вероятно, это обусловлено молодостью данного участка хребта – его формирование происходило в период после аномалии 13 (36-37 млн лет назад) в результате расчленения

хребтом Гаккеля магматического плато Ермак-Моррисс-Джессуп (Глебовский и др., 2006), а также, возможно, относительно повышенной температурой мантии (Cochran et al., 2008). В пределах ЦАС спрединг амагматичен. Толщина коры минимальна, и на поверхность дна экспонируются породы мантии. Вероятно, это обусловлено не только падением скорости спрединга ниже 13.5 мм/год, и интенсивности магмоснабжения, но и наличием крупномасштабной мантийной неоднородности (Goldstein et al., 2008) и относительно пониженной температурой мантии. Вулканическая активность в пределах ВВС несколько повышается, но остается ниже по сравнению с ЗВС. Здесь наблюдается косой спрединг, который сокращает и без того низкий магматический бюджет. В условиях низкой магматической активности и косого спрединга вулканизм фокусируется в удаленных на 50-150 км вулканических центрах соединенных магматически слабо активными участками, субпараллельными растяжению.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

С целью объяснения наблюдаемой морфоструктурной сегментации данных спрединговых хребтов нами было проведено экспериментальное моделирование, учитывающее особенности их строения. При моделировании использовались установка и методики, описанные в работе (Грохольский, Дубинин, 2006). Модельный материал представляет собой коллоидную систему, основу которой составляют жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды. Он отвечает условиям подобия, описанным в работе (Шеменда, 1983).

Скорость спрединга в модели составляла $\sim 1.67 \cdot 10^{-5}$ м/с и $0.9 \cdot 10^{-5}$ м/с. В модели изменялись следующие параметры: ширина W зоны прогрева (рифтовой зоны), толщина H хрупкого слоя коры в осевой зоне, угол наклона рифтовой (ослабленной) зоны относительно направления растяжения. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия рассмотренных хребтов. Для хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича задавались наклонные ослабленные зоны (косой спрединг). Их ориентировка составляла 80° относительно направления растяжения для хребта Кольбейнсей, 55° – для хребта Мона и 65° – для хребта Рейкьянес, 50, 40 и 35° – для хребта Книповича. При моделировании хребта Книповича в модели задавалась ослабленная (рифтовая) зона геометрически повторяющая расположение хребтов Гаккеля, Книповича и Мона. В случае хребтов Кольбейнсей и Рейкьянес воспроизводились геодинамические условия трех

их провинций с различной морфологией. Условия провинций с морфологией осевого поднятия приближенных к о. Исландия, моделировались с минимальной мощностью хрупкого слоя и максимальной шириной зоны прогрева: $H=2$ мм, $W=4$ см; $H=1$ мм, $W=4, 5, 6$ см. Условия провинций с переходной морфологией моделировались с параметрами: $H=3$ мм и $W=3$ см; $H=2, 3$ мм и $W=2, 3$ см. Для провинций с морфологией осевой долины параметры составили: $H=3$ мм и $W=2$ см; $H=3, 4$ мм и $W=2, 2.5$ см для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей соответственно. Условия на хребте Гаккеля воспроизводились в экспериментах со следующими параметрами: ЗВС – $W=4$ см, $H=4, 5$ мм, ЦАС – $W=2$ см, $H=8$ мм; ВВС – $W=3$ см, $H=6, 7$ мм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Хребет Рейкьянес. Образующиеся в процессе растяжения модели трещины носили S-образный, эшелонированный характер. В процессе образования они занимали положение максимально ортогональное направлению растяжения, затем удлинялись и соединялись (рис. 7).

В пределах тонкой модельной литосферы и относительно широкой ослабленной зоны трещины отличались значительными размерами, хорошей выраженностью, эшелонированностью и в то же время рассредоточенностью по всей ширине ослабленной зоны (рис. 7а). Мелкие трещины здесь практически отсутствуют. Изначально трещины закладывались под углом $\sim 70-80^\circ$ к направлению растяжения. Уменьшение ширины ослабленной зоны приводило к уменьшению угла наклона образующихся трещин отно-

сительно направления растяжения (рис. 7б, 7в). При увеличении толщины хрупкого слоя в модели развивалась похожая картина. Если, наряду с увеличением толщины хрупкого слоя, уменьшалась ширина ослабленной зоны, в модели формировалась более мелкая сегментация, то есть размер трещин и смещение между ними уменьшалось (рис. 7б, 7в).

При моделировании южной провинции хребта трещины носили ярко выраженный мелко сегментированный характер (рис. 7в). Они отличались небольшими размерами, возрастала роль небольших смещений между ними, развивающихся по типу нетрансформных. Мелкие трещины формировали более крупные сегменты и закладывались ортогонально спредингу, местами под углом $75-80^\circ$ (рис. 7в). В некоторых трещинах присутствовали короткие сдвиговые сегменты, которые простирались под углом к направлению растяжения. При увеличении хрупкого слоя в ослабленной зоне до 3-4 мм и уменьшении ширины ослабленной зоны до 2 см трещины постепенно теряли первоначальные черты, отклоняясь от S-образной формы (рис. 7в). Все большую роль начинали играть трещины небольшого размера, группирующиеся в скопления и реализующие растягивающие напряжения в модели.

Эксперименты показали различия в морфологии трещин в зависимости от толщины хрупкого слоя литосферы. Степень их сегментированности возрастает с возрастанием его мощности. В реальных условиях по трещинам закладываются осевые магматические хребты, так как расплав использует их для продвижения к поверхности. В более крупном масштабе в модели трещины соответствуют сегментации всей зоны нарушений. При движении на юг с увеличением мощности хрупкого слоя литосферы хребты становятся короче. Это соответствует результатам проведенных экспериментов (рис. 7).

Образующиеся в экспериментах эшелоны S-образных трещин, вследствие наклона ослабленной зоны, смещались друг относительно друга в одну сторону. Их простирали составляло $70-80^\circ$ к оси растяжения (рис. 7), то есть они стремились расположиться более ортогонально к направлению растяжения, чем общее простирали ослабленной и утоненной рифтовой зоны.

Таким образом, особенности морфологии рифтовой зоны хребта Рейкьянес и характер структурообразования при разрушении хрупкой части литосферы изменяются по мере удаления от о. Исландия. Эти изменения в значительной степени обусловлены изменением степени прогреваемости мантии (шириной зоны прогрева), наличием или отсутствием коровых короткоживущих магматических очагов и толщиной эффективно-упругого слоя осевой литосферы.

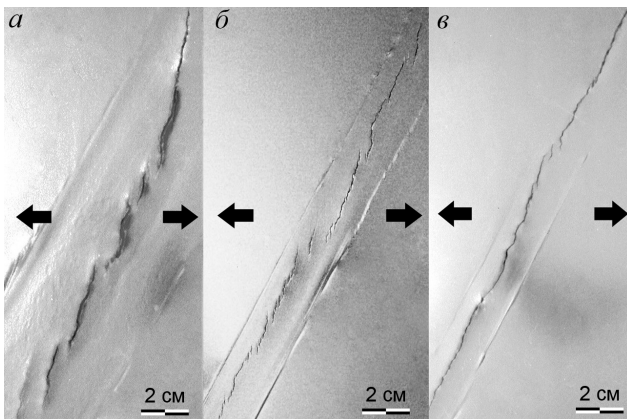


Рис. 7. Результаты экспериментов по моделированию структурообразования в осевой зоне хребта Рейкьянес (фотографии, вид сверху). Эксперименты, воспроизводящие условия северной провинции (а): $H=1$ мм, $W=5$; центральной переходной провинции (б): $H=2$ мм, $W=2$ см; южной провинции хребта (в): $H=3$ мм, $W=2$ см.

Хребет Кольбейнсей. В модели при небольшом наклоне широкой ослабленной зоны и небольшой толщине хрупкого слоя модельной коры в ее пределах трещины закладывались практически ортогонально растяжению. Формировались как крупные трещины длиной до 4 см, принимавшие слабо выраженную S-образную форму, так и небольшие трещины длиной 0.5-0.8 см, с четкими сдвиговыми окончаниями. Величина смещений между трещинами была минимальной. Сдвиговые трещины в их пределах не закладывались, а сами смещения развивались по типу небольших перекрытий с амплитудой не более 0.2-0.5 см (рис. 8а). Похожая картина наблюдается в пределах южной части хребта Кольбейнсей, где неовулканическая зона с вулканическими постройками практически не смещается НТС и состоит из длинных вулканических хребтов, ориентированных субортогонально относительно направления растяжения (рис. 8г).

В пределах толстой литосферы и узкой ослабленной зоны в модели трещины также закладывались практически ортогонально растяжению (рис. 8б, 8в). Сегменты трещин отличались прямолинейностью, S-образная форма трещин не отмечалась. При этом сегменты соединялись четко выраженными сдвигами как небольшого (0.3-0.5 см), так и крупного (1-1.5 см) размера. Все смещения между сегментами отличались большой амплитудой (до 2-3 см) и развивались с формированием сдвиговых трещин.

Хребет Мона. Полученные результаты во многом воспроизводили результаты экспериментов по моделированию условий структурообразования в южной провинции хребта Рейкьянес. Важным отличием было формирование в структуре модели хорошо выдержанных сдвиговых и сдвиго-раздвиговых зон между сегментами, ортогональными направлению растяжения (рис. 9а-д). Эти сегменты формировались в процессе наращивания модельной литосферы по типу развития литосферного клина (Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994) и постепенному ортогональному выстраиванию первоначальных трещин к направлению растяжения. Вдоль этих сегментов, между зонами сдвига, происходила аккреция валлообразных поднятий. Сдвиговые сегменты стабильно функционировали в процессе проведения экспериментов. Как правило, они были выражены в рельефе модели в виде линейных впадин.

Хребет Книповича. Эксперименты по моделированию структурообразования проводились, как для всей транзитной зоны между хребтами Мона и Гаккеля (угол $\alpha=33^\circ$), так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α (40° и 50°).

В пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича сегментация осевой зоны отражала существенно сдвиговый характер деформаций. Важнейшим фактором, определяющим характер сегментации, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к на-

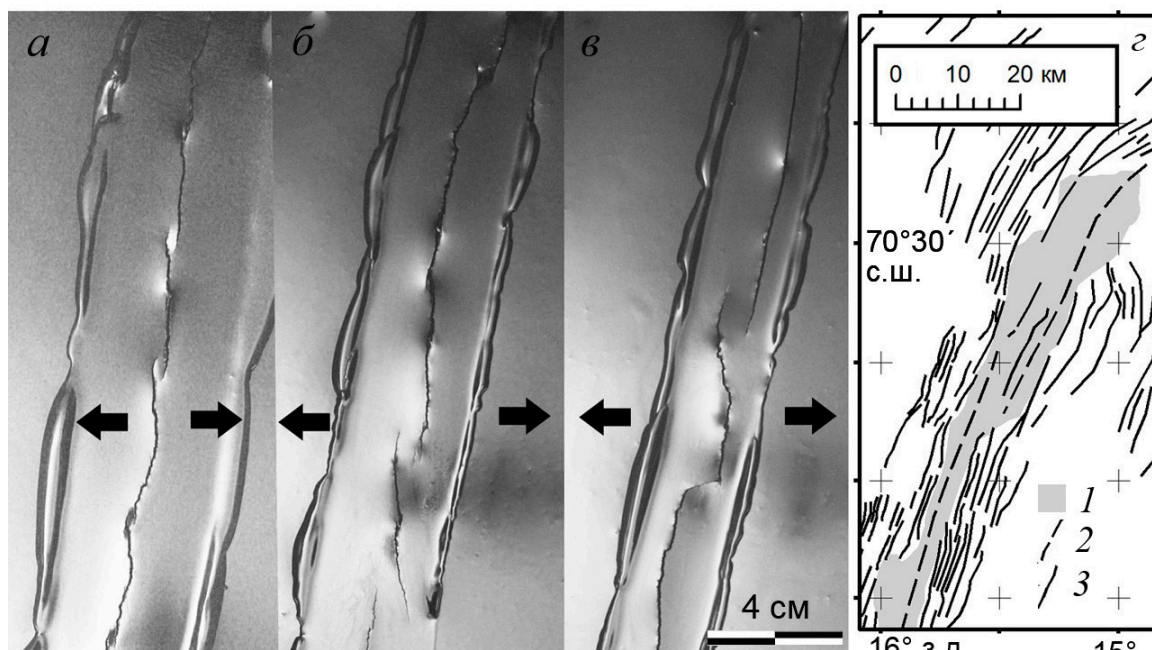


Рис. 8. Результаты экспериментов по моделированию структурообразования в рифтовой зоне хребта Кольбейнсей: а – эксперименты, воспроизводящие условия: южной провинции хребта: Н = 2 мм, W = 4 см; б – центральной провинции хребта: Н = 3 мм, W = 3 см; в – северной провинции хребта: Н = 3 мм, W = 2 см; г – структурная схема рифтовой зоны хребта Кольбейнсей (Appelgate, 1995). 1 – неовулканическая зона; 2 – положение оси спрединга; 3 – сбросы.

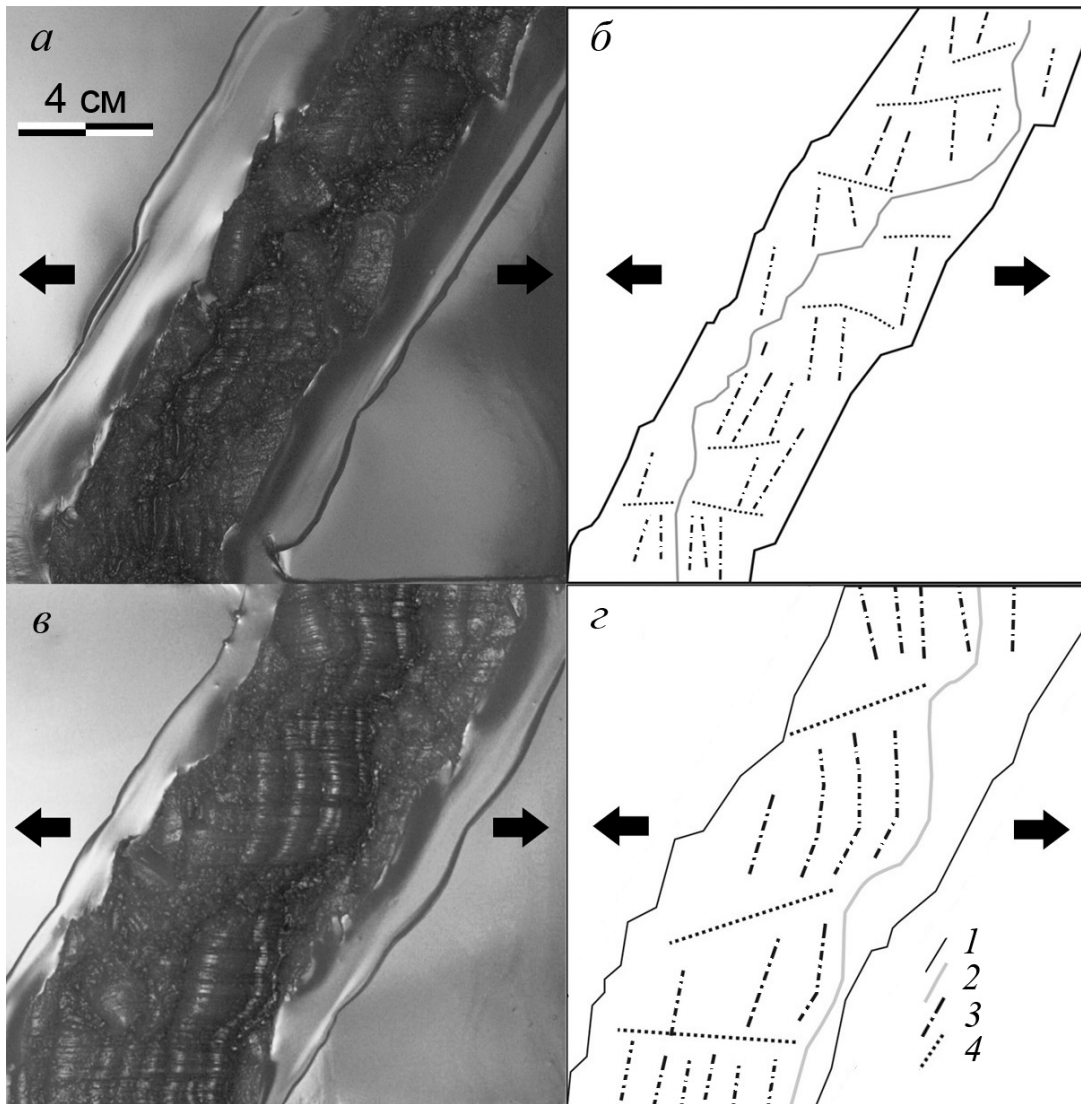


Рис. 9. Результаты экспериментов по моделированию структурообразования в рифтовой зоне хребта Мона: *a, б* – $H=2$ мм, $W=4$ см; *в, з* – $H=3$ мм, $W=2$. Фотографии финальных стадий экспериментов (*a, в*), дешифрованные фото (*б, з*). 1 – линии первоначального разрушения; 2 – положение оси спрединга; 3 – оси аккреционных валов; 4 – следы нарушений в рельефе поверхности модельной литосферы.

правлению растяжения. Была проведена серия экспериментов, при которой этот угол менялся от 10° до 50° . В результате моделирования было установлено, что постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго-раздвигов и раздвигов нарастает. Определяющими при наклоне в $10-20^\circ$ являются чистые сдвиги. При наклоне в $20-25^\circ$ наблюдается система сдвиго-раздвигов с преобладанием сдвига. При наклоне в $25-35^\circ$ сдвиги и раздвиги характеризуются примерно равным соотношением по длине. При угле $>35^\circ$ раздвиги начинают преобладать, однако значительная компонента сдвига в их кинематике все еще присутствует вплоть до угла 50° .

Во второй серии экспериментов была рассмотрена сегментация северного и южного участков хребта Книповича, морфологические и кинематические различия которых были описаны ранее. Ослабленная зона, ориентированная под

углом в 40° моделировала южный участок хребта (рис. 10*a-в*). Для нее было характерно наличие протяженных косых сдвиго-раздвигов, ориентированных под углом в $10-15^\circ$ к растяжению, причем длина сдвигов в экспериментах была большей. Главной отличительной особенностью сегментации ослабленной зоны ориентированной под углом в 50° к направлению растяжения, характерной для северного участка, является наличие многочисленных эшелонированных трещин преимущественно ортогональной ориентировки к направлению растяжения. При этом практически пропадают структуры, которые отвечают преимущественно за сдвиг (рис. 10*г-е*). Рельеф дна, показанный на рис. 9*в* и 9*е* был получен в ходе детальной батиметрической съемки, выполненной в 24-м, 25-м и 26-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (Зайончек и др., 2010). Наиболее сложная сегментация наблю-

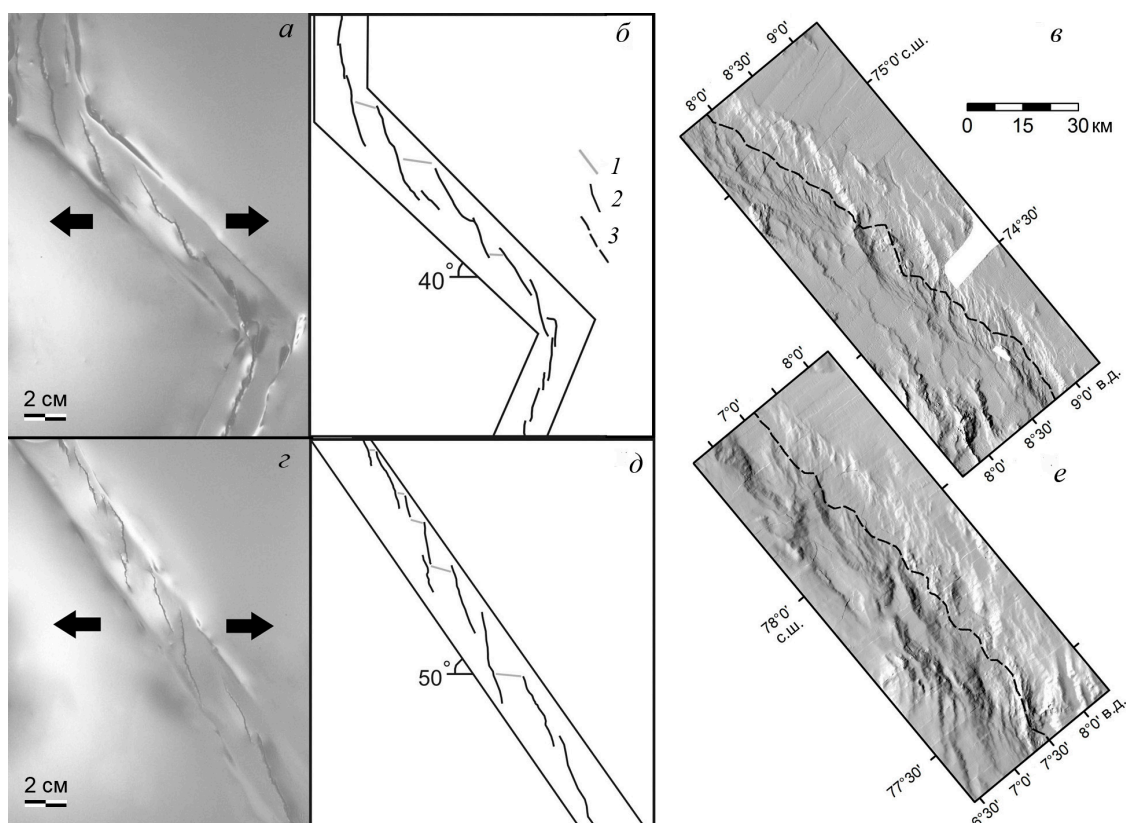


Рис. 10. Результаты экспериментов по наклонному растяжению ослабленной зоны модельного хребта Книповича: *a-e* – $\angle\alpha=40^\circ$; *z-e* – $\angle\alpha=50^\circ$. Фотографии экспериментов (*a*, *z*) и дешифрованные фото (*b*, *d*); *в*, *е* – батиметрические карты (Зайончек и др., 2010) на южный участок хребта с бассейном растяжения пулл-эпарт в центральной части участка, и на северный участок хребта, соответственно. 1 – сдвиговые трещины; 2 – сдвиго-раздвиги; 3 – ось спрединга.

далась в серии экспериментов, моделирующих геодинамическую обстановку всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. При этом соблюдалась общая кинематическая картина региона, а угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял $30-35^\circ$. В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались структуры типа «пулл-эпарт» – короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом $10-20^\circ$ к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами. В процессе эксперимента вначале закладывались зоны растяжения (трещины отрыва). За ними формировались сдвиговые трещины. После соединения всех трещин в единую систему в модели развивались структуры «пулл-эпарт». Сегментация всей системы была нестабильна, наблюдались многочисленные перескоки и отмирания отдельных элементов спрединговой оси.

Хребет Гаккеля. Особенностью постановки экспериментов по структурообразованию на хребте Гаккеля является наличие ортогонального, очень медленного растяжения при наличии узкой зоны прогрева и относительной толстой осевой литосферы. Результаты экспериментов представлены на (рис. 11*a*, *b*). Первичное

разрушение происходило в виде практически прямолинейной системы трещин. Развитие трещин изредка сопровождалось образованием перекрытий осей и изгибов трещин очень небольшого размера. Смещение оси по изгибам и перекрытиям не превышало $0.5-0.8$ см. Длина трещин не превышала $1-1.5$ см. Характерные нарушения наследовались в структуре наращиваемой коры на протяжении всего эксперимента (рис. 11*a*, 11*b*).

Дальнейшая аккреция носила следующий характер. Наращивание новой коры шло с образованием мощных валообразных поднятий, ширина которых достигала $2-2.5$ см, а высота над дном модельной рифтовой долины – $2-3$ см (рис. 11*a*, 11*b*). Когда спрединг в модели выходил на стационарный режим размер образующихся структур нарастал по мере удаления от оси спрединга. В осевой части формировалась мелкозернистая хаотичная сегментация с чередованием впадин и разломов. По мере удаления от оси она переходила в рельеф внеосевых аккреционных валов все более крупного размера. Ось мигрировала в пределах наращиваемой литосферы, перескакивая в различных направлениях на расстояние, равное ширине аккреционных валов. Однако в целом ее положение было достаточно стабильным – она занимала срединное положение

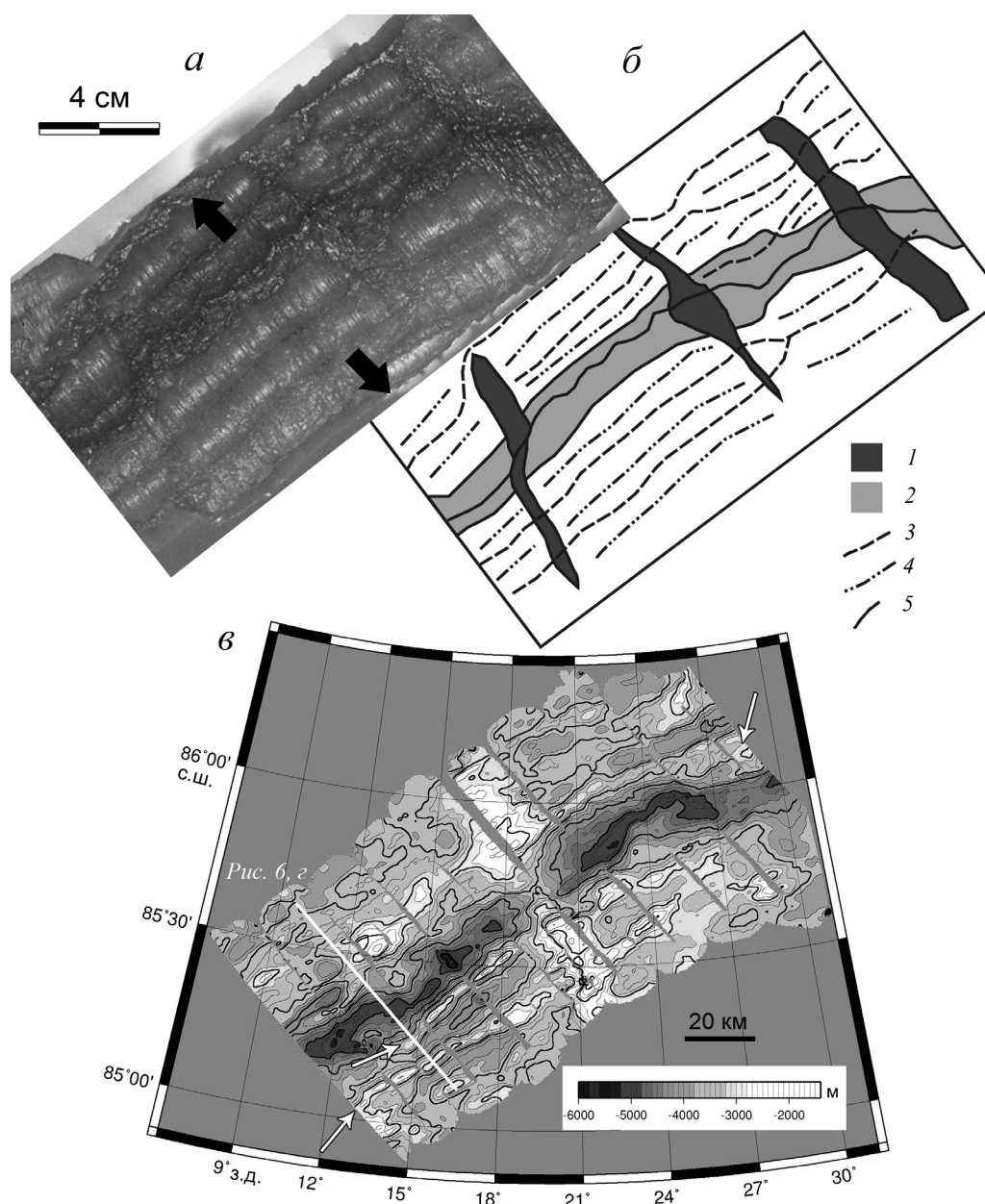


Рис. 11. Результаты экспериментов по моделированию структурообразования в рифтовой зоне хребта Гаккеля: *а* – фотография эксперимента, стрелками показано направление растяжения; *б* – дешифрированное фото; *в* – батиметрическая карта участка хребта Гаккеля по данным (Cochran et al., 2003), стрелками показано положение крупных валообразных поднятий. 1 – перпендикулярные оси разломные зоны; 2 – участок хаотичного рельефа модельной «рифтовой долины»; 3 – отмершие спрединговые оси; 4 – оси валообразных поднятий; 5 – ось спрединга.

ние в структуре новообразованной коры в модели на протяжении всего эксперимента. На завершающих стадиях глубина формировавшейся модельной рифтовой долины достигала 3–4 см. Крупных смещений типа трансформных не наблюдалось, ось в общем виде занимала положение близкое к прямолинейному.

Наиболее отличительной особенностью ультрамедленного ортогонального спрединга оказалось наличие отчетливо выраженной фрагментации в виде субперпендикулярных осей спрединга нарушений. Эти структуры имели форму прямолинейных линейментов и выражались в релье-

фе модели в виде понижений глубиной 1–1.5 см. Их формирование носило унаследованный характер и было связано с первичной картиной сегментации оси – изгибами и небольшими перекрытиями осей спрединга, которые прослеживались в структуре коры на протяжении всего эксперимента. Они располагались на расстоянии 6–8 см друг от друга. В природных условиях такие унаследованные разломные зоны могли послужить возможными районами формирования крупных вулcano-тектонических поднятий. Рельеф рифтовых гор хребта с закономерным чередованием поднятий и впадин (рис. 11в)

вероятно является поверхностным выражением деформаций связанных с развитием литосферного клина и охватывающих прежде всего подкоровую часть литосферы (Malkin, Shemenda, 1991; Shemenda, Grocholsky, 1994).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности морфологических и геолого-геофизических характеристик рассмотренных ультрамедленных спрединговых хребтов и результаты экспериментального моделирования позволяют выявить главные структурообразующие факторы, действующие в их рифтовых зонах. В случае хребта Рейкьянес определяющим является фактор воздействия Исландской термической аномалии в условиях косоугольного спрединга. В результате по мере продвижения на юг от Исландии изменяется температура мантии, магматический бюджет, толщина коры и ее хрупкой составляющей. Это приводит к формированию трех провинций, различающихся морфологией рифтовой зоны и характером ее структурной сегментации. В экспериментах с различной толщиной хрупкого слоя модельной литосферы и шириной зоны прогрева была получена картина сегментации осевых трещин сходная с природной.

Структурообразование на хребте Кольбейнсей подчинено аналогичным закономерностям. Но влияние Исландского плюма асимметрично. Рельеф хребта более расчлененный и заглубленный, спрединг развивается субортогонально, толщина коры меньше, чем в пределах рифтовой зоны хребта Рейкьянес. В рельефе рифтовой зоны благодаря субортогональному спредингу формируется система слабо эшелонированных вулканических хребтов, закладывающихся по трещинам, более высоких и удлиненных, чем на хребте Рейкьянес. В экспериментах была получена система протяженных слабо эшелонированных трещин, чей характер изменяется в зависимости от ширины зоны прогрева и толщины хрупкого слоя коры.

В случае хребта Мона растяжение стабильно развивается в условиях косоугольного спрединга в пределах узкой зоны деформации без разрыва сплошности структур и образования трансформных смещений. Это привело к формированию стабильной системы субортогонального растяжению аккреционных сегментов и разделяющих их субпараллельного растяжению сдвиго-раздвиговых зон аккомодирующих напряжения растяжения. Проведенные эксперименты подтвердили данные предположение.

В случае хребта Книповича структурообразование обусловлено молодостью и неустойчивостью хребта как формирующейся границы плит в регионе. Сдвиговые и раздвиговые напряжения

конкурируют в кинематике растяжения каждого сегмента хребта. В зависимости от их соотношения изменяется морфологический облик рифтовой долины каждого из сегментов. Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых. При этом формируются бассейны растяжения типа пулл-эпарт, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами различной длины. Первые выражены в рельефе в виде ортогональных к оси растяжения вулканических поднятий, вторые – в виде трогов и слабоудлиненных впадин с редуцированными проявлениями вулканизма.

В случае хребта Гаккеля отмечается самая низкая из встречающихся скорость спрединга, значительная толщина и относительно низкий прогрев литосферы. Растяжение в отдельных частях хребта амагматично, в этом случае формируется система амагматических трогов с пологопадающими граничными сбросами. Вулканическая активность сфокусирована в отдельных магматических центрах. Их внеосевые следы расположены вкрест оси в виде крупных хребтов. Эти хребты, предположительно, наследуют разломные зоны, образованные на стадии первоначального раскола литосферы региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528).

Список литературы

- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4 . С. 21-42.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1 . С. 76-94.
- Гуревич Н.И., Меркурьев С.А.* Влияние Исландского горячего пятна на осевую зону хребта Рейкьянес: особенности морфологических и геофизических характеристик // Вестник КРАУНЦ. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 63-74.
- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Свешников А.А.* Термическое и реологическое состояние литосферы и особенности структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес (по результатам численного и экспериментального моделирования) // Физика Земли. 2011. № 7. С. 30-43.

- Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др.* Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111-157.
- Меркурьев С.А., ДеМетц Ч., Гуревич Н.И.* Эволюция геодинамического режима аккреции коры у оси хребта Рейкьянес, Атлантический океан // Геотектоника. 2009. № 3. С. 14-29.
- Пейве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5-19.
- Сборщиков И.М., Руденко М.В.* Структура рифтовой зоны хребта Рейкьянес и Исландская термальная аномалия // Геотектоника. 1985. № 2. С. 88-103.
- Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т.437. № 3. С. 378-383.
- Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.
- Appelgate B.* Geophysical investigations of the Reykjanes ridge and Kolbeinsey ridge seafloor spreading centers. Ph. D. thesis. University of Hawaii, 1995. 86 p.
- Appelgate B., Shor A.N.* The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: spreading center morphology between 55°50'N and 63°00'N // JGR. 1994. V. 99. P. 17935-17956.
- Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al.* Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge // Geology. 2006. V. 34. № 7. P. 605-608.
- Cochran J.R.* Seamount volcanism along the Gakkel ridge, Arctic ocean // Geophys. J. Int. 2008. V. 174. P. 1153-1173.
- Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J.* The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // JGR. 2003. V. 108. P. 2116-2137.
- Crane K., Doss H., Vogt P. et al.* The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. P. 153-205.
- Curewitz D., Okino K., Asada M. et al.* Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74°30' N-77°50' N // Journal of Structural Geology. 2010. V. 32. P. 727-740.
- Dauteuil O., Brun J.* Oblique rifting in a slow-spreading ridge // Nature. 1993. V. 361. P. 145-148.
- DeMets C., Gordon R., Argus D.* Geologically current plate motions // 2010. Geophys. J. Int. V. 181. P. 1-80.
- Dick H., Lin J., Schouten H.* An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405-412.
- GEBCO_08 grid, ver. 20100927, <http://www.gebco.net>
- Geli L., Renard V., Rommevaux C.* Ocean crust formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohns Ridge, near 72°N, based on magnetic, gravity, and seismic data // JGR. 1994. V. 99. P. 2995-3013.
- Goldstein S.L., Soffer G., Langmuir C.H. et al.* Origin of a «Southern Hemisphere» geochemical signal in the Arctic upper mantle // Nature. 2008. V. 453. P. 89-94.
- Hooff E.E., Brandstottir B., Mjelde R. et al.* Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. P. 1-26.
- Jacoby W., Weigel W., Fedorova T.* Crustal structure of the Reykjanes Ridge near 62°N on the basis of seismic refraction and gravity data // J. of Geodynamics. 2007. V. 43. P. 55-72.
- Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. et al.* Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. 2003. V. 423. P. 962-965.
- Jokat W., Schmidt-Aursch M.* Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int.. 2007. V. 168. P. 983-998.
- Keeton J.A., Searle R.C., Parsons B. et al.* Bathymetry of the Reykjanes Ridge // Marine Geophysical Researches. 1997. V. 19. P. 55-64.
- Kandilarov A., Mjelde R., Okino K., Murai Y.* Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation // Marine Geophysical Researches. 2008. V. 29. P. 109-134.
- Klingelhofer F., Geli L., Matias L. et al.* Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion on the very-slow spreading Mohns ridge // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 10. P. 1547-1550.
- Kodaira S., Mjelde R., Gunarsson K. et al.* Crustal structure of the Kolbeinsey Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom, seismographs // JGR. 1997. V. 102. P. 3131-3151.
- Malkin B.V., Shemenda A.I.* Mechanism of rifting: consideration based on results of physical modeling and on geological and geophysical data // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 193-210.
- Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J. et al.* Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956-961.
- Murton B.J., Parson L.M.* Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge // Tectonophysics. 1993. V. 222. P. 237-257.

- Okino K., Curewitz D., Asada M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and Planet. Sc. Let.* 2002. V. 202. P. 275-288.
- Peirce C., Sinha M.C.* Life and death of axial volcanic ridges: Segmentation and crustal accretion at the Reykjanes Ridge // *Earth and Planet. Sc. Let.* 2008. V. 274. P. 112-120.
- Riedel C., Tryggvason A., Brandsdottir B. et al.* First results from the North Iceland experiment // *Marine Geophysical Researches.* 2006. V. 27. P. 267-278.
- Ritzman O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H.* Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // *Marine Geophysical Researches.* 2002. V. 23. P. 379-401.
- Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al.* The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. P. 463-478.
- Sinha M.C., Constable S.C., Peirce C. et al.* Magmatic processes at slow spreading ridges: implications of the RAMESSES experiment at 57°45' North on the Mid-Atlantic Ridge // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 135. P. 731-745.
- Shemenda A.I., Grocholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *JGR.* 1994. V. 99. P. 9137-9153.
- Smallwood J.R., White R.S.* Crustal accretion at the Reykjanes Ridge, 61-62° N // *JGR.* 1998. V. 103. P. 5185-5201.
- Vogt P., Johnson G., Kristjansson L.* Morphology and magnetic anomalies north of Iceland // *J. Geophysics.* 1980. V. 47. P. 67-80.
- Weir N.R. W., White R.S., Brandsdottir B. et al.* Crustal structure of the northern Reykjanes ridge and Reykjanes peninsula // *JGR.* 2001. V. 106. P. 6347-6368.
- White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *JGR.* 1992. V. 97. P. 19683-19715.

GEODYNAMICAL PECULIARITIES OF STRUCTURE-FORMING IN ARCTIC AND POLAR ATLANTIC SPREADING RIDGES

A.V. Kokhan¹, E.P. Dubinin², A.L. Grokholsky²

¹*Lomonosov Moscow State University, Geographical faculty, Moscow,*
²*Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Sciences, Moscow*

The paper is dedicated to peculiarities of structure-forming in rift zones of ultra-slow spreading Reykjanes, Kolbeynsey, Mohns, Knipovich and Gakkel ridges. Each of them develops in specific geodynamical environment. Analyses of information covering structure-forming in rift zones of these ridges together with experimental studies let to distinguish key geodynamical factors defining morphology and formation of structures of their rift zones.

Keywords: ultra-slow spreading, structure-forming, relief, experimental studies.