

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/376815753>

Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича

Article in *Океанология* · January 2012

CITATIONS

0

READS

2

4 authors, including:



[A. V. Kokhan](#)

42 PUBLICATIONS 66 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[Evgeny Pavlovich Dubinin](#)

Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University

103 PUBLICATIONS 254 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

УДК 551.465

КИНЕМАТИКА И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА

© 2012 г. А. В. Кохан¹, Е. П. Дубинин¹, А. Л. Грохольский¹, А. С. Абрамова²¹Музей Землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова²Геологический институт РАН, Москва

e-mail: kkkkk1987@mail.ru

Поступила в редакцию 08.03.2012 г.

Анализ морфологии рифтовой зоны, кинематики спрединга и экспериментального моделирования механизмов структурообразования хребта Книповича позволяет сделать следующие выводы. В пределах его рифтовой зоны взаимодействуют сдвиговые и раздвиговые напряжения. В северной части преобладает раздвиг, в южной – сдвиг. В южной части хребта наблюдается система коротких бассейнов растяжения, соединенных переуглубленными преимущественно сдвиговыми трогами с U-образным поперечным профилем. В северной части – система крупных вулканических поднятий, соединенных короткими впадинами, для рифтовой долины характерен V-образный поперечный профиль. Экспериментальное моделирование показало, что при данной кинематике растяжения возникают отдельные бассейны растяжения, соединенные сдвигами и сдвиго-раздвигами различной длины. Их длина и ориентировка изменяются в зависимости от ориентировки сегмента относительно направления растяжения.

ВВЕДЕНИЕ

Хребет Книповича протягивается более чем на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45' до 78°35' с.ш. [11]. На юге он ограничен хребтом Мона, с которым сочленяется под углом 102°. На севере он соединяется под углом 60° по системе трансформных разломов северо-западного простирания (трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский) с коротким спрединговым центром – хребтом Моллой и трогом Лена с наклонным по отношению к направлению раздвижения плит простиранием. Еще севернее располагается ультрамедленный спрединговый хребет Гаккеля.

Хребет Книповича, как и другие ультрамедленные спрединговые хребты отличается сравнительно низкой изученностью. Детальные исследования морфоструктурной сегментации хребта впервые проводились в 1989–1990 гг. с использованием комплекса SeaMARC II [11]. В результате были получены данные о рельефе дна, распределении разломов и морфоструктур рифтовой зоны, была составлена подробная схема ее сегментации. Последующие комплексные исследования отдельных участков хребта проводились в экспедициях на НИС “Профессор Логачев” (1996 г.) и НИС “Академик Мстислав Келдыш” (1998 г.) [9]. В этих экспедициях были получены образцы базальтов хребта, что позволило провести их геохимические исследования [2, 7]. Новые данные о тектонике, магматизме и гидротермальных процессах в рифтовой зоне хребта были получены в

международной экспедиции “Книпович-2000” на НИС “Профессор Логачев” (сентябрь 2000 г.). В результате этих работ также были получены подробные схемы сегментации хребта, выявлены различия в тектонике различных его участков [9, 22]. Обширные исследования проводились в ходе международных экспедиций 24-, 25- и 26-го рейсов НИС “Академик Николай Страх” (сентябрь 2006 г., сентябрь 2007 г., январь 2009 г.). Изучение тектоники, геологии и сегментации велось с использованием современных инструментальных комплексов – многолучевого глубоководного эхолота Reson SeaBat 7150, акустического профилографа Edgetech 3300, системы непрерывного сейсмопрофилирования, драг. В результате было пройдено 22000 км съемки, получены образцы пород со дна рифтовой долины и рифтовых гор, составлена детальная батиметрическая карта рифтовой зоны и прилегающей акватории [4, 5, 7, 8].

Судя по особенностям истории развития, рельефу, геологическому строению этих структур все их можно объединить в транзитную зону, сформировавшуюся между двумя спрединговыми хребтами – Мона и Гаккеля. Формирование этой системы хребтов и разломов шло в рамках существовавшей сдвиговой зоны, которая вследствие изменения направления движения плит региона приобрела раздвиговую компоненту. Это событие, произошедшее 30–35 млн. лет назад привело к формированию молодой нестабильной системы структур с аномальными геологическими, геоморфологическими и геофизическими свойствами [6, 15].

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ХРЕБТА КНИПОВИЧА

Хребет Книповича занимает уникальное геодинамическое положение в пределах региона. Он является главным элементом транзитной зоны между хребтами Гаккеля на севере и Мона на юге. Структурно хребет Книповича является сегментом 1 порядка. Долина хребта не нарушена трансформными смещениями (рис. 1). Скорость спрединга на хребте составляет 15–17 мм/год. Азимут простирания хребта меняется в районе $75^{\circ}50'$ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку $000-007^{\circ}(002^{\circ})$, а южнее $343-350^{\circ}(347^{\circ})$ [12] (рис. 2). С учетом предсказанного по модели NUVEL [13] направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37° , а в южной 53° [12]. Таким образом, хребет характеризуется значительной косой, сдвиговой компонентой спрединга и, судя по кинематике, занимает промежуточное положение между трансформным разломом и типичным спрединговым центром.

В морфологии рифтовой долины хребта ключевую роль играют два типа структур: вулканические поднятия и глубокие трог. Поднятия с относительным превышением над дном более 500 м разбивают рифтовую долину на 6 сегментов. Их длина варьирует от 30 до 145 км (рис. 1, 2). Простирание этих сегментов изменяется от 011 до 340° [11].

Высота поднятий составляет 0.5–1.1 км. Они имеют длину от 4.5 до 18 км и ширину от 3.6 до 13.7 км. Все поднятия ориентированы субортогонально направлению растяжения, прослеживаются во внеосевой морфологии в виде цепочек подводных гор протяженностью 30–50 км [4, 11]. Магматические поднятия разделяют глубокие трог глубиной 3.4–3.7 км. Трощи характеризуются U-образным (на юге) или V-образным поперечным профилем (на севере хребта), с шириной по бровкам 15–20 км, по дну 9–14 км [4, 11].

Строение флангов хребта асимметрично – на западном борту выделяется 5–6 гряд, представляющих асимметричные квестоподобные выступы акустического фундамента. На восточном фланге выделяется не более 3 таких гряд. Восточный фланг на 1–1.2 км ниже западного. Это связывают с влиянием расположенной в непосредственной близости Шпицбергенской континентальной окраины, с которой идет активный снос осадков. В результате структуры фланговых гор оказываются частично погребенными под осадочной толщей, и под ее весом происходит общее погружение поверхности [3].

Специфической особенностью хребта Книповича является изливание глубинных по происхождению

расплавов Na–типа, что отражает иной по сравнению с хребтами северной Атлантики геодинамический режим и фиксирует более холодную литосферу. Вулканические породы относительно обогащены натрием, кремнием, калием и обеднены железом [7]. Как отмечалось в работах [2, 7], базальты, обнаруженные в рифтовой зоне хребта Книповича, по особенностям своего химического состава характерны для молодого спредингового процесса и ближе всего стоят к толщам Красноморского рифта. Факт наличия аномальных по составу базальтов подчеркивает сложность вопроса возникновения и истории развития хребта Книповича.

Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича отличается аномально низкой мощностью (3–3.5 км на участках трогов и 4.5–5.5 км на участках поднятий) [18, 19, 23]. Это ниже типичных для срединно-атлантических хребтов значений мощности коры в 7 ± 1 км [24]. Кора пониженной мощности наблюдалась и под другими медленными и ультрамедленными хребтами. Согласно данным этих исследований, мощность коры сокращается благодаря слою 3А [17, 20]. В случае хребта Книповича, некоторые авторы указывают на отсутствие слоя 3, либо его очень малую мощность [21]. В условиях низкой скорости спрединга и малой компоненты раздвига при значительной степени трещиноватости пород, на хребте велика роль процессов кондуктивного охлаждения пород подстилающей мантии проникающей вниз по трещинам морской водой. Это приводит к формированию зоны пониженных сейсмических скоростей в нижней коре и мантии и развитию процессов серпентинизации в значительных масштабах [18, 19].

Таким образом, кинематические, морфологические, геологические и геофизические особенности строения хребта Книповича свидетельствуют о том, что его можно отнести к хребтам с ультрамедленной скоростью спрединга, со значительной сдвиговой составляющей (очень косою спрединг). Это подтверждается также тем обстоятельством, что он занимает косо-ориентированное положение по отношению к более древним структурам, как бы накладываясь на первичную структуру океанического бассейна. Развитие структурного плана региона шло не только в результате сложного сочетания раздвиговых и сдвиговых движений при раскрытии океанического дна, но и в условиях смены преобладания ролей этих составляющих.

МОРФОСТРУКТУРНАЯ СЕГМЕНТАЦИЯ ХРЕБТА И КИНЕМАТИКА СПРЕДИНГА

Для построения продольного профиля через рифтовую долину были использованы батиметрические данные, полученные в ходе 24-, 25- и 26-го рейсов НИС “Академик Николай Страхов”

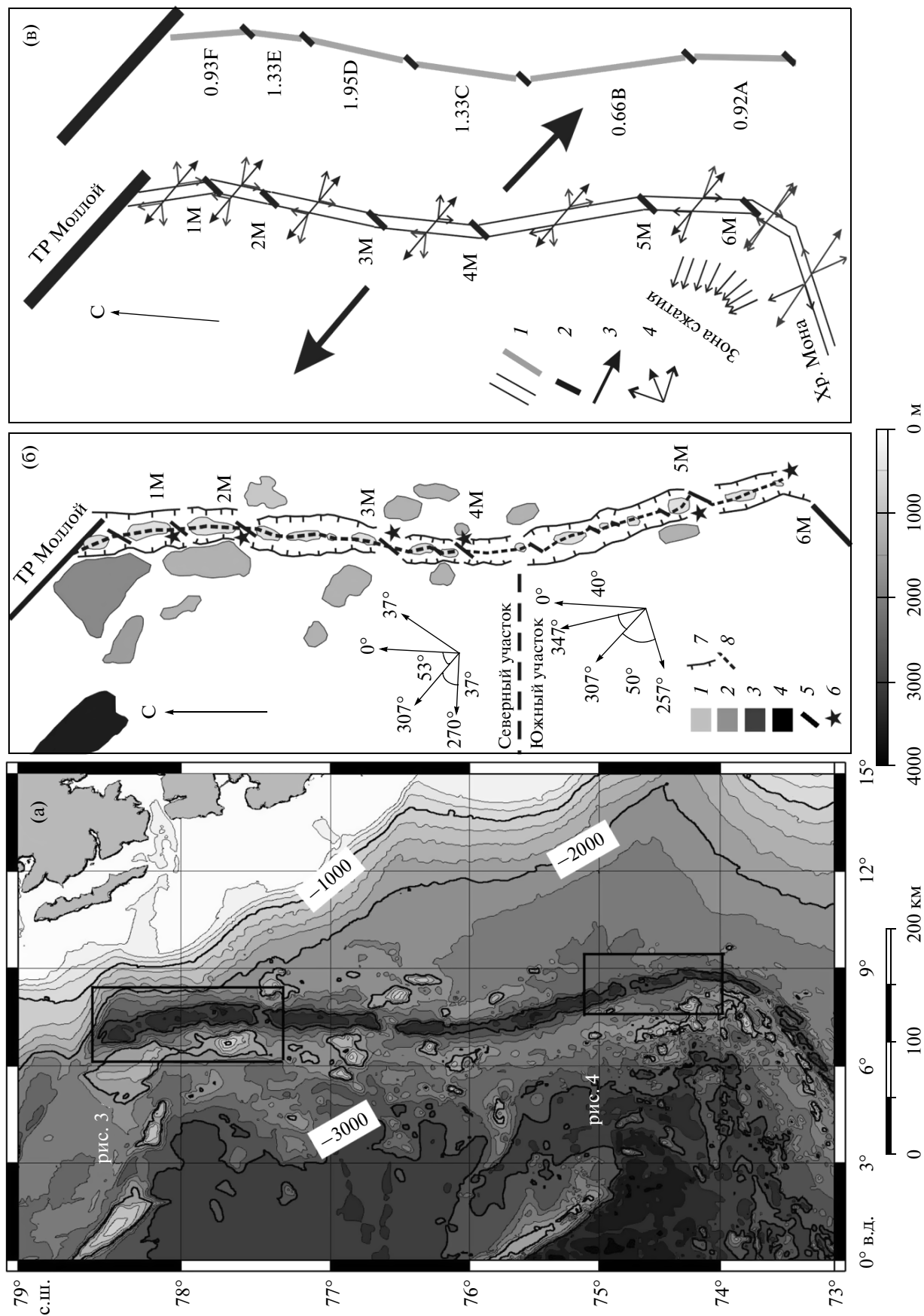


Рис. 1. (а) – Батиметрическая карта хребта Книповича и прилегающих акваторий [16], показан охват карт рис. 3 и рис. 4, изобаты проведены через 250 м, утолщенные линии – изобаты 1000 м, 2000 м, 3000 м (подписаны), в верхней правой части рисунка – западная часть архипелага Шпицберген (серая заливка). (б) – Морфоструктурная схема хребта Книповича и прилегающих акваторий.

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. Стрелками показаны кинематические параметры спрединга по [12]. Для северного 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° , $90^\circ - \alpha = 50^\circ$, $\alpha = 40^\circ$. (в) – Кинематическая схема хребта.

1 – амагматические сегменты, 2 – магматические сегменты, 3 – региональное направление раздвижения плит, 4 – кинематические компоненты спрединга (в центре вектор спрединга, по краям – компоненты сдвига (вверх) и растяжения (вправо)). 1М...6М – магматические сегменты, А...F – амагматические сегменты. Цифры рядом с буквенными обозначениями амагматических сегментов показывают соотношение сдвиговых и раздвиговых напряжений в кинематике спрединга на каждом сегменте.

[4], которые позволили уточнить глубины осевой зоны хребта. По продольному профилю через рифтовую долину, было выделено 5 магматических сегментов, превышение которых составляет не менее 500 м над прилегающими глубоководными бассейнами. Они разделяют 6 амагматических сег-

ментов, которые представлены узкими вытянутыми глубоководными бассейнами (рис. 1а). На основе батиметрического грейда GEBCO_08 версии 20100927 [16] была составлена схема сегментации хребта (рис. 1б). С учетом теоретически рассчитанного направления раздвижения плит по

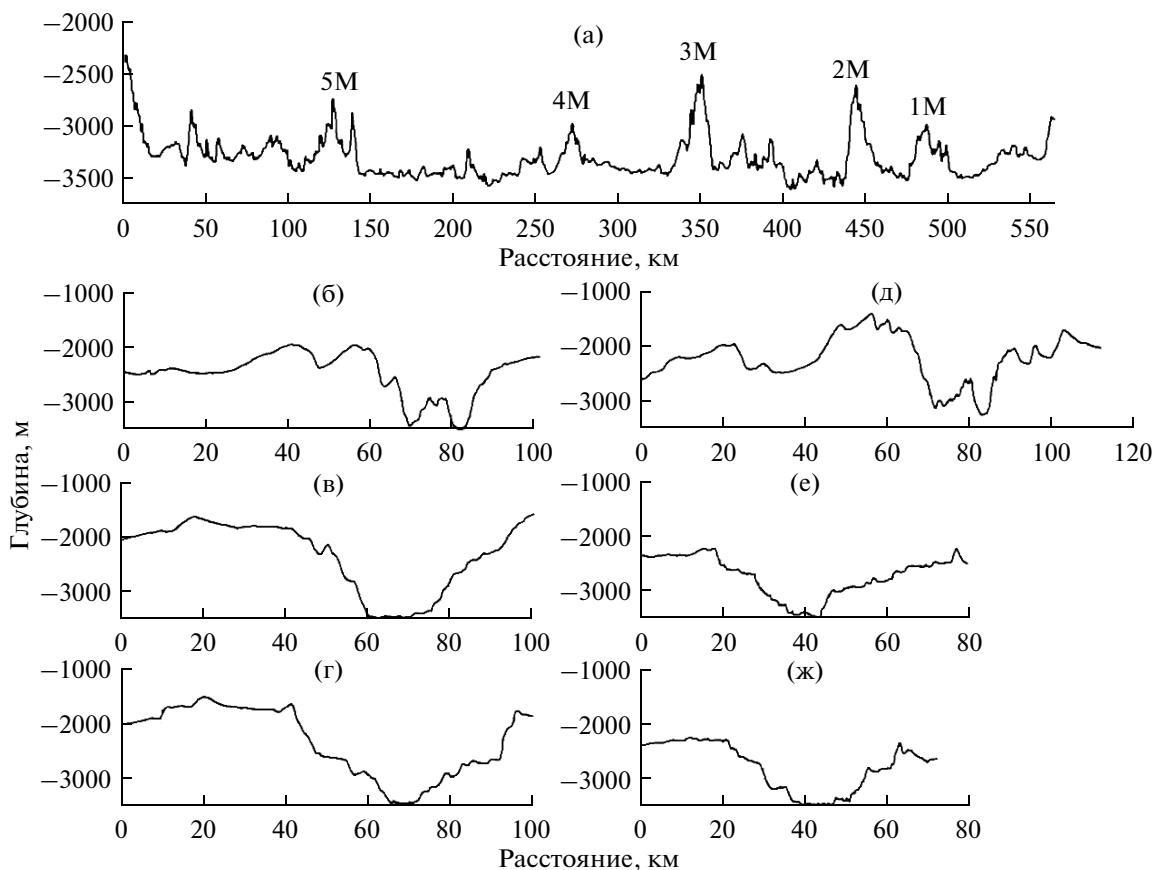


Рис. 2. (а) – Вдольосевой профиль глубин, буквами обозначены поднятия – магматические сегменты (см. рис. 2б). (б, ж) – Поперечные профили, отражающие морфологию рифтовой долины. (б, д) – проведены через вулканические поднятия магматических сегментов; (б) – сегмент 1М, (д) – сегмент 2М. (в, г) – поперечные профили через рифтовую долину на северном участке хребта, (е, ж) – на южном участке, по батиметрическим данным [4].

Кинематические и морфологические параметры выделенных сегментов хребта Книповича

Сегмент	Ориентировка, °	Длина, км	Глубина, км	Напр. сдвига, °	D, °	α , °	90- α , °	Напр. раздвига, °	V _{спр} , см/год	Норм/Танг
A	350	70	>3400	350	307	43	47	80	16	0.92
B	340	140	>3700	340	307	33	57	70	15.8	0.66
C	0	70	>3500	0	307	53	37	90	15.7	1.33
D	10	85	>3700	10	307	63	27	101	15.5	1.95
E	0	35	>3600	0	307	53	37	90	15.3	1.33
F	350	70	>3600	350	307	43	47	80	15	0.93

модели NUVEL-1 [13], данных о простирании и длине сегментов [11] была составлена кинематическая схема хребта (рис. 1в).

Из представленной схемы (рис. 1в) и таблицы видно, что магматические сегменты, центры которых отмечены звездочками, приурочены к районам изменения простирания оси хребта, что, по всей видимости, свидетельствует о неустойчивости процесса спрединга на хребте. Соотношение эффективных, или нормальных составляющих скорости с тангенциальными, или сдвиговыми скоростями, колеблется около 1 вдоль всего хребта. Только сегмент, обозначенный буквой В, характеризуется значительным превышением сдвиговой компоненты над раздвиговой (0.66) (таблица, рис. 1в).

В северной, более молодой части хребта сегменты с неустойчивым соотношением компонент скорости относительного движения, приближающимся к единице, также в будущем могут развиваться в трансформные смещения. Между ними намечается сегмент с преобладанием раздвига — D (рис. 1в).

Вдоль простирания хребта неоднократно изменяется степень отклонения направления спрединга от ортогонального. Угол α равен разности между простиранием сегмента хребта и направлением раздвижения изменяется от 33° (сильно-сдвиговой сегмент С) до 63° (сегмент D в северной части хребта) (таблица). Угол 90- α °, характеризующий отклонение спрединга от идеального ортогонального (чем больше эта величина, тем больше сдвиговой компоненты в растяжении на отдельном сегменте) изменяется от 57 до 27° (таблица).

В общем виде хребет можно подразделить на два участка: северный и южный. Первый характеризуется более ортогональным спредингом. Среднее простирание хребта здесь составляет 0°, угол $\alpha = 53^\circ$, $90^\circ - \alpha = 37^\circ$ (таблица, рис. 1б). Высота магматических сегментов здесь больше, рифтовая долина глубже, выше общая пересеченность рельефа в сравнении с южным участком. Второй участок характеризуется большей долей сдвиговой компоненты в спрединге. Среднее

простирание хребта здесь составляет 347°, угол $\alpha = 40^\circ$, $90^\circ - \alpha = 50^\circ$ (таблица, рис. 1б). Колебания отклонения спрединга от ортогонального отражаются в морфологии дна рифтовой долины. Увеличение сдвиговой компоненты приводит к сокращению количества вулканических поднятий, уменьшению их длины и высоты. Днище рифтовой долины сужается, увеличиваются размеры нодальных бассейнов, уменьшается длина и выраженность сбросовых уступов.

По данным [12] в пределах южного и частично северного участков (сегменты А, В, С, D) хребта выделяются три типа разломных систем. Первый тип характеризует районы расположенные вблизи крупных вулканических центров. Здесь разломов немного, но они длинные, хорошо выраженные по длине, их среднее простирание составляет 20°–25°. Второй тип характеризует районы амагматических трогов. Здесь разломы короче, но их больше, они менее длинные и их среднее простирание составляет 10°–12°. Третий тип характеризует районы распространения оползней и не связан с кинематикой спрединга.

Магматические сегменты представляют собой вулканические поднятия высотой 500–1200 м ориентированные субортогонально направлению растяжения (10°–25°). Субортогонально ориентируются и разломы, причем они полностью преобладают в системах трещин, зафиксированных в данных районах [12, 22]. В их пределах в обилии встречаются вулканические постройки центрального типа, свежие лавовые потоки, очаги гидротермальной активности [4, 11, 22]. Каждому из них соответствует минимум мантийных аномалий Буге, причем относительное превышение прямо пропорционально величине минимума аномалии [22]. Глубина сегмента 1 М составляет 3000 м, а относительное превышение ΔH над прилегающими амагматическими сегментами 450–500 м. Глубина сегмента 2 М составляет 2500 м, $\Delta H = 950$ –1100 м. Глубина сегмента 3 М составляет 2350 м, $\Delta H = 1050$ –1150 м. Глубины двух южных сегментов составляют для 4М – 2900–3100 м, для 5М – 2750–3000 м с $\Delta H = 500$ м и 550 м соответственно (рис. 2а). Следы этих поднятий про-

слеживаются вне оси на 50–60 км, что свидетельствует о стабильности сегментации хребта на протяжении последних 10–15 млн. лет.

Ареалы магматизма — магматические сегменты хребта приурочены к районам изменения простираения его рифтовой оси. По всей вероятности, они приурочены к зонам повышенной трещиноватости и имеют длину от 4.5 до 16.5 км, ширину от 3.6 до 13.7 км [11]. Морфологически магматические сегменты выражены в виде сконцентрированных и выстроившихся в цепочки бугристых вулканических конусов и кратеров, серии островных хребтов, расположенных на фоне глубоководных бассейнов в пределах дна рифтовой долины. В пределах бортов рифтовой долины их сопровождают поднятия аналогичной ориентировки, которые достигают глубин 700–800 м. Неовулканические зоны становятся более широкими к северу, в этом же направлении происходит увеличение высоты поднятий относительно дна рифтовой долины от 400 до 1000–1350 м (рис. 2а) [11, 12].

Амагматические сегменты представлены глубоководными бассейнами длиной от 31 до 143 км, и шириной от 6.3 до более 10 км, глубина бассейнов составляет от 3400 до 3700 м. Магматические сегменты смещают бассейны друг относительно друга, также наблюдается смена ориентировки каждого бассейна-сегмента от 340° до 010° [11] (таблица, рис. 1). В пределах каждого сегмента наблюдается рассеянный вулканизм. Борты трогов осложнены уступами, ориентированными под углом 30° – 35° к простираению их оси (предположительно, они являются структурами типа сколов Риделя), а также небольшими короткоживущими вулканическими поднятиями высотой менее 500 м, формирующими сегментацию 3 уровня.

Поднятия выступают в роли магматических сегментов — ареалов проявления сфокусированного вулканизма и мантийного аппвеллинга. Трoги являются аналогами трансформных смещений, соединяющих их. В пределах этих структур вулканизм сильно редуцирован, либо практически отсутствует. Расстояния между магматическими сегментами хребта Книповича равняется 30–145 км [11, 22] (рис. 1б). Сходный характер сегментации наблюдается на ультрамедленных хребтах Гаккеля, Мона, Юго-Западном Индийском. Расстояние между магматическими сегментами увеличивается при сокращении скорости спрединга [14].

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУР СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО УЧАСТКОВ ХРЕБТА

Для более подробного анализа структурной сегментации хребта на основе данных съемки высокого разрешения многолучевым эхолотом [4]

были составлены морфоструктурные схемы северного и южного участков хребта. На северном участке хребта определяющей формой рельефа хребта является рифтовая долина глубиной до 3650 м, ориентированная в среднем по азимуту 0° (рис. 3). Поднятия рифтовых гор во внеосевых следах сегмента 2М достигают абсолютных глубин 700–800 м. В среднем относительная глубина долины составляет 1.2–1.5 км. Важно учитывать, что данный отрезок рифта располагается на расстоянии 40–50 км от бровки шельфа архипелага Шпицберген. Это приводит к сносу осадков, заполняющих нодалные впадины рифтовой долины, где их мощность достигает 200–300 м. С востока к участку примыкает ровная поверхность континентального подножья, а с запада — слабо-расчлененная неглубокими грабенами система блоковых поднятий рифтовых гор. В пределах данного участка находятся вулканические поднятия магматических сегментов 1М ($77^\circ 50'$ с.ш. и $7^\circ 35'$ з.д.) и 2М ($77^\circ 20'$ с.ш. и $7^\circ 30'$ з.д.), а также амагматические сегменты Е и F (рис. 1 и 3).

Сегмент 2М (азимут простираения 25°) выражен вулканическим поднятием с относительной высотой в 600 м на поперечном профиле и в 1100 м на продольном профиле через рифтовую долину (рис. 2а и 2д). Поверхность сегмента бугристая, в обилии здесь встречаются вулканические постройки различного размера, крупнейшая из которых располагается в юго-западной части хребта. Западнее располагаются два более мелких вулканических хребта высотой 100–150 м, восточнее — впадина глубиной 200–250 м, которая отделяет магматический сегмент от крутого восточного борта рифтовой долины. Борт расчленен серией сбросов, формирующих ступенчатый рельеф склона. Здесь были выделены две площадки рифтовых террас шириной 3–6 км, отделенные от дна долины крутыми сбросовыми уступами высотой 600–700 м. В рельефе также прослеживаются поднятия, сформированные смещенными в стороны от оси вулканическими хребтами, расчлененными сбросами. Серия из 6–7 сбросов и поднятий переходит в сглаженную поверхность подножья континентального склона (рис. 3). На этом борту хребта осадки плащеобразно покрывают верхнюю часть рифтовых гор, самые верхние их части достигают здесь глубин 1200–1300 м (гора Погребицкого). Западный борт долины имеет аналогичное строение, только поднятия здесь достигают глубин 900–1000 м (гора Литвина) [4].

Севернее сегмента 2М располагается самый короткий амагматический сегмент Е. В пределах этого сегмента наблюдаются многочисленные проявления вулканизма. В 15 км севернее сегмента 2М располагается редуцированное вулканическое поднятие высотой 200 м с щитовыми и коническими вулканами. Это поднятие отделено от

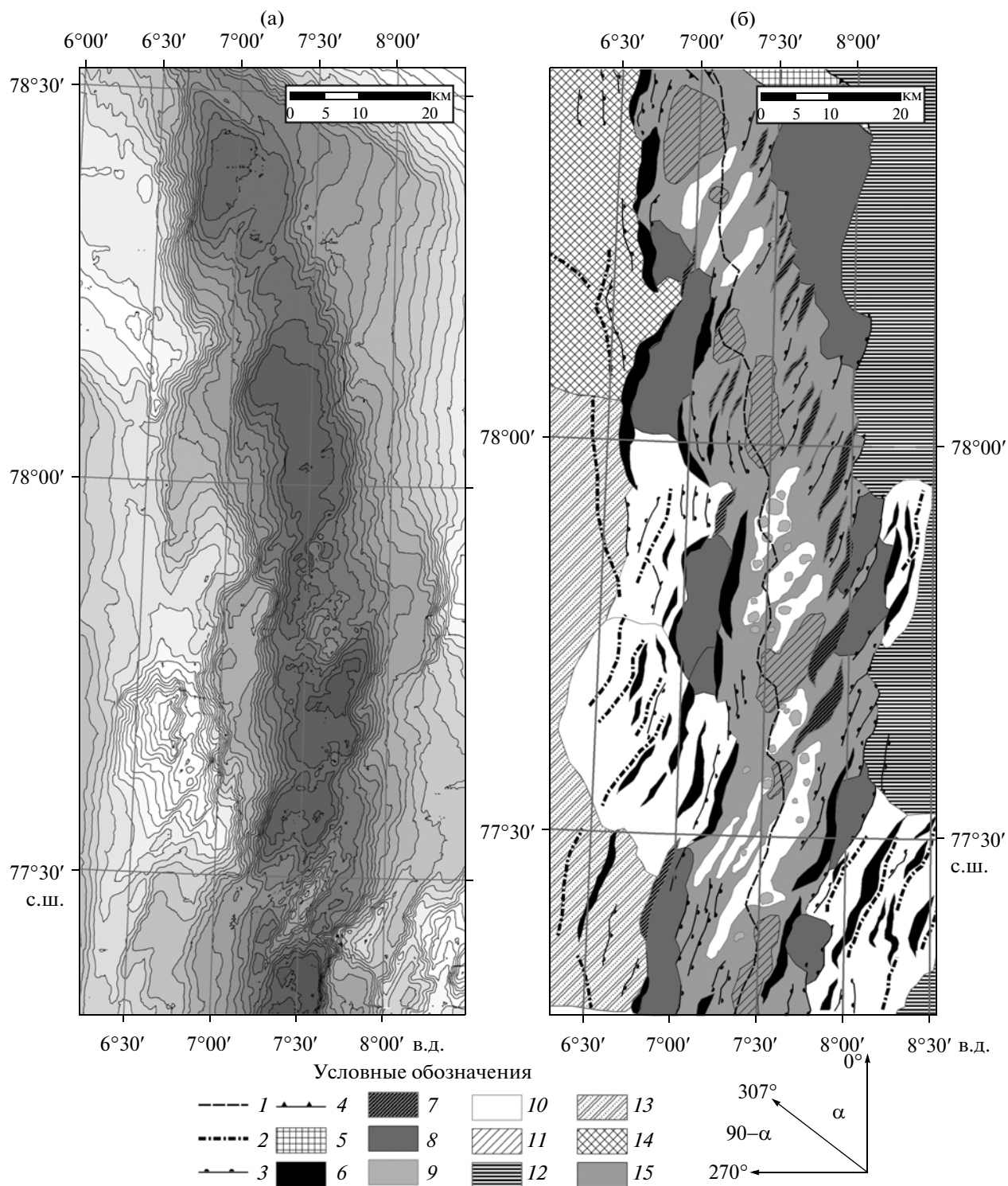


Рис. 3. (а) – Рельеф дна северного участка хребта Книповича, полученный в результате батиметрической съемки Добролюбовой К.О., Абрамовой А.С., Зарайской Ю.А., Барамыковым Ю.Е., Пономаревым А.С. в ходе 24-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [4]. (б) – Морфоструктурная карта, стрелками показаны кинематические параметры спрединга по [12]. Простираие рифтовой зоны хребта – 0° , направление раздвижения плит – 307° , перпендикуляр к простиранию – 270° , $90^\circ - \alpha = 37^\circ$, $\alpha = 53^\circ$.

1 – ось спрединга, 2 – осевые части поднятий на флангах долины, 3 – сместители сбросов с амплитудой менее 200 м, 4 – сдвиги трансформного разлома Моллой, 5 – северный борт долины трансформного разлома, 6 – сместители сбросов с амплитудой более 200 м, 7 – сместители разломов типа сколов Риделя, 8 – площадки рифтовых террас, 9 – вулканические постройки, 10 – вулканические хребты, 11 – впадины амагматических сегментов, 12 – подножье континентального склона, 13 – фланговые поднятия, 14 – поднятие внутреннего угла трансформного разлома Моллой, 15 – днище и борта рифтовой долины.

сегмента 2М небольшой нодальной впадиной длиной около 3 км (сегмент Е1). С севера к нему примыкает более крупная впадина (Е2). Выровненное днище этих форм располагается на глубинах 3500–3600 м, но в их пределах встречаются отдельные небольшие вулканические формы высотой 20–30 м. В целом рельеф данного сегмента наименее похож на типичный амагматичный участок хребта из-за его небольшой длины и близости крупных вулканических центров.

Сегмент 1М (азимут простирания 25°) сформирован тремя вулканическими грядами, расположенными на общем фундаменте. Их длина равняется 13–17 км. Относительная высота сегмента на продольном профиле составляет 600 м, а на поперечном достигает 300–350 м (рис. 2а и 2б). Северные гряды выше и достигают глубин 2900 м, южная гряда имеет глубину 3100 м. Вулканические гряды характеризуются большим количеством щитовых вулканов, хорошо заметных на батиметрической карте. Борты долины осложнены слабозапрокинутыми рифтовыми террасами, отделенными от днища сбросами высотой 600–750 м, их ширина 5–6 км, длина – 15–20 км (рис. 2г). Рифтовые горы на данном участке слабо выражены, следы вулканического сегмента достигают глубин 1800–2000 м (рис. 3).

Сегмент F подразделяется на два подсегмента. Южная его часть (сегмент F1) состоит из двух впадин, разделенных слабовыраженной перемычкой в виде поднятия северо-восточного простирания, присыпанного осадками. Плоское днище этих впадин располагается на глубинах 3500–3550 м. Севернее располагается система из трех вулканических поднятий высотой 50–150 м, по-видимому, вулканической природы. Поднятия отделены от южного подсегмента уступом высотой 100–150 м. Северная часть сегмента (подсегмент F2) сформирована впадиной, чье днище располагается на глубинах 3200–3300 м. Борты рифтовой долины сегмента F осложнены крупными террасами. На западном борту терраса сильно присыпана осадками, ее тыловая часть фактически является частью континентального подножья. Западный борт рифтовой долины высотой 1–1.5 км расчленен эрозионными формами и примыкает к поднятию внутреннего угла трансформного разлома Моллой, чья вершинная поверхность располагается на глубинах 1.8–2 км. С севера располагаются структуры самого трансформного разлома – крутой северный борт высотой 1–1.2 км, также расчлененный эрозионными формами и поперечными разломами, и слабовыраженный разломный хребет высотой 200–300 м.

На южном участке хребта определяющей формой рельефа является рифтовая долина с асимметричным поперечным профилем, ориентированная в среднем по простиранию в 347°. Запад-

ный ее борт выше восточного на 500–600 м (рис. 2е и 2ж). В пределах всего 130-километрового отрезка долины хребта встречается только один район выраженной вулканической активности – сегмент 5М. Его центральная часть располагается в районе 74°40' с.ш. и 8°30' з.д. В рельефе этот сегмент выражен в виде отчетливого субортогонального спредингу бассейна растяжения ромбической в плане формы. Его длина составляет 30–35 км, а ширина 12–17 км (рис. 4). В центральной части этого бассейна располагается крупная вулканическая постройка (хребет Гном) длиной 17–20 км, шириной 4–5 км [4]. Этот хребет сформирован крупными щитовидными и коническими вулканами, крупнейший из которых достигает в высоту 300–350 м, в диаметре – 2.5 км.

На восточном и западном бортах долины через серию рифтовых террас и крутых сбросовых уступов структуры бассейна растяжения переходят в поднятия рифтовых гор. На западном борту эти поднятия достигают глубин в 1.6–1.7 км. На восточном борту поднятия покрыты осадками и на поверхности видны только вершинные части их гребней, достигающих глубин в 2.1–2.3 км. Западный борт осложнен наиболее крупной рифтовой террасой длиной 30–40 км, шириной 8–10 км. К нему с севера примыкают структуры крупной впадины с шириной днища около 10 км и крутыми сбросовыми бортами высотой 250–300 м. Впадина заполнена осадками мощностью 400–500 м. Вероятнее всего, эта структура является древней рифтовой долиной. От современной рифтовой долины ее отделяет блоковое поднятие рифтовых гор шириной 8–10 км, чья плоская вершинная поверхность достигает глубин 2.1–2.2 км (рис. 4).

Рифтовая долина севернее сегмента 5М представляет собой трог глубиной 1.4–1.5 км. Он состоит из серии слабоудлиненных на северо-запад впадин, отделенных друг от друга слабовыраженными перемычками высотой 50–80 м. В рифтовую долину от бортов протягиваются небольшие поднятия северо-западного простирания, развивающиеся вдоль нарушений типа сколов Риделя, какие-либо проявления вулканической активности здесь отсутствуют. На восточном борту долины на данном участке рифтовые горы практически не выражены и через сглаженную бровку борт долины переходит в аккумулятивную равнину соседней глубоководной котловины (рис. 4).

Днище рифтовой долины южнее сегмента 5М становится уже, здесь наблюдается полоса хаотичного рельефа, сформированная многочисленными сбросами небольшой амплитуды и длины (рис. 4). Предположительно рельеф рифтовой долины данной зоны связан с аккомодацией напряжений соседних участков рифтовой долины – магматического сегмента 5М и южного сегмента А. На

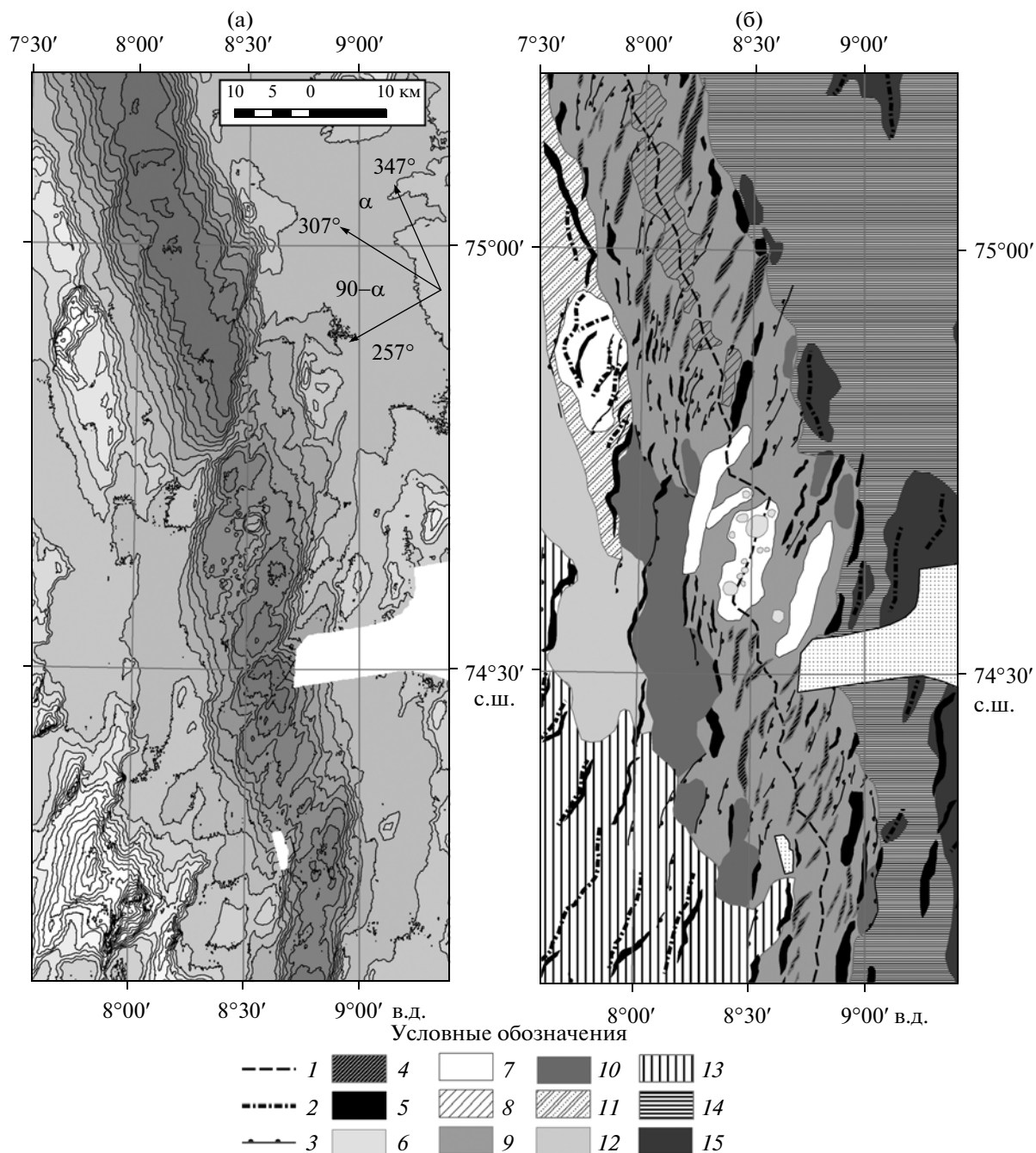


Рис. 4. (а) – Рельеф дна южного участка хребта Книповича, полученный в результате батиметрической съемки Добролюбовой К.О., Абрамовой А.С., Зарайской Ю.А., Барамыковым Ю.Е., Пономаревым А.С., Коханом А.В., Морозом Е.А. в ходе 25-го и 26-го рейсов НИС “Академик Николай Страхов” [4]. (б) – Морфоструктурная карта, стрелками показаны кинематические параметры спрединга по [12]. Простираение рифтовой зоны хребта – 347° , направление раздвижения плит – 307° , перпендикуляр к простираению – 257° , $90^\circ - \alpha = 50^\circ$, $\alpha = 40^\circ$.

1 – ось спрединга, 2 – осевые части поднятий на флангах долины, 3 – сместители сбросов с амплитудой менее 200 м, 4 – сместители разломов типа сколов Риделя, 5 – сместители сбросов с амплитудой более 200 м, 6 – вулканические постройки, 7 – вулканические хребты, 8 – впадины амагматических сегментов, 9 – днище и борта рифтовой долины, 10 – площадки рифтовых террас, 11 – фланговые поднятия, 12 – палеодолина, 13 – комплекс куполовидных поднятий, 14 – выровненная аккумулятивная поверхность котловины, 15 – засыпанные осадками фланговые поднятия.

этом участке по западному борту велика ширина пояса рифтовых террас (10–14 км). Еще западнее эта зона переходит в структуры области куполо-

видных поднятий. Это структуры северо-восточного простираения, гребневые части которых достигают глубин 1.2–1.3 км. Они сформировались,

вероятно, из-за значительной компоненты сжатия в кинематике данного района (рис. 4). Возможно, рельеф этой области связан с формированием пологих разломов-детачментов на ортогональном сегменте зоны сочленения хребтов Мона и Книповича. Происхождение этих поднятий вероятно связано с серпентинизированными коровыми комплексами.

Таким образом, особенности строения и развития рельефа северного и южного участков хребта связаны с различиями кинематики растяжения. Северный участок с более ортогональным механизмом растяжения характеризуется глубокой срединной долиной с развитыми фланговыми горами, крупными ареалами вулканизма (сегменты 1М, 2М), более мелкими вулканическими центрами в пределах амагматических сегментов. В пределах рифтовой долины стенки сбросов хорошо выраженные, высокоамплитудные и длинные. Нодальные бассейны короткие и занимают небольшую площадь в днище долины. Южный участок хребта с более сдвиговым механизмом растяжения характеризуется асимметричной неглубокой рифтовой долиной, одним ареалом вулканической деятельности, отсутствием каких-либо проявлений вулканизма в пределах амагматических сегментов. Стенки сбросов здесь короткие, малоамплитудные, высока террасированность склонов. Больше площадь и длина нодальных бассейнов.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

С целью выявления особенностей структурообразования в пределах всей транзитной зоны, заключенной между хребтами Мона и Гаккеля и, в частности, на хребте Книповича было проведено аналоговое моделирование. Эксперименты проводились с учетом критериев подобия [10], на установке, модельном материале и по методике, описанной в работе [1]. Скорость растяжения в модели составляла около 1.67×10^{-5} м/с. В экспериментах рифтовые зоны и сдвиговые области задавались в виде линейных ослабленных зон. Их конфигурация повторяла современные генеральные тренды хребтов Мона и Гаккеля, соединенные зоной соответствующей общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. Также учитывалась ориентировка моделируемых хребтов по отношению к вектору растяжения. В модели изменялись угол наклона ослабленной зоны по отношению к растяжению, а также ширина ослабленных зон. Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования, как для всей транзитной зоны, так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α .

В модели разрушение всегда происходило в ослабленных зонах хребтов Мона и Гаккеля и приобретало сходную с этими хребтами сегментацию. В пределах ослабленной зоны косоугольного хребта Мона сегментация трещин носила S-образный эшелонированный характер. В пределах модельного хребта Гаккеля с ортогональным растяжением трещины были прямолинейными, неэшелонированными, сильноудлиненными. В процессе их дальнейшего развития они сталкивались под углом 15° – 20° с толстым блоком модельной континентальной коры и заворачивали в пределы ослабленной зоны. В любом случае, они определяли дальнейшее развитие системы трещин.

В пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича сегментация осевой зоны отражала сильносдвиговой характер деформаций. Важнейшим фактором, определяющим сегментацию этих структур, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов, при которой этот угол менялся от 10° до 50° . При этом было установлено, что постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго-раздвигов и раздвигов нарастает. Определяющими при наклоне в 10° – 20° являются чистые сдвиги. При наклоне в 20° – 25° наблюдается система сдвиго-раздвигов с преобладанием сдвига. При наклоне в 25° – 35° сдвиги и раздвиги характеризуются примерно равным соотношением по длине. При угле больше 35° раздвиги начинают преобладать, однако значительная компонента раздвижения в их кинематике все еще присутствует вплоть до угла 50° .

Во второй серии экспериментов была рассмотрена сегментация северного и южного участков хребта Книповича, чьи морфологические и кинематические различия были описаны выше. Ослабленная зона, ориентированная под углом в 40° , моделировала южный участок хребта. Для нее было характерно наличие протяженных косых сдвиго-раздвигов, ориентированных под углом в 10° – 15° к растяжению, причем длина сдвигов в этих экспериментах была большей. В пределах этого сегмента хребта Книповича наблюдаются бассейны пулл-эпарт (ориентированные под углом в 5° – 10° к направлению растяжения), которые соединяются более протяженными, чем на северном участке хребта сдвиговыми зонами (рис. 5б и 5в). 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. 5д). Сходная картина наблюдается в пределах днища

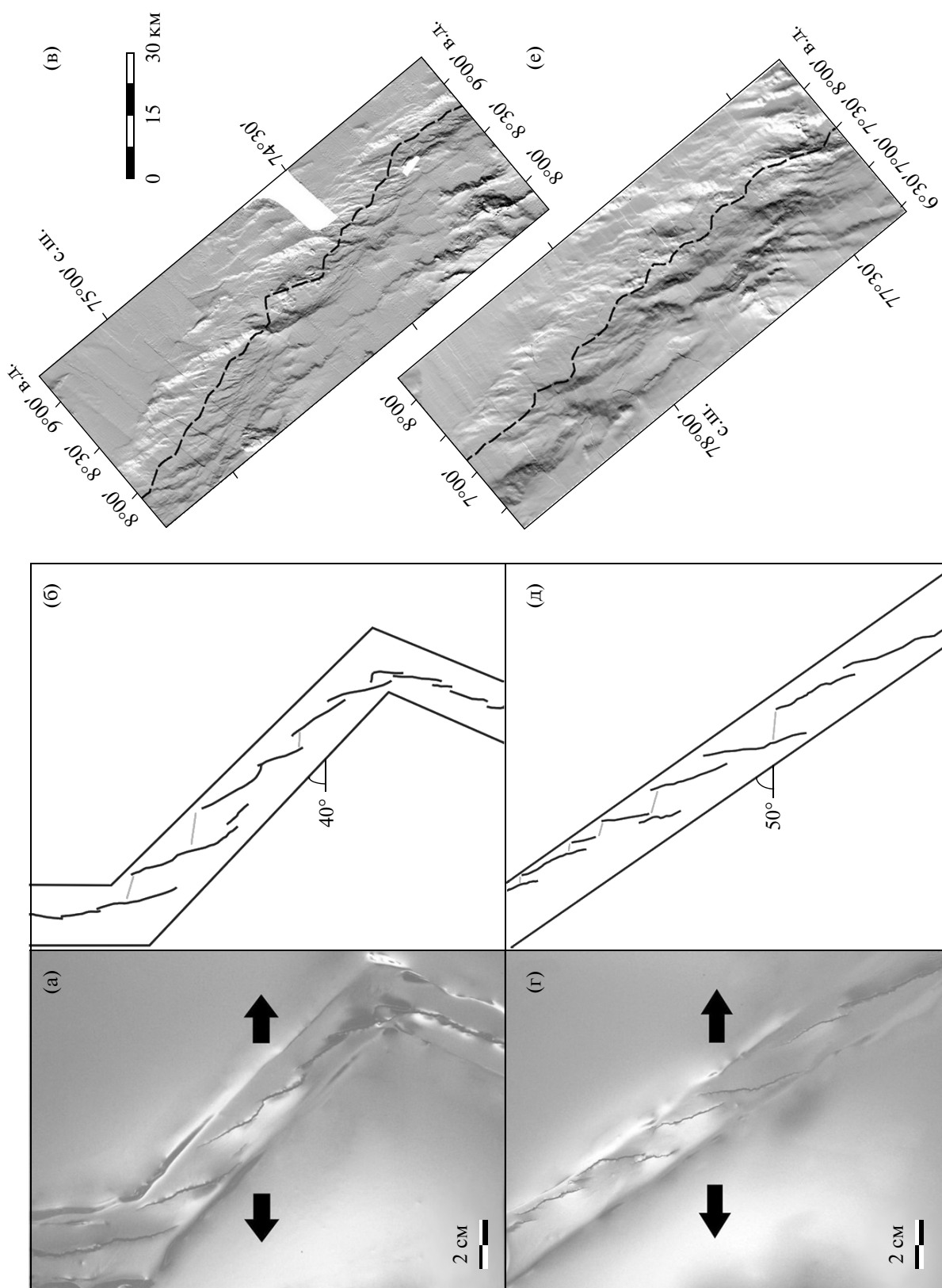


Рис. 5. Результаты экспериментов по косому растяжению ослабленной зоны. (а, б, в) — 40° и (г, д, е) — 50°. (а, г) — фото экспериментов, (б, д) — дешифрированные фото, серыми линиями показаны сдвиговые трещины, черными — сдвиго-раздвиговые. (в) — батиметрическая карта на южный участок хребта (см. рис. 4а) с бассейном растяжения пулл-эпарт в центральной части участка. Е — батиметрическая карта на северный участок хребта (см. рис. 3а). На рисунках (в) и (е) ось симметрии показана прерывистой линией.

рифтовой долины на северном участке хребта (рис. 5e).

Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующей 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° . 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° 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.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ кинематики, морфологии, морфоструктурной сегментации и механизмов структурообразования рифтовой зоны хребта Книповича позволяет сделать следующие выводы. В настоящее время хребет является неустойчивой, формирующейся границей плит. На протяжении его развития в регионе чередовались геодинамические обстановки с преобладанием сдвига и раздвиги. Эти процессы и сегодня продолжают конкурировать в формировании структурного плана рифтовой зоны хребта.

Различия в кинематике спрединга на северном и южном участках хребта Книповича предопределили различия в их структурно-морфологическом строении. Северная часть рифта обладает хорошо выраженной рифтовой долиной с V-образным поперечным профилем и двумя перпендикулярными спредингу поднятиями – магматическими сегментами хребта. Их разделяют короткие ромбовидные сдвиговые впадины, с редуцированными проявлениями вулканизма. Южная часть рифта обладает менее глубокой рифтовой долиной с U-образным поперечным профилем и одним перпендикулярным спредингу поднятием, сформированным в пределах крупного бассейна растяжения. Сдвиговые впадины здесь занимают большую часть рифта, проявлений вулканизма в их пределах не наблюдается. Южная часть рассматриваемого участка представлена зоной аккомодации напряжений с хаотическим рельефом низкоамплитудных сбросов.

Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении состав-

ляющих сдвига и раздвиги и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго-раздвиговых. При этом в природе формируются бассейны 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.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верба В.В., Аветисов Г.П., Степанова Т.В., Шоломо Л.Е.* Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4. С. 303–312.
2. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
3. *Гусев Е.А., Шкарубо С.И.* Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–182.
4. *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-го рейсов НИС “Академик Николай Стрехов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
5. *Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
6. *Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным магнитного поля // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 1–6.
7. *Суцеская Н.М., Пейве А.А., Беляцкий Б.В.* Условия формирования слабообогатенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия. 2010. № 4. С. 339–356.
8. *Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В. и др.* Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619.
9. *Черкашев Г.А., Тамаки К., Баранов Б.В. и др.* Исследование рифтовой зоны хребта Книповича: экспедиция “Книпович-2000” // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 518–521.
10. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
11. *Crane K., Doss H., Vogt P. et al.* The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmenta-

- tion and evolution of the Knipovich ridge // *Marine Geoph. Res.* 2001. V. 22. P. 153–205.
12. *Curewitz D., Okino K., Asada M. et al.* Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 7430°N–7750°N // *J. of Structural Geology.* 2010. V. 32. P. 727–740.
 13. *DeMets C., Gordon R., Argus D.* Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 1–80.
 14. *Dick H., Lin J., Schouten H.* An ultra-slow class of spreading ridge // *Nature.* 2003. V. 426. P. 405–412.
 15. *Engen O., Faleide J., Direng T.* Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics.* 2008. V. 450. P. 51–69.
 16. GEBCO_08 grid, ver. 20100927, <http://www.gebco.net>
 17. *Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M.C. et al.* Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // *Nature.* 2003. V. 423. P. 962–965.
 18. *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 Geoph. Res.* 2008. V. 29. P. 109–134.
 19. *Kandilarov A., Landa H., Mjelde R. et al.* Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich ridge, North Atlantic, along a presumed segment center // *Mar. Geoph. Res.* 2010. V. 31. P. 173–195.
 20. *Klingelhofer F., Geli L.* Geophysical and geochemical constraints on crustal accretion on the very-slow spreading Mohs ridge // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 10. P. 1547–1550.
 21. *Ljones F., Kuwano A., Mjelde R. et al.* Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund // *Tectonophysics.* 2004. V. 378. P. 17–41.
 22. *Okino K., Curewitz D., Asado M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth and planetary science letters.* 2002. V. 202. P. 275–288.
 23. *Ritzman O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H.* Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // *Marine Geoph. Res.* 2002. V. 23. P. 379–401.
 24. *White, R.S., McKenzie D., O’Nions, R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 19. P. 19,683–19,715.

Kinematics and Peculiarities of Morphostructural Segmentation of Knipovich Ridge

A. V. Kokhan, E. P. Dubinin, A. L. Grokholsky, A. S. Abramova

Analyses of relief of rift zone, spreading kinematics, experimental modeling lets to make following conclusions. Structures of its rifting zone form in the transtension environment. Shear dominates in extension in the southern part of the ridge. Extension is less oblique in its northern part. The system of short extension basins connected by deep strike-slip U-shaped troughs is observed in the south. On the other hand, system of volcanic rises connected by short and shallow basins is observed in the north of the ridge. The rift valley is V-shaped. Experimental sets showed that under such kinematic of extension leads to formation of short extension basins connected by shears and transtension faults. Their length and orientation depend on spreading obliquity of each segment.