

УДК 552.3(263)

СТРОЕНИЕ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ХРЕБТОВ КНИПОВИЧА И МОНА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2009 г. А. А. Пейве, К. О. Добролюбова, С. Г. Сколотнев, Н. М. Сущевская, Ю. Н. Разницин, А. В. Зайончек, А. С. Абрамова, Р. Х. Алиулов, Ю. А. Зарайская, А. Е. Ескин, В. Н. Ефимов, А. О. Мазарович, Е. А. Мороз, А. А. Разумовский, А. А. Черных, К. П. Ямпольский

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 30.07.2008 г.

Поступило 31.07.2008 г.

В 2007 г. в рамках Программы Президиума РАН № 17 “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология Мирового океана” (проект “Закономерности строения и формирования океанической коры представительных районов Атлантики: тектоника, магматизм, состав и генезис Fe–Mn-образований”, руководитель – акад. Ю.М. Пушаровский) Геологический институт РАН провел работы в Северной Атлантике, в южной части хребта Книповича, который протягивается на 600 км от спредингового хребта Мона до разломной зоны Моллой (начальник рейса А.В. Зайончек). В задачи исследований входило изучение геологического строения области сочленения хребта Книповича с хребтом Мона. На нис “Академик Николай Страхов” (25-й рейс) было проведено комплексное площадное, среднемасштабное, регионально-геологическое изучение выбранного объекта, включавшее эхолотирование многолучевым эхолотом SeaBat 7150, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), высокочастотное акустическое профилирование с помощью профилографа Edgetech 3300 и драгирование дна (рис. 1).

В районе 74° с.ш. южнее Гренландской разломной зоны, простирающейся в юго-восточном направлении, спрединговый хребет Мона переходит в субмеридионально ориентированный хребет Книповича. Особенность обоих хребтов состоит в том, что это единые протяженные спрединговые структуры, не расчлененные на сегменты трансформными разломами. Они различаются временем и условиями формирования. Хребет Мона с самого начала образования характеризовался за-

кономерным и устойчивым наращиванием океанической коры в рифтовой зоне, что фиксируется по симметричному и закономерному расположению относительно оси рифтовой долины линейных магнитных аномалий [1, 2]. Хребет Книповича начал формироваться в неустойчивых геодинамических условиях, что нашло отражение в неупорядоченном положении и фрагментации магнитных аномалий.

Район сочленения хребтов Мона и Книповича привлекает внимание исследователей тем, что это уникальная область, где один спрединговый хребет переходит в другой с плавным изгибом структур рифтовой долины на 40° без видимых трансформных нарушений. Как правило, срединно-океанические хребты (СОХ) вытянуты в виде прямых линейных структур, разделенных трансформными разломами, служащими зонами аккумуляции возникающих при движении плит напряжений. Таким образом, в задачи исследования входило изучение геодинамики формирования структур в этой ключевой области.

С 55 по 33 млн. лет азимут расхождения Гренландии и Евразии составлял 160° [1]. В соответствии с этим полем напряжений сформировался хребет Мона ортогонально направлению расхождения плит. Изменение в направлении относительного перемещения плит на восток-юго-восточное (азимут 110°) произошло 33 млн. лет назад [1]. Начиная с этого времени, спрединг в хребте Мона стал отличаться от ортогонального на величину в 30° с формированием структур, характерных для косоугого спрединга. При этом, судя по положению линейных магнитных аномалий [1], не произошло каких-либо изменений в простирании самой рифтовой долины. На севере хребет Мона все это время был ограничен протяженной сдвиговой разломной зоной Де-Гир, по которой происходило смещение, а позднее и расхождение Гренландии и Евразии. И только начиная с 20–25 млн. лет процесс растяжения привел к началу

Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва

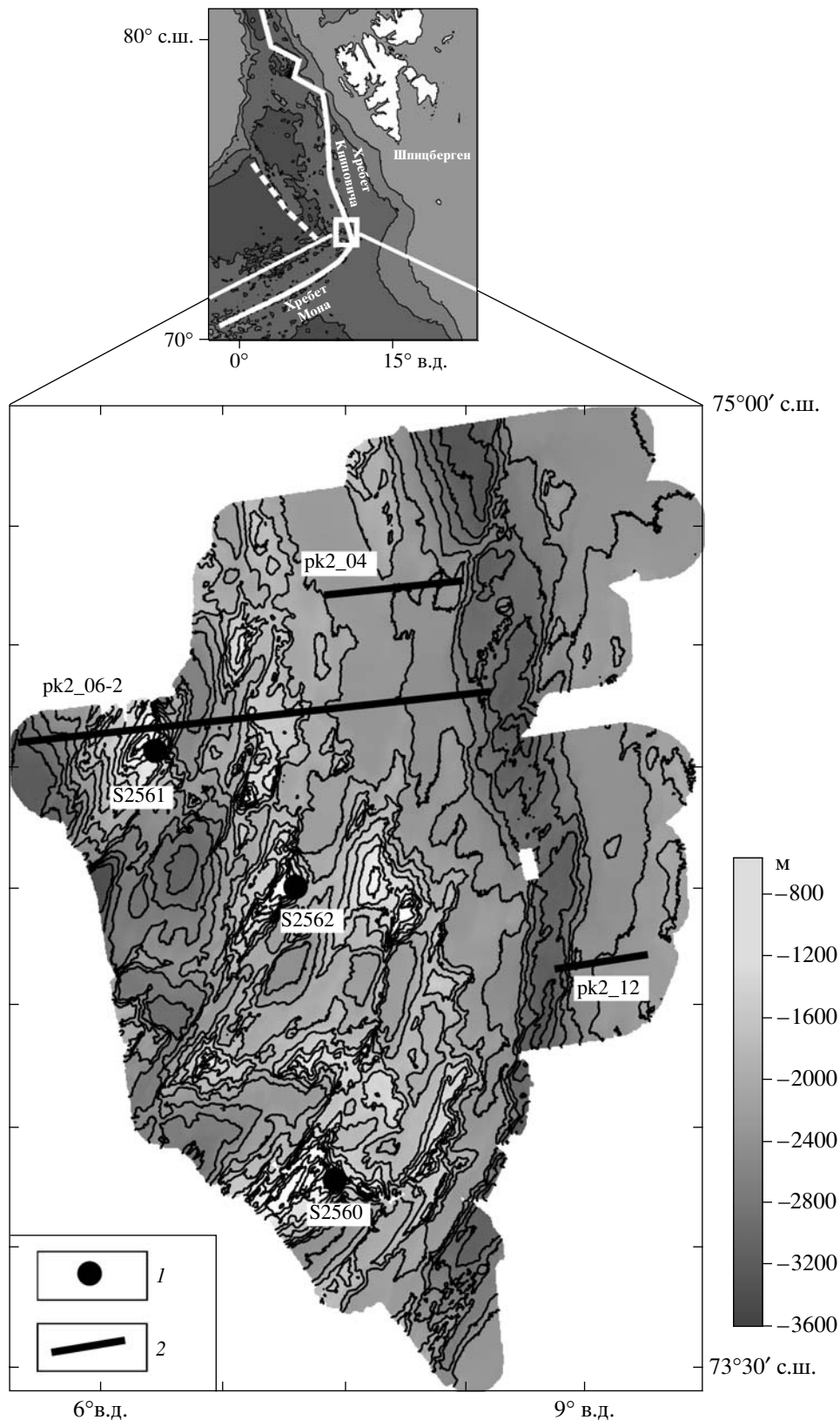


Рис. 1. Карта района работ. 1 – станции драгирования; 2 – линии профилей, рассматриваемых в данной работе. На врезке белой линией показана ось Срединно-Атлантического хребта, штриховой линией – Гренландская разломная зона. Батиметрические данные получены в 25-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” многолучевым эхолотом SeaBat 7150. Изобаты проведены через 200 м.

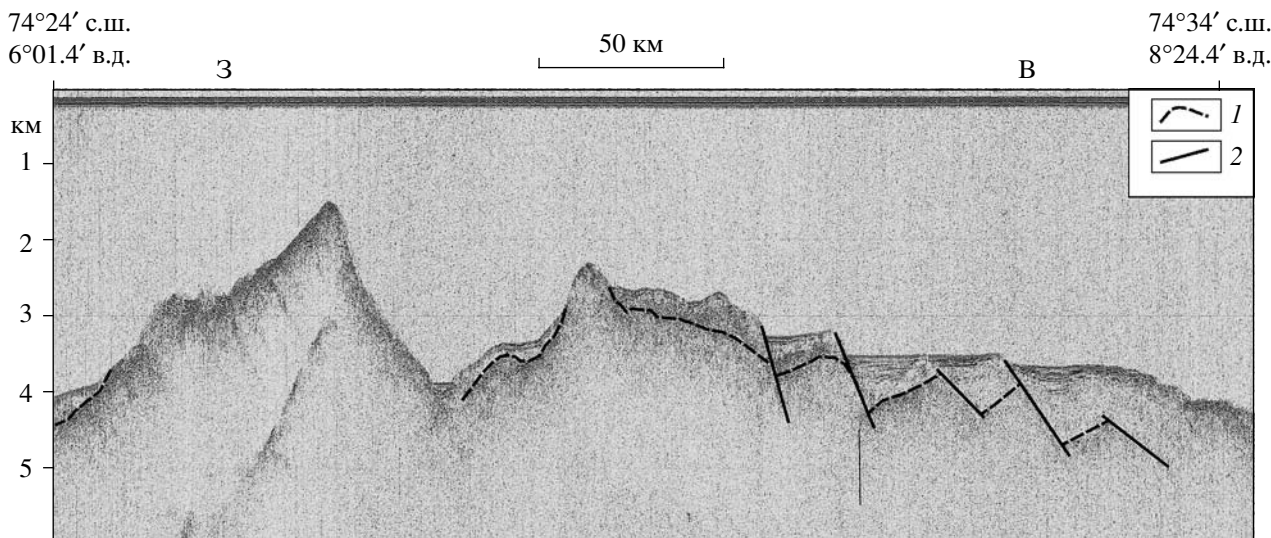


Рис. 2. Строение осадочного чехла к западу от оси рифтовой долины по данным непрерывного сейсмического профилирования (профиль pk2_06-2). 1 – граница акустического фундамента; 2 – сбросы. Положение профиля показано на рис. 1.

формирования океанической коры севернее, в пределах южной части хребта Книповича [3–5].

Как показали наши исследования, в структуре зоны сочленения хребтов Мона и Книповича отчетливо прослеживается рифтовая долина. В южной части хребта Книповича ее генеральное простирание север-северо-западное (350°), а в северной части хребта Мона – северо-восточное (50°). Изменение генерального простирания долины плавно происходит между $73^\circ50'$ и $74^\circ05'$ с.ш. В пределах хребта Книповича рифтовая долина сегментирована на ряд кулисообразно расположенных впадин север-северо-восточного простирания глубиной около 3.5–4 км, разделенных узкими перемычками (см. рис. 1). Простирание этих рифтовых впадин южнее $74^\circ47'$ с.ш. становится северо-восточным (30°). Еще южнее хребты в рифтовой долине отсутствуют, а простирание рифтовых впадин постепенно приближается к простиранию самой рифтовой долины (20°), что соответствует структурам ортогонального спрединга. Рифтовые впадины кулисообразно смещены по зонам аккомодации (без разрыва сплошности структур), выполняющим роль трансформных разломов и снимающим внутриплитные напряжения, возникающие из-за существенного отклонения направления спрединга от ортогонали к простиранию рифтовой долины.

Западный борт рифтовой долины представляет собой несколько сбросовых ступеней, покрытых осадками. Их мощность достигает 1 км. Обычно это акустически однородные толщи, в отдельных структурах перекрытые слоистыми горизонтами мощностью до 300 м. Ширина ступеней 2–5 км. Как правило, верхние горизонты осадков запечатывают поверхности сместителей

сбросов, хотя имеются структуры (например, в районе $74^\circ53.2'$ с.ш. $7^\circ59.3'$ в.д.), смещающие все осадочные горизонты. Отдельные крутые склоны лишены осадков и по данным драгирования сложены подушечными базальтами [6]. Восточный борт рифтовой долины значительно ниже (превышение над дном долины около 500–600 м), чем западный. Местами его пересекают сбросо-сдвиговые структуры северо-восточного простирания с вертикальным смещением блоков в 20–50 м, которые далее (в северо-восточном направлении), смещая осадочную толщу, затухают.

К западу от рифтовой долины происходит плавный разворот линейных поднятий с северо-восточных направлений (30°) на юге на север-северо-западные (350°) на севере. При этом зона непосредственного разворота по мере удаления от рифтовой долины к западу (увеличение возраста структур) смещается к северу. Очевидно, что структуры к югу от зоны разворота образовались в соответствии с полями напряжений хребта Мона, а к северу – хребта Книповича. Следовательно, зона сочленения хребтов по мере формирования океанической коры смещается в юго-восточном направлении.

Морфоструктуры поднятий на западном фланге этих двух хребтов в изучаемом районе различны. В пределах хребта Мона они представлены поднятиями, осложненными узкими высокими грядами, разделенными протяженными глубокими депрессиями (см. рис. 1). Эти поднятия характеризуются крутыми восточными склонами и более пологими – западными (рис. 2). Их вершинные части лишены осадочного покрова, а глубины не превышают 1 км. Западнее, на удале-

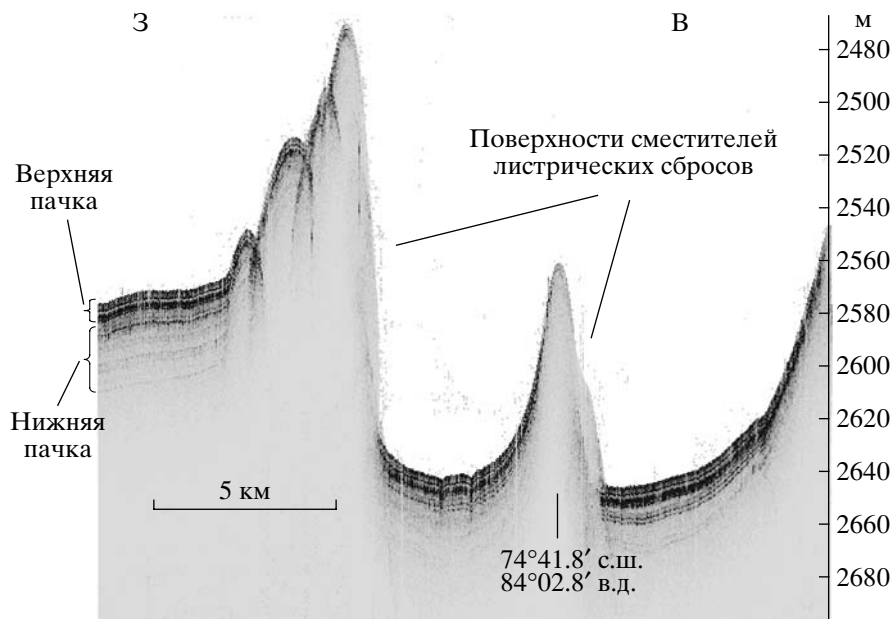


Рис. 3. Характер распространения верхних горизонтов осадков, в структурах листрических сбросов по данным высокочастотного профилирования (профиль rk2_04). Положение профиля показано на рис. 1.

нии более 60 км от оси рифтовой долины, структуры Срединно-Атлантического хребта погружаются, переходя в глубоководную котловину. Высокие поднятия на западном фланге хребта Мона переходят к северу и востоку в структуры хребта Книповича. Здесь имеется система широких ступеней, разделенных невысокими уступами, погружающимися в сторону рифтовой долины, а поднятия выражены не так отчетливо (см. рис. 2). Ступени полностью перекрыты осадками. Такие

структуры характерны для листрических сбросов, с поверхностями сместителей, наклоненными в сторону рифтовой долины.

По данным высокочастотного профилирования верхняя часть осадочного чехла представлена чередованием акустически прозрачных слоев (5–8 м) и более плотных горизонтов (менее 1 м) (рис. 3). В самой верхней части разреза мощности акустически прозрачных слоев резко сокращаются до 0.5–1 м, становясь сопоставимыми с мощностями акустически плотных отложений. Резко выделяется акустически плотный слой мощностью 1.5–2 м, являющийся маркирующей поверхностью между грубо- и тонкослоистыми пачками осадков (мощность верхнего горизонта 5–7 м). Постепенное увеличение мощностей всех горизонтов осадков в западном направлении от рифтовой долины свидетельствует о длительном процессе их накопления одновременно с тектоническими перемещениями по листрическим сбросам. Постседиментационных деформаций осадков не отмечается. Крайне редко встречаются оползневые отложения, столь характерные для района северной части хребта Книповича [7].

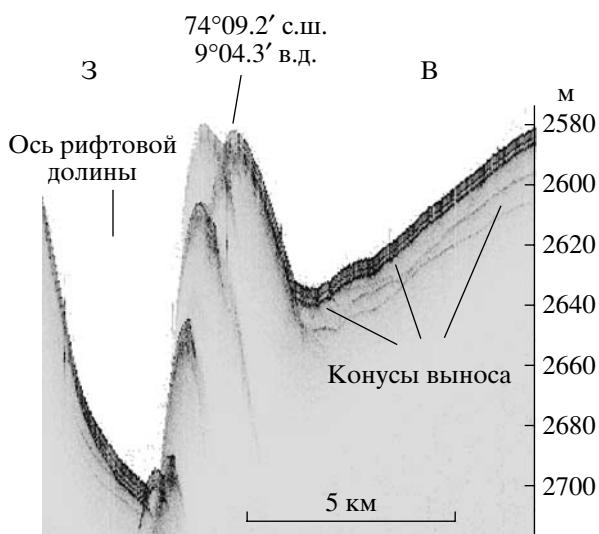


Рис. 4. Конусы выноса несортированных осадков к востоку от оси рифтовой долины (профиль rk2_12). Положение профиля показано на рис. 1.

Непосредственно восточнее рифтовой долины верхний (слоистый) горизонт мощностью 5 м залегает на акустически прозрачных осадках, образующих тела линзовидной формы с сильно варьирующей (от 0 до 7 м) мощностью. Последние представляют собой конусы выноса несортированных осадков, поступавших со стороны континентальной окраины Евразии (рис. 4).

Для опробования коренных пород дна были выбраны поднятия, достигающие глубин 1500–1000 м и расположенные в пределах структур хребта Мона. Они характеризуют более ранние этапы развития спрединга в этом хребте. Несмотря на то, что было поднято большое количество пород ледового разноса (от 40 до 60%), проведенное драгирование трех возвышенностей принесло представительный каменный материал, позволяющий охарактеризовать главные особенности строения фланговой части хребта Мона. Местный каменный материал представлен сильно измененными, трещиноватыми, лишенными заключочной зоны фрагментами пиллоу-лав. Наиболее измененные базальты были встречены в драгах S2560 (73°48' с.ш. 7°41' в.д.) и S2561 (74°29' с.ш. 6°37' в.д.). Наименее измененные разности отмечались в драге S2562 (74°14' с.ш. 7°21' в.д.) (см. рис. 1). Базальты преимущественно афировые. Единичные образцы редко плагиоклаз-порфиновые. В драге S2562 был поднят образец оливин-плагиоклаз-порфирированного базальта, содержание вкрапленников в котором достигает 6–8%. В двух драгах: S2561 и S2562 встречены крупные глыбы брекчий, состоящих из мелких обломков полностью палагонитизированного стекла и измененных афировых базальтов. Характерной особенностью района является интенсивное развитие на поверхности образцов Fe–Mn-корок, толщина которых достигает 3–6 см. Наиболее широко они распространены в драге S2562, где составляли около 10–15% от объема поднятых коренных пород.

З а к л ю ч е н и е. В самой южной части рифтовой долины хребта Книповича наблюдается чередование линейных впадин и узких поднятий. Простирающиеся рифтовой долины и отдельных внутририфтовых впадин различно и определяется полем напряжений косоугольного спрединга. Внутририфтовые впадины разделены зонами аккомодации внутриплитных напряжений. Ориентировка этих зон соответствует направлению расхождения Гренландии и Евразии.

Область между 74°05' с.ш. и 73°50' с.ш., где происходит плавный разворот простираний рифтовой долины от север-северо-западных к северо-восточным, является переходной между структурами хребтов Книповича и Мона.

Борта рифтовой долины хребта Книповича, переходящие в слабо выраженные в рельефе поднятия, засыпаны мощными осадками. Простирающиеся поднятия к западу от рифтовой долины вплоть до 6° в.д. соответствует простиранию внутририфтовых впадин. Каких-либо разрывных нарушений, ортогональных простиранию рифтовой долины, выявлено не было, что свидетельствует о том, что тектонические процессы, обусловленные полем напряжений косоугольного спрединга,

локализованы только в пределах рифтовой долины. Кроме того, изученный район за пределами рифтовой долины характеризуется низкой сейсмической активностью, о чем говорит крайне редкая встречаемость линз оползневых отложений.

Структуры поднятий хребтов Мона и Книповича к западу от оси рифтовой долины различаются. Несмотря на то, что в обоих случаях они расположены кулисообразно, будучи образованными в рифтовой долине в соответствии с полем напряжений косоугольного спрединга, в хребте Мона они более выражены в рельефе, что указывает на поступление больших объемов вулканического материала в сравнении с таковыми в хребте Книповича. Вероятно, это связано с тем, что при косоугольном спрединге уменьшаются объемы выплавки по сравнению с ортогональным.

Хребты Мона и Книповича являются медленно-спрединговыми. Для них характерна холодная литосфера, а процессы формирования океанической коры протекают не столь интенсивно, что не дает возможности полю напряжений, обусловленному перемещениями плит и не соответствующему простиранию рифтовой долины в этом районе Атлантики, деформировать ранее образованные структуры на флангах СОХ.

Таким образом, анализ полученных данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Простирание и общая структура медленно-спрединговых хребтов определяются начальным этапом раскола континентальной коры по тем ослабленным зонам, которые в ней существовали на момент раскола континентов, и в дальнейшем сохраняются даже при изменении поля напряжений, связанного с изменением направления движения плит.

2. Хребты с косым спредингом (Мона и Книпович), как правило, не расчленены трансформными разломами, ограничиваясь зонами аккомодации. Кулисообразно расположенные внутририфтовые структуры являются локальными и малоглубинными. Их образование определяется величиной отклонения направления растяжения от ортогонали к простиранию рифтовой долины.

3. Зона сочленения хребтов Мона и Книповича по мере формирования океанической коры смещается в юго-восточном направлении.

Авторы выражают глубокую благодарность всем членам экипажа судна “Академик Николай Страхов” за большую помощь, оказанную при проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН, гранта РФФИ № 09–05–00150, гранта ведущих научных школ НШ–3172.2008.5 и бюджета Геологического института РАН.

Научная лицензия на проведение работ № 478-2007 выдана Норвежским нефтяным директором.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Engen Ø., Faleide J., Dyreng T. // Tectonophysics. 2008. V. 450. P. 51–69.
2. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al. // Norw. J. Geol. 2002. V. 82. P. 281–298.
3. Шпилов Э.В. // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
4. Шкарубо С.И. В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 101–114.
5. Vogt P.R., Kovacs L.C., Bernero C., Srivastava S.P. // Tectonophysics. 1982. V. 89. P. 95–160.
6. Neumann E., Schilling J. // Contribs Mineral. and Petrol. 1984. V. 85. P. 209–223.
7. Пейве А.А., Чамов Н.П. // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.