

УДК 551.24, 551.87

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПРОЛИВА ФРАМА В НЕОГЕНЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2025 г. А. В. Зайончек^{1, *}, С. Ю. Соколов¹, А. В. Соловьев^{1, 2}, Е. Г. Васильева³,
С. И. Шкарубо⁴

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),

д. 36, Шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

³SEUS Geoservices AS, Hoffsjef Løvenskiolds vei 25B, 0382, Oslo, Norway

⁴Морская Арктическая геологоразведочная экспедиция (АО «МАГЭ»),

д. 26, ул. Софьи Перовской, 183038 Мурманск, Россия

*e-mail: a_zayonchek@mail.ru

Поступила в редакцию 24.04.2024 г.

После доработки 23.04.2025 г.

В печать 30.04.2025 г.

Раскрытие пролива Фрама началось в раннем миоцене (~19.5 млн лет) в результате перемещений Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, вследствие чего начал формироваться трог Лены, который является самым узким сегментом пролива. В миоцене (~19.5–9.8 млн лет) раскрытие центральной части пролива Фрама привело к образованию центральной и северо-западной частей котловины Моллой, имеющей растянутый фундамент, состоящий из блоков Западно-Шпицбергенского складчато-надвигового пояса. В позднем миоцене (~9.8 млн лет) в центральной части пролива Фрама произошел перескок оси его раскрытия в восточном направлении в сегментах между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский и начался спрединг в самом северном сегменте хр. Книповича.

В позднем миоцене (~9.8 млн лет) глубоководный обмен водами Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана осуществлялся западнее баренцевоморских континентальных осколков – хребет Ховгард и гора Ховгард. В позднем миоцене (~6.7 млн лет) началось раскрытие впадины Моллой, что совпадает по времени с началом непрерывного опускания хр. Ховгард, находившегося в субаэральных условиях, и с 3-х кратным увеличением скорости осадконакопления в центральной части бассейна Моллой. В позднем миоцене–раннем плейстоцене (~9.8–1.8 млн лет) теплое течение из Северной Атлантики могло проходить вдоль восточной континентальной окраины Гренландии и на пике своей максимальной интенсивности обеспечивать существование биологического разнообразия в условиях полярной пустыни и полярной ночи на самом север–северо-востоке о. Гренландия и прилегающих к побережью мелководных участках моря. Современное направление холодного и теплого течений в проливе Фрама могло сформироваться в раннем плейстоцене (~1.8 млн лет) и быть связанным с раскрытием самого северного сегмента хребта Книповича.

Ключевые слова: Евразийский бассейн, спрединг, геодинамика, аномальное магнитное поле, теоретические оси линейных магнитных аномалий, сейсмостратиграфия осадочного чехла, пролив Фрама, хребет Книповича, впадина Моллой, Баренцевоморская континентальная окраина, Северная Атлантика, Северный Ледовитый океан, направления океанских течений

DOI: 10.31857/S0016853X25030028, EDN: DRZAAQ

ВВЕДЕНИЕ

Пролив Фрама расположен между о. Гренландия и арх. Шпицберген и соединяет Норвежско–Гренландский и Арктический бассейны (рис. 1).

В тектоническом плане пролив Фрама значительно протяженнее и шире, чем в географическом. На юге в структуру пролива Фрама входит северная часть Норвежско–Гренландского бассейна, расположенная выше Гренландского хребта, северным продолжением пролива Фрама является

юго-западная часть Евразийского бассейна, находящаяся между редуцированными блоками континентальной коры – плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп [18].

Раскрытие пролива Фрама, соединившего регион Северной Атлантики–Арктики, обеспечило глубинный обмен водами между северной частью Атлантики и Северным Ледовитым океаном и повлияло на глобальную циркуляцию вод океанов и климат Земли [10, 18, 19, 22].

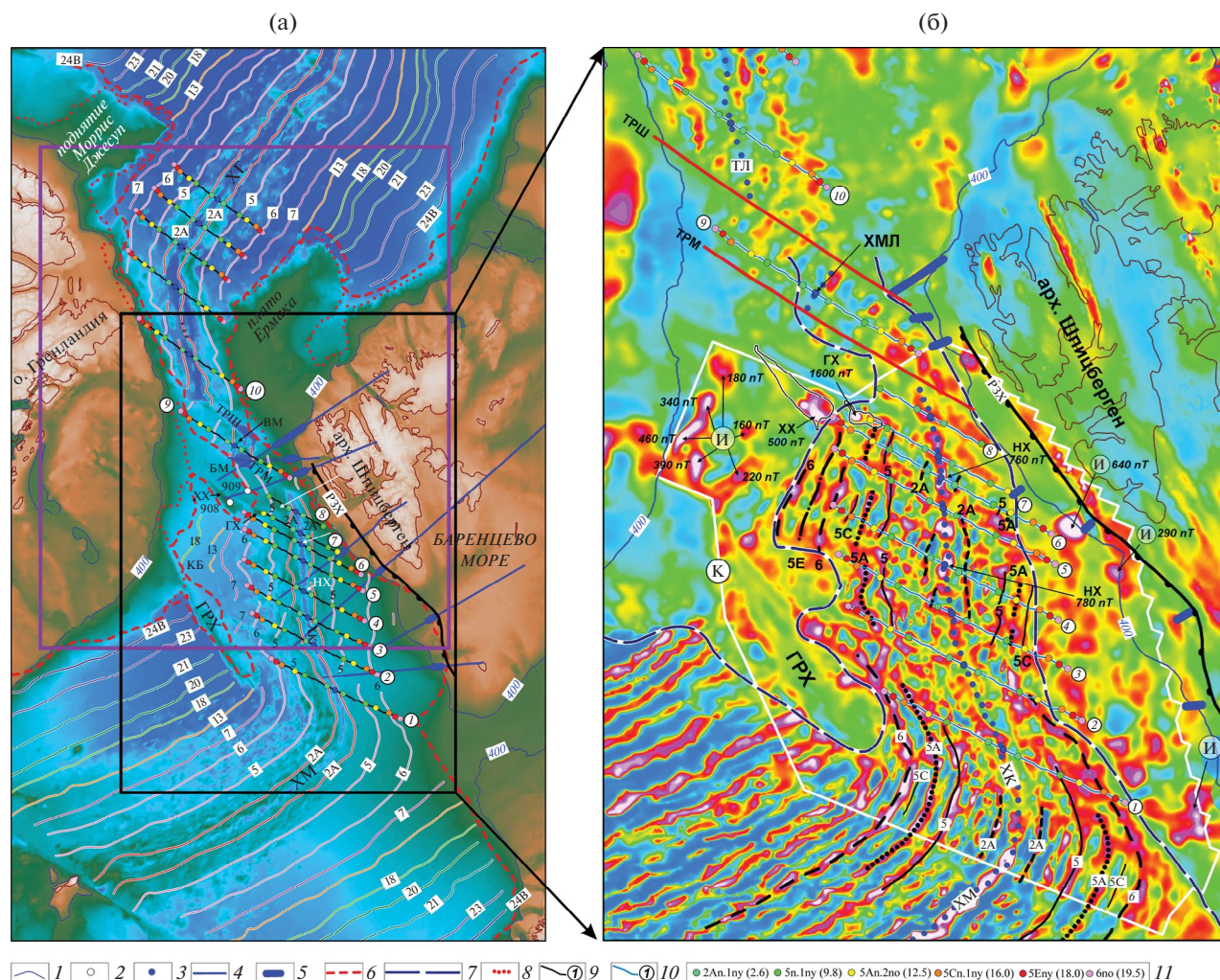


Рис. 1. Сравнение результатов идентификаций осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) в проливе Фрама (по данным [1, 3, 4, 6, 12, 14, 19, 24, 27, 33, 36]).

(а) – Положение ЛМА (по [18]), основа – цифровая модель рельефа IBCAO v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]); (б) – положение ЛМА (по [15]), основа – цифровая модель аномального магнитного поля (по [15]).

Показано (рамка фиолетовым) теоретическое положение осей линейных магнитных аномалий.

Обозначено: ХГ – хребет Гаккеля; ХК – хребет Книповича; ХМ – хребет Мона; ХМЛ – хребет Моллой; ТЛ – трог Лены; ХХ – хребет Ховгарда; ГХ – гора Ховгарда; ГРХ – Гренландский хребет; НХ – неовулканические хребты в рифтовой долине хр. Книповича; ПС – поднятие Святогор; ВМ – впадина Моллой; КБ – котловина Борей; ТРШ – трансформный разлом Шпицберген; ТРМ – трансформный разлом Моллой; РЗХ – разломная зона Хорсунд; 2А–24В – оси линейных магнитных аномалий; К – контур современной аэромагнитной съемки; И – локальные положительные аномалии аномального магнитного поля (АМП) над интрузивными объектами (максимальные значения АМП (160–1600 нТ), 2А–24В – оси ЛМА).

1 – изобата 400 м; 2–5 – положение: 2 – скважин бурения ODP 908 и ODP 909, 3 – современной оси спрединга по батиметрическим данным; 4 – глубинных сейсмических профилей, 5 – зоны перехода континент–океан по сейсмическим данным; 6–7 границы континент–океан: 6 – по [18], 7 – по [15, 16]; 8 – начало зоны перехода континент–океан со стороны континентальной окраины (по [18]); 9–10 – линии дрейфа и их номера; 11 – теоретическое положение хрон (наименование, возраст в млн лет) на линиях дрейфа

В пределах пролива Фрама расположен спрединговый хребет Книповича, который через систему трансформных разломов Моллой и Шпицбергенский, ограничивающих впадину и одноименный спрединговый сегмент Моллой, соединяется с тро-

гом Лены, продолжением которого в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана является срединно-океанический хребет Гаккеля (см. рис. 1, а).

Одной из структурных особенностей хребта Книповича является его резко асимметричное

положение в пределах Норвежско-Гренландского бассейна, которое выражается в значительной приближенности хребта к западной бровке шельфа Баренцева моря по сравнению с расстоянием до расположенной на западе бровки восточного шельфа о. Гренландия. Для объяснения асимметрии были сделаны предположения о перестройке системы и произошедшем перескоке/перескоках? или спрямлении оси раскрытия хребта Книповича [2, 6, 15, 18].

Из-за косого раскрытия рифтовой системы аномальное магнитное поле над хребтом Книповича и его флангами характеризуется мозаичной структурой, что затрудняет идентификацию осей линейных магнитных аномалий и приводит к построению различных тектонических моделей раскрытия системы [6, 16, 18].

Целью настоящей статьи является исследование этапов раскрытия пролива Фрама, начиная с раннего неогена, для чего нами выполнены расчеты положения осей теоретических линейных магнитных аномалий и проведено их сопоставление с геологическими и геофизическими данными.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Пролив Фрама изучен многолучевым эхолотированием (МЛЭ). Хребет Книповича и северная часть хребта Мона, центральная часть трога Лены, рифтовая долина юго-западной части хребта Гаккеля, центральные части трансформных разломов Шпицбергенский и Моллой покрыты данными МЛЭ с цифровыми моделями рельефа (ЦМР) на сетке 50×50 или 100×100 м. Эти данные были использованы при создании ЦМР IBCAO v.4, детальность которой составляет 200×200 м [22].

Анализ этапов раскрытия пролива Фрама [6, 18] длительное время был основан на результатах аэромагнитных исследований с межпрофильным расстоянием $\sim 8\text{--}10$ км, выполненных Naval Research Laboratory, USA (NRL) в период 1972–1974 гг. Эти данные характеризуются навигационными погрешностями [6, 18, 37, 38]. Однако для юго-западной части Евразийского бассейна навигационные погрешности были учтены путем сопоставления со съемками NRL 1998–1999 гг., выполненными с высокоточной GPS навигацией [3].

Для бассейна Моллой и южной части бассейна Борея вертолетной съемкой с борта R/V “Polarstern” (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany) в 2002 г. были выполнены несколько аэромагнитных про-

филей [17]. В 2016 г. и 2018 г. исследователями Геологической службы Норвегии (Trondheim, Norway) для северной части Норвежско-Гренландского бассейна была проведена высокоточная аэромагнитная съемка (высота полета воздушного судна составляла 120 м, межпрофильное расстояние рядовой сети составляло 5.5 км) с направлением рядовой сети, которое соответствовало раскрытию хр. Книповича [15] (см. рис. 1, б).

Гравиметрические наблюдения немногочисленны, поэтому при интерпретации в основном используются результаты спутниковых альтиметрических компиляций [18].

Изучение пролива Фрама сейсмическими методами проводилось российскими исследователями, специалистами Норвегии и Германии [2, 17, 18]. Были получены значительные объемы данных методом МОВ ОГТ для хребта Книповича, его флангов и континентальных окраин. Несколько глубинных сейсмических профилей начинаются на западном шельфе Баренцева моря, пересекают континентальный склон и продолжают в Норвежско-Гренландский бассейн [1, 12, 14, 28, 33, 36] (см. рис.1, а).

В пределах пролива Фрама в рамках Программы глубоководного бурения в океанах (Ocean Drilling Program) были пробурены глубоководные скважины, результаты бурения которых были обобщены [2, 31]. В настоящем исследовании наибольший интерес представляют результаты анализа керна из скважины ODP909, пробуренной в бассейне Моллой, и скважины ODP908, пробуренной на хребте Ховгарда [19, 25] (см. рис 1, а).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАСКРЫТИЯ ПРОЛИВА ФРАМА

Представления о более раннем раскрытии сегментов Северо-Атлантической-Арктической системы, ограничивающих пролив Фрама, были изложены в работе [18]. В сегменте Норвежско-Гренландского бассейна, имеющем в своей структуре современный спрединговый хребет Мона, и основной по площади части Евразийского бассейна, расположенной севернее плато Ермака и поднятия Моррис Джесуп, самая ранняя надежно выделяемая линейная магнитная аномалия (ЛМА) C24В датируется возрастом ~ 53.9 млн лет (C24n.3no) (см. рис 1, а). В проливе Фрама устанавливается более поздняя последовательность ЛМА, которая резко омолаживается в его центральной части (см. рис 1, а; табл. 1).

Таблица 1. Выделяемые линейные магнитные аномалии (ЛМА) в сегментах пролива Фрама (по [18], с дополнениями)

Район	Субрайон	ЛМА (хрон, возраст, млн лет)
Котловина Борей		C13 (C13n, 33.47), C18 (C18n.1n – C18n.2n, 39.24)
Хребет Книповича	южный, центральный	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1n – C5n.2n, 10.4), C6 (C6n, 19.09), C7 (C7n.1n, 24.04)
	северо-западный фланг	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1n – C5n.2n, 10.4), C6 (C6n, 19.09)
	северо-восточный фланг	C2A (C2An.1n, 2.81)
Впадина Моллой	центральная часть	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1n – C5n.2n, 10.4), C6 (C6n, 19.09)
Трог Лены	северо-западный фланг	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1ny – C5n.2n, 10.4), C6 (C6n, 19.09)
	северо-восточный фланг	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1ny – C5n.2n, 10.4)
Хребет Гаккеля	между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп	C2A (C2An.1n, 2.81), C5 (C5n.1n – C5n.2n, 10.4), C6 (C6n, 19.09), C7 (C7n.1n, 24.04)*

Примечание. * – Линейная магнитная аномалия выделена только в северной части сегмента (хрон C8n, 25.5 млн лет (по [3])).

Трансформное перемещение Гренландской плиты относительно западной окраины Баренцева моря (Евразийская плита) в эоцене–раннем олигоцене (хроны C24no–13n, ~53.9–33.5 млн лет) происходило вдоль мегатрансформной зоны Де-Гир, окончание которой ограничивает возраст начала формирования пролива Фрама [18].

Согласно плитотектоническим реконструкциям, в раннем олигоцене (C13n, ~33.5 млн лет) с момента прекращения спрединга в системе Лабрадорское море–залив Баффина Гренландская плита вошла в состав Северо–Американской плиты. Одновременно произошло изменение направления раскрытия в Норвежско–Гренландском бассейне. Только в южной части пролива Фрама существовал осадочный бассейн, ограниченный осколками континентальной окраины Баренцева моря, которые представлены хребтом Ховгарда (на севере) и Гренландским хребтом (на юге). Ось растяжения располагалась западнее хребта Ховгарда [18].

Плато Ермака и поднятие Моррис Джесуп, которые являются континентальными блоками, вплотную примыкали друг к другу на севере пролива Фрама. Между севером Гренландии и западной окраиной арх. Шпицберген располагалась мегатрансформная зона Де-Гир. В миоцене (~20–15 млн лет) происходило начальное формирование океанического пролива. В период хрона C6 (C6n,

~19.1 млн лет) южная часть пролива существенно расширилась и соединилась с Северной Атлантикой.

На севере между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп сформировался участок океанической коры, но в пределах мегатрансформной зоны Де-Гир локальные участки спрединговой коры возникли только между трансформными разломами Шпицбергенский и Моллой и на севере будущего трога Лены. При этом ось растяжения находилась западнее хребта Ховгард. В период хрона C5B (C5Bn.1n, ~14.8 млн лет) узкие части океанической коры сформировались в южной части трога Лены, между хребтом Ховгарда и западной континентальной окраиной арх. Шпицберген, что привело к формированию самого северного фрагмента хр. Книповича.

В период хрона C5 (C5n.1n–C5n.2n, ~10.4 млн лет) спрединговая кора сформировалась на всем протяжении бывшей мегатрансформной зоны Де-Гир, но в северном сегменте хр. Книповича ось растяжения вплотную примыкала к западной континентальной окраине арх. Шпицберген, при этом участок океанической коры находился западнее между осью растяжения и хребтом Ховгард.

На основе интерпретации новых аэромагнитных данных были представлены новые предположения по истории раскрытия хр. Книповича [15, 16]. Во многом они базируются на выделении границы

континент—океан (ГКО) по магнитометрическим данным. Было предложено область океанической коры, сформированную в результате спрединга в хребте Книповича, ограничить зоной формирования интенсивных сегментировано-линейных магнитных аномалий [15, 16] (см. рис. 1, б). Это означает, что формирование всего пролива Фрама, за исключением его северного сегмента в Евразийском бассейне, началось ~20 млн лет назад, немного ранее хрона С6п (~19.1 млн лет) [15]. Кроме этого, в котловине Борей выделен сегмент с возрастом формирования ~20–18 млн лет назад, образованный в пределах прерванного палеосегмента хр. Книповича [16] (см. рис. 1, б).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСЕЙ ЛМА С ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Тектонические условия формирования пролива Фрама

Линии дрейфа (ЛД) и положение теоретических осей линейных магнитных аномалий (ТЛМА) рассчитаны с использованием положения мгновенных полюсов раскрытия для Евразийской плиты и Северо-Американской плиты [30]. Ранее аналогичный анализ выполнялся для Евразийского бассейна [3]. В качестве начальной точки отсчета принималось современное положение оси раскрытия по батиметрическим данным. В основном ось раскрытия проводилась по характерным неовулканическим постройкам (хребты, вулканы), расположенным в пределах рифтовой долины хребтов. В сегментах, где подобные структуры отсутствуют, за положение оси раскрытия принимался центр рифтовой долины. Полускорости раскрытия по обе стороны дивергентной границы принимались симметричными.

Средняя частота расчетов составила ~1 млн лет по 21-му полюсу вращения для раннеогенового—четвертичного интервала времени (С1по (~0.8 млн лет)—С6по (~19.5 млн лет)) [30].

В нашем исследовании приведены только результаты расчетов теоретической оси линейных магнитных аномалий (ТЛМА), наиболее близких по возрасту идентифицированным ЛМА в работах [15, 16, 18], и ключевые дополнительные ТЛМА, характеризующие этапы развития пролива Фрама.

Юго-западный участок Евразийского бассейна между плато Ермака и поднятием Моррис Джесу-

па раскрывался строго ортогонально дивергентной границе, о чем свидетельствует направление линии дрейфа (см. рис. 1, а).

Для данного сегмента современные реперные ЛМА С2А, С5 и С6 почти идентичны и наблюдается хорошее соответствие ТЛМА результатам идентификации ЛМА, которая проводилась по центру положительных ЛМА [18] или по началу или окончанию положительных ЛМА [30]. Незначительные расхождения положений ЛМА и ТЛМА на линии дрейфа объясняются нестационарностью спрединга и различными подходами выделения ЛМА.

Для одних и тех же ЛМА, идентифицированных различным способом (по центру или началу/окончанию хрона прямой полярности), разница в возрасте составляет <0.5 млн лет, которая, по нашему мнению, является несущественной при проведении сопоставления. Для хребта Книповича также наблюдается хорошая сопоставимость ЛМА и ТЛМА (см. рис. 1, а).

Проведенный анализ сопоставимости кривых аномального магнитного поля (АМП) данных NRL (Вашингтон, США), полученных в 1972 г. [18], с результатами новых аэромагнитных данных [15] показал, что навигационная ошибка в ретроспективных данных может достигать 4.7 км. Значительные расхождения в положении ТЛМА и ЛМА С2А и С5 западнее оси спрединга вдоль ЛД-3 вызваны тем, что в ретроспективных данных для данной области присутствуют вариации магнитного поля.

Для южной части хр. Книповича (ЛД-1) линии магнитных аномалий имеют взаимное соответствие [15, 16, 18] и коррелируются с положением ТЛМА (см. рис. 1, б). Значительное расхождение с результатами работы [15] фиксируется в центральной части хр. Книповича, что показывает ЛД-4. В данном сегменте системы (между ЛД-3 и ЛД-5) в котловине Борей предполагается существование палеосегмента хр. Книповича ~20–18 млн лет назад (ЛМА С6—С5Е) [15, 16].

Объясняется это асимметричным раскрытием данного сегмента хр. Книповича, когда полускорость в восточном направлении для интервала времени ~18–0 млн лет в среднем составляла ~7.1 мм/год, что является общепризнанной величиной для хребта Книповича, а в западном — ~5.9 мм/год [15].

Для данного сегмента наблюдаются существенные противоречия при сопоставлении положений ЛМА и ТЛМА. В восточной части положение ЛМА С5 и С5С на ЛД-4 хорошо соответствуют ТЛМА, что не позволяет считать, что полускорость

раскрытия хр. Книповича замедляется. Положение ЛД-4 по сравнению с остальными ЛД показывает, что в западной части для ЛМА С5 и С5С наблюдается существенное смещение в сторону о. Гренландия, что означает превышение полускорости раскрытия в пределах данного сегмента по сравнению с остальными сегментами хр. Книповича.

Строение хребта Книповича

Хребет Книповича по батиметрическим данным характеризуется незначительными по расстоянию сегментами [2, 5, 7, 13]. В рифтовой долине хребта, которая пересекается ЛД-4, расположен четко выраженный неовулканический хребет, протяженностью ~20 км и максимальным превышением в центральной части относительно дна рифтовой долины, которое составляет ~450 м (см. рис. 1).

Точно над этим участком рифтовой долины хребта Книповича расположена самая высокоамплитудная локальная АМП (ЛМА С1n), достигающая значений ~780 нТ (см. рис. 1, б). Линия дрейфа ЛД-4 пересекает четко выраженные в аномальном магнитном поле сегменты ЛМА, особенно хорошо проявленные на западном фланге хр. Книповича.

Направление и протяженность данных сегментов ЛМА совпадает с линейными превышениями рельефа, расположенными ортогонально направлению раскрытия хр. Книповича. Проведенное сопоставление данных подтверждает долгоживущий характер сегментации данного короткого магматического сегмента. Следы долгоживущей сегментированности хорошо проявлены в АМП в виде положительных и отрицательных ЛМА, параллельных линии дрейфа.

В восточной части, выше ЛД-3, наблюдается смещение положения выделенных ЛМА С5 и С5С [15] (см. рис. 1, б). Между ЛД-3 и ЛД-4 в АМП хорошо прослеживается цепочка отрицательных вытянутых локальных АМП, параллельных ЛД, которые картируют разлом и южную границу магматического сегмента. Следы данного разлома прослеживаются в западном направлении в прерывании ЛМА в предполагаемом палеосегменте С6 (~20 млн лет)–С5Е (~18 млн лет)–С6 (~20 млн лет) [15].

Существование палеосегмента противоречит теоретическим расчетам. Период его образования ограничен 2 млн лет при полускорости раскрытия палеосегмента равной ~13 мм/год, что почти в два раза превышает среднюю полускорость раскрытия хребта Книповича [15]. На продолжении ЛД-4

расстояние между ЛМА С6, относительно положения предполагаемой палеооси (ЛМА С5Е), составляет ~46.5 км.

Современная шкала инверсий геомагнитного поля определяет возраст хрона С6но равным ~19.53 млн лет, при этом возраст хрона С5Ену ~18.01 млн лет, т.е. полускорости раскрытия в предполагаемом палеосегменте должны быть еще выше и могут составлять ~15.3 мм/год. При этом восточная палеоось ЛМА С6 на ЛД-4 соответствуют положению ТЛМА, так же, как и ЛМА С5. Это означает, что между этими ЛМА существует дополнительный неучтенный участок океанической коры.

Такой сценарий раскрытия данного сегмента хр. Книповича [15] представляется нам маловероятным, поэтому в нашем исследовании принято представление о непрерывном раскрытии южной и центральной частей хр. Книповича в период последних ~20 млн лет без значительных перекоков, что подтверждается теоретическими расчетами [18].

На восточном фланге хребта Книповича между магнитометрическим ГКО [15, 16] и изобатой 400 м расположена серия локальных ЛМА, часть из которых идентифицированы как ЛМА-6 [18], совпадающие с положением ТЛМА (см. рис. 1). Различия в положении ЛМА и ТЛМА могут быть вызваны геологическими особенностями строения восточного фланга хр. Книповича. Значительные объемы осадочного чехла (для некоторых участков ~60% от общей мощности) в глубоководной котловине, расположенной между хр. Книповича и западной окраиной Баренцева моря, сложены ледниково-морскими отложениями с возрастом <2.7 млн лет, мощность которых может достигать нескольких километров, что свидетельствует об интенсивном сносе осадочных пород с шельфа [23, 32, 33].

По результатам изучения скважин глубоководного бурения и сейсмических данных выделены этапы интенсивного ледниково-морского осадконакопления, которые связаны с расширением или уменьшением ледниковых покровов, существовавших на значительной площади Баренцева моря и архипелагах, расположенных в его пределах [23, 27, 32].

В осадочных толщах большей части Баренцева моря, включая арх. Земля Франца-Иосифа и арх. Шпицберген, по геолого-геофизическим данным картируются нижнемеловые магматические тела основного состава [8, 35].

В областях приповерхностного или поверхностного положения магматические тела проявляются высокоамплитудным характером АМП. Интенсивная ледниковая эрозия Баренцева моря затронула не только осадочные породы, но и приповерхностные части магматических тел. Магнитные минералы поступали в глубоководную котловину, прилегающую к западу от континентальной окраины Баренцева моря, что привело к некоторому ослаблению выраженности АМП и частичной потере его линейности в областях с максимальными заглублениями океанического фундамента и объемами ледниково–морских отложений.

На восточном фланге хр. Книповича по результатам гравимагнитного моделирования вдоль линий глубинных сейсмических профилей вся область от магнитометрического ГКО до континентальной окраины отнесена к широкой зоне перехода континент–океан [15, 16]. Для глубинных сейсмических профилей ранее выполнялось гравиметрическое моделирование, результаты которого относят всю область от хр. Книповича до западной континентальной окраины Баренцева моря к коре океанического типа [12].

Расхождение результатов, полагаем, обусловлено использованием в работе [16] исходной модели, которая несколько отличается от общепринятых подходов. В частности, при гравитационном моделировании океанических областей и зон перехода континент–океан учитывается слоистый характер плотности мантии из-за ее теплового расширения [12], но в исходной модели [16] все различия в плотности мантии сведены только к вертикальным блокам — океаническим — и зоне перехода континент–океан. Плотностные характеристики океанической коры ($2.7\text{--}2.95\text{ г/см}^3$), нижней части коры в зоне перехода континент–океан ($2.8\text{--}2.97\text{ г/см}^3$) и нижней части континентальной коры ($2.88\text{--}3.09\text{ г/см}^3$) почти совпадают [16]. Мы придерживаемся определения ГКО по гравиметрическим и сейсмическим данным [1, 12, 14, 18, 28, 33, 36].

Развитие северного сегмента хр. Книповича

На севере хр. Книповича проявляется максимальная диспропорция положения современной дивергентной границы в пределах расстояний относительно континентальных окраин Норвежско-Гренландского бассейна (см. рис. 1). На севере хребет ограничен трансформным разломом Моллой, фиксирующим направление раскрытия, полностью соответствующее линии дрейфа. Центр

рифтовой долины вдоль разлома Моллой находится на удалении ~65 км от бровки шельфа арх. Шпицберген, при этом расстояние до бровки восточного шельфа о. Гренландия составляет ~325 км (см. рис. 1, а).

В пределах северной части хр. Книповича нами выделены два сегмента. Центр южного сегмента соответствует центру ЛД-6. В рифтовой долине хр. Книповича ЛД-6 пересекает ярко выраженный неовулканический хребет протяженностью ~16 км и максимальным превышением до ~600 м в центральной части хребта относительно дна рифтовой долины (см. рис. 1, а). Над данным участком рифтовой долины расположена вторая по интенсивности высокоамплитудная локальная АМП (ЛМА C1n), достигающая значений ~760 нТ (см. рис. 1, б).

Линия дрейфа ЛД-6 пересекает хорошо выраженные в аномальном магнитном поле сегменты ЛМА (C2A, C5, C5A [18]). Направление и протяженность данных сегментов ЛМА совпадает с фиксируемыми в батиметрических данных линейными превышениями рельефа, расположенными ортогонально направлению раскрытия. Это подтверждает долгоживущий характер сегментации данного короткого магматического сегмента.

В пределах сегмента и его окружения наблюдаются следующие закономерности. В котловине Борей фиксируется серия локальных аномалий (ЛА) АМП с максимальными значениями ~160–460 нТ, которые интерпретируются как магматические интрузивные образования, сформированные во время конечной стадии рифтинга и начальной стадии спрединга [18]. В пределах юго-восточной части хр. Ховгарда, являющегося континентальным фрагментом Баренцевоморской континентальной окраины, выделяется контрастная ЛА АМП с максимальными значениями ~500 нТ [18] (см. рис. 1, б).

Хрон C6no (~19.5 млн лет) вплотную примыкает к подножию хр. Ховгарда, и ее зеркальное положение (ЛД-6) находится вблизи ЛА АМП, которая также интерпретируется как «сигнал» от интрузивных объектов [4, 16].

Такая идентичность ЛА АМП по обе стороны дивергентной границы позволяет предположить интенсивный магматизм в период начальной стадии отделения хр. Ховгарда от континентальной окраины.

При проведении ГКО ранее не использовался глубинный сейсмический профиль, который четко фиксирует соответствие положений хрона C5An.2no (~12.5 млн лет) и ГКО на ЛД-7 [18, 36],

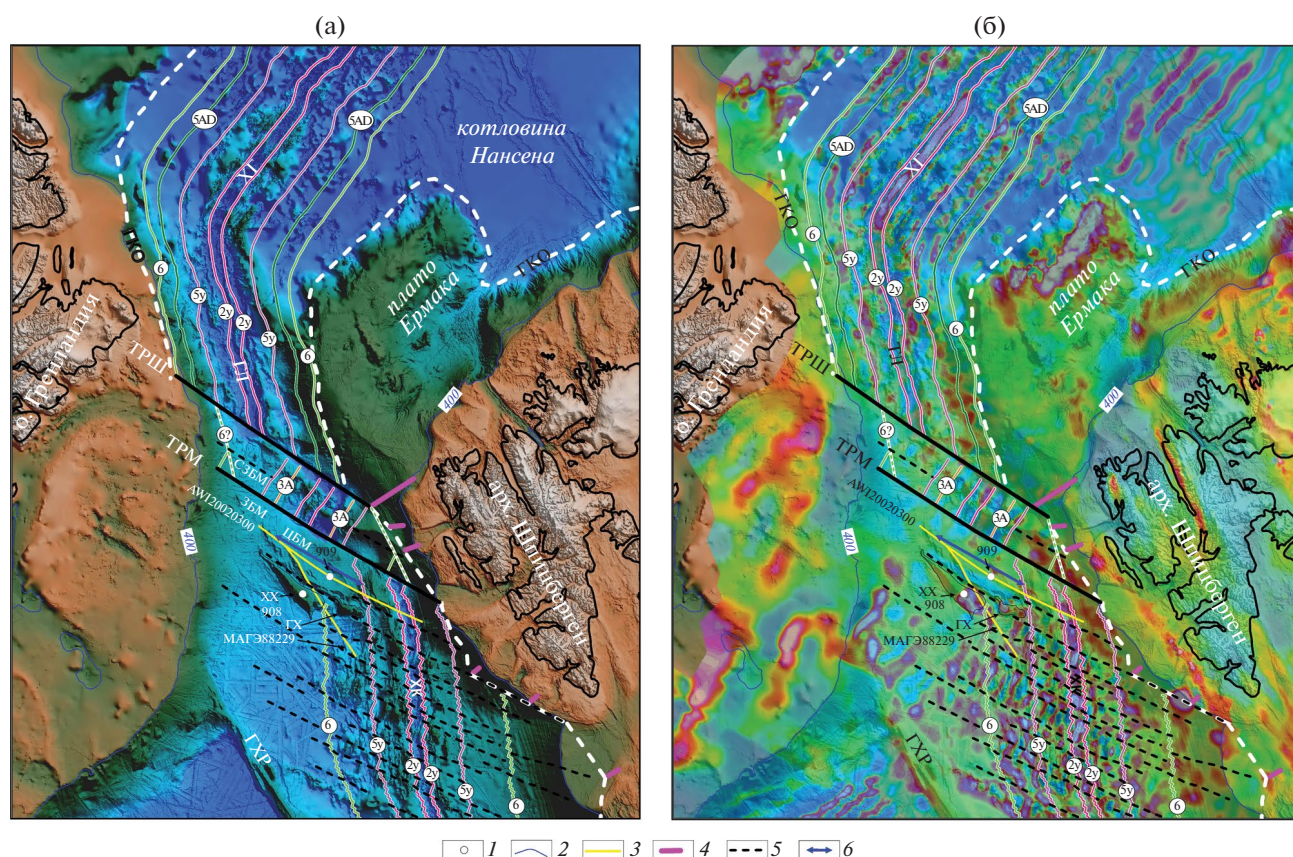


Рис. 2. Теоретическое положение осей линейных магнитных аномалий (по данным [1, 12, 14, 16, 19, 22, 24, 27, 33, 36]).

(а) – Псевдотеневое представление цифровой модели рельефа IBCAO v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]);

(б) – аномальное магнитное поле (по [15], с изменениями), наложенное на псевдотеневое представление цифровой модели рельефа IBCAO v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]).

Обозначено: ЦБМ – центральная часть бассейна Моллой; ЗБМ – западная часть бассейна Моллой; СЗБМ – северо-западная часть котловины Моллой; ГКО – предполагаемое положение границы континент–океан; ХГ – хребет Гаккеля, ХХ – хребет Книповича; ТЛ – трог Лены; ХХ – хребет Ховгарда; ГХ – гора Ховгарда; ГРХ – Гренландский хребет; ТРШ – трансформный разлом Шпицберген; ТРМ – трансформный разлом Моллой; РЗХ – разломная зона Хорсунд.

Показано (арабские цифры в кружках) теоретическое положение осей линейных магнитных аномалий (хрон, млн лет): 2у – (2пу, ~1.8); 3А – (3Ап.2но, ~6.7); 5у – (5п.1ну, ~9.8); 5АД – (5АДно, ~14.6); 6 – (6по, ~19.5).

1 – положение скважин бурения ODP 908 и ODP 909; 2 – изобата, 400 м; 3–5 – положение: 3 – сейсмических профилей МОВ ОГТ (AWI20020300, МАГЭ 88229), 4 – зоны перехода континент–океан по данным глубинной сейсмической разведки, 5 – предполагаемых разломов, картируемых по батиметрическим и магнитометрическим данным; 6 – направление и ширина раскрытия центральной части бассейна Моллой в период хрон (млн лет): С6по (~19.5) – С5п.1ну (~9.8)

поэтому принимаемое нами выделение ГКО имеет отличия (см. рис. 1, а; рис. 2).

Выше и ниже ЛД-6 четко фиксируется линейность АМП, отражая разломы, ограничивающие данный сегмент современного положения хр. Книповича. На западе сегмент упирается в восточную часть континентального хр. Ховгард (хрон С6по). На востоке расстояние от положения хрона С6по (~19.5 млн лет) до предполагаемого продолжения ГКО с учетом сохранения направления ЛД-6 со-

ставляет ~127.5 км (см. рис. 2). Это предполагает две стадии развития данного сегмента с перескоком оси раскрытия ~19.5 млн лет назад (или немного ранее), хотя остается неопределенность в понимании механизма раскрытия.

Начиная с хрона С13п (~33.5 млн лет) скорость раскрытия в области формирования будущего пролива Фрама была примерно постоянной [18]. Если предположить, что палеоось раскрытия находилась на западном фланге и картируется хорошо

выраженной ЛМА 5E (по [16]) или C7 (C7n.1n, 24.04 млн лет) (по [18]), то это означает, что на восточном фланге необходимо использовать полускорость раскрытия, которая вдоль ЛД-6 составляет ~7.1 мм/год (расстояние между хронами C6no ~282 км). В этом случае отделение хр. Ховгارد от континентальной окраины Баренцева моря должно было произойти ~37.5 млн лет назад, что является ранним временем для отделения хр. Ховгارد от континентальной окраины.

Если рассмотреть сценарий существования палео-оси раскрытия на восточном фланге, то тогда необходимо использовать полную скорость раскрытия. В этом сценарии теоретический возраст формирования океанической коры между восточным положением хрона C6no (~19.5 млн лет) и ГКО составляет ~9 млн лет, т.е. отделение хр. Ховгارد от Баренцевоморской континентальной окраины произошло ~28.5 млн лет назад, что соответствует предполагаемому возрасту заключительной стадии рифтинга между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп [3].

Существующие сейсмические данные не улавливают наличие палеорифта в рассматриваемом регионе. Возможно, что данный участок представляет собой локальный бассейн типа пулл-апарт. Тогда возраст ~28.5 млн лет можно принять в качестве начала импульса магматической активизации, свидетельством которого служат локальные аномалии АМП. Полагаем, что активизация вызвала локальный аплифт, т.к. результаты бурения глубоководной скважины ODP908 на хр. Ховгارد устанавливают границу перерыва осадконакопления в период ~25–6.7 млн лет назад, что предполагает его субаэральное положение [25].

Развитие самого северного сегмента, продолжающегося до трансформного разлома Моллой, происходило по другому сценарию (см. рис. 1, см. рис. 2). В его пределах можно выделить два субсегмента, центр одного из которых примерно соответствует ЛД-7 и сверху ограничен четкой линейной отрицательной аномалией АМП, параллельной ЛД (см. рис. 1, а; см. рис. 2, а). Центр второго выделенного субсегмента примерно соответствует ЛД-8.

На западном фланге сегмент ограничивается хроном C5n.1ny (~9.8 млн лет), примерно соответствующим положению восточного подножия горы Ховгارد, а на востоке — хроном C5An.2no (~12.5 млн лет), попадающим на ГКО. По мнению Dumais et al. [16, 18], г. Ховгارد относится

к океанической коре, что противоречит данным дистанционных методов (см. рис. 1, а, б).

Минимальные глубины до вершины г. Ховгارد и вершины хр. Ховгارد совпадают и составляют ~1275 и 1274 м, минимальная глубина поднятия Святогор с океанической корой, расположенного северо-восточнее в сторону хребта Книповича, составляет ~1500 м. Над западной частью г. Ховгارد расположена самая интенсивная ЛА АМП с максимальным значением ~1600 нТ во всем проливе Фрама, что превышает максимальные пики значения АМП (см. рис. 1, б):

- в ~2 раза — над рифтовой долиной хр. Книповича (~760 и 780 нТ);

- в ~3 раза — над хребтом Ховгارد (~500 нТ);

- в ~2.5–10 раз — над интрузиями в глубоководных котловинах и континентальных склонах (~160–640 нТ).

При такой интенсивности маловероятно предположение об океаническом спрединговом происхождении г. Ховгара, т.к. амплитуда АМП над расположенными вблизи ЛМА C5, 5A, 5E (согласно идентификации [18]) составляет только 230, 180 и 150 нТ.

Гора Ховгара, так же как хребет Ховгара, рассматривается нами как континентальный осколок Баренцевоморской окраины. При проведении реконструкции на возраст хрона C5n.1ny (~9.8 млн лет) положение оси раскрытия практически совпадает с восточным подножием горы Ховгара, но между осью раскрытия и предполагаемым положением ГКО остается участок океанической коры между хронами C5n.1ny — C5An.2no (~9.8–12.5 млн лет) (см. рис. 1 а, б; рис. 3 а, б).

Поскольку в западной части такой участок океанической коры отсутствует (совпадение подножия г. Ховгара и ТЛМА C5n.1ny), то интервал времени между хронами (2.7 млн лет) необходимо разделить на 2, т.е. теоретический возраст отделения г. Ховгара от континентальной окраины произошел ~11.2 млн лет назад, а в расположенном выше субсегменте — ~9.8 млн лет назад (см. рис. 3 а, б).

Западным продолжением субсегмента является бассейн Моллой, в пределах которого расположена скважина ODP908 (см. рис. 1) и сейсмический профиль AWI20020300 (рис 4, а).

Выполненная переинтерпретация керна скважины и сейсмических данных позволила существенно уточнить геологическую историю осадконакопления в бассейне Моллой [19]. Резкая смена характера осадконакопления с повышенным отложением крупнозернистого материала

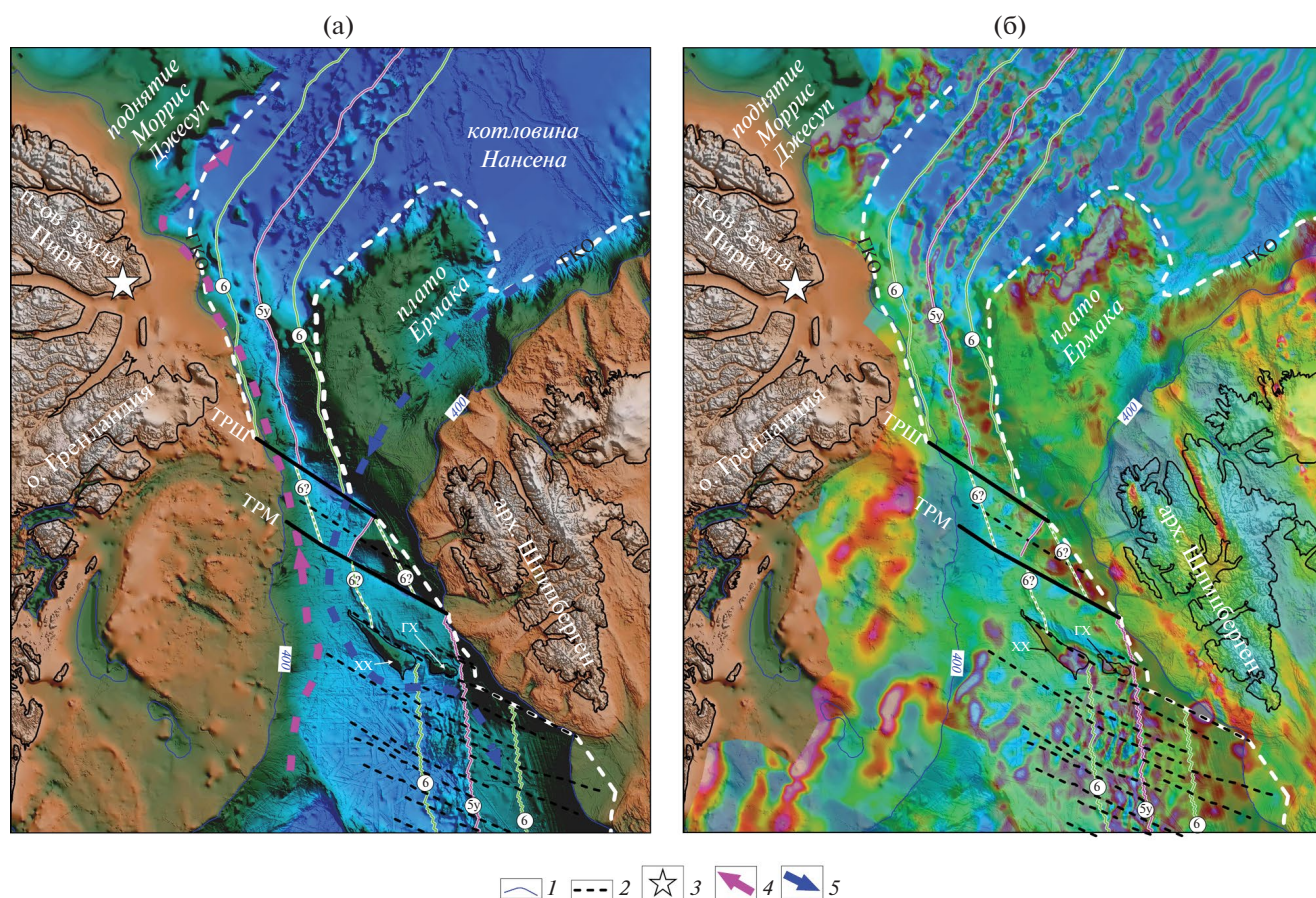


Рис. 3. Плитотектоническая реконструкция с возрастом ~9.8 млн лет (C5n.1ny).

(а) – Псевдотеневое представление цифровой модели рельефа IBCAO v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]);

(б) – аномальное магнитное поле (по [15], с изменениями), наложенное на псевдотеневое представление цифровой модели рельефа IBCAO v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]).

Обозначено: XX – хребет Ховгарда, ГХ – гора Ховгарда, ТРШ – трансформный разлом Шпицберген, ТРМ – трансформный разлом Моллой, ГКО – граница континент–океан (по [18] с изменениями), теоретическое положение осей линейной магнитной аномалии 6 (бпо, ~19.5 млн лет), теоретическое положение оси спрединга на хрон 5у (5n.1ny, ~9.8 млн лет).

1 – изобата, 400 м; 2 – положение предполагаемых разломов, картируемых по батиметрическим и магнитометрическим данным; 3 – отложения формации Кап-Копенгаген; 4–5 – предполагаемое положение и направление течений: 4 – теплового, 5 – холодного

и обогащением каолинита мелкой фракцией наступила $\sim 10.8 \pm 0.9$ млн лет назад [19], что соответствует полученному нами теоретическому возрасту начала формирования самого северного сегмента хр. Книповича и отделению г. Ховгард от континентальной окраины. Это предположение подтверждается также характером сейсмической записи, т.к. точка налегания горизонта MB09 (~CDP 3500) соответствует положению ТЛМА C5n.1ny (~9.8 млн лет), при этом северный сегмент развивался по тектоническому сценарию, о чем свидетельствует слабо амплитудное АМП (см. рис. 1, б; см. рис. 2, б; см. рис. 4, а).

Формирование бассейна Моллой

Раскрытие северного сегмента хр. Книповича, начавшееся $> \sim 10$ млн лет, сформировало бассейн Моллой. В скважине ODP908 ниже границы MB09 в интервале глубин 923.4 до 1061.80 м (здесь и далее – от поверхности дна) вскрыты оползневые структуры с прерывистыми и наклонными внутренними сейсмическими отражениями [19]. Скважина ODP908 не достигла поверхности фундамента, но по сейсмическим данным на глубине ~1228 м четко зафиксирована контрастная граница, ниже которой предполагается наличие слоистых отло-

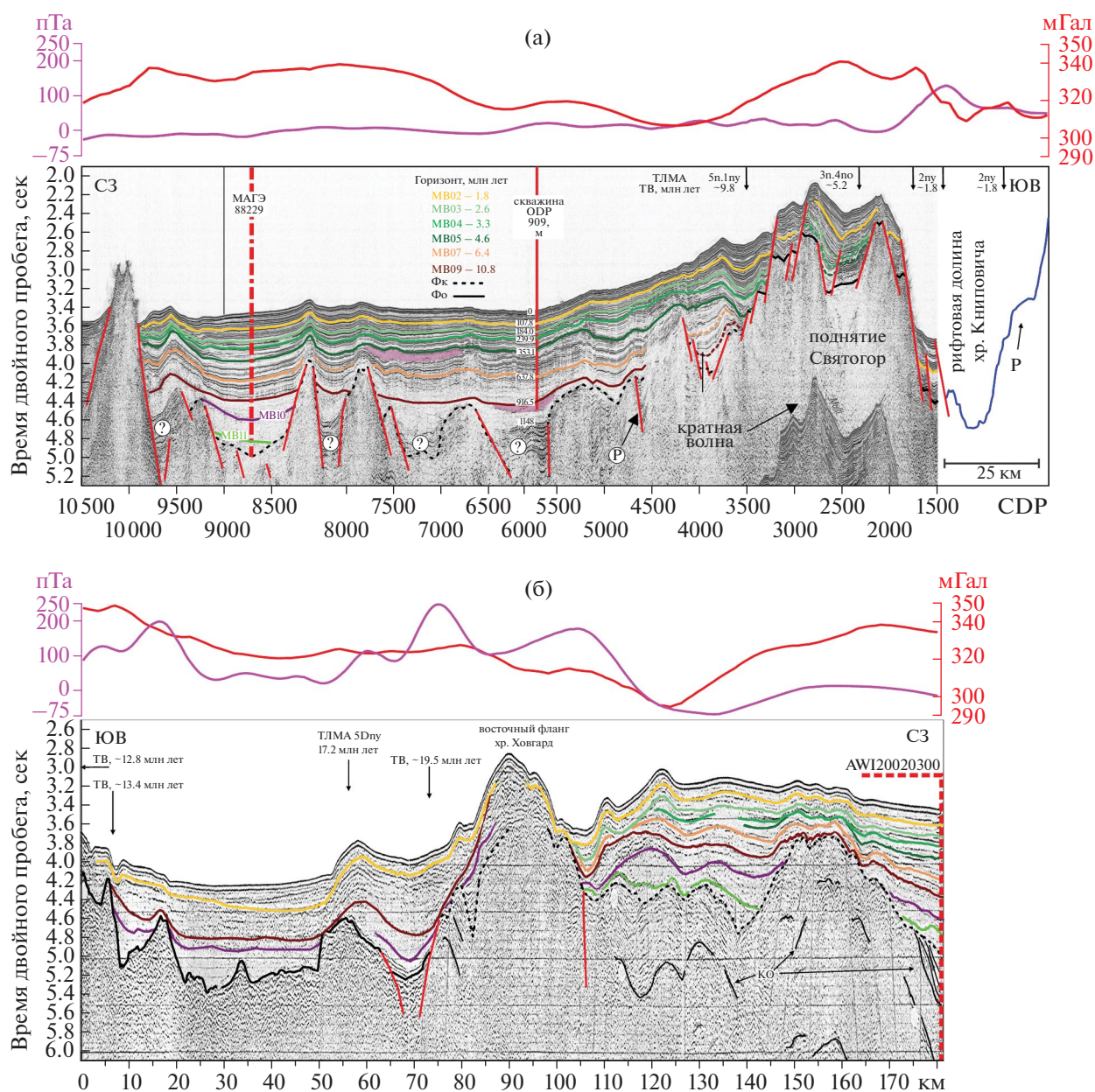


Рис. 4. Интерпретация временных сейсмических разрезов.

Показаны кривые (линия): аномального магнитного поля (красным) (по [15], с изменениями); гравитационных аномалий в редукции Буге (пурпурным), извлеченных из матриц значений (по [11]).

Положение профилей – см. на рис. 2.

(а) – Сейсмический профиль AWI20020300 (по [19], с изменениями);

(б) – сейсмический профиль МАГЭ88229.

Обозначены сейсмические горизонты MB02–MB09 (по [19], с дополнениями):

Р – рельеф дна рифтовой долины хр. Книповича извлечен из матрицы значений модели рельефа IBCAO v.4 [22]; ТЛМА – теоретическое положение осей линейных магнитных аномалий; ТВ – теоретический возраст океанической коры; Фк – положение акустического «континентального» фундамента; Фо – положение «океанического» фундамента; КО – контрастные отражения ниже поверхности акустического «континентального» фундамента.

жений, которые могут быть связаны с древними литифицированными отложениями, заполняющими прогибы фундамента, или с потоками лав, или с присутствием свободного газа [19, 36]. При

экстраполяции скоростей седиментации из самых глубоких датированных интервалов разреза возраст кровли (~1228 м) данной слоистой толщи предполагается равным 14.7 ± 1.3 млн лет [19].

Подобные контрастные отражения в самой нижней части разреза выделяются и на других участках сейсмического профиля западнее положения скважины ОДР908 и характерны для локальных участков межгорных впадин (см. рис. 4, а).

Характерной особенностью сейсмической записи является контрастный рельеф поверхности акустического фундамента (АФ), который отражается и в рельефе. Поднятия акустического фундамента представляют собой локальные узкие хребты северо-западного простирания, направление которых соответствует генеральному направлению простирания трога Лены (см. рис. 2, а; рис. 5).

В западной части профиль АW1 между CDP8500–9000 пересекается с профилем МАГЭ-88229 (см. рис. 4, б).

Выделяемая на профиле АW1 возвышенность фундамента восточнее CDP8500 прослеживается на профиле МАГЭ-88229 в интервале ~110–170 км. В сейсмической записи профиля МАГЭ-88229 наблюдаются некоторые закономерности ниже границы акустического фундамента.

Для участка профиля юго-восточнее хр. Ховгард предполагается океанический фундамент, который характеризуется контрастными отражениями. Севернее хр. Ховгард отражения от акустического фундамента не очень контрастны, но ниже выделяются четкие локальные площадки контрастных отражений. В начальную фазу отделения на северо-востоке Гренландская плита под острым углом соприкоснулась с Евразийской плитой, и здесь происходило трансформное перемещение.

В результате этого трансформного перемещения в зоне соприкосновения плит вдоль западного побережья арх. Шпицберген возник кайнозойский складчато-надвиговый пояс [20]. Породы докембрийского фундамента и крутопадающие осадочные породы позднепалеозойского–мезозойского возраста были смяты в складки и надвинуты друг на друга. Нижняя часть разреза на профиле МАГЭ-88229 может отражать фрагменты Западно-Шпицбергенского складчатого пояса, и в северо-западной части профиля крутопадающие отражения ниже поверхности акустического фундамента тождественны крутопадающим осадочным породам позднепалеозойского–мезозойского возраста.

В северо-восточной части профиль АW1 пересекает другой узкий локальный хребет с вершиной, выступающей из осадочного чехла в районе CDP1000, этот локальный хребет на юге кулисообразно сопряжен с хр. Ховгард (см. рис. 2, а; см. рис. 4, а).

Расстояние от этого локального хребта вдоль направления раскрытия линии дрейфа до положения ТЛМА C5n.1ny четко соответствует теоретическому расстоянию, которое должно было сформироваться в период раскрытия в интервале хрон C6no (~19.5 млн лет) – C5n.1ny (~9.8 млн лет). Центральная часть бассейна Моллой может являться сильно растянутой частью Западно-Шпицбергенского складчатого пояса, а расположенные в его пределах узкие локальные хребты – это фрагменты крутопадающего докембрийского фундамента, на которых сохранились осадочные породы верхнепалеозойского–мезозойского возраста.

По мере раскрытия бассейна Моллой изолированные тектонические пластины складчатого пояса, первоначально располагавшиеся почти вертикально, соскальзывали вниз и стремились к горизонтальному положению, тем самым заполняя образовавшееся пространство.

Вдоль линии профиля АW1 над поднятием Святогор наблюдаются повышенные значения аномального гравитационного поля в редукции Буге (АГПБ), которые уменьшаются в сторону западной части бассейна Моллой (см. рис. 4, а).

Минимальные значения АГПБ находятся западнее предполагаемого окончания области океанической коры (хрон C5n.1ny, ~9.8 млн лет), после чего наступает плавное повышение значений АГПБ. Аналогичная ситуация наблюдается также для профиля МАГЭ-88229. Прослеживается тенденция уменьшения поля АГПБ над океаническим фундаментом в сторону западной части бассейна Моллой, минимум фиксируется в районе ~123 км профиля, а после этого наступает повышение АГПБ.

Отсутствие локальной аномалии над континентальным хр. Ховгард показывает его изостатическую скомпенсированность, что отличает его от океанических поднятий (например, поднятие Святогор (см. рис. 4, а)), над которыми наблюдаются характерные положительные аномалии. Средние уровни гравитационного поля вдоль сейсмических профилей над предполагаемыми океаническими и редуцированными континентальными участками коры примерно совпадают, что не позволяет подтвердить предположение о континентальном фундаменте центральной части бассейна Моллой.

Однако сейсмические данные глубинных методов могут служить доказательством наличия сильно утоненной континентальной коры. На сейсмическом профиле АW199400 участок коры до пересечения

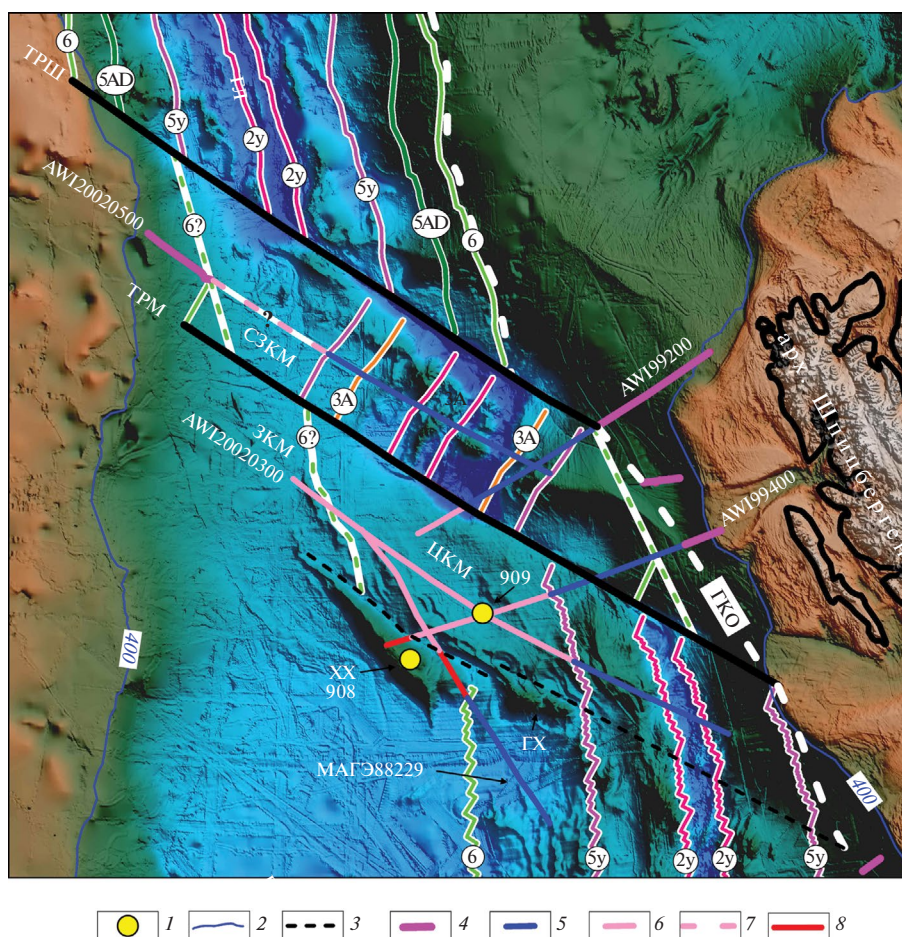


Рис. 5. Сопоставление результатов интерпретации сейсмических данных по типу коры в центральной части пролива Фрама (AWI99200 и AWI99400 [14], AWI20020300 [19], AWI20020500 [17], с изменениями и дополнениями).

В качестве основы использована цифровая модель рельефа ИВКАО v.4 со снятым ледниковым покровом Гренландии (по [22]).

Обозначено: ЦБМ – центральная часть бассейна Моллой; ЗБМ – западная часть бассейна Моллой; СЗБМ – северо-западная часть котловины Моллой; ГКО – предполагаемое положение границы континент–океан; XX – хребет Ховгарда; ГХ – гора Ховгарда; ТРШ – трансформный разлом Шпицберген; ТРМ – трансформный разлом Моллой; ГКО – граница континент–океан (по [18], с изменениями).

Обозначено (арабские цифры в кружках) теоретическое положение осей линейных магнитных аномалий (млн лет): 2у – (2пу, ~1.8); 3А – (3Ап.но, ~6.7); 5у – (5п.ну, ~9.8); 5АД – (5АДно, ~14.6); 6 – (6но, ~19.5).

1 – положение скважин бурения ODP 908 и ODP 909 (по [19,24]); 2 – изобата, 400 м; 3 – предполагаемое положение разлома, с юга отделяющего северный сегмент хр. Книповича–бассейн Моллой; 3–5 – типы земной коры вдоль линий сейсмических профилей: 3 – зона перехода континент–океан, 4 – континентальная, 5 – океаническая; 6 – интенсивно растянутая кора Западно-Шпицбергенского складчатого пояса; 7 – предполагаемая интенсивно растянутая кора Западно-Шпицбергенского складчатого пояса; 8 – континентальный фрагмент хр. Ховгард

с положением ТЛМА (хрон C5п.1ну, ~9.8 млн лет) интерпретируется как участок океанической коры со средней мощностью коры 3.5–4 км и скоростями продольных волн 5.8–6.6 км/сек [14].

Во впадине Моллой мощность коры увеличивается в 1.5–2 раза, и в верхней части скорости продольных волн составляют 3.6–5 км/сек, что идентично наблюдаемым далее для хр. Ховгард, где мощность коры увеличивается в 2 раза и составляет 10–12 км.

Аналогичная картина наблюдается также для северного глубинного профиля AWI99200, вдоль которого мощность коры после пересечения впадины Моллой увеличивается в ~3 раза до 10–10.5 км, но скорости продольных волн остаются высокими в диапазоне 6.6–6.75 км/сек [14]. Повышенные скорости в коре могут объясняться тем, что в период формирования Западно-Шпицбергенского складчато-надвигового пояса мезозойские терригенные отложения могли быть сильно эро-

дированы, а нижележащие палеозойские карбонатные породы, как и докембрийский фундамент, являются достаточно плотными, что предполагает высокие скорости.

Географическое выделение бассейна Моллой различно, поэтому нами предлагается деление бассейна на несколько частей. Обсуждаемый район, который нами определяется как центральная часть бассейна Моллой, на юге ограничен хребтом Ховгард и горой Ховгард, на севере — трансформным разломом Моллой. На западе центральная часть бассейна Моллой ограничена локальным хребтом, который пересекается профилем АW1 в районе CDP1000, а на востоке — западным подножием фундамента поднятия Святогор, которое соответствует положению ТЛМА C5n.1ny (~9.8 млн лет).

Предполагалось, что бассейн Моллой начал раскрываться ~20–21 млн лет назад [16], но, по полученным нами данным, его раскрытие началось раньше ~28.5 млн лет назад синхронно началу отделения хр. Ховгард от Баренцевоморской континентальной окраины. Это привело к сильному растяжению раздробленной континентальной коры и образованию западной части бассейна Моллой, расположенной к западу от центральной части бассейна до северо-восточной континентальной окраины о. Гренландия (см. рис. 5).

При трассировке горизонтов с профиля АW1 на профиль МАГЭ-88229 были оставлены только те горизонты, которые уверенно выделяются на профиле МАГЭ-88229, поэтому в идентификации горизонтов есть пропуски (MB01, MB06, MB08), по сравнению с работой [19]. Нами выделены два дополнительных горизонта MB10, MB11 в нижней части осадочного разреза. Граница MB09 (~10.8 ± 0.9 млн лет) уверенно прослеживается на профиле МАГЭ-88229 (см. рис. 4, б).

Для сегмента локального хребта между ~150–165 км горизонт MB09 практически налегает на поверхность акустического фундамента и имеет следы эрозии. Полагаем, что данный участок находился в мелководных или в субаэральных условиях. Севернее и южнее данного участка ниже границы MB09 четко прослеживаются два отражающих горизонта MB10, MB11, которые на профиле АW1 выделяются слабоконтрастными цепочками локальных отражений. В точке пересечения профилей они расположены на схожих временных отметках (см. рис. 4, а, б).

По характеру сейсмической записи после начала растяжения в бассейне Моллой ~19.5 млн лет

назад, некоторые участки локальных хребтов находились в субаэральных условиях, и осадконакопление происходило в пределах меж-хребтовых впадин. Возможно, что горизонт MB10 соответствует кровле контрастных отражений АW1, выделяемых ниже забоя скважины.

Теоретический возраст океанической коры в юго-восточной части профиля МАГЭ-88229 находится в интервале ~19.5–12.8 млн лет. Точка налегания нижнего выделяемого горизонта MB10 в осадочном чехле располагается на океаническом фундаменте с теоретическим возрастом ~13.5 млн лет, что близко значению (14.7 ± 1.3 млн лет), полученному для профиля АW1.

На профиле МАГЭ-88229 нижним фиксируемым горизонтом в осадочном чехле, расположенным выше АФ, является MB11, т.е. его возраст можно принять моложе ~19.5 млн лет.

Перескок оси раскрытия из центральной части бассейна Моллой в восточном направлении произошел ~10 млн лет назад, и началось раскрытие северного сегмента хр. Книповича. По полученным данным изучения керна скважины ODP909 было установлено увеличение скоростей седиментации в 3 раза, что составило >16 см/тыс. лет в период ~6.4–4.6 млн лет назад [19]. При рассмотрении расположенного севернее сегмента между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский мы выявили, что впадина Моллой ограничена ТЛМА 3An.2no (~6.7 млн лет), т.е. возраст увеличения скоростей седиментации в бассейне Моллой совпадает с началом формирования бассейна пулл-апарт (впадина Моллой (см. рис. 2, а, б)).

По данным изучения керна скважины ODP908, в интервале ~6.7–4.6 млн лет происходило непрерывное опускание хр. Ховгард, который до этого находился в условиях мелководья или в субаэральных условиях, что связано с расширением и, возможно, углублением центральной части пролива Фрама [25] (см. рис. 1, а, б; см. рис. 2, а, б). Интервал ~6.4–4.6 млн лет характеризуется высоким содержанием смектита в осадках и более высоким количеством магматического материала в крупнозернистых отложениях [19]. Высокоамплитудные положительные линейные аномалии АМП над г. Ховгард и хр. Ховгард предполагают интенсивный магматизм в период начальной стадии их отделения от Баренцевоморской континентальной окраины.

На профиле МАГЭ-88229 в верхней части разреза восточной части хр. Ховгард присутствуют контрастные отражения, которые могут быть интерпретированы как магматические интрузии, сформировав-

шиеся в начальную стадию отделения хр. Ховгард, начавшегося ~28.5 млн лет назад (см. рис. 4, б).

Над этим участком отсутствуют положительные линейные аномалии АМП, что может быть вызвано следующими причинами. Период ~23.3–31.0 млн лет (хрон С7–С12) характеризуется частыми инверсиями магнитного поля Земли, поэтому образовавшиеся в этот интервал времени магматические интрузии могут иметь разнонаправленную намагниченность, что приводит к суперпозиции АМП от локальных объектов и отсутствию контрастных ЛА. Породы докембрийского фундамента, входящие в состав Западно-Шпицбергенского складчатого пояса, включают в себя магнитные минералы, что четко фиксируется в АМП (см. рис. 1, б; см. рис. 2, б).

Кроме этого, в триасовых отложениях западного Шпицбергена установлены силлы и дайки нижнемелового возраста [8, 35]. Если предположить, что западная часть бассейна Моллой является растянутым участком Западно-Шпицбергенского складчатого пояса, то источником поступления магматического материала в крупнозернистые отложения межгорных впадин (скважина ODP909) могли являться локальные хребты.

На профиле МАГЭ-88229 для участка локального хребта на протяжении ~148–162 км устанавливается выклинивание горизонта МВ05 (4.6 млн лет), выше непрерывно прослеживается горизонт МВ04 (3.3 млн лет) (см. рис. 4, б).

Это может свидетельствовать о локальном размыве пород, который мог быть вызван при условии положения данного участка выше уровня моря. Если принимать точку зрения о появлении льда в проливе Фрама начиная с $\sim 10.8 \pm 0.9$ млн лет назад [19], то размыв пород мог быть вызван ледниковой эрозией или двумя факторами сразу.

Время начала раскрытия сегмента между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский является неоднозначным и обсуждаемым исследователями региона. В северной части восточного фланга хр. Книповича положение ТЛМА С5n.1ny (~9.8 млн лет) четко соответствует ГКО, но в южной части восточного фланга между ТЛМА С6no (~19.5 млн лет) и ГКО существует участок океанической коры (см. рис. 2, а, б).

Непрерывное трассирование ГКО со стороны о. Гренландия затруднено в связи с отсутствием в этом районе сейсмических данных глубинных методов, и, как показывает анализ положения ГКО в районе западной окраины Баренцева моря, гравиметрическое ГКО может отличаться от сейсмического ГКО (см. рис. 1, а).

По сейсмическим данным МОВ ОГТ, начало резкого подъема поверхности акустического фундамента в сторону континентальной окраины интерпретируется как ГКО, которое совпадает с положением ТЛМА С6no (~19.5 млн лет) [17] (рис. 5).

Далее в сторону впадины Моллой до положения ТЛМА С5n.1ny (~9.8 млн лет) поверхность акустического фундамента расположена на глубине ~4.7 км в среднем, что значительно глубже, чем в центральной части впадины Моллой, но наблюдается его изрезанность с амплитудами до 1 км, визуальное сходство с центральной частью котловины Моллой (см. рис. 4, а, б).

В районе ТЛМА С5n.1ny (~9.8 млн лет) поверхность акустического фундамента резко воздымается, и его новая средняя глубина составляет ~3 км. Участок, находящийся между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский, локализованный в восточной части между ТЛМА С5n.1ny (~9.8 млн лет) – С6no (~19.5 млн лет), мы интерпретируем как участок, аналогичный по строению и времени образования центральной части котловины Моллой, и его можно отнести в отдельную структурную единицу – северо-западная часть котловины Моллой (рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Раскрытие сегмента – будущей котловины Моллой – началось ~28.5 млн лет назад в его восточной части синхронно началу отделения хр. Ховгард от Баренцевоморской континентальной окраины, формированию западной части бассейна Моллой и началу раскрытия между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп (см. рис. 2, а, б).

В интервале ~19.5–9.8 млн лет простирается ось раскрытия совпадала с осями сегментов, расположенными южнее и севернее (центральная часть впадины Моллой и трог Лены), и сформировалась северо-западная часть котловины Моллой. Около 9.8 млн лет назад (С5n.1ny), как и в центральной части бассейна Моллой, произошел скачок оси раскрытия в восточном направлении, и ось заняла свое современное положение.

Полагаем, что сценарий раскрытия был более сложным и между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский в период ~28.5–10 млн лет существовал еще один трансформный разлом [6].

Теоретические расчеты подтверждают начало раскрытия трога Лены в период ТЛМА С6no (~19.5 млн лет), кроме северного участка, где это

произошло немного ранее, а также формирование узкого океанического прохода, соединяющего Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны, в раннем миоцене ~20–15 млн лет назад [18] (см. рис. 2, а, б).

В сторону центра спрединга от ТЛМА С6но (~19.5 млн лет) между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп четко фиксируется ЛМА, фрагментарно прослеженная в трог Лены, которая соответствует ТЛМА 5ADно (~14.6 млн лет) (см. рис. 2, б).

Появление океанического прохода привело к началу глубоководного обмена водами между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном, хотя существует некоторая неопределенность. Если первоначальный трог Лены был перекрыт терригенными отложениями или был недостаточно погружен, то это препятствовало глубоководной циркуляции и устойчивый обмен водами мог начаться только в позднем миоцене в период формирования хрона C5n.1ny (~9.8 млн лет) [18].

Согласно полученным теоретическим расчетам, самый северный сегмент хребта Книповича начал раскрываться только ~9.8 млн лет назад одновременно с перескоком оси раскрытия в соединительном сегменте между Моллой и Шпицбергенским трансформными разломами (см. рис. 4, а, б).

Гора Ховгард примыкала к Баренцевоморской континентальной окраине, хребет Ховгард находился в субаэральных условиях, впадина Моллой представляла собой мелководный участок [19, 25] с расположенными в пределах впадины узкими локальными континентальными хребтами с вершинами, выступающими над уровнем моря. Это означает, что океанское течение (или течения) должно было проходить между хребтом Ховгард и континентальной окраиной о. Гренландия, т.к. западная часть котловины Моллой начала раскрываться не позднее ~28.5 млн лет.

Из-за косого раскрытия пролива Фрама между Шпицбергом и о. Гренландия минимальная ширина и глубина прохода, достаточная для начала полноценной циркуляции водных масс, определяется неоднозначно. Теоретические расчеты предполагают минимально достаточное расстояние, равное 50 км [21].

В северном сегменте хр. Книповича кратчайшее расстояние от восточного подножия г. Ховгард до ГКО (между хронами C5n.1ny, ~9.8 млн лет) составляет ~115 км, т.е. теоретически для формирования океанической коры шириной 50 км необ-

ходимо ~4.3 млн лет и глубоководная циркуляция могла начаться ~5.5 млн лет назад.

Однако северный сегмент хр. Книповича сочленяется с системой трансформных разломов со значительным смещением и на западе хребет ограничен континентальными фрагментами – г. Ховард и хр. Ховгард. Согласно нашим расчетам, хр. Ховгард отделился от континентальной окраины ~28.5 млн лет назад, его погружение началось ~6.7 млн лет назад и он достиг глубины >1000 м ниже уровня моря ~4.7 млн лет назад [25]. Если рассматривать г. Ховгард как аналог хребта меньшего размера, то, начав отделение ~10 млн лет назад, г. Хавгард могла достичь современных глубин значительно позднее ~4.7 млн лет назад и первоначально служить дополнительным осложняющим фактором для возникновения циркуляции вод через северный сегмент хр. Книповича.

Косвенным подтверждением служит изменение циркуляции вод, произошедшее ~2.6 млн лет назад, что соответствует нижней границе появления ледниково-морских отложений в северной части Норвежско-Гренландского бассейна и в Евразийском бассейне [3, 18].

На профиле МАГЭ-88229 на 112 км и 123 км в верхней части сейсмического разреза отчетливо выделяются два локальных вала, начавших формироваться ~2.6 млн лет назад, т.к. наблюдается эрозия нижележащих отложений и отсутствие унаследованности формы горизонта от нижележащих форм рельефа отложений (см. рис. 4, б).

Эти два вала хорошо проявлены в батиметрических данных в виде узких вытянутых превышений рельефа дна, расположенных параллельно, севернее северо-восточного подножия хр. Ховгарда (см. рис. 2, а).

Южный вал начинается от северо-западного подножия г. Ховгарда и тянется в северо-западном направлении, пересекая профиль МАГЭ-88229, немного севернее расположен второй вал. Очевидно, что ~2.6 млн лет назад между г. Ховгард и хр. Ховгард образовалось локальное интенсивное течение, что может косвенно свидетельствовать о начале прохождения течения или его ответвления через северный сегмент хр. Книповича.

На побережье п-ова Земля Пири на северо-востоке о. Гренландия распространены осадочные отложения формации Кап–Копенгаген (см. рис. 3, а). Из осадочных горизонтов, датируемых по магнито-стратиграфическим данным ~2 млн лет, были выделены древние образцы ДНК, которые принадлежат более чем 100 различным видам рас-

тений и животных, включая мастодонтов и древние виды северных оленей [24]. Это указывает на то, что в позднем плиоцене и раннем плейстоцене в данном районе в условиях полярной пустыни температуры были на 11–19°C выше, чем сегодня, а присутствие ДНК зеленых водорослей и морского семейства Limulidae (различные виды рыб и ракообразных, таких как мечехвост и подковообразные крабы) свидетельствует о том, что воды, окружавшие северо-восточную часть о. Гренландия, были намного теплее [24]. Единственным современным атлантическим представителем мечехвоста является популяция *Limulus polyphemus*, которая обитает в условиях теплого мелководья вдоль восточного берега Северной Америки и не распространяется севернее 45° с.ш., что свидетельствует о более теплых условиях поверхностных вод (средняя температура +8°C) в раннем плейстоцене вблизи побережья п-ова Земля Пири [24].

Источник тепла, при котором сохранялось биоразнообразие в климатических условиях полярной пустыни и полярной ночи, наиболее интересен для исследований. В современном проливе Фрама вдоль восточных берегов Гренландии проходит холодное Восточно-Гренландское течение, и на противоположенной стороне находится теплое Западно-Шпицбергенское течение [19].

Предположительно в позднем миоцене (~9.8 млн лет), когда в центральной части пролива Фрама произошел перескок оси раскрытия в восточном направлении и начался спрединг в северном сегменте хр. Книповича, теплое течение проходило вдоль восточных берегов о. Гренландия (см. рис. 3, а).

Встречное холодное течение проходило вдоль северной окраины Баренцева моря и в центральной части пролива Фрама, западнее находящихся в субаэральных условиях или на мелководье континентальных фрагментов – хр. Ховгарт и локальных хребтов в пределах впадины Моллой. Интенсивность течений и их прохождения в пределах Северной Атлантики представляет сложность, т.к. современное теплое Западно-Шпицбергенское течение не обеспечивает высокого биоразнообразия, как это было ~2 млн лет назад для северо-восточного побережья о. Гренландия.

Возможно, что смена направления течений произошла ~1.8 млн лет назад в результате достаточного раскрытия северного сегмента хр. Книповича и начала прохождения над ним интенсивного течения. Косвенным подтверждением этому может служить очевидная смена условий осадконакопле-

ния в рифтовой долине хребта, в центральной части которой, что следует из батиметрических и сейсмических данных, осадочный чехол крайне маломощный и развит спорадически.

На западном борту рифтовой долины хр. Книповича имеется достаточно мощная (~600 м) толща осадков, сформированная в короткий интервал времени ~2.7–1.8 млн лет назад, который совпадает с интервалом формирования нижних толщ ледниково-морских отложений [25] (см. рис. 4, а). Ранее ~1.8 млн лет неоднократно происходили циклы формирования подобных отложений между хр. Книповича и западной и северо-западной окраинами Баренцева моря [25, 32], но в рифтовой долине отложения крайне маломощны [9, 29], т.е. после ~1.8 млн лет теплое Западно-Шпицбергенское течение могло занять свое современное положение в проливе Фрама.

ВЫВОДЫ

1. Раскрытие пролива Фрама происходило по сложному и многоступенчатому сценарию и контролировалось направлениями перемещений Северо-Американской и Евразийской литосферных плит, что обусловило долгоживущий характер средне- и короткомасштабной сегментации.

2. В раннем миоцене (~19.5 млн лет) начал формироваться трог Лены – самый узкий сегмент пролива Фрама.

3. В миоцене (~19.5–9.8 млн лет) раскрытие центральной части пролива Фрама привело к образованию центральной и северо-западной частей котловины Моллой, фундамент которой состоит из растянутых блоков Западно-Шпицбергенского складчато-надвигового пояса.

4. В позднем миоцене (~9.8 млн лет) в центральной части пролива произошел перескок оси раскрытия в восточном направлении, в сегментах между трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский, и начался спрединг в северном сегменте хр. Книповича. Это событие коррелируется с изменением скорости осадконакопления в центральной части бассейна Моллой.

5. В позднем миоцене (~6.7 млн лет) началось раскрытие впадины Моллой, что совпадает по времени с началом непрерывного опускания хр. Ховгарт, который до этого события находился в условиях мелководья или субаэральных, и увеличением в 3 раза скорости осадконакопления в центральной части бассейна Моллой.

6. В позднем миоцене (~9.8 млн лет) глубоководный обмен водами Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана должен был осуществляться западнее континентальных фрагментов Баренцевоморской окраины — хребет Ховгард и гора Ховгард — а также локальных хребтов в пределах бассейна Моллой, находящихся в субаэральных условиях или на мелководье.

7. В позднем миоцене—раннем плейстоцене (~9.8—1.8 млн лет) теплое течение из Северной Атлантики могло проходить вдоль восточной континентальной окраины о. Гренландия и на пике своей максимальной интенсивности обеспечивать тепло существованию биологического разнообразия в климатических условиях полярной пустыни и полярной ночи на севере—северо-востоке о. Гренландия и прилегающих к его побережью мелководных участках моря.

Аббревиатуры: АМП — аномальное магнитное поле; АФ — акустический фундамент; АГПБ — аномальное гравитационное поле в редукции Буге; ГКО — граница континент—океан; ЛА — локальная аномалия; ЛД — линия дрейфа; ЛМА — линейная магнитная аномалия; ТЛМА — теоретическая ось линейных магнитных аномалий; МЛЭ — многолучевое эхолотирование; ЦМР — цифровая модель рельефа.

Благодарности. Авторы признательны А.Л. Пискареву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия), Е.А. Гусеву (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22–27–00578 «Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов».

Следование нормам научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батури́н Д.Г., Нечхаев С.А. Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря // ДАН СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 925–930.
2. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал Наук о Земле. Т.3. № 2. 2001. С. 145–161. Doi: 10.2205/2001ES000056
3. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В. Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A // Геотектоника. 2023. № 6. С 3–42. Doi: 10.31857/S0016853X23060085
4. Казанин Г.С., Тарасов Г.А., Федухина Т.Я., Шлыкова В.В., Матишов Г.Г. Западно-Шпицбергенская континентальная окраина: геологическое строение, нефтегазоносность // ДАН. 2015. Т. 460. №2. С 3–42. Doi: 10.7868/S086956521502019X
5. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
6. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
7. 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.
8. Шупилов Э.В. Базальтоидный магматизм и проблема газоносности Восточно-Баренцевского мегабассейна // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 30. № 2. С. 94–106. Doi: 10.25283/2223-4594-2018-2-94-106
9. Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O., Mjelde R., Haflidason H. The Cenozoic western Svalbard margin: sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // Mar. Geophys. Res. 2011. Vol. 32. N 4. P. 441–453. Doi: 10.1007/s11001-011-9127-z
10. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. Doi: https://doi.org/10.1029/2007PA001476
11. Balmino G., Vales N., Bonvalot S. and Briais A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geodes. July 2012. Vol. 86. No. 7. P. 499–520. Doi: https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4
12. Breivik A., Mjelde R., Grogan P., Shimamura H., Murai Y., Nishimura Y. Crustal structure and transform margin development south of Svalbard based on ocean bottom seismometer data // Tectonophysics. 2003. Vol. 369. P. 37–70. Doi: https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00131-8
13. Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Mar. Geophys. Res. 2001. Vol. 22. P. 153–205. Doi: 10.1023/A:1012288309435
14. Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W. Crustal structure of the continent—ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen // Polish Polar Res. 2004. Vol. 25. No. 3–4. P. 205–221.

15. Dumais M.-A., Gernigon L., Olesen O., Johansen S.E., Bronner M. New interpretation of the spreading evolution of the Knipovich Ridge derived from aeromagnetic data // *Geophys. J. Int.* 2021. Vol. 224. P. 1422–1428. Doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa527>
16. Dumais M.-A., Gernigon L., Olesen O., Lim A., Johansen S.E., Brønner M. Crustal and thermal heterogeneities across the Fram Strait and the Svalbard margin // *Tectonics*. 2022. Vol. 41. e2022TC007302. P. 1–29. Doi: <https://doi.org/10.1029/2022TC007302>
17. Ehlers B., Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 177. No.2. P. 451–462. Doi: [10.1016/j.tecto.2015.12.002](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002)
18. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 450. P. 51–69. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.002>
19. Gruetzner J., Matthiessen J., Geissler W.H., Gebhardt A.C., Schreck M. A revised core-seismic integration in the Molloy Basin (ODP Site 909): Implications for the history of ice rafting and ocean circulation in the Atlantic–Arctic gateway // *Global and Planet. Change*. 2022. Vol. 215. Article № 103876. Doi: [10.1016/j.gloplacha.2022.103876](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103876)
20. Harland W.B. The Geology of Svalbard — Ed. by W.B. Harland, (Geol. Soc. London, UK. 1998. Geol. Surv. Mem. Is.17), 521 p.
21. Jakobsson M., Backman J., Rudels B., Nycander J., Frank M., Mayer L., Jokat W., Sangiorgi F., O'Regan M., Brinkhuis H., King J., Moran K. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // *Nature*. 2007. Vol. 447. P.986–990. Doi: <https://doi.org/10.1038/nature05924>
22. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean. Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. Vol. 176. No. 7. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
23. Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Hjelstuen B.O., Andersen E. S., Vanneste K. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea–Svalbard continental margin // *Global Planet. Change*. 1996. Vol. 12. P. 53–74. Doi: [10.1016/0921-8181\(95\)00012-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00012-7)
24. Kjær K.H., Pedersen M.W., De Sanctis B., De Cahsan B., Korneliussen T. S., Michelsen C.S., Sand K.K., Jelavić S., Ruter A.H., Schmidt A.M.A., Kjeldsen K.K., Tesakov A.S., Snowball Ian, Gosse J.C., Alsos I.G., Wang Y., Dockter C., Rasmussen M., Jørgensen M.E., Skadhauge B., Prohaska A., Kristensen J.Å., Bjerager M., Allentoft M.E., Coissac E., PhyloNorway Consortium, Rouillard A., Simakova A., Fernandez-Guerra A., Bowler C., Macias-Fauria M., Vinner L., Welch J.J., Hidy A.J., Sikora M., Collins M.J., Durbin R., Larsen N.K., Willerslev E. A 2-million-year-old ecosystem in Greenland uncovered by environmental DNA // *Nature*. 2022. Vol. 612. P. 283–296. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05453-y>
25. Knies J., Mattingsdal R., Fabian K., Grosfeld K., Baranwal S., Husum K., De Schepper S., Vogt C., Andersen N., Matthiessen J., Andreassen K., Jokat W., Nam S.-I., Gaina C. Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 387. P.132–144. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.007>
26. Knies J., Gaina, C. Middle Miocene ice sheet expansion in the Arctic: views from the Barents Sea // *Geochim. Geophys. Geosyst.* (G³). 2008. Vol. 9. Is. 2. Q02015. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007GC001824>
27. Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S., Hjelstuen B.O., Smelror M., Larsen E., Andreassen K., Eidvin T., Vorren T.O. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quaternary Sci. Rev.* 2009. Vol. 28. No. 9. P. 812–829. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.002>
28. Krysiński L., Grad M., Mjelde R., Czuba W. and Guterch A. Seismic and density structure of the lithosphere–asthenosphere system along transect Knipovich Ridge–Spitsbergen–Barents Sea – geological and petrophysical implications // *Polish Polar Res.* 2013. Vol. 34. № 2. P. 111–138. Doi: [10.2478/popore-2013-0011](https://doi.org/10.2478/popore-2013-0011)
29. Kvarven T., Hjelstuen B.O. Mjelde R. Tectonic and sedimentary processes along the ultraslow Knipovich spreading ridge // *Marin. Geophys. Res.* 2014. Vol. 35. P. 89–103. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11001-014-9212-1>
30. Merkouriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 198. P. 366–384. Doi: <https://doi.org/10.1093/gji/ggu142>
31. Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V., Johnson G.L., Rudiman W.F. Ocean Drilling Program. — In: *Proceedings ODP*, (College Station. Texas A&M Univ., USA. 1995. Initial Rep. No. 151).
32. Lasabuda A.P.E., Johansen N.S., Laberg J.S., Faleide J.I., Senger K., Rydningen T.A., Hanssen A. Cenozoic uplift and erosion of the Norwegian Barents Shelf – A review // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 217. P.1–35. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103609>
33. Libak A., Eide C. H., Mjelde R., Keers H., Flüh E.R. From pull-apart basins to ultraslow spreading: Results from the western Barents Sea Margin // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 514–517. P. 44–61. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.020>
34. Ogg J. Geomagnetic polarity time scale. — In: *The Geologic Time Scale—2020*. — Ed.by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford. UK. 2020. Ch.5), P. 159–192.
35. Polteau S., Hendriks B.W., Planke S., Ganerod M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Svensen H.S., Myklebust R. The Early Morgan Cretaceous Barents Sea sill complex: Distribution,⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. Vol. 441. P. 83–95. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
36. Ritzmann O., Jokat W., Mjelde R., Shimamura H. Crustal structure between the Knipovich Ridge and the Van Mijenfjorden (Svalbard) // *Marin. Geophys. Res.* 2002. Vol. 23. P. 379–401. Doi: <https://doi.org/10.1023/B:MARI.0000018168.89762.a4>

37. *Vogt P.R.* Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics. —In: *The Nordic Seas*. — Ed.by B.G. Hurdle (Springer, NY. USA. 1986), P. 413–662.
38. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84 (B3). P. 1071–1089.

The Main Stages of the Fram Strait Formation in the Neogene: Analysis of Geological and Geophysical Data

A. V. Zayonchek^{a, *}, S. Yu. Sokolov^a, A. V. Soloviev^{a, b}, E. G. Vasilieva^c, S. I. Shkarubo^d

^a*Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS),*

bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^b*All-Russian Research Geological Oil Institute,*

bld. 36, Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia

^c*SEUS Geoservices AS, Hoffsjef Løvenskiolds vei 25B, 0382, Oslo, Norway*

^d*Marine Arctic Geological Expedition, JSC (MAGE),*

bld. 26, st. Sofia Perovskaya, 183038 Murmansk, Russia

*e-mail: a_zayonchek@mail.ru

The opening of the Fram Strait began in the Early Miocene (~19.5 Ma) as a result of movements of the North American and Eurasian lithospheric plates, which resulted in the formation of the narrowest segment of the strait, the Lena Trough. In the Miocene (~19.5–9.8 Ma), the opening of the central part of the Fram Strait led to formation of the central and northwestern parts of the Molloy Basin, which had an extended basement consisting of blocks of the West Spitsbergen fold-and-thrust belt. In the Late Miocene (~9.8 Ma), in the central part of the Fram Strait, a jump in the axis of its opening to the east occurred in the segments between the Molloy and Spitsbergen transform faults, and spreading began in the northernmost segment of the Knipovich Ridge. In the Late Miocene (~9.8 Ma), the deep-sea exchange of waters between the North Atlantic and the Arctic Ocean took place west of the Barents Sea continental “fragments” — the Hovgaard Ridge and Mount Hovgaard. In the Late Miocene (~6.7 Ma), the Molloy Basin began to open, which coincides with the beginning of the continuous subsidence of the Hovgaard Ridge, which was in subaerial conditions, and with a three-fold increase in the sedimentation rate in the central part of the Molloy Basin. In the Late Miocene–Early Pleistocene (~9.8–1.8 Ma), a warm current from the North Atlantic could have passed along the eastern continental margin of Greenland and, at the peak of its maximum intensity, ensured the existence of biological diversity in the conditions of the “polar desert” and “polar night” in the north–northeast of Greenland and the shallow sea areas adjacent to the coast.

The modern direction of the cold and warm currents in the Fram Strait could have formed in the Early Pleistocene (~1.8 Ma) and be associated with the opening of the northernmost segment of the Knipovich Ridge.

Keywords: Eurasian Basin, spreading, geodynamics, anomalous magnetic field, theoretical axes of linear magnetic anomalies, seismic stratigraphy of sedimentary cover, Fram Strait, Knipovich Ridge, Molloy Basin, Barents Sea continental margin, North Atlantic, Arctic Ocean, directions of ocean currents