

УДК 551.465

КИНЕМАТИКА ДНА ПРИГРЕНЛАНДСКОЙ ОБЛАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

© 2019 г. А. А. Шрейдер^{1*}, А. Э. Сажнева¹, М. С. Клюев¹, А. Л. Бреховских¹,
И. Я. Ракитин¹, О. А. Зуев²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Московский физико-технический институт, Москва, Россия

*e-mail: aschr@ocean.ru

Поступила в редакцию 24.11.2015 г.

Принята к публикации 02.07.2018 г.

Дно моря Линкольна образовалось в процессе растяжения участка континентального гренландско-баренцевоморского шельфа. До начала растяжения континентальные мелководные плато Морис Джесуп и Ермак представляли собою единое целое. В процессе рифтинга это единое континентальное плато расколосось, дав начало процессу пропегейтинга срединно-океанического хребта Гаккеля к Атлантике. Процесс раскола продолжался около 1.5 млн лет в интервале 35.3–33.7 млн лет назад. Внедрение многочисленных даек основного состава в процессе рифтинга могло обусловить высокоамплитудные магнитные аномалии на едином плато. Впервые проведено восстановление геометрии трещины раскола континентальной коры, определены эйлеров полюс и угол поворота, описывающие его кинематику, а также восстановлена палеобатиметрия на флангах трещины.

Ключевые слова: Арктический океан, пригренландская область, эйлеровы полюса, кинематика дна

DOI: 10.31857/S0030-1574592282–291

ВВЕДЕНИЕ

К числу важнейших направлений изучения Арктики относится выяснение вопросов палеогеодинамики Северного Ледовитого или Арктического [18] океана. Вопросы происхождения и тектонического развития Арктического океана до настоящего времени дискутируются в литературе [2, 4, 9, 10, 12, 13, 16, 19, 26, 37, 51, 52, 61–63, 67, 70 и др.].

Особая роль принадлежит исследованиям Евразийского бассейна, где находится единственный в Арктическом океане современный действующий Срединно-Арктический хребет, главное звено которого в литературе известно как срединно-океанический хребет Гаккеля [7], Нансена [67 и др.], Нансена–Гаккеля [48 и др.]. В целях краткости и удобства изложения материала в настоящем исследовании мы будем его называть срединно-океанический хребет Гаккеля, или Срединно-Арктический хребет.

В состав Евразийского бассейна входят ряд котловин и поднятий. Котловина Нансена расположена между осью спрединга Срединно-Арктического хребта и Евразийским шельфом. Котловина София расположена между поднятием

Ермак и Шпицбергенем. Котловина Амундсена (она же Фрам — Fram [48], она же Приполюсная абиссальная равнина — Pole abyssal plane [39]) расположена между хребтом Ломоносова и осью Срединно-Арктического хребта, в ее пределах находится Северный полюс нашей планеты. Котловина моря Линкольна расположена между поднятием Морис-Джесуп (Morris Jessup [48], оно же Morris Jesup [40]) и хребтом Ломоносова. Срединно-Арктический хребет разделяет поднятие Морис-Джесуп и поднятие Ермак (рис. 1).

Геолого-геофизическое изучение пригренландской области Евразийского бассейна, включающей районы котловины Амундсена, поднятие Морис Джесуп, котловину моря Линкольна и смежные районы хребта Ломоносова, играет важную роль при восстановлении начального этапа формирования Евразийского бассейна. Исследования международного научного сообщества в последние полвека позволили получить информацию о морфологии рельефа дна, осадочном чехле, структуре коры и аномальных потенциальных полях котловины Линкольна и смежных с ней районов. Вместе с тем необходимо отметить, что ледовое покрытие акватории Арктического океана, в том числе и пригренландской его области,

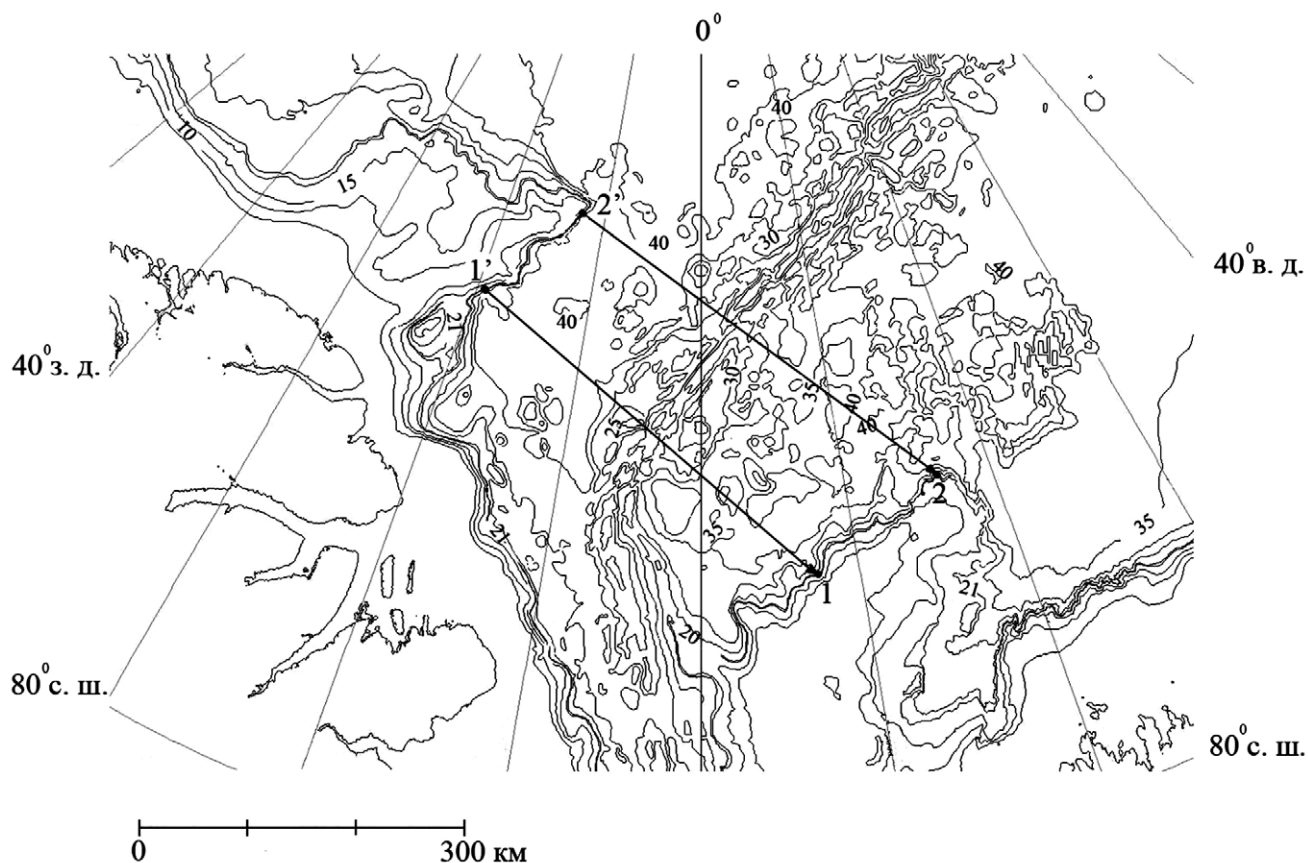


Рис. 1. Батиметрия дна окологренландской части Евразийского бассейна по данным [21]. Изобаты в сотнях метров. Показано положение концевых точек конжугейтных изобат 1–2 поднятия Морис Джесуп и 1¹–2¹ плато Ермак, а также отрезками прямых представлены линии их совмещения.

затрудняет сбор сведений о геологическом строении ее дна. Нет полной уверенности в том, что поднятые на борт исследовательских судов геологические образцы не являются продуктами ледового разноса. Ледовые условия крайне ограничивают возможности получения данных и в процессе глубоководного бурения. Поэтому комплексный анализ имеющихся геолого-геофизических данных позволяет ответить на ряд важных вопросов об этапах ее геологического развития, чему и посвящена настоящая работа. Отметим, что в настоящей работе используется наиболее современная версия геохронологической шкалы [36], развивающая работу [15].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА И ДАННЫЕ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Пригренландская область котловины Амундсена Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана четких географически обоснованных границ не имеет. В настоящей работе она рассматривается в пределах сектора 0°–35° в. д.

79°–90° с. ш. Выше говорилось, что в ее пределах расположено море (котловина моря) Линкольна, которое является окраинным морем Северного Ледовитого океана у берегов островов Элсмир и Гренландия. Оно занимает самое северное положение из всех арктических морей и целиком лежит севернее 80° с. ш. На севере оно ограничено условной линией мыс Колумбия (остров Элсмир)—мыс Моррис-Джесуп (остров Гренландия), на западе и юго-западе — побережьем острова Элсмир, на юге — линией мыс Шеридан (остров Элсмир)—мыс Брайант (Гренландия), на юго-востоке и востоке — Гренландским берегом. Глубины дна (данные [21]) в пригренландской области котловины Амундсена превышают 3.5 км, в то время как на востоке моря Линкольна они не превосходят 2.5 км и постепенно уменьшаются в западном направлении до километра и менее. Средняя ширина центральной части котловины моря Линкольна близка к 150 км. Поднятие Морис Джесуп имеет средние глубины поверхности 1–2 км при ширине до 100 км.

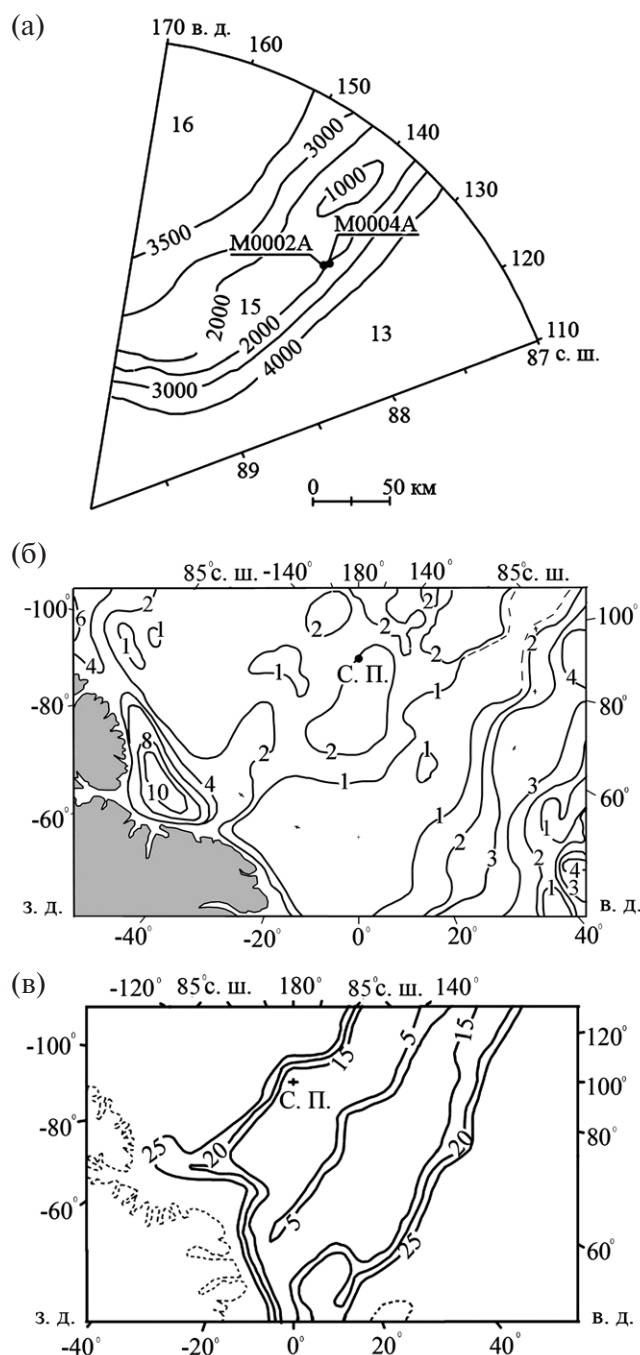


Рис. 2. Положение точек глубоководного бурения (а) по данным [20, 55]; компиляционная схема мощности осадков (б) по данным [8, 11, 14, 19, 29, 38, 41, 49, 50, 57, 59, 61, 65 и др.] и мощности земной коры (в) по данным [3, 19, 38, 41, 45, 57, 59, 65]. Изопахиты в км.

В приполюсной области хребта Ломоносова в ходе экспедиции АСЕХ в 2004 г. были пробурены пять скважин (M0002A, M0003A, M0004A, M0004B и M0004C), которые вскрыли верхнемеловой-голоценовый разрез осадочной толщи. На основании изучения керна

из скважин M0002A (87° 52.2' с. ш. 139° 19.1' в. д.) и M0004A (87° 52' с. ш. 139° 10' в. д.) (рис. 2а) был составлен сводный разрез мощностью 428 м и выделены четыре литостратиграфических комплекса U1–U4 [20, 55].

Палинологические данные свидетельствуют о кампанском возрасте (около 80 млн л. н.) для наиболее древних отложений U4, вскрытых бурением [20]. Материал осадков в скважинах представлен [8, 14, 20] коричневыми, оливковыми, серыми и черными алевритистыми илами, алевритистыми глинами и глинистыми алевритами, переслаивающимися с окрашенными прослоями и линзами песка. Имеющиеся сведения о микрофоссилях свидетельствуют о субтропическом климате, существовавшем в конце палеоцена–начале эоцена в приполюсной части современного хребта Ломоносова со среднегодовой температурой поверхностных вод в бассейне порядка 20°C.

Впервые по результатам бурения [8, 14, 20] получены данные о крупном размыве в приполюсной части хребта Ломоносова, охватывающем по времени маастрихт–ранний палеоцен, который предшествовал кайнозойскому осадконакоплению. В сводном разрезе осадочного чехла на хребте Ломоносова установлен перерыв в осадконакоплении на глубине ~200 м внутри подкомплекса U1/6 (средний миоцен–средний эоцен), указывающий на выпадение из стратиграфической последовательности отложений определенного возрастного интервала.

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Аномальное гравитационное поле в редукции Фая [24, 25, 53, 54] характеризуется наличием положительных аномалий с абсолютной величиной до 50–150 мгл, связанных с возвышенностями на дне акватории. Отрицательные аномалии с абсолютной величиной до -80 мгл связаны с известными в литературе донными котловинами.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге вычислялось с использованием базы данных по рельефу дна ИВСАО [21] и значений силы тяжести в редукции Фая при плотности промежуточного слоя 2.85 г/см³ [54]. Его распределение характеризуется наличием положительных аномалий с абсолютной величиной до 240 мгл, связанных с донными котловинами. Отрицательные аномалии с абсолютной величиной до -70 мгл связаны с островами и континентальными шельфами. При этом плато Морис-Джесуп и Ермак характеризуются в целом слабо-

аномальным полем с близкими к нулю (иногда с локальными экстремумами до 50 мгл) абсолютными значениями силы тяжести.

Согласно исследованиям [56, 65 и др.], в центральной части котловины Амундсена на глубинах 4.1–4.2 км для литосферы с возрастом 43–50 млн лет значения теплового потока заключены в интервале 73–127 мвт/м², составляя в среднем 102±12 мвт/м² по 8 значениям. Полученные данные измерений свидетельствуют о повышенном тепловом потоке в сравнении с его средними океаническими значениями, близкими к 50 мвт/м². Последнее обстоятельство может отражать близость исследуемых районов котловины Амундсена, отстоящих на 100–200 км от современной активной оси спрединга Срединно-Арктического хребта в Евразийском бассейне Арктического океана. Тектоническая активность дна пригренландской области котловины Амундсена проявляется и в ее определенной сейсмической активности. В море Линкольна известны мелкофокусные землетрясения магнитудой 4–5 баллов с глубиной очагов, не превышающей 25 км (данные [1, 71]).

СТРУКТУРА НЕКОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ

В последние годы в рассматриваемом районе было проведено определенное количество исследований осадочной толщи и подстилающих слоев консолидированной коры методами точечного сейсмического зондирования и непрерывного сейсмического профилирования. Общая длина сейсмических профилей превышает 6 тыс. км. В основу настоящей работы были положены отечественные материалы МОВ вдоль линий дрейфа станций «Северный полюс» — СП-21 (1973 г.), СП-24 (1979–1980 гг.), а также профили МОВ ОГТ, полученные с борта НИС «Polarstern» в 1991 и 1998 гг., профиль МОВ ОГТ 20010300, полученный с борта НИС «Polarstern» в 2001 г. [42–44]. Эти данные были во многом суммированы в работах [8, 14, 50].

Изучение сейсмостратиграфии верхней части коры на хребте Ломоносова показали, что здесь выделяются осадки нескольких сейсмокомплексов, нумерация и аббревиатура которых зависит от конкретики работ. При этом отмечается и разностилье в индентификации осадков для одних и тех же районов.

Так, в работах [8, 43] вдоль профиля ПР 81090 МОВОГТ к наиболее поверхностным слоям

осадков (LR — аббревиатура Lomonosov ridge) относятся [43] сейсмокомплексы LR6 (мощность 0.08–0.1 км), LR5 (мощность 0.12–0.15 км), LR4 (мощность 0.12 км). В работе [8] они объединяются в единый сейсмокомплекс LR7 со скоростями продольных сейсмических волн 1.8–2.0 км/с. Подстилающий их слой LR3 (мощность 0.11–0.15 км) со скоростями продольных сейсмических волн 2.2 км/с [43] обозначен в работе [8] как сейсмокомплекс LR6. Ниже следуют сейсмокомплексы LR5–LR4 [8], объединяющие материал, относящийся к размыту отложений осадков. Еще ниже располагаются [43] слои LR2 (мощность 0.55–0.83 км) и LR1 (мощность 0.85–1.65 км) со скоростями продольных сейсмических волн 4.0–4.6 и 4.7–5.2 км/с соответственно. Они объединяются в сейсмокомплекс LR3–LR1 [8].

Из сказанного видно, что послойное представление осадков вдоль профилей пока не имеет единообразной номенклатуры. Вместе с тем имеющиеся материалы позволяют представить новую карту общей мощности осадочного слоя (рис. 26), основанную на интеграции всех доступных картографических (включая профильные) результатов исследований осадочного покрова Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана [8, 11, 14, 19, 29, 38, 41, 49, 50, 57, 59, 60, 65 и др.]. Согласно этой новой карте, толщина осадков в области подножья хребта Гаккеля составляет около 1 км и менее. В приполюсном районе котловины Амундсена она увеличивается до 3 км, в то время как при приближении к хребту Ломоносова не превышает 2 км. Простираение изопахит в основном наследует конфигурацию котловины. Важно отметить, что в районе моря Линкольна мощность осадков возрастает и южнее 85° с. ш. она достигает 9–12 км.

СТРУКТУРА АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Подошва осадочного слоя пригренландской области Евразийского бассейна характеризуется нерегулярным рельефом с относительной амплитудой отдельных форм во многие сотни метров. Сейсмические исследования методом отраженных волн и широкоугольное сейсмическое профилирование свидетельствуют, что подстилающий осадки акустический фундамент характеризуется наличием многочисленных разломов, по которым происходило движение одних его блоков относительно других (например, [38, 41 и др.]). Фундамент характеризуется высокой степенью расчлененности

[14 и др.], сложной внутренней структурой [65 и др.] с наличием отражающих горизонтов, в основном в интервале глубин 4–9 сек времени двойного пробега сейсмического сигнала.

Имеющиеся материалы позволяют представить новую карту общей мощности коры (рис. 2в), основанную на интеграции всех доступных картографических (включая профильные) результатов исследований слоев континентальной и океанической коры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана [3, 19, 38, 41, 45, 59, 65 и др.]. Анализ этой новой карты позволяет охарактеризовать состав слоев коры и их геометрию.

В областях развития континентальной коры отражающие горизонты, относящиеся к гранитному слою, имеют сейсмические скорости близкие к 6.2 км/с. В областях развития коры океанического типа скорости на сравнимых глубинах в коре близки к 7 км/с и соответствуют базальтовому слою. Полный разрез коры удалось получить в 5 точках сейсмического зондирования SB (30, 31, 39, 48, 50) [29, 54]. В этих точках породы мантии имеют скорости продольных сейсмических волн 8.2 км/с. В районах распространения океанической коры ее подошва располагается на глубинах, близких к 10 км, а в районах распространения континентальной коры подошва лежит глубже 30 км.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Аэромагнитные наблюдения [26, 63, 67 и многие другие] позволили получить основные сведения о распределении магнитных аномалий в пригренландской области Евразийского бассейна. Согласно им, Срединно-Арктический хребет, включая осевую зону спрединга, характеризуется линейными магнитными аномалиями малой амплитуды (менее 500 нТл) с длиной волны до 30 км. Осевая магнитная аномалия достигает 2000 нТл лишь на западе хребта и становится существенно малоамплитудной практически во всех остальных районах. Сравнение наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна позволило идентифицировать линейные магнитные аномалии спрединговой природы С1–С25 [16, 67 и многие другие].

В работе [47] для хребта проведено выделение палеомагнитных аномалий, поведение которых отличается от приведенного в работе [7] отсутствием трансформных нарушений. Отметим, что в работе [46] фиксируется одно смещение оси спрединга большей амплитуды в районе 60° в. д.

Наиболее древняя аномалия имеет номер С24 [68], С24А или даже С24В [66]. Кроме того, в работах [16, 47] выделены районы существования палеоаномалии С25. При этом в последней работе сами палеоаномалии в котловине Нансена прослежены на большую площадь в сторону Шпицбергена.

В некоторых работах отмечается континентальное продолжение ряда линейных магнитных аномалий. Так, линейные магнитные аномалии из котловины Нансена (например, безымянная палеоаномалия из работы [68] или аномалия 20 из работы [31]) переходят на восточную часть поднятия Ермак. В работе [39] линейная магнитная аномалия С13, а в работе [31] линейная магнитная аномалия С20 из котловины Амундсена переходят на поднятие Морис Джесуп.

Магнитное поле непосредственно в море Линкольн интенсивно исследовалось последние десятилетия. В ряде работ (например, [35, 46]) вытянутые магнитные аномалии выделяются на континентальном склоне и шельфе моря, в других исследованиях показывается, что южнее 85.5° с. ш. палеомагнитных аномалий в ней нет [16, 28, 31, 57, 62 и др.].

Существуют работы (например, [31 и др.]), в которых для магнитного поля котловины севернее 85.5° с. ш. проведено сравнение наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна. На основе сравнения проведена идентификация хронов полярности С18у–С24Во, а в работах [16, 22] — даже С25о.

Аналогичные работы по моделированию палеомагнитных аномалий юго-восточнее поднятия Морис Джесуп позволили идентифицировать палеоаномалии С1–С13. Но при этом, например, в области юго-восточного подножья поднятия Морис Джесуп линейная магнитная аномалия С13 из работ [62] и [68] совпадает с палеоаномалией С7 из работы [39].

Все вышесказанное прямо свидетельствует об отсутствии единообразия в идентификации линейных магнитных аномалий и обуславливающих их хронов полярности.

В этой связи надо отметить, что в электронной базе авторов настоящей работы имеются данные аэромагнитной съемки 1998–1999 гг. Морской исследовательской лаборатории ВМФ США (Naval Research Laboratory — NRL) для западной половины Евразийского бассейна, которые были опубликованы в 2003 г. [22]. Авторы располагают результатами съемки по проекту LOMGRAV-09, опубликованными в [27], а также результатами исследований по программам

NOGRAM99, NOGRAM99-HELI, NOGRAM00. Указанные съемки были проведены на средней высоте полета 600 м.

Анализ данных этих съемок вдоль конкретных профилей наблюдения не подтверждает наличия вытянутых на десятки километров магнитных аномалий в море Линкольна южнее 85.5° с.ш. и не позволяет нам уверенно идентифицировать какие-либо линейные магнитные аномалии спрединговой природы как в море Линкольна, так и в области поднятия Морис Джесуп. Данное обстоятельство в совокупности с результатами сейсмических и гравиметрических исследований, изложенных выше, свидетельствует о континентальной природе литосферы поднятия Морис Джесуп и моря Линкольна южнее 85° с.ш.

Схема магнитной хронологии дна пригрнландской области Евразийского бассейна, а также наблюдаемые и теретические магнитные аномалии в модели инверсионного магнитоактивного слоя представлены на рис. 3. Наряду с известными в литературе хронами, схема включает в себя результаты уточнения, а также частичной реинтерпретации их в области к западу от поднятия Морис Джесуп.

Расчеты скоростей спрединга свидетельствуют о том, что в интервале хронов C25o–C13o разрастание дна шло со скоростями около 0.85–1.5 см/год. В интервале моложе C13y они уменьшились и скорость раскрытия не превышает 0.8 см/год при общем уменьшении скоростей спрединга в восточном направлении. Эти обстоятельства резко затрудняют проведение уверенной идентификации конкретных палеомагнитных аномалий (их магнитуда редко превосходит величины 50–100 нТл) и приводит к необходимости выделения цугов хронов и связанных с ними палеомагнитных аномалий (например, C4–5; C17–18 и т.д.).

Анализ палеомагнитных аномалий свидетельствует, что наиболее близкой к восточному склону поднятия Морис Джесуп со стороны котловины Амундсена является хрон C12o. К наиболее северному мысу плато подходит хрон C15y (в обоих случаях используются данные работы [22]).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных свидетельствуют, что плато Морис Джесуп и Ермак являются континентальным фрагментом, отторгнутым от

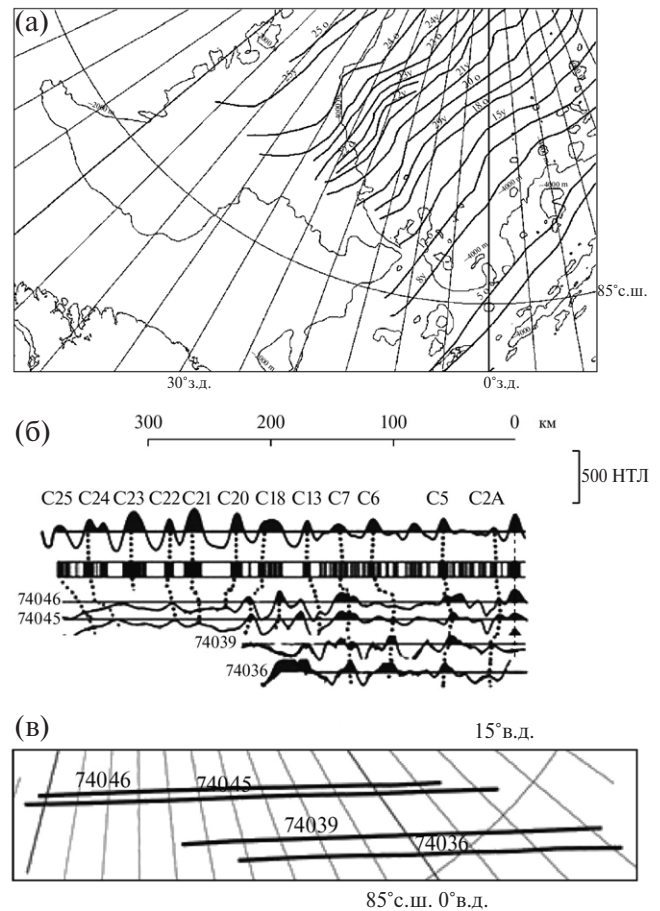


Рис. 3. (а) — Хроны возраста литосферы; (б) — теретические палеоаномалии в модели инверсионного магнитоактивного слоя и корреляция палеоаномалий C13–C25 вдоль профилей 74036, 74039, 74045 и 74046, положение которых приведено на врезке (в). Составлено по данным работ [16, 22, 27, 29] с использованием геохронологической шкалы по [36].

евразийского континента в процессе формирования Евразийского бассейна [30, 33, 34, 42]. Этому процессу, скорее всего, предшествовало значительное растяжение континентальной коры в области сочленения Шпицбергена и плато Морис Джесуп–Ермак. В этом контексте представляется невозможным существование линейных магнитных аномалий спрединговой природы на континентальном плато Морис Джесуп–Ермак. Поэтому мы вынуждены отказаться от палеомагнитной идентификации аномалий, например, приведенных в работах [31, 67, 68] и др., в их пределах.

Анализ этих данных вдоль профилей наблюдения из работы [22], а также профили из работы [27] не позволяют нам вслед за работой [22] уверенно идентифицировать в море Линкольн какие-либо линейные магнитные аномалии. Это

обстоятельство является основанием предложить первую реконструкцию трещины раскола некогда единого континентального плато Морис Джесуп–Ермак.

РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ ОТКОЛА

В настоящей работе методика Булларда [23] впервые применяется для случая совмещения континентальных склонов поднятия Ермак и поднятия Морис Джесуп в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана. Многочисленные опробования стыкуемости различных участков разных и одноименных изобат показало, что наиболее подходящими для целей па-

леогеодинамического анализа оказались участки изобат в интервале 1.9–2.2 км. Склон в этом интервале глубин является наиболее крутым (средний угол наклона поверхности склона превышает 7°) и, по сведениям [5] о характере соскальзывания осадочной толщи, обладающим наименьшей мощностью осадков (или даже полностью лишенный их).

Расчеты эйлеровых полюсов и углов поворота проводились по оригинальным программам Лаборатории геофизики и тектоники дна Мирового океана ИО РАН, инкорпорированным в программную среду Global Mapper [17], принципы расчета по которым изложены в работе [6]. Используемые для палеогеодинамических расчетов участки изобат встречных склонов мы для краткости будем называть конжугейтными.

Если раскол некогда единого массива Морис Джесуп–Ермак, в соответствии со схемой Вернике [69] связан с оползанием блоков континентальной коры Морис Джесупа по периферии Ермака, то многочисленные опробования стыкуемости различных участков разных и одноименных изобат показали, что наиболее подходящими для целей палеогеодинамического анализа оказались участки изобат в интервале 1.8–2.3 км.

Согласно оценочным расчетам, при положении эйлерова полюса конечного вращения в точке с координатами 73.36° с. ш. 23.56° з. д. удастся на протяжении более 130 км получить (рис. 4) весьма хорошее совмещение изобаты 2.0 км склона Ермака (участок между точками 1–2 на рис. 1) и изобаты 2.1 км Морис Джесупа (участок между точками 1'–2' на рис. 1). Угол поворота составил $8.1^\circ \pm 0.8^\circ$. При этом среднеквадратическое отклонение в расчетных точках совмещения составило ± 7 км (7 точек совмещения).

Таким образом, в результате проведенных расчетов выполнено восстановление оси зоны раскола некогда единого континентального плато Морис Джесуп–Ермак (жирная линия на рис. 5). Важным обстоятельством реконструкции является выявление разности глубин стыкуемых изобат в сотню метров. На основании проведенной реконструкции путем введения поправок на оползание выше рассмотренных фрагментов удастся провести восстановление первичной палеобатиметрии дна перед отколом этих оползающих фрагментов (рис. 6).

Из этих рисунков видно, что первоначально периферические участки плато Морис Джесуп

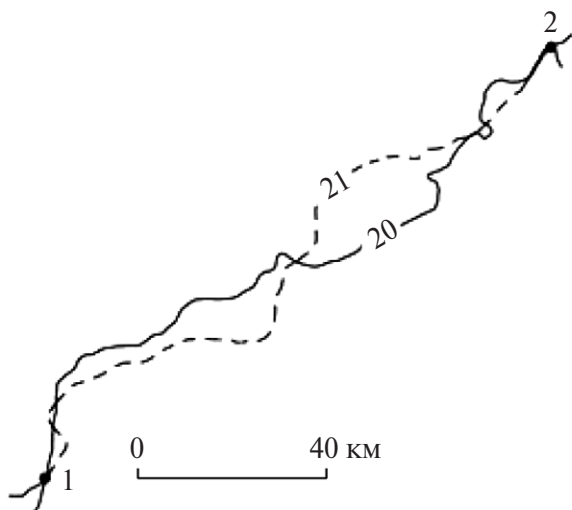


Рис. 4. Стыковка конжугейтных отрезков изобат поднятия Морис Джесуп (изобата 2.1 км — пунктир) и плато Ермак (изобата 2.0 км — сплошная линия). Точки 1–2 — те же, что и на рис. 1.

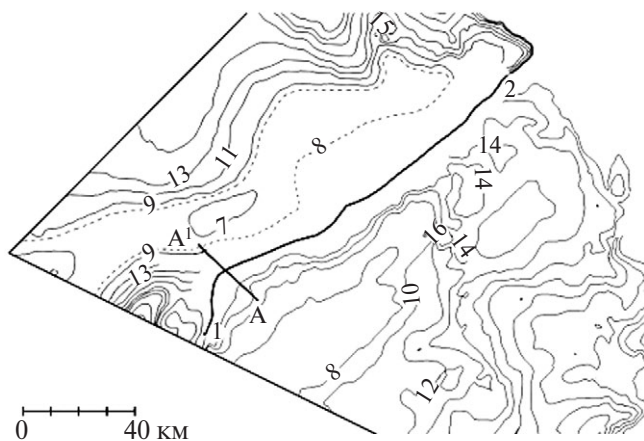


Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция смыкания встречных склонов поднятий Морис Джесуп и Ермак по конжугейтным изобатам и восстановленная палеобатиметрия. Показана ось откола (отрезок жирной кривой линии). Точки 1–2 — те же, что и на рис. 1.

возвышались над основной поверхностью шельфа Ермака не более чем на сотню метров.

Приведенные выше параметры раскрытия позволяют восстановить геометрию трещины раскола между Морис Джесуп и Ермаком, но не несут в себе информацию о времени откола. Вместе с тем данные рис. 4 свидетельствуют, что наиболее древний хрон у подножья поднятия Морис Джесуп со стороны поднятия Ермак датируется как C12o. Аналогичная датировка хрона известна и у подножья поднятия Ермак [16, 22]. При этом хрон C15o отмечается непосредственно у наиболее северного подводного мыса поднятия Морис Джесуп. Это позволяет предполагать, что разрыв континентальной коры вдоль реконструированной нами трещины раскола произошел в интервале хронов C15o—C13y (35.294—33.705 млн л. н.), а регулярный спрединг начался в интервале хронов C12o—C13y (33.705—33.157 млн л. н.) и продолжается до настоящего времени. А описывающие регулярный спрединг эйлеровы полюса концентрируются в интервале 63°—73° с. ш. 129°—145° в. д. (данные работ [4, 32, 58, 64] и др.). Тем самым процесс раскола единого плато Морис Джесуп—Ермак продолжался около 1.5 млн лет в интервале 35.3—33.7 млн л. н.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате проведенных исследований получено, что литосфера моря Линкольна образовалась в процессе растяжения континентального гренландско-баренцевоморского шельфа. До начала растяжения континентальные мелководные плато Морис Джесуп и Ермак представляли собою единое целое. В процессе рифтинга шельфа это единое континентальное плато расколосось, дав начало процессу пропегейтинга срединно-океанического хребта Гаккеля на юг к Атлантике. Процесс раскола продолжался около 1.5 млн лет в интервале 35.3—33.7 млн л. н. Внедрение многочисленных даек основного состава в процессе рифтинга могло обусловить высокоамплитудные магнитные аномалии на едином плато. Впервые проведено восстановление геометрии трещины раскола континентальной коры, определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие его кинематику, а также восстановлена палеобатиметрия на флангах трещины раскола.

Источник финансирования. Настоящая работа выполнена в рамках Государственного задания (проект № 0149-2019-0005). При этом методи-

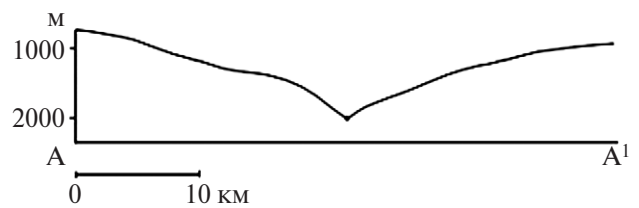


Рис. 6. Профиль палеобатиметрии вдоль линий А—А' на рис. 5 перед расколом единого континентального поднятия Морис Джесуп—Ермак.

ческие вопросы совмещения конжугейтных изобат прорабатывались в рамках проекта РФФИ № 17-05-00075.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисов Г. П.* Сейсмологические исследования НИИГА — ВНИИ Океангеология в Арктике (история, достижения, перспективы) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 27—41.
2. *Богданов Н. А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13—30.
3. *Виноградов А. Н., Верба М. Л., Митрофанов Ф. П.* Реконструкция эволюции и моделирование рифтогенно-коллизонных систем Евро-Арктического региона // Формирование основ современной стратегии природопользования в Евро-Арктическом регионе. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2005. С. 16—39.
4. *Глебовский В. Е., Каминский В. Д., Минаков А. Н. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21—42.
5. *Жмур В. В., Сапов Д. А., Нечаев И. Д. и др.* Интенсивные гравитационные течения в придонном слое океана // Изв. РАН. Сер. физическая. 2002. Т. 66. № 12. С. 1721—1726.
6. *Зоненшайн Д. Д., Ломизе М. Г., Рябухин А. Г.* Пособие к практическим занятиям по геотектонике. М.: Изд-во МГУ, 1990. 95 с.
7. *Карасик А. М.* Некоторые особенности геосторического анализа аномального магнитного поля в условиях медленного разрастания океанического дна (на примере евразийского бассейна Северного Ледовитого океана) // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981. С. 162—174.
8. *Ким Б. И., Глезер З. И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2007. № 4. С. 63—83.
9. *Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Богатиков О. А.* Современный суперконтинент северная Пангея и геодинамические причины его образования // Геотектоника. 2010. № 6. С. 8—23.
10. *Лобковский Л. И., Вержбицкий В. Е., Кононов М. В. и др.* Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое — кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. 2011. № 1. С. 104—115.

11. *Поселов В. А., Жолондэ С. М., Трухалев А. И. и др.* Карта мощности осадочного слоя Северного Ледовитого океана // Тр. ВНИИОкеангеология. 2012. Т. 223. Вып. 8. С. 8–14.
12. *Соколов С. Ю.* Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. 2009. № 1. С. 23–38.
13. *Филатова Н. И., Хаин В. Е.* Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса циркумполярного региона // Геотектоника. 2010. № 3. С. 3–29.
14. *Черных А. А., Крылов А. А.* История седиментогенеза в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // Тр. ВНИИОкеангеология. 2010. Т. 210. С. 56–66.
15. *Шрейдер А. А.* Магнетизм океанической коры и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59–70.
16. *Шрейдер А. А.* Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого Океана // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 768–777.
17. *Шрейдер А. А.* Модель откола Марвин спура от хребта Ломоносова в Северном ледовитом океане // Океанология. 2014. Т. 54. № 4. С. 530–537.
18. *Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
19. *Avey A., Gaina C., Kusznier N., Torsvik T.* Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 310–321.
20. *Backman J., Moran K., McInroy D. B. et al.* Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program // ODP. 2006. V. 302. 169 p.
21. Bathymetry Data Base // IBCAO topex.ucsd.edu/html/mar_topo.html. 2015.
22. *Brozena J., Childers V., Lawver L. et al.* New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge implications for basin development // Geology. 2003. V. 31. P. 825–828.
23. *Bullard E., Everett J., Smith A.* The fit of continents around Atlantic. Symposium on continental drift // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1965. V. 258A. P. 41–51.
24. *Childers V., McAdoo D., Brozena J., Laxon S.* New gravity data in the Arctic Ocean: Comparison of airborne and ERS gravity // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 8871–8886.
25. *Cochran J., Edwards M., Coakley B.* Morphology and structure of the Lomonosov ridge, Arctic ocean // Geoch. Geoph. Geos. 2006 V. 7. 26 p.
26. *Coles R., Taylor P.* Magnetic anomalies. // Geology of North America. V.1. Geol. Soc. Am., Boulder. Colorado., 1990. P. 119–132.
27. *Dossing A., Jackson H., Matzka J.* On the origin of the Amerasia basin and the high Arctic large igneous province — results of new aeromagnetic data // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 363. P. 219–230.
28. *Dossing A., Stemmerik L., Dahl-Jensen T., Schindwein V.* Segmentation of the eastern north Greenland oblique shear margin—regional plate tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 292. P. 239–253.
29. *Engen O., Gjengedal J., Faleide J. et al.* Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen basin, Arctic ocean // Geophys. J. Int. 2009. V. 176. P. 805–821.
30. *Engen O., Faleide J. I., Tsikalas F. et al.* Structure of the west and north Svalbard margins in a plate tectonic setting // ICAM-IV. Canada, Dartmouth. 2003. P. 40.
31. *Engen O., Faleide J., Dyreng T.* Opening of the Fram strait gateway: a review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. V. 450. P. 51–69.
32. *Gaina C., Roest W. R., Muller R. D.* Late Cretaceous — Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 197. P. 273–286.
33. *Geissler W., Jokat W.* A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // Geophys. J. Int. 2004. V. 158. P. 50–66.
34. *Geissler W., Jokat W., Brekke H.* The Yermak plateau in the Arctic ocean in the light of reflection seismic data — implication for its tectonic and sedimentary evolution // Geophys. J. Int. 2011. V. 187. P. 1334–1362.
35. *Grachev A. F.* The Arctic rift system and the boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates: New insight to plate tectonic theory // Rus. J. Earth Sci. 2003. V. 5. P. 307–345.
36. *Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G.* The Geologic Timescale 2012 // Elsevier, 2012. 1139 p.
37. *Grantz A., Hart P., Childers V.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Geol. Soc. Lond. Mem. 2011. V. 35. P. 771–799.
38. *Grantz A., Scott R., Drachev S. et al.* Sedimentary successions of the Arctic region (58–64° to 90° N) that may be prospective for hydrocarbons // Geol. Soc. Lond. Mem. 2011. V. 35. P. 17–37.
39. *Jackson H., Johnson G.* Summary of arctic geophysics // J. Geodyn. 1986. V. 6. P. 245–262.
40. *Jakson H., Gunnarson K.* Reconstructions of the Arctic: Mesozoic to Present // Tectonophysics. 1990. V. 172. P. 303–322.
41. *Jakson H., Dahl-Jensen T., LORITA group.* Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov ridge, Arctic ocean // Geophys. J. Int. 2010. V. 182. P. 11–35.
42. *Jokat W., Micksch U.* The sedimentary structure of Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. L02603. doi:10.1029/2003/GL018352.
43. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al.* New insights into the evolution of the LR and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. 122. P. 378–392.
44. *Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.* Lomonosov Ridge — a double-sided continental margin // Geology. 1992. V. 20. P. 887–890.
45. *Kashubin S., Petrov O., Andrusov E. et al.* Crustal thickness in the circum arctic // ICAM VI Proceedings. Fairbanks. Alasca. 2011. P. 1–18.
46. *Kovacks L., Bernero C., Johnson G. et al.* Residual magnetic anomaly chart of the Arctic ocean region. Geol. Soc. Am. Map and Chart series. MC53. Scale 1:6000000. 1985. 1 sheet.
47. *Kristoferson Y.* Eurasia Basin // Geology of North America. V.1. Geol. Soc. Am. Boulder. Colorado. 1990. P. 365–378.
48. *Kristoffersen Y., Husebye E.* Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM-IV // Tectonophysics. 1985. V. 114. P. 103–115.
49. *Kristoffersen Y., Mikkelsen N.* On sediment deposition and nature of the plate boundary at the junction between the submarine Lomonosov ridge, Arctic ocean and the continental margin of arctic Canada / north Greenland // Mar. Geol. 2006. V. 225. P. 265–278.

50. *Langinen A., Lebedeva-Ivanova N., Gee D., Zamansky Ya.* Correlation between the Lomonosov ridge, Marvin spur and adjacent basins of the Arctic ocean based on seismic data // *Tectonophysics*. 2009. V. 472. P. 309–322.
51. *Lawver L., Grantz A., Gahagan L.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 333–358.
52. *Lebedeva-Ivanova N.* Geophysical studies bearing on the origin of the Arctic ocean digital comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the faculty of science and technology 729. Uppsala Univ. 2010. 79 p.
53. *McAdoo D., Farrell S., W. Laxon S. et al.* Arctic Ocean gravity field derived from ICESat and ERS-2 altimetry: Tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. 12 p.
54. *Minakov A., Faleide J., Glebovsky V., Mjelde R.* Structure and evolution of the northern Barents-Kara sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 188. P. 79–102.
55. *Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al.* The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441. P. 601–605.
56. *Okay N., Crane K.* Thermal rejuvenation of the Ermak plateau // *Marine Geophys. Res.* 1993. V. 15. P. 243–263.
57. *Oakey G., Stephenson R.* Crustal structure of the Innuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: implications for the Palaeogene Eureka orogeny // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 173. P. 1039–1063.
58. *Pitman W. C., Talwani M.* Sea-floor spreading in the North Atlantic // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. V. 83. P. 619–649.
59. *Poselov V., Butsenko V., Chernykh A. et al.* The structural integrity of the Lomonosov ridge with the north American and Siberian continental margins // *ICAM VI Proceedings*. 2011. P. 233–268.
60. *Ritzmann O., Jokat W.* Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 152. P. 139–159.
61. *Ritzmann O., Jokat W., Czuba W. et al.* A deep seismic transect from Hovgard Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: A sheared margin study // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. P. 683–702.
62. *Srivastava S.* Evolution of the Eurasian basin and its implication to the motion of Greenland along Nares atrait // *Tectonophysics*. 1985. V. 114. P. 29–53.
63. *Taylor P., Kovacs L., Vogt P., Johnson G.* Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin, 2 // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 6323–6333.
64. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. V. 88. P. 969–999.
65. *Urlaub M., Schmidt-Aursch M., Jokat W., Kaul N.* Gravity crustal models and heat flow measurements for the Eurasia basin, Arctic ocean // *Marine Geophys. Res.* 2009. V.30. P. 277–292.
66. *Vogt P.* Magnetic anomalies and crustal magnetization // *The western North Atlantic region*. Geol. Soc. Am. Boulder. Col. 1986. P. 229–256.
67. *Vogt P., Taylor P., Kovacs L., Johnson G.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 1071–1089.
68. *Weigelt E., Jokat W.* Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 145. P. 505–516.
69. *Wernicke B.* Low angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogeny // *Nature*. 1981. V. 291. P. 645–648.
70. *Winkelmann D., Jokat W., Niessen F. et al.* Age and extent of the Yermak slide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // *G³*. 2006. V. 7. № 6. 12 p. doi:10.1029/2005GC001130
71. WWW.earthquake.usgs.2015

KINEMATICS OF THE NEARGREENLAND REGION IN THE EURASIAN BASIN

© 2019 A. A. Schreider^{1*}, A. E. Sazhneva¹, M. S. Kluev¹, A. L. Brehovskikh¹,
I. Ya. Rakitin¹, O. A. Zuev²

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

*e-mail: aschr@ocean.ru

Received November 24, 2015

After revision July 02, 2018

The bottom of the Lincoln Sea was formed in a continental area stretching Greenland-Barents Sea shelf. Prior to stretching the continental plateau of the shallow Morris Jesup and Ermak represented the single unit. In the course of a single continental rifting is split in the plateau, giving rise to a process propagating mid-oceanic Gakkel Ridge. The process continued split-huddled around 1.5 my. in the range of 35.3–33.7 my. The introduction of numerous basic dikes in the process of rifting could determine high amplitude magnetic anomalies on a single plateau. For the first time carried out the restoration of the geometry of the crack split the continental crust, the Euler pole and angle describing its kinematics and restored paleobathymetry on the flanks of the cracks.

Keywords: Arctic ocean, near-Greenland region, Euler poles, bottom kinematic