

## ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КРАЕВЫХ ПЛАТО НА ПРИМЕРЕ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Г.Д. Агранов, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский\*

*Рассматриваются особенности образования краевых плато в ранний период раскрытия Северной Атлантики. Океаническое раскрытие между Гренландией и Европой (образование Северной Атлантики) началось примерно 50–55 млн лет назад после длительного периода рифтогенеза, за которым последовало формирование спредингового хребта Эгир и образование бассейна Норвежской котловины. С этого момента началось формирование серии специфических структур – краевых плато. В статье с помощью метода физического моделирования рассмотрены условия их формирования. Выделены три группы структур и проведена их типизация по механизму образования. Каждому из типов структур была посвящена серия экспериментов. Проведено сопоставление экспериментальных результатов с предполагаемой моделью формирования и эволюции краевых плато.*

**Ключевые слова:** Северная Атлантика, краевые плато, плато Воринг, плато Ермак, плато Моррис-Джесуп, пассивная окраина, физическое моделирование.

**Ссылка для цитирования:** Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование условий формирования краевых плато на примере структур Северной Атлантики // Жизнь Земли. 2023. Т. 45, № 3. С. 341–354. DOI: 10.29003/m3550.0514-7468.2023\_45\_3/341-354.

Поступила 24.06.2023 / Принята к публикации 06.09.2023

## PHYSICAL MODELING OF THE FORMATION CONDITIONS OF MARGINAL PLATEAUS ON THE EXAMPLE OF STRUCTURES IN THE NORTH ATLANTIC OCEAN

G.D. Agranov<sup>1,3</sup>, E.P. Dubinin<sup>1,2</sup>, Dr. Sci (Geol. & Mineral.), A.L. Grokholskii<sup>1</sup>, PhD

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University (Faculty of Geology)

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University (Earth Science Museum)

<sup>3</sup> Geological Institute of RAS

*Peculiarities of the formation of marginal plateaus in the early period of the opening of the North Atlantic Ocean are considered. The oceanic opening between Greenland and Europe (formation of the North Atlantic Ocean) began approx. 50–55 Mya after a long period of rifting, followed by the formation of the Aegir spreading ridge and the formation of the basin of the Norwegian Deep. Since that moment, the formation of a series of specific structures (marginal plateaus) began. The article considers conditions for their formation, using the physical modeling method. Three groups of structures were distinguished and typified according to the formation mechanism. A series of experiments was performed to each type of structures. Experimental results are compared with our proposed model for the formation and evolution of marginal plateaus.*

**Keywords:** North Atlantic Ocean, marginal plateaus, Vøring Plateau, Yermak Plateau, Morris Jesup Rise, passive margin, physical modeling.

\* Агранов Григорий Дмитриевич – аспирант геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, м.н.с. Геологического института РАН, [Agranovgr@gmail.com](mailto:Agranovgr@gmail.com); Дубинин Евгений Павлович – д.г.-м.н., Геологический факультет МГУ, зав. сектором Музея землеведения МГУ, [edubinin08@rambler.ru](mailto:edubinin08@rambler.ru); Грохольский Андрей Львович – к.г.-м.н., с.н.с. Музея землеведения МГУ, [andregro2@yandex.ru](mailto:andregro2@yandex.ru).

**For citation:** Agranov, G.D., Dubinin, E.P., Grokholskii, A.L., “Physical modeling of the formation conditions of marginal plateaux on the example of structures in the North Atlantic Ocean”, *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] 45, no 3, 341–354 (2023) (in Russ., abstr. in Engl.). DOI: 10.29003/m3550.0514-7468.2023\_45\_3/341-354.

**Введение.** Древнейшие линейные магнитные аномалии в Северной Атлантике датируются ранним эоценом (50–55 млн лет) [12]. Началу раскрытия океана предшествовал этап длительного растяжения континентальной литосферы, в результате которого зародился хребет Эгир, сформировавший Норвежскую котловину [13, 14]. На первых этапах формирования и развития хребта Эгир началось формирование краевых плато. Структуры краевых плато широко распространены в Северной Атлантике (рис. 1). К ним относятся плато Воринг и плато Морё на Норвежском шельфе, плато Моррис-Дже-суп и плато Ермак, банка Филя в Лабрадорском море, банки Галиция и Флэмиш-Кэп, расположенные на окраинах Иберии и Ньюфаундленда. Большинство из них неплохо изучены. Как правило, они имеют сходную морфологическую выраженность в виде погружённых выступов фундамента. Очевидно, что все они формировались в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Однако условия их формирования изучены ещё недостаточно хорошо.

Целью настоящей работы является выявление геодинамических условий формирования краевых плато Северной Атлантики на основе физического моделирования.

**Плато Воринг** располагается в центральной части Норвежской окраины (см. рис. 1) и известно своими многочисленными магматическими интрузиями. С северо-востока плато ограничено разломом Бивроста, а с юго-запада – разломной зоной Феринга.

На рис. 2 представлены два профиля через плато Воринг – продольный и поперечный, построенные в программном пакете GeoMapApp и визуализированные в программном пакете Grapher.

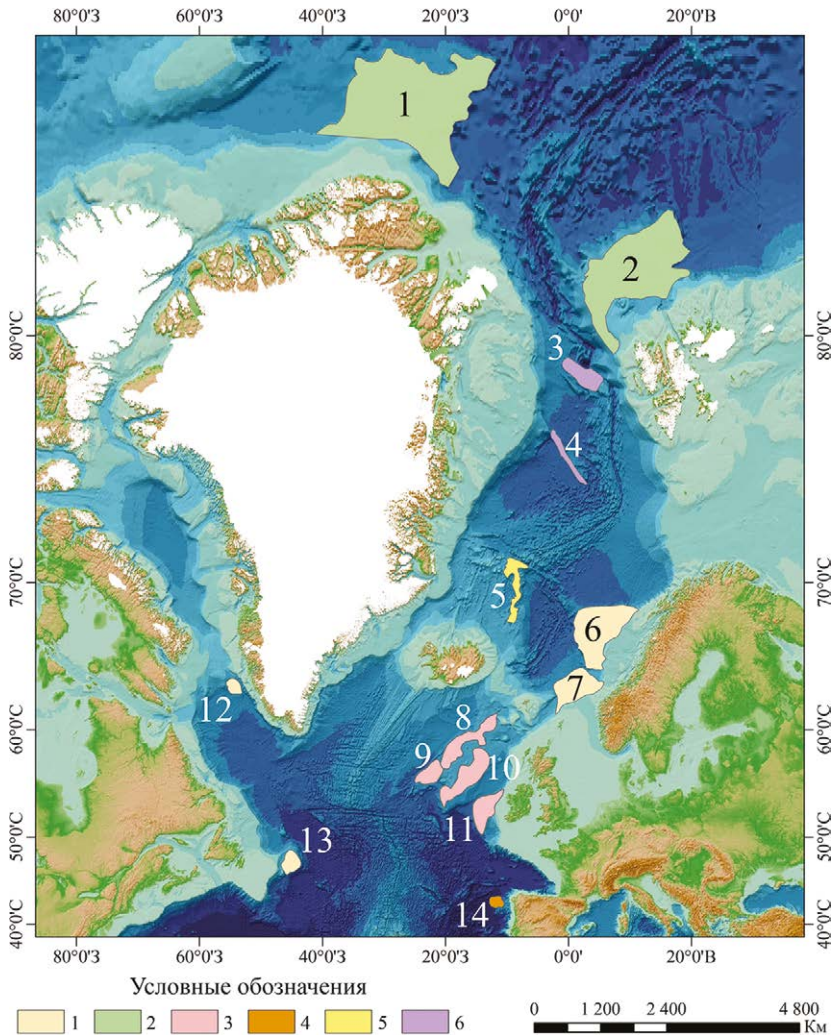
На поперечном профиле видно понижение значения поля силы тяжести в редукции Буге в районе плато Воринг, что свидетельствует о континентальном происхождении данного объекта. Но значения меняются плавно, что может свидетельствовать об утонении континентальной литосферы.

На продольном профиле также отчётливо видно понижение значений поля силы тяжести в аномалии Буге по мере движения с северо-запада на юго-восток от океанической коры через плато Воринг к суше. Опять же, значения меняются не резко, а плавно, что также может свидетельствовать об утонении и «утяжелении» континентальной литосферы большим количеством интрузивных тел основного и среднего состава [17].

В исследуемом регионе выявлены три основных этапа рифтинга, которые привели к образованию грабенов, бассейнов и структурных поднятий. Первый произошёл в карбон-пермское время и совпал с началом рифтинга в Северной Атлантике [9]. Следующий этап определяется периодом от средне-позднеюрского до раннемелового времени. В это время происходила активная аккумуляция, что привело к формированию мощной меловой осадочной толщи, состоящей в основном из сланцев.

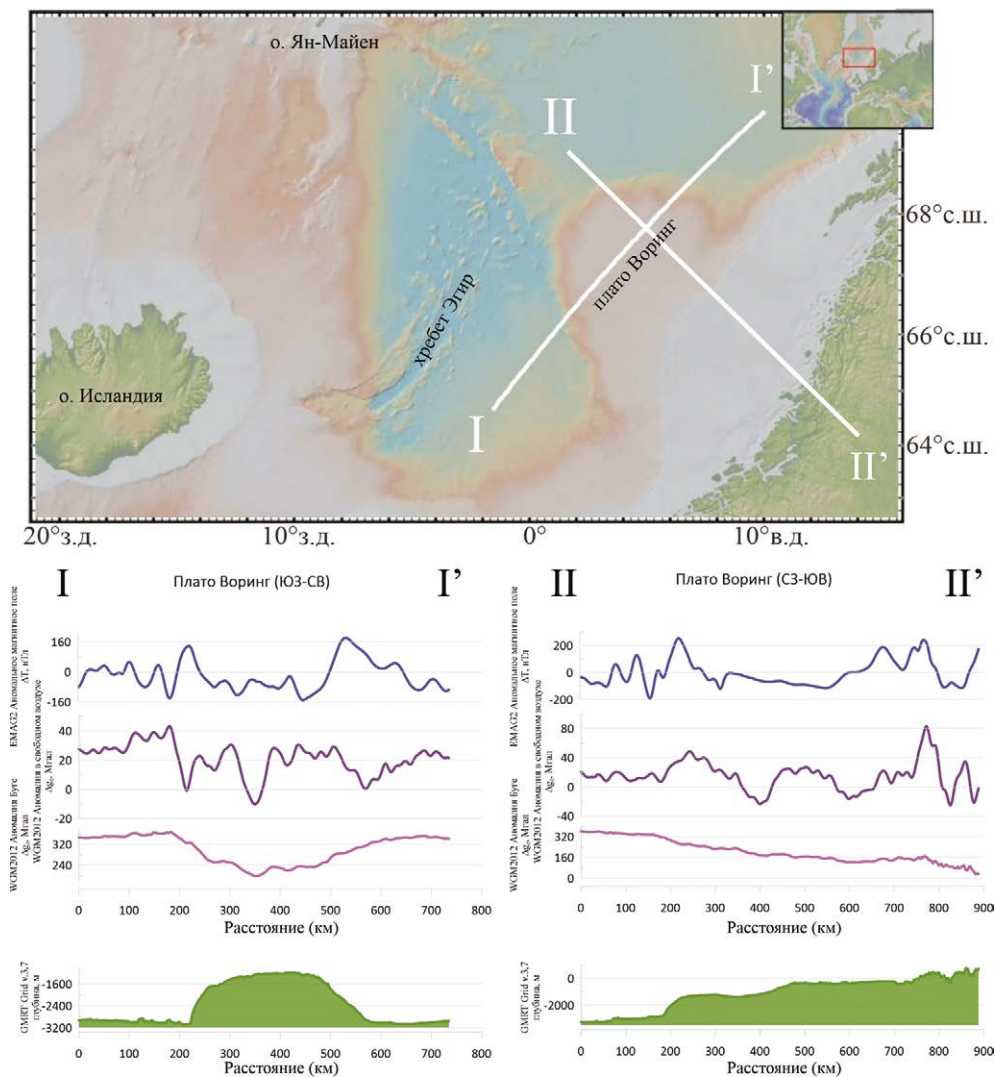
Третий и последний эпизод произошёл в период с позднего мела до раннего эоцена и совпал с раскрытием Северной Атлантики, развитием разломной зоны Фёринга и внедрением многочисленных силлов в недавно сформировавшемся бассейне [16].

Стратиграфическая колонна района состоит преимущественно из морских и глубоководных отложений (преобладают сланцы) с прослоями мелких морских отложений (в основном песчаника) в верхнеюрском и меловом периоде. Встреча-



**Рис. 1.** Распределение микроконтинентов и краевых плато в Северной Атлантике. Условные обозначения: 1 – краевые плато, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия; 2 – краевые плато, сформировавшиеся в результате раскола континентального выступа, 3 – краевые плато, сформировавшиеся в результате развития детачмента, 4 – микроконтиненты, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия, 5 – микроконтиненты, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия и действия горячей точки, 6 – микроконтиненты, сформировавшиеся в результате компенсации трансформных разломов. Цифрами обозначены: 1 – плато Моррис-Джесуп, 2 – плато Ермак, 3 – хр. Ховгаард, 4 – Гренландский хр., 5 – хр. Ян-Майен, 6 – плато Воринг, 7 – плато Морё, 8 – банка Эдорас, 9 – банка Хаттон, 10 – банка Роккол, 11 – банка Поркьюпайн, 12 – банка Фила, 13 – о. Флэмиш-Кэп, 14 – банка Галиция.

**Fig. 1.** Distribution of microcontinents and marginal plateaux in the North Atlantic Ocean. Legend: 1 – marginal plateaux formed as a result of the overlap zone development; 2 – marginal plateaux formed as a result of split of the continental ledge, 3 – marginal plateaux formed as a result of the detachment development, 4 – microcontinents formed as a result of the overlap zone development, 5 – microcontinents formed as a result of the overlap zone development and the hot spot action, 6 – microcontinents formed as a result of compensation of transform faults. The numbers indicate: 1 – Morris Jesup rise, 2 – Yermak plateau, 3 – Novgaard ridge, 4 – Greenland ridge, 5 – Jan Mayen ridge, 6 – Vøring plateau, 7 – More plateau, 8 – Edoras bank, 9 – Hatton bank, 10 – Rockall plateau, 11 – Porcupine bank, 12 – Fila bank, 13 – Flemish cap, 14 – Galicia bank.



**Рис. 2.** Вверху: батиметрическая карта (GMRT) плато Воринг с нанесёнными линиями профилей. Внизу: поперечный (I) и продольный (II) профили через плато Воринг. Синяя линия – данные по магнитным аномалиям; фиолетовая линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; розовая линия – гравитационная аномалия Буге; зелёный профиль – рельеф.

**Fig. 2.** Above: Bathymetric map (GMRT) of the Vøring Plateau with profile lines plotted. Below: Transverse (I) and longitudinal (II) profiles across the Vøring Plateau. Blue line – data on magnetic anomalies; purple line – gravity anomaly in free air; the pink line is the Bouguer gravitational anomaly; green profile – the relief.

ются редкие прослои мела палеоценового времени. Нижний эоцен характеризуется активным внедрением основных и средних интрузивных тел. Олигоценные, неогеновые и четвертичные отложения представляют собой в основном сланцы с некоторыми обломками льда в плио-плейстоцене. Время внедрения интрузивных тел составляет ~55 млн лет, что подтверждается возрастом, полученным в резуль-

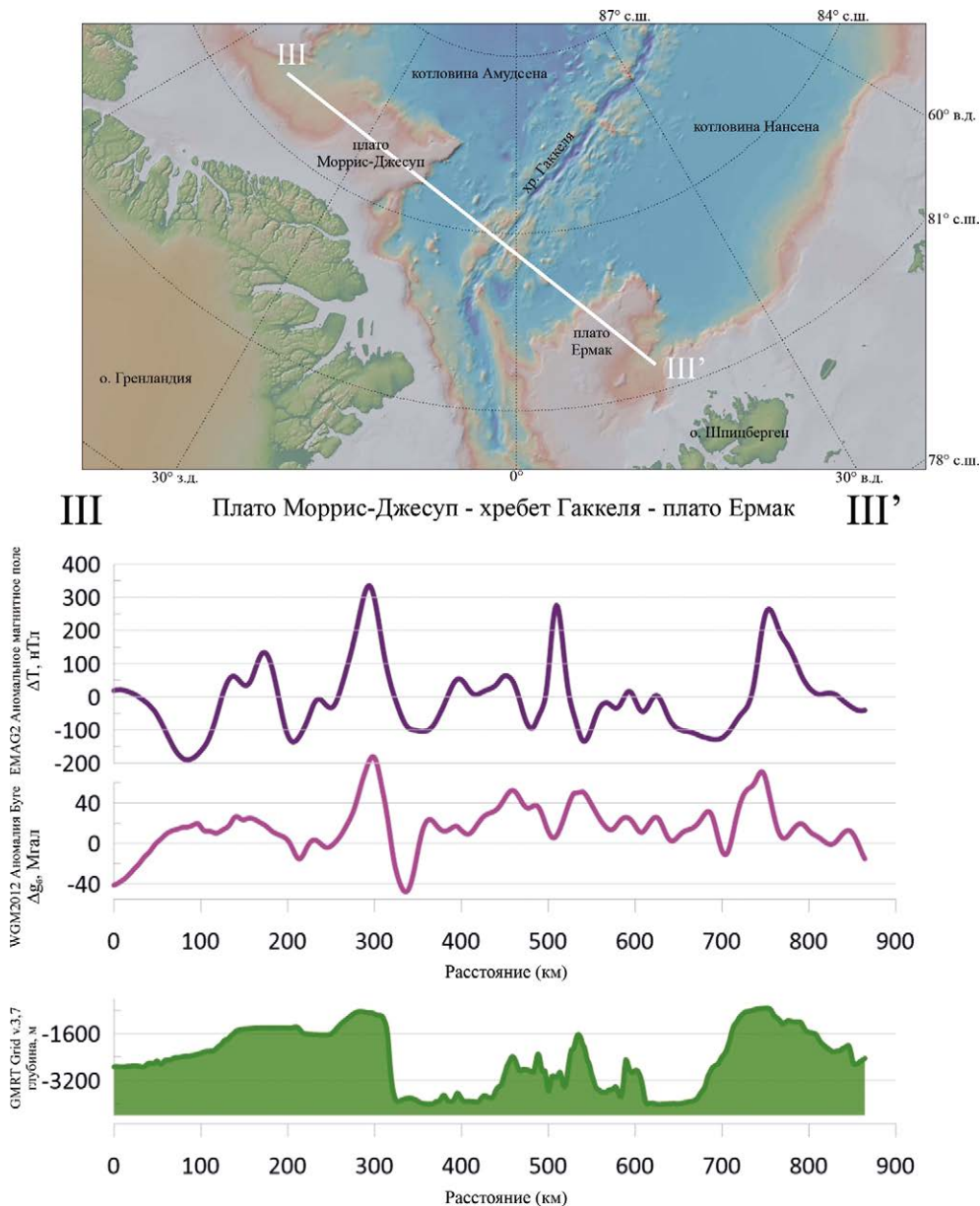
тате датирования цирконов из силлов в районе плато Воринг ( $55,6 \pm 0,3$  млн лет и  $56,3 \pm 0,4$  млн лет) [16].

**Плато Ермак и плато Моррис-Джесуп.** Плато Ермак и плато Моррис-Джесуп располагаются симметрично относительно оси западной оконечности спредингового хребта Гаккеля со стороны котловин Амундсена и Нансена в районе их соединения с континентальной окраиной Гренландии и Шпицбергена соответственно (**рис. 1, 3**). Плато Моррис-Джесуп имеет сложное блоковое строение. Наиболее поднят его юго-восточный блок (глубины от 300 до 970 м), относительно опущен (глубины 700–1000 м) соседний с северо-запада блок (плато Воронова), и ещё более погружены следующие к северо-западу блоки (глубины 2200–2400 м и 2600–2800 м) [6].

Плато Ермак, также как плато Моррис-Джесуп, наиболее поднято вблизи котловины Нансена (глубины 700 м), затем по сбросовым ступеням опускается до глубины более 2000 м и далее переходит в континентальный склон, за бровкой которого начинается шельф Шпицбергена [1, 6, 11]. На рис. 3 представлен профиль, простирающийся через плато Моррис-Джесуп, плато Ермак и хребет Гаккеля, разделяющий их. Рифтовая зона хребта Гаккеля, как и в районе шельфа моря Лаптевых, упиралась здесь в мощный Гренландско–Шпицбергенский континентальный блок. Однако в отличие от шельфа моря Лаптевых, где диффузный рифтинг сформировал систему грабенов, заполненных осадочным материалом, но не привёл к континентальному расколу, между Гренландией и Шпицбергеном произошёл раскол, в результате которого сформировались погружённые, выдвинутые в сторону океана и симметрично расположенные относительно хребта Гаккеля плато Моррис-Джесуп и плато Ермак. Сопряжённые краевые зоны обоих плато чётко фиксируются в гравитационных и магнитных аномалиях, что свидетельствует об изменении в строении коры (рис. 3). «Неудавшиеся» попытки проникновения рифтовой зоны хребта Гаккеля в пределы Гренландско–Шпицбергенского континентального блока запечатлены в виде бассейна Софии, в структуре фундамента которого наблюдается палеорифт, или авлакоген. Юго-западная окраина плато Ермак подверглась сдвиговым деформациям, начавшимся ~50 млн лет назад в связи с формированием транзитной зоны между спрединговыми хребтами Гаккеля и Мона [11]. Полагают, что разделение между плато Ермак и плато Моррис-Джесуп произошло ~35 млн лет назад, когда изменения в относительном движении между Гренландией и Шпицбергеном стали значительными [8]. Отметим, что в это же время прекратился спрединг в Лабрадорском море.

**Методика физического моделирования.** Экспериментальные исследования проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея земледования МГУ в соответствии с условиями и методиками, описанными в работах [2, 5, 6, 15]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твёрдые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига,  $\tau_s / \rho g H = \text{const}$ , где  $\tau$  – характерные надгидростатические напряжения;  $\rho$ ,  $H$  – соответственно плотность и толщина литосферы;  $g$  – ускорение свободного падения [15].

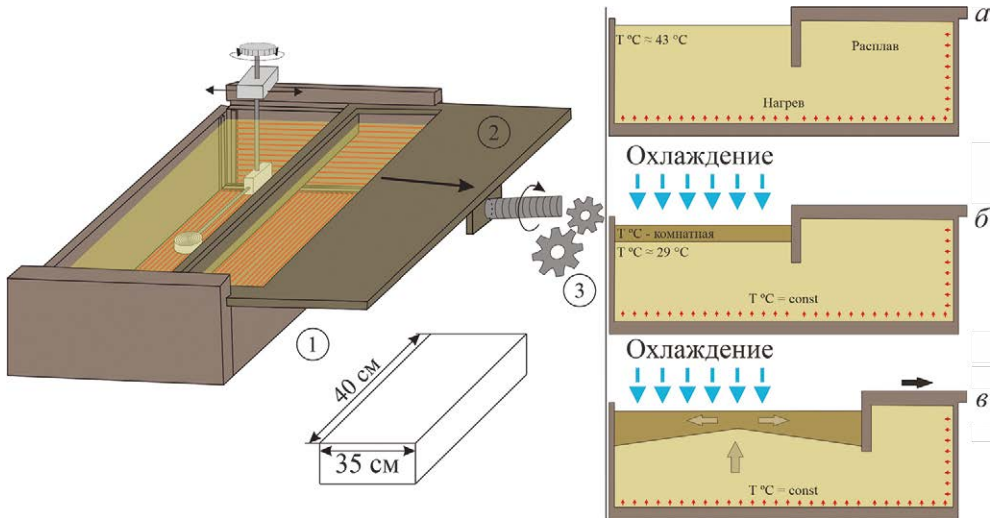
Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну (**рис. 4**) с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества создаётся благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модели. Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального или косоугольного растяжения модельной плиты. Изменение длительности её охлаждения при подготовке обеспечивает различное



**Рис. 3.** Поперечный разрез через плато Моррис-Джесуп, хребт Гаккеля и плато Ермак, построенный в программном пакете GeoMapApp и визуализированный в программном пакете Grapher. Синяя линия – данные по магнитным аномалиям; фиолетовая линия – аномалия силы поля тяжести в свободном воздухе; зелёный профиль – рельеф.

**Fig. 3.** A cross-section through the Morris Jesup Rise, the Gakkel Ridge and the Yermak Plateau, built in the GeoMapApp software package and visualized in the Grapher software package. Blue line – data on magnetic anomalies; the purple line is the gravity field anomaly in free air; green profile is the relief.

соотношение её хрупкого и пластичного слоёв [2]. При проведении эксперимента вещество нагревается. Затем начинается процесс охлаждения расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (см. рис. 4). После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины, начинается её горизонтальное растяжение. При необходимости создания ослабленной или более прочной зоны часть плиты соответственно вырезалась и удалялась или дополнительно охлаждалась.



**Рис. 4.** Экспериментальная установка (слева), подготовка модели в разрезе (справа). 1 – ванна из текстолита; 2 – рамка с поршнем; 3 – электромеханический привод.

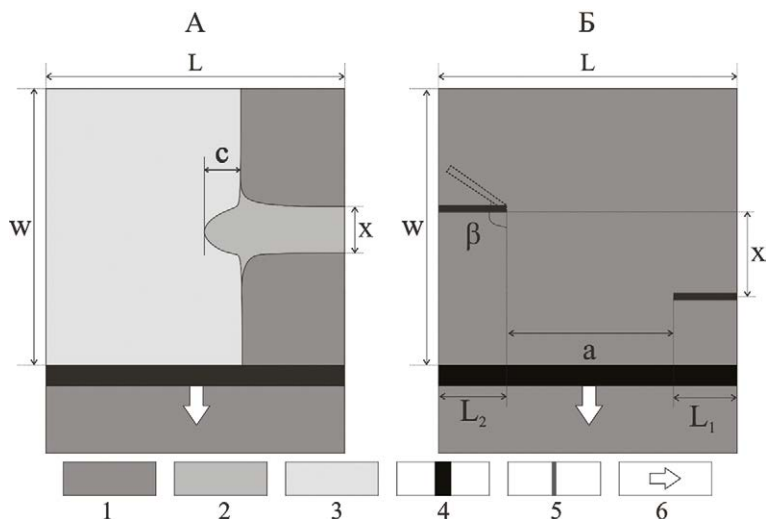
**Fig. 4.** Experimental setup (left), sectional model preparation (right). 1 – textolite bath; 2 – frame with a piston; 3 – electromechanical drive.

**Результаты физического моделирования.** Для решения поставленных выше задач были проведены две серии экспериментов, посвящённых формированию краевых плато (рис. 5).

Первая серия экспериментов была посвящена моделированию сопряжённых плато Ермак и Моррис-Джесуп. Создавалась модель с неровной границей континент–океан, с тремя секторами с различными значениями мощности литосферы: прочная континентальная литосфера, сильно растянутая континентальная литосфера, океаническая литосфера (см. рис. 5А). После того как в модели был сформирован самый тонкий участок, включался электропривод и начиналось растяжение.

Во второй серии моделировалось формирование краевого плато Воринг (см. рис. 5Б). Была определена первоначальная геометрия рифтовых трещин, формирующихся при расколе континента с учётом структурно-вещественных неоднородностей в дораскольной литосфере исследуемого региона. В данной серии в первоначальной континентальной литосфере задавались две трещины с горизонтальным и вертикальным разносом. Также варьировался угол первоначальных разрезов от 0° до 60° относительно направления растяжения. После этого в модели начинали растяжение.

**Серия № 1. Моделирование формирования двух сопряжённых краевых плато при наличии неровности границы континент–океан на примере плато Ермак и плато**



**Рис. 5.** Схемы и параметры серий экспериментов. А – формирование погружённых плато при расколе неровной границы континент–океан; Б – формирование погружённых плато и микроконтинентов при наличии зоны перекрытия рифтовых трещин.

Условные обозначения: (1) – модельная континентальная литосфера; (2) – модельная утонённая континентальная литосфера; (3) – модельная океаническая литосфера; (4) – поршень; (5) – разрезы; (6) – направление растяжения,  $L_1$  – длина нижнего разреза,  $L_2$  – длина верхнего разреза,  $x$  – поперечное смещение между разрезами (в серии А ширина ослабленной зоны),  $a$  – продольное смещение между разрезами,  $c$  – размер выступающей границы континент–океан,  $\beta$  – угол между разрезом и направлением растяжения,  $W$  и  $L$  – начальные размеры модельной плиты.

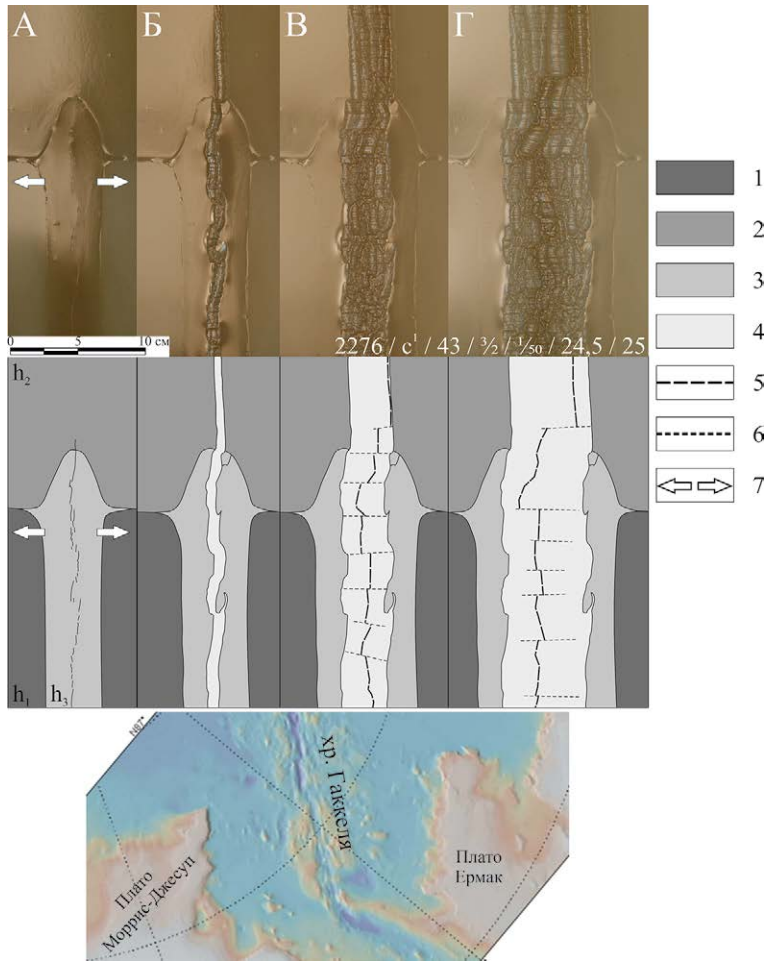
**Fig. 5.** Schemes and parameters of our series of experiments. А – the formation of submerged plateaux during the split of an uneven continent–ocean boundary; Б – the formation of submerged plateaux and microcontinents in the presence of a zone of overlapping rift cracks.

Symbols: (1) – model continental lithosphere; (2) model thinned continental lithosphere; (3) – model oceanic lithosphere; (4) – piston; (5) – sections; (6) – the direction of tension,  $L_1$  – the lower section length,  $L_2$  – the upper section length,  $x$  – the transverse displacement between the sections (in series А, the width of the weakened zone),  $a$  – the longitudinal displacement between the sections,  $c$  – the size of the protruding continent–ocean boundary,  $\beta$  – the angle between the cut and the stretching direction,  $W$  and  $L$  – the initial dimensions of the model slab.

**Моррис-Джесуп.** В этой серии экспериментов первоначально задавалась неровная граница между мощной континентальной (толщиной  $h_1$ ) и более тонкой древней океанической литосферой (толщиной  $h_2$ ). При формировании границы задавался континентальный выступ, являющийся основой моделируемого плато. Далее в пределах континентальной литосферы задавалась ослабленная зона, которая соответствовала утонённой континентальной литосфере на этапе рифтинга. Ослабленная зона толщиной  $h_3$  служила местом локализации хрупких деформаций в осевой зоне рифта. В итоге соотношение мощностей различных участков модели было следующее:  $h_1 > h_2 > h_3$ . После формирования участков модели с различной толщиной включался электропривод и начиналось растяжение, ортогональное простиранию ослабленной зоны (**рис. 6А**).

После начала растяжения в большинстве экспериментов трещина первоначально зарождалась в пределах ослабленной зоны и, преодолев границу континент–океан, простиралась далее в океаническую литосферу. Но в некоторых экспериментах было строго наоборот. Трещина зарождалась на океанической литосфере и проникала в





**Рис. 6.** Эксперимент №2276. Продвижение трещины с континента в древнюю океаническую литосферу ( $h_1 = 2 \times 10^{-3}$  м;  $h_2 = 3 \times 10^{-3}$  м;  $h_3 = 1,5 \times 10^{-3}$  м;  $V_1 = 3 \times 10^{-5}$  м/с). А–Г – сверху последовательные стадии эксперимента (вид сверху), внизу – соответствующие им структурные схемы. Условные обозначения: (1) – континентальная литосфера; (2) – древняя океаническая литосфера; (3) – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; (4) – новообразованная океаническая литосфера; (5) – действующая ось спрединга; (6) – зоны поперечных смещений; (7) – направление растяжения.

**Fig. 6.** Experiment No. 2276. Propagation of a crack from the continent into the ancient oceanic lithosphere ( $h_1 = 2 \times 10^{-3}$  m;  $h_2 = 3 \times 10^{-3}$  m;  $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$  m;  $V_1 = 3 \times 10^{-5}$  m/s). А–Г – at the top are the successive stages of the experiment (top view), at the bottom are the structural diagrams corresponding thereto. Symbols: (1) – the continental lithosphere; (2) – the ancient oceanic lithosphere; (3) – the weakened extension zone within the continental lithosphere; (4) – a newly formed oceanic lithosphere; (5) – the current spreading axis; (6) – the zones of transverse displacements; (7) – the direction of stretching.

ослабленную зону с утонённой континентальной литосферой. Данная проблема также очень важна, хотя в рамках этой работы не рассматривалась.

Внизу рисунка – батиметрическая карта, иллюстрирующая хребет Гаккеля, плато Ермак и плато Моррис-Джесуп [10].

**Описание эксперимента №2276.** После окончания охлаждения и начала растяжения в пределах ослабленной зоны зародилась серия трещин. Продвигаясь, они объединились в единую рифтовую трещину и преодолели в модели границу континент–океан, расколов континентальный выступ на два фрагмента (см. рис. 6А). Затем трещина продвигалась в океаническую литосферу, и в итоге сформировалась единая ось спрединга (см. рис. 6Б). Далее в модели шло наращивание новой модельной литосферы (рис. 6В, Г). В верхней её части наблюдались перескоки спрединговой оси (см. рис. 6Г)

В результате сформировались два краевых плато, разделённых осью спрединга и удаляющихся друг от друга. На рис. 6 представлено сопоставление результата эксперимента и реальной батиметрической карты Северной Атлантики в районе плато Ермак и плато Моррис-Джесуп.

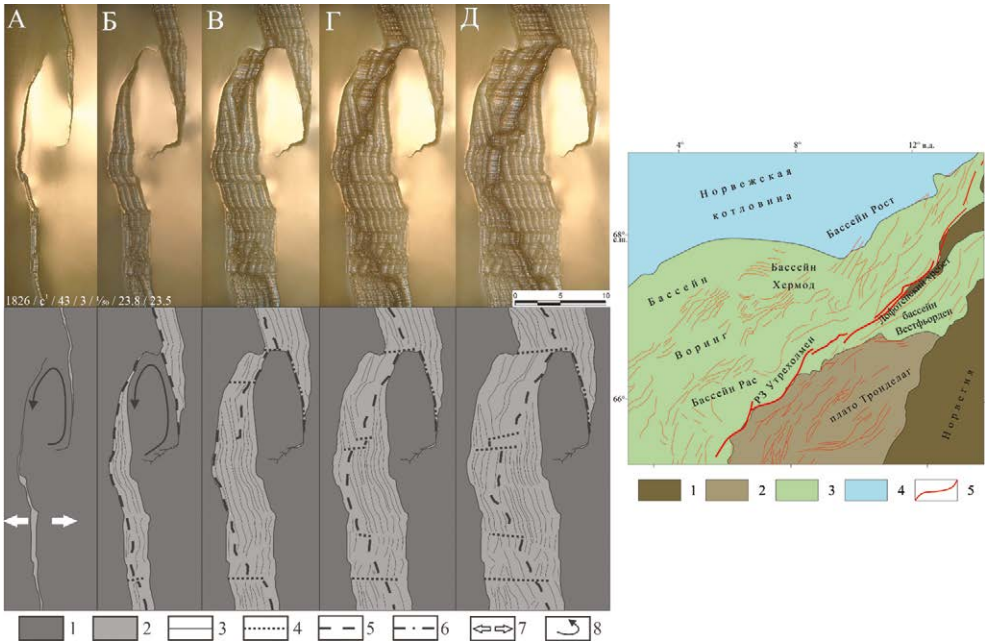
**Серия № 2. Моделирование образования краевых плато и микроконтинентов при пропегейтинге двух рифтовых трещин и формировании зоны перекрытия.** Данная серия экспериментов основывается на моделировании зоны перекрытия рифтовых осей в окрестности границы континент–океан. В процессе развития перекрытия центральный блок постепенно трансформируется, частично или полностью отделяется от материка, формируя структуру краевого плато или микроконтинента, соответственно [6].

В экспериментах после охлаждения и образования модельной литосферы необходимой толщины задавались два параллельных разреза с продольным и поперечным смещением. Затем включался электропривод, и начиналось растяжение модели. Продвигающиеся навстречу друг другу из разрезов трещины формировали перекрытие. Его форма в плане зависит от соотношения продольного и поперечного разнеса первоначальных трещин [3, 5]. В процессе дальнейшего растяжения из-за асимметрии напряжённого состояния в зоне перекрытия его центральный блок испытывает вращение. Это приводит к соединению перекрывающихся осей вначале с одной стороны блока, а затем с другой. В некоторых экспериментах это происходило одновременно. При этом блок может вращаться не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной. В итоге в процессе растяжения центральный блок перекрытия оказывается или частично причленённым к континенту, или полностью отторгнутым от него и окружённым океанической корой.

В одних экспериментах в модели формировался отколовшийся от раздвигающихся модельных плит микроконтинент, в других блок полностью не отрывался, образуя неотторженное континентальное краевое плато (рис. 7).

**Описание эксперимента №1826.** При растяжении начала развиваться трещина из правого разреза, и почти сразу же – трещина из левого. Далее сформировалась крупная зона перекрытия (см. рис. 7А). Его блок практически не деформировался. В результате в верхней части подвижного блока произошёл разрыв сплошности и сформировалась единая рифтовая ось, а деформация блока прекратилась (см. рис. 7Б). В данном эксперименте не произошло полного отделения микроконтинентального блока. Он остался соединённым с материнской плитой, но отделён от неё структурой типа авлакогена (см. рис. 7Г, Д).

Таким образом, результаты экспериментов этой серии показали, что формирование погружённых краевых плато в пределах континентальных окраин возможно при встречном продвижении двух рифтовых трещин, которые ограничивают блок микроконтинента с обеих сторон. Одна рифтовая ветвь трансформируется в дальнейшем в спрединговый хребет, а вторая, со стороны континента, отмирает и формирует структуру типа авлакогена с характерным осадочным бассейном, отделяющим погружённое плато от материка.



**Рис. 7.** Эксперимент № 1826. Формирование микроблока при параллельном простираии рифтовых трещин с преобладающим продольным смещением над поперечным и с образованием малоподвижного крупного блока ( $h_1 = 3 \times 10^{-3}$  м;  $V_1 = 3 \times 10^{-5}$  м/с). Длина разрезов  $L = 6 \times 10^{-2}$  м, продольное смещение  $a = 3 \times 10^{-2}$  м, поперечное смещение  $x = 16 \times 10^{-2}$  м. А–Д – сверху последовательные стадии эксперимента (вид сверху), снизу – соответствующие им структурные схемы. (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – разрезы и продвигающиеся из них трещины, а также границы основных формирующихся структур; (4) – смещения и сдвиги; (5) – ось спрединга; (6) – ось палеоспрединга; (7) – направление растяжения; (8) – направление вращения микроблока. Справа: структурная схема плато Воринг, построенная по данным [18]. (1) – континент, (2) – платформа, (3) – меловой бассейн, (4) – океаническая кора, (5) – разрывные нарушения.

**Fig. 7.** Experiment No. 1826. Formation of a microblock with a parallel strike of rift fractures with a predominant longitudinal displacement over the transverse one and with the formation of a slow-moving large block ( $h_1 = 3 \times 10^{-3}$  m;  $V_1 = 3 \times 10^{-5}$  m/s). The length of the sections is  $L = 6 \times 10^{-2}$  m, longitudinal displacement  $a = 3 \times 10^{-2}$  m, transverse displacement  $x = 16 \times 10^{-2}$  m. Block diagrams. (1) – the original model slab; (2) – a newly formed lithosphere; (3) – sections and cracks advancing therefrom, as well as the boundaries of the main emerging structures; (4) – displacements and shifts; (5) – the spreading axis; (6) – the paleospreading axis; (7) – the tension direction; (8) – the rotation direction of the microblock. Right: Structural diagram of the Vøring plateau, built according to Ref. [18]. (1) the continent, (2) the platform, (3) the chalk basin, (4) the oceanic crust, (5) faults.

**Заключение.** Изучаемые в данной статье структуры делятся на две группы по геодинамическим обстановкам формирования:

1. Первый механизм – раскол выступа границы континент–океан при продвижении хребта Гаккеля вглубь континентального блока. К подобным плато у берегов Шпицбергена относится плато Ермак и сопряжённое плато Моррис–Джесуп на гренландском шельфе (см. рис. 1). Серия экспериментов, посвящённая данному механизму, позволила выявить возможность формирования краевых плато в результате рифтогенного раскола первоначально единого континентального выступа на две части. Результаты были сопоставлены с сопряжёнными краевыми плато Ермак и Моррис–Джесуп.

2. Вторая группа – плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной литосферы в условиях интенсивного растяжения и слабого магматизма. Образование этих структур связано с процессом перехода континентального рифтинга к океаническому спредингу. При деформации подвижного блока происходит сильное утонение континентальной коры. В результате процесса развития рифтовых осей и блока между ними одна из рифтовых осей отмирает, формируя структуру типа авлокоген, а вторая полностью реализовывается, формируя спрединговый бассейн [6, 7]. В результате наблюдается утонённый блок континентальной коры, причлeнённый к материнской плите, ограниченный с одной стороны границей континент–океан, с другой – рифтогенной структурой. Подобный механизм формирования краевых плато относится к плато Воринг и плато Морё (см. рис. 1) на норвежском шельфе и к банке Филла в Лабрадорском море. Моделирование образования краевых плато по данному механизму при различных параметрах модели продемонстрировало, что формировались как небольшие, сильнодеформированные и полностью отделённые блоки, так и крупные слабодеформированные подвижные блоки, испытывающие вращение как вокруг горизонтальной, так и вертикальной оси. То есть образовывались как микроконтиненты (например, Ян-Майен), так и погружённые плато (например, плато Воринг, банка Филла). Как было показано, в данном регионе присутствуют одновременно краевые плато различного генезиса.

Изучение условий формирования краевых плато с помощью метода физического моделирования позволило выявить по крайней мере две геодинамические обстановки при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу, в которых возможно формирование подобных структур.

Таким образом, результаты проведённого моделирования, морфологические и геофизические данные о микроконтинентах и плато Северной Атлантики позволили понять их геодинамическую природу и особенности структурообразования при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И.Г., Евтеева И.С., Логинова И.Э., Репкина Т.Ю. Подобие новейшей морфоструктуры Шпицберген–Северо-Гренландского и Лаптевского регионов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 2006. С. 217–236.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
3. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Кинематические и морфометрические закономерности строения зон перекрытий осей спрединга срединно-океанических хребтов // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 3–15.
4. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погружённых плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. 2018. Т. 58, № 3. С. 463–475.
5. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Особенности структурообразования в процессе развития литосферы Аденского залива (физическое моделирование) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Т. 11, № 3. С. 522–547.
6. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Филаретова А.Н. Рельеф дна Северного Ледовитого океана // Жизнь Земли. 2018. Т. 40, № 3. С. 262–282.

7. Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018. № 5. С. 3–21.
8. Шрейдер А.А., Сажнева А.Э., Ключев М.С., Бреховских А.Л., Ракитин И.Я., Зуев О.А. Кинематика дна Пригренландской области Евразийского бассейна// Океанология. 2019. Т. 59, № 2. С. 282–291.
9. Dore A.G., Lundin E.R. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration // Petroleum Geoscience. V. 2, Issue 4. 1996. P. 299–311.
10. Gebco\_2014 grid. ver. 20150318 (<http://www.gebco.net>).
11. Jokat W. The expedition of the research vessel "Polarstern" to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3), Berichte zur Polar-und Meeresforschung // Reports on Polar and Marine Research. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. № 597. P. 266.
12. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A. & Torsvik T.H. Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // Norwegian J. of Geology. 2002. № 82. P. 281–298.
13. Peron-Pindivic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea – II. Architecture of a microcontinent // Geophys. J. Int. 2012. V. 191. P. 413–435.
14. Peron-Pinvidic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland sea.–I. Mapping of a microcontinent // 2012. Geophys. J. Int. V. 191. P. 385–412.
15. Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 9137–9153.
16. Sydnes M., Fjeldskaar W., Løtveit I.F., Grunnaleite I., Cardozo N. The importance of sill thickness and timing of sill emplacement on hydrocarbon maturation // Marine and Petroleum Geology. 2018. V. 89, № 2. P. 500–514.
17. Torsvik T.H., Mosar J., Eide E.A. Cretaceous–Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise. Geophys. J. Int. 2001. V. 146. P. 850–866.
18. Zastrozhnov D., Gernigon L., Gogin I., Abdelmalak M.M., Planke S., Faleide J.I., Myklebust R. Cretaceous–Paleocene evolution and crustal structure of the northern Vøring Margin (offshore mid-Norway): Results from integrated geological and geophysical study. Tectonics. 2018. V. 37, № 2. P. 497–528.

## REFERENCES

1. Avenarius, I.G., Yevteyeva, I.S., Loginova, I.E., Repkina, T.Yu. "Similarity between morphostructures of the Spitsbergen–North Greenland and Laptev regions", *Comprehensive studies of the nature of Spitsbergen*, 217–236 (2006) (in Russian).
2. Grokholskii, A.L., Dubinin, E.P., "Analog modeling of structure-forming deformations of the lithosphere in rift zones of mid-oceanic ridges", *Geotektonika* **1**, 76–94 (2006) (in Russian).
3. Grokholskii, A.L., Dubinin, E.P., "Kinematic and Morphometric Patterns of the Structure of Overlapping Zones of Spreading Axes of Mid-Ocean Ridges", *Tikho-okeanskaya geologiya* [Pacific geology] **18** (4), 3–15 (in Russian).
4. Dubinin, E.P., "Geodynamic settings for the formation of microcontinents, submerged plateaux, and non-volcanic islands within continental margins", *Okeanologiya* **58** (3), 463–475 (2018) (in Russian).
5. Dubinin, E.P., Grokholsky, A.L., "Specific features of structure formation during the development of the lithosphere of the Gulf of Aden (physical modeling)", *Geodynamika & Tektonofizika* **11** (3), 522–547 (2020) (in Russian).
6. Dubinin, E.P., Kokhan, A.V., Filaretova, A.N. "Bottom relief of the Arctic Ocean", *Zhizn Zemli* [Life of the Earth] **40** (3), 262–282 (2018) (in Russian).

7. Leichenkov, G.L., Dubinin, E.P., Grokholsky, A.L., Agranov, G.D., "Formation and evolution of microcontinents of the Kerguelen Plateau, southern part of the Indian Ocean", *Geotectonika* **5**, 3–21 (2018) (in Russian).
8. Shreider, A.A., Sazhneva, A.E., Klyuev, M.S., Brekhovskikh, A.L., Rakitin, I.Ya., Zuev, O.A. "Kinematics of the Bottom of the Greenland Eurasian Basin", *Okeanologiya* **59** (2), 282–291 (2019) (in Russian).
9. Dore, A.G., Lundin, E.R., "Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration", *Petroleum Geoscience* **2** (4), 299–311 (1996).
10. *Gebco\_2014* grid. ver. 20150318 (<http://www.gebco.net>).
11. Jokat, W., "The expedition of the research vessel "Polarstern" to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3), Berichte zur Polar-und Meeresforschung", *Reports on Polar and Marine Research. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research* **597**, 266.
12. Mosar, J., Eide, E.A., Osmundsen, P.T., Sommaruga, A. & Torsvik, T.H., "Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic", *Norwegian J. of Geology* **82**, 281–298 (2002).
13. Peron-Pindivic, G., Gernigon, L., Gaina, C., Ball, P., "Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea – II. Architecture of a microcontinent", *Geophys. J. Int.* **191**, 413–435 (2012).
14. Peron-Pindivic, G., Gernigon, L., Gaina, C., Ball, P., "Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland sea–I. Mapping of a microcontinent", *Geophys. J. Int.* **191**, 385–412 (2012).
15. Shemenda, A.I., Grocholsky, A.L., "Physical modeling of slow seafloor spreading", *J. Geophys. Res.* **99**, 9137–9153 (1994).
16. Sydnes, M., Fjeldskaar, W., Løtveit, I.F., Grunnaleite, I., Cardozo, N. "The importance of sill thickness and timing of sill emplacement on hydrocarbon maturation", *Marine and Petroleum Geology* **89** (2), 500–514 (2018).
17. Torsvik, T.H., Mosar, J., Eide, E.A., "Cretaceous–Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise", *Geophys. J. Int.* **146**, 850–866 (2001).
18. Zastrozhnov, D., Gernigon, L., Gogin, I., Abdelmalak, M.M., Planke, S., Faleide, J.I., Myklebust, R., "Cretaceous–Paleocene evolution and crustal structure of the northern Vøring Margin (offshore mid-Norway): Results from integrated geological and geophysical study", *Tectonics* **37** (2), 497–528 (2018).