

УДК 551.241:550.311(268.53)

## СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2024 г. А. Л. Пискарев<sup>1, 2, \*</sup>, В. Д. Каминский<sup>1</sup>, А. А. Киреев<sup>1</sup>, В. А. Поселов<sup>1</sup>,  
В. А. Савин<sup>1, 2</sup>, О. Е. Смирнов<sup>1</sup>, Д. В. Безумов<sup>1</sup>, Е. А. Дергилева<sup>1</sup>,  
Г. И. Ованесян<sup>1</sup>, Е. С. Овсянникова<sup>1, 2</sup>, Д. В. Элькина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана  
им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Английский пр., д. 1, 190121 Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,  
Университетская наб., д. 7–9, 199134 Санкт-Петербург, Россия

\*e.mail: apiskarev@gmail.com

Поступила в редакцию 31.07.2023 г.

После доработки 29.09.2023 г.

Принята в печать 24.11.2023 г.

В 2011–2020 гг. в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана выполнен значительный объем сейсмических работ, позволивших изучить на ряде профилей строение зон сочленения хребта Гаккеля с котловинами Нансена и Амундсена. В 2019–2020 гг. выполнено 15 пересечений хребта Гаккеля и его рифтовой долины с использованием профилографа и с проведением на ряде профилей сейсмоакустического профилирования. Новые данные о рельефе фундамента, а также использование актуализированных во ВНИИОкеангеология баз данных батиметрии, гравитационных и магнитных аномалий, позволили выполнить расчеты намагниченности пород хребта Гаккеля по ряду пересекающих хребет профилей, а в области юго-восточного замыкания хребта – модельные расчеты строения земной коры с использованием комплекса геолого-геофизических данных. Хребет Гаккеля – структура, начало образования которой относится к интервалу времени начало олигоцена (34 млн лет) – начало миоцена (23 млн лет), в процессе коренной перестройки кинематики спрединга в уже существовавших океанических бассейнах в районах Северной Атлантики и Арктики. Значения рассчитанной намагниченности магнитоактивного слоя земной коры показывают, что этот слой частично сложен океаническими базальтами, но преимущественно – породами глубинного происхождения, габбро и перидотитами, выведенными на поверхность в процессе сопутствующего спредингу скольжения по detachment. Прилаптевоморское продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля, к югу от кальдеры, проходит над многокилометровой толщей осадков, в основании которой залегают осадочные породы мелового, и, возможно, позднюрского возраста.

*Ключевые слова:* хребет Гаккеля, Евразийский бассейн, тектоника, топография, сейсмоакустика, магнитные аномалии, намагниченность, земная кора

DOI: 10.31857/S0016853X24020034, EDN: EBAFYV

### ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с доминирующей концепцией Евразийский бассейн возник вследствие давления Гренландии на хребет Ломоносова и постепенного отодвигания (спрединга) последнего от Баренцево-Карской окраины [24]. Основанием для развития этой концепции служит существование в осевой части Евразийского бассейна хребта Гаккеля с сейсмоактивной рифтовой долиной и наличие системы симметричных линейных магнитных аномалий, аналогичных наблюдаемым в Атлантическом и Индийском океанах. По мнению большинства исследователей, Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана является океа-

ническим бассейном, образовавшимся в кайнозой в результате спрединга, ось которого проходила по оси хребта Гаккеля [29, 37]. В соответствии с хроностратиграфической трактовкой линейных магнитных аномалий спрединг в Евразийском бассейне начался в конце палеоцена 56 млн лет назад (аномалия 24) и продолжается до сих пор с ультрамедленной скоростью [28]. В результате развития Евразийского бассейна хребет Ломоносова переместился от Баренцево-Карской материковой окраины в современное положение, преодолев за кайнозой расстояние в 900 км.

Таким образом, в рамках доминирующей парадигмы весь Евразийский бассейн представляет собой новообразованный океан, кора которого

образуется вдоль хребта Гаккеля, постоянно раздвигая и расширяя пространство между частями ранее единого континентального массива: Баренцево-Карским шельфом и хребтом Ломоносова. Ближайшим аналогом хребта Гаккеля считается ультрамедленный Юго-Западный Индийский срединный хребет.

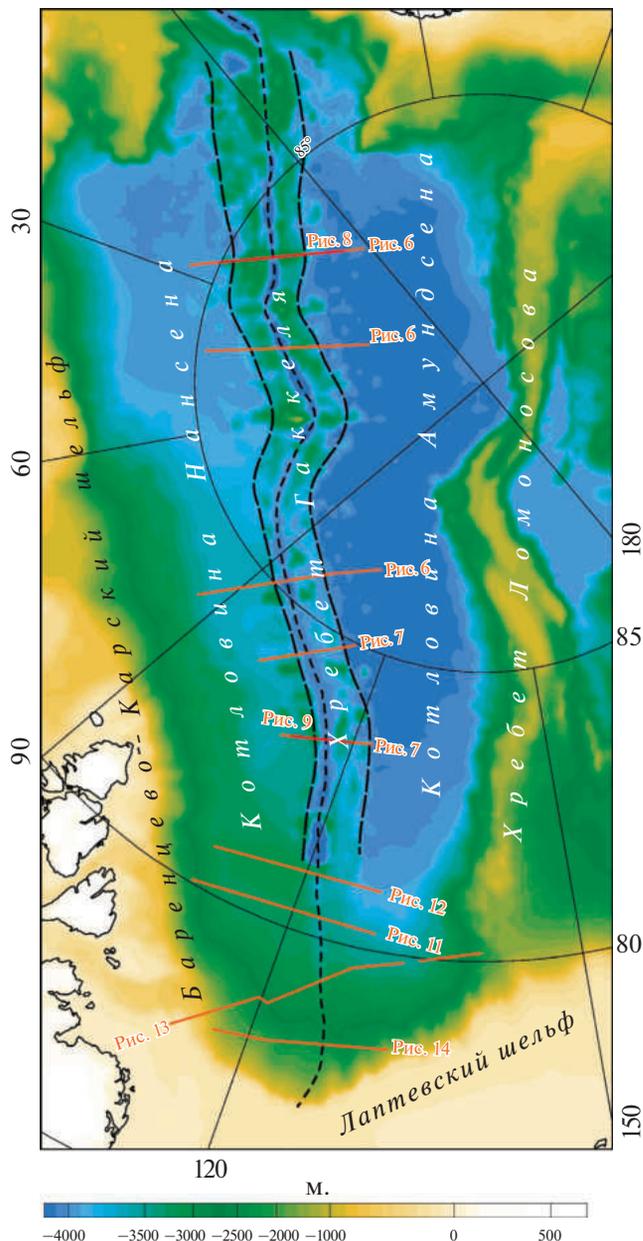
Спрединовый хребет Гаккеля разделяет Евразийский бассейн на две глубоководные впадины Нансена и Амундсена. По современным представлениям, всеми исследователями признается, что Евразийский океанический бассейн образовался после растяжения и разрыва массива с континентальной корой. Однако под давлением новых наблюдений многие исследователи вынуждены корректировать события, признавая процесс формирования Евразийского бассейна не таким простым и очевидным [1, 3, 15, 33]. Возраст бассейна, масштабы и роль спрединга в формировании океанической коры понимаются по-разному. Соответственно, и история формирования и развития хребта Гаккеля с учетом новых геолого-геофизических данных представляется, в отличие от доминирующей концепции, многостадийной.

Основанием для проведения нашего исследования послужили материалы выполненных в Евразийском бассейне в 2011–2020 гг. сейсмических работ, материалы, полученные в 2019–2020 гг. при пересечении хребта Гаккеля с сейсмоакустическим оборудованием и профилографом, обновленные во ВНИИОкеангеология базы данных гравитационных и магнитных аномалий, сведенные в цифровую модель с ячейкой  $2 \times 2$  км, модельные расчеты строения земной коры с использованием комплекса геолого-геофизических данных и расчеты намагниченности пород хребта Гаккеля по ряду пересекающих хребет профилей.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Хребет Гаккеля в геоморфологическом отношении представляет собой протяженное линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом. На всем протяжении (1800 км) хребет окружен абиссальными равнинами, а в Прилаптевоморской части контактирует с подъемом поверхности осадочного чехла по направлению к склону (рис. 1).

Хребет Гаккеля занимает особое место в глобальной системе срединно-океанических хребтов, имея самую медленную скорость разрастания. Современная скорость спрединга, варьирует, по одним оценкам, от 12.8 мм/год вблизи Гренландии



**Рис. 1.** Батиметрическая карта Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Показано: рифтовая долина хребта Гаккеля, маркирующая сейсмоактивную зону границы плит (короткий пунктир); границы хребта Гаккеля (длинный пунктир), выраженные как в рельефе морского дна, так и в рельефе кристаллического фундамента; положение профилей 2014-07, 2020\_13, 2020\_15, 2019\_17, 20L21, 20L22 и 2015\_1В (линии красным).

до 6.5 мм/год вблизи сибирской континентальной окраины [22], по другим – составляет 4–6 мм/год, уменьшаясь по направлению к востоку, а в раннем миоцене снижалась до 3–5 мм/год [1, 26].

Другой отличительной особенностью хребта Гаккеля является присутствие крупных

вулканических структур, которое было обнаружено в западной части хребта Гаккеля во время экспедиции AMORE 2001 [46].

Уникальная особенность сверхмедленных хребтов – амагматические рифты, обнажающие мантийный перидотит (дополненный выходами базальтов и габбро) непосредственно на морском дне, на хребте Гаккеля выражена столь ярко, что было предложено отнести его к новому (четвертому) типу границ плит [31, 43].

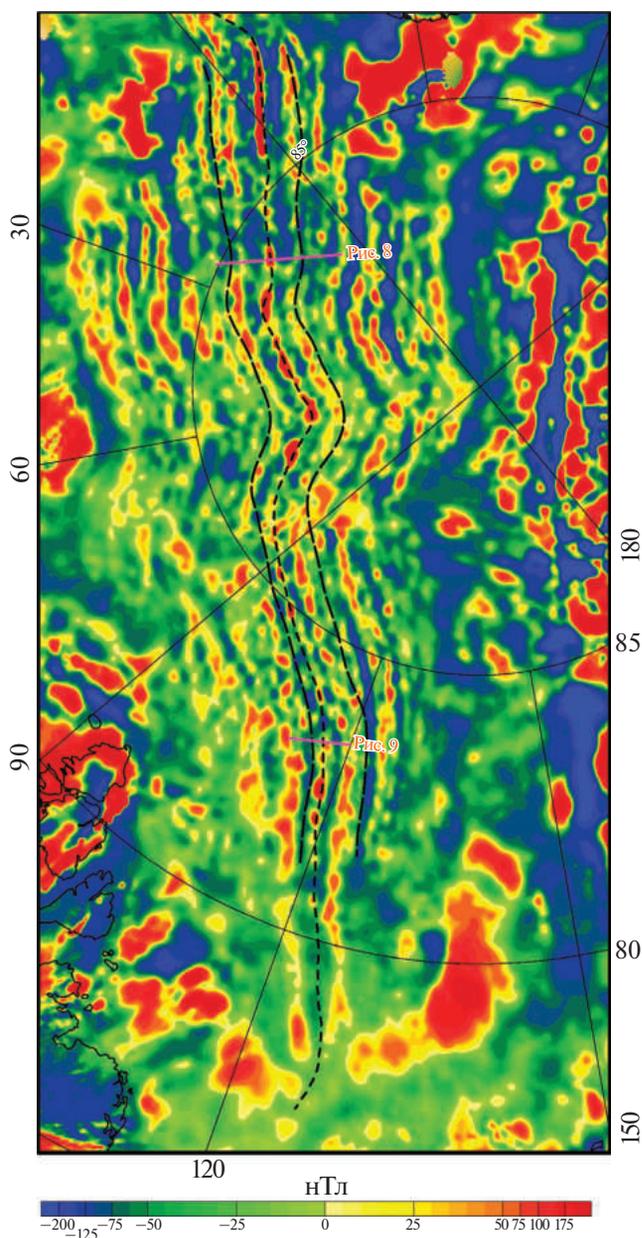
На сложность истории формирования Евразийского бассейна и хребта Гаккеля указывают асимметрия рельефа дна и фундамента глубоководных котловин, отсутствие упорядоченности в пространственном распределении и мощностях отдельных слоев осадочных пород, асимметричное и несогласное относительно простирания хребта Гаккеля положение градиентных зон гравитационных и магнитных аномалий.

На карте магнитных аномалий отчетливо видна разница в строении западного, центрального и юго-восточного сегментов хребта Гаккеля (рис. 2).

На западе хребет Гаккеля занимает центральное положение в области линейных магнитных аномалий, распространенных параллельно друг другу на большей части площади западного региона (к западу от 60° в.д.) Евразийского бассейна. Линейные магнитные аномалии, параллельные центральному сегменту хребта Гаккеля, к юго-западу от хребта практически не просматриваются, а к северо-востоку от хребта занимают ограниченную площадь. Рифтовая долина юго-восточного сегмента хребта Гаккеля маркируется отрицательной магнитной аномалией, в отличие от положительной магнитной аномалии, вызванной молодыми магматическими породами в рифтовой долине западного и центрального сегментов. Положительные магнитные аномалии в районе юго-восточного сегмента наблюдаются над горстами по обе стороны от рифтовой долины. Над остальной областью юго-востока Евразийского бассейна выдержанных по простиранию линейных магнитных аномалий не наблюдается.

Карта гравитационных аномалий Евразийского бассейна также демонстрирует принципиальные различия в строении различных сегментов хребта Гаккеля (рис. 3).

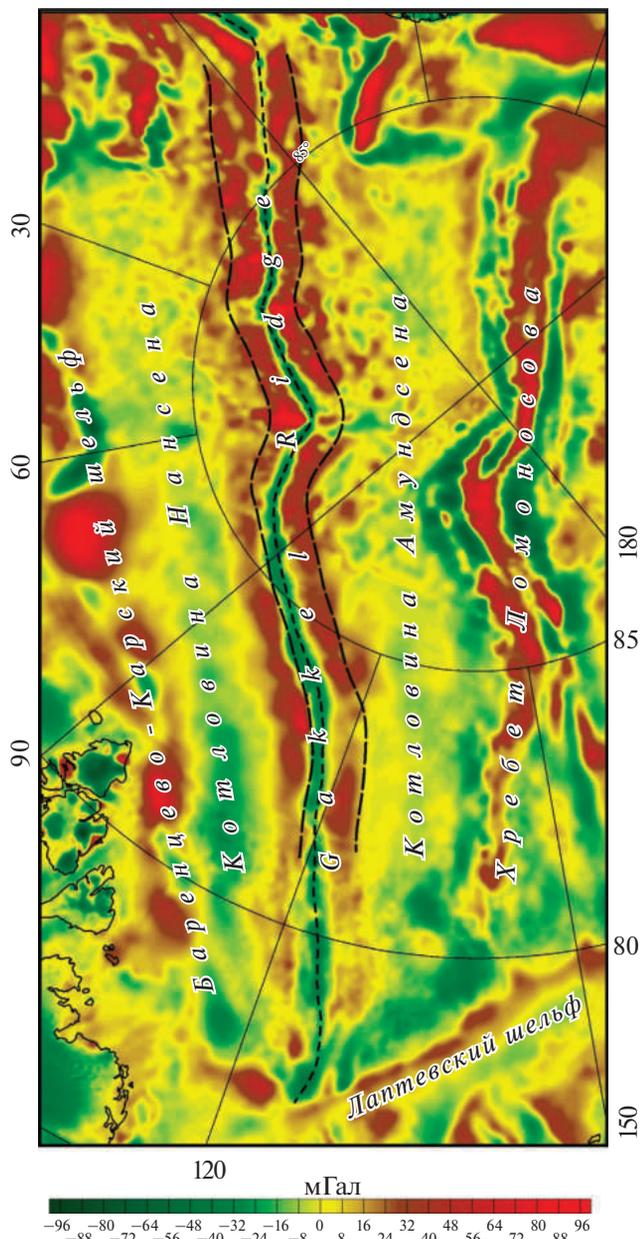
На западе отрицательная аномалия, маркирующая положение рифтовой долины, расположена в центре морфологически выраженного хребта. В центральном сегменте отрицательная аномалия смещена к юго-западному флангу хребта, а про-



**Рис. 2.** Карта магнитных аномалий Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Показано (линии малиновым) положение профилей 2020\_15 и 2019\_17.

тягивающаяся к юго-западу сопряженная положительная аномалия выдвинута за пределы выраженного в рельефе хребта. Поскольку гравитационные аномалии в осевых зонах срединно-океанических хребтов связаны с расположением зон разуплотнения в конвективной ячейке поднимающейся мантии, можно видеть, что зона разуплотнения в этой области выдвинута к юго-западу от выраженного в рельефе хребта. Над юго-восточным сегментом хребта Гаккеля амплитуда симметричных относительно рифтовой долины гравитационных



**Рис. 3.** Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

аномалий значительно уменьшается, что свидетельствует о менее ярко выраженной зоне разуплотнения в верхней мантии.

Представленный на рис. 4 сейсмический разрез демонстрирует типичный характер границ хребта Гаккеля с котловинами Нансена и Амундсена. Сам хребет аппроксимируется слабо наклонной платообразной поверхностью. В то же время границы хребта везде выражены перепадами в рельефе амплитудой в несколько сотен метров. На демонстрируемом разрезе эти перепады расположены в районе пикетов 690 и 815, то есть протя-

женность хребта в месте пересечения профилем 2014-07 составляет 125 км.

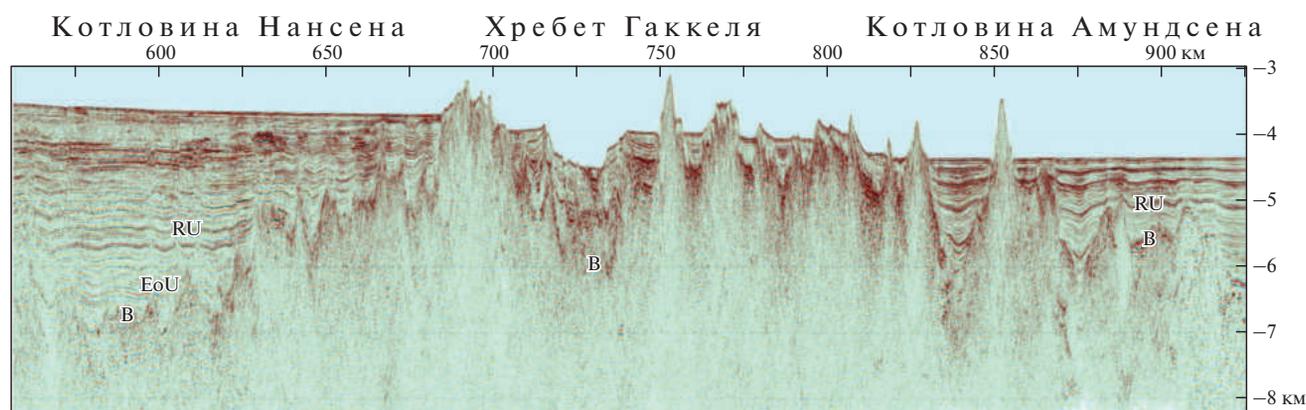
На основе вновь составленной во ВНИИОкеан-геология базы батиметрических данных, дополняющих мировую базу данных ИВСАО-4, появилась возможность построения детальной карты уклонов морского дна Евразийского бассейна, размер окна сглаживания рельефа при построении карты составил 2.5 км. Новые данные вкуче с результатами сейсмических исследований 2011–2020 гг. позволили более полно выявить особенности морфологии различных участков хребта и его рифтовой долины (рис. 5).

Карта уклонов морского дна Евразийского бассейна отображает положение в рельефе границ хребта Гаккеля и изменение характера рельефа и рифтовой долины хребта на всем его протяжении (см. рис. 5). На карте отчетливо видно подразделение хребта Гаккеля на три различных сегмента, резко различающихся по строению и, очевидно, и по истории формирования. Западная часть представляет собой классическую симметричную структуру медленно-спредингового срединно-океанического хребта.

Строение центрального асимметричного сегмента хребта Гаккеля позволяет предположить его формирование как результат нескольких фаз спрединга. Последний перескок оси спрединга имел место, скорее всего, в Плиоцене и был связан с образованием супервулкана, место образования которого маркируется кальдерой [39]. В районе южного сегмента хребта Гаккеля рифтовая долина переходит в грабен, образование которого инициировано, вероятно, тем же плиоценовым супервулканом.

### СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТОВ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

Новые данные о рельефе и строении верхней части разреза осадочного чехла западного и центрального сегментов хребта Гаккеля были получены в ходе экспедиционных работ 2019 и 2020 гг. на судне “Академик Федоров” в сопровождении атомных ледоколов ФГУП “АТОМФЛОТ” (Россия). Было выполнено 15 пересечений хребта Гаккеля и его рифтовой долины с использованием профилографа и сейсмоакустического профилирования. Использовался глубоководный параметрический профилограф TOPAS PS18 (Kongsberg, Норвегия), входивший в состав навигационно-гидрографического комплекса



**Рис. 4.** Сейсмический разрез МОВ-ОГТ, пересекающий хребет Гаккеля по профилю 2014-07.

Обозначено положение границ фундамента (В), эоценового (ЕоU) и раннемиоценового (RU) несогласий [1]. Положение разреза – см. рис. 1.

на базе многолучевого эхолота EM122. Для обеспечения оптимальной глубины проникновения, высокой разрешающей способности и наилучшего соотношения сигнал/шум, сбор данных осуществлялся в режиме “CHIRP”-импульс с линейной частотной модуляцией и диапазоном частот от 2 до 6 кГц, длина импульса 10 или 20 мкс. Непрерывное сейсмоакустическое профилирование проводилось с буксируемыми заборными устройствами, включавшими электроискровой источник “Спаркер” с центральной частотой излучения в диапазоне 200–300 Гц и многоканальная аналоговая сейсмокода SplitMultiSeis Streamer с количеством каналов от 16 до 24 и шагом между каналами – 2 м. Регистрация проводилась на сейсмостанции SplitMultiSeis Station Beta и SplitMultiSeis Station 24bit с 16- и 24-разрядными АЦП соответственно.

Профили рельефа дна хребта Гаккеля и данные профилографа и сейсмоакустики о распространении осадочных толщ, полученные в ходе экспедиций 2019–2020 гг., в ряде случаев дополнены полученными ранее сейсмическими данными.

Анализ уклонов рельефа дна и сейсмических данных подтверждает описанное выше подразделение хребта Гаккеля и его рифтовой долины на три сегмента. В западной части, западнее 75° в.д., ширина хребта составляет 180–210 км. Рифтовая долина проходит примерно посередине хребта Гаккеля. Рельеф хребта выглядит сильно расчлененным. В глубокой, с врезом более 1.5 км, рифтовой долине осадки отсутствуют, а осадочные толщи мощностью в первые десятки метров появляются лишь на значительном удалении от рифтовой долины (рис. 6).

Восточнее 75° в.д. рифтовая долина смещена к юго-западной окраине хребта. Площадь дна

океана с пологими склонами увеличивается, занимая более половины всей площади этого сегмента хребта Гаккеля, ширина которого колеблется в пределах 105–130 км. Глубина вреза рифтовой долины находится в диапазоне 0.5–1.0 км, наличие осадочных толщ мощностью более 70 м зафиксировано на различных участках профилей, включая и рифтовую долину (рис. 7).

По сейсмическим данным [1], осадочные толщи также фиксируются на протяженных участках профилей, и местами их мощность достигает более 1 км (см. рис. 4).

Полученные данные являются свидетельством сложной истории формирования хребта Гаккеля и заставляют со всем вниманием отнестись к многочисленным свидетельствам аномального строения и состава пород медленно спрединговых хребтов. Такого рода свидетельства относятся и к самому хребту Гаккеля, хотя его изученность остается чрезвычайно низкой. Так, недавними геохимическими исследованиями обнаружено, что породы морского дна в западной части хребта Гаккель имеют геохимические признаки ранне-меловой зоны палеосубдукции [42]. Результатом другого цикла геохимических и палеотектонических исследований явился вывод, что формирование хребта Гаккеля связывается с начальной рифтовой стадией тектогенеза, без значительного раздвига дна Евразийского бассейна [7]. Что касается центрального сегмента хребта, то на всем его протяжении, от 80° в.д. и вплоть до кальдеры, не поднято ни одного образца и не выполнено ни одного химического анализа пород, слагающих кристаллический фундамент этой области.

В рифтовой долине западной, пригренландской, части хребта Гаккеля драгированием установлены

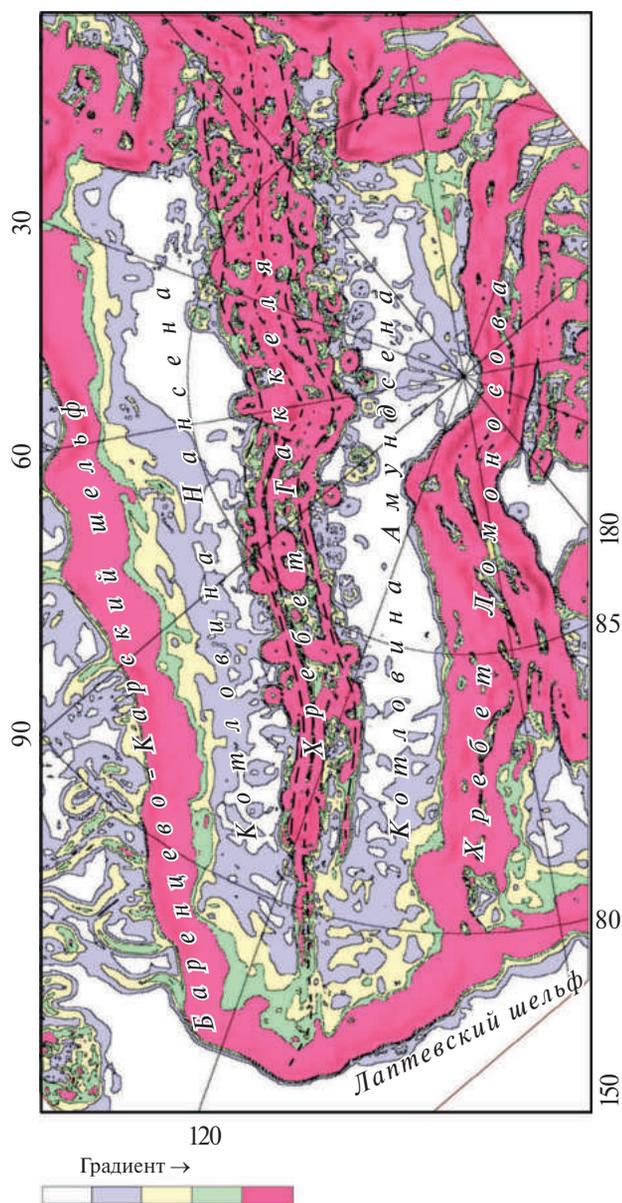


Рис. 5. Карта-схема уклонов морского дна Евразийского бассейна.

значительные участки хребта, где отсутствуют базальты и преобладают исключительно мантийные перидотиты. Для таких сегментов магнитные аномалии весьма слабы, что объясняет картину того, что в Евразийском бассейне линейные магнитные аномалии не сплошные [31]. Характерно и то обстоятельство, что по всему бассейну амплитуды линейных магнитных аномалий в несколько раз меньше, чем в Северной Атлантике.

Для оценки возможного распространения не только базальтов, но и пород нижних слоев океанической коры и мантии, нами выполнены расчеты намагниченности пород, слагающих верхнюю часть фундамента, на двух профилях, в западном и цен-

тральном сегментах хребта Гаккеля, где были получены надежные данные о рельефе поверхности фундамента. Возможности такой оценки опираются на собранные в последние десятилетия данные.

Представительные данные о магнитных свойствах базальтов океанического дна впервые появились с развитием работ по проекту глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project, DSDP). Было установлено, что естественная остаточная намагниченность базальтов, играющая главную роль в эффективной намагниченности океанических базальтов, для базальтов эпохи Брюнес (моложе 780 тыс. лет) имеет среднее значение 7.6 А/м, а затем быстро уменьшается с возрастом, падая до 4 А/м в базальтах с возрастом 5 млн лет и до 2.3 А/м в базальтах миоценового возраста. В базальтах дна океанов более древнего возраста намагниченность вновь растет до 4–5 А/м. Главная причина таких изменений – однофазное окисление титаномагнетита, превращение его в титаномаггемит [9, 19].

В табл. 1 сведены значения намагниченности, полученные в результате измерений свойств более 4.5 тыс. образцов из керна 121 скважины, пробуренных в Мировом океане в ходе выполнения проекта DSDP [13], а также значения намагниченности, характерные для других магматических пород дна океана, представляющих различные слои океанической земной коры [2, 10, 14].

Приведенные в таблице данные показывают, что средняя намагниченность даже наименее магнитных миоценовых базальтов в 2–3 раза выше, чем намагниченность габбро и мантийных перидотитов, что делает этот параметр весьма показательным для определения состава пород фундамента хребта Гаккеля.

Расчеты проводились с использованием программы Oasis Montaj. Мощность магнитоактивного слоя коры хребта принималась равной примерно 0.5 км вблизи рифтовой долины и около 1 км на периферии хребта. На рис. 8 представлены расчеты намагниченности магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020\_15 в западной части хребта Гаккеля.

Намагниченность, безусловно свидетельствующая о том, что верхняя кора представлена базальтами, отмечается только в центральной зоне рифтовой долины. Величина намагниченности на всем остальном профиле колеблется, за исключением еще двух небольших участков, в пределах 0.5–1.5 А/м, свидетельствуя о подчиненном развитии здесь типичных океанических базальтов слоя 2А. Особый интерес представляет 40-километровая

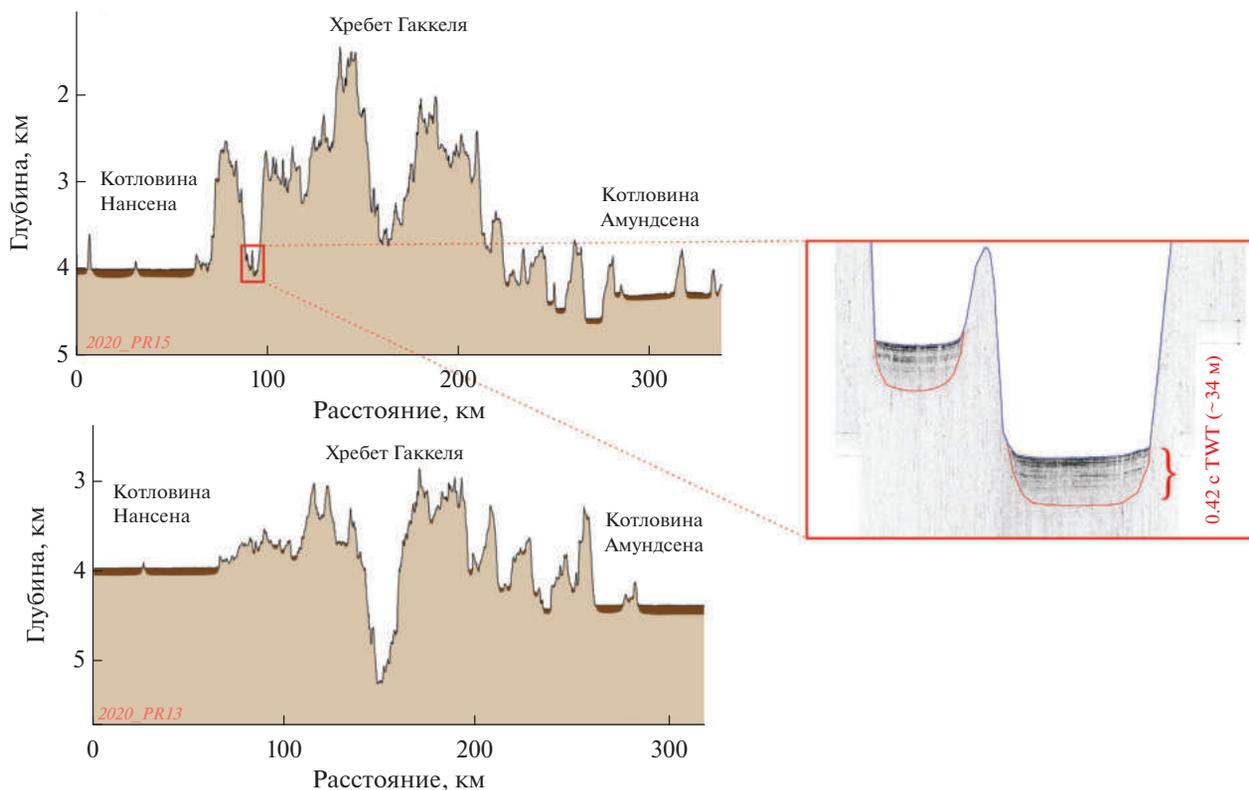


Рис. 6. Результаты пересечения с профилографом хребта Гаккеля в западной его части по профилям 2020\_15 и 2020\_13. Положение профилей – см. рис. 1.

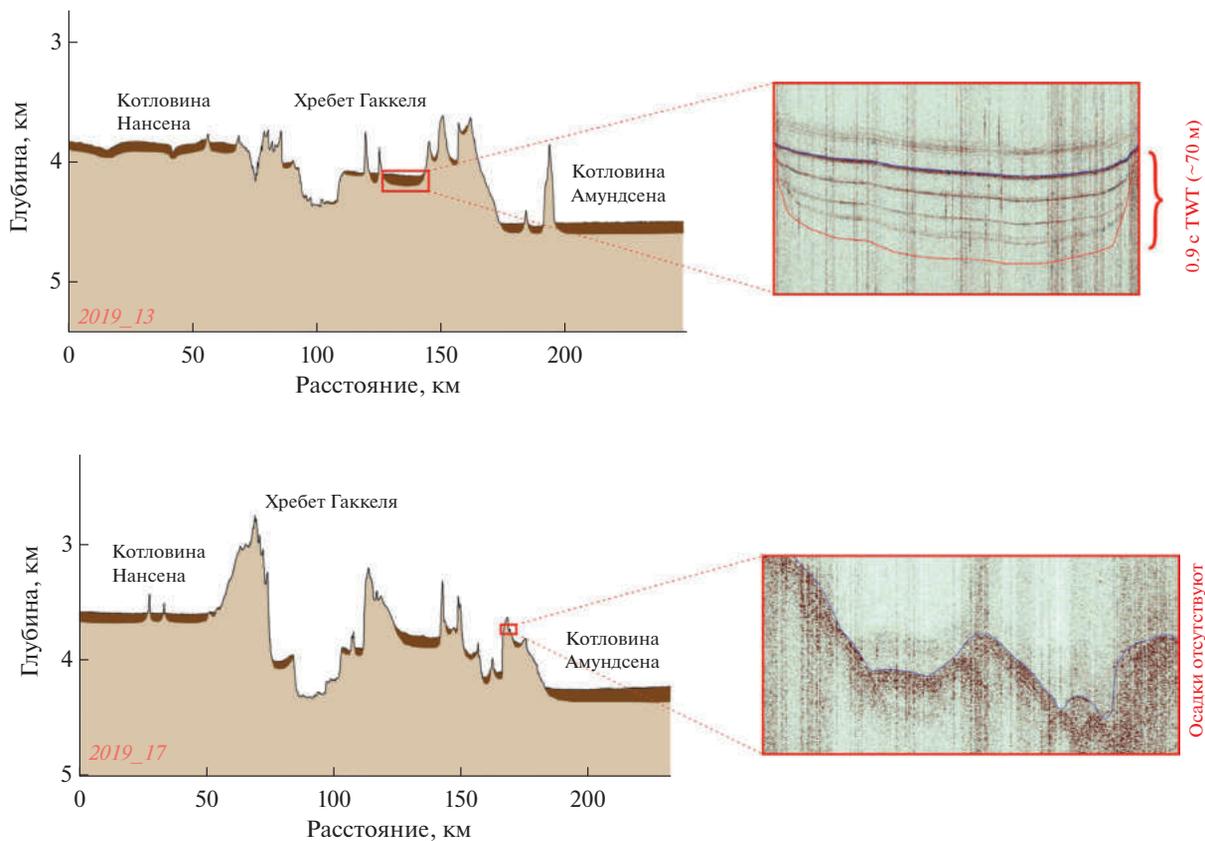


Рис. 7. Результаты пересечения с профилографом хребта Гаккеля в центральной его части по профилям 2019\_13 и 2019\_17. Положение профилей – см. рис. 1.



зона обратной намагниченности между пикетами 185–225. На этом отрезке профиля уверенно наблюдается обратная зависимость величины магнитных аномалий от рельефа, как это и должно быть при сравнительно однородной отрицательной намагниченности пород, образующих рельеф дна. Показано, что каждому поднятию рельефа на этом отрезке профиля соответствует минимум магнитной аномалии, а впадине – максимум магнитной аномалии (см. рис. 8, тонкий пунктир).

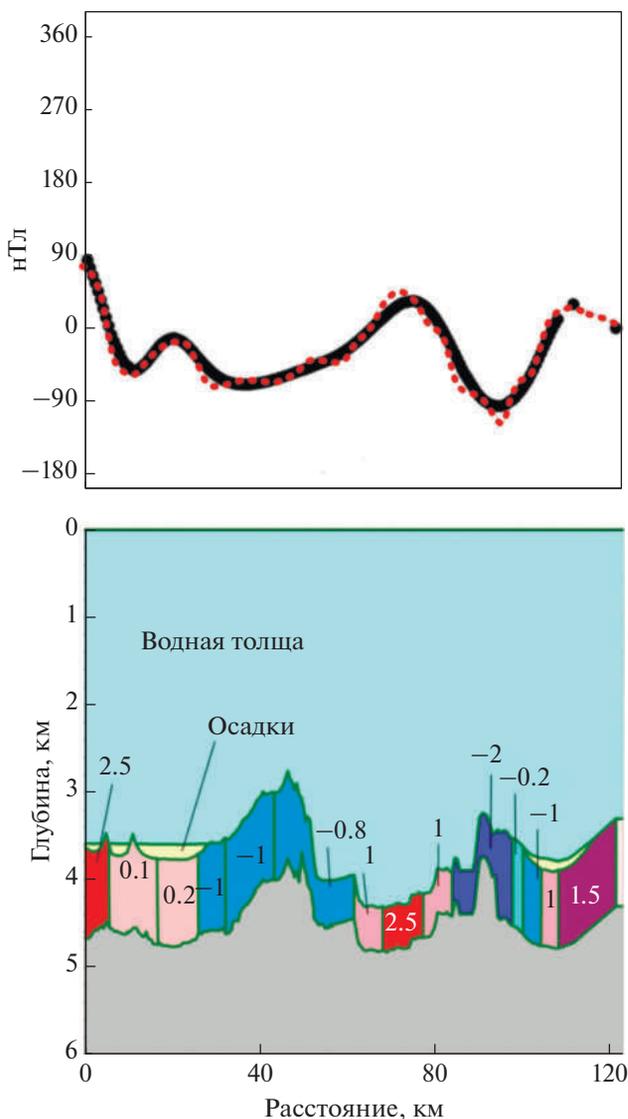
Далее рассмотрим тектоническую историю образования подобных участков медленно спрединговых хребтов.

Расчетные значения намагниченности вдоль профиля 2019\_17 в центральной части хребта Гаккеля только на трех отрезках профиля превышают значения 1.5 А/м, свидетельствуя о том, что и в этом сегменте хребта океанические базальты слоя 2А играют подчиненную роль (рис. 9).

По-видимому, фундамент большей части поверхности хребта представлен породами океанической коры, слагающими слои 2В и 3, а также породами подкоревой мантии.

Еще на ранних этапах разбуривания и изучения океанической коры было отмечено, что состоящий из базальтов и долеритов слой 2 не повсеместно залегает на поверхности океанического фундамента. Важным компонентом океанической коры может быть серпентинит, залегающий не в виде сплошного слоя, а в виде вертикальных диапиров или тектонических выступов [20]. В дальнейшем в различных регионах морского дна были обнаружены активные долгоживущие разломы, простирающиеся вдоль медленно спрединговых срединно-океанических хребтов, ограничивающие обширные участки, на которых к поверхности фундамента выходят нижние комплексы океанической коры и мантийные породы. Ширина таких участков может составлять десятки километров [39]. Общая площадь поверхности, обнажившейся в результате скольжения по детачменту, составляют до 70% общей площади коры, возраст которой моложе 2 млн лет на обоих склонах Юго-Восточного Индийского хребта, на участке между Австралией и Антарктидой, что указывает на большую роль расслоения океанической земной коры в процессе ее формирования [38].

Комплексы океанической коры представляют собой приподнятые подошвы пологих сбросов с очень большим смещением, которые на медленно спрединговых хребтах эксгумируют породы нижней коры и мантии на морское дно. На осно-



**Рис. 9.** Расчет намагниченности (А/м) магнитоактивного слоя вдоль профиля 2019\_17 в центральной части хребта Гаккеля.

Положение профиля – см. рис. 1, см. рис. 2.

ве численного моделирования предполагается, что такие комплексы формируются в периоды относительно сниженного поступления магматического материала [34].

Подобная структура обнаружена и на Срединно-Атлантическом хребте, где вдоль сброса с большим смещением подошва разлома эксгумирована в виде выпуклого поднятия фундамента, обнажая комплекс океанической коры [41].

На участке Срединно-Атлантического хребта вблизи разлома Кейн сейсмические данные, подкрепленные проботбором, показали широкое развитие на поверхности фундамента не только базальтов и долеритов, но и габбро и серпентинизированных перидотитов [48].

Существование коровых комплексов обеспечивает доступ к интрузивным и ультраосновным породам молодой литосферы, а их структура и эволюция содержат ключи к пониманию того, как баланс между магматизмом и разломной тектоникой контролирует стиль рифтогенеза, который может доминировать на участках оси спрединга во временных масштабах миллионов лет [18]. Подобные структуры обнаружены и изучены и на участках континентов, где они обнажены в древних офиолитовых комплексах. В частности, в Канаде и в Албании обнаружены синокеанские разломы, вдоль которых развиты милонитизированные и измененные перидотиты, а также базальты и амфиболиты [47].

### СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

После завершения первого этапа аэромагнитных съемок и открытия в нем системы линейных магнитных аномалий, характерных для дна океана, весь Евразийский бассейн рассматривался как классический океанический бассейн [5, 45]. Была разработана схема спрединга, согласно которой Евразийский бассейн раскрывался с переменной скоростью раскрытия на протяжении всего кайнозоя [28].

Однако ряд выявленных в последние годы батиметрических, сейсмических, гравитационных и магнитных характеристик дна Евразийского бассейна вступают в противоречие с гипотезой одноэтапного образования бассейна [1, 26], а в юго-восточную его часть по результатам сейсмических исследований протягиваются толщи пород предположительно мезозойского возраста [3, 6, 49]. Эти данные делают актуальной задачу пересмотра истории образования и характера строения земной коры юго-восточной части Евразийского бассейна.

В 2018–2021 гг. исследуемый регион стал объектом ряда сейсмических работ, что сделало возможным произвести новые расчеты и актуализировать ранее построенную 3D сейсмоплотностную модель строения земной коры региона [12]. Новые сейсмические данные использованы для подготовки исходной сейсмоплотностной модели строения земной коры региона, последующих расчетов и итерационного подбора модели методом решения прямой задачи гравиразведки в программе Grav3D, а затем для детализации путем инверсии с использованием априорных ограни-

чений в программе Oasis Montaj. По результатам моделирования получены схематические карты и разрезы, характеризующие строение земной коры. Для районирования области чрезвычайно важными оказались данные о мощности консолидированной части земной коры в зоне сочленения юго-восточной части Евразийского бассейна и Лаптевского шельфа (рис. 10).

Карта мощности консолидированной части земной коры положена в основу приводимой ниже тектонической схемы (см. рис. 10).

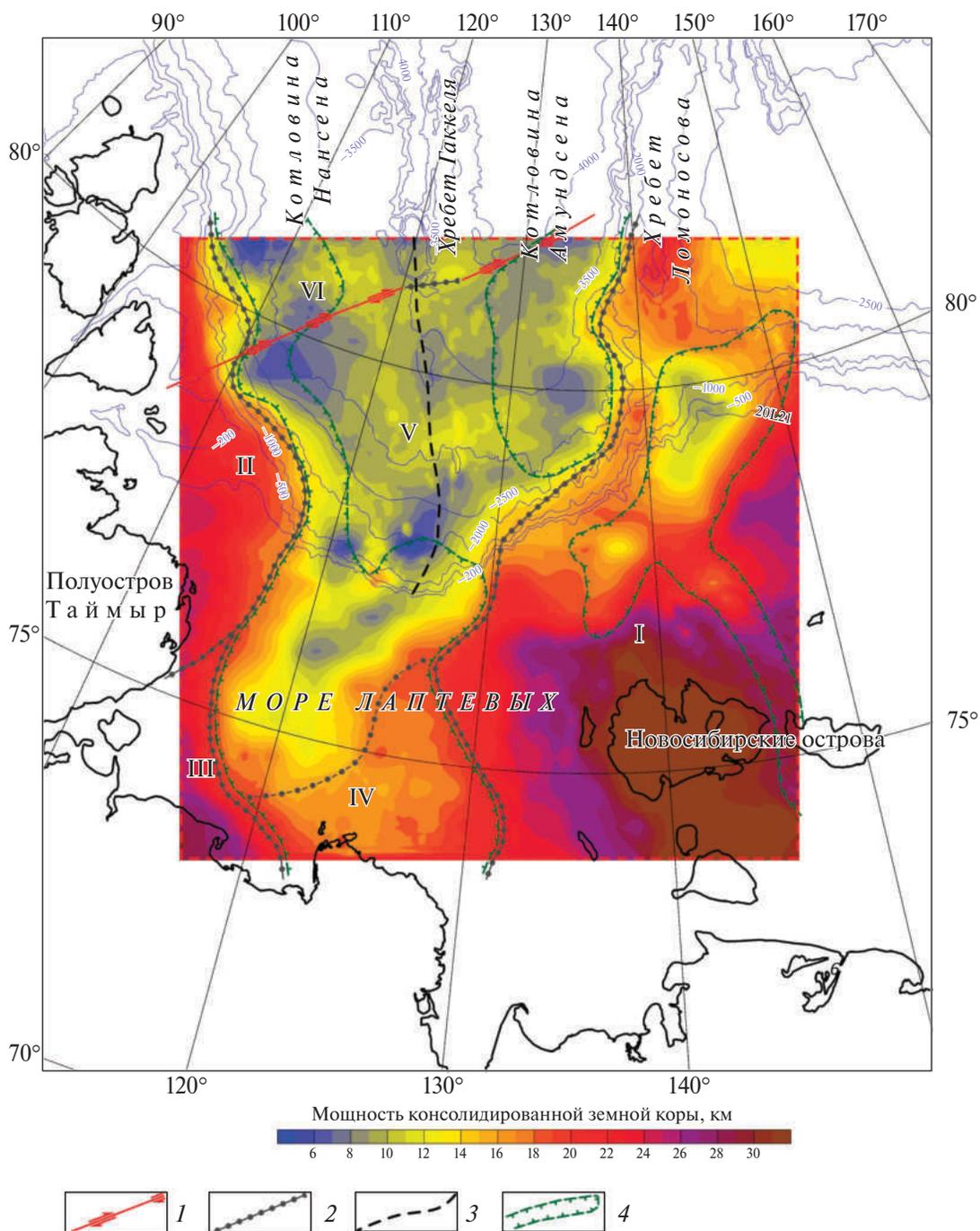
Выделение блоков I (платформенной области на докембрийском основании), II (Таймырско-Североземельской позднепротерозойской складчатой области) и III (области киммерийской переработки докембрийского фундамента, окраины Сибирской платформы) соответствует принятой большинством геологов классификации. Сложнее с классификацией структур земной коры в центральной части моря Лаптевых. Относительно южной части этой области (IV) можно предположить, что по мощности кристаллической части земной коры, ~15 км, эта область соответствует умеренно растянутой континентальной коре [11]. Что касается северного региона (V), где мощность консолидированной земной коры составляет 7–11 км, то она может включать как ареалы подвергнутой сильному растяжению континентальной коры, так и перекрытую мощным осадочным чехлом океаническую кору мезозойского возраста.

Особый интерес представляет находящаяся на самом севере изучаемого региона область VI. Граница этой области довольно уверенно выделяется на основе анализа аномалий магнитного и гравитационного поля [1]. Но только в результате сейсмических работ 2020 г. были получены доказательства сдвигового характера границы, отделяющей область океанической коры VI от остальной изучаемой площади. По-видимому, эта зона деформации разделяет совершенно разнородные, сформировавшиеся в различные эпохи блоки земной коры.

Нами представлен фрагмент сейсмического профиля 20L21 (см. рис. 1, положение профиля; рис. 11).

Зона пересечения профилем контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена отмечена на разрезе белыми вертикальными линиями.

В левой части разреза просматриваются горизонты, которые ранее были отнесены к посткампанскому, раннеэоценовому и раннемиоценовому времени. В точке пересечения профилем



**Рис. 10.** Мощность консолидированной земной коры в области замыкания хребта Гаккеля и рифтовой долины на шельфе моря Лаптевых.

Обозначено: I – платформенная область на докембрийском кристаллическом фундаменте; II – Таймырско-Североземельская позднепротерозойская складчатая область;

III – область киммерийской переработки докембрийского фундамента;

IV – Верхоянская складчатая область;

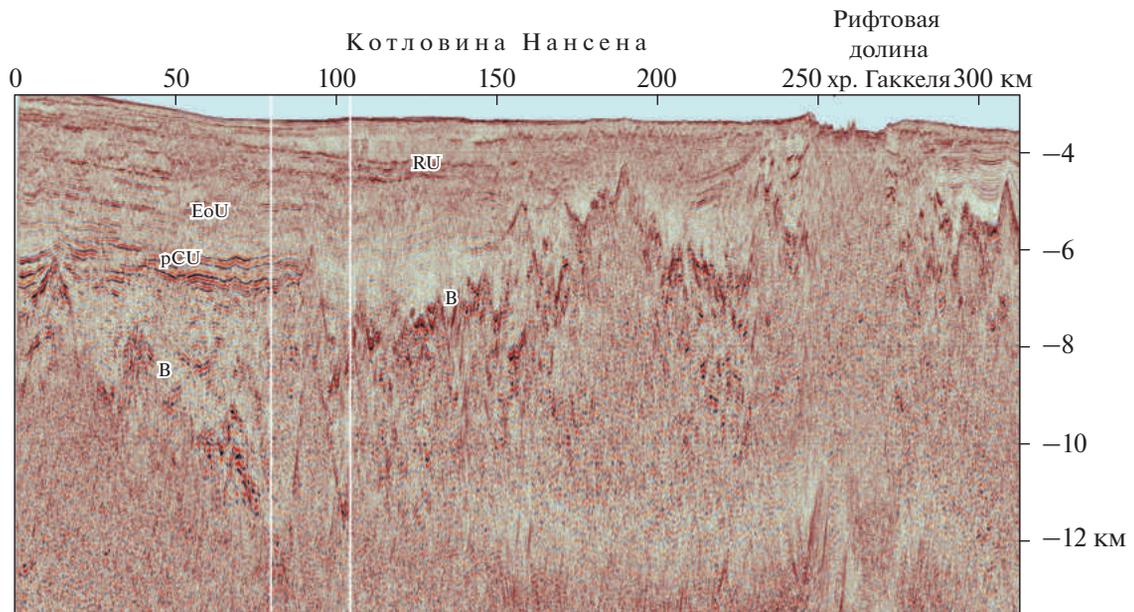
V – растянутая континентальная кора и ареалы мезозойской океанической земной коры; VI – океаническая земная кора.

1 – сдвиговая зона на границе разнотипных блоков земной коры; 2 – границы разнотипных блоков земной коры;

3 – сейсмоактивная зона современного рифтогенеза; 4 – границы ареалов юрско-мелового осадконакопления

предполагаемой разломной зоны происходит полная смена характера сейсмического разреза, что может быть объяснено наличием сдвига с большой

амплитудой перемещения. Только предполагаемые неогеновые осадочные толщи перекрывают сдвиговую зону без существенных нарушений.



**Рис. 11.** Фрагмент профиля 20L21 – пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена.

Показано предполагаемое положение границ фундамента (В), эоценового (ЕоU) и раннемиоценового (RU) несогласий.

Следовательно, можно предположить, что сдвиговая зона перестала функционировать в олигоценное время.

На профиле 20L22 пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена расположено вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля (рис. 12).

Мощность осадочного чехла в зоне контакта двух блоков на профиле 20L22 невелика, поэтому различие разрезов по обе стороны от контакта не столь явственно, как на предыдущем профиле. Тем не менее, наличие глубоко проникающей дизъюнктивной зоны в точке предполагаемого контакта неоспоримо.

Таким образом, анализ построенной 3D модели земной коры в зоне сочленения южного блока Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых свидетельствует о коренном отличии геологического строения прилаптевоморской части Евразийского бассейна от остальной его области.

Резкое изменение характера рифтовой долины до грабена глубиной несколько сотен метров происходит южнее гигантской кальдеры, расположенной на продолжении хребта Гаккеля. Грабен продолжается до границы шельфа моря Лаптевых.

Разломы, образующие борта грабена, прослеживаются вглубь мощной (до 4–5 км) осадочной толщи, и, по имеющимся данным, нижние слои сложены позднемезозойскими отложениями (рис. 13).

В связи с отсутствием на изучаемой площади картировочного бурения, возраст выделенных осадочных толщ остается дискуссионным, что приводит и к неопределенности в построении геолого-тектонической модели развития региона. Для преодоления этой неопределенности нами были использованы данные зондирования методом преломленных волн о распределении с глубиной в разрезе скоростей продольных волн.

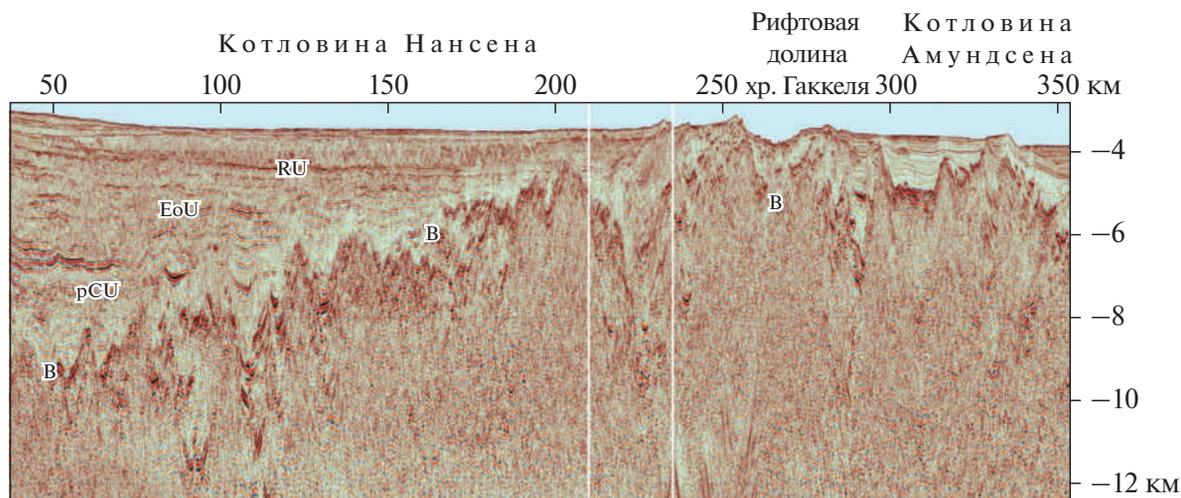
В основу анализа возраста пород осадочного чехла юго-восточной части Евразийского бассейна положена зависимость скорости продольных волн в обломочных породах от глубины залегания и возраста [23]:

$$V = K \cdot (Z \cdot T)^{1/6}, \quad (1)$$

где  $Z$  – глубина (м),  $T$  – возраст (годы),  $K = 46.0$ .

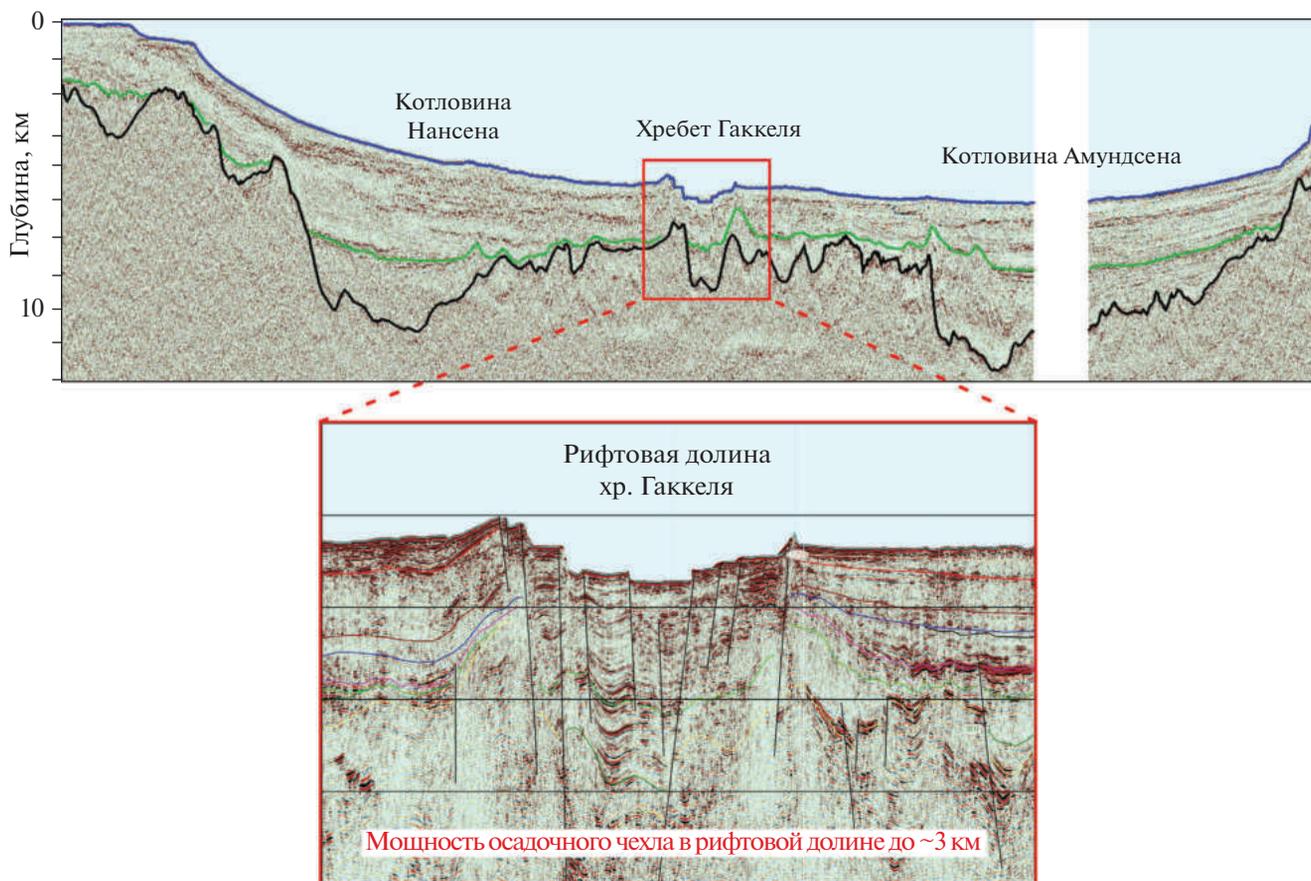
Коэффициент  $K$  откорректирован с учетом того обстоятельства, что абсолютный возраст стратиграфических подразделений значительно уточнен по сравнению с данными 1951 г., когда данная формула была предложена впервые [23].

Приведенные данные расчетов и данные моделирования показывают, что в регионе, включающем северо-западную часть моря Лаптевых и юго-восточную часть Евразийского бассейна, формирование фундамента и синрифтовое осадконакопление началось, вероятнее всего, в позднеюрское время, а сам фундамент является



**Рис. 12.** Фрагмент профиля 20L22 – пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена, вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля.

Показано предполагаемое положение границ фундамента (В), эоценового (ЕоU) и раннемиоценового (RU) несогласий.



**Рис. 13.** Рифтовая долина хребта Гаккеля при пересечении профилем 2015\_1В в юго-восточной части Евразийского бассейна и фрагмент разреза осадочной толщи под рифтовой долиной.

Показано: акустический фундамент (линия черным); предполагаемая подошва отложений кайнозоя (линия зеленым), (по [1, 26]). На увеличенном фрагменте (внизу) показаны многочисленные сбросы, образующие грабенообразную структуру рифтовой долины.

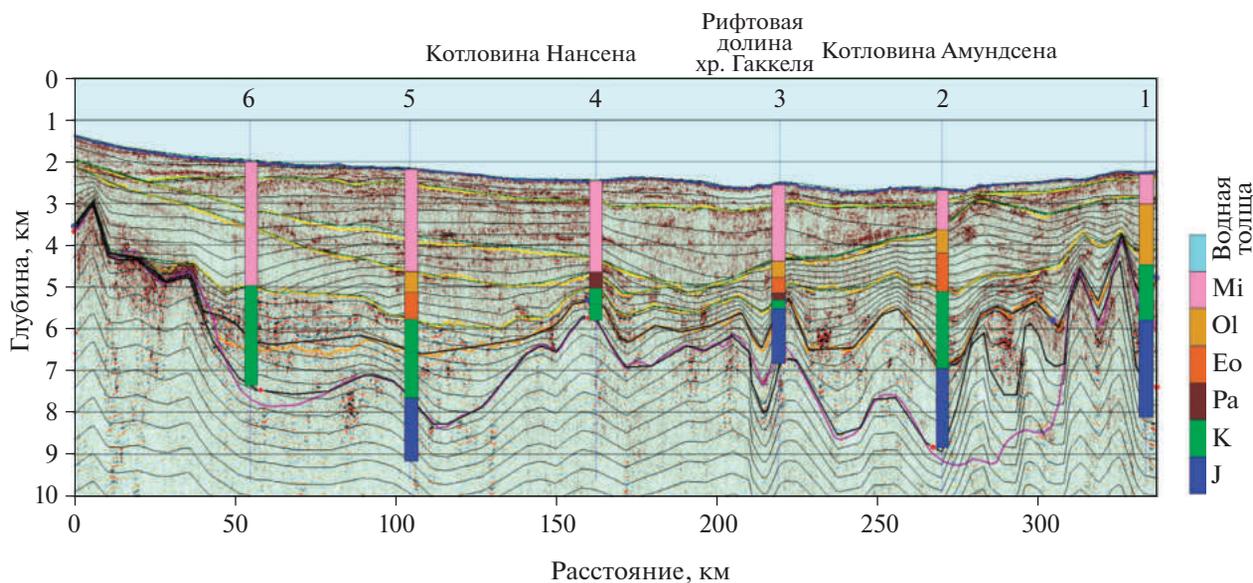


Рис. 14. Скоростная модель осадочной толщи по данным МОВ-МПВ вдоль профиля 2015-03.

Возраст осадочных толщ по скоростям продольных волн в колонках МПВ 1-6 определен на основе зависимости, (по [23]).

либо частью позднеюрского океана (не до конца закрывшегося Южно-Анюйского бассейна), либо областью растянутой в позднеюрское время континентальной коры окраины материка (рис. 14).

Юго-восточная часть Евразийского бассейна отделена от остального бассейна зоной правого сдвига, смещение по которому к концу палеогена составляло более 100 км.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во введении мы писали, что доминирующей концепцией развития Евразийского бассейна и хребта Гаккеля остается спрединг, происходящий с раннего эоцена и до настоящего времени без существенных кинематических перестроек, с плюсом раскрытия вблизи современного шельфа моря Лаптевых. Однако все большее количество выполненных исследований делает эту концепцию все менее вероятной, и все более вероятным выглядит существование рубежей, на которых кинематическая перестройка коснулась и Евразийского бассейна, и хребта Гаккеля.

Прежде всего, следует упомянуть работу, детально представляющую историю формирования Норвежско-Гренландского бассейна [27]. Согласно этой работе, в Норвежской котловине эоценовый океанический рифт первоначально распространялся с севера на юг в сторону полюса раскрытия океанического дна, расположенного

у Гренландско-Фарерского порога. Однако около 47 млн лет назад (С21г) направление спрединга радикально изменилось. В то время между Восточной Гренландией и южным Эгирским хребтом начался веерный рифтогенез и/или спрединг, а между Лофотенскими и северо-восточными окраинами Гренландии развился почти ортогональный спрединг. Постепенный переход от медленного к сверхмедленному спредингу вдоль хребта Эгир в Норвежской котловине произошел после магнитного хрона С10 (29 млн лет), последнего подтвержденного в настоящее время хрона в Норвежской котловине. Полное открытие нового океанического бассейна вдоль хребта Колбенсей, вероятно, произошло незадолго до 22.5 млн лет назад (хрон. 6В).

Данные, относящиеся к рубежам осадконакопления в Арктическом бассейне, были получены в результате бурения в 2004 г. скважин на хребте Ломоносова по проекту АСЕХ. Эти данные многократно подвергались анализу, результаты которого не всегда совпадали. Изначально [36] представлялось, что накопление осадков шло без видимых перерывов в интервале времени 55–45 млн лет.

После значительного перерыва, верхняя толща накапливалась в интервале времени 14–0 млн лет. В дальнейшем эти данные корректировались, и наиболее убедительным в настоящее время представляется анализ, выполненный в работе [40]. Согласно этому анализу, накопление нижних толщ проходило в интервале времени

55–36 млн лет, после чего резко снизилась скорость осадконакопления, без заметного перерыва. Перерыв в осадконакоплении фиксируется в интервале 10–12 млн лет, после чего скорость осадконакопления резко возрастает. При этом коренным образом изменилась и обстановка осадконакопления. До 36 млн лет это была озерная стадия, а после значительного переходного периода с начала Миоцена (23 млн лет) осадконакопление происходило в морских условиях.

К началу олигоцена (33 млн лет) относится и перерыв осадконакопления на островах моря Лаптевых [31].

После окончания цикла сейсмических работ в Канадском бассейне основные выделяемые на разрезах сейсмические границы были привязаны к скважинам, пробуренным в бассейне Маккензи и на северном склоне Аляски [35]. Время формирования верхней границы (R10) было определено как 11.6 млн лет назад, второй границы (R30) – 33 млн лет назад, и нижней границы (R40) – 56.2 млн лет назад. Относительно границы R30 есть сомнения, не следует ли перенести время ее формирования в осадочной толще с раннего олигоцена в ранний миоцен, 23 млн лет назад. В остальном реперные определения времени формирования сейсмических границ в Канадском бассейне выглядят надежными.

Очевидно, что одним из рубежей тектонической истории Арктического бассейна является открытие пролива Фрам. Детальное исследование структуры магнитных аномалий в районе пролива Фрам показывает, что полное открытие пролива произошло не ранее, чем 21 млн лет назад. Самая старая аномалия магнитного спрединга, обнаруженная к северу от плато Ермак относится к номеру С7n.1 (24 млн лет назад). Аномалия С6АА регистрирует начало спрединга в северной части пролива Фрама примерно с 21.1 млн лет назад. В это время 130-километровый участок пролива Фрама к югу от 81°20' с.ш. подвергался растяжению, и новообразование океанической коры еще не происходило [30].

В работе [8] обосновывается прямая связь между кинематикой движения литосферных плит в северо-западной части Тихого океана и геодинамической эволюцией Арктики и Северо-Восточной Азии. В частности, указывается, что после геодинамической перестройки 47.5 млн лет назад в Тихом океане ситуация в отношении Арктики радикально поменялась, и в районе современного моря Лаптевых обстановка напряжений, соответ-

ствующих правому сдвигу, изменилась на обстановку левого сдвига.

На тектоническую историю Евразийского бассейна и хребта Гаккеля наверняка повлиял и образовавшийся в Плиоцене супервулкан, следы от которого остались в виде кальдеры, по которой проходит отрезок рифтовой долины хребта Гаккеля. Размер (80 × 45 км) кальдеры, размещенной на хребте Гаккеля вблизи точки с координатами 120° в.д., 81° с.ш., относит ее к категории супервулканов с высшим индексом вулканической взрывоопасности 8. Это было мощнейшее извержение, оставившее значительные следы в топографии Северного Ледовитого океана [39]. По-видимому, именно это извержение маркирует недавнюю (плейстоценовую) перестройку спрединга центрального сегмента хребта Гаккеля, вызвавшую скачок оси спрединга, в результате чего рифтовая долина и эпицентры землетрясений расположились на его юго-западном фланге.

Таким образом, ярко выраженным по различным данным является рубеж, относящийся к началу Миоцена, около 23 млн лет назад. В соседнем с Евразийским Норвежско-Гренландском бассейне это время начала упорядоченного спрединга вдоль оси хребта Колбенсей. Именно к этому рубежу, скорее всего, надо относить окончательное формирование структуры выраженного в современном рельефе хребта Гаккеля. Особенности рельефа хребта, делающая его похожим на плато с неровной поверхностью, подчеркивает его наложенный на структуру Евразийского бассейна характер. Подобная “гофрированная” поверхность отмечена в районах развития коровых комплексов на востоке Юго-Западного Индийского хребта. Считается, что нынешняя приподнятая топография Юго-Западного Индийского хребта по сравнению с соседним морским дном приобретена как следствие того, что изгибная жесткость плиты значительно возростала на стадии спрединга с незначительным внедрением расплава [21]. Сходство рельефа хребта Гаккеля с рельефом Юго-Западного Индийского хребта, видимо, проистекает из сходства процессов их формирования.

## ВЫВОДЫ

Хребет Гаккеля – структура, обособление которой относится к интервалу времени начало олигоцена (34 млн лет) – начало миоцена (23 млн лет), в процессе коренной перестройки кинематики

спрединга в уже существовавших океанических бассейнах в районах Северной Атлантики и Арктики. Наложенный характер хребта Гаккеля в Евразийском бассейне доказывается батиметрическими данными и сейсмическими данными о рельефе фундамента, а также изменением на его границах направления градиентных зон на картах магнитных и гравитационных аномалий.

Западный сегмент хребта Гаккеля, расположенный к западу от изгиба хребта в районе  $75^\circ$  в.д., характеризуется симметричным относительно рифтовой долины и пояса современной сейсмичности строением. В рифтовой долине и на расстоянии в 20–30 км от нее сейсмоакустическими работами не зафиксировано наличие заметного осадочного чехла, как это и должно быть в области океанической коры плиоцен-четвертичного возраста. В то же время значения рассчитанной намагниченности магнитоактивного слоя земной коры показывают, что этот слой только на 20–30% состоит из базальтов, а преимущественно сложен породами глубинного происхождения, габбро и перидотитами, появившимися на поверхности в результате сопутствующего спредингу скольжения по поверхности детачмента. Это положение подтверждено и результатами пробоотбора, выполненного в этом регионе в 2001 г. экспедицией AMORE.

Центральный сегмент хребта Гаккеля, протягивающийся от  $75^\circ$  в.д. и до кальдеры, характеризуется асимметричным положением рифтовой долины, располагающейся вблизи юго-западного борта хребта. Осадочный чехол мощностью более 50 м регистрируется по сейсмоакустическим данным как в самой рифтовой долине, так и в непосредственной близости от нее, что свидетельствует о недавнем, плиоцен–четвертичном перескоке оси спрединга в современное положение. Расчеты величины намагниченности магнитоактивного слоя показывают подчиненную роль базальтов в его строении. Преобладают, как и в западном сегменте, габбро и перидотиты, выведенные на поверхность по многочисленным пологим сбросам.

Рифтовая долина хребта Гаккеля, к югу от кальдеры, в Прилаптевоморской области, проходит над многокилометровой толщей осадков, в основании которой залегают осадочные породы мелового, и, возможно, позднеюрского возраста. Вдоль расположенной под рифтовой долиной сейсмоактивной зоны осадочный чехол и фундамент рассечены множеством разломов, смещения по которым создают серию горстов и грабенов. Кристаллическая часть земной коры в этой области представляет

собой особый блок Евразийского бассейна и принадлежит либо к земной коре мезозойского океана Панталассы, либо к растянутой в позднем мезозое материковой окраине океана Панталассы.

**Благодарности.** Авторы благодарны рецензенту д.г.-м.н. А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и признательны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа была поддержана финансированием ФГБУ “ВНИИОкеангеология” (г. Санкт-Петербург, Россия). Дополнительных грантов на проведение или руководство данным исследованием получено не было.

**Выполнение норм научной этики.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктический бассейн (геология и морфология). – Под ред. В.Д. Каминского – СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Гордин В.М., Назарова Е.А., Попов К.В. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Океанология, 1993. Т. 33. № 1. С. 139–143.
3. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суццов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
4. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. – М.: ГЕОС, 2001, 293 с.
5. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным – В сб.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. – Под ред. И.М. Варенцова – Л.: Недра, 1980. С. 178–193.
6. Кириллова-Покровская Т.А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
7. Кременецкий А.А., Пилицын А.Г., Веремеева Л.И., Морозов А.Ф., Петров О.В., Петров Е.И. Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумпольярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2020. № 83. С. 14–32.
8. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шпилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // ДАН. Наука о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
9. Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 4. С. 79–90.

10. Пискарев А.Л. Глубинная морская геофизика (развитие методов истолкования). — Л.: Недра, 1991. 188 с.
11. Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 134 с. (Тр. НИИГА—ВНИИОкеангеология. Т. 203).
12. Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Куреев А.А., Казанин Г.С., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е., Элькина Д.В. Строение зоны перехода шельф моря Лаптевых—Евразийский бассейн, Северный Ледовитый океан // Геотектоника. 2018. № 6. С. 3—24.
13. Пискарев А.Л., Астафурова Е.Г., Беляев И.В., Жемчужников Е.Г., Подгорных Л.В. Долговременные вариации намагниченности и плотности океанической земной коры // ДАН. 1998. Т. 360. № 2. С. 257—262.
14. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. — Под ред. А.М. Городничко — М.: ВНИРО, 1996. 282 с.
15. Рекант П.В., Гусев Е.А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1634—1640.
16. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. — Дис. ... д.г.-м.н. — М.: ГИН РАН, 2018. 50 с.
17. Barton P.J. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust — a useful constraint? // Geophys. J. Royal Astron. Soc. 1986. Vol. 87. Is.1. P. 195—208.
18. Blackman D.K., Canales J.P., Harding A. Geophysical signatures of oceanic core complexes // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 178. Is. 2. P. 593—613.
19. Bleil U., Peterson N. Variations in magnetization intensity and low-temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts // Nature. 1983. Vol. 301. P. 384—388.
20. Bonatti E. Serpentine protrusions in the oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 32. Is. 2. P. 107—113.
21. Cannat M., Sauter D., Escartín J., Lavier L., Picazo S. Oceanic corrugated surfaces and the strength of the axial lithosphere at slow spreading ridges // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 288. P. 174—183.
22. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkell Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2008. Vol. 174. P. 1153—1173.
23. Faust L.Y. Seismic velocity as a function of depth and geologic time // Geophysics. 1951. Vol. 16. P. 192—206.
24. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: a link to the Eureka orogeny? // Arktos. Vol. 16. No. 1. 2015.  
<https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8>
25. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. Vol. 39. P. 770—780.
26. Geologic structures of the Arctic Basin. — Ed. by A. Piskarev, V. Poselov, V. Kaminsky. — Springer Nature. 2019. 375 p.
27. Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M. Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 206. P. 1—37.
28. Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. Vol. 4. P. 21—42.  
<https://doi.org/10.1134/S0016852106040029>
29. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. P. 1—4.
30. Jokat W., Lehmann P., Damaske D. et al. Magnetic signature of North-East Greenland, the Morris Jesup Rise, the Yermak Plateau, the central Fram Strait: Constraints for the rift/drift history between Greenland and Svalbard since the Eocene // Tectonophysics. 2015. Vol. 691. P. 98—109.
31. Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkell Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2007. Vol. 168. P. 983—998.
32. Kos'ko M.K., Trufanov G.V. Middle Cretaceous to Eocene sequences on the New Siberian islands: an approach to interpret offshore seismic // Mar. Petrol. Geol. 2002. Vol. 19. P. 901—919.
33. Lutz R., Franke D., Berglar K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkell Ridge, Arctic Ocean // J. Geodynam. 2018. Vol. 118. P. 154—165.
34. McLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., Casey J.F., Mallows C., Unsworth S.C., Achenbach K.L., Harris M. Life cycle of oceanic core complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 287. P. 333—344.
35. Mosher D.C., Shimeld J.W., Hutchinson D., et al. Canada Basin revealed. — In: Arctic Technology Conference Paper. — (Houston. USA. 2012).
36. Moran K., Blackman J., Brinkhuis H., et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. Vol. 441. P. 601—606.
37. Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic Shelf and Arctic deep water basins: Link between geological history and geodynamics // Geodynam. Tectonophysics. 2017. Vol. 8. Iss. 1. P. 11—43.
38. Okino K., Matsuda K., Christie D.M., Nogi Y., Koizumi K. Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian—Antarctic Discordance // Geochem., Geophys., Geosyst. 2004. Vol. 5. No. 12. P. 1—22.
39. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // Nature Sci. 2017. Vol. 7. P. 1—8.
40. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. L14607.  
<https://doi.org/10.1029/2011GL047953>. 2011
41. Reston T. J., Ranero C. R. The 3D geometry of detachment faulting at mid-ocean ridges // Geochem., Geophys., Geosyst. 2011. Vol. 12. No. 7. P. 1—19.
42. Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobsen Y., Capitanio F.A., Dick H.J.B., Cawood P.A. An Early Cretaceous subduction-modified mantle underneath the

- ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Sci. Advances*. 2020. Vol. 6. Is. 44. P. 1–29.
43. *Snow J.E., Edmonds H.N.* Ultraslow-spreading ridges. Rapid paradigm changes // *Oceanography*. 2007. Vol. 20. No. 1. P. 90–101.
44. *Sohn R.A., Willis C., Humphris S. et al.* Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2008. Vol. 453. P. 1236–1238.
45. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.
46. *Thiede J.* Polarstern Arctis XVII/2 Cruise Report: Amore 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) – (Bremerhaven, Alfred Wegener Institute. 2002. Vol. 421), pp. 297.
47. *Tremblay A., Meshi A., Bédard J.H.* Oceanic core complexes and ancient oceanic lithosphere: Insights from Iapetan and Tethyan ophiolites (Canada and Albania) // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 473. Is. 1. P. 36–52.
48. *Xu M., Canales J.P., Tucholke B.E., DuBois D.L.* Heterogeneous seismic velocity structure of the upper lithosphere at Kane oceanic core complex, Mid-Atlantic Ridge // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2009. Vol. 10. No. 10. P. 1–34.  
<https://doi.org/10.1029/2009GC002586>
49. *Zakharov V.A., Kim B.I., Rogov M.A.* Probable Distribution of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Deposits on the Laptev Sea Shelf and Their Petroleum Resource Potential // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2013. Vol. 21. No. 5. P. 496–514.  
<https://doi.org/10.1134/S0869593813050067>

## The Geological Structure of the Gakkel Ridge: In the Light of New Geological and Geophysical Data

**A. L. Piskarev<sup>a, b, \*</sup>, V. D. Kaminsky<sup>a</sup>, A. A. Kireev<sup>a</sup>, V. A. Poselov<sup>a</sup>, V. A. Savin<sup>a, b</sup>, O. E. Smirnov<sup>a</sup>,  
D. V. Bezumov<sup>a</sup>, E. A. Dergileva<sup>a</sup>, G. I. Ovanesian<sup>a</sup>, E. S. Ovsianikova<sup>a, b</sup>, D. V. Elkina<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Gramberg All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), 190121 St. Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*St. Petersburg State University – Institute of Earth Sciences, 199134 St. Petersburg, Russia*

*\*e-mail: apiskarev@gmail.com*

In 2011–2020 the significant amount of seismic lines was carried out in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, which made it possible to study the structure of the junction zones of the Gakkel Ridge with the Nansen and Amundsen basins on a number of profiles. During 2019–2020 15 sections of the Gakkel Ridge and its rift valley were studied using a sub-bottom profiler and seismo-acoustic profiling. New data on the relief of the basement, as well as the use of databases of bathymetry, gravity and magnetic anomalies updated at VNIIOkeangeologia, made it possible to calculate the magnetization of the rocks of the Gakkel Ridge along a number of profiles crossing the ridge, and to perform the model calculations of the Earth's crust structure using a complex of geological and geophysical data in the area of the southeastern termination of the ridge. The Gakkel Ridge is a structure, the isolation of which refers to the time interval of Early Oligocene (34 Ma)–Early Miocene (23 Ma), in the process of radical restructuring of the spreading kinematics in the already existing ocean basins in the regions of the North Atlantic and the Arctic. The values of the calculated magnetization of the magnetic layer of the Earth's crust show that this layer is partly composed of oceanic basalts, but mainly of deep-originated rocks, gabbro and peridotites, brought to the surface during detachment accompanying spreading. The Laptev Sea continuation of the rift valley of the Gakkel Ridge, to the south of the caldera, passes above many kilometers of sediments, at the base of which sedimentary rocks of Cretaceous and Late Jurassic age occur.

*Keywords:* Gakkel Ridge, Eurasian Basin, tectonics, topography, seismo-acoustics, magnetic anomalies, magnetization, the Earth's crust