

ISSN 0016-853X

Номер 1

Январь – Февраль 2025



LX  
лет

# ГЕОТЕКТОНИКА



Журнал основан в январе 1965 года.  
Выходит 6 раз в год.



НАУКА

— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

## Номер 1, 2025

---

---

- Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии  
*Л. И. Лобковский, А. А. Баранов, А. М. Бобров, А. В. Чуваев* 3
- Пространственно-временные пульсации активности плюмов и наложенный на океаническую литосферу магматизм  
*С. Ю. Соколов, Н. П. Чамов, А. С. Абрамова* 21
- Позднемеловой (сеноман–коньяк) этап развития рифтинга в северной части Северной Атлантики и в Арктическом бассейне  
*А. В. Зайончек, А. В. Соловьев* 39
- Особенности формирования Евразийского бассейна по результатам сейсмических исследований  
*В. А. Поселов, О. Е. Смирнов, А. С. Жолондз, С. М. Жолондз, А. Л. Пискарев, С. Н. Табырца, Е. В. Бруй, К. И. Булаткина* 73
- Тектонические условия зарождения и геодинамика раскрытия рифтов Красного моря и Аденского залива  
*В. М. Усова* 89
- Трансформные и нетрансформные смещения западной части Юго-Западного Индийского хребта: экспериментальное моделирование  
*В. А. Боголюбский, Е. П. Дубинин, А. Л. Грохольский* 104
- 
-

# Contents

---

---

Vol. 59, no. 1, 2025

---

---

The Thermoconvective Three-Dimensional Spherical Model of Modern Earth Geodynamics:  
Application to Tectonics and Regional Geology

*L. I. Lobkovsky, A. A. Baranov, A. M. Bobrov, A. V. Chuvaev* 3

Pulsations of Plume Activity in Time-and-Space and Magmatism Superimposed  
on the Oceanic Lithosphere

*S. Yu. Sokolov, N. P. Chamov, A. S. Abramova* 21

Late Cretaceous (Cenomanian–Coniacian) Stage of Rifting in the Northern Part  
of North Atlantic and Arctic Basin

*A. V. Zayonchek, A. V. Soloviev* 39

Formation of the Eurasian Basin: Results of the Seismic Data

*V. A. Poselov, O. E. Smirnov, A. S. Zholondz, S. M. Zholondz, A. L. Piskarev,  
S. N. Tabyrtsa, E. V. Brui, K. I. Bulatkina* 73

Tectonic Conditions of Origin and Geodynamic Setting of Opening of the Rifts  
of the Red Sea and the Gulf of Adena

*V. M. Usova* 89

Transform Faults and Non-Transform Discontinuities of the Western South-West Indian Ridge:  
Experimental Modeling

*V. A. Bogoliubskii, E. P. Dubinin, A. L. Grokholsky* 104

---

---

УДК 550.311

## ТЕРМОКОНВЕКТИВНАЯ ТРЕХМЕРНАЯ СФЕРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ЗЕМЛИ: ПРИМЕНЕНИЕ В ИССЛЕДОВАНИИ ТЕКТОНИКИ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ<sup>1</sup>

© 2025 г. Л. И. Лобковский<sup>1</sup>, А. А. Баранов<sup>2</sup>, \*, А. М. Бобров<sup>2</sup>, А. В. Чуваев<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, д. 36, Нахимовский просп., 117218, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, ул. Б. Грузинская, 123995, Москва, Россия

<sup>3</sup>Российский технологический университет (РТУ МИРЭА), д. 78, Проспект Вернадского, 119454, Москва, Россия

\*e-mail: baranov@ifz.ru

Поступила в редакцию 15.06.2024 г.

После доработки 06.02.2025 г.

Принята в печать 06.03.2025 г.

В настоящей статье представлена построенная авторами термоконтвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN2 с плитной реологией на поверхности. Фундаментальный результат состоит в том, что рассчитанная трехмерная модель течений в сферическом мантийном слое приводит к картине горизонтальных движений литосферных плит на поверхности Земли, хорошо согласующейся с современной кинематической моделью тектоники плит, а также с данными спутниковых наблюдений горизонтальных смещений поверхности Земли. Такое соответствие позволяет обоснованно утверждать, что представленная трехмерная модель современных течений вещества для сферической Земли является реальным обобщением концепции тектоники плит, развивающейся на протяжении полувека в рамках кинематической теории с привлечением, в основном, двумерных конвективных моделей мантийных течений, как правило, способных описывать только региональные процессы. В работе рассматриваются приложения модели для объяснения некоторых особенностей региональной геотектоники.

*Ключевые слова:* литосфера, геология, тектоника плит, региональные тектонические структуры, сейсмическая томография, термоконтвективная трехмерная сферическая модель современной Земли, мантийная конвекция

DOI: 10.31857/S0016853X25010012, EDN: DAKPEL

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших задач современной глобальной геодинамики является разработка трехмерной конвективной модели течения вещества в недрах Земли, объясняющей с единых позиций и на количественном уровне тектонику литосферных плит, плюм-тектонику и основные региональные тектонические процессы, происходящие на поверхности Земли в современную эпоху и в относительно недалеком (по геологическим масштабам времени) прошлом. Подчеркнем, что в настоящей работе рассматривается “мгновенная” трехмерная картина течений для современной сферической Земли, которая может быть получена в рамках модели тепловой конвекции, вызванной плотностными неоднородностями, определяемыми по известным данным сейсмической томографии.

В общем случае глобальная и региональная геодинамика определяются термохимической конвекцией в мантии, которая проявляется на поверхности Земли в виде образования крупномасштабных тектонических структур, движениях литосферных плит, рельефе, тепловом потоке, сейсмической активности, вулканизме и т.д. Мантийная конвекция осложнена тем, что поверхностная оболочка Земли раздроблена на квазижесткие литосферные плиты. Согласно современным геодинамическим представлениям глобальная тектоника на качественном уровне характеризуется двумя основными процессами: поверхностным, определяемым тектоникой литосферных плит, и глубинным, связанным с тектоникой плюмов.

Разработка моделей мантийной конвекции имеет достаточно длительную историю, современный этап которой связан с появлением концепции тектоники литосферных плит в конце 1960-х гг. Мы не ставим задачу дать сколько-

<sup>1</sup> Дополнительные материалы доступны по DOI: 10.31857/S0016853X25010012 статьи, для авторизованных пользователей.

нибудь полный обзор работ по конвекции в мантии, которые к настоящему времени насчитывают сотни публикаций. Отметим лишь общую тенденцию постепенного усложнения этих моделей, начиная с относительно простых двумерных моделей тепловой мантийной конвекции в декартовых координатах с постоянной вязкостью, с последующим переходом к более сложным моделям с переменной вязкостью, зависящий от температуры, глубины и других параметров среды, с наличием не только тепловых, но и химических факторов изменения плотности вещества, наконец, с переходом к трехмерной конвекции в сферической Земле.

Эволюционные модели тепловой конвекции с неньютоновской реологией представлены, например, в работах [2, 29, 47], а модели термохимической конвекции рассмотрены, например, в [37]. Отдельное направление работ по тепловой конвекции связано с анализом роли плавающих континентов в качестве своеобразных тепловых экранов для конвектирующей мантии [30, 32, 35, 43, 48].

Отметим также численные эксперименты по изучению двумерной конвекции в мантии в декартовых и цилиндрических координатах для различных геодинамических обстановок и вариантов конвективной эволюции Земли, в том числе для всей геологической истории ее развития на протяжении четырех миллиардов лет [4, 18, 37]. Эти работы по конвекции в мантии отражали некоторые общие особенности процессов эволюции Земли без привязки к конкретным тектоническим структурам и внутреннему строению неоднородной мантии.

Важное направление исследований представляет разработка количественных и качественных моделей верхнемантийной конвекции для описания тектонической эволюции конкретных регионов Земли, например, Арктики, Восточной Азии, Альпийско-Гималайского пояса [5, 8, 7, 10, 11, 14, 15].

Следующая ступень исследований мантийной конвекции относится к построению трехмерных термоконвективных моделей современной Земли, основанных на данных сейсмической томографии. Здесь, прежде всего, следует указать на фундаментальные работы, в которых рассматривались многие аспекты построения термоконвективной трехмерной модели течений в мантии, исходя из данных сейсмической томографии, относящихся к началу 2000-х гг. [26, 27].

Настоящая работа находится в русле этого направления исследований, в которой мы опираемся на современные и точные данные сейсмической томографии из модели SMEAN2 [33]. При этом основное внимание в наших исследованиях сосредоточено на приложениях трехмерной модели конвекции к особенностям региональной геологии и тектоники для различных областей Земли.

В работах [1, 6] были рассмотрены приложения трехмерной термоконвективной модели Земли с переменной вязкостью для анализа процессов, происходящих в полярных регионах Земли – Арктике и Антарктике.

В настоящей работе на основе глобальной модели сейсмической томографии SMEAN2 [33] и неньютоновской реологии численно рассчитана термоконвективная трехмерная сферическая модель современной Земли с введением реологии литосферных плит, что позволяет включить в модель горизонтальные движения квазижестких плит. При этом современная кинематика плит и все основные тектонические структуры глобального и регионального масштабов получаются автоматически из трехмерной термоконвективной сферической численной модели.

## ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Нами рассматривается задача о “мгновенной” трехмерной картине течений в мантии Земли, определяемой на основе сейсмической томографии Земли. Подчеркнем, что мы здесь не рассматриваем термоконвективную геодинамическую эволюцию Земли, что предполагает совместное решение уравнений движения Стокса, переноса тепла и химических компонентов среды.

Мгновенная трехмерная картина течений вязкой мантийной среды для современной Земли в рамках модели плотностной конвекции с переменной вязкостью определяется путем решения только уравнения Стокса в приближении Буссинеска при заданных плотностных неоднородностях Земли, полученных из модели сейсмической томографии SMEAN2 [33]. Данные сейсмической томографии пересчитываются в трехмерное распределение температуры Земли. В нашей модели тепловой мантийной конвекции численно решаются безразмерные уравнения сохранения массы вещества и момента импульса для трехмерной сферической геометрии. Подробно эти уравнения описаны, например, в [39, 49].

Используемая модель сейсмической томографии SMEAN2 [33] содержит вариации поперечных сейсмических скоростей во всем объеме мантии. Для того, чтобы использовать данные этой модели для численных расчетов мантийной конвекции, необходимо перевести вариации скоростей поперечных волн в мантии в температурные аномалии.

Вариации сейсмических скоростей в мантии  $\Delta v_s$  пересчитываются в вариации плотности вещества по соотношению:  $\Delta \rho = \text{scaling} \times \Delta v_s$ . Скэйлинг-фактор зависит от глубины, химического состава среды и других факторов. Различные вариации скэйлинг-фактора для мантии Земли были описаны в работе [36]. Скэйлинг-фактор обычно принимают ступенчато-зависимым от глубины. В настоящей работе значения скэйлинг-фактора распределяются следующим образом [40]:

- 0.05 – для литосферы 0–100 км;
- 0.1 – для верхней мантии 100–660 км;
- 0.2 – для нижней мантии 660–2500 км;
- 0.1 – для слоя D" 2500–2900 км.

Полученные вариации плотности переводятся в вариации температур в мантии по формуле теплового расширения:

$$\Delta T = -(1/\alpha) \times (\Delta \rho/\rho). \quad (1)$$

При этом коэффициент теплового расширения  $\alpha$  меняется с глубиной по зависимости

$$\alpha = (3-4.44 \times (1 - r)) \times 10^{-5}, \quad (2)$$

где  $r$  – безразмерный радиус Земли, от  $3 \times 10^{-5}$  на поверхности Земли до  $1 \times 10^{-5}$  на дне мантии.

При добавлении к полученным таким образом вариациям температуры средней адиабаты и средней потенциальной температуры получается полная температура в мантии Земли [46]. Для расчетов мы используем модель с зависимостью вязкости от полной температуры с учетом температуры плавления вещества [39].

Для верхней мантии до глубины 660 км размерная вязкость определяется эмпирической формулой [39, 42]:

$$\eta = 2 \times 10^9 \times \exp(17 \times T_{\text{melting}} / ((Temp \times 3327) + 273)), \quad (3)$$

где  $T_{\text{melting}}$  – температура плавления вещества определяется формулой  $T_{\text{melting}} = 2100 + 1.4848 \times \text{depth} - (0.0005 \times \text{depth} \times \text{depth})$ , при этом  $Temp$  – безразмерная полная температура от 0 до 1.

Для нижней мантии глубже 660 км [39, 42]:

$$\eta = 1.2 \times 10^{13} \times \exp(10 \times T_{\text{melting}} / ((Temp \times 3327) + 273)), \quad (4)$$

где  $T_{\text{melting}} = 2916 + 1.25 \times \text{depth} - (0.000165 \times \text{depth} \times \text{depth})$ , при этом  $\text{depth}$  – глубина (км).

Такая реология позволяет в рамках модели вязкой жидкости получить квазижесткие плиты на поверхности и учитывает возможное частичное плавление вещества.

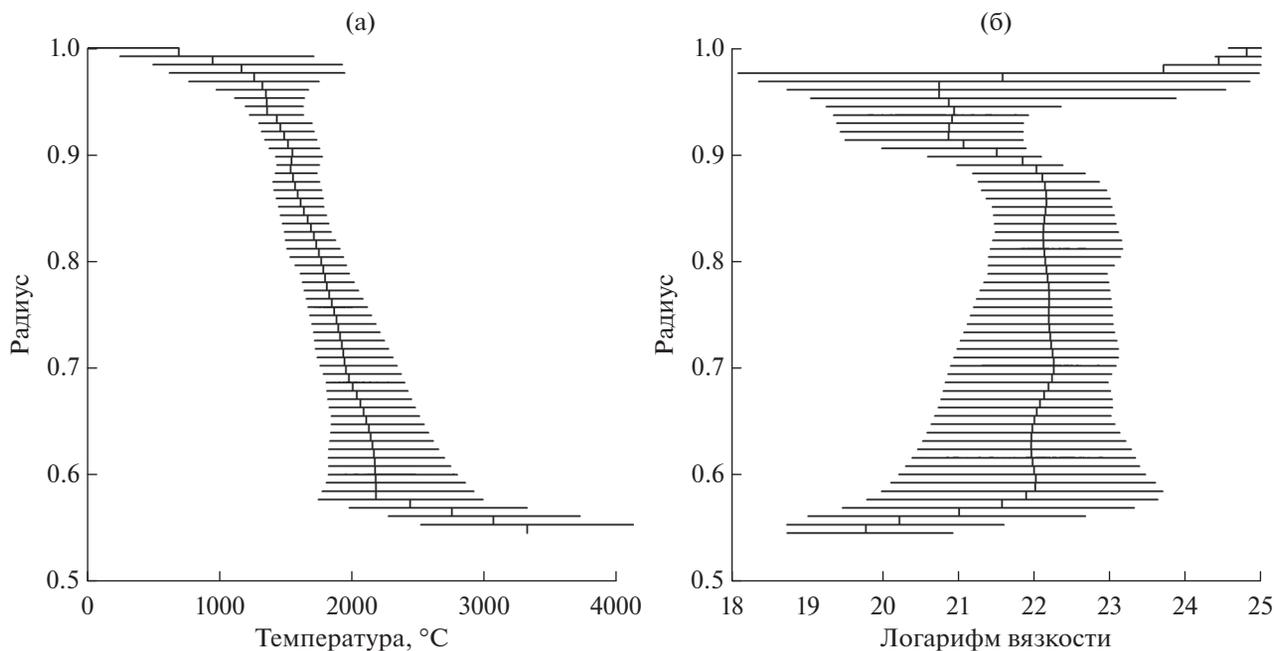
В океанических плитах в зонах субдукции за счет неньютоновской реологии (определяемой ростом концентрации дефектов и дислокаций среды в местах повышения напряжений) эффективная вязкость падает на несколько порядков. При таком понижении вязкости, океаническая плита в зоне субдукции начинает изгибаться и погружаться в мантию, формируя нисходящий слэб [3].

На поверхности Земли есть также другой тип областей пониженной вязкости – срединно-океанические хребты. Современное расположе-

ние как зон субдукции, так и срединно-океанических хребтов является результатом длительной эволюции Земли, и поэтому для мгновенной модели мантийных течений мы задаем их как существующие пространственные неоднородности литосферы с эффективно пониженной вязкостью.

### ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ SMEAN2

Данные о вариациях  $V_s$  скоростей из модели сейсмической томографии SMEAN2 [33] были разложены по сферическим гармоникам, чтобы не зависеть от расчетной сетки. На входе программа



**Рис. 1.** Распределение по глубине в мантии полной температуры и логарифма вязкости.

(а) – Полная температура; (б) – логарифм вязкости.

CitcomS [50] считывает 58 файлов, содержащих вариации сейсмических скоростей в Земле на различных глубинах, и переводит их в вариации температуры в каждой точке сетки согласно используемому методу.

Затем решается уравнение переноса импульса (уравнение Стокса) для скоростей течений в естественных переменных скорость–давление конечно-элементным методом с помощью алгоритма Узавы [44], что позволяет получить решение даже тогда, когда вязкость вещества меняется на много порядков.

Расчеты производились на сетке  $170 \times 170 \times 59$  узлов по углам и глубине, соответственно, с равномерным шагом по глубине в 50 км. В используемой нами программе CitcomS [50] сетка по углам неравномерная и состоит из 12 сферических сегментов. Для такой сетки сингулярностей в полярных областях не возникает. Более подробно численная модель и сетка описана в работах [21, 49].

После расчета получается мгновенная трехмерная численная модель мантии Земли, включающая в себя скорости, температуру, вязкость, давление и полный тензор напряжений в каждой точке сетки. Далее для интерпретации результатов были построены сечения мантии с фиксированной глубиной и меридиональные сечения через полюса.

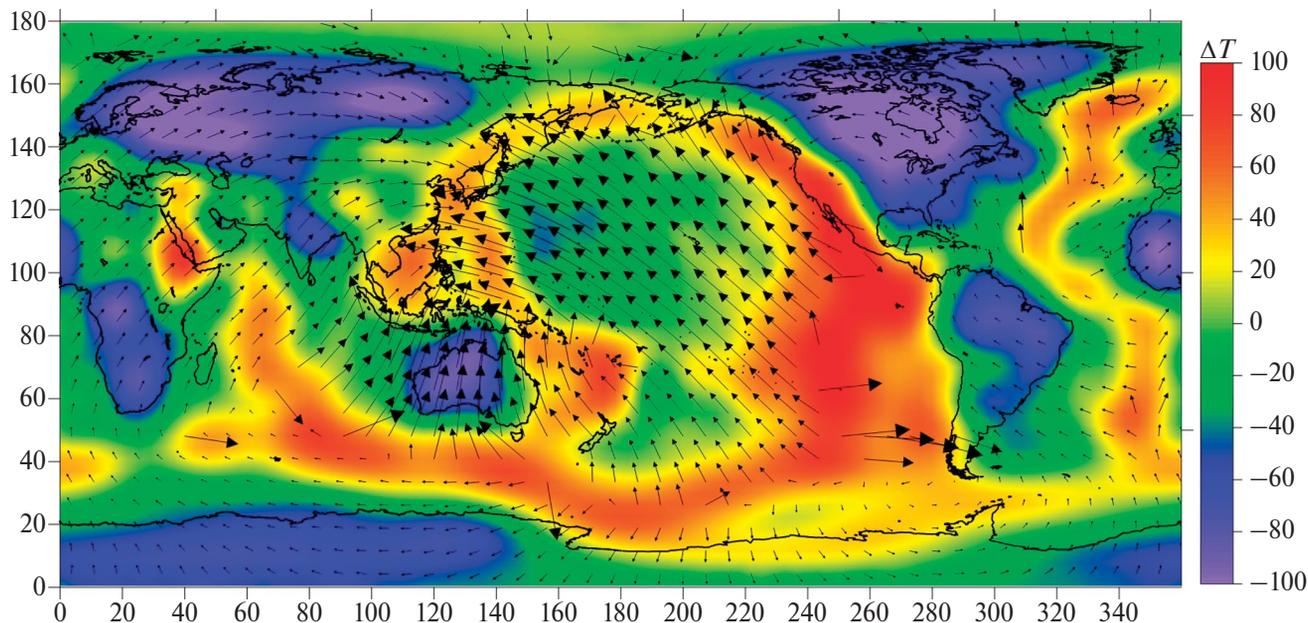
## РЕЗУЛЬТАТЫ

Представлены результаты трехмерного моделирования глобальной тепловой мантийной конвекции. Расчеты демонстрируют структуру мантийных течений в современной Земле. Используемый нами закон вязкости, зависящий от полной температуры и температуры плавления вещества, дает вариации вязкости в мантии, как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. У поверхности за счет малой температуры возникает океаническая литосфера, тогда как под континентами возникают высоковязкие области до глубины 200 км и более (за счет пониженной температуры).

Приведены средняя температура (в зависимости от глубины) и средняя вязкость (рис. 1, а, б).

При таком распределении вязкости в мантии логарифм вязкости меняется почти на 7 порядков, причем самые большие вариации достигаются на границе литосфера-астеносфера (рис. 1, б).

В астеносфере на глубинах около 100 км наблюдается частичное плавление, поэтому вязкость там составляет всего лишь  $10^{18}$ – $10^{19}$  Па·с. В то же время в древней континентальной литосфере на той же глубине вязкость может достигать  $10^{24}$  Па·с. Разные континентальные блоки имеют разную мощность термальной высоковязкой литосферы. Также большие вариации вязкости наблюдаются на границе с ядром.



**Рис. 2.** Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 100 км (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]).

Показано: контур континентов (линия черным); рассчитанные скорости на поверхности Земли (стрелки черным).

При такой реологии на поверхности возникают квазижесткие плиты за счет повышенной вязкости, разделенные ослабленными зонами. Как уже было отмечено выше, полная температура в мантии включает температурные аномалии в несколько сотен градусов, вызывающие глобальную мантийную конвекцию. Поэтому далее на рисунках мы показываем температурные аномалии, которые могут быть и отрицательны, а не полную температуру, поскольку вязкость зависит от полной температуры.

Показаны аномалии температуры в горизонтальном сечении мантии на глубине 100 км и на них наложены рассчитанные в модели скорости на поверхности Земли (рис. 2).

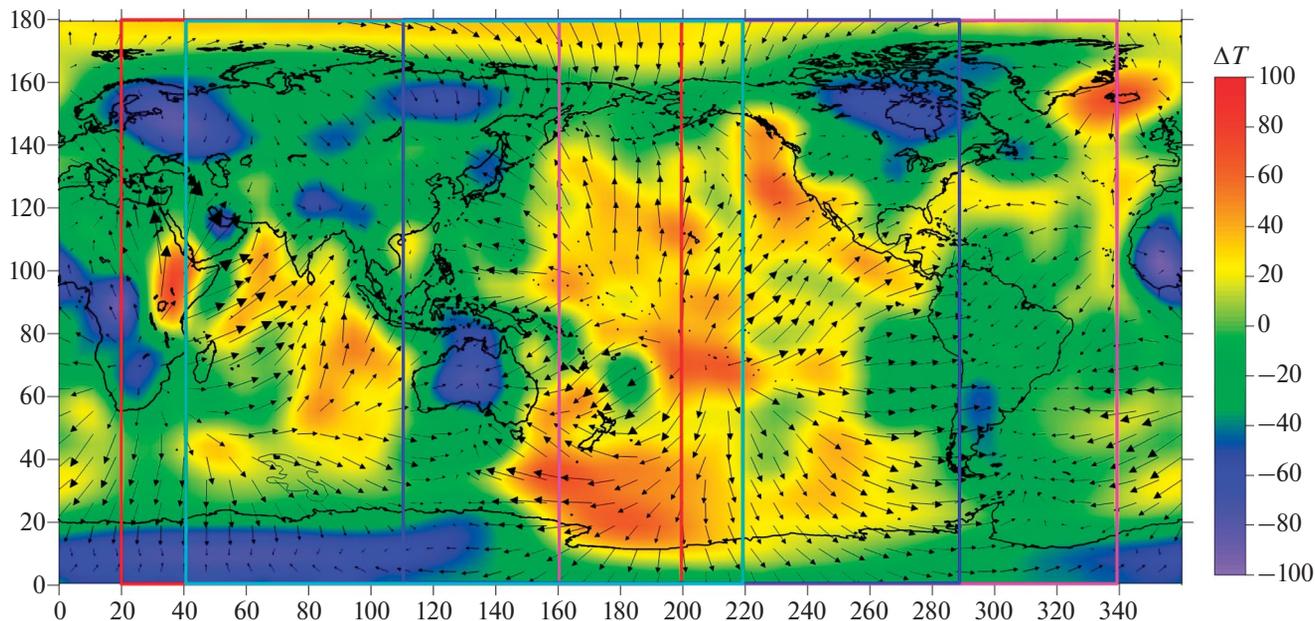
На глубине 100 км под континентами, кроме Восточной Африки с частью Аравийского полуострова и Малой Азией, Юго-Восточной и Восточной Азии, запада Северной Америки и Западной Антарктиды, имеют место отрицательные аномалии температуры. Вышеперечисленные континентальные области, а также задуговые бассейны характеризуются положительными температурными аномалиями. Для океанических областей повышенными температурами выделяются широкие области океанических хребтов. Хорошо видно плавное понижение температуры Тихоокеанской и других океанических плит с удалением от океанического хребта, т.е. с увеличением их возраста и охлаждения.

В Тихом океане океанический хребт сильно смещен на восток в сторону Северной Америки и Южной Америки, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах области океанических хребтов лежат примерно по центру океанов. Поэтому наиболее холодная часть тихоокеанской плиты находится в северо-западной его части, а наиболее холодные части Индийского и Атлантического океанов лежат у краин окружающих их континентов. Наиболее холодная и жесткая часть северо-западной части тихоокеанской плиты движется в одном направлении на северо-запад в сторону зон субдукции на границе этой плиты. Рассчитанные скорости на поверхности Земли составляют сантиметры в год (см. рис. 2). Их величины и направления хорошо коррелируют с глобальной моделью скоростей, основанной на современных данных спутниковой геодезии (ГНСС) [22].

На глубине 300 км холодные области, помимо кратонов, выявляются и для районов нисходящих мантийных потоков (рис. 3).

На этой глубине уже не просматриваются линейные структуры, включая срединно-океанические хребты, и доминируют округлые формы областей, представляющие собой сечения горячих восходящих и холодных нисходящих мантийных потоков.

На глубине 660 км в областях под конвергентными окраинами Тихого океана и Евразии (в том



**Рис. 3.** Сечение по глубине 300 км (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]). Показано: контур континентов (линия черным); рассчитанные скорости на глубине 300 км (стрелки черным). Обозначено сечение Земли по: 20° и 200° в.д. (рамка красным); 40° и 220° в.д. (рамка голубым); 110° и 290° в.д. (рамка синим); 160° и 340° в.д. (рамка розовым).

числе в районе Зондской дуги) видны большие отрицательные температурные аномалии, связанные с утолщением нижней части слэбов и их выполаживанием на границе с нижней мантией (рис. 4).

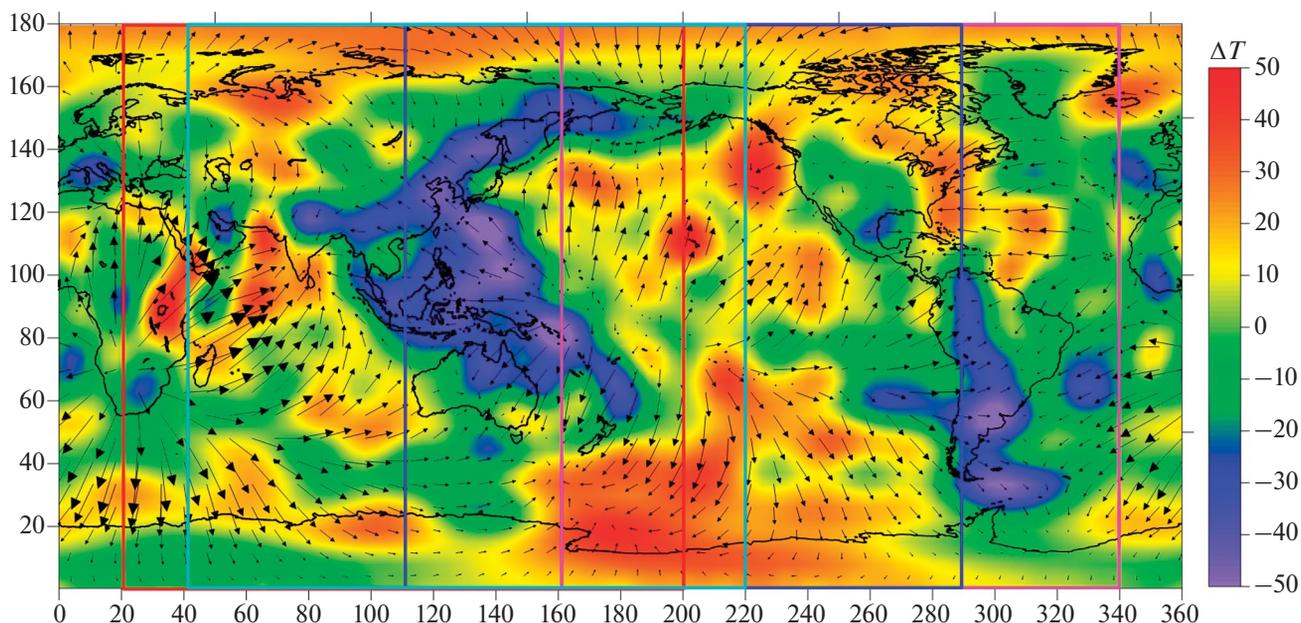
Меньшую отрицательную аномалию под Южной Америкой формирует океаническая плита, субдуцировавшая в Чилийской зоне субдукции. Существуют и другие небольшие холодные области под Средиземным морем (от средиземноморской субдукции), частями Африки, Загросом, Тибетом и др. На глубине 660 км часть горячих областей соответствует плюмам и рифтовым зонам на поверхности. Хорошо видны положительные аномалии температуры под Гавайским, Исландским и Канарским плюмами, Восточно-Африканской и Байкальской рифтовыми зонами. На этой глубине область повышенной температуры простирается от Арктики до Средней Азии. Еще одна крупная положительная аномалия температуры характерна для южной части Тихого океана с продолжением под Западную Антарктиду (см. рис. 4).

На глубине 2850 км (у границы с ядром) выделяются две огромные положительные температурные аномалии под Африкой и под Тихим океаном, откуда поднимаются глобальные восходящие мантийные потоки. Отрицательные аномалии представлены несколькими крупными областями под северо-восточной Евразией, Цен-

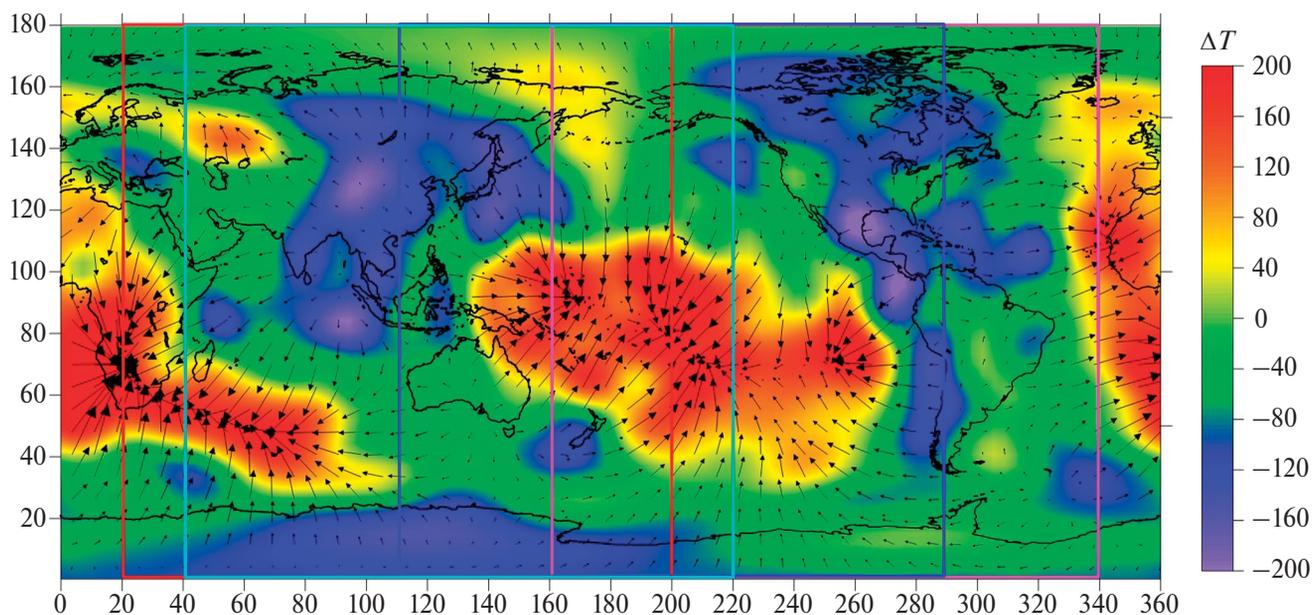
тральной Америкой и Антарктидой и представляют собой области погружившихся океанических плит (рис. 5).

Показаны скорости мантийных течений и вариации температуры в сферическом меридиональном сечении Земли через 20 и 200 градусов восточной долготы (рис. 6). Два глобальных горячих восходящих мантийных потока поднимаются от погранслоя с ядром Земли (слой D'') под Тихим океаном и под Африкой (см. рис. 5). В верхней мантии под арктическим регионом находится область положительной температурной аномалии, однако скорости течений в мантии направлены субгоризонтально. Литосфера и субконтинентальная мантия под Африкой сильно неоднородна. Термальная мощность литосферы кратона Калахари достигает 300 километров, однако под ней находятся восходящие течения, которые выполаживаются у ее подошвы, вызывая подъем Южной Африки.

Севернее, в Центральной Африке термальная мощность литосферы кратона Конго еще больше, и она имеет продолжение в виде субгоризонтальной линзы, лежащей на границе верхней и нижней мантии. Эта тяжелая структура (холодная линза) под кратоном Конго может объяснить его погружение в кайнозой и наличие огромного осадочного бассейна в центре кратона. Далее на



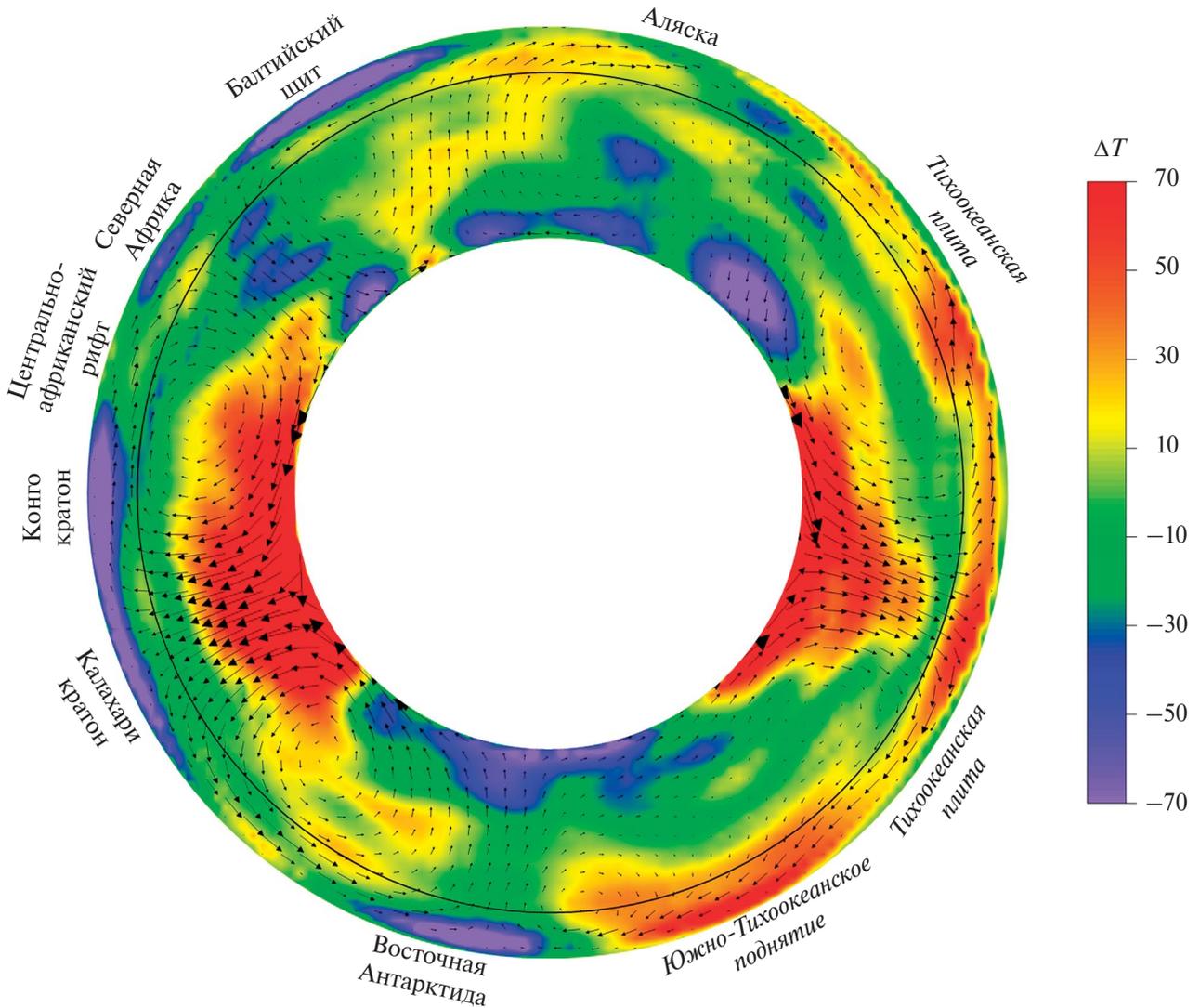
**Рис. 4.** Сечение по глубине 660 км (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]). Показано: контур континентов (линия черным); рассчитанные скорости на глубине 300 км (стрелки черным). Обозначено сечение Земли по: 20° и 200° в.д. (рамка красным); 40° и 220° в.д. (рамка голубым); 110° и 290° в.д. (рамка синим); 160° и 340° в.д. (рамка розовым).



**Рис. 5.** Сечение по глубине 2850 км (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]). Показано: контур континентов (линия черным); рассчитанные скорости на глубине 300 км (стрелки черным). Обозначено сечение Земли по: 20° и 200° в.д. (рамка красным); 40° и 220° в.д. (рамка голубым); 110° и 290° в.д. (рамка синим); 160° и 340° в.д. (рамка розовым).

север между блоком северной Африки (Сахарский метакратон) и кратоном Конго лежит более нагретая по сравнению с ними область. Она отвечает мезозойской структуре Центрально-Африканско-

го рифта, формировавшегося в процессе распада Гондваны и в настоящее время неактивного [25]. Этот палеорифт проходит от прогиба Бенуэ в дельте реки Нигер через озеро Чад, впадину



**Рис. 6.** Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по 20° и 200° в.д. (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]).  
Обозначено: граница между верхней и нижней мантией на глубине 660 км (круг линией черным).

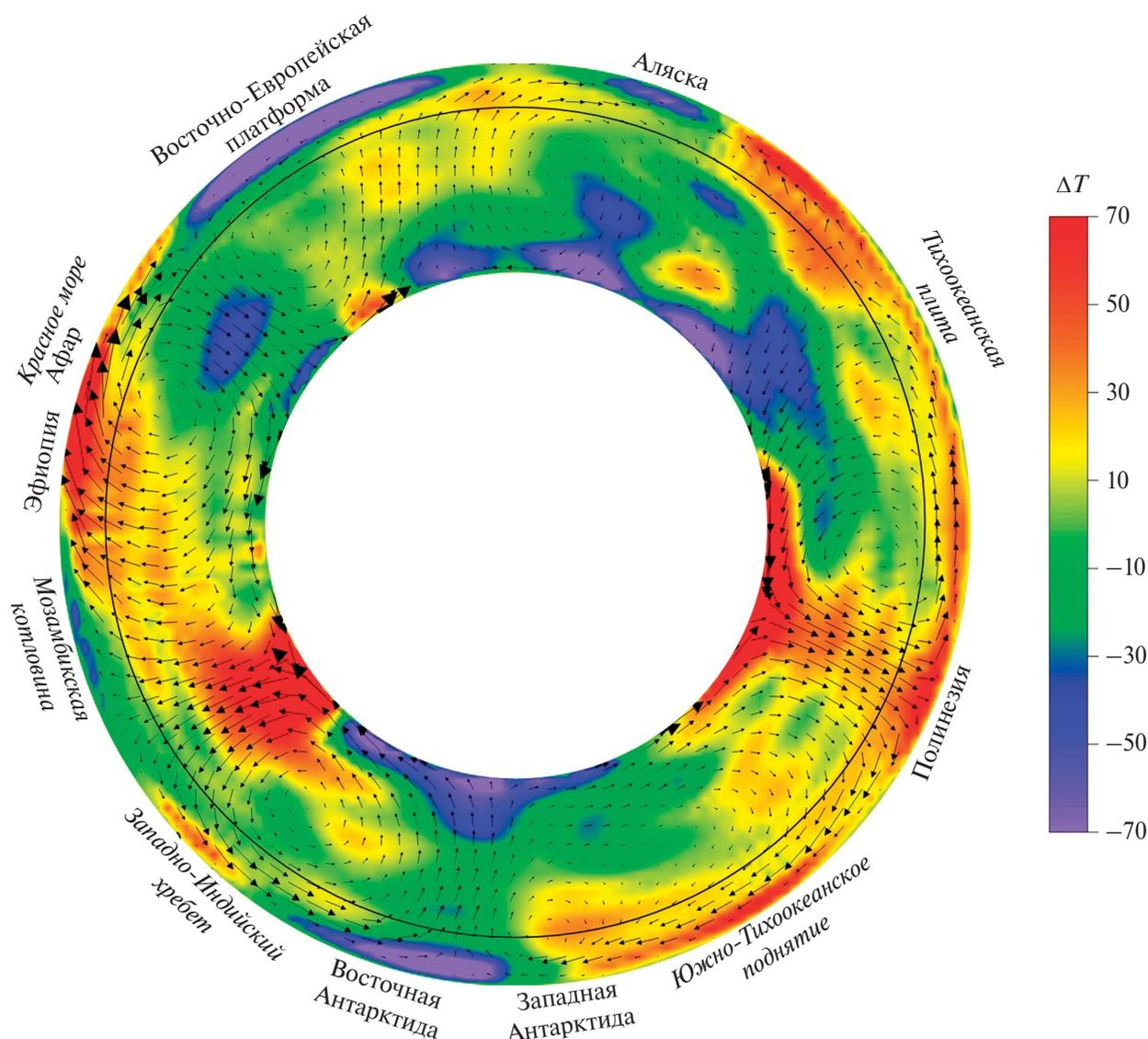
Боделе и далее продолжается на восток до соединения с Эфиопским нагорьем. Севернее лежит Сахарский Метакратон: протерозойско-архейский континентальный блок с менее толстой континентальной литосферой под ним [28].

Нисходящий поток между северным краем Африки и Евразией вызывает погружение океанической литосферы в зонах субдукции Средиземного моря (закрытие остатков океана Тетис). Южнее Аляски нисходящий поток приурочен к Алеутской зоне субдукции. Под Восточной Антарктидой также имеет место нисходящий мантийный поток.

Еще одно характерное меридиональное сечение было выбрано по 40, 220 градусов восточной

долготы (рис. 7). Оно проходит через восточную Африку и центральную часть Тихого океана. Нижнемантийный плюм под Южной Африкой в верхней мантии смещается под Восточную Африку, где течения становятся субгоризонтальными. Второй нижнемантийный плюм поднимается субвертикально в южной части Тихого океана. В Арктике восходящие мантийные течения сменяются субгоризонтальными течениями ближе к поверхности, вызывая пассивное растяжение в арктическом регионе. Южнее Аляски нисходящий поток приурочен к Алеутской зоне субдукции.

В меридиональном сечении Земли по 110 и 290 градусу восточной долготы происходят, главным образом, нисходящие течения, что еще



**Рис. 7.** Распределение аномалий температуры и скоростей в мантии Земли в сечении по 40° и 220° в.д. (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]).  
 Обозначено: граница между верхней и нижней мантией на глубине 660 км (круг линией черным).

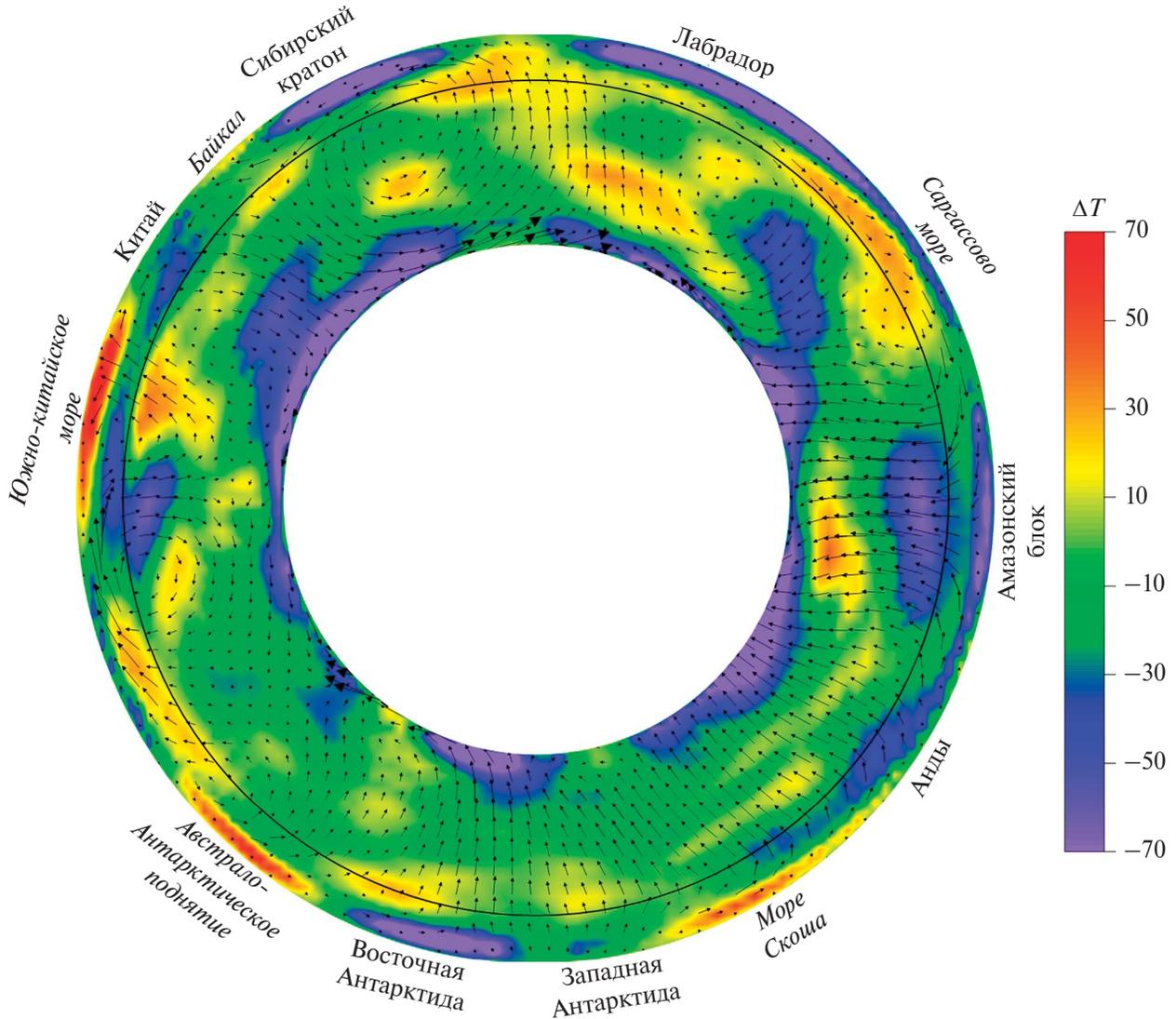
раз показывает сильные различия сечений (рис. 8, Приложение 1). Нисходящие потоки присутствуют под Северной и Южной Америкой, тогда как восходящие потоки поднимаются между Австралией и Евразией и между Северной Америкой и Евразией на Северном полюсе. Виден крупный погружающийся холодный слэб, связанный с Зондской дугой на поверхности.

Мантийные течения движутся субгоризонтально на юг под литосферой Сибирского кратона, а далее южнее, выйдя из-под края Сибирского кратона, поднимаются ближе к поверхности в районе Байкальской рифтовой зоны. При этом сам Сибирский кратон движется в восточном

направлении (см. рис. 2). Севернее Австралии в верхней мантии ближе к поверхности находится большая положительная температурная аномалия, соответствующая задуговому бассейну Южно-Китайского моря.

Показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через полюса через 160 и 340 градусов восточной долготы (рис. 9, см. Приложение 1).

В данном сечении хорошо видна обширная горячая область под Исландией. Она представляет собой верхнюю часть одной из двух ветвей восходящего потока, идущих из нижней мантии. Вторая ветвь поднимается к поверхности в Арктическом



**Рис. 8.** Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по  $110^\circ$  и  $290^\circ$  в.д. (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]).

Обозначено: граница между верхней и нижней мантией на глубине 660 км (круг линией черным).

регионе. Между ними находится холодная область под Гренландией. Отметим также относительно низкотемпературную область на поверхности данного сечения, соответствующую самой старой северо-западной части тихоокеанской плиты. Восходящий поток в нижней мантии у края Западной Африки выполаживается под северной Атлантикой, формируя срединно-океанический хребет.

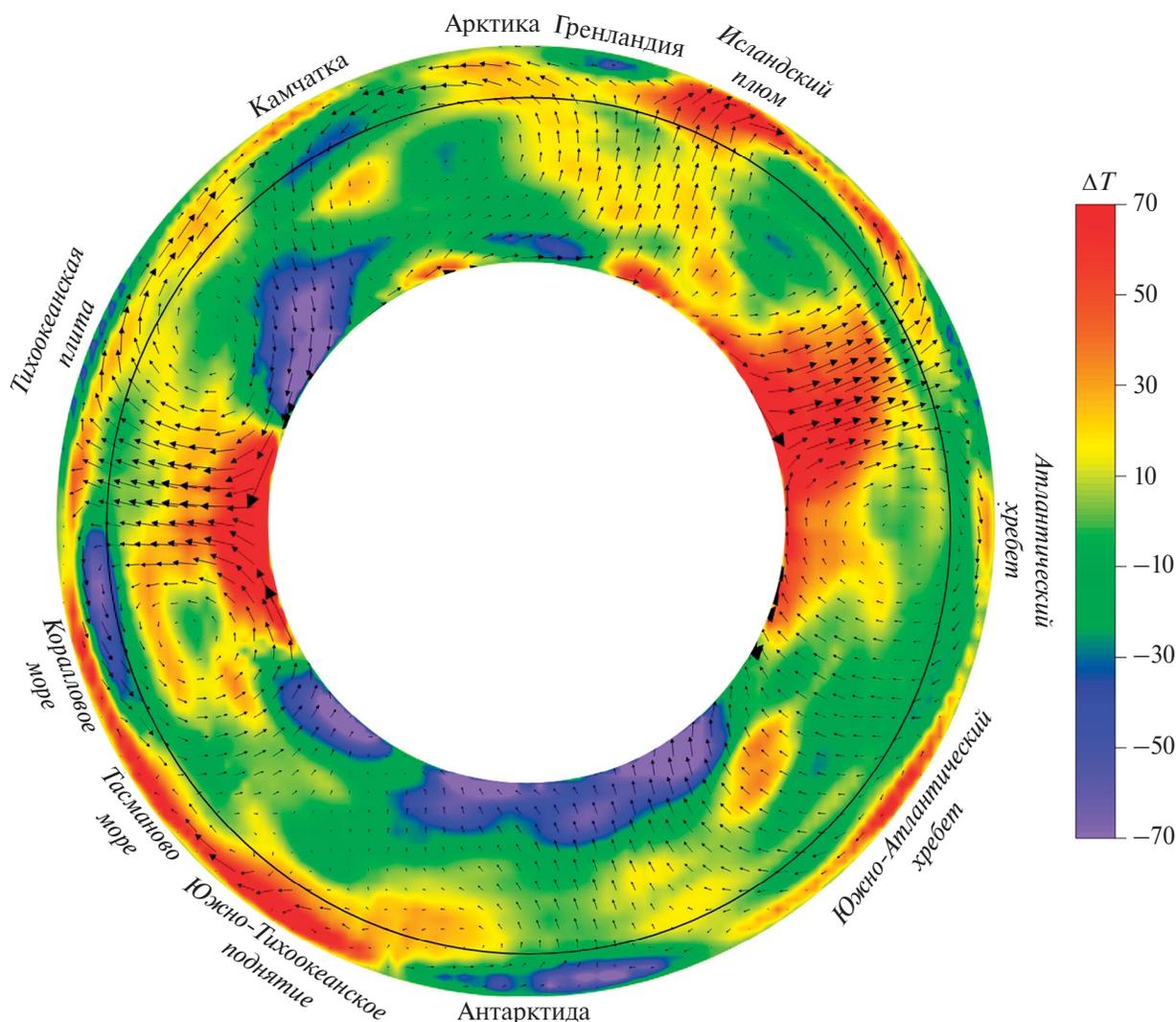
## РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГИЯ

Приведенная геодинамическая модель современной Земли объясняет важнейшие геологические структуры и их возможное происхождение.

Подъем горячего вещества из нижнемантийных плюмов в верхней мантии трансформируется в субгоризонтальные мантийные течения, переносящие это горячее вещество (см. рис. 7, см. рис. 9).

Нижнемантийный плюм под Южной Африкой в верхней мантии становится субмеридиональной областью горячего вещества, протягивающуюся в северном направлении от вулканических рифтов Восточной Африки до Кавказа и Армянского Нагорья (см. рис. 7).

Замещение холодной континентальной литосферы горячим мантийным веществом понижает плотность верхней мантии под частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса в районе Кав-



**Рис. 9.** Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по 160° в.д. и 340° в.д. (модель построена с использованием программного обеспечения CitcomS [50]).  
 Обозначено: граница между верхней и нижней мантией на глубине 660 км (круг линии черным).

каза и Армянского Нагорья, усиливая поднятие, вызванное континентальной коллизией, и формируя современный рельеф в этом регионе [13, 16].

Результаты численных расчетов согласуются с современными данными космической геодезии о поднятии Кавказа [13]. Распространение горячего вещества под литосферой на север согласуется с омоложением к северу вулканизма, связанного с мантийными источниками и продолжается до района Кавказа, где прекращается в связи с нисходящим потоком в этом регионе (см. рис. 3, см. рис. 7).

Нисходящие потоки под Альпийско-Гималайским складчатым поясом и восходящие потоки горячего вещества под Африкой формируют глобальную общемантийную конвективную ячейку.

Другая глобальная конвективная ячейка лежит севернее Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Восходящий поток горячего вещества поднимается в мантии в Арктике, где у поверхности вылаживается, не достигая поверхности в отличие от Эфиопско-Афарского плюма (рис. 3, см. рис. 6, см. рис. 7, см. рис. 9).

Нисходящий поток, также общий с предыдущей конвективной ячейкой, находится под Альпийско-Гималайским складчатым поясом. Существенное ослабление восходящего потока у поверхности в Арктике объясняет отсутствие там современного активного вулканизма и ультрамедленный спрединг хребта Гаккеля [19, 20].

Распространение вещества от нижнемантийного плюма под Южной Африкой на юг форми-

рует третью глобальную конвекционную ячейку. Горячее вещество в нижней мантии поднимается субвертикально, далее его часть в верхней мантии движется субгоризонтально на юг, доходя и частично размывая снизу континентальный блок Восточной Антарктиды, и примерно в ее центре в районе гор Гамбурцева вещество погружается в мантию, замыкая эту (третью) конвекционную ячейку. Этот нисходящий мантийный поток может вызывать внутриконтинентальную коллизию Восточной Антарктиды, объясняя подледный рельеф гор Гамбурцева.

Мы рассмотрели три глобальные конвективные ячейки в восточном полушарии Земли, затрагивающие Альпийско-Гималайский складчатый пояс, Арктику и Антарктику. Эти конвективные ячейки имеют латеральные вариации аномалий температуры и скоростей, простираясь на тысячи километров в широтном и меридиональном направлении.

Другим глобальным мантийным плюмом, формирующим региональную и глобальную тектонику в Западном полушарии, является меридионально вытянутый Тихоокеанский суперплюм (см. рис. 5).

Единый в нижней мантии с субвертикальными мантийными течениями, в верхней мантии он также формирует несколько мантийных потоков, имеющих субгоризонтальные скорости, выносящие горячее мантийное вещество ближе к поверхности Земли. Тихоокеанский суперплюм формирует несколько глобальных конвекционных ячеек, ответственных за геологические структуры преимущественно западного полушария. Восходящий нижнемантийный поток поднимается под Тихим океаном южнее экватора и далее делится в верхней мантии на две ветви, распространяющиеся субгоризонтально в южном и северном направлении, соответственно.

Вещество в северной ячейке движется субгоризонтально в верхней мантии и затем погружается в мантию в зонах субдукции, окружающих восточный край Евразии. На западе погружение происходит на границе с Филиппинской и Австралийской плитами, на севере и северо-востоке – в Алеутской зоне субдукции и ее продолжении у западного побережья Канады. На востоке вещество погружается в зоне субдукции у побережья Центральной Америки. Часть субдуцировавшей в тихоокеанском кольце литосферы выколаживается на границе верхней и нижней мантии, формируя субгоризонтальные течения холодного вещества вдоль границы верхней и нижней мантии. Наличие скоплений ано-

мально холодного вещества хорошо фиксируется на глубине 650 км (см. рис. 4).

Другая, меньшая конвективная ячейка в западном полушарии формируется от южной ветви Тихоокеанского суперплюма. Горячее вещество распространяется субгоризонтальными течениями на юг, вызывая занос горячего вещества под Западную Антарктиду, формируя активную Западно-Антарктическую рифтовую систему, содержащую сотни вулканов [1]. Далее ячейка замыкается нисходящим потоком вещества под Восточной Антарктидой в районе гор Гамбурцева (рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 6, см. рис. 7). На востоке этой ячейки вещество погружается под Южноамериканскую плиту в Чилийской зоне субдукции.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

В настоящей работе сделан акцент на региональную тектонику и геологию. Мы рассматриваем региональные геологические структуры на основе геофизических данных и численного моделирования. Полученные результаты, основанные на сейсмической модели вариаций поперечных сейсмических скоростей SMEAN2 [33], дают распределение аномалий температуры, вязкости, мгновенную структуру глобальных вязких мантийных течений, определяя основные тектонические структуры на поверхности Земли. За счет неньютоновской реологии на поверхности Земли в численной модели получены плитные структуры, разделенные ослабленными (шовными) зонами (см. рис. 2).

Глобальные восходящие мантийные потоки находятся под Тихим океаном и под Южной Африкой. В мантии Земли имеются две области с большими латеральными перепадами температуры и вязкости. Это верхняя мантия на глубине около 100–200 км и слой D" на границе мантии с ядром. Перепад вязкости между горячей астеносферой и холодной континентальной литосферой кратонов на глубинах 100–300 км достигает шести порядков (см. рис. 1, б). Перепад между горячими восходящими потоками и холодными зонами опустившихся слэбов в слое D" на границе с ядром меньше и составляет 2–3 порядка (см. рис. 1, б). Кроме того, большие латеральные вариации вязкости наблюдаются в мантии между быстро опускающимися холодными слэбами и окружающей мантией.

Сечения мантии на глубинах до 100 км показывают плитную тектонику, тогда как с глубины 300 км остаются только восходящие и нисходя-

щие мантийные потоки (см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 4). Рассчитанные на поверхности Земли скорости дают хорошее совпадение нашей численной модели с данными ГНСС [22]. Под континентами, кроме Восточной Африки, запада Северной Америки, Юго-Восточной и Восточной Азии, и Западной Антарктиды, находятся нисходящие мантийные потоки и отрицательные аномалии температуры (рис. 2, см. рис. 3).

Нисходящие мантийные потоки в океанах формируют зоны субдукции на поверхности, а под континентами таких зон они не образуют. Выявлены неоднородности континентальной литосферы и мантии под ней. Древняя архейско–протерозойская литосфера, в основном, имеет термальную мощность до 300 км. Однако есть и кратонные блоки с утоненной литосферой под ними, например Сахарский метакратон и Танзанийский кратон. Модель показывает отличие относительно молодой континентальной литосферы от литосферы кратонных областей. Под Восточной Африкой имеется положительная температурная аномалия с выносом горячего мантийного вещества к поверхности, ответственная за систему рифтов на поверхности африканского континента от озера Малави до побережья Аденского залива (см. рис. 7).

Распространение горячего вещества осуществляется субгоризонтальными течениями в подкоровой мантии на север под Аравийскую плиту и далее под Кавказский регион (см. рис. 2, см. рис. 7). Уменьшение плотности подкоровой мантии за счет заноса горячего вещества в районе Кавказа и Армянского Нагорья, согласуется с современным подъемом этого региона по данным космической геодезии. Похожая высокотемпературная аномалия и мантийные течения обнаружены и для части Западной Антарктиды от Трансантарктических гор до Антарктического полуострова, где под растянутой утоненной корой лежит горячая мантия (рис. 2, см. рис. 6, см. рис. 7).

Этот регион соответствует Западно-антарктической рифтовой системе, содержащей около сотни подледных вулканов [34]. Еще одна положительная аномалия подкоровой температуры в мантии находится на западе Северной Америки, на поверхности она формирует провинцию Бассейнов и Хребтов. Задуговые бассейны Тихого океана и других океанов имеют положительные подкоровые температурные аномалии.

Следует отметить, что, несмотря на глобальность модели, она различает существенные детали на региональном уровне. Показаны детали стро-

ения литосферы Западной Антарктиды, а именно – ее относительно холодная часть, которая лежит от Антарктического полуострова до восточной границы ледника Филхнера-Ронна на границе с Восточной Антарктидой (см. рис. 2, см. рис. 3, см. рис. 8, см. рис. 9).

Для центральной части Восточной Антарктиды характерна толстая холодная континентальная литосфера и имеется глобальный нисходящий мантийный поток (рис. 2, см. рис. 6, см. рис. 7). Для Африки также выявлено сложное глубинное строение ее литосферы (см. рис. 2, см. рис. 6, см. рис. 7). В Центральной Азии район Байкальской рифтовой зоны представлен как горячая область в верхней мантии с выносом вещества к поверхности сублитосферными мантийными течениями, что ведет к растяжению на поверхности и объясняет происхождение Байкальской впадины и недавний вулканизм в этой области.

Области российского западного и восточного арктического шельфа существенно отличаются по подкоровым температурным аномалиям. Западная часть арктического шельфа попадает в холодную континентальную область, тогда как от моря Лаптевых до Берингова пролива подкоровые температуры выше на 100 и более градусов. С этим обстоятельством может быть связана наблюдаемая большая интенсивность выбросов метана со дна морей Восточной Арктики, вызванная деградацией подводной мерзлоты и метастабильных газогидратов, содержащих метан [45].

В соответствии с геодинамической обстановкой полярные регионы Земли являются взаимно контрастными. В настоящее время для Арктического региона характерно пассивное растяжение с субгоризонтальными мантийными течениями ближе к поверхности Земли.

Движение мантийного вещества под Евразией и Северной Америкой на юг сопровождается поднятием вещества из глубин мантии в арктическом регионе. Этот процесс происходит в верхней мантии на глубине, где исчезают плиты. Ближе к поверхности Земли, в силу большой вязкости и связанной с этим жесткости плит, Евразия движется на восток, а не на юг (см. рис. 2).

Полученное нами глубинное строение Арктического региона и глобальные мантийные течения согласуются как с моделью Арктического плюма, в которой предполагалась его активность со средней юры до раннего (начала позднего (?)) мела, так и с моделью верхнемантийной ячейки, вызванной субдукцией Тихоокеанской литосферы на протяже-

нии позднего мезозоя и кайнозоя [5, 19, 20]. Еще одна горячая аномалия имеется под Западно-Сибирской плитой глубже 300 км, которая соответствует предполагаемому Обскому палеоокеану в мезозое [23, 24] (см. рис. 4).

В отличие от Арктического региона, для южного полярного региона в его центре под Восточной Антарктидой находится нисходящий мантийный поток. В южном полярном регионе мантийные течения в верхней мантии движутся субгоризонтально от южной Африки, где в нижней мантии находится большая область горячего всплывающего вещества, к Антарктиде, где они погружаются под ее центральной частью, замыкая, таким образом, эту конвективную ячейку (см. рис. 3, см. рис. 4, см. рис. 6, см. рис. 7).

Аналогично, горячая область под южной частью Тихого океана порождает другую трехмерную структуру течений: горячее вещество поднимается в южной части Тихого океана и далее, двигаясь в верхней мантии субгоризонтально, достигает области под Западной Антарктидой, вызывая подплавление утоненной литосферы под ней и вулканизм на поверхности и далее погружается в мантию под центральной частью Восточной Антарктиды (см. рис. 6, см. рис. 7).

Под океаническими хребтами находятся положительные аномалии температуры и восходящие верхнемантийные потоки. Плюмы на поверхности проявляются в виде вулканических провинций и горячих точек. Субвертикальный восходящий поток из нижней мантии формирует Исландский плюм (см. рис. 9). Горячая область, отвечающая Гавайскому плюму, прослеживается в верхней мантии и нижней до глубины 1000 км и более (см. рис. 4).

Отметим, что формы горячих мантийных струй на глубинах больше 300 км зачастую имеют выраженную субвертикальную ориентацию. Например, горячие области под восточной Африкой и под Гавайскими островами прослеживаются непрерывным образом на глубинах от 300 до 660 и даже на глубине в 1000 км, без существенного отклонения по латерали. На глубинах больше 300 км под срединно-океаническими хребтами уже не прослеживается восходящее конвективное течение. Это связано с исчезновением плит с глубин 200 км и более. Выше этой глубины горячее вещество мантии либо проникает в щели между плитами, формируя океанические хребты, либо, не имея выхода, движется субгоризонтально под плитой.

Глубина в 2850 км относится уже к самой нижней части нижней мантии, поэтому поля темпе-

ратуры имеют там совершенно другой характер. В частности, на глубине 2850 км в температурном поле отражено то обстоятельство, что нисходящие относительно узкие субвертикальные потоки (слэбы), достигая нижней границы мантии, растекаются (распределяются) вдоль нее, объединяясь и образуя холодные области на границе с ядром. Схожие глобальные области возникают там и для положительных температурных аномалий, показывая обширные зоны питания двух глобальных восходящих мантийных струй, расположенных под Африкой и под южной частью Тихого океана [38]. При этом у границы с ядром, также как и у поверхности Земли, перепады латеральных вариаций температуры и вязкости максимальны.

Представленные трансмеридиональные сечения Земли от поверхности ядра до коры показывают соотношения между мантийными течениями и тектоническими поверхностными структурами, которые оказываются хорошо скоррелированы друг с другом в случаях, когда поверхностные структуры простираются в субширотном направлении, а подлитосферные мантийные течения направлены субмеридионально, т.е. реализуется квазидвухмерная локальная картина.

Во всех остальных случаях меридиональные сечения дают “искаженную” картину взаимодействия глубинных течений и поверхностных структур из-за трехмерности геодинамического процесса. Это обстоятельство следует иметь в виду при анализе региональных тектонических процессов, исходя из качественных эвристических представлений о взаимодействии коры и литосферы с мантийными течениями, основанных, как правило, на простых двумерных геометрических схемах.

Примером такого подхода является предложенная в работах [16, 17] концепция “тектоники мантийных течений”. Самая идея авторов данной концепции рассматривать основные тектонические процессы, происходящие в литосфере, такие как коллизия, рифтогенез и т.д. с точки зрения действия подлитосферных мантийных потоков, является вполне логичной и правильной. Такой подход полностью отвечает рассматриваемой нами трехмерной модели мантийных течений, поскольку, как видно из приведенных нами разрезов, глубинные течения, развитые в недрах Земли, в приповерхностных слоях трансформируются в горизонтальные подлитосферные потоки, определяющие геотектонические процессы.

В рамках нашей трехмерной сферической модели мантийных течений вычисляются все гидроди-

намические характеристики, в том числе скорости горизонтальных и вертикальных потоков на любом уровне глубины мантии. С этой точки зрения интересно сравнить эмпирические скорости подлитосферных мантийных потоков, полученные авторами качественной концепции тектоники мантийных течений на примере двух геосистем: системы вулканов Гавайско-Императорского хребта в Тихом океане и тектоно-магматической системы Эфиопия–Аравия–Кавказ.

Полученные в работе [16] эмпирические средние скорости движения поверхности составляют около 8 см/год и находятся в соответствии с нашими расчетами по сферической модели мантийных течений. В то же время, оценки вертикальных нисходящих нижнемантийных течений под Атлантическим океаном ~1 см/год [16], являются существенно заниженными по сравнению с величинами скоростей этих течений, полученными из трехмерной сферической расчетной модели.

Это дает представление об ограниченности качественных геодинамических оценок мантийных движений и необходимости использования численной трехмерной сферической модели в оценках скоростей мантийных потоков при анализе различных геодинамических процессов в разных регионах Земли. Отметим, что субгоризонтальные течения в верхней мантии являются верхней границей конвективных ячеек. Силы вязкого трения на подошве литосферы, вызванные субгоризонтальными течениями, перемещают литосферные плиты на поверхности, вызывая тектонику плит.

В представленной модели рассматриваемые обычно отдельно источники движения плит, такие как тянущие силы в зонах субдукции, расталкивающие силы в зонах срединных хребтов и движущие горизонтальные силы вязкого трения на подошве литосферы, получаются автоматически на основе общей модели скоростей мантийных течений.

## ВЫВОДЫ

1. Рассчитанная глобальная трехмерная сферическая модель термоконвективных мантийных течений современной Земли показала ее пространственную согласованность с основными региональными тектоническими структурами Земли, к которым, в частности, относятся:

– крупнейшие Восточно-Африканская и Западно-Антарктическая континентальные рифтовые системы;

– Центрально-Африканский рифт;  
– Байкальская рифтовая зона;  
– провинция Бассейнов и Хребтов;  
– коллизионные пояса;  
– океанические хребты;  
– задуговые бассейны;  
– мантийные плюмы (Гавайский, Исландский и др.).

Приведенные глобальные трансрегиональные разрезы современных течений мантии и поверхностных движений литосферы для различных регионов Земли сравниваются с современной и кайнозойской региональной тектоникой. Такое сравнение дает вполне согласованную картину между мантийными течениями и поверхностными геологическими структурами.

2. В рамках трехмерного численного моделирования мантийных течений с учетом зависимости вязкости среды от температуры получено хорошее согласие численно рассчитанных скоростей течений на поверхности Земли с наблюдаемой картиной по данным ГНСС. Этот результат свидетельствует о корректности рассматриваемой глобальной трехмерной гидродинамической модели современной Земли, которую можно использовать как базовую при анализе строения и эволюции тектонических структур для геологического времени в пределах позднего кайнозоя.

3. В связи с малыми скоростями мантийных течений и большой инерционности температурного поля современная геодинамическая модель Земли отчасти может показывать структуры, связанные с геодинамическими событиями, происходившими в мезозое–кайнозое. В частности, в верхней мантии выявлена положительная температурная аномалия под Западной Сибирью, которая может трактоваться как реликтовая неоднородность, связанная с Обским палео-океаном мезозойского возраста. Горячая область под центральной частью Арктики может являться следом мантийных плюмов, вызывавших вулканизм в мезозое в этом регионе.

4. Распространение горячего вещества из-под Восточно-Африканской рифтовой системы субгоризонтальными течениями в подкорковой мантии на север под Аравийскую плиту и далее под Кавказский регион хорошо объясняет современный и недавний подъем Кавказского региона за счет уменьшения плотности горячего вещества в подкорковой мантии под ним.

5. Рассмотренная модель мантийных течений допускает обобщение и развитие в нескольких направлениях. Одним из них является рассмотрение,

кроме термического фактора изменения плотности, других возможных плотностных эффектов физико-химической природы, таких как фазовые переходы, метаморфизм, влияние флюидов и т.д.

6. Представленная трехмерная модель современных течений вещества для сферической Земли является реальным обобщением концепции тектоники плит, развивающейся на протяжении полувек в рамках кинематической теории с привлечением, в основном, 2D конвективных моделей мантийных течений, по определению способных описывать только региональные процессы.

**Благодарности.** Авторы признательны рецензентам проф. А.А. Кирдяшкину (ИГиМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) и рецензенту проф. Л.В. Эппельбауму (Тель-Авивский Университет, г. Тель-Авив, Израиль) за полезные комментарии.

Авторы благодарят редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и частично в рамках госзадания МИРЭА.

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105. Doi: 10.31857/S2686739723600911
2. Бобров А.М., Баранов А.А. Структура мантийных течений и поля напряжений в двумерной модели конвекции с неньютоновской реологией // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1015–1027. Doi: 10.1016/j.rgg.201.06.001
3. Бобров А.М., Баранов А.А. Модель мантийной конвекции с неньютоновской реологией и фазовыми переходами: структура течений и поля напряжений // Физика Земли. 2016. № 1. С. 133–148. Doi: 10.7868/S0002333716010038
4. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Влияние скорости движения океанической литосферы на свободноконвективные течения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом // Физика Земли. 2008. № 4. С. 35–47.
5. Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35. Doi: 10.7868/S0016853X13010050
6. Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Арктического региона // ДАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 2. С. 293–299. Doi: 10.31857/S2686739724020125
7. Лобковский Л.И., Габсатаров Ю.В., Алексеев Д.А., Владимирица И.С., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Геодинамическая модель взаимодействия зоны субдукции с континентальной литосферой в области перехода от Тихого океана к Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 5. 0675. Doi: 10.5800/GT-2022-13-5-0675
8. Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы Восточной Арктики в поздней юре–раннем мелу // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 2. № 500. С. 123–130. Doi: 10.31857/S2686739721100108
9. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495. Doi: 10.15372/GiG20160302
10. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20–38.
11. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. 3890409. Doi: 10.15372/GiG2021188
12. Соколов С.Ю. Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестн. КРАУНЦ. Сер.: Науки о Земле. 2017. Вып. 36. № 4. С. 79–88.
13. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (эфиопско-афарский суперплюм и альпийско-гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
14. Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77. Doi: 10.31857/S0016853X21030097
15. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1127–1145. Doi: 10.5800/GT-2018-9-4-0386
16. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17. Doi: 10.7868/S0016853X1706008X
17. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. На пути к постплейт-тектонике // Вестн. РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.

18. Трубицын В.П., Баранов А.А., Харыбин Е.В. Численные модели субдукции океанической коры с базальтовыми плато // Физика Земли. 2007. № 7. С. 3–10.
19. Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с Арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.
20. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. – Под ред. Ю.О. Гаврилова, М.Г. Леонова – М.: Наука, 2009. 227 с.
21. Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М. Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий // Вычислительные технологии. 2020. Т. 25. № 2. С. 103–117. Doi: 10.25743/ICT.2020.25.2.009
22. Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X. ITRF2014 plate motion model // Geophys. J. Int. 2017. Vol. 209. No. 3. P. 1906–1912. Doi: 10.1093/gji/ggx136
23. Aplonov S.V. An aborted Triassic ocean in West Siberia // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1103–1122.
24. Aplonov S.V. The tectonic evolution of West Siberia: an attempt at a geophysical analysis // Tectonophysics. 1995. Vol. 245. P. 61–84.
25. Baranov A., Tenzer R., Ghomsy F. A new Moho map of the African continent from seismic, topographic, and tectonic data // Gondwana Research. 2023. Vol. 124. P. 218–245. Doi: 10.1016/j.gr.2023.06.019
26. Becker T., O'Connell R. Predicting plate velocities with mantle circulation models // Geohem. Geophys. Geosyst. 2001. Vol. 2. Doi: 10.1029/2001GC000171
27. Becker T. On the effect of temperature and strain-rate dependent viscosity on global mantle flow, net rotation and plate-driving forces // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 167. P. 943–957. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03172.x
28. Begg G., Griffin W., Natapov L., O'Reilly S., Grand S., O'Neill C., Hronsky J., Poudjom Y., Swain D., Deen T., Bowden P. The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution // Geosphere. 2009. Vol. 5. P. 23–50.
29. Bercovici D., Ricard Y., Schubert G. A two-phase model for compaction and damage: Application to shear localization and plate boundary formation // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 8921–8939.
30. Bobrov A., Baranov A., Tenzer R. Evolution of stress fields during the supercontinent cycle // Geodes. Geodynam. 2022. Vol. 13. P. 363–375. Doi: 10.1016/j.geog.2022.01.004
31. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical mantle convection with drifting deformable continents: Main features of supercontinent cycle // Pure and Applied Geophysics. 2019. Vol. 176. No. 8. P. 3545–3565. Doi: 10.1007/s00024-019-02164-w
32. Bobrov A.M., Baranov A.A. Modeling of moving deformable continents by active tracers: Closing and opening of oceans, recirculation of oceanic crust // Geodynamics and Tectonophysics. 2018. Vol. 9. No. 1. P. 287–307. Doi: 10.5800/GT-2018-9-1-0349
33. Jackson M., Konter J., Becker T. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // Nature. 2017. Vol. 542. P. 340–343. Doi: 10.1038/nature21023
34. Geyer A., Di Roberto A., Smellie J.L., van Wyk de Vries M., Panter K.S., Martin A.P., Cooper J.R., Young D., Pompilio M., Kyle P.R., Blankenship D. Volcanism in Antarctica: An assessment of the present state of research and future directions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2023. Vol. 444. Art. 107941. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2023.107941
35. Gurnis M. Large-scale mantle convection and aggregation and dispersal of supercontinents // Nature. 1988. Vol. 332. P. 696–699.
36. Lee C.K., Han S.C., Steinberger B. Influence of variable uncertainties in seismic tomography models on constraining mantle viscosity from geoid observations // Phys. Earth and Planet. Interiors. 2011. Vol. 184. No. 1–2. P. 51–62. Doi: 10.1016/j.pepi.2010.10.012
37. Lobkovsky L., Kotelkin V. The history of supercontinents and oceans from the standpoint of thermochemical mantle convection // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 262–277. Doi: 10.1016/j.precamres.2015.01.005
38. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // Gondwana Research. 2007. Vol. 11. P. 7–37. Doi: 10.1016/j.gr.2006.06.003
39. McNamara A.K., van Keken P.E., and Karato S.I. Development of finite strain in the convecting lower mantle and its implications for seismic anisotropy // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. No. B5. Art. 2230. Doi: 10.1029/2002JB001970
40. Megnin C., Romanowicz B. The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // Geophys. J. Int. 2000. Vol. 143. P. 709–728.
41. McNamara A.K., Zhong S. Thermochemical structures within a spherical mantle: Superplumes or piles? // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. No. B7. P. 1–14. Doi: 10.1029/2003JB002847
42. Paulson A., Zhong S., Wahr J. Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 357–371. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02645.x
43. Phillips B., Bunge P. Heterogeneity and time dependence in 3D spherical mantle convection models with continental drift // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 233. P. 121–135. Doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.041
44. Ramage A., Wathen A.J. Iterative solution techniques for the Stokes and Navier–Stokes equations // Int. J. Numer. Methods. Fluids. 1994. Vol. 19. P. 67–83.
45. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Joussupov V., Kosmach D., and Gustaffson O. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Arctic Shelf // Science. 2010. Vol. 327. P. 1246–1250. Doi: 10.1126/science.1182221
46. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. – Ed. by D. Turcotte, (Cambridge Univ. Press, NY, CD, USA. 2001), 940 p.

47. *Tackley P.J.* Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. 1. Pseudoplastic yielding // *Geohem. Geophys. Geosyst.* 2000. Vol. 1. No. 8. Doi: 10.1029/2000GC000036
48. *Trubitsyn V.P.* Evolutionary models of floating continents // *Rus. J. Earth Sci.* 2004. Vol. 6. No. 5. P. 311–322.
49. *Zhong S., Zhang N., Li Z.X., Roberts J.H.* Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 261. P. 551–564.
50. *CitcomS.* URL: <https://github.com/geodynamics/citcoms>. Accessed June, 2024.

## The Thermoconvective Three-Dimensional Spherical Model of Modern Earth Geodynamics: Application to Tectonics and Regional Geology

L. I. Lobkovsky<sup>a</sup>, A. A. Baranov<sup>b, \*</sup>, A. M. Bobrov<sup>b</sup>, A. V. Chuvaev<sup>c</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences,  
bld. 36, Nakhimovsky Prosp., 117218, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences,  
bld. 10, st. B. Gruzinskaya, 123995, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Russian Technological University (RTU MIREA),  
bld. 78, Vernadsky Prosp., 119454, Moscow, Russia*

\*e-mail: [baranov@ifz.ru](mailto:baranov@ifz.ru)

The article presents a thermoconvective three-dimensional spherical model of the modern geodynamics of the Earth, created by the authors, based on the global seismic tomography model SMEAN2 with plate rheology on the surface. The fundamental result is that the numerical three-dimensional model of flows in the spherical mantle layer leads to an image of horizontal movements of lithospheric plates on the Earth's surface that agrees with the modern kinematic model of plate tectonics, as well as with satellite observations of horizontal displacements on the Earth's surface. This agreement allows us to reasonably assert that the presented three-dimensional model of modern material flows for a spherical Earth is a generalization of the concept of plate tectonics, which has been developing for half a century within the framework of kinematic theory using mainly two-dimensional convective models of mantle flows, which can describe only regional processes. We consider the application of the model to explain some features of regional tectonics.

*Keywords:* lithosphere, geology, plate tectonics, regional tectonic structures, seismic tomography, thermoconvective three-dimensional spherical model of the modern Earth, mantle convection

УДК 551.24

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ПУЛЬСАЦИИ АКТИВНОСТИ ПЛЮМОВ И НАЛОЖЕННЫЙ НА ОКЕАНИЧЕСКУЮ ЛИТОСФЕРУ МАГМАТИЗМ

© 2025 г. С. Ю. Соколов<sup>1</sup>, \*, Н. П. Чамов<sup>1</sup>, А. С. Абрамова<sup>1</sup><sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

\*e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.11.2024 г.

После доработки 26.02.2025 г.

Принята в печать 06.03.2025 г.

Взаимодействие подвижных литосферных плит и подходящих к поверхности мантийных плюмов, имеющих циклический характер поступления магматического вещества, приводит к изменению геолого-геофизических характеристик и появлению в океанах цепочек и компактных групп вулканов разного возраста. Данные о рельефе, аномалиях Буге и датировки пород подводных гор по трекам горячих точек в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах показывают наличие устойчивых временных ~1.5, ~3.7, ~4.5–7.5 и 10–12 млн лет периодов магматизма с питанием от разных суперплюмов. Эти значения соответствуют периодам максимумов спектральной плотности колебаний уровня моря. Одинаковый частотный набор этих явлений указывает на единый механизм и временную модуляцию активности в магмовыводящих каналах. Анализ времен экстремумов в треках указывает также на совместимость периодичности магматизма по фазе. Группы подводных магматических построек без треков движения плит в координатах возраста фундамента и аналитического возраста пород образуют в этой системе отсчета компактные, но разнесенные географически группы, в диапазоне всех возрастов фундамента в Атлантическом океане, и имеют длительность импульсов наложенного на фундамент магматизма от 20 до 60 млн лет. Этот и другие факты указывают на фиксированное положение подводящих каналов относительно Африканской плиты на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта в течение кайнозоя. Они обосновывают предположение об общем западном дрейфе литосферных плит и их смещении от питающего плюма. Импульсам магматизма, продолжающимся в настоящее время в различных частях Атлантики, предшествовала пауза магматизма от 20 до 60 млн лет. Анализ данных сейсмотомографии позволяет объяснить дискретное пространственно-временное распределение магматических импульсов сочетанием переменного режима вертикального поступления прогретого вещества с одновременным горизонтальным движением плит.

**Ключевые слова:** мантия, плюмы, литосфера, магматические постройки, возраст фундамента, импульсы магматизма, Срединно-Атлантический хребет, Большие Магматические провинции, Восточно-Тихоокеанское поднятие

DOI: 10.31857/S0016853X25010023, EDN: DAPMGE

### ВВЕДЕНИЕ

Одним из главных открытий в глобальной геодинамике, сделанным на основании данных сейсмотомографии, являются мантийные плюмы — субвертикальные области пониженных скоростей сейсмических волн, восходящие от границы ядро—мантия или от промежуточных мантийных областей, над которыми на поверхности литосферы установлены магматические постройки, указывающие на их связь с прогретым и частично расплавленным веществом [35].

Аномалии пониженных скоростей вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) не имеют глубоких корней в нижней мантии. По данным [32] они имеют подошву, расположенную не глубже 120 км.

В период 1980–1990 гг. были получены данные сейсмотомографии, проведен их анализ, который показал, что под осью САХ и в плюмах происходят два разных вида мантийного апвеллинга — активный плюмовый и пассивный осевой, возникающий как декомпрессионный отклик на образование пространства для аккреции коры при расхождении литосферных плит от оси спрединга [35]. Эти факты об апвеллинге привели геологов к исследованию механизмов движения плит. Данная тема вновь обсуждается исследователями, что отражено в современной литературе [13], и остается не решенной из-за неизученных особенностей геодинамического воздействия плюмов на инициацию процессов тектоники плит и формирование тектонических структур на поверхности подвижной литосферы.

Исследование механизма движения литосферных плит, кроме тектонических процессов, затрагивает также физические аспекты планетарных процессов и энергетического баланса Земли, который должен содержать необходимую для реализации движения энергию [4, 5].

Действие плюмовых структур в дорифтовую, рифтовую и пострифтовую стадии продолжается с переменной интенсивностью вне зависимости от структурного типа перекрывающей мантию литосферы [29].

После начала формирования спрединговых сегментов в океанах следы воздействия плюмов представляют собой локализованное наложение глубинных термальных аномалий на поверхность океанической коры в виде групп магматических построек, называемых горячими точками [14].

По ним четко прослеживаются проекции глубинных плюмов на поверхность, векторы движения литосферной оболочки и вариации интенсивности воздействия на нее поступающих по глубинным каналам расплавов.

Анализ возраста кайнозойских магматических построек, расположенных дискретно в пространстве вдоль треков движения плит, показывает наличие характерных спектральных максимумов для периодов магматической активности ~20, ~10 и ~5 млн лет [29].

Причиной возникновения гармоник с этими периодами, общими для всех плит, являются процессы на границе ядро–мантия, от которой поднимаются два антиподальных суперплюма – Африканский и Тихоокеанский, по периферии которых на поверхности сформирована система горячих точек [29, 33].

Согласно [14], существует три типа горячих точек:

- глубинные (с корнями около границы ядро–мантия);
- промежуточные (с корнями в переходном слое 670 км);
- верхнемантийные.

Кроме того, отмечается, что важнейшим для геодинамики свойством некоторых горячих точек является трек из древних магматических построек, но существуют точки без трека с магматическими постройками, компактно расположенными над выходами плюмов к поверхности. Треки построек позволяют оценивать временные вариации магматических импульсов над горячими точками в различных современных океанах

и планетарный режим пульсаций поступления глубинных расплавов [29].

Представляет сложность выявление длинно-периодной компоненты вариации, если основная последовательность в цепочке гор заполнена импульсами в первые миллионы лет, а интервалы в первые десятки миллионов лет замаскированы более короткими компонентами вариаций. Решением данной проблемы является анализ не только возраста и рельефа подводных гор, но и аномалий Буге, минимумы которых вместе со сглаженным рельефом указывают на общее повышение магматического дебета.

Возраст магматизма подводных гор в компактных внутриплитных группах без треков движения литосферы над глубинными плюмами не дает возможность напрямую оценивать периодичность магматических процессов.

Целью настоящей статьи является сопоставление данных подводных гор с возрастом спредингового фундамента по данным аномального магнитного поля, что позволяет проводить оценку геодинамической эволюции во времени для разрозненных магматических импульсов, наложенных на более древний фундамент и разделенных в пространстве на тысячи километров, при этом допускается, что внутри этих групп могут существовать небольшие короткопериодные последовательности мигрирующих магматических построек без связи с движением литосферы.

## ВАРИАЦИИ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

До и после раскола суперконтинентов, а также при запуске спрединговых процессов формирования океанического пространства на литосферу вне зависимости от ее структурного типа и характера движения действует система плюмов, формирующая на поверхности литосферы наложенные магматические постройки. В случае суперконтинента Пангея раскол с последующим заложением рифтовой системы происходил в местах проекции глубинных плюмов на поверхность и сопровождался формированием Больших Магматических провинций (БМП) [15, 25].

Это являлось триггером для раскола суперконтинента Пангеи, который далее продолжался уже вне зон влияния Больших Магматических провинций на амагматичных сегментах рифтовой системы. По нашему мнению, это возможно только при наличии дополнительных механизмов, которые

в пределах плит до срабатывания точечного триггера создают растягивающие напряжения, приводящие к расколу после инициирующего воздействия плюмов [4]. Плюмы отличаются периодичностью магматической активности, которая прослеживается как во времени, так и в пространстве [20, 29].

Анализ цикличности проявлений позднемезозойского плюмового магматизма без признаков треков в Арктике на островном и континентальном ее обрамлении показывает наличие пульсаций интенсивности магматических процессов с интервалом в среднем от 20 до 30 млн лет с максимумом на значении ~130 млн лет [8]. Аналогичный по возрасту максимум магматической активности ~132 млн лет отмечается в южном полушарии для Больших Магматических провинций Парана и Этендека [23]. Это еще раз указывает на синхронизацию геодинамической активности в планетарном масштабе, а также на наличие более длиннопериодных гармоник пульсации плюмов, чем ~20, ~10 и ~5 млн лет [29].

В работе [9] определены гармоники ~2 и ~16 млн лет, что в общих чертах указывает на сходство спектральных максимумов периодичности магматизма. Суперпозиция разных гармоник усложняет их анализ и поиск причин периодичности.

Данные сейсмотомографии для котловины к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), которые имеют пространственное разрешение ~100 км, показывают наличие пространственной периодичности отрицательных аномалий вариаций скоростей на глубине астеносферы [20]. Это связано с пульсациями поступления прогретого вещества под Восточно-Тихоокеанское поднятие и расхождением астеносферного течения ортогонально поднятию.

Принимая среднюю полускорость спрединга в регионе ~8–10 см/год, получаем оценку периода пульсации активности плюма ~20–25 млн лет. Если принять допущение, что горизонтальные скорости спрединга, определяемые подлитосферным течением в астеносфере, должны быть согласованы со скоростями подъема вещества в прогретых объемах мантии, то содержание прогретого материала также должно модулироваться со сходной пространственно-временной периодичностью [7].

На сейсмотомографическом разрезе было показано, что эффективная ширина вертикальных ветвей суперплюмов, определяемая по уровню отклонений скоростей –0.5%, имеет вариацию, состоящую из 4-х циклов от границы ядро–мантия до поверхности [6].

Принимая значение скорости апвеллинга ~8 см/год, получим временной период ~9 млн лет. Конфигурация вертикальных ветвей указывает на переменную ширину и амплитуду скоростных вариаций в них не только на ветвях Африканского, но и Тихоокеанского суперплюма, что поддерживает представление о переменном характере поступления вещества по плюмовым каналам во всем объеме мантии и объясняет появление пауз в магматической активности. Прерывистость проявлений восходящего потока мантии может быть обусловлена автоколебательным режимом подъема глубинного материала, обеспечившим импульсность его поступления на поверхность с интервалами в миллионы лет [34].

Периодичность поступления расплава при формировании океанического фундамента в отсутствие горячих точек также имеет место, например, для южного поперечного хребта разлома Вима в новейшем времени наблюдаются значения периода 3–4 млн лет [11]. Данный результат был получен при проведении детальной батиметрической и магнитометрической съемки объекта и плотной сети станций драгирования пород кристаллической части коры и верхней мантии, которые отсутствуют для большинства районов океана без признаков горячих точек. Был получен интервал в первые миллионы лет в спектре периодичности активности магматизма [11, 29].

Приведенные значения периодов пульсации интенсивности магматизма показывают существование устойчивого набора гармоник, характерного для Земли в планетарном масштабе, но дополнительным направлением исследования становится поиск наличия (или отсутствия) синхронизации фаз отдельных циклов.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для анализа треков и компактных групп магматических построек использовались данные по рельефу дна GEBCO на сетке 30" [21]. Они были сглажены и пересчитанные на сетку 1' из-за появления в версиях этого покрытия с 2014 г. мозаики многолучевых батиметрических наблюдений, создающих артефакты на границе с интерполированными областями [21].

Сопоставление рельефа дна осуществлялось с данными гравиметрии в редукции Буге на сетке 2' [10]. Этот вид данных привлекался для надежной характеристики минимумами аномалий магматических построек как объектов с увеличен-

ной мощностью коры за счет более интенсивного магматизма в локальной области этих построек [4]. Выделение гор и хребтов на акватории Атлантики было проведено оконтуриванием по уровню их превышения над абиссальным фундаментом 1000 м (рис. 1).

Сначала рассчитывался сглаженный в окне 75 км рельеф и на его основе был получен остаточный рельеф, положительные аномалии которого указаны изобатой (см. рис. 1). Полученные компактные группы гор и хребтов концентрируются вдоль САХ, бортов трансформных разломов и в абиссальных котловинах. В данной работе мы рассматриваем только внутриплитные абиссальные горы, которые ассоциируются с Большими Магматическими провинциями в тех сегментах, где они выявлены и начали функционировать до раскола суперконтинента. Топографической основой для отображения гор и БМП служит возраст океанического фундамента, полученный по данным [30].

Данные опробования коренных пород на внутриплитном пространстве с определениями возрастов геохронологическими методами взяты из международной базы данных GEOROC [22]. Данные для гор Южной и Экваториальной Атлантики взяты из [3]. Данные для островов Зеленого Мыса взяты из [2]. Предполагается, что все определения возрастов не могут быть древнее возраста океанического фундамента, на котором сформированы внутриплитные магматические постройки. Приведено положение точек с определениями, отградуированные разницей между возрастом фундамента по данным аномального магнитного поля и возрастом, полученным по геохронологическим исследованиям образцов (рис. 2).

Там же показаны горячие точки по данным [14]. Почти все они подтверждены опробованием и определением возраста, включая вулканические постройки в пределах их треков. В качестве топографической основы использованы вариации сейсмических скоростей S-волн на глубине 100 км по данным модели SL2013sv [32], которые показывают наличие или отсутствие прогретой верхней мантии под компактными кластерами магматических построек.

Поле  $dV_s$  имеет отрицательные аномалии в прогретых и частично расплавленных зонах — осевой зоне САХ и в местах пересечения с ветвями Африканского суперплюма. В случае Исландии и Азорских островов ветви плюма пересекаются с САХ. Постройки в Бразильской котловине (частично),

на Китовом хребте, Североамериканской, Иберийской и Гвинейской котловинах расположены над зонами холодной мантии (см. рис. 2).

Они обладают небольшой разницей возраста со спрединговым фундаментом, что показывает их субсинхронное формирование относительно начала спрединга. Магматизм над прогретыми зонами отображен на рис. 2 более крупными символами, указывающими на большую разницу между возрастом фундамента, расположенного вблизи окраин, и современным вулканизмом (см. рис. 2).

## АНАЛИЗ ДАННЫХ

### *Данные вдоль треков горячих точек*

Для выявления сходства периодов и фаз пульсации магматизма в океанических сегментах Земли мы провели сравнение треков горячих точек в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Горячие точки представлены в пространстве линейными цепочками магматических гор, которые формируются при движении литосферной плиты над выходом мантийного плюма к поверхности. Горы Императорского хребта имеют от Гавайских островов до точки разворота постоянные значения глубин ниже уровня моря, плавно увеличивающиеся к северу до ~2500 м по мере развития изостатических и термальных процессов, и расположены со средним шагом 150 км (рис. 3, а, б).

При средней скорости перемещения плиты над точкой ~8.8 см/г период их формирования составляет ~1.7 млн лет [9, 18] (см. рис. 3, в). Рельеф гор указывает на действие псевдопериодических магматических импульсов, которые связаны с поступлением глубинных расплавов, но выдержанная в пространстве высокочастотная геометрия гористого рельефа вдоль трека маскирует более длиннопериодные вариации интенсивности магматизма.

Эти вариации вдоль активных океанских магматических систем, как правило, приводят к формированию локально более мощной базальтовой коры с максимумами рельефа и минимумами в аномалиях Буге, имеющих в плане размеры в десятки и первые сотни километров [4].

Профиль рельефа, построенный изначально по данным батиметрии на сетке 0.5 дуговой минуты, для устранения высокочастотных неоднородностей был сглажен в плавающем окне 111 км [21] (см. рис. 3, а).

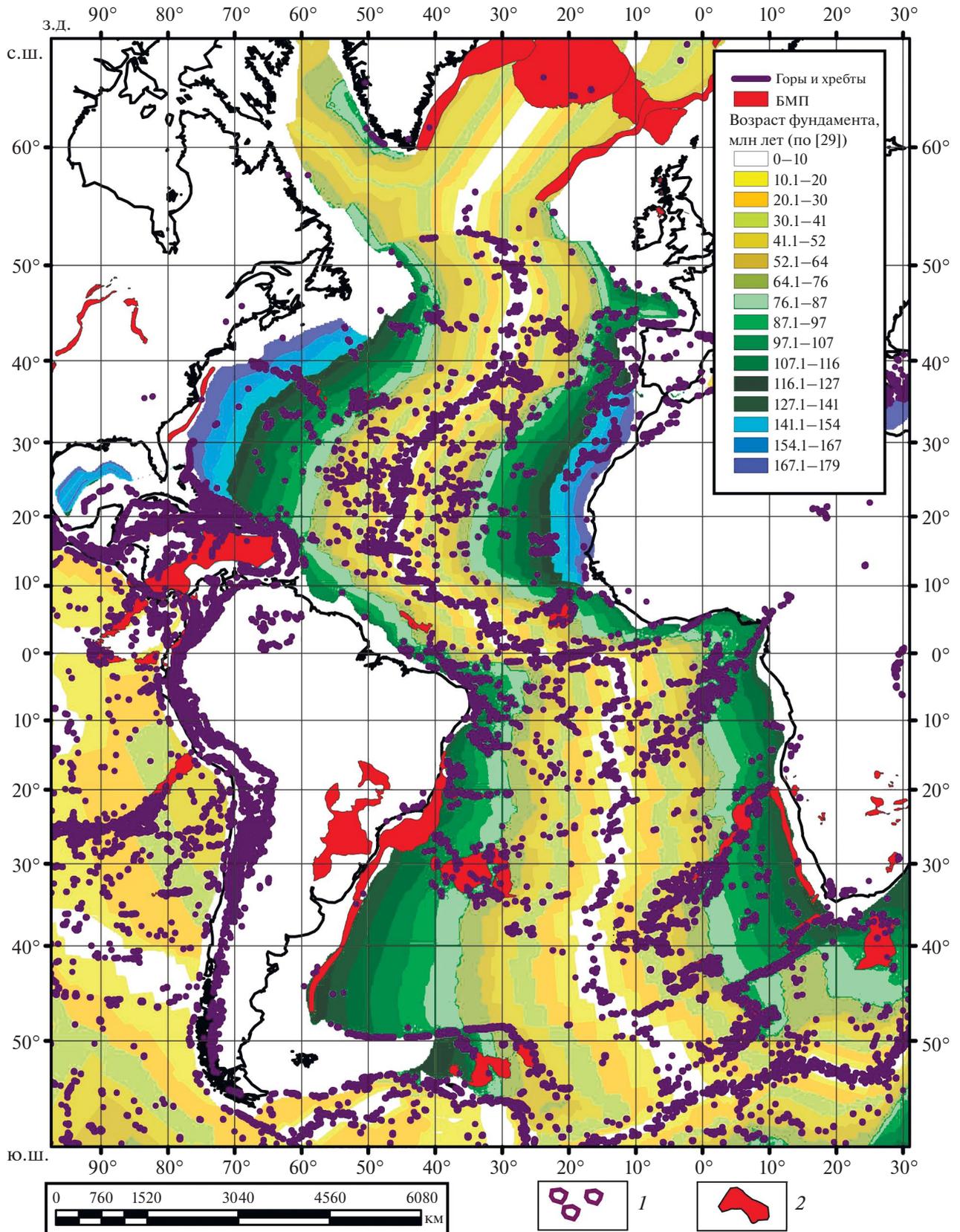
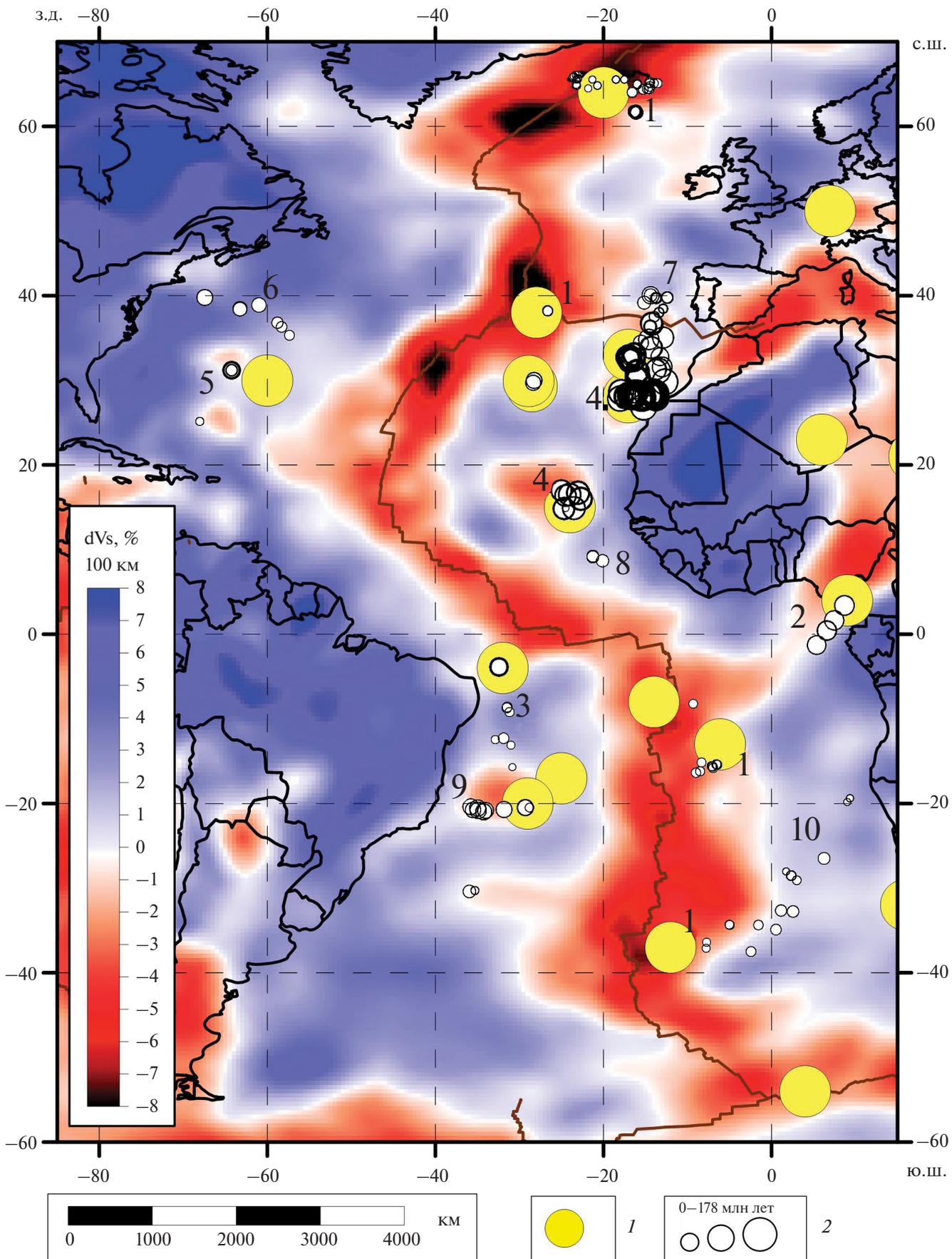


Рис. 1. Горы и хребты Атлантического океана с превышением над абиссальным основанием ~1000 м (по данным [12, 19, 29]).

1 – горы и хребты; 2 – Большие Магматические Провинции



**Рис. 2.** Вариации сейсмических скоростей S-волн на глубине 100 км (по данным модели SL2013sv [31]), горячие точки (по данным [13]) и точки с полученными данными опробования коренных пород на внутриплитном пространстве, отградуированные разницей между возрастом фундамента по данным аномального магнитного поля и возрастом, полученным по геохимическим исследованиям образцов.

Обозначены (арабские цифры жирным шрифтом) группы внутриплитных магматических гор с определением возраста (Атлантический океан):

1 – острова Исландии, арх. Азорские острова, о. Св. Елены, о. Гоф, о. Тристан-да-Кунья;

2 – Камерунская линия; 3 – Бразильская котловина (“холодная” мантия); 4 – арх. Острова Зеленого Мыса (Западная Африка) и Канарские острова (северо-западное побережье Африки); 5 – Бермудские острова; 6 – горы Новой Англии; 7 – Иберийская котловина; 8 – горы Батиметристов (восточная окраина Экваториальной Атлантики); 9 – Бразильская котловина (“горячая” мантия); 10 – Китовый хребет.

1 – горячие точки; 2 – аналитический возраст пород с подводных гор вне оси САХ, отградуированный от 0 до 178 млн лет

Это привело к проявлению очевидной отрицательной корреляции рельефа с аномалиями Буге, – эта корреляция имеет геофизически обоснованную интерпретацию (см. рис. 3, а).

Количественная оценка интервалов возраста между проявившимися максимумами рельефа показывает их плотное распределение со средними значениями ~5–7 млн лет (см. рис. 3, г).

Таким образом, вдоль трека Императорского хребта выделяются значения периодов магматической активности и времена их максимумов, сходные с выявленными ранее значениями для других магматических систем.

Данные для Восточно-Индийского хребта были обработаны и показаны по принципу, аналогичному для трека Императорского хребта (рис. 4, б).

Были построены первичный и сглаженный профили рельефа дна, аномалий Буге и реперных возрастов магматических пород со скоростями смещения плиты над горячей точкой по данным [16, 17, 31] (см. рис. 4, а).

Отрицательная корреляция сглаженного рельефа и аномалий Буге, показывающих плотностные вариации в коре и верхней мантии, и наращивание рельефа за счет высокопродуктивного магматизма в данном треке от горячей точки Кергелен четко показывает вариации интенсивности плюмового магматизма и резкий дрейф Индо-Австралийской плиты к северу от горячей точки ~40 млн лет назад, выразившийся в прекращении формирования магматических построек на внутриплитном пространстве (см. рис. 4, а).

Другой особенностью вариаций магматического рельефа вдоль Восточно-Индийского хребта является незначительное смещение его высоко-частотного периода до значений 1.4 млн лет по сравнению с 1.7 млн лет на Императорском хребте (см. рис. 3, в; см. рис. 4, в).

Главной особенностью является сохранение сглаженного периода интенсивности ~4.5 млн лет при значении, близком к широкому максимуму 5–7 млн лет в Тихоокеанском треке (см. рис. 3, г; см. рис. 4, г).

Показаны почти идентичные значения возраста со средним отклонением 1.3 млн лет, что подтверждает фазовую совместимость в геологическом времени магматических процессов с одинаковыми превалирующими периодами (см. рис. 4, а; см. рис. 3, а).

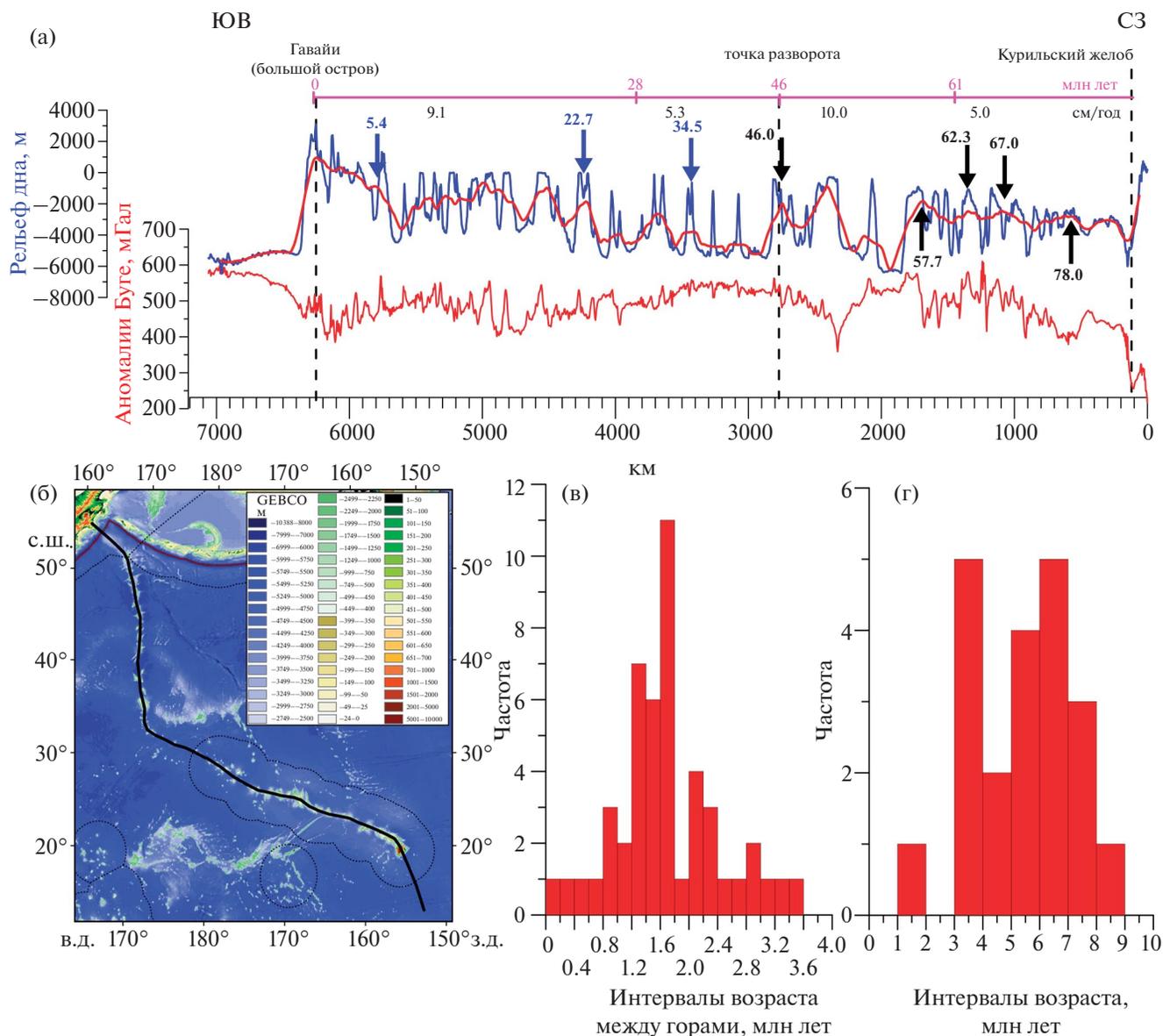
Однако отметим, что трек Императорского хребта между совпавшими с Восточно-Индийским хребтом реперными максимумами содержит промежуточные максимумы с более короткими периодами (см. рис. 3, г).

Данные для Китового хребта также были обработаны и показаны по способу, аналогичному для других треков (рис. 5, б).

Первичный и сглаженный профили рельефа дна и аномалий Буге были сопоставлены с полученными данными по возрасту магматических пород с учетом скоростей смещения плиты над горячей точкой островов о. Тристан-да-Кунья и о. Гоф [28] (см. рис. 5, а).

Особенностью трека Китового хребта является его распад на несколько ветвей после 70 млн лет и резкий рост интенсивности магматизма начиная с 40 млн лет. Линия профиля в нашей работе была выбрана так, чтобы ее траектория проходила по наиболее плотной локации определений возраста (см. рис. 5).

Отрицательная корреляция сглаженного рельефа и аномалий Буге в треке от горячей точки в паре островов о. Тристан-да-Кунья и о. Гоф в Южной Атлантике ярко выражена. Она иллюстрирует очевидные вариации интенсивности плюмового магматизма юго-западного ответвления Африканского суперплюма, частью кото-



**Рис. 3.** Сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль трека Императорского хребта от горячей точки Гавайских островов в северо-западной части Тихого океана (по данным [10, 18, 21]).

(а) – Профиль рельефа дна со сглаженным в 111 км плавающим окне профиля (линия синим); аномалии (линия красным); возраст (млн лет) максимумов совпадения: с Восточно-Индийским хребтом 90° в.д. (стрелки черным), с Китовым хребтом в Южной Атлантике (стрелки синим);

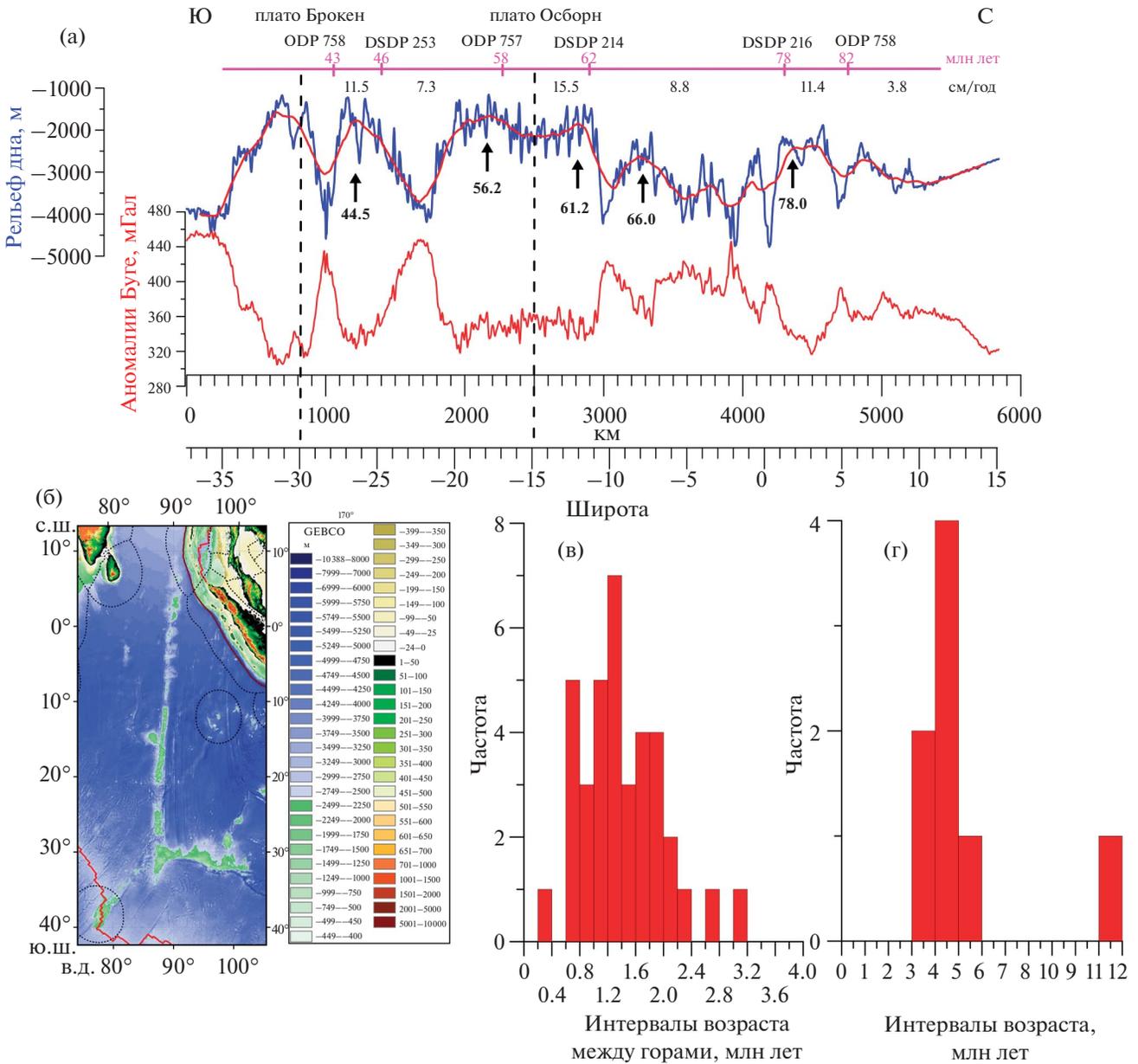
(б) – рельеф дна Северо-Западной части Тихого океана и положение профиля трека Императорского хребта;

(в) – гистограмма возрастных интервалов между подводными горами, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками в сегментах с разной скоростью;

(г) – гистограмма возрастных интервалов между максимумами сглаженного рельефа, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками.

рого является также и горячая точка Кергелен. Особенностью вариаций магматического рельефа вдоль Китового хребта является бимодальное распределение высокочастотных неотфильтрованных периодов со значениями 1.4 и 3.6 млн лет и их перекрытие с отфильтрованными данными со значениями 3.8 и 7.4 млн лет (см. рис. 5, в, г).

По нашему мнению, это указывает на повышенную интенсивность магматизма в период 3.6–3.8 млн лет, которая сопоставима с процессами более длинных периодов. Сопоставление максимумов сглаженной интенсивности с максимумами в треке Индийского океана и в Тихоокеанском треке показывает хорошее совпадение с макси-



**Рис. 4.** Сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль трека Восточно-Индийского хребта 90° в.д. от горячей точки Кергелен от возраста 40 млн лет (по данным [16, 17, 21, 31]).

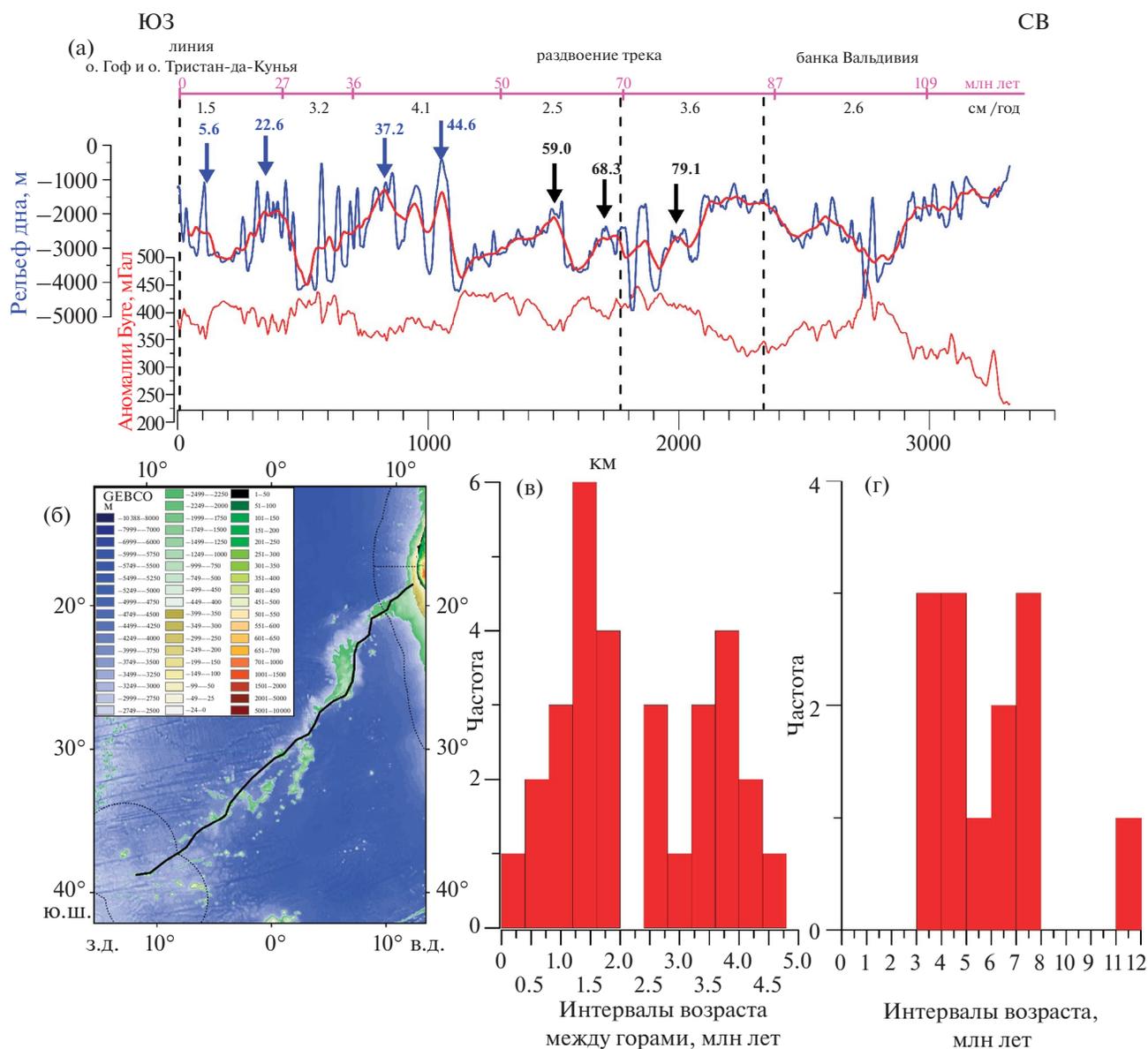
- (а) – Профиль рельефа дна (линия синим) со сглаженным в 111 км в плавающем окне профиля (линия красным); возраст (млн лет) максимумов совпадения с Императорским хребтом (стрелки черным);
- (б) – рельеф дна Восточной части Индийского океана и положение трека Восточно-Индийского хребта (90° в.д.);
- (в) – гистограмма возрастных интервалов между подводными горами, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками в сегментах с разной скоростью;
- (г) – гистограмма возрастных интервалов между максимумами сглаженного рельефа, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками.

мумами в диапазоне ~2 млн лет (см. рис. 3, а; см. рис. 4, а; см. рис. 5, а).

Трек Императорского хребта при сопоставлении с Восточно-Индийским хребтом и Китовым хребтом содержит сходные промежуточные максимумы (см. рис. 3, г).

*Данные о подводных горах без треков движения плит*

Подводные горы в Атлантике, кроме гряды с нулевым возрастом вдоль оси САХ и поднятий вдоль бортов трансформных разломов, представлены компактными внутриплитными группами (см. рис. 1).



**Рис. 5.** Сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль трека Китового хребта от горячей точки островов о. Гоф и о. Тристан-да-Кунья (по данным [10, 21, 28]).

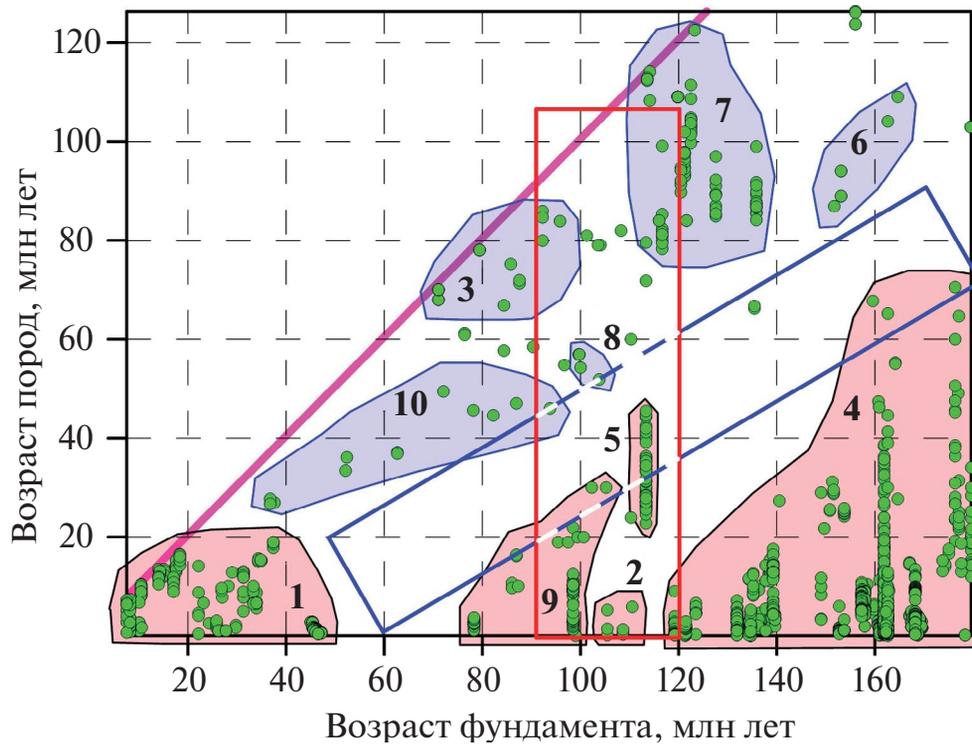
- (а) — Профиль рельефа дна (линия синим) со сглаженным в 111 км плавающем окне профиля (линия красным); возраст (млн лет) максимумов совпадения с Императорским и Восточно-Индийским хребтами (стрелки черным);
- (б) — рельеф дна Южной Атлантики и положение трека Китового хребта, проведенного по областям с максимальной плотностью датировок пород;
- (в) — гистограмма возрастных интервалов между подводными горами, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками в сегментах с разной скоростью;
- (г) — гистограмма возрастных интервалов между максимумами сглаженного рельефа, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками.

В основном они не формируют длинных линейных треков движения литосферы над глубинными плюмами, за исключением Китового хребта и Камерунской линии, расположенных к востоку от оси САХ.

Тем не менее, отдельные линейные группы расположены симметрично в западной части ак-

ватории Атлантического океана, атрибуция которых как треков движения сомнительна [14] (см. рис. 1).

Мы рассматриваем только группы магматических построек, для которых получены аналитические определения возраста пород и которые расположены в пределах океанической литосферы



**Рис. 6.** Диаграмма датировок магматических пород в координатах возраста фундамента (по магнитным данным [30]) и аналитических значений возраста (по данным [2, 3, 22]).

Показано: датировки магматических пород (кружки зеленым); поля возрастных кластеров соответствуют областям с положительными (холодными) значениями вариации сейсмических скоростей в слое от 0 до 100 км (синим); области с отрицательными (горячими) значениями (красным); горизонт магматических событий (диагональ фиолетовым); область паузы в появлении импульсов магматизма (прямоугольник синим); область без перерывов магматизма (прямоугольник красным).

Обозначены (арабские цифры жирным шрифтом) группы внутриплитных магматических гор с определением возраста (Атлантический океан):

1 – острова Исландии, арх. Азорские острова, о. Св. Елены, о. Гоф, о. Тристан-да-Кунья;

2 – Камерунская линия; 3 – Бразильская котловина (“холодная” мантия); 4 – арх. Острова Зеленого Мыса (Западная Африка) и Канарские острова (северо-западное побережье Африки); 5 – Бермудские острова; 6 – горы Новой Англи; 7 – Иберийская котловина; 8 – горы Батиметристов (восточная окраина Экваториальной Атлантики); 9 – Бразильская котловина (“горячая” мантия); 10 – Китовый хребет.

с датировкой возраста фундамента по данным магнитометрии [2, 3, 22, 30].

При отсутствии длинного ряда возрастных датировок вдоль трека и компактном распределении возрастов в пределах групп подводных гор был проведен анализ импульсов наложенной магматической активности во времени на внутриплитные океанические районы в координатах X (возраст фундамента) и Y (возраст пород), которые были предложены для данного вида анализа возрастов в работе [1] (рис. 6).

Рассмотрение данных в указанном координатном пространстве позволяет также визуально оценивать разницу между временем формирования фундамента и более поздним наложением на него импульса внутриплитного магматизма (см.

рис. 2, градуировка символов). Поскольку нами охарактеризован возраст 10-ти компактных групп, расположенных в разных частях Атлантики, пространственно-временное сопоставление координатного пространства проводится через номера групп и их географическую привязку (см. рис. 2).

Группы магматических построек сконцентрированы в нижней части плоскости под диагональным “горизонтом” магматических событий (см. рис. 6). Это объясняется невозможностью образования внутриплитных магматических построек ранее времени формирования спредингового фундамента, на котором они обнаружены.

Непосредственно под “горизонтом” находятся группы магматических построек, которые форми-

ровались в течение первых десятков миллионов лет после образования фундамента (см. рис. 6):

- Бразильская котловина с “холодной” мантией (группа 3);
- горы Новой Англии (группа 6);
- Иберийская котловина (группа 7);
- горы Батиметристов (группа 8);
- Китовый хребет (группа 10).

К настоящему времени верхнемантийное пространство под этими группами магматических построек является “холодным”, что указывает на отсутствие “горячих” объемов мантии, продуцирующих расплавы для формирования гор, и затухание импульса внутриплитного магматизма (см. рис. 2; см. рис. 6, группы 3, 6–8, 10).

Группа 10 (Китовый хребет) имеет вытянутую вдоль оси X форму, соответствующую треку горячей точки, расположенной в настоящее время под островами о. Тристан-да-Кунья и о. Гоф (см. рис. 2; см. рис. 6, группа 10).

Группа 10 (Китовый хребет) сочленяется с группой магматических построек (группа 1) наиболее молодого магматизма от подходящих к САХ плюмов островов Исландии, Азорских островов и о. Св. Елены (см. рис. 6, группы 1, 10).

Всем проекциям указанных плюмов на поверхность соответствует “горячая” область мантии вблизи фундамента с возрастом менее ~40–45 млн лет, за которым наблюдается пауза в наличии новейших магматических построек на фундаменте вплоть до возраста ~80 млн лет (см. рис. 2; см. рис. 6).

Группы магматических построек, имеющие новейшую или современную активность, примыкают к горизонтальной оси во всем диапазоне данных возраста фундамента более 80 млн лет (см. рис. 6):

- острова Зеленого Мыса и Канарские острова (группа 4);
- Бермудские острова (группа 5);
- горы Новой Англии (группа 6);
- Иберийская котловина (группа 7);
- горы Батиметристов (группа 8);
- Бразильская котловина с “горячей” мантией (группа 9).

Они имеют продолжительность во времени, увеличивающуюся с возрастом фундамента. Эти группы сосредоточены над “горячей” мантией, что указывает на наличие ветвей плюма с современной активностью (см. рис. 2; см. рис. 6, группы 4–9).

Группа 4 (острова Зеленого Мыса и Канарские острова), в отличие от группы 1 (Исландия) расположена на древнейшем для Атлантики

фундаменте от 120 до 180 млн лет (см. рис. 6). Фундамент содержит проявления импульса плюмового магматизма в стационарном положении без трека движения литосферной плиты общей продолжительностью от 20 до 60 млн лет [2]. Это указывает на отсутствие дрейфа плиты относительно ветви Африканского суперплюма, имеющей проекцию на острова Зеленого Мыса и Канарские острова.

Цепочка групп магматических построек с “холодной” мантией в основании отделена от цепочки групп с “горячей” мантией областью паузы шириной по оси Y от 20 до 60 млн лет, и примыкающей к паузе в новейших значениях возрастов в интервале фундамента от ~45 до ~80 млн лет (см. рис. 6, синий прямоугольник).

Исключение составляет возрастной интервал фундамента от ~80 до ~120 млн лет, в котором пауза в возрастах магматизма отсутствует (см. рис. 6, красный прямоугольник).

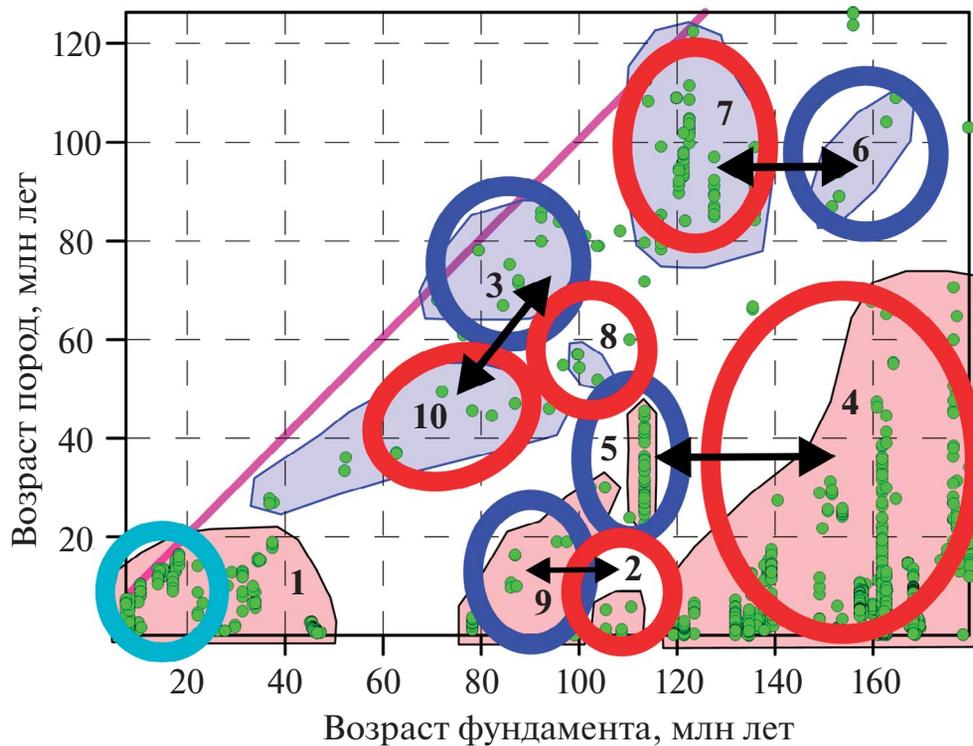
Пауза по диагонали планшета устанавливается как в измерении оси Y (возраст пород), так и по оси X (возраст фундамента) (см. рис. 6).

Группы, попарно 6 и 7, 3 и 10, сформированные на относительно древнем и “холодном” фундаменте в течение не более 20 млн лет после его аккреции, при сравнении с их пространственным положением показывают симметричное относительно САХ расхождение активных верхних фрагментов ветвей плюмов при дрейфе плит (см. рис. 2, рис. 7).

Эти парные группы к востоку и западу от САХ указывают на изначальную проекцию плюма на поверхность около оси САХ с последующим перемещением магматических камер от активной межплитной границы (см. рис. 7, двойные стрелки).

Этот механизм объясняет, как при их захвате расходящейся литосферой магматизм сохраняет активность вне ветвей плюма и через некоторое время затухает [2]. В обоих приведенных пространственно-симметричных парных группах западная часть расположена на более древнем фундаменте, что дает дополнительное обоснование появлению западного дрейфа и отодвиганию плит, обрамляющих САХ, от питающей проекции плюма с последующим затуханием интенсивности.

Наиболее близкие к САХ плюмовые магматические системы образуют группу 1 магматических построек (Исландия, Азорские острова и о. Св. Елены) (см. рис. 6; см. рис. 7). Группы, сформированные после паузы во времени ближе



**Рис. 7.** Диаграмма датировок магматических пород в координатах возраста фундамента (по магнитным данным [2930]) и аналитических значений возраста (по данным [2, 3, 22]).

Показано: датировки магматических пород (кружки зеленым);

области с положительными (холодными) значениями вариации сейсмических скоростей в слое от 0 до 100 км (синий);

области с отрицательными (горячими) значениями (красным);

горизонт магматических событий (диагональ фиолетовым); генетически и пространственно-связанные группы подводных гор (двойные стрелки черным);

область САХ (кружок голубым); группы подводных гор, расположенные: к западу от САХ (кружки синим), к востоку от САХ (кружки красным).

Обозначены (арабские цифры жирным шрифтом) группы внутриплитных магматических гор с определением возраста (Атлантический океан):

1 – острова Исландии, арх. Азорские острова, о. Св. Елены, о. Гоф, о. Тристан-да-Кунья;

2 – Камерунская линия; 3 – Бразильская котловина (“холодная” мантия); 4 – арх. Острова Зеленого Мыса (Западная Африка) и Канарские острова (северо-западное побережье Африки); 5 – Бермудские острова; 6 – горы Новой Англии; 7 – Иберийская котловина; 8 – горы Батиметристов (восточная окраина Приэкваториальной Атлантики);

9 – Бразильская котловина (“горячая” мантия); 10 – Китовый хребет.

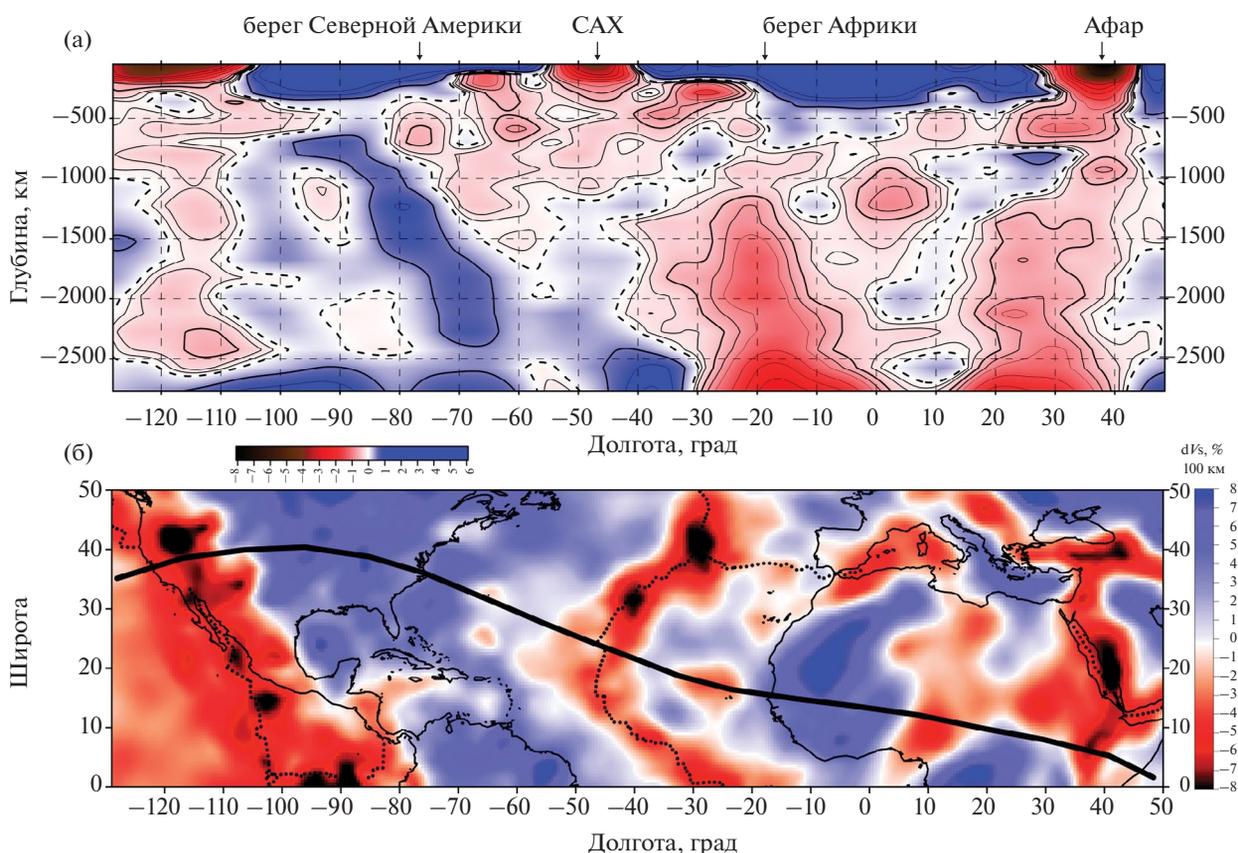
к оси X, расположены на “горячем” мантийном фундаменте с наиболее продуктивным проявлением новейшего и современного внутриплитного магматизма (см. рис. 6).

На восточном фланге Атлантики группа 4 (острова Зеленого Мыса и Канарские острова) вытянута по вертикальной оси до меловых возрастов [2] (см. рис. 6). Удаленные от САХ симметричные парные группы 9 и 2 и особенно парные группы 5 и 4 отражают современную активизацию магматизма в пределах древнего фундамента по одной из ветвей Африканского суперплюма к востоку от САХ, что приводит к расположению восточных групп магматических построек по возрастанию оси X (рис. 6, см. рис. 7, рис. 8).

Это также указывает на отсутствие дрейфа современного восточного фланга Атлантики относительно ветвей Африканского суперплюма. Интервал возраста фундамента 80–120 млн лет паузы не имеет (см. рис. 6). Мы можем это интерпретировать влиянием Тихоокеанских плюмовых ветвей на магматическую систему Бермудских островов (см. рис. 8, а).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ данных рельефа и аномалий Буге по трекам, привязанных к датировкам подводных гор в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, показал наличие устойчивых временных перио-



**Рис. 8.** Разрез  $dV$  сейсмо-томографической модели NGRAND [24] по S-волнам от кровли мантии до ее подошвы (а) и положение его профиля на срезе этой модели на глубине 100 км (б).

Контурсы проведены через 0.5%; нулевая изолиния показана пунктиром.

дов в формировании подводных гор (см. рис. 3; см. рис. 4; см. рис. 5):

- ~1.5 млн лет и ~4.5–7.5 млн лет на всех треках;
- ~3.7 млн лет в Южной Атлантике.

Главное отличие Атлантики от других океанов заключается в более низких скоростях смещения плиты над горячей точкой ~3.7 см/год по сравнению с 8–10 см/год в Индийском и Тихом океанах, что, вероятно, влияет на характер поступления расплавов и формирование рельефа.

В Атлантике и Индийском океанах также выделяется период 10–12 млн лет (см. рис. 4, см. рис. 5). Длинные периоды хорошо видны на сглаженных профилях рельефа, которые имеют четкую обратную корреляцию с аномалиями Буге, что указывает на приподнятую кровлю базальтовой коры и увеличенную мощность корового слоя, менее плотного по сравнению с верхней мантией (см. рис. 3, рис. 4, рис. 5).

В работе [6] при оценке эволюции объема водных масс в геологической истории была аргумен-

тировано показана связь тектономагматической активности Земли и скоростей спрединга с кривой эвстатических колебаний уровня моря в фанерозое [26]. Это дает основание сравнить полученные периоды интенсивности магматизма со спектром кривой колебаний уровня моря [27]. Было показано, что спектр, кроме четкого логарифмического тренда на периодах от 600 до 1 млн лет, имеет над трендом заметные экстремумы на периодах 10, 7, 5 млн лет и плотное скопление гармоник от 3 до 1 млн лет [27].

Эти значения периодов в максимумах спектральной плотности были независимо получены нами по оценке рельефа в сочетании с датировками пород на отдельных подводных горах в океанах с разными скоростями движения плит над горячими точками и с питанием от разных антиподальных суперплюмов. Интенсивность океанического магматизма имеет одинаковый частотный набор, что указывает на единый механизм и временную модуляцию активности в магмовыводящих каналах. Анализ времен экстремумов, кроме частот-

ной, указывает также и на фазовую совместимость в геологическом времени магматических процессов с одинаковыми превалирующими периодами (см. рис. 3, см. рис. 4, см. рис. 5).

Для компактных в пространстве групп магматических внутриплитных построек в Атлантике без треков движения плит наблюдается дискретное поступление вещества во времени. Для участков фундамента, имеющих одинаковый возраст и удаленных друг от друга на тысячи километров, наблюдаются импульсы магматизма с паузой во времени 20–60 млн лет. Это подтверждает дискретный и периодический характер поступления прогретого вещества по плюмовым каналам в разных частях океана. Очевидной является пауза между группами магматических построек с новейшей и современной активностью, расположенными над “горячей” верхней мантией и неактивными группами над “холодной” верхней мантией в интервале возрастов фундамента от 40 до 160 млн лет (см. рис. 6).

Максимальная продолжительность импульсов современного магматизма также составляет от 20 до 60 млн лет (см. рис. 6).

Значение паузы во внутриплитной активности разграничивает географически разные районы. Это позволяет предположить, что импульсный режим действует синхронно на разные каналы плюмов не только в пределах Атлантики, но с учетом пространственного разброса вулканических групп — в глобальном масштабе.

Формирование наблюдаемой картины внутриплитного магматизма без плюмов с глубокими корнями может объясняться геодинамической моделью, основанной на захвате движущейся литосферной плитой области с прогретым и частично расплавленным веществом. В частности, данная модель была предложена в 2000 г. А.О. Мазаровичем [2] для магматической системы островов Зеленого Мыса. Особо отметим импульсный во времени режим поступления вещества вверх по каналу плюма [34], что, в совокупности, должно приводить и к временной периодичности групп магматических построек с глубинными плюмовыми корнями, и к пространственной периодичности проявлений магматизма без таких корней за счет дрейфа плит с прогретым веществом.

Мы подкрепили это данными сейсмотомографии, которые показывают глубинное геодинамическое состояние мантии и содержат активные и симметрично разошедшиеся относительно САХ прогретые области без глубинных корней, отор-

ванные от САХ и от питающей ветви Африканского суперплюма (см. рис. 8).

Эти ветви Африканского суперплюма являются переменными по ширине и по ним идет подъем прогретого и частично расплавленного вещества, определяющего пространственно-временную периодичность магматизма на поверхности литосферы.

## ВЫВОДЫ

1. Данные о рельефе, аномалии Буге и датировки пород подводных гор по трекам горячих точек в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах показали наличие устойчивых временных периодов ~1.5, ~3.7, ~4.5–7.5 и 10–12 млн лет вариации интенсивности магматизма с питанием от разных суперплюмов. Эти значения соответствуют периодам максимумов спектральной плотности колебаний уровня моря. Одинаковый частотный набор этих явлений указывает на единый механизм и временную модуляцию активности в магмовыводящих каналах. Анализ времен экстремумов в треках показал фазовую совместимость периодических магматических процессов в геологическом времени с аналогичными периодами.

2. Неактивные магматические системы с минимальной разностью возраста пород и фундамента расположены над “холодными” мантийными областями. Под активными в настоящее время внутриплитными магматическими системами с максимальной разностью возраста пород и фундамента наблюдаются “горячие” аномалии сейсмической томографии в мантии в тех же возрастах фундамента, что в неактивных системах, что указывает на активизацию древних подводных каналов.

3. Подводные магматические постройки в координатах возраста фундамента (ось X) и аналитического возраста пород (ось Y) образуют в этой системе отсчета компактные, но разнесенные географически группы в диапазоне всех данных возраста фундамента, и имеют длительность импульсов наложенного на фундамент магматизма от 20 до 60 млн лет, в частности, в районе арх. Островов Зеленого мыса и арх. Канарских островов. Это указывает на фиксированное положение подводных каналов относительно Африканской плиты на восточном фланге САХ в течение кайнозоя.

4. Симметричные относительно Срединно-Атлантического хребта (САХ) и попарно объединенные группы подводных гор, расположенные

над “холодной” мантией, имеют более древний фундамент на западном фланге САХ. Мы интерпретируем это на основе общего западного дрейфа литосферных плит и их смещения от плюма, питающего группы подводных гор, расположенные над “горячей” мантией. Группы гор с отсутствием дрейфа, наложенные на ветви суперплюма, имеют более древний фундамент на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта.

5. Импульсам магматизма, продолжающимся в настоящее время в различных частях Атлантики, предшествовала пауза магматизма от 20 до 60 млн лет, общая для разных частей Атлантики, что указывает на глобальность импульсного режима.

6. Импульсные, сконцентрированные в группы, проявления внутриплитного магматизма в координатах возраста фундамента и возраста пород имеют как временное, так и пространственное дискретное распределение. Анализ данных сейсмографии позволяет объяснить это явление сочетанием импульсного режима вертикального поступления прогретого вещества с одновременным горизонтальным движением плит.

7. Внутриплитный вулканизм на океаническом фундаменте с возрастными от 80 до 120 млн лет не имел пауз в своем развитии.

**Благодарности.** Авторы благодарны анонимным рецензентам А.О. Мазаровичу (ГИН РАН, г. Москва, Россия), А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и Ю.Л. Ребечкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии. Авторы признательны редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена на средства проекта Российского научного фонда № 24-17-00097 “Атлантико-Арктическая рифтовая система: сегментация, эволюция, структурообразование и современная геодинамика” (руководитель – С.Ю. Соколов).

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жулева Е.В. Пространственно-возрастные характеристики процесса формирования вулканических гор ложа океана // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 1. Вып. 7. С. 115–120.
2. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. – М.: Научный Мир. 2000. 176 с.
3. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур бразильской котловины (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 59–80.
4. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. – М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 618).
5. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Природа тектонической активности Земли. – В сб.: *Итоги науки и техники. Серия Физика Земли.* – М.: ВИНТИ, 1992. 292 с.
6. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002. 560 с.
7. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17. Doi: 10.7868/S0016853X1706008X
8. Шупилов Э.В. Океаническая кора, трансрегиональные зоны сдвига и Амеразийская микроплита в мел-кайнозойской геодинамике формирования океана в Арктике // Арктика: экология и экономика. 2023. Т. 13. № 1. С. 4–17. Doi: 10.25283/2223-4594-2023-1-4-17
9. Abbott D.H., Isley A.E. The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // J. Geodynam. 2002. Vol. 34. P. 265–307.
10. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briaies A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geodes. 2012. Vol. 86. No. 7. P. 499–520. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
11. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. Mantle thermal pulses below the Mid-Atlantic Ridge and temporal variations in the formation of oceanic lithosphere // Nature. 2003. Vol. 423. P. 499–505.
12. Bryan S., Ernst R. Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // Earth Sci. Rev. 2008. Vol. 86. P. 175–202.
13. Coltice N., Husson L., Faccenna C., Arnould M. What drives tectonic plates? // Sci. Advances. 2019. Vol. 5. No. 10. P. 1–9. Doi: 10.1126/sciadv.aax4295
14. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J. Three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 205. P. 295–308.
15. Dang Z., Zhang N., Li Z.-X., Huang C., Spencer C.J., Liu Y. Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent break-up // Nature Commun. Earth and Environ. 2020. Vol. 1. Art. 51. P. 1–11. Doi: 10.1038/s43247-020-00052-z
16. Duncan R.A. Geochronology of basalts from the Ninety-East Ridge and continental dispersion in the eastern Indian Ocean // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1978. Vol. 4. P. 283–305. Doi: 10.1016/0377-0273(78)90018-5
17. Duncan R.A. Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1991. Vol. 121. P. 507–517.
18. Duncan R.A., Keller R.A. Radiometric ages for basement Seamounts, ODP Leg 197 // Geochem., Geophys., Geosyst. (G<sup>3</sup>). 2004. Vol. 5. No. 8. P. 1–23. Doi: 10.1029/2004GC000704

19. *Eldholm O., Coffin M.* Large Igneous Provinces and Plate Tectonics. — In: *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. — Ed by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. Van Der Hilst — (AGU. USA. Geophys. Monogr. Ser. 2000. Vol. 121), p. 309–326. Doi: 10.1029/GM121
20. *French S., Lekic V., Romanowicz B.* Waveform tomography reveals channeled flow at the base of the oceanic asthenosphere // *Science*. 2013. Vol. 342. P. 227–230. Doi: 10.1126/science.1241514
21. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Vers. 2014. URL: <http://www.gebco.net>. Accessed November, 2024.
22. GEOROC geochemical database. URL: <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Accessed August 8, 2017.
23. *Gordon A.C., Mohriak W.U.* Seismic volcano-stratigraphy in the basaltic complexes on the rifted margin of Pelotas Basin, Southeast Brazil. — In: *Petroleum Systems in "Rift" Basins*. — Ed. by P.J. Post, J. Coleman (Jr.), N.C. Rosen, D.E. Brown, T. Roberts-Ashby, P. Kahn, M. Rowan, (GCSSEPM 34<sup>th</sup> Annu. Conf., Houston, Texas, USA. 2015), p. 748–786.
24. *Grand S.P., Van Der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
25. *Guan H., Geoffroy L., Xu M.* Magma-assisted fragmentation of Pangea: Continental breakup initiation and propagation // *Gondwana Research*. 2021. Vol. 96. P. 56–75. Doi: 10.1016/j.gr.2021.04.003
26. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. Vol. 235. P. 1156–1187.
27. *Harrison C.G.A.* Power spectrum of sea level change over fifteen decades of frequency // *Geochem., Geophys., Geosyst.* (G<sup>3</sup>). 2002. Vol. 3. No. 8. P. 1–17. 10.1029/2002GC000300
28. *Huang L., Li C.-F.* What controls the magma production rate along the Walvis Ridge, South Atlantic? // *Tectonophysics*. 2024. Vol. 883. Art. 230381. P. 1–12. Doi: 10.1016/j.tecto.2024.230381
29. *Mjelde R., Wessel P., Müller R.D.* Global pulsations of intraplate magmatism through the Cenozoic // *Lithosphere*. 2010. Vol. 2. No. 5. P. 361–376. Doi: 10.1130/L107.1
30. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem., Geophys., Geosyst.* (G<sup>3</sup>). 2008. Vol. 9. No. 4. P. 1–19.
31. *Nobre Silva I.G., Weis D., Scoates J.S., Barling J.* The Ninety-East Ridge and its relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul hotspots in the Indian Ocean // *J. Petrol.* 2013. Vol. 54. P. 1177–1210. Doi: 10.1093/petrology/egt009
32. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 194. No. 4. P. 417–449.
33. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Burke K., Steinberger B.* Large igneous provinces generated from the margins of the large low-velocity provinces in the deep mantle // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 167. P. 1447–1460. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03158.x
34. *Trubitsin V.P., Evseev M.N.* Pulsation of mantle plumes // *Rus. J. Earth Sci.* 2016. Vol. 16. No. 3. P. 1–14. ES3005. Doi:10.2205/2016ES000569
35. *Zhang Y.S., Tanimoto T.* Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // *Nature*. 1992. Vol. 355. No. 6355. P. 45–49.

## Pulsations of Plume Activity in Time-and-Space and Magmatism Superimposed on the Oceanic Lithosphere

S. Yu. Sokolov<sup>a</sup>, \*, N. P. Chamov<sup>a</sup>, A. S. Abramova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS),  
bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

*\*e-mail: sysokolov@yandex.ru*

The interaction of mobile lithospheric plates and mantle plumes approaching the surface, which have periodic supply of magmatic matter, leads to changes in geological and geophysical characteristics and the appearance of chains and compact groups of volcanoes of different ages in the oceans. Data on the relief, Bouguer anomalies and dating of seamount rocks along the hot spot tracks in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans show the presence of stable temporary ~1.5, ~3.7, ~4.5–7.5 and 10–12 Ma periods of magmatism powered by different super-plumes. These values correspond to the periods of maxima of the spectral density of sea level fluctuations. The same frequency set of these phenomena indicates a single mechanism and time modulation of activity in magma-conveying channels. Analysis of the times of extremes in the tracks also indicates the compatibility of the periodicity of magmatism in phase. Groups of underwater magmatic structures without plate movement tracks in the coordinates of the age of the basement and the analytical age of the rocks form compact but geographically separated groups in this reference system, in the range of all ages of the basement of the Atlantic Ocean, and have a duration of impulses of magmatism superimposed on the basement from 20 to 60 million years.

This and other facts indicate a fixed position of the supply channels relative to the African Plate on the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge during the Cenozoic. They substantiate the assumption of the general western drift of the lithospheric plates and their displacement from the feeding plume. The pulses

of magmatism that are currently continuing in various parts of the Atlantic were preceded by a pause in magmatism from 20 to 60 million years. Analysis of seismic tomography data allows us to explain the discrete spatiotemporal distribution of magmatic pulses by a combination of a variable regime of vertical supply of heated matter with simultaneous horizontal movement of plates.

*Keywords:* mantle, plumes, lithosphere, igneous structures, age of the basement, magmatism pulses, Mid-Atlantic Ridge, Large Igneous Provinces, East Pacific Rise

УДК 551.24

## ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ (СЕНОМАН–КОНЬЯК) ЭТАП РАЗВИТИЯ РИФТИНГА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ И АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

© 2025 г. А. В. Зайончек<sup>1</sup>, А. В. Соловьев<sup>1, 2, \*</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН (ГИН РАН), д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), д. 36, Шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

\*e-mail: soloviev@vniigni.ru

Поступила в редакцию 13.10.2023 г.

После доработки 26.12.24 г.

Принята в печать 06.03.2025 г.

Выполнено трековое датирование апатита из песчаников триасового (анизий–норий) возраста скважины Северная, расположенной на о. Грэм-Белл архипелага Земля Франца-Иосифа. Установлен поздне-меловой возраст (~90 млн лет) перехода от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу эксгумации пород с большей скоростью. Позднемеловой (сеноман–коньяк) этап эксгумации пород широко проявлен в Арктическом бассейне и его обрамлении и коррелируется с этапом магматизма. Предполагается, что данные события фиксируют один из этапов развития рифтинга в северной части Северной Атлантики и Арктическом бассейне, который связан с перестройкой направления движения плит в северной части Тихого океана.

*Ключевые слова:* Арктический бассейн, геодинамика, термо-геохронологические исследования, трековое датирование апатита, магматизм, меловой рифтинг

DOI: 10.31857/S0016853X25010032, EDN: DATGSG

### ВВЕДЕНИЕ

В Северном Ледовитом океане расположены Амеразийский и Евразийский глубоководные бассейны, разделенные хребтом Ломоносова. Евразийский бассейн по мнению большинства геологов и геофизиков сформировался в кайнозой в результате раздвижения Северо-Американской, включая хребет Ломоносова, и Евразийской литосферных плит (далее в тексте – плиты) [6, 15, 48, 88] (рис. 1).

Границей Северо-Американской и Евразийской литосферных плит является срединно-океанический хребет Гаккеля, на востоке прослеживающийся до моря Лаптевых, являющимся рифтогенным продолжением Евразийского бассейна [12].

В палеоцене–раннем олигоцене между Северо-Американской и Евразийской плитами существовала, в качестве самостоятельной плиты, – Гренландская плита, которая в палеоцене перемещалась в западном направлении, что привело к сжатию северо-восточной части о. Гренландия и западного побережья арх. Шпицберген [138, 144, 151].

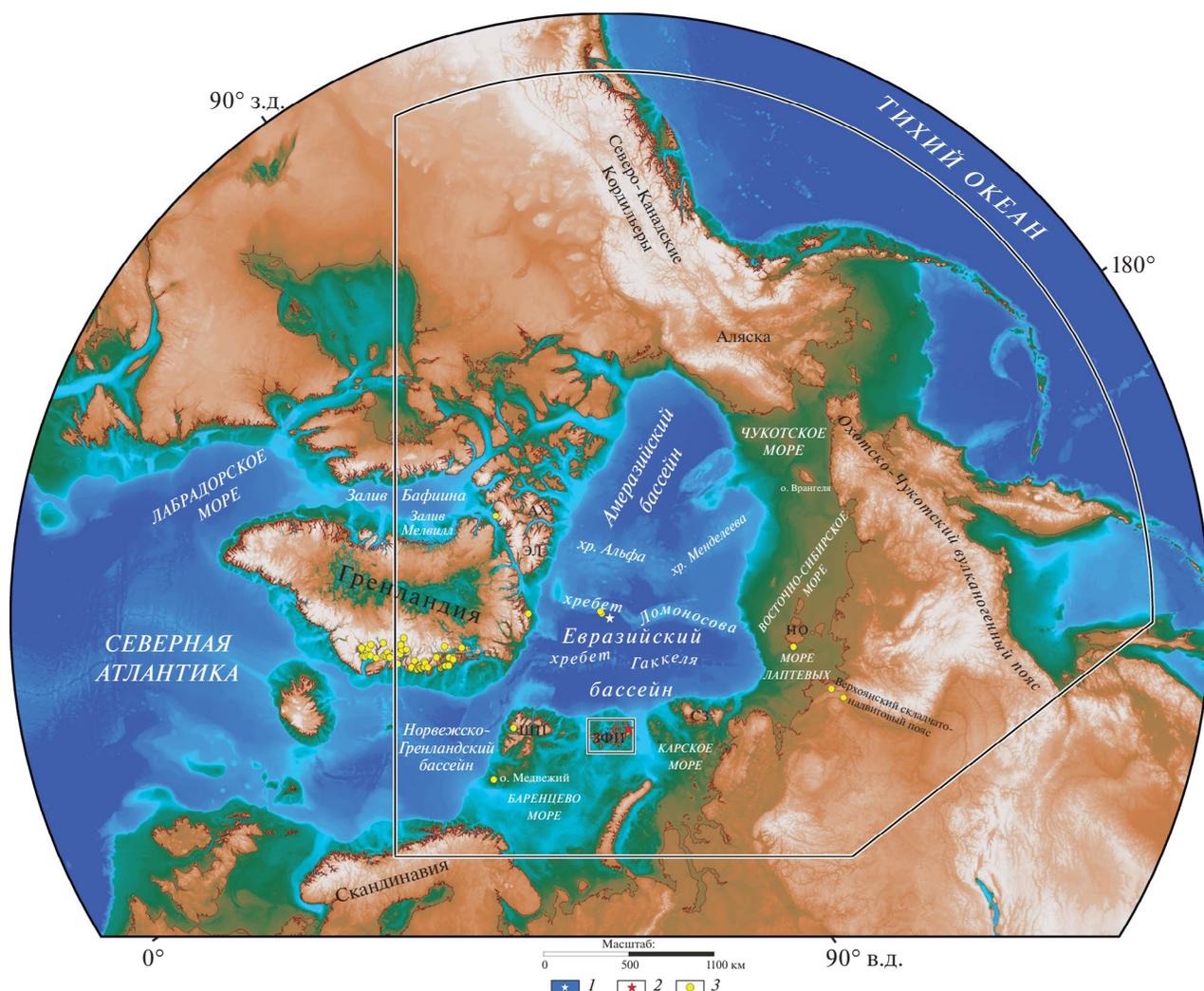
На границе палеоцена–эоцена произошло резкое изменение направления движения Грен-

ландской плиты на северо-западное направление, что стало причиной складчатости (юрисканская орогенция), проявленной на островах Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, на северной и северо-восточной окраинах о. Гренландия и на арх. Шпицберген [138, 151, 159].

В последнее десятилетие изучение этапов юрисканской орогенции во многом было основано на термо-геохронологических исследованиях на северо-востоке о. Гренландии, в северной части Канадского Арктического архипелага и на Шпицбергене (см. рис. 1).

Комплексными исследованиями северо-западной части архипелага Шпицберген было установлено несколько этапов эксгумации пород в кайнозой, при этом было выявлено, что эксгумация комплексов началась в позднем мелу ~88 млн лет назад, задолго до отделения северо-восточной части Гренландии от северо-западной части архипелага Шпицберген [66, 67].

Близкие результаты (~90 млн лет назад) ранее были получены для о. Медвежий, который расположен южнее архипелага Шпицберген [167]. На восточном и северо-восточном побережье о. Гренландия зафиксирован позднемеловой (~95–90 млн лет



**Рис. 1.** Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород возрастом 95–88 млн лет в западном секторе Арктики (данным [4, 66, 67, 101, 109, 110, 118, 147, 167], с дополнениями).

Цифровая основа рельефа ИВСАО v.4 (по [111]).

Обозначено: АХ – остров Аксель-Хейберг; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; НО – Новосибирские острова; СЗ – Северная Земля; ШП – арх. Шпицберген; ЭЛ – о. Элсмир.

1 – Северный полюс; 2 – положение скв. Северная на о. Грэм-Белл; 3 – точки эксгумации пород 95–88 млн лет

назад) этап эксгумация пород, что аналогично результатам для юго-западного побережья о. Элсмир (~90 млн лет) [101, 109, 110].

Термо-геохронологические исследования образцов горных пород, отобранных со склона хр. Ломоносова напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа, установили этап остывания, начавшийся в позднем мелу (~95 млн лет назад) и связанный с эксгумацией отложений [119]. При этом подобные исследования были проведены на западном побережье архипелага Новосибирских островов, расположенных в море Лаптевых, в структурах северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса и Приверхоянского

краевого прогиба, полученные данные зафиксировали этап остывания пород аналогичного возраста (~90 млн лет назад) [4, 148].

Такое сходство полученных данных о возрасте остывания пород позволяет выделить этап (95–90 млн лет назад) развития рифтинга из Северной Атлантики в Арктический бассейн.

Целью настоящей статьи является уточнение этого предположения, для чего нами были выполнены термо-геохронологические исследования образцов горных пород методом трекового датирования апатита из скважины Северная, которая расположена на северо-восточном побережье арх. Земля Франца-Иосифа.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ арх. ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) приурочен к сформированному в мезозое–кайнозое окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево–Карской плиты и является одним из ключевых объектов для исследования геологической истории Северного Ледовитого океана. На арх. Земля Франца-Иосифа обнажаются мезозойские (триас–меловые) терригенные отложения морского, мелководно-морского и континентального генезиса [11, 13, 14, 59, 60].

Большая часть площади (~85%) арх. Земля Франца-Иосифа находится под ледовым покровом, что осложняет проведение исследований для о. Грэм-Белл и не позволяет провести точную лито-стратиграфическую корреляцию юрско–меловых отложений в пределах архипелага [13, 14, 18, 30] (рис. 2).

Значительно лучше изучены триасовые отложения (все три отдела триаса с подразделением отделов на ярусы и подярусы) общей мощностью ~5 км, вскрытых параметрическими скважинами скв. Нагурская, скв. Хейса и скв. Северная [3, 8, 27, 60]. Триасовая толща сложена в нижней части лагунно-морскими и морскими отложениями, в верхней части – преимущественно лагунными и континентальными [26, 60].

В мезозое на арх. Земля Франца-Иосифа широко проявился основной магматизм, связанный с Высоко-Арктической магматической провинцией (NALIP) [1, 9, 13, 14, 16, 17, 35, 37, 58–60, 95, 145].

Магматические образования трапповой (долерит-базальтовой) формации представлены покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов [17, 35] (см. рис. 1). Дайки протягиваются на десятки километров в северо-западном направлении и имеют мощность от 1–2 м до 20–25 м. Контакты даек почти вертикальные. Пластовые интрузии (силлы) мощностью от 20–30 м до 100 м имеют региональное распространение и составляют ~10% мощности терригенного разреза.

Были разработаны две основные модели эволюции базальтоидного магматизма арх. Земля Франца-Иосифа:

– кратковременное одноэтапное становление крупной магматической провинции в начале мела [1, 9, 58, 145];

– действие долгоживущей (от начала юры по ранний мел, включительно) горячей точки с не-

сколькими краткими импульсами магматической активизации [36, 37].

Магматические тела вскрыты в разрезах скважин Нагурская, Хейса и Северная, расположенных на арх. Земля Франца-Иосифа [60]. Результаты исследований катагенетических преобразований органического вещества по данным измерений отражательной способности витринита, пиролитических характеристик керогена и хромато-масс-спектрометрического изучения состава и распределения углеводородных молекулярных маркеров, показали высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах, расположенных вблизи вскрытых магматических тел [7, 25, 71]. В связи с этим, имеются ограничения на отбор образцов из керна скважин для проведения термо-геохронологических исследований.

Остров Земля Александры и остров Хейса, на которых пробурены скважины скв. Нагурская и скв. Хейса, характеризуются наибольшим количеством покровов, силлов и даек [13, 14, 33, 57]:

– 20 и более интрузий основного состава мощностью от 2 до 140 м выделено в разрезе скв. Нагурская [13, 57];

– 9 интрузий мощностью от первых метров до ~60 м установлено в разрезе скв. Хейса [13, 14, 35].

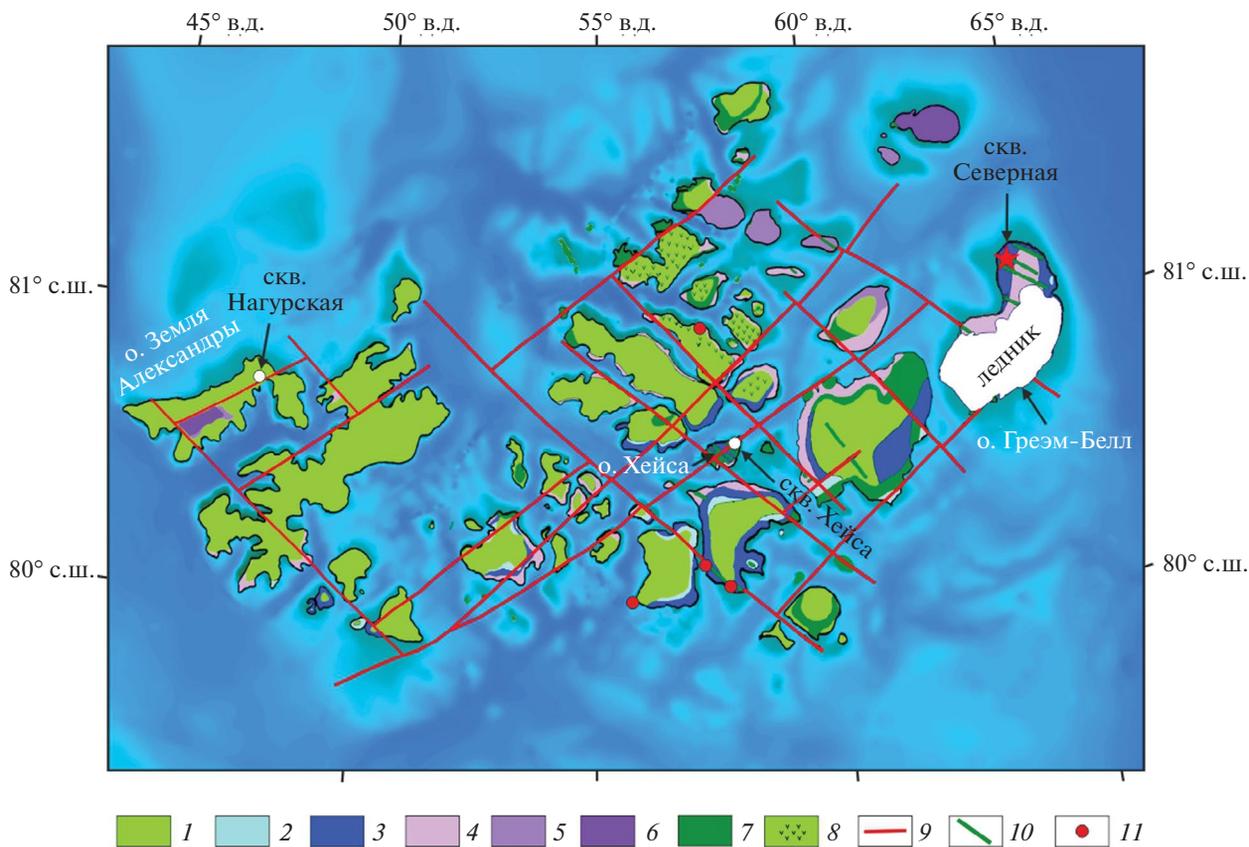
Установлено минимальное количество – 6 интрузий для скв. Северная, расположенной на о. Грэм-Белл, поэтому скв. Северная является наиболее информативной для проведения термо-геохронологических исследований.

## ОТБОР ПРОБ И ПОДГОТОВКА КЕРНА ИЗ СКВ. СЕВЕРНАЯ

Скважина Северная была пробурена в период от декабря 1977 г. по январь 1979 г. Арктической нефтегазразведочной экспедицией треста “Ярославнефтегазразведка” (в настоящем – АО «НПЦ “Недра”», г. Ярославль, Россия).

Из общей глубины проходки в 3523 м с отбором керна пройдено ~537 м (~15% от глубины) с линейным выносом керна ~312 м. В разрезе параметрической скважины наблюдаются только отложения верхнего и среднего триаса, хотя нижние, палеонтологически не охарактеризованные горизонты, возможно, относятся к нижнему отделу триаса (рис. 3).

Лито-стратиграфическое расчленение разреза скважины было выполнено серией работ, не имевших, однако, значимых различий [3, 8, 13, 27, 72]. В верхнетриасовой толще выделены глинисто-



**Рис. 2.** Геологическая карта-схема арх. Земля Франца-Иосифа (по данным [35], с изменениями и дополнениями).

Цифровая основа рельефа ИВСаО v.4 (по [111]).

1–6 – отложения: 1 – вулканогенные  $K_1$ , 2 – морские терригенные  $J_{2-3}$ , 3 – континентальные и мелководно-морские  $J_1$ , 4 – мелководно-морские  $T_3$ , 5 – морские терригенные  $T_2$ , 6 – мелководно-морские  $T_1$ ; 7 – интрузивные образования  $K_1$ ; 8 – область распространения комплекса умеренно щелочных базальтов-андезиобазальтов; 9 – главные разрывные нарушения; 10 – комплексы параллельных даек основного состава (вне масштаба); 11 – вулканические аппараты центрального типа

алевритовые отложения норийского яруса и преимущественно песчано-алевритовые карнийского яруса с прослоями углистых пород и линзами каменных углей. В среднетриасовой толще преобладают алеврито-глинистые разности ладинского и анизийского ярусов.

Датирование обломочного циркона методом U/Pb LA-ICP-MS из 4-х образцов зерна показало, что главным источником кластического материала для Северо-Баренцевоморского осадочного бассейна в среднем-позднем триасе являлись породы Уральского складчатого пояса [33] (см. рис. 3). Основной снос происходил с юга и юго-востока.

Параметрическая скважина вскрыла шесть интрузивных тел мощностью от 3 до 87 м (см. рис. 3). Магматические породы представлены долеритами, микродолеритами, микропегматитовыми габбро и оливиновыми габбро-долеритами [8]. Широ-

кий возрастной интервал формирования интрузий с ~133 до 60 млн лет получен K-Ag методом по валу [9, 36, 60].

Определения U/Pb по цирконам и бадделейту, полученные для силла мощностью 85 м, показали возраст  $122.7 \pm 0.3$  млн лет, что отвечает представлениям о кратковременном одноэтапном извержении в начале мела [1, 58, 145].

Результаты исследований катагенетических преобразований органического вещества по данным измерения отражательной способности витринита, пиролитических характеристик керогена показали высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах, расположенных в интервале глубин 940–1030 м (см. рис. 3) [7, 71].

Данными бурения в этом интервале глубин не вскрыты магматические объекты, но, возможно, магматическое тело (дайка (?)) расположено вблизи ствола скважины. Это предположение под-

тверждается хромато-масс-спектрометрическим изучением распределения углеводородных молекулярных маркеров, которое показало высокую степень преобразования органического вещества в осадочных породах [23].

Поэтому в обсуждаемом интервале глубины 940–1030 м для исследования нами были отобраны два образца песчаника (SEV3, SEV4) с глубины ниже 1030 м (см. рис. 3).

### ТРЕКОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОБРАЗЦОВ АПАТИТА ИЗ КЕРНА скв. СЕВЕРНАЯ

Восемь образцов песчаников из керна скважины Северная (о. Грэм-Белл, арх. Земля Франца-Иосифа) были отобраны с разных глубинных и стратиграфических уровней для выделения мономинеральных фракций апатита (табл. 1, см. рис. 3).

Использование трекового датирования апатита для реконструкции термической истории отложений, связанной с погружением и эксгумацией, основано на том, что треки деления  $^{238}\text{U}$  образуются с практически постоянной скоростью и начальной длиной трека [91, 149].

В апатите все треки деления полностью отжигаются при температуре выше  $\sim 110^\circ\text{C}$  и, частично, в зоне частичного отжига в интервале температур от  $\sim 60^\circ\text{C}$  до  $\sim 110^\circ\text{C}$  [74, 93, 99]. Ниже температуры  $\sim 60^\circ\text{C}$  треки деления в апатите стабильны и отжигаются очень медленно [84].

Апатит из шести образцов датирован методом внешнего детектора в Стэнфордском университете (Stanford University, Stanford, California, USA) (аналитик А.В. Соловьев), апатит из двух образцов датирован комбинированным методом трекового и U/Pb LA-ICP-MS датирования в компании GeoSep Services ((GSS), Moscow, Idaho, USA) (аналитик Paul O'Sullivan). При моделировании термальной истории отложения по трековым данным использовалась программа HeFTy v.1.8.0.64 [117].

#### *Лабораторные методики трекового анализа*

Проведено выделение монофракций акцессорных апатитов из песчаников керна в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Т.Б. Афонина) с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации.

**Метод внешнего детектора.** Нами проведено датирование зерен апатита из шести образцов керна SEV1, SEV2, SEV4, SEV5, SEV6, SEV7 (табл. 2, табл. 3). Протравливание образцов апатита прово-

дилось в течение 20 сек в азотной кислоте ( $\text{HNO}_3$ ), отвечающей высшей степени окисления азота (+5) при  $T=20^\circ\text{C}$ . Датирование зерен образцов апатита производилось с использованием мусковита в качестве детектора. Облучение образцов проводилось в реакторе Mark II TRIGA Университета штата Орегон (Oregon State University (OSU), Corvallis, Oregon, USA).

В качестве мониторов нейтронного потока использовались дозиметрические стекла CN5 с мусковитовыми внешними детекторами. Внешние детекторы протравливались в 48%-м растворе плавиковой кислоты ( $\text{HF}$ ). Подсчет треков производился на микроскопе Zeiss Axioskop (Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany) с объективом 100x, тубусным фактором 1.25x, окулярами 10X, в проходящем и отраженном свете на автоматизированном столе Kinetek (Kinetek, Stanford, California, USA) [73].

Проводилось датирование зерен апатита только с осями “с”, субпараллельными плоскости предметного стекла. Возраст рассчитывался с использованием калибровочного коэффициента Zeta, равного 327.6. Длина треков измерялась только в зернах апатита с осями “с”, субпараллельными плоскости предметного стекла, при этом измерялись только горизонтальные треки (в пределах  $\pm \sim 5\text{--}10^\circ$ ) по протоколам [62, 124]. Длина треков измерялась с помощью компьютерного планшета и трубки, откалиброванной по микрометру [73]. Также измерялись углы наклона треков к осям “с” и размеры сечения трека  $D_{\text{пар}}$  по протоколам [117].

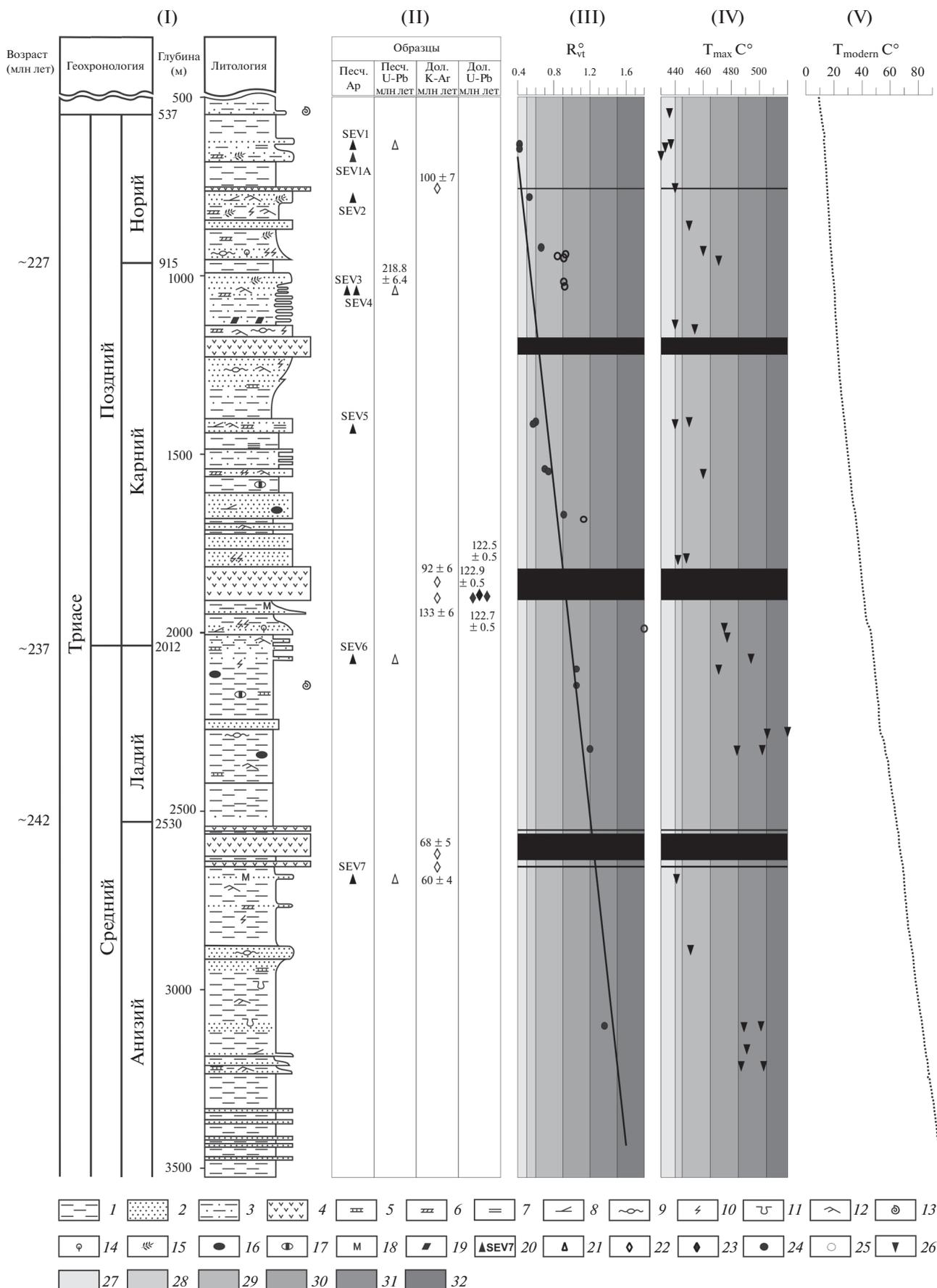
**Комбинированное трековое и U/Pb LA-ICP-MS датирование** [103]. Нами проведено датирование зерен апатита из двух образцов керна SEV1A, SEV3 с использованием методов обработки и анализа образцов [63] (табл. 4).

Подготовка шашек с апатитом, подсчет треков спонтанного деления и измерение длины горизонтальных треков проводились с использованием неполяризованного света при 2000-кратном увеличении.

Измерение изотопных отношений в апатитах для определения возраста проводилось с помощью масс-спектрометра Element-2 (ThermoFinnigan, San José, California, USA).

#### *Анализ данных трекового датирования*

Для реконструкции термической истории осадочных пород по трековому датированию апатита были отобраны восемь образцов песчаников из



**Рис. 3.** Фрагмент разреза скважины Северная (арх. Земля Франца Иосифа).

Обозначено (римские цифры):

(I) – литостратиграфический разрез (по [27, 33, 71, 72]);

(II) – положение отбора образцов горных пород (Песч. Ар – образцы песчаника, отобранные для проведения трекового датирования апатита, Песч. У–Pb – возраст (млн лет) зерен обломочного циркона из образцов песчаника (по [33]); Дол. (K–Ar) – возраст (млн лет) образцов из силлов долеритов (по [60, 96]), Дол. U–Pb – возраст (млн. лет) цирконов и бадделеита из образцов силлов долеритов (по [58]));

(III) – результаты измерений отражательной способности витринита ( $R_0^{vt}$ ) (по [7, 71]) и линия тренда степени преобразования органического вещества;

(IV) – результаты измерений  $T_{max}$  °C по Rock-Eval (по [7, 71]);

(V) – кривая современной температуры (каротаж).

1–4 – породы: 1 – аргиллиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – изверженные; 5–6 – тип цемента: 5 – кальциевый, 6 – доломитовый; 7–12 – текстуры пород: 7 – слоистая, 8 – перекрестно-косая, 9 – бугристо-перекрестная косая, 10 – следы биотурбации, 11 – текстура нагрузки, 12 – знаки ряби; 13 – фауна, 14 – растительный детрит, 15 – растительные остатки; 16–17 – конкреции: 16 – пиритовые, 17 – сидеритовые; 18 – слюда; 19 – уголь; 20 – положение и номера образцов отобранных для проведения трекового датирования апатита; 21 – положение образцов песчаника, для которых определен возраст зерен обломочного циркона; 22–23 – положение образцов из силлов для которых определен возраст методом: 22 – K–Ar, 23 – U–Pb (цирконы и бадделеит); 24 – положение образцов измерений отражательной способности витринита ( $R_0^{vt}$ ), которые использованы для расчета тренда степени преобразования органического вещества; 25 – положение образцов измерений отражательной способности витринита ( $R_0^{vt}$ ), которые не использованы для расчета тренда степени преобразования органического вещества; 26 – положение образцов измерений  $T_{max}$  °C по Rock-Eval (по [7, 71]); 27–32 – стадии преобразования органического вещества: ПК – протокатагенез, МК – мезокатагенез (по [7]): 27 – ПК<sub>1</sub>, 28 – МК<sub>1</sub>, 29 – МК<sub>2</sub>, 30 – МК<sub>3</sub>, 31 – МК<sub>4</sub>, 32 – МК<sub>5</sub>

**Таблица 1.** Образцы песчаника для трекового датирования апатита из керна скв. Северная

Образец	Глубина (м)	Возраст <sup>(i)</sup>	Возраст <sup>(ii)</sup> (млн лет)	$R_0$ <sup>(iii)</sup>	$T$ <sup>(iv)</sup> (°C)	Метод трекового анализа <sup>(v)</sup>
SEV1	633.5	T <sub>3n2</sub> (верхний норий)	218–208.5	0.42	13.0	EDM
SEV1A	650.6	T <sub>3n2</sub> (верхний норий)	218–208.5	0.43	13.5	FT-U/Pb LA-ICP-MS
SEV2	782.0	T <sub>3n1</sub> (нижний норий)	227–218	0.53	15.5	EDM
SEV3	1040.4	T <sub>2c2</sub> (верхний карний)	230–227	0.92	20.5	FT-U/Pb LA-ICP-MS
SEV4	1040.9	T <sub>2c2</sub> (верхний карний)	230–227	0.92	20.5	EDM
SEV5	1428.3	T <sub>2c2</sub> (нижний карний)	237–230	0.57	28.0	EDM
SEV6	2073	T <sub>2l2</sub> (верхний ладиний)	239–237	1.05	48.0	EDM
SEV7	2689	T <sub>2a2</sub> (верхний анизий)	245–242	1.20	70.0	EDM

*Примечание.* <sup>(i)</sup> – Возраст пород (по [72]);

<sup>(ii)</sup> – интервал возраста [57], использованный для термического моделирования;

<sup>(iii)</sup> –  $R_0$  – отражательная способность витринита (по [7]);

<sup>(iv)</sup> –  $T$  °C – современная температура по каротажным данным;

<sup>(v)</sup> – EDM – метод внешнего детектора, FT-U/Pb LA-ICP-MS – комбинированное трековое и U/Pb LA-ICP-MS датирование.

отложений с возрастным диапазоном от среднего (анизийского) до позднего (норийского) триаса (глубины от 633.5 до 2689 м) (см. рис. 3, см. табл. 1).

Трековые возрасты апатита (230 млн лет и древнее) из образцов SEV1 и SEV1A, отобранных с глубин выше ~700 м, древнее возраста опробованных отложений (поздний триас, поздний но-

рий), таким образом, апатит не испытал отжига треков. Значит, эта часть разреза не подвергалась воздействию палеотемператур (~80–120°C) после осадконакопления.

Трековый возраст апатита из образцов, отобранных ниже ~700 м (средний и поздний триас), моложе ~190 млн лет, треки в апатите испытали отжиг.

**Таблица 2.** Данные о трековом возрасте и длине треков в апатите из зерна скв. Северная, полученные методом внешнего детектора (EDM)

Образец	Глубина (м)	Зерна циркона (шт.)	Треки спонтанного деления		Треки индуцированного деления		$R(\chi^2)$ (%)	Дозиметр		Возраст (млн лет)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (млн лет)	Треки (No Iep)	Средняя длина треков (мкр)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (мкр)	Std <sub>dev</sub> (мкр)	Интервал D <sub>par</sub> (мкр)
			$\rho_s$	$N_s$	$\rho_i$	$N_i$		$\rho_d$	$N_d$							
SEV1	-633.5	20	1.4038	595	1.2080	512	97.7	1.282	3947	239.7	17.3	100	12.71	0.10	0.99	1.66-2.33
SEV2	-782	20	1.2990	447	1.4384	495	15.7	1.282	3947	185.9	16.7	57	12.39	0.13	1.02	1.73-2.68
SEV4	-1040.9	20	0.9765	972	1.8243	1816	34.8	1.310	3947	115.5	7.0	100	13.05	0.10	0.98	1.66-2.58
SEV5	-1428.3	17	1.2717	628	2.6183	1293	0.5	1.339	3947	109.0	8.9	102	12.46	0.10	1.06	1.69-3.12
SEV6	-2073	20	1.1183	412	3.3087	1219	15.0	1.339	3947	74.9	5.9	90	11.04	0.14	1.33	1.51-2.29
SEV7	-2689	20	0.9727	469	2.7978	1349	25.8	1.367	3947	77.6	5.3	88	11.52	0.14	1.34	1.73-2.89

*Примечание.* Образцы были облучены в потоке тепловых нейтронов  $\sim 8 \times 10^{15}$  нейтрон/см<sup>2</sup> (реактор Mark II TRIGA) в Oregon State University (Corvallis, Oregon, USA);

одновременно с образцами были облучены возрастные стандарты и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-1 для апатита);

при подсчете треков использован микроскоп Zeiss Axioskop (Carl Zeiss AG, Oberkochen, Germany) с автоматизированной системой и цифровой планшеткой; максимальное увеличение 1562.5 $\times$ ;

сухой метод, где  $\rho_s$  – плотность треков спонтанного деления <sup>238</sup>U ( $\times 10^6$  треков на см<sup>2</sup>),  $N_s$  – количество подсчитанных треков спонтанного деления,  $\rho_i$  – плотность треков индуцированного деления <sup>235</sup>U во внешнем детекторе в мусковите ( $\times 10^6$  треков на см<sup>2</sup>),  $N_i$  – количество подсчитанных треков индуцированного деления,  $R(\chi^2)$  – вероятность  $\chi^2$  (по [89, 98]),  $\rho_d$  – плотность треков индуцированного деления во внешнем детекторе, прилетающем к дозиметрическому стеклу ( $\times 10^6$  треков на см<sup>2</sup>);

$N_d$  – количество подсчитанных треков при определении  $\rho_d$ ;

No Iep – количество измеренных длин треков;

Std<sub>dev</sub> – стандартное отклонение распределения длин треков;

интервал D<sub>par</sub> – диапазон значений D<sub>par</sub>, измеренных во всех датированных кристаллах и во всех кристаллах, в которых были измерены длины треков (по [117]); средний возраст (по [90]) рассчитан по методу Z-калибровки, Zeta – 327.6 (по [106]) в Stanford University (Stanford, California, USA) (аналитик А.В. Соловьев).

**Таблица 3.** Данные о трековом возрасте апатита в зерне скв. Северная, полученные методом комбинированного трекового и U/Pb LA-ICP-MS датирования

Образец	Количество зерен	D <sub>par</sub> (мкр)	D <sub>reg</sub> (мкр)	N <sub>s</sub> (треки)	Площадь анализа (см <sup>2</sup> )	Средняя площадь по зернам (см <sup>2</sup> )	Zeta	1 $\sigma$ pZeta	<sup>238</sup> U (г/т)	$\chi^2$	Объединенный возраст (млн лет)	-1 $\sigma$	+1 $\sigma$
SEV1A	39	2.03	0.41	1967	8.90E-05	4.71E-07	12.3570	0.2251	23.62	0	267.5	15.0	15.9
SEV3	40	1.95	0.38	1465	1.08E-04	1.05E-06	12.3570	0.2251	12.26	0	165.3	10.5	11.2

**Таблица 4.** Данные о длине треков в апатите из керна скв. Северная

Образец	Треки	Средняя длина треков (мкр)	Ошибка $\pm 1\sigma$ (мкр)	Std <sub>dev</sub> (мкр)	Асимметрия	Коэффициент эксцесса	D <sub>par</sub> (мкр)	D <sub>per</sub> (мкр)
SEV1A	151	12.77	0.11	1.30	-0.28	-0.77	1.86	0.33
SEV3	152	13.31	0.09	1.13	-0.22	0.16	1.86	0.38

Трековый возраст апатита закономерно уменьшается с увеличением глубины отбора керна (рис. 4).

График распределения трековых возрастов апатита имеет классическую форму, характерную для эксгумированной зоны частичного отжига.

Резкое изменение наклона прямой на графике распределения возрастов показывает переход (~90 млн лет назад) от этапа относительной температурной и тектонической стабильности к этапу эксгумации с большей скоростью (крутой склон) [85, 86] (см. рис. 4).

Интерпретация трековых возрастов апатита из скв. Северная показала, что отложения среднего и верхнего триаса находились в пределах зоны частичного отжига (~80–120°C) в юрско-раннемеловом периоде, а ускорение эксгумации происходило в позднем мелу (~90 млн лет назад) (см. рис. 4).

Трековые данные позволяют дать предварительную оценку скорости эксгумации в позднемеловом периоде ~75 м/млн лет (в интервале между 90 и 70 млн лет назад).

На основе моделирования с использованием программы HeFTy 1.8.0.64 [117] данные трекового датирования апатита из скв. Северная свидетельствуют о том, что разрез среднего-верхнего триаса был погребен до максимальных (возможно, близких к максимальным) палеотемператур в юре–начале нижнего мела (рис. 5).

Разрез ниже ~700 м подвергся воздействию повышенных палеотемператур, достаточных для полного отжига треков в апатитах, в то время как образцы расположенные гипсометрически выше (~700 м) не испытали отжига треков в апатите. Затем весь разрез подвергся медленному охлаждению (эксгумации) в раннем мелу с ускорением в позднем мелу ~90 млн лет назад (см. рис. 5).

Очевидное проявление позднемеловой (~95–88 млн лет) эксгумации пород на обширной площади западной Арктики, коррелируемое по времени (~96–89 млн лет) с широко проявленным магматизмом в бассейне Свердрупа Арктического Канадского архипелага, на хребте

Альфа и северной части Верхоянского складчатонадвигового пояса вблизи побережья моря Лаптевых, хорошо совпадает со временем распространения рифтогенеза из Северной Атлантики в Арктический бассейн [25, 61, 79, 80, 114, 148, 165] (рис. 6, рис. 7, а, б).

### РИФТИНГ В ИНТЕРВАЛЕ СЕНОМАН–КОНЬЯК (~96–88 млн лет)

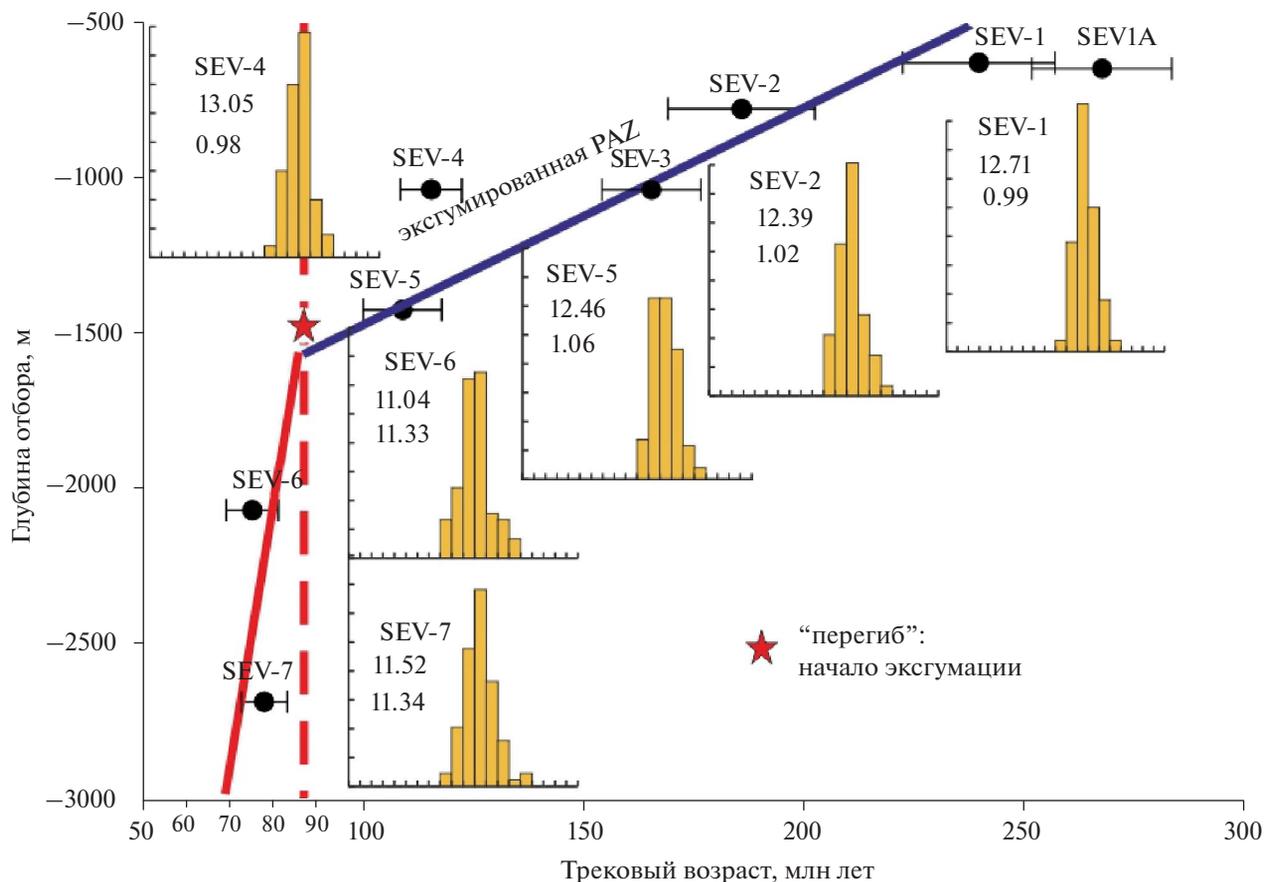
#### *Рифтогенный этап Северной-Атлантики*

В северном сегменте Северной Атлантики между Гренландией и Евразией сопряженные континентальные окраины Северной Атлантики отражают долгую и сложную историю пост-каледонских многочисленных этапов континентального растяжения, сопровождавшихся образованием рифтогенных бассейнов. Самые ранние этапы растяжения в восточном сегменте Северной Атлантики происходили в среднем карбоне, карбоне–перми и перми–триасе [64].

На сформированные рифтогенные структуры ранних этапов растяжения наложились более поздние этапы растяжений, происходивших в позднем триасе–ранней юре, поздней юре–раннем мелу и в позднем мелу–раннем палеогене [47, 82, 83].

Согласно плитотектоническим реконструкциям активная фаза континентального растяжения между Гренландией и Евразией началась в поздней юре ~200 млн лет назад [43]. В северной части Норвежско-Гренландского бассейна отчетливо фиксируются два последних этапа растяжения, происходивших в поздней юре–раннем мелу и позднем мелу–раннем палеогене [45, 82, 83] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Начало позднемелового этапа растяжения коррелируется с сеноман–туронским (~95–90 млн лет назад) этапом эксгумации пород восточно-северного побережья о. Гренландия и о. Медвежий, который расположен в центральной части западной окраины Баренцева моря [109, 110, 167] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).



**Рис. 4.** График распределения трековых возрастов апатита из скв. Северная на о. Грэм Белл, арх. Земля Франца Иосифа.

График показывает классическую форму эксгумированной зоны частичного отжига (PAZ – Partial Annealing Zone) (по данным [85, 86, 91]), трековый возраст ( $\pm 1\sigma$ ) приведен в зависимости от глубины отбора пробы.

Показано: репрезентативные распределения длин треков с номерами образцов (средняя длина (мкм) и стандартное отклонение (мкм)); нижняя граница (звездочка красным) эксгумированной зоны частичного отжига указывает на начало быстрой эксгумации.

В позднем мелу Гренландская и Евразийские плиты между арх. Шпицберген и северо-востоком о. Гренландия соединялись сухопутным мостом [156, 158]. Деформация континентального моста началась в позднем мелу ~88–80 млн лет назад как результат начала активного рифтинга в системе Лабрадорское море–залив Баффина западнее о. Гренландия и одновременным рифтингом в Норвежско-Гренландском бассейне восточнее о. Гренландия [69, 104, 120]. Данное событие четко фиксируется началом эксгумации пород северо-западной части арх. Шпицберген (~88 млн лет назад) и северо-восточного побережья Гренландии (115 (95 (?))–90 млн лет назад) [66, 67, 109, 110] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

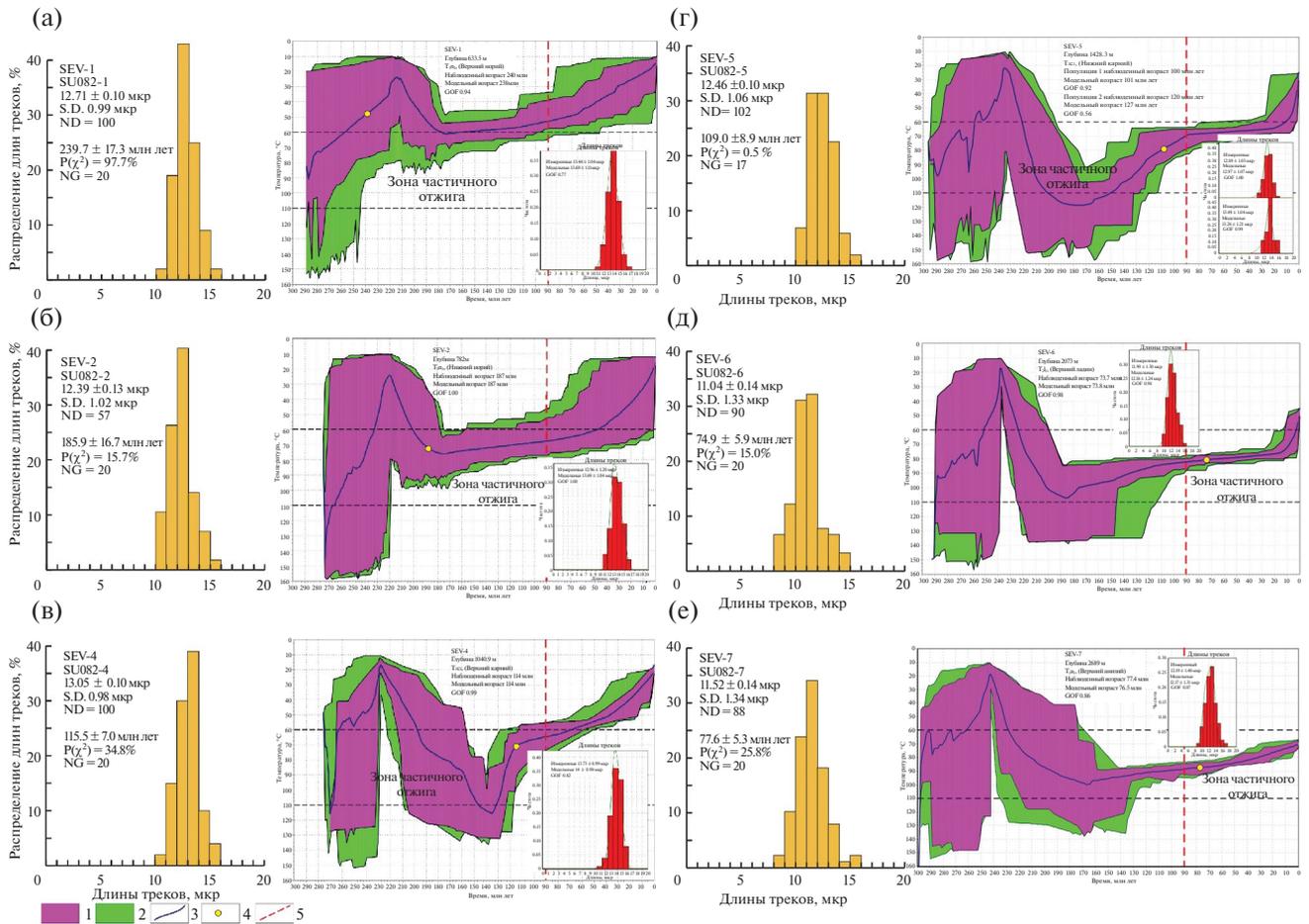
Начальная стадия растяжения литосферы между будущими независимыми Северо-Американской и Гренландской литосферными плитами на-

чалось в поздней юре (возможно, в раннем мелу (~140–130 млн лет назад)) [51, 123].

Лабрадорское море и залив Баффина, возникшие в результате рифтинга и последующего спрединга, можно отнести к западной ветви Северной Атлантики. Согласно плитотектоническим реконструкциям, активная фаза растяжения в рассматриваемом сегменте наступила в раннем мелу ~120 млн лет назад [45, 104].

Раннемеловой рифтогенез привел к отложению обломочных осадочных пород в полуграбенах и грабенах вдоль юго-западной окраины о. Гренландия и расположенной напротив Канадской окраине (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Гренландская северо-восточная часть залива Баффина в период мела–раннего палеоцена подверглась интенсивному растяжению и рифтингу, что привело к образованию заполненной осадка-



**Рис. 5.** Результаты трекового анализа апатита из образцов, отобранных из керна скв. Северная на о. Грэм-Белл, арх. Земля Франца-Иосифа.

(а)–(е) – Образцы: (а) – SEV1, (б) – SEV2, (в) – SEV4, (г) – SEV5, (д) – SEV6, (е) – SEV7.

Модели построены с использованием программы HeFTy [117].

Обозначено: GOF (goodness of fit) – достоверность соответствия.

1–2 – соответствие модели: 1 – хорошее, 2 – приемлемое; 3 – средневзвешенная траектория образца; 4 – объединенный трековый возраст; 5 – начало эксгумации

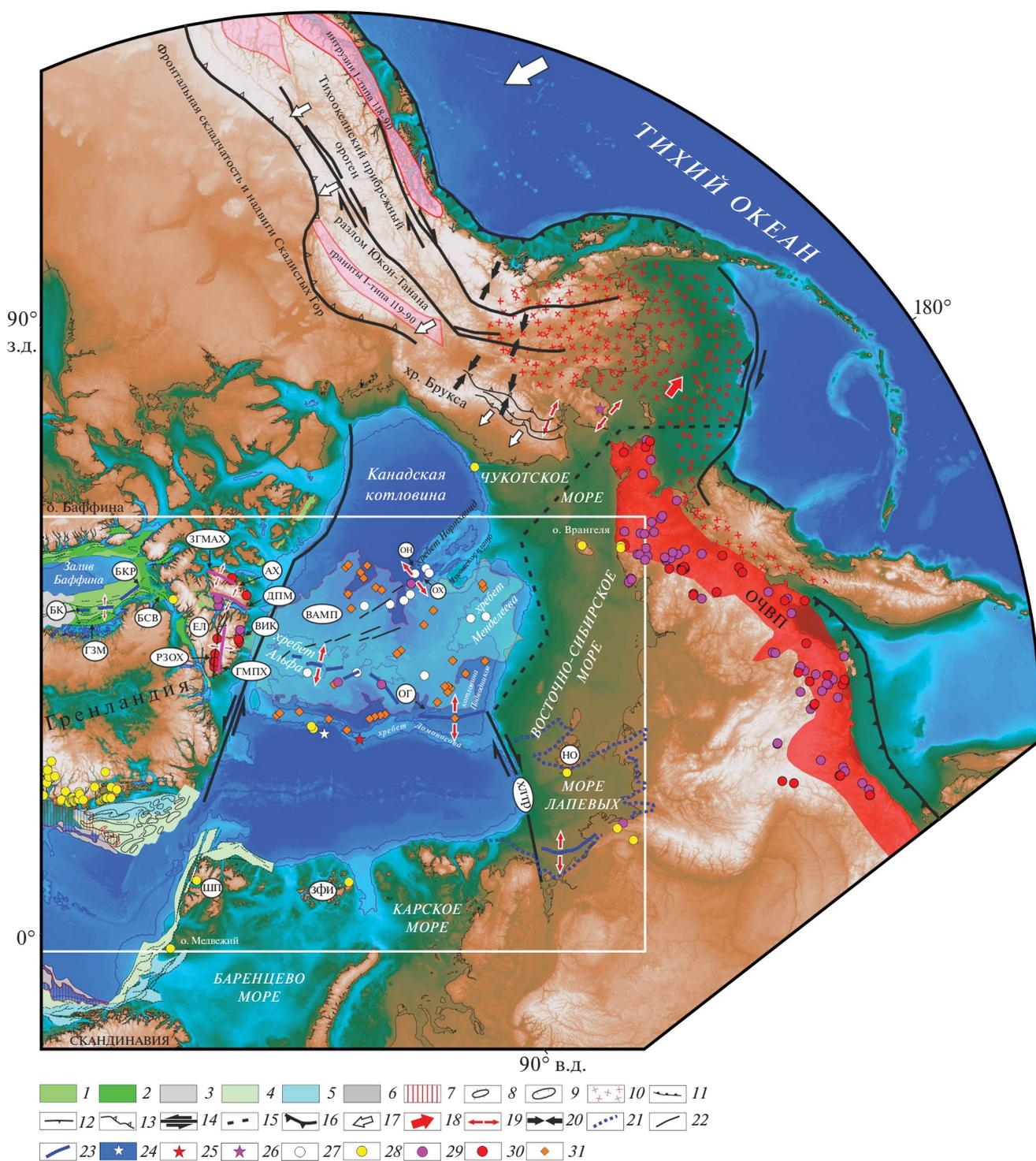
ми сложной системы сопряженных грабенов северо-западного простирания в заливе Мелвилл, параллельных береговой черте [100].

В результате эпизодического рифтинга сформировались осадочные бассейны, разделенные хребтами [100] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

В самом крупном бассейне – грабене залива Мелвилл – мощность осадков достигает >13 км [166]. В расположенном западнее залива Мелвилл бассейне Кивиок мощность осадков достигает >10 км [100]. Глубинные сейсмические исследования показывают сильно сокращенные мощности континентальной коры ~ до 14 км в грабене залива Мелвилл, что близко по значениям в области перехода континент–океан и ~18 км в бассейне Кивиок [40].

Нижняя осадочная толща, выделяемая в бассейне Кивиок и грабене залива Мелвилл, не вскрыта бурением, поэтому ее стратиграфическая привязка основана на общих тектонических представлениях о развитии региона. Самые низы осадочной толщи могли быть сформированы в дорифтовый этап, начиная с палеозоя. Залегающие немного выше осадки и составляющие основной объем толщи, относятся к синрифтовой стадии раннемелового–раннесеноманского возраста [100].

Было сделано предположение о метаморфизованности осадочных пород данной толщи и наличии интрузий [100]. Это подтверждается результатами глубинной сейсморазведки, фиксирующими скорости от 4.5 до 4.9 км/с при максимальной мощности данной толщи в грабене залива



Мелвилл ~7 км [40]. Кровля толщи рассматривается как региональное несогласие, вероятно, мезозойского возраста и условно принимается как граница верхнего и нижнего мела или проводится в нижнем сеномане (~98 млн лет) [39, 100].

На сейсмических профилях вышележащая верхнемеловая толща мощностью до 6 км, просле-

живающаяся в грабене залива Мелвилл и в бассейне Кивиок, резко утоняется (почти до исчезновения) на хребтах хр. Мелвилл и хр. Кивиок. Драгирование пород на склонах хребтов в заливе Мелвилл показывает значительное присутствие верхнемеловых (сеноман–турон) отложений [146]. Возраст кровли данной толщи принимается как верхний мел [146].

**Рис. 6.** Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород с возрастом 95–90 (88) млн лет и магматизма с возрастом 98–88 млн лет в Арктике, на побережье Северной Атлантики, на севере Тихоокеанской окраины Азии и Северной Америки.

Цифровая основа рельефа IVСАО v.4 (по [111]).

Эксгумация пород с возрастом 95–90 (88) млн лет (по [4, 66, 67, 97, 101, 102, 109, 110, 119, 126, 148, 167]).

Проявление магматизма с возрастом 98–92 для: о. Элсмир и о. Аксель Хейберг (по [61, 79, 80, 118, 157, 163]) для: Американо-Азиатского бассейна (по [114, 132, 164]); восточного сектора Арктики, а также территорий, прилегающих к морю Лаптевых, и Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер (по [38, 127, 128, 129, 147]). Установленные проявления магматизма в Американо-Азиатском бассейне иного возраста или не датированные (по [22, 31, 49, 94, 108, 132, 162]).

Положение магматических объектов, выделяемых по сейсмическим данным (по [22, 122, 137]); рифтогенные структуры залива Баффина (по [40, 98, 138]); позднеюрские–раннепалеогеновые бассейны северной части Норвежско-Гренландского бассейна (по [82, 83, 92]); главные трансформные разломы в пределах Арктического бассейна (по [21]); контур рифтогенной системы моря Лаптевых (по [2, 28, 29, 69, 70]); ключевые элементы Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер (по [38]).

Показано положение рис. 7 (рамка белым).

*Баренцево море:* ШП – арх. Шпицберген, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа;

*Море Лаптевых:* НО – Новосибирские острова, ХЛТР – Хатанго-Ломоносовская трансформная граница;

*Залив Баффина:* Б – остров Байлот, ГМЗ – грабен залива Мелвилл, БК – бассейн Кивиок, БКР – бассейн Кэрри, БСВ – бассейн Северных вод;

*Бассейн Свердруп:* АХ – остров Аксель-Хейберг, ЭЛ – о. Элсмир, ЗРОХ – зона разломов озера Хазен, ВИК – интрузивный комплекс Вутон, ЗГМАХ – западный гравиметрический максимум о. Аксель-Хейберг, ДПМ – дуга принцессы Маргарет, ГМПХ – гравиметрический максимум плато Хазен;

*Арктический бассейн:* ВАМП – Высоко-Арктическая магматическая провинция по магнитным данным (по [139]), (полупрозрачная заливка бледно-желтым), ОГ – Отрог Геофизиков, ОХ – отрог Хеали, ОН – отрог хребта Нортвинд; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, (по [38]), (полупрозрачный красный фон).

1–3 – залив Баффина и прилегающая суша: 1 – мел–кайнозойские осадочные бассейны, 2 – бассейны, формирование которых началось в раннем мелу, 3 – основная область распространения палеогенового магматизма в заливе Баффина;

(5–11) шельфовые и склоновые области и структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря – 4–5 – рифтогенные бассейны: 4 – позднемеловые–палеоценовые, 5 – позднеюрские–раннемеловые; 6–7 – области распространения магматических проявлений: 6 – магматических потоков неопределенного возраста (нижний палеоген (?)), 7 – сейсмокомплексов типа SDRs; (8–9) шельфовые и склоновые структуры: 8 – поднятия, 9 – впадины; 10 – область распространения вулканических пород с возрастом 105–60 млн лет (Берингов пролив и Аляска); 11–16 – разломы: 11 – нормальные (залив Баффина, шельфовые и склоновые структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря), 12 – сжатия (грабен залива Мелвилл, Гренландская часть залива Баффина), 13 – коровые (о. Элсмир, хр. Брукса), 14 – трансформные, 15 – предполагаемое продолжение трансформного разлома; 16 – предполагаемое положение конвергентной границы в период 105–60 млн лет; 17–19 – направление сжатий и растяжений: 17 – генеральное направление сжатия, 18 – генеральное направление растяжения, 19 – растяжение в локальных структурах; 20 – сжатие в локальных структурах; 21 – контур рифтогенной системы моря Лаптевых; 22 – положение осей отрицательных гравиметрических аномалий в редукции в свободном воздухе в Американо-Азиатском бассейне; 23 – предполагаемые сегменты оси растяжения в период времени 92–88 млн лет; 24 – Северный полюс; 25 – положение скважины бурения АХЕС на хр. Ломоносова; 26 – гнейсовый гранит с этапом внедрения ~95–90 млн лет; 27 – проявление магматизма основного состава в Американо-Азиатском бассейне (не датированные или возрастом отличным от ~98–89 млн лет); 28 – эксгумация пород с возрастом 95–90 млн лет (88 млн лет для северо-западной части Шпицбергена); 29–30 – датированные магматические породы с возрастом: 29 – ~98–93 млн лет, 30 – ~92–89 млн лет; 31 – проявление магматических объектов по сейсмическим данным

Осадки формировались в период синрифтовой стадии, но во время ее формирования существовали периоды тектонического затишья, в результате которых внутри толщи образовались сейсмические пакки с субпараллельными отражениями [100].

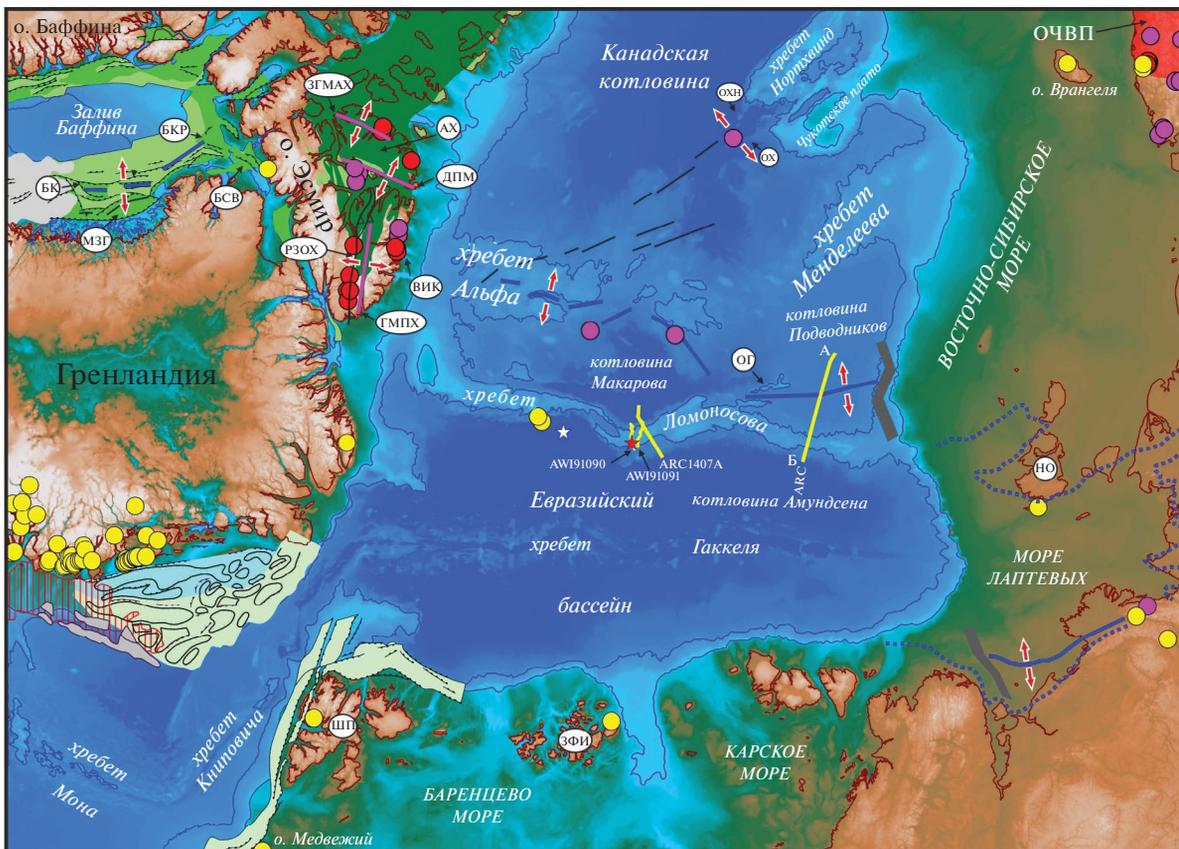
Сейсмические данные четко фиксируют тектоническое событие, вызвавшее появление контрастного горизонта, отделяющего нижнюю осадочную толщу (нижнемеловая–нижнесеноманская) от расположенной выше (сеноман–мел, верхние отложения мела) [100]. В нижней осадоч-

ной толще выделяется классическая система разломов, связанная с растяжением.

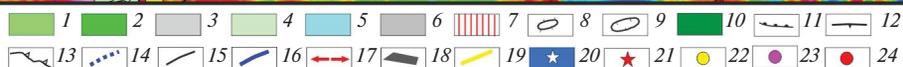
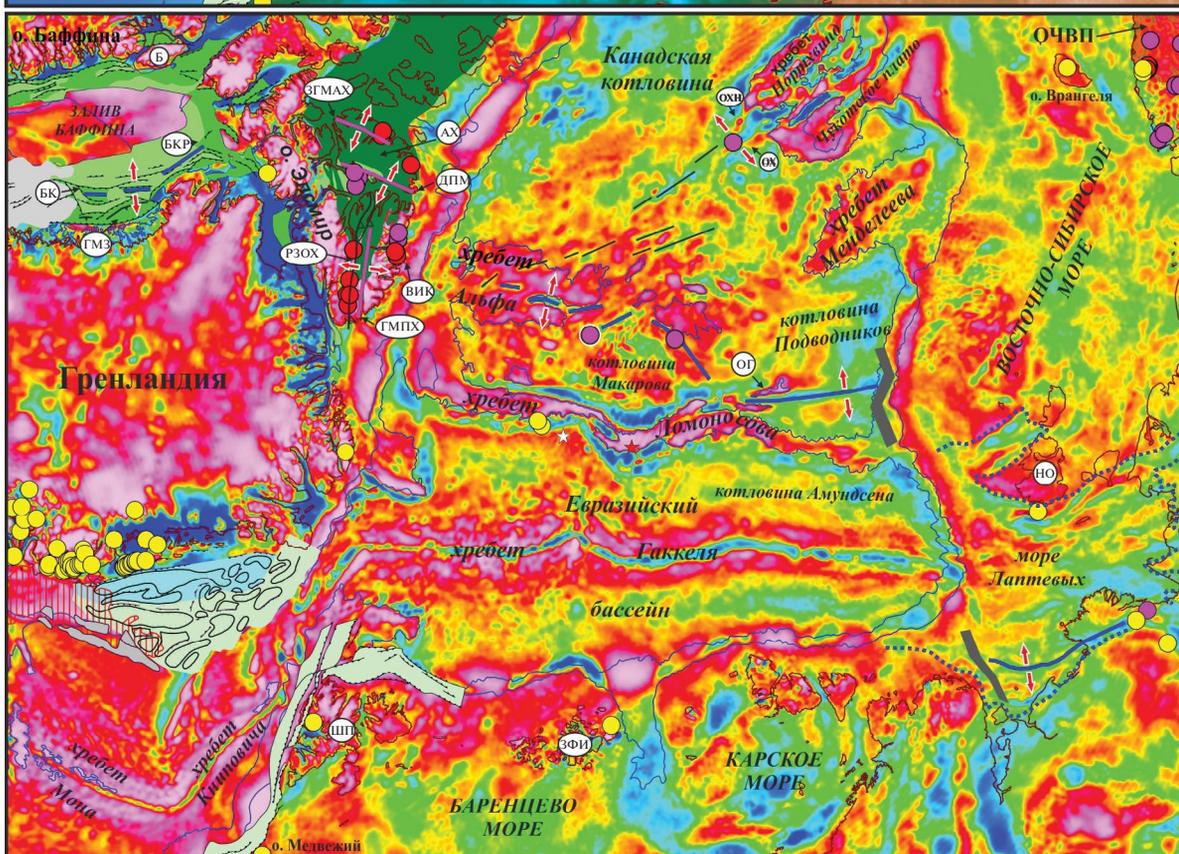
В пределах всего разреза нижней осадочной толщи отчетливо прослеживается система разломов, связанная со сжатием, и которая не прослеживается в залегающей выше осадочной толще. Узкие вытянутые бассейны, заложенные в мелу и имеющие признаки инверсии/инверсий (?), расположены к северо-западу от грабена залива Мелвилл и простираются до бассейна Кэри [100, 102].

Относительно глубокий ~5 км бассейн Кэри, ориентированный с юга на север, также несет

(a)



(б)



**Рис. 7.** Установленные позднемеловые (сеноман–коньяк) проявления эксгумации пород с возрастом 95–90 (88) млн лет и магматизма с возрастом 98–88 млн лет в Арктике.

(а) – рельеф ИВСАО v.4 (по [111]),

(б) – гравитационные аномалии в редукции в свободном воздухе проекта WGM (по [46]).

*Баренцево море:* ШП – арх. Шпицберген, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа;

*Море Лаптевых:* НО – Новосибирские острова;

*Залив Баффина:* Б – остров Байлот, ГМЗ – грабен залива Мелвилл, БК – бассейн Кивиок, БКР – бассейн Кэрри, БСВ – бассейн Северных вод;

*Бассейн Свердрупа:* АХ – остров Аксель-Хейберг, ЭЛ – о. Элсмир, ЗРОХ – зона разломов озера Хазен, ВИК – интрузивный комплекс Вутон, ЗГМАХ – западный гравиметрический максимум о. Аксель-Хейберг, ДПМ – дуга процессы Маргарет, ГМПХ – гравиметрический максимум плато Хазен;

*Арктический бассейн:* ОГ – Отрог Геофизиков, ОХ – отрог Хеали, ОН – отрог хребта Нортвинд;

ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (полупрозрачный красный фон), по [38].

1–3 – залив Баффина и прилегающая суша: 1 – мел–кайнозойские осадочные бассейны, 2 – бассейны, формирование которых началось в раннем мелу, 3 – основная область распространения палеогенового магматизма в заливе Баффина; (5–11) шельфовые и склоновые области и структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря – 4–5 – рифтогенные бассейны: 4 – позднемеловые–палеоценовые, 5 – позднеюрские–раннемеловые; 6–7 – области распространения магматических проявлений: 6 – магматических потоков неопределенного возраста (нижний палеоген (?)), 7 – сейсмокомплексов типа SDRs; 8–9 – шельфовые и склоновые структуры: 8 – поднятия, 9 – впадины; 10 – бассейн Свердрупа (карбон–мел); 11–13 – разломы: 11 – нормальные (залив Баффина, шельфовые и склоновые структуры северо-востока Гренландии, Скандинавии и запада Баренцева моря), 12 – сжатия (грабен залива Мелвилл, Гренландская часть залива Баффина), 13 – коровые (о. Элсмир); 14 – контур рифтогенной системы моря Лаптевых; 15 – положение осей отрицательных гравиметрических аномалий в редукции в свободном воздухе в Американо-Северном бассейне; 16 – предполагаемые сегменты оси растяжения в период времени 92–88 млн лет; 17 – направление растяжения, 18 – верхнемеловая система локальных бассейнов типа пулл-апарт; 19 – положение сейсмических профилей (AWI91090 и AWI91091 по [116]), ARC по [23]); 20 – Северный полюс; 21 – положение скважины бурения АХЕС на хр. Ломоносова;

22 – эксгумация пород с возрастом 95–90 млн лет (88 млн лет для северо-западной части Шпицбергена); 23–24 – датированные магматические породы с возрастом: 23 – ~98–93 млн лет, 24 – ~92–89 млн лет

следы интенсивной инверсии и наложение структур цветкового типа [107]. К северу от бассейна Кэри между северо-западным побережьем о. Гренландия и юго-западным побережьем о. Элсмир расположен неглубокий ~3 км бассейн Северных вод, ориентированный с северо-запада на юго-восток [140]. В этом районе на побережье о. Элсмир установлена эксгумация пород, начавшаяся в туроне ~90 млн лет назад [101].

#### *Формирование осадочного бассейна Свердрупа*

Севернее о. Гренландия и залива Баффина расположены острова Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, в пределах которых расположен бассейн Свердрупа, представляющий внутрикратонный бассейн постэлсмирского орогенеза [155]. Он протягивается на ~1300 км в длину при максимальной ширине до 400 км и заполнен ассоциацией карбонатных и обломочных осадочных пород, начиная с карбона и заканчивая палеогеном, суммарной мощностью до 15 км [76]. Последний этап накопления грубообломочных осадков в бассейне Свердрупа происходил в конце мела–раннем олигоцене [80].

Формирование бассейна Свердрупа завершается неморской формацией Эврика–Саунд, локаль-

но контролируемой системами разломов поздне-мелового и палеогенового периода Эврикано-Северного орогенеза [141, 150]. Эти системы разломов часто представляют реактивированные элсмирские и более древние структуры [144].

Самая верхняя последовательность от неогена до недавнего времени – Арктическая прибрежная равнина – представляет собой клин углубляющихся в сторону моря речных и морских толщ, отложившихся вдоль современной северной пассивной континентальной окраины.

Большая часть мезозойского разреза прорвана меловыми силлами и дайками основного, субщелочного и щелочного состава, относящимися к Высоко-Арктической магматической провинции (HALIP) [61, 77, 79]. Согласно результатам геохронологического обобщения, фиксируют три этапа магматической активизации, имеющие возраст [61]:

- $122 \pm 4$  млн лет (первый этап);
- $95 \pm 4$  млн лет (второй этап);
- $81 \pm 4$  млн лет (третий этап).

Первый этап затронул значительную площадь Арктики, проявившись на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, островах Де-Лонга [58, 79, 80, 145].

Второй этап поздне мелового сеноман–туронского магматизма с возрастом  $95 \pm 4$  млн лет [61] широко проявлен в бассейне Свердрупа (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

На о. Аксель Хейберг в глинистых сланцах и тонкозернистых песчаниках выделяются субаэральные потоки толеитовых и субщелочных базальтов, относящихся к формации Стрэнд Фьорд, стратиграфически датируемой поздним альбом–ранним сеноманом [76, 77]. С данным этапом магматизма связано формирование самого большого объема изверженных пород в пределах бассейна Свердрупа [77].

В восточной части о. Аксель Хейберг мощность формации достигает 250 м, при этом ее мощность на западе и севере острова доходит до 800 м. Абсолютный возраст толеитовых базальтов формации Стрэнд Фьорд, полученный методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $95 \pm 0.2$  млн лет), подтверждается датированием бадделеита U–Pb методом ( $95.18 \pm 0.35$  и  $95.41 \pm 0.12$  млн лет), выделенного из образцов, отобранных из дайки диабаза и силла габбро на западном побережье о. Аксель-Хейберг [118, 157].

Согласно работе [79], нижний возрастной интервал формации Стрэнд Фьорд, полученный методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , составляет 100.7 млн лет, но характеризуется значительной погрешностью определения в  $\pm 5.8$  млн лет, что позволяет считать данную датировку близкой к возрасту 95 млн лет.

Верхний возрастной интервал, полученный методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  для образца толеитовых лав, отобранных на западном побережье о. Аксель-Хейберг, составляет  $80.70 \pm 1.1$  млн лет [163]. Однако положение мест отбора проб достаточно близко к точке отбора образцов возрастом ~95 млн лет, полученных методом U–Pb [118]. На северо-западном побережье о. Аксель-Хейберг известны датировки образцов из близкорасположенных толеитовых лав методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  с возрастом  $80.7 \pm 1.1$ ,  $92.3 \pm 1.1$  и  $96.1 \pm 1.9$  млн лет [163].

На о. Элсмир аналогом формации Стрэнд Фьорд острова Аксель Хейберг является формация Хассель, сформированная в позднем альбе–раннем сеномане и представленная неморскими мелкозернистыми слабосцементированными белыми кварцевыми песчаниками, базальтами, глинистыми породами и углем, отложившимися в дельтовой обстановке [142].

Формация Хассель несогласно перекрывается верхнепалеоценовыми и олигоценными обломочными отложениями мощностью до 900 м группы Эврика Саунд [126]. Для западного побережья

о. Элсмир возраст толеитовых интрузий, полученный методом U–Pb, составляет  $91.7 \pm 1.1$  и  $91.7 \pm 1$  млн лет и совпадает с определением, полученным методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  –  $91.7 \pm 0.1$  [59]. Возраст базальтовых даек и силлов, отобранных в районе зоны разломов оз. Хазен и определенный методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , колеблется в диапазоне  $98.2 \pm 4$ – $97.9 \pm 4$  млн лет [79].

На северном побережье о. Элсмир известен интрузивный комплекс Вутон, представляющий бимодальную щелочную плутоническую ассоциацию, включающую роговообманковые габбро, микрограниты и кварцевые сиениты. Комплекс слагает структуры северо-восточного простирания и тектонически контролируется ранее образованными разломными зонами. Согласно U/Pb датированию цирконов комплекс внедрился в короткий временной интервал – 93–92 млн лет назад [80].

В центральной части северного побережья о. Элсмир базальтовые потоки и вулканические брекчии выделяются в вулканический комплекс щелочного состава Хансен Поинт [79]. Низы разреза представлены базальтовыми брекчиями и туфами, а вышележащая часть – преимущественно субаэральными потоками базальтов.

В соответствии  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данными возраст вулканитов данной формации распределяется в диапазоне  $83.0 \pm 1.8$ – $73.5 \pm 2.4$  млн лет, хотя известна датировка базальтовой дайки с возрастом  $93.9 \pm 1.3$  млн лет, что близко к интервалам возраста  $96.6 \pm 1.6$  и  $94.3 \pm 2.8$  млн лет, полученным для расположенных рядом базальтовым дайкам в метаосадках Пирии [79, 80].

Толеитовые и переходные к щелочным базальтовые потоки с возрастом ~128–95 млн лет, а также более молодые щелочные бимодальные серии, сформированные около 90 и 80 млн лет назад в северо-восточной части Канадской Арктики, интерпретируются как часть континентальной рифтовой зоны, которая простирается параллельно оси Свердрупской впадины [80]. Этапы интенсивного рифтогенного магматизма, затронувшего и систему хребтов Альфа–Менделеева, связываются с раскрытием Американо-Азиатского бассейна (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

#### *Проявления магматизма на Тихоокеанском побережье Северной Америки*

На Тихоокеанском побережье Северной Америки меловой магматизм в Кордильерах ограничен узкими поясами орогенов побережья и орогенов Оминака/Британской Колумбии [130, 131].

Меловой магматизм в Кордильерах синхронен региональному этапу сжатия земной коры, вызванному субдукцией океанической плиты Изанаги [38].

В интервале между 115 и 95 млн лет назад образовался правосторонний сдвиг в орогене Оминека и левосторонний сдвиг в прибрежном орогене, что привело к транспрессионной обстановке магматизма [52, 134] (см. рис. 6).

Согласно данным [38], по магматизму в прибрежном орогене от юга Канады на север до Аляски происходило внедрение магм I-типа возрастом 118–90 млн лет. В восточном регионе Оминека Канадских Кордильер примерно в тот же период времени (119–90 млн лет) произошло внедрение гранитов S-типа. В этот интервал времени Кордильеры испытали сокращение земной коры (см. рис. 6).

#### *Проявления магматизма в Американо-Арктическом бассейне*

В Американо-Арктическом бассейне Высоко-Арктическая магматическая провинция устанавливается по характеру высокоамплитудного магнитного поля, контрастным отражениям в сейсмической записи, геологическому опробованию и прямым наблюдениям с помощью специальных подводных аппаратов [22, 23, 34, 49, 54, 81, 108, 114, 122, 132, 139, 154] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Первые образцы щелочных базальтов были драгированы на хребте Альфа во время экспедиции 1983 г. CESAR (Канада) при проведении наледных работ в рамках программы Полярный континентальный шельф [108, 162]. В центральной части хребта методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  получен возраст базальта  $89 \pm 1$  млн лет [114], что совпадает с изотопными определениями возраста ( $90.40 \pm 0.26$  млн лет) лапиллиевых туфов [165].

На траверсе интрузивного комплекса Вутон находится центральная часть хр. Альфа, которая четко картируется по хорошо известной системе локальных грабенов, проявленных в рельефе дна и гравиметрических аномалиях (см. рис. 7, а, б).

Можно предположить, что эта сегментированная локальная система сформировалась ~95–90 млн лет назад и является северным продолжением рифтогенной системы залив Баффины–острова Аксель-Хейберг и Элсмир.

Прямые наблюдения склонов хр. Менделеева с помощью научно-исследовательской подводной лодки (ВМФ МО, Россия) и результаты поверхностного бурения показали, что они пронизаны интрузиями типа даек и силлов баррем–альбского

возраста [31, 154]. При этом пик нижнемелового магматизма концентрируется в узком диапазоне 110–114 млн лет назад [154].

В образцах магматических пород обнаружены единичные зерна цирконов с изотопным возрастом 83–87 млн лет, формирование которых связывается с раскристаллизацией цирконов нижнемелового возраста в результате влияния этапа верхнемелового магматизма, проявленного в пределах Высоко-Арктической магматической провинции.

Между Аляской и хр. Ломоносова расположена яркая и узнаваемая в любых дистанционных данных структура, объединяющая Чукотское плато и хребет Нортвинд [132] (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Изотопное датирование методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  низко- и высокотитанистых толеитовых базальтов, драгированных на подводных склонах чуть севернее Чукотского плато и хребта Нортвинд, показало их меловые возрасты (118–112, 105–100 и 90–70 млн лет) [49, 94, 132].

Для отрога Хеали, являющегося северным продолжением Чукотского плато, имеются две датировки  $88.98 \pm 1.37$  и  $90.27 \pm 1.15$  млн лет [132] (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Северная область, расположенная между хребтом Нортвинд и Чукотским плато и их продолжениями в Американо-Арктический бассейн в виде отрогов Нортвинд и Хеали, имеет явные следы растяжения [54], которое в рельефе дна и гравитационных аномалиях отчетливо прослеживается в северном направлении в сторону хр. Альфа (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

В разрезе осадочного чехла на шельфе Аляски выделяется поверхность несогласия с возрастом ~90 млн [95, 102]. Возрастная привязка данной границы частично базируется на результатах термо-геохронологических исследований образцов осадочных пород, отобранных из самой северной скважины Попкорн (см. рис. 7, а).

Согласно полученным оценкам в интервале ~90–65 млн лет фиксируется эксгумация пород [97]. На Тихоокеанском побережье Евразии ~106–76 млн лет назад сформировался окраинно-континентальный Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс [38]. При этом максимально интенсивная вулканическая деятельность происходила ~90–84 млн лет назад [38].

Было проведено комплексное геологическое изучение, включавшее термо-геохронологические исследования, о. Врангеля и расположенной к югу от него прибрежной Чукотки. Фор-

мирование плутонов на Чукотке происходило 108–100 млн лет назад, после чего ~95 млн лет назад последовало быстрое охлаждение (биотит,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) [127]. Поднятие, эрозия и развитие регионального несогласия ~89 млн лет назад связывается с ослаблением магматизма в данном районе по мере того, как он переместился на юг, сформировав в тектонической обстановке от нейтральной до слабого растяжения Охотско-Чукотский вулканический пояс [127].

#### *Анализ сейсмических данных в центральной и восточной частях хр. Ломоносова*

Как установлено многочисленными геолого-геофизическими исследованиями, хребет Ломоносова является блоком с континентальной корой, который до открытия Евразийского бассейна, начавшегося в раннем палеогене, располагался вдоль северного края современного шельфа Баренцева и Карского морей [8, 23, 26, 41, 48, 112, 115, 116, 119].

Начиная от скважин АСЕХ, расположенных примерно в центре хр. Ломоносова, в сторону континентальной окраины Восточно-Сибирского моря хр. Ломоносова достаточно хорошо изучен сейсмическими методами [115, 121, 137] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Самая глубокая скважина проекта АСЕХ, расположенная вдоль линии сейсмического профиля AWI91090 на хребте Ломоносова, пройдя 404.8 м до уровня кайнозойских отложений, вскрыла породы, залегающие ниже региональной поверхности несогласия, выделяемой на сейсмических профилях [115] (см. рис. 7, а; рис. 8, а).

Породы представлены уплотненными песками, песчаниками и аргиллитами, содержащими агглютинированные фораминиферы, динофлагеляты, а также споры и пыльцу [44]. Выделенные из отложений этой части разреза динофлагеляты определены как домастрихтские и кампанские [43]. Над верхнемеловыми породами установлен перерыв в осадконакоплении продолжительностью 15 млн лет, т.к. вышележащие черные глины по динофлагелятам определены как позднепалеоценовые и их формирование связывается с началом спрединга в Евразийском бассейне [43, 44].

Изучение спорово-пыльцевых комплексов из образцов пород в самой нижней части скважины определяет позднемеловой (мастрихтский)–палеоценовый (датский) возраст, хотя отмечается, что этот интервал имеет более широкий стратиграфический интервал – кампан–мастрихтский, возможно, кампан–датский [10].

При привязке положения скважины АСЕХ к сейсмическому профилю AWI91090 в самой нижней части разрез скважины попадает в верхнюю часть полуграбена, падающего в сторону Евразийского бассейна, т.е. можно принять кампанский возраст самых нижних отложений, расположенных в полуграбене [116] (рис. 9, а).

На близком профиле AWI91091 часть хребта, направленная в сторону Евразийского бассейна, характеризуется усеченным выполнением в полуграбенах, а на противоположной стороне отчетливо прослеживается проградация подстилающих осадков в сторону котловины Макарова [115, 121] (см. рис. 9, б).

Аналогичная картина наблюдается также для сейсмического профиля ARC1407A (см. рис. 9, в).

Выявленное на северо-востоке арх. Земля Франца-Иосифа начало эксгумации пород ~90 млн лет назад коррелируется с возрастом начала остывания пород (~95 млн лет назад), отобранных на современном склоне хр. Ломоносова со стороны котловины Амундсена и напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа [119] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Этот процесс вызвал проградацию осадков со стороны Баренцево–Карской окраины (ее состав входил хр. Ломоносова) в сторону Амеразийского бассейна, что привело к началу формирования осадков на склоне хр. Ломоносова со стороны котловины Макарова. В этом случае самая нижняя часть осадочного чехла, расположенная выше поверхности акустического фундамента, предположительно, начала формироваться в сеноман–туроне (~95–90 млн лет).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведенные данные отчасти совпадают с тем, что для склона хребта Ломоносова в сторону Евразийского бассейна характерны палеоценовые рифты, предшествовавшие началу раскрытия Евразийского бассейна, а для противоположенного склона типичны рифты мелового возраста [23]. Хотя существует различие в интерпретации возраста осадков, т.к. в работе [23] возраст меловых рифтов и, следовательно, нижней части осадочной толщи, принимается апт–альбским (древнее 100 млн лет), синхронным возрасту рифтов бассейна Подводников.

В работе [23] опубликован композитный сейсмический профиль ARC, фрагмент которого начинается в котловине Амундсена, пересекает хр. Ломоносова, террасу Ломоносова, отрог Геофизиков

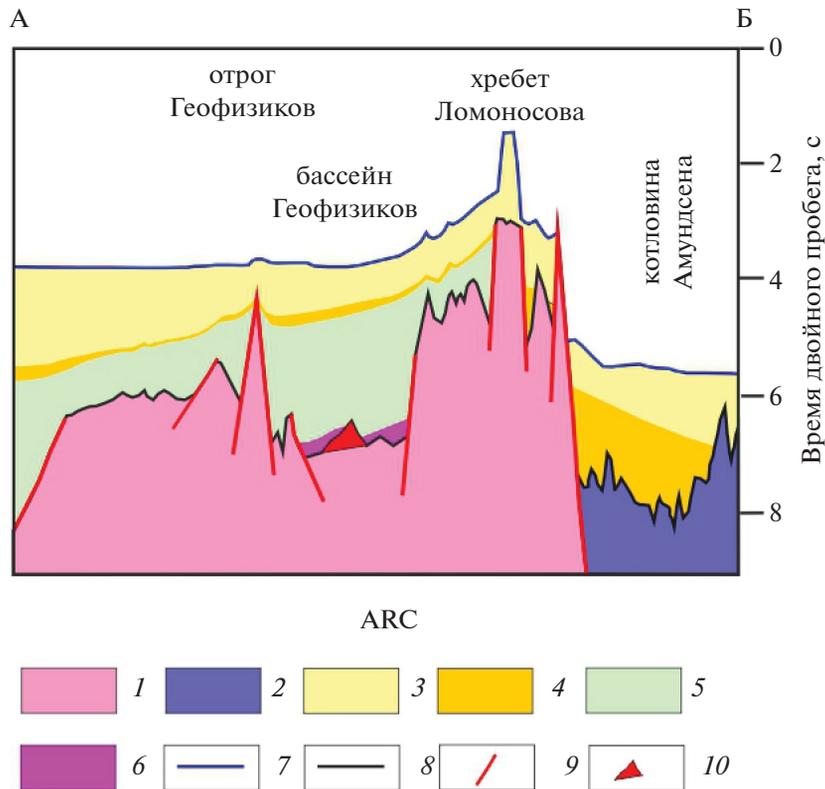


Рис. 8. Фрагмент композитного сейсмического профиля ARC (по [23], с изменениями).

1–2 – тип земной коры: 1 – континентальная редуцированная, 2 – океаническая; 3–5 – осадочный чехол: 3 – верхнекайнозойский, 4 – нижнекайнозойский, 5 – меловой (<90 млн лет (?)); 6 – контрастные отражения в нижней части отложений – магматические объекты (?); 7 – рельеф дна; 8 – рельеф фундамента; 9 – разломы; 10 – вулкан (?)

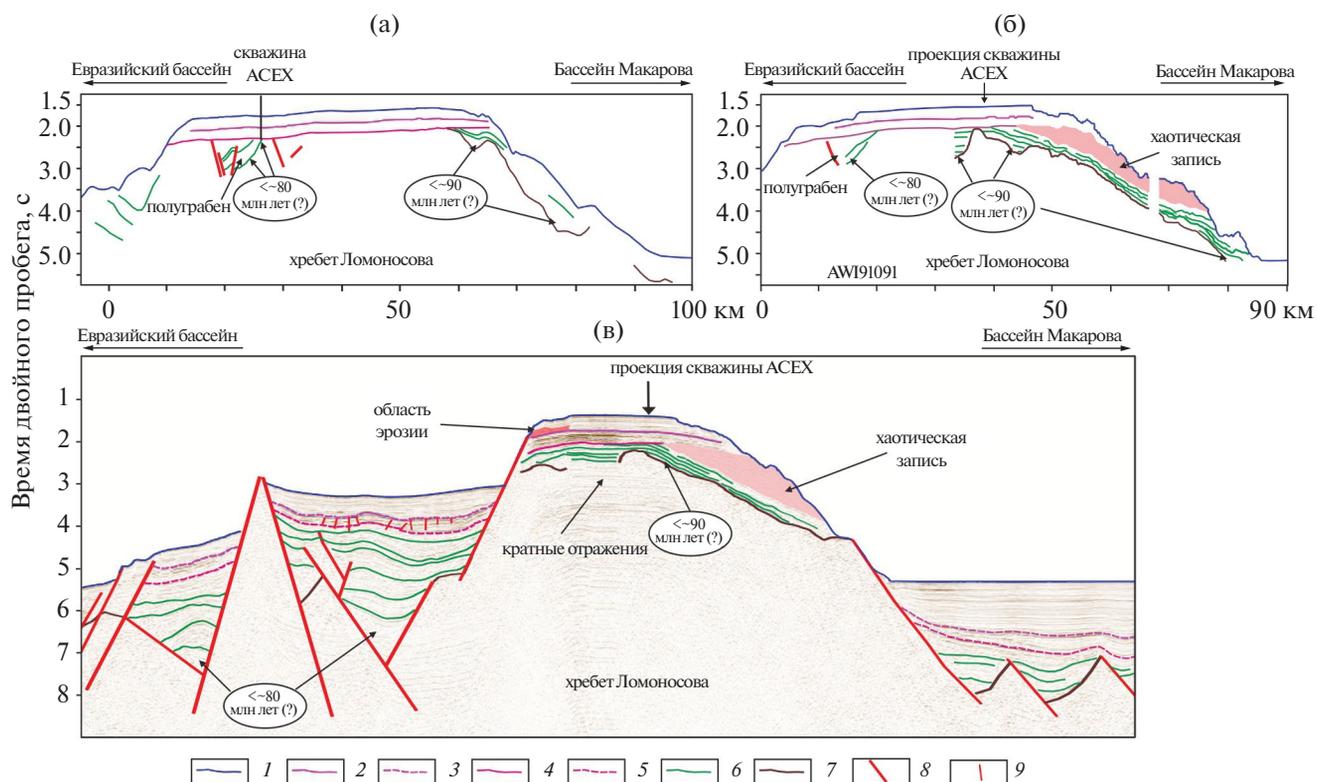
и заканчивается в котловине Подводников (см. рис. 8). По характеру рельефа дна участок между хр. Ломоносова и отрогом Геофизиков назван террасой Ломоносова [23]. По характеру рельефа поверхности акустического фундамента участок относится к локальному рифтогенному бассейну [23], который нами условно назван бассейном Геофизиков.

В центре бассейна расположено локальное поднятие с характерными контрастными отражениями, позволяющими предположить его магматическую природу (вулкан (?)). Рифтогенный бассейн четко прослеживается в гравитационных аномалиях в виде линейного минимума, который продолжается до бровки континентального склона Восточно-Сибирского моря (см. рис. 7, б). Мы предполагаем, что рифтогенный бассейн Геофизиков начал формироваться в сеноман–туроне (~95–90 млн лет назад) и соединялся с северным окончанием рифтогенной системы хр. Альфа трансформным разломом.

На юге рифтогенный бассейн Геофизиков упирается в выделяемый в некоторых работах [14,

21, 65, 70, 95] предполагаемый Хатанго-Ломоносовский трансформный разлом, вдоль которого происходило перемещение хребта Ломоносова относительно континентальной окраины в период кайнозоя вследствие раскрытия Евразийского бассейна. Не существует единого мнения как в части факта существования, так и в части возраста формирования данного гипотетического трансформного разлома.

На основании российских сейсмических данных, выделен глубокий прогиб Вилькицкого с мощностью осадков до 5.5 км, отделяющий хребет Ломоносова от поднятия Де-Лонга, расположенного в северо-западной части Восточно-Сибирского моря [26]. Подтверждается представление о непрерывности опорных отражающих горизонтов, протягивающихся со стороны шельфа через прогиб Вилькицкого и продолжающихся на хр. Ломоносова, хотя данное утверждение применимо только для верхней части осадочного разреза. В сейсмической записи вертикальные нарушения в средней и нижней частях разреза осадочного чехла в прогибе отождествляются с нормальными



**Рис. 9.** Интерпретация сейсмических профилей AWI91090, AWI91091 и ARC1407A (фрагмент).

Положение профилей – см. рис. 7, а.

(а)–(в) – Сейсмические профили: (а) – AWI91090, (по [112,116]); (б) – AWI91091, (по [112,116]); (в) – ARC1407A (фрагмент), (по [135]).

1–7 – геологические границы: 1 – дно, 2 – граница несогласия (44.4–18.2 млн лет), 3 – предполагаемое положение границы несогласия (44.4–18.2 млн лет), 4 – граница несогласия, соответствующая началу спрединга в Евразийском бассейне (57.4 млн лет), 5 – предполагаемое положение границы несогласия, соответствующей началу спрединга в Евразийском бассейне (57.4 млн лет), 6 – характерные отражения в осадочном чехле позднемиоценового (?) возраста, 7 – акустический фундамент; 7–8 – разломы: 8 – основные, 9 – в палеогеновом (57.4–44.4 млн лет) осадочном чехле

разломами, а не трансформными, поэтому оспаривается факт существования Хатанго-Ломоносовского трансформного разлома [26].

В работе [135] допускается возможность трансформного перемещения хребта Ломоносова вдоль восточной части континентальной окраины моря Лаптевых только в период начальной спрединговой истории развития Евразийского бассейна. В соответствии с геодинамической моделью [21] обосновывается существование трансформного разлома с момента начала спрединга в Евразийском бассейне (~57 млн лет назад) до замедления спрединга (~44 млн лет назад), что связывается с прекращением существования Тихоокеанской плиты Кула.

На основании интерпретации большого количества сейсмических данных, предполагается, что локальные депрессии в осадочном чехле, расположенные над разломами в фундаменте прогиба Вилькицкого, могут быть следами

Хатанго-Ломоносовского трансформного разлома, существовавшего без значительных горизонтальных перемещений [136]. Сейсмический профиль, пересекающий юго-восточную часть Евразийского бассейна, хребта Ломоносова и прилегающую котловину Подводников фиксирует отсутствие нарушений в кайнозойских осадках, что позволяет предположить возможное трансформное перемещение вдоль Хатанго-Ломоносовского разлома только в период доспрединговой истории развития Евразийского бассейна [113, 114] (см. рис. 7, а, б).

В работе [23] предполагается, что на юге продолжением рифтогенного бассейна Геофизиков является Восточно-Анисинский бассейн, расположенный параллельно бровке континентального шельфа, но остается открытым вопрос дальнейшего продолжения оси раскрытия в пределы моря Лаптевых.

Структура шельфа моря Лаптевых представлена серией глубоких рифтов и высоко стоящих блоков фундамента, образующих сложную рифтовую систему. Выделены две основные системы [28, 29]:

– западная система, в которую входят Южно-Лаптевский рифтовый бассейн и Усть-Ленский рифт;

– восточная система, в которую входят Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, Бельковско-Святоносский, Анисинский и Новосибирский рифты.

Формирование рифтогенной системы связано с тем, что данный регион в течение последних 70–60 млн лет являлся одним из сегментов границы Северо-Американской и Евразийской плит в Арктике [11, 70]. Сейсмические данные надежно фиксируют уменьшение мощности осадков в рифтовых бассейнах с запада на восток, что предполагает омолаживание рифтогенеза в восточном направлении в верхнем мелу [12].

Серия плитотектонических реконструкций допускает обратное направление рифтогенной миграции с востока на запад [136], хотя сейсмические данные убедительно свидетельствуют о почти двукратном увеличении глубины западных бассейнов (Южно-Лаптевский рифтовый бассейн и Усть-Ленский рифт), в сравнении с восточными бассейнами (Бельковско-Святоносский, Анисинский и Новосибирский рифты) [69, 70].

Мы придерживаемся предположения о миграции системы в восточном направлении [12].

Западный контур рифтогенной системы моря Лаптевых, представленный в работе [70], значительно отличается от результатов обобщений, выполненных в рамках составления Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 [2, 28, 29]. Южно-Лаптевский рифтовый бассейн (западная система моря Лаптевых) продолжается до северо-западной части области дельты р. Лена [28, 29]. Граница рифтогенной системы в пределах дельты р. Лена выделяется неоднозначно.

В работе [70] в данном сегменте граница проводится вблизи береговой черты р. Лена.

В работе [2] почти вся дельта р. Лена считается затронутой меловым–кайнозойским рифтогенезом. На южном продолжении Южно-Лаптевского рифтогенного бассейна в северо-западной части верхоянской складчато-надвиговой системы расположены наложенные Кенгдейский, Согинский, Кунгинский, Хара-Улахский и Хорогорский грабены, а также западная часть Быковского грабена,

находящаяся в пределах суши [5]. Все они выполнены палеогеновыми континентальными отложениями. Наиболее крупный Кенгдейский грабен длиной около 90 км и шириной до 8–12 км простирается в северо-северо-западном направлении.

В работе [70] показана корреляция системы рифтов и грабенов моря Лаптевых с региональным аномальным гравитационным полем и, если ориентироваться на него, то самые крупные линейные грабены четко располагаются внутри вытянутой отрицательной аномалии, прослеживающейся на продолжении Южно-Лаптевской рифтогенной системы (см. рис. 7, б).

Вблизи Согинского, Кенгдейского и Кунгинского грабенов выделяются маломощные, как правило, линейные дайки, относящиеся с Согинскому комплексу, внедрение которых связано с грабенообразованием [5]. Дайки трахибазальтов и субщелочных долеритов имеют мощность 2–50 м, длину 2–7 км и залегают вертикально среди терригенных отложений каменноугольно–пермского возраста, хотя длина одной из даек достигает 18 км. Возраст двух даек, определенный U/Pb методом, составляет  $86 \pm 4$  и  $89 \pm 2$  млн лет, что связывается с начальным проявлением рифтинга, предшествовавшего раскрытию Евразийского бассейна [148].

Поддерживая данную точку зрения, мы предполагаем, что ~95–90 млн лет назад начался континентальный рифтогенез в западной системе рифтов – Южно-Лаптевской, и дальнейшая миграция рифтогенной системы происходила в направлении с востока на запад [12]. В этом случае соединение рифтогенного бассейна Геофизиков с Южно-Лаптевским могло осуществляться по локальному трансформному разлому, который существовал только в период доспредиинговой истории развития Евразийского бассейна, как это было ранее предложено в работе [114]. Полагаем, что в начальной стадии рифтогенеза в верхнем мелу не существовало единого трансформного разлома, а соединение происходило по системе локальных бассейнов типа пулл-апарт.

В период спредиинговой кайнозойской истории Евразийского бассейна в палеогене происходили изменения направления раскрытия бассейна [88], что могло вызывать непродолжительную по времени реактивацию отдельных сегментов в системе локальных бассейнов типа пулл-апарт и в итоге сформировать Восточно-Анисинский бассейн. В этом случае, самые нижние слои осадочного чехла, выделяемого в северной части Южно-Лаптевской рифтогенной системы

и в Восточно-Анисинском бассейне, могут быть представлены континентальными отложениями сеноман–туронского возраста.

### РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛОЖЕНИЯ РИФТИНГОВОЙ СТРУКТУРЫ

Геодинамическая эволюция восточного сектора Арктики в мелу и кайнозойе во многом связана с субдукцией океанической литосферы Тихого океана под северо-восточную окраину Азии [19, 20, 32, 38, 128].

Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции под литосферой Арктики и Северо-Восточной Азии достаточно точно объясняет возникновение Евразийского бассейна как результат движения Баренцево–Карского сегмента Евразийской плиты навстречу плите Кула, субдуцировавшей под окраину Азии [19, 20]. Плита Кула сформировалась из частей Тихоокеанской плиты, Изагаги и Фараллон ~83 млн лет назад и вошла в состав Тихоокеанской плиты ~40 млн лет назад или полностью субдуцировала ~44 млн лет назад [21, 160].

Согласно геодинамической модели, смещение хребта Ломоносова, являющегося блоком континентальной коры, относительно Евразийской окраины вдоль Хатанга-Ломоносовской трансформной зоны, происходило от верхнего палеоцена до середины эоцена и объясняется очень быстрой субдукцией (12 см/год) плиты Кула под Арктику [21]. При этом векторы перемещения плиты Кула были направлены ортогонально к зоне субдукции [21] (см. рис. 6).

Согласно реконструкции для возраста начала раскрытия Евразийского бассейна [21] в нижнем палеогене (~57 млн лет назад) предполагается существование двух ограничительных трансформных зон, тянущихся в сторону Тихого океана и ограничивающих Амеразийскую микроплиту, включающую в себя Амеразийский бассейн, Чукотское плато и хр. Нортвинд, значительную часть Чукотского моря и хр. Ломоносова (см. рис. 6).

Первая трансформная зона, начинающаяся от Хатанга-Ломоносовского трансформного разлома, продолжается по бровке континентальных склонов Восточно-Сибирского и северо-западной части Чукотского моря и по 170° в.д. тянется в сторону Тихого океана. Вторая трансформная зона, предположительно, располагалась вдоль современных подножий склонов северной Гренландии и Арктического Канадского архипелага. Южнее

начала данной трансформной зоны в раннем палеогене между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами сформировалась Гренладская плита, просуществовавшая до раннего олигоцена [51, 88, 138, 151].

На севере Северная Атлантика разделяется на две части:

– западная часть – расположена между Северной Америкой и Гренландией – на юге она начинается в Лабрадорском море, в котором спрединг начался ~62.5 млн лет назад, и продолжается на север – в залив Баффина, в котором спрединг начался ~59 млн лет назад [45, 103, 138];

– восточная часть – расположена между Евразией и Гренландией, спрединг в которой, согласно идентификации линейных магнитных аномалий, начался ~57 млн лет назад [87, 92].

Тогда Арктический сектор в начале палеогена в соответствии с реконструкцией, изложенной в работе [21], в глобальном плане можно условно разделить на три сегмента.

- Западный сегмент, включающий часть Северной Америки (за исключением Аляски) и Гренландию. На Тихоокеанском побережье западного сегмента в результате субдукции океанической плиты уже сформировались Северо-Американские Кордильеры, а между восточным побережьем и о. Гренландия образовались рифтогенные бассейны Лабрадорского моря/залива Баффина.

- Центральный сегмент – начинается на Тихоокеанском побережье Аляски и продолжается в Амеразийский бассейн, включая будущий хребет Ломоносова.

- Восточный сегмент, включающий Северо-восточную часть Евразии, на Тихоокеанском побережье которого в результате субдукции океанической плиты сформировался Охотско-Чукотский вулканический пояс, а в пределах Арктического бассейна уже возникла рифтогенная система моря Лаптевых.

Это предположение основано на существенных отличиях геологического строения и времени формирования магматических поясов Тихоокеанских окраин России, Аляски и Северо-Американских Кордильер [38, 128].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе [38] отмечены значительные различия магматизма, проявленного вдоль простирания Евразийской окраины России и Тихоокеанского побережья Северной Америки, что связывает

ся с различными тектоническими обстановками и различием субдукционных обстановок.

В период ~119–90 млн лет “укорачивание” земной коры в Тихоокеанском регионе Северной Америки совпадает с первым рифтогенным этапом в западной части Северной Атлантики. Начавшееся ~125 млн лет назад движение Северо-Американских Кордильер “навстречу желобу” [38], привело к “освобождению” пространства между Северо-Американской плитой и Гренландией и началу активного рифтинга. Поэтому в дополнение к сформированной к этому времени области растяжения в восточной части Северной Атлантики между Гренландией и Евразией появилась дополнительная область растяжения. Ось растяжения в заливе Баффина могла находиться в пределах грабенов залива Мелвилл (см. рис. 7, а, б).

Произошедшая ~95–88 млн лет назад перестройка движения литосферных плит привела к началу деформации континентального моста, существовавшего между северо-восточной частью о. Гренландии и арх. Шпицберген и появлению разломов сжатия в нижнемеловой–нижнесеноманской осадочной толще в грабенах залива Мелвилл [69, 100, 104, 120].

Совпадение этапа магматизма и эксгумации пород на севере Северо-Атлантического сегмента ~97–90 млн лет очевидно свидетельствует о резком изменении геодинамического режима в Тихоокеанском секторе, что подтверждается окончанием ~90 млн лет назад этапа гранитоидного магматизма в Северо-Американских Кордильерах [38].

Реконструкция истории Тихого океана и его предшественника – гипотетического океана Панталасса – во многом связана с субдукцией более 95% Тихоокеанско–Панталасской литосферы, начавшейся в поздней юре ~150 млн лет назад [160]. Формирование океанической коры в мелу в пределах Тихоокеанско–Панталасского домена классически моделируется как система из четырех основных литосферных плит – Тихоокеанской плиты и окружающих ее плит Изанаги, Фараллон и Феникс, которые, как считается, существовали на протяжении большей части мезозоя [125, 133, 152, 153, 160].

Однако океаническая литосфера плит Изанаги, Фараллон и Феникс почти полностью утрачена в результате субдукции, поэтому контур их границ в значительной степени определяется кинематическими моделями, связанными с абсолютным движением Тихоокеанской плиты [125, 153, 160].

Наиболее точному определению кинематики движения Тихоокеанской плиты способствует наличие в ее пределах большого количества горячих точек – вулканических подводных гор и крупных вулканических областей мелового возраста, известных как крупные изверженные провинции, к которым относятся поднятия Шатского, Гесса и Магеллана, плато Онтонг–Ява, Манихики и Хикуранги, бассейн Науру и Средне-Тихоокеанские горы [50, 56, 75, 78].

Значительная переориентация следов горячих точек ~95 ± 8 млн лет назад в Тихом океане подтверждает глобальный характер и синхронность события реорганизации плит, произошедшего ~95 млн лет назад [125, 164]. Наиболее поздняя кинематическая модель показывает, что в этот момент произошло резкое изменение направления движения Тихоокеанской плиты, которая стала двигаться в северо-западном направлении относительно мантийных плюмов [160]. Такое изменение направления движения Тихоокеанской плиты должно было отразиться и на ближайших плитах – Изанаги, субдуцировавшей под Евразию и плиты Фараллон, субдуцировавшей под Северную Америку.

Вероятно, резкая перестройка движения плит в северном секторе Тихого океана привела к тектонической перестройке и в Северо-Атлантическом сегменте. На первоначальном этапе могла произойти реактивация старых разломных швов, о чем может свидетельствовать этап магматизма на о. Элсмир с возрастом ~96–90 млн лет [61, 79, 80, 118, 157].

Возраст базальтовых даек и силлов, отобранных в зоне разломов оз. Хейзен, расположенное в северной части о. Элсмир, который входит в состав островов Королевы Елизаветы Канадского Арктического архипелага, определен методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , колеблется в интервале  $96.4 \pm 1.6$  млн лет [79]. Данная разломная зона, расположенная вдоль центральной части о. Элсмир почти ортогонально хребту Альфа, отделяет домен Северного Элсмира от расположенного южнее стабильного блока Хейзен [140] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

Блок Хейзен характеризуется горизонтальными палеогеновыми отложениями группы Еурика Саунд Групп, лежащими над крутопадающими слоями палеозойского складчатого пояса Хейзен, что предполагает только незначительное влияние юриканских деформаций [53, 140]. В гравиметрических аномалиях в редукции Буге зона, отделяющая домен северной части о. Элсмир от стабильного

блока Хейзен, выражена линейным гравиметрическим максимумом плато Хейзен [140].

Гравитационное моделирование показало, что глубина до поверхности Мохо под большей частью домена северной части о. Элсмир и плато Хейзен составляет ~38 км, в разделяющей их зоне резко уменьшается до 32–34 км [140]. История формирования о. Элсмир очень сложна и затронута многочисленными тектоническими событиями, кульминацией которых стал позднедевонский–раннекаменноугольный элсмирский орогенез [161].

Мы можем предположить, что в начальный этап резкой перестройки направления движения плит в Тихоокеанско–Панталасском секторе вызвал реактивацию старой разломной системы элсмирского орогенеза, в результате чего, в зоне отделения домена северной части о. Элсмир от стабильного блока Хейзен произошел континентальный рифтогенез, сопровождавшийся коротким импульсом базальтового магматизма.

На западном побережье о. Аксель-Хейберг U–Pb возраст базальтов составляет ~95 млн лет [118]. Положение точек отбора образцов базальтов совпадает с осью линейного локального максимума гравиметрических аномалий в редукции Буге – западный максимум о. Аксель-Хейберг [140] (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

С запада от оси посередине о. Эллеф-Рингнес проходит дуга (свод) Корнуолла, с востока вдоль восточного побережья о. Аксель-Хейберг находится дуга (свод) принцессы Маргарет [140]. Гравитационное моделирование показывает неглубокое залегание поверхности Мохо под осью и дугами (сводами) на глубине ~32–34 км [140].

Данная параллельная система направления юг–север, вдоль которой проявлен меловой магматизм с возрастом 95–81 млн лет, очевидно связана с продолжением рифтинга из залива Баффина [61, 80, 118, 157]. При этом на севере система ортогонально ограничивается северным гравитационным максимумом бассейна Свердруп, под которым, согласно гравитационному моделированию, поверхность Мохо залегает на глубинах <30 км, что на ~3–6 км меньше, чем под соседними блоками земной коры (см. рис. 6; см. рис. 7, а).

В генеральном плане направление северного гравитационного максимума бассейна Свердруп, параллельное склону Американо-Северного бассейна, совпадает с зоной разделения домена Северного Элсмита от стабильного блока Хазен, также характеризующейся уменьшением глубины положения поверхности Мохо.

Мы предполагаем следующий сценарий развития данного сегмента. Изучение следов горячих точек, которые на поверхности Тихоокеанской океанической плиты проявлены в виде вулканических подводных гор, крупных вулканических областей, подводных хребтов, показывает быстрое изменение направления движения плит, произошедшее ~95 млн лет назад [160].

Первоначальный этап резкого изменения направления движения океанических плит Изагаги и Фараллон в раннем сеномане привел к сжатию нижнемеловых рифтогенных прогибов залива Баффина, о чем свидетельствуют разломы сжатия в грабене залива Мелвилл. На о. Элсмир произошла реактивация разломной зоны оз. Хейзен, в которой предполагается ограниченное правостороннее движение, что предопределило появление в этой зоне магматизма с возрастом ~97–94 млн лет [80].

Перестройка направления движений плит в Тихом океане закончилась быстро, поэтому этап сжатия в заливе Баффина сменился этапом растяжения, направленным ортогонально западному побережью о. Гренландия и восточному побережью Северной Америки. В бассейне Свердруп растяжение видимо происходило в локальных сегментах, которые фиксируются дуговыми сегментами утонения континентальной коры и подъемом поверхности Мохо. Наблюдается тенденция проградации системы в восточном направлении.

Возраст базальтов в районе западного линейного локального максимума гравиметрических аномалий составляет:

- ~95 млн лет (о. Аксель-Хейберг) [118];
- ~92 млн лет (в районе горного хребта принцессы Маргарет на о. Аксель-Хейберг) [61].

Это соответствует по возрасту появления на северном побережье о. Элсмир интрузивного комплекса Вутон с возрастом 93–92 млн лет, структурно простирающегося в северо-восточном направлении и тектонически контролируемого ранее образованными разломными зонами [80].

Перестройка направлений движения плит Тихого океана, включая их глубинные субдуцировавшие компоненты, закончилась ~90 млн лет назад, о чем свидетельствует завершение данного этапа магматизма в бассейне Свердруп. Ось растяжения в заливе Баффина сегментировано проходила в пределах бассейнов Кивиок и Джонс-Саунд и продолжалась на восточном побережье острова о. Аксель-Хейберг в пределах дуги принцессы Маргарет и далее со смещением располагалась в районе интрузивного комплекса Вутон.

Мы полагаем, что в пределах Амеразийского бассейна ~95–90 млн лет назад растяжение затронуло центральную часть хр. Альфа и сформировало систему отчетливо картируемых осевых локальных грабенов (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Далее ось растяжения продолжалась в котловину Подводников между хр. Ломоносова и отрогом Геофизиков и соединялась с юго-западными грабенами рифтогенной системы моря Лаптевых и затрагивала прилегающую область северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 6; см. рис. 7, а, б).

Для времени ~106–60 млн лет назад наблюдаются определенные закономерности генеральных направлений сжатия и растяжения в Тихоокеанском секторе [38, 127] (см. рис. 6). Область сжатия Северо-Американских Кордильер продолжалась на Аляску и затрагивала ее значительную область. Только вблизи побережья Чукотского моря в хр. Брукса и расположенном относительно рядом меловом гранито-гнейсовом куполе Киглуайк, где зафиксирован этап магматизма/метаморфизма с возрастом ~91 млн лет, предполагается растяжение [42, 128].

Область шельфа Берингова моря рассматривается как формировавшаяся в условиях генерального движения в сторону Тихого океана. Максимально интенсивная вулканическая деятельность в окраинно-континентальном Охотско-Чукотском вулканоплутоническом поясе происходила ~90–84 млн лет назад [38].

Пику максимальной вулканической активности в период 90–84 млн лет назад предшествовало снижение магматической активности в конце сеномана (96–94 млн лет) и начале турона (94–92 млн лет), что отражает период перестройки системы плит в Тихом океане в результате изменения направления движения плиты Изнаги [38].

В Амеразийском бассейне на траверсе купола Киглуайк (в современном положении материков) закартирована область растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали, где зафиксирован этап магматизма с возрастом ~89–90 млн лет [54, 132]. Направление растяжения в данной области ортогонально направлению растяжения на Аляске (см. рис. 6).

При этом в аномальном гравитационном поле область растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали картируется линейной отрицательной аномалией, цепочки которой продолжают в сторону южной части хр. Альфа (см. рис. 7, б).

Возможно, что в сеномане–туроне в Амеразийском бассейне существовали две области растяже-

ния. В дополнение к основной оси растяжения существовала второстепенная система, которая начиналась от южной части хр. Альфа и продолжалась в направлении растяжения между отрогами Нортвинд и Хеали. Возникновение второстепенной системы могло быть связано с разными режимами субдукции в Тихоокеанском секторе, проявленными в виде сжатия Северо-Американских Кордильер–прилегающей Аляски и растяжения на шельфе Берингова моря.

Можно предположить со значительной степенью условности, что в пределах шельфа Берингова моря в начале позднего мела проходила граница между двумя субдуцирующими океаническими плитами – плитой Изнаги (субдуцирующей под Евразию) и плитой Фаралон (субдуцирующей под Северную Америку и большую часть Аляски).

В периоды реорганизации направлений движения плит, одним из которых и является сеномано–туронский этап, граница между двумя плитами, как и их глубинные субдуцированные части, продолжавшиеся в Амеразийский бассейн, подстраивались относительно друг друга.

Возможно, что растяжение в Беринговоморской части Аляски и предполагаемая второстепенная область растяжения в Амеразийском бассейне являются глубинными субдуцированными составляющими плит и возвратных верхнемантийных течений. Сложно предположить, что в период мела существовала единая и непрерывная граница между двумя субдуцирующими плитами.

Мы предполагаем наличие области, в пределах которой на некоторых участках осуществлялось растяжение, а на других участках происходили трансформные перемещения, компенсирующие различия в скоростях субдукции плит и изменения направлений их перемещений.

В верхнем мелу рифтогенез в море Лаптевых происходил импульсивно и подчинялся перестройке направления движений плит в Тихоокеанском секторе. Короткий этап активизации в период времени ~96–89 млн лет назад в море Лаптевых сменился этапом покоя и основные события происходили в Азиатском секторе, что фиксируется максимальной магматической активизацией. В период покоя в спокойной обстановке накапливались слабо консолидированные осадки в бассейне Геофизиков, начавшейся формироваться рифтогенной системе моря Лаптевых и соединяющей их системе локальных бассейнов типа пулл-апарт.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Методом трекового датирования апатита установлен возраст ~90 млн лет начала быстрой эксгумации пород на северо-востоке арх. Земля Франца-Иосифа.

2. Полученный возраст очень близок к началу позднемелового этапа ~95 млн лет остывания горных пород, отобранных со склона хр. Ломоносова со стороны Евразийского бассейна напротив западной части арх. Земля Франца-Иосифа.

По результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A, пересекающего хр. Ломоносова в центральной части, в нижней части разреза установлена проградация осадков в сторону Американского бассейна.

Проградация осадков была вызвана позднемеловой эксгумацией пород Палеобаренцево–Карской континентальной окраины, включавшей в себя будущий хр. Ломоносова, что предполагает сеноман–туронский возраст нижней части проградационных осадочных отложений.

3. Возраст остывания пород в интервале ~95–90 млн лет широко проявлен на побережье северной части Северной Атлантики и в Арктике, полученный возраст коррелируется с сеноман–коньякским этапом магматизма (~97–89 млн лет) на о. Аксель-Хейберг и о. Элсмир, входящих в состав Арктического Канадского архипелага, на хребте Альфа и в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса вблизи побережья моря Лаптевых.

Сеноман–коньякский этап тектоно-магматической активизации связан с этапом рифтинга. Предполагается, что сегментированная ось растяжения проходила:

- в грабенах залива Мелвилл (пригренланская часть залива Баффина);
- в пределах о. Аксель-Хейберг и о. Элсмир;
- в центральной части хребта Альфа;
- в западной части котловины Подводников между хребтом Ломоносова и отрогом Геофизиков;
- в системе юго-западных грабенов моря Лаптевых и прилегающей области северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса.

4. Причиной сеноман–коньякского этапа тектоно-магматической активизации явилась перестройка направлений движения Тихоокеанских плит, произошедшая ~95 млн лет назад. Это подтверждает более раннее предположение о прямом влиянии в мелу на геодинамическую эволюцию

Арктики и Северо-Восточную Азию характера режима субдукции океанической литосферы в северо-западной части Тихого океана.

Проявляется очевидная корреляция между этапом сжатия земной коры на Тихоокеанской стороне Северной Америки, что фиксируется магматизмом (~119–90 млн лет) в Северо-Американских Кордильерах и активизацией рифтинга в системе “Лабрадорское море–залив Баффина”.

Начавшееся ~125 млн лет назад движение Северо-Американских Кордильер по направлению к желобу привело к возникновению пространства между Северо-Американской плитой и Гренландией, что инициировало активный рифтинг в системе “Лабрадорское море–залив Баффина”. В связи с чем, в дополнение к ранее сформированной области растяжения в восточной части Северной Атлантики, появилась еще одна область растяжения в западной части Северной Атлантики.

**Благодарности.** Авторы выражают признательность чл.-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия) и к.г.м.н. А.В. Прокопьеву (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, Россия) за предоставление данных по магматизму Восточной Арктики.

Авторы сохраняют память об ушедшей коллеге В.И. Петровой (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия), которая провела консультации по степени катагенетических преобразований органического вещества, содержащегося в керне скв. Северная. Авторы благодарны рецензенту А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке при поддержке Проекта РФФ № 22-27-00440 “Построение моделей тектонической эволюции осадочных бассейнов Арктической зоны России по геохронологическим и геолого-геофизическим данным”.

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абашеев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э. Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и палеомагнитных данных // ДАН. 2020. Т. 493. № 1. С. 16–20.
2. Большианов Д.Ю., Васильев Б.С., Виноградова Н.П., Гавриш А. и др. Государственная геологическая карта

- Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Лаптево-Сибироморская. — Лист S-51 — Оленёкский залив, S-52 — дельта р. Лены. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 274 с. + 9 вкл.
3. Бро Е.Г., Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З., Войцеховская А.Г., Краснова В.Л., Можяева О.В. Осадочный чехол Баренцевоморского шельфа по данным параметрического бурения на островах. — В сб.: *Проблемы нефтегазоносности Мирового Океана*. — М.: Наука, 1989. С. 191–197.
  4. Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худoley А.К., Ершова В.Б., Казакова Г.Г., Ветров Е.В. Термохронология северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита // *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2019. Т. 24. № 4. С. 49–66. Doi: <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2019-24-4-4>
  5. Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д., Емельянова Е.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Верхояно-Колымская. — Лист R-52 — Тикси. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 312 с. + 3 вкл.
  6. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // *Геотектоника*. 2006. № 4. С. 21–42.
  7. Грамберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1808–1820.
  8. Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // *Советская геология*. 1985. № 1. С. 95–98.
  9. Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земля Франца-Иосифа // *Физика Земли*. 2001. № 9. С. 49–61.
  10. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2009. Т. 82. № 2. С. 78–84.
  11. Дибнер В.Д. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1000000. — Лист У/Т-38-41 (Земля Франца Иосифа). — М.: Госгеолтехиздат, 1957, 63 с.
  12. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // *Геотектоника*. 2000. № 6. С. 43–58.
  13. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (новая серия). — Лист U-37–40 — Земля Франца-Иосифа (северные острова). — Объяснительная записка. — Ред. А.А. Макарьев — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 272 с. + 6 вкл.
  14. Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б 1:1 000 000 (третье поколение). — Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. — Лист U-41–44. — Земля Франца-Иосифа (восточные острова). — Объяснительная записка. — Ред. А.А. Макарьев — СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 220 с. + 6 вкл.
  15. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике*. — Л.: НИИГА, 1968. С.9–19. (Тр. НИИГА, 1968. Вып. 5).
  16. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // *ДАН*. 2009. Т. 425. № 2. С. 1–5.
  17. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В. Магматические комплексы островов восточного сектора Российской Арктики. — В сб.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане*. — Ред. В.Д. Каминский, Г.П. Аветистов, В.Л. Иванов — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
  18. Костева И.Н. Стратиграфия юрско-меловых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // *Арктика и Антарктика*. 2005. Т. 38. Вып. 4. С. 16–32.
  19. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. № 1. С. 3–35.
  20. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // *Арктика: Экология и экономика*. 2011. № 1. С. 104–115.
  21. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // *ДАН*. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
  22. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашибин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-Арктических поднятий // *Региональная геология и металлогения*. 2013. № 53. С. 34–55.
  23. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Дороница М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. — Отв. ред. Н.Б. Кузнецов — М.: ГЕОС, 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН. 2022. Вып. № 632).
  24. Пейве А.А. Сходство и различия мелового магматизма Арктики // *Геотектоника*. 2018. № 2. С. 42–57.

25. Петрова В.И., Батова Г.И., Куршева А.В., Литвиненко И.В., Моргунова И.П. Молекулярная геохимия органического вещества триасовых пород северо-восточной части Баренцева моря – влияние тектонических и магматических процессов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 398–409.
26. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Павлов С.П. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680.
27. Преображенская Э.Н., Школа И.Б., Корчинская М.В. Стратиграфия триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения). – В сборнике научных трудов: Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. – Под ред. Н.Д. Васильевской. – Л.: Севморгеология, 1985. С. 42–64.
28. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1:1 000 000 (третье поколение). – Серия Таймырско-Североземельская. – Лист S-49. – Хатангский залив. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 275 с. + 12 вкл.
29. Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Нагайцева Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-6 1:1 000 000 (третье поколение). – Серия Лаптево-Сибироморская. – Лист S-50. – Усть-Оленёк. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 264 с. + 6 вкл.
30. Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В. и др. Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. – СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.
31. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о возрасте магматических пород поднятия Альфа-Менделеев (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования зерен циркона ДАН. 2023. Т. 513. № 1. С. 26–32.
32. Соловьев С.Д., Лобковский Л.И. Тектонические сценарии формирования арктических окраин Чукотки и Северной Аляски: от океана до коллизии. – В сб.: Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. – Отв. ред. К.Е. Дегтярев – Мат-лы LIV Тектонич. совещ., г. Москва, МГУ, янв. 2023. – М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 203–206.
33. Соловьев А.В., Зайончек А.В., Супруненко О.И., Брекке Х., Фалеиде Дж.И., Рожкова Д.В., Хисамутдинова А.И., Столбов Н.М., Хоуриган Дж.К. Эволюция источников сноса триасовых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа: U/Pb LA-ICP-MS датирование обломочного циркона из скважины Северная // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 113–128.
34. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
35. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины. – Автореф. дис. к.г.-м.н. – СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
36. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
37. Шупилов Э.В., Карякин Ю.В. Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 327–331.
38. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopyev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: North-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. Art. 103272. Doi: 10.1016/j.earscirev.2020.103272
39. Alsulami S., Paton D.A., Cornwell D.G. Tectonic variation and structural evolution of the West Greenland continental margin // AAPG Bull. 2015. Vol. 99. No. 9. P. 1689–1711.
40. Altenbernd T., Jokat W., Heyde I., Damm V. A crustal model for northern Melville Bay, Baffin Bay // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119. P. 8610–8632. Doi: 10.1002/2014JB011559
41. Alvey A., Gaina C., Kuznir N.J., Torsvik T.H. Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 274. P. 310–321.
42. Amato J.M., Wright J.E., Gans P.B., Miller E.L. Magmatically induced metamorphism and deformation in the Kigluaik gneiss dome, Seward Peninsula, Alaska // Tectonics. 1994. Vol. 13. P. 515–527. Doi: <https://doi.org/10.1029/93TC03320>
43. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
44. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. IODP-302 – (Proc. IODP – Integrated Ocean Drilling Program Management International, Edinburgh. 2006. Vol. 302), 22 p. Doi: 10.2204/iodp.proc.302.101.2006
45. Barnett-Moore N., Muller D.R., Williams S., Skogseid J., Seton M. A reconstruction of the North Atlantic since the earliest Jurassic // Basin Research. 2018. Vol. 30 (Suppl. 1). P. 160–185. Doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12214>
46. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World Gravity Map. – (Commission for the Geological Map of the World. 2012. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris), <https://ccgm.free.fr/>
47. Brekke H. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin, with emphasis on the Voring and More basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 2000. № 167. P. 327–378.

48. Brozina J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg J.I., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
49. Brumley K. Geologic history of the Chukchi Borderland, Arctic Ocean. – PhD thesis. 2014. Stanford University. CA.
50. Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W., Jerram D.A., Mawby M.R., Marsh J.S., Miller J.A. The largest volcanic eruptions on Earth // *Earth Science Reviews*. 2010. Vol. 102. No. 3–4. P. 207–229. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.07.001>
51. Chalmers J.A., Pulvertaft T.C.R. Development of the continental margins of the Labrador Sea: A review. – In: *Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidences from Land and Sea*. – Ed. by R.C.L. Wilson, R.B. Whitmarsh, B. Taylor, N. Froitzheim – Geol. Soc. Spec. Publ. London. 2001. P. 77–105.
52. Chardon D. Strain partitioning and batholith emplacement at the root of a transpressive magmatic arc // *J. Struct. Geol.* 2003. Vol. 25. P. 91–108.
53. Christie R.L. Tertiary rocks at Lake Hazen, northern Ellesmere Island. – *Geol. Surv. Can.* 1976. Pap. No. 76–1B. P. 259–262.
54. Coakley B., Brumley K., Lebedeva-Ivanova N., Mosher D. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // *J. Geol. Soc. London*. 2016. 173. P. 967–987. Doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>
55. Cochran J., Edwards M., Coakley B. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. Art. Q05019. Doi: <https://doi.org/10.1029/2005GC001114>
56. Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous Provinces – Crustal structure, dimensions and external consequences // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. No. 1. P. 1–36.
57. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013. Updated v. 2020/3. Vol. 36. P. 199–204.
58. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geol. Mag.* 2013. Vol. 150. No. 6. P. 1127–1135.
59. Dibner V.D. The Geology of Franz Jozef Land – an introduction. – In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. – Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 10–117.
60. Dibner V.D., Andreichev V.L., Tarakhovsky A.N., Shkola I.V. Timing of plateau basalts. *Geology of Franz Jozef Land*. – Ed. by V.D. Dibner, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 146). 190 p.
61. Dockman D.M., Pearson D.G., Heaman L.M., Gibson S.A., Sarkar C. Timing and origin of magmatism in the Sverdrup Basin, Northern Canada—implications for lithospheric evolution in the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 742–743. P. 50–65. Doi: [10.1016/j.tecto.2018.05.010](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.05.010)
62. Donelick R.A., Miller D.S. Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatites using <sup>252</sup>Cf-derived fission fragment tracks: A model and experimental observations // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1991. Vol. 18. P. 301–307.
63. Donelick R.A., O’Sullivan P.B., Ketcham R.A. Apatite fission-track analysis. // *Rev. Mineral. and Geochem.* 2005. Vol. 58. P. 49–94.
64. Dore A. The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and Arctic // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1991. Vol. 87. P. 441–492.
65. Dore A.G., Lundin E.R., Gibbons A., Somme T.O., Torudbakken B.O. Transform margins of the Arctic: A synthesis and re-evaluation. – In: *Transform Margins: Development, Controls and Petroleum Systems*. – Ed. by M. Nemcok, S. Rybar, S.T. Sinha, S.A. Hermeston, L. Ledvenyiove, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. Vol. 431). P. 63–94. Doi: <http://dx.doi.org/10.1144/SP431.8>
66. Dorr N., Lisker F., Clift P.D., Carter A., Gee D.G., Tebenkov A.M., Spiegel C. Late Mesozoic Cenozoic exhumation history of northern Svalbard and its regional significance: Constraints from apatite fission track analysis // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 514–517. P. 81–92. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.007>
67. Dorr N., Lisker F., Piepjohn K., Spiegel C. Cenozoic development of northern Svalbard based on thermochronological data // *Terra Nova*. 2019. Vol. 31. No. 3. P. 306–315. Doi: <https://doi.org/10.1111/ter.12402>
68. Dassing A., Hopper J., Olesen A., Halpenny J. New aerogeophysical results from the Arctic Ocean, north of Greenland: Implications for Late Cretaceous rifting and Eureka compression // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. No. 10. P. 4044–4065.
69. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: An overview. – In: *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers*. – Ed. by B.A. Vining, S.C. Pickering, (Proc. the 7<sup>th</sup> Petrol. Geol. Conf., Geol. Soc. London. 2010). P. 591–619. Doi: <http://dx.doi.org/10.1144/0070591>
70. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 263–283. Doi: <http://doi.org/10.1144/sp460.15>
71. Dypvik H., Fjellsa B., Pcelina T., Sokolov A., Raheim A. The diagenetic of the Triassic succession of Franz Josef Land. – In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. – Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 83–104.
72. Dypvik H., Sokolov A., Pcelina T., Fjellsa B., Bjarke T., Korchinskaya M., Nagy J. The Triassic succession of the Franz Josef Land, stratigraphy and sedimentology

- of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Islands. — In: *Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea. The Northern Barents Sea Geotraverse*. — Ed. by A. Solheim, E. Musatov, N. Heintz, (Norsk Polarinstittutt Meddelelser, Oslo, Norway. 1998. Vol. 151). P. 50–82.
73. *Dumitru T.A.* A new computer-automated microscope stage system for fission track analysis // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1993. Vol. 21. P. 575–580.
74. *Dumitru T.A.* Fission-track geochronology. — In: *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. — Ed. by J.S. Noller, J.M. Sowers, W.R. Lettis, (AGU, Geophys. Monogr. Ser., AGU Reference Shelf 4, Washington, D.C., USA. 2000). P. 131–155. Doi: <http://dx.doi.org/10.1029/RF004p0131>
75. *Eldholm O., Coffin M.F.* Large igneous provinces and plate tectonics. — In: *The History and Dynamics of Global Plate Motions*. — Ed. by M.A. Richards, R.G. Gordon, R.D. van der Hilst, (AGU, Washington, D.C., USA. 2000). P. 309–326. Doi: <https://doi.org/10.1029/GM121p0309>
76. *Embry A.F.* Mesozoic history of the Arctic Islands. — In: *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. — Ed. by H.P. Trettin, (Boulder, Colorado. GSA. “Geology of North America”. Vol. E). P. 369–433.
77. *Embry A.F., Osadetz K.G.* Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago // *Can. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 25. P. 1209–1219.
78. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. — London: Cambridge University Press, 2014. 653 p. Doi: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139025300>
79. *Estrada S.* Geochemical and Sr–Nd isotope variations within Cretaceous continental flood-basalt suites of the Canadian High Arctic, with a focus on the Hassel Formation basalts of northeast Ellesmere Island // *Int. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 104. No. 8. P. 1981–2005.
80. *Estrada S., Henjes-Kunst F.* <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // *Z. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. 2013. Vol. 164. P. 107–130.
81. *Evangelatos J., Funck T., Mosher D.C.* The sedimentary and crustal velocity structure of Makarov Basin and adjacent Alpha Ridge // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 696–697. P. 99–114. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.026>
82. *Faleide J.I., Bjørlykke K., Gabrielsen R.H.* Geology of the Norwegian Continental Shelf. — In: *Petroleum Geoscience*. — Ed. by K. Bjørlykke, (Springer. Berlin–Heidelberg. 2015). P. 467–499. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8\\_25](https://doi.org/10.1007/978-3-642-34132-8_25)
83. *Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O.* Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea // *Episodes*. 2008. Vol. 31. P. 82–91.
84. *Fitzgerald P.G., Gleadow A.J.W.* New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the Transantarctic Mountains // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1990. Vol. 17. No. 3. P. 351–357. Doi: [http://dx.doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90057-5](http://dx.doi.org/10.1016/1359-0189(90)90057-5)
85. *Fitzgerald P.G., Malusà M.G.* Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology. — In: *Fission-Track Thermochronology and Its Application to Geology*. — Ed. by M.G. Malusà, P.G. Fitzgerald, (Springer Textbooks in Earth Sci., Geogr. and Environ., Berlin, Germany. 2019). P. 165–189. Doi: [https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8_9)
86. *Fitzgerald P.G., Sorkhabi R.B., Redfield T.F., Stump E.* Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 20175–20191.
87. *Gaina C., Gernigon L., Ball P.* Paleocene–recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *J. Geol. Soc.* 2009. Vol. 166. No. 4. P. 601–616.
88. *Gaina C., Roest W.R., Müller R.D.* Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 197. P. 273–286.
89. *Galbraith R.F.* On statistical models for fission track counts // *Math. Geol.* 1981. Vol. 13. P. 471–478.
90. *Galbraith R.F., Laslett G.M.* Statistical models for mixed fission track ages // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1993. Vol. 21. P. 459–470.
91. *Gallagher K., Brown R., Johnson C.* Fission track analysis and its applications to geological problems // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1998. Vol. 26. P. 519–572.
92. *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. Art. 102839. Doi: [10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016)
93. *Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Lovering J.F.* Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. Vol. 94. No. 4. P. 405–415. Doi: <http://dx.doi.org/10.1007/BF00376334>
94. *Gottlieb E.S., Miller E.L., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Mukasa S.B.* Cretaceous Arctic magmatism: Slab vs. plume? Or slab and plume? — AGU Fall Meeting. San-Francisco, CA, USA, December 13–17, 2010. Abstr. T31A-2139.
95. *Grachev A.F.* Geodynamics of the transitional zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge. / *Watkins J.S., Drake C.L.* (Eds.) *Studies in Continental Margin Geology* // *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 1983. Vol. 34. P. 103–114.
96. *Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A., Musatov E.E., Stolbov N.M.* New K–Ar ages for basalts from Franz Josef Land // *Rus. J. Earth Sci.* 2001. Vol. 3. P. 79–82.
97. *Cradock W.H., Houseknecht D.W.* Cretaceous–Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 2016. No. 100. P. 63–100. Doi: <https://doi.org/10.1306/09291515010>

98. *Green P.F.* A new look at statistics in fission-track dating // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1981. Vol. 5. P. 77–86.
99. *Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Lovering J.F.* Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. – In: *Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case Histories*. – Ed. by N.D. Naeser, T.N. McCulloh, (Springer, NY., DC, USA. 1989). P. 181–195. Doi: [http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0\\_11](http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4612-3492-0_11)
100. *Gregersen U., Hopper J.R., Knutz P.C.* Basin seismic stratigraphy and aspects of prospectivity in the NE Baffin Bay, Northwest Greenland // *Marin. Petrol. Geol.* 2013. Vol. 46. P. 1–18.
101. *Grist A.M., Zentilli M.* The thermal history of the Nares Strait, Kane Basin, and Smith Sound region in Canada and Greenland: constraints from apatite fission-track and (U–Th–Sm)/He dating // *Can. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 42. P. 1547–1569. Doi: <https://doi.org/10.1139/e05-058>
102. *Harrison J.C., Brent T.A., Oakey G.N.* Baffin Fan and its inverted rift system of Arctic Eastern Canada: Stratigraphy, tectonics and petroleum resource potential // *Geol. Soc. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 595–626. Doi: <https://doi.org/10.1144/M35.40>
103. *Hasebe N., Barbarand J., Jarvis K., Carter A., Hurford A.J.* Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 207. P. 135–145.
104. *Homza T.X., Bergman S.C.* A Geologic interpretation of the Chukchi Sea petroleum province: Offshore Alaska, USA / *Am. Ass. Petrol. Geol.* 2019. Vol. 119. 334 p. Doi: <https://doi.org/10.1306/AAPG119>
105. *Hosseinpour M., Muller R.D., Williams S.E., Whittaker J.M.* Full-fit reconstruction of the Labrador Sea and Baffin Bay // *Solid Earth*. 2013. Vol. 4. P. 461–479. Doi: <https://doi.org/10.5194/se-4-461-2013>
106. *Hurford A.J., Green P.F.* The zeta age calibration of fission-track dating // *Chem. Geol.* 1983. Vol. 41. P. 285–317.
107. *Jackson H.R., Dickie K., Marillier F.* A seismic reflection study of northern Baffin Bay: implication for tectonic evolution // *Can. J. Earth Sci.* 1992. Vol. 29. No. 11. P. 2353–2369.
108. *Jackson H.R., Mudie P.J., Blasco S.M.* Initial geological report on CESAR: The Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge. – *Geol. Surv. Can.* 1985. 177 p.
109. *Japsen P., Green P.F., Chalmers J.A.* Thermo-tectonic development of the Wandel Sea Basin, North Greenland // *GEUS Bull.* 2021. Vol. 45. No. 2. Art. 5298. Doi: <https://doi.org/10.34194/geusb.v45.5298>
110. *Japsen P., Green P.F., Bonow J.M., Bjerager M., Hopper J.R.* Episodic burial and exhumation in North-East Greenland before and after opening of the North-East Atlantic // *GEUS Bull.* 2021. Vol. 45. No. 2. Art. 5299. <https://doi.org/10.34194/geusb.v45.5299>
111. *Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsparr C., and et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean, Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. Art. 176. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
112. *Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. P. 698–726.
113. *Jokat W., Ickrath M.* Structure of ridges and basins off East Siberia along 81 degrees N, Arctic Ocean // *Marin. Petrol. Geol.* 2015. Vol. 64. P. 222–232.
114. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. No. 19. P. 5047–5051.
115. *Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M.* Lomonosov Ridge – A double-sided continental margin // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
116. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasia Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
117. *Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J.* Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *Am Mineral.* 2007. Vol. 92. P. 799–810. Doi: <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
118. *Kingsbury C.G., Sandra L.K., Richard E.E., Soderlund U., Cousens B.L.* U–Pb geochronology of the plumbing system associated with the Late Cretaceous Strand Fiord Formation, Axel Heiberg Island, Canada: Part of the 130–90 Ma High Arctic large igneous province // *J. Geodynam.* 2017. Vol. 118. P.106–117. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.11.001>
119. *Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R., Bjerager M., Funck T., Green P.F., Ineson J.R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S.C., Thomsen T.B.* Samples from Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of Arctic Ocean. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 397–418. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.17>
120. *Kleinspehn K.L., Teyssier C.* Oblique rifting and the Late Eocene–Oligocene demise of Laurasia with inception of Molloy Ridge: Deformation of Forlandsundet Basin, Svalbard // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 693. P. 363–377. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.010>
121. *Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hall J.K., Edwards M.* Mass wasting on the submarine Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean // *Marin. Geol.* 2007. Vol. 243. P. 132–142.
122. *Kristoffersen Y., Nilsen H.E., Hall J.K.* The High Arctic Large Igneous Province: first seismic-stratigraphic evidence for multiple Mesozoic volcanic pulses on the Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean // *J. Geol. Soc.* 2023. Vol. 180. No. 5. P. 1–17. Doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2022-153>
123. *Larsen L.M., Heaman L.M., Creaser R.A., Duncan R.A., Frei R., Hutchison M.* Tectonomagmatic events during stretching and basin formation in the Labrador Sea and the Davis Strait: Evidence from age and composition of Mesozoic to Palaeogene dyke swarms in West Greenland // *J. Geol. Soc.* 2009. Vol. 166. P. 999–1012.

124. *Laslett G.M., Kendall W.S., Gleadow A.J.W., Duddy I.R.* Bias in the measurement of fission track length distributions // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 1982. Vol. 6. P. 79–85.
125. *Matthews K., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D.* Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Global and Planet. Change*. 2016. Vol. 146. P. 226–250. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.002>
126. *Miall A.D.* Late Cretaceous and Tertiary basin development and sedimentation, Arctic Islands. – In: *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. – Vol. 3. – *Geology of Canada*. – Ed. by H.P. Trettin, (Geol. Surv. of Canada. 1991). P. 437–458. Doi: <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-E.435>
127. *Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A., Gottlieb E.S., Grove M., Meisling K., Seward G.* Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 207–238. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.7>
128. *Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J.* Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic. – In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. – Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 57–120. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP460.9>
129. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ.* 2009. Ser. 4. P. 223–241. Doi: <https://doi.org/10.5194/smsps-4-223-2009>
130. *Monger J.W.H., Gibson H.D.* Mesozoic-Cenozoic deformation in the Canadian Cordillera: The record of a “Continental Bulldozer”? // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 757. P. 153–169. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.023>
131. *Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 70–75. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<70:TAATOO>2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<70:TAATOO>2)
132. *Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A.* Basalts from the Chukchi borderland:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Art. e2019JB017604. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019JB017604>
133. *Muller R.D., Seton M., Zahirovic S., Williams S.E., Matthews K.J., Wright N.M., and et al.* Ocean basin evolution and global scale plate reorganization events since Pangea breakup // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2016. Vol. 44. No. 1. P. 107–138. Doi: <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>
134. *Nelson J.L., Colpron M., Israel S.* The Cordillera of British Columbia, Yukon, and Alaska: Tectonics and metallogeny // *Soc. Economic Geol.* 2013. P. 53–109. Doi: <https://doi.org/10.5382/SP.17.03>
135. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 64–82.
136. *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 of geological history and geodynamics. // *Geodyn. Tectonophys.* 2017. Vol. 8. No. 1. P. 11–43. Doi: <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0231>
137. *Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., Foulger G.R., Posamentier H.W., Afanasev A.P., Beziasikov A.V., Chernykh A.A., Petrov E.I., Skolotnev S.G., Verzhbitsky V.E., Yakovenko I.V.* Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // *Gondwana Research* 2023. Vol. 120. P. 85–110. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.10.010>
138. *Oakey G.N., Chalmers J.A.* A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland // *J. Geophys. Res. Ser.B: Solid Earth*. 2012. Vol. 117. Art. B10401. Doi: <https://doi:10.1029/2011JB008942>
139. *Oakey G.N., Saltus R.W.* Geophysical analysis of the Alpha-Mendelev Ridge complex: Characterization of the high Arctic large Igneous Province // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. P. 65–84. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
140. *Oakey G.N., Stephenson R.A.* Crustal structure of the Inuitian region of Arctic Canada and Greenland from gravity modelling: Implications for the Palaeogene Eurekan Orogen // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. No. 3. P. 1039–1063.
141. *Okulitch A.V., Trettin H.P.* Late Cretaceous–Early Tertiary deformation, Arctic Islands. – In: *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland*. – Ed. by H.P. Trettin, (Geol. Surv. of Can. Ottawa, Ontario. 1991. Vol. 3. Ch. 17). P. 467–489.
142. *Osadetz K.G., Moore P.R.* Basic volcanics in the Hassel Formation (Mid-Cretaceous) and associated intrusives, Ellesmere Island, District of Franklin, Northwest Territories. – *Geol. Surv. Can.* 1988. Pap. 87–21. P. 1–19.
143. *Piejohn K., von Gosen W., Tessensohn F.* The Eurekan deformation in the Arctic: An outline // *J. Geol. Soc.* 2016. Vol. 173. No. 6. P. 1007–1024. Doi: [10.1144/jgs2016-081](https://doi.org/10.1144/jgs2016-081)
144. *Phillips S.M.* Deformation in a shear zone, Central Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago: Implications for regional tectonics // *Marin. Geol.* 1990. Vol. 93. P. 385–400.
145. *Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., Ganerud M., Corfu F., Faleide J.I., and et al.* The early cretaceous

- Barents Sea sill complex: Distribution,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2016. Vol. 441. P. 83–95. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.07.007>
146. Planke S., Christensen J., Polteau S., Myklebust R. Mid-Cretaceous source rock subcropping in the Baffin Bay. – *GEO ExPro.* 2009. Vol. 6. No. 1. P. 6–8.
  147. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low temperature thermochronology // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 121. P. 155–184.
  148. Prokopiev A., Khudoley A., Egorov A., Gertseva M., Afanasieva E., Sergeenko A., Ershova V., Vasiliev D. Late Cretaceous-Early Cenozoic indicators of continental extension on the Laptev Sea shore (North Verkhoyansk). – Proc. “3P Arctic,” (Stavanger, Norway, October 14–18, 2013. Abstr.). 170 p.
  149. Reiners P.W., Brandon M.T. Using thermochronology to understand orogenic erosion // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2006. Vol. 34. P. 419–466. Doi: <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>
  150. Ricketts B.D. New Formations in the Eureka Sound Group, Canadian Arctic Islands. – *Geol. Surv. Can., Current Res.: Part B.* 1986. Pap. No. 86–01B). P. 363–374.
  151. Roest W.R., Srivastava S.P. Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction // *Geology.* 1989. Vol. 17. No. 11. P. 1000–1003. Doi:10.1130/0091-7613(1989)017<1000:SFSITL>2.3.CO;2
  152. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., et al. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. No. 3–4. P. 212–270. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
  153. Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth Sci. Rev.* 2013. Vol. 124. P. 148–183. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.05.012>
  154. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakov T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniyuchuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Marin. Geol.* 2019. Vol. 407. P. 148–163. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002>
  155. Stephenson R.A., Embry A.F., Nakiboglu S.M., Hastaoğlu M.A. Rift-initiated Permian to Early Cretaceous subsidence of the Sverdrup Basin. – *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms.* – Ed. by C. Beaumont, A.J. Tankard, (Atlantic Geosci. Soc. Spec. Publ. 1987. Vol. 5). P. 213–231.
  156. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1977. Vol. 88. P. 969–999.
  157. Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R., Cottrell R.D., Scher H., Castillo P. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous arctic vertebrates // *Science.* 1998. Vol. 282. P. 2241–2243.
  158. Tessensohn F., Piepjohn K. Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes // *Polarforschung.* 2000. Vol. 68. P. 121–124.
  159. Thorsteinsson R., Tozer E.T. Geology of the Arctic Archipelago. – In: *Geology and Economic Minerals of Canada.* – Ed. by R. J. W. Douglass, (Geol. Surv. Can. Economic Geol. Rep. 1970. Vol. 1). P. 547–590.
  160. Torsvik T.H., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., et al. Pacific-Panthalassic reconstructions: Overview, errata and the way forward // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 3659–3689. Doi: <https://doi.org/10.1029/2019GC008402>
  161. Trettin H.P. The Arctic Islands. – In: *The Geology of North America, An overview.* – Ed. by A.W. Bally, A.R. Palmer, (GSA. 1989. Vol. A. Ch.13). P. 349–370.
  162. Van Wagoner N.A., Williamson M.-C., Robinson P.T., Gibson I.L. First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: New constraints for the origin of the ridge // *J. Geodynam.* 1986. Vol. 6. P. 177–196.
  163. Villeneuve M., Williamson M.-C.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of mafic magmatism from the Sverdrup Basin Magmatic Province. – Ed. by R.A. Scott, D.K. Thurston, (Proc. the 4<sup>th</sup> Int. Conf. on Arctic Margins (ICAM IV), Anchorage, Alaska. USA. 2006). P. 206–215.
  164. Wessel P., Kroenke L.W. Pacific absolute plate motion since 145 Ma: An assessment of the fixed hot spot hypothesis // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. B06101. Doi: <https://doi.org/10.1029/2007JB005499>
  165. Williamson M.-C., Kellett D., Miggins D., Koppers A., Carey R., Oakey G., Weis D., Jokat W., Massey E. Age and eruptive style of colcanic rocks dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // EGU General Assembly. 2019. Geophys. Res. Abstracts. Vol. 21. EGU2019-6336.
  166. Whittaker R.C., Hamann N.E., Pulvertaft T.C.R. A new frontier province offshore northern West Greenland: Structure, basin development and petroleum potential of the Melville Bay area // *AAPG Bull.* 1997. Vol. 81. P. 979–998.
  167. Worsley D., Agdestein T., Gjelberg J.G., Kirkemo K., Mørk A., Nilsson I., Olaussen S., Steel R.J., Stemmerik L. The geological evolution of Bjørnøya, Arctic Norway: implications for the Barents Shelf // *Norw. J. Geol.* 2001. Vol. 81. P. 195–234.

## The Late Cretaceous (Cenomanian–Coniacian) Stage of Rifting in the Northern Part of North Atlantic and Arctic Basin

A.V. Zayonchek<sup>a</sup>, A.V. Soloviev<sup>a, b, \*</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*All-Russian Research Geological Oil Institute, bld. 36, Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia*

*\*e-mail: soloviev@vnigni.ru*

The apatite fission-track dating ((AFT) method) from sandstones of the Triassic (Anisium–Norium) age of the Severnaya borehole located on Graham Bell Island of the Franz Josef Land archipelago was performed. The Late Cretaceous age (~90 Ma) of the transition from the stage of relative temperature and tectonic stability to the stage of “rapid” exhumation of rocks has been established. The Late Cretaceous (Cenomanian–Cognacian) stage of rock exhumation is widely manifested in the Arctic basin and its framing and correlates with the stage of magmatism. It is assumed that these events record one of the stages of rifting development in the northern part of the North Atlantic and the Arctic Basin, which is associated with the reorganization of the direction of plate movement in the northern part of the Pacific Ocean.

*Keywords:* Arctic Basin, geodynamics, thermo-geochronological studies, apatite fission-track dating (AFT), magmatism, Cretaceous rifting

УДК 551.24

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2025 г. В. А. Поселов<sup>1</sup>, \*, О. Е. Смирнов<sup>1</sup>, А. С. Жолондз<sup>1</sup>, С. М. Жолондз<sup>1</sup>,  
А. Л. Пискарев<sup>1</sup>, С. Н. Табырца<sup>1</sup>, Е. В. Бруй<sup>1</sup>, К. И. Булаткина<sup>1</sup>

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

\*e-mail: v.poselov@vniio.ru

Поступила в редакцию 24.07.2024 г.

После доработки 06.03.2025 г.

Принята в печать 12.03.2025 г.

В статье обсуждается плито-тектоническая модель формирования Евразийского бассейна на основе результатов магнитостратиграфического анализа линейных магнитных аномалий, покрывающих весь бассейн. В соответствии с этой моделью, Евразийский бассейн подстилается спрединговой океанической корой, включая широкие краевые зоны котловин Нансена и Амундсена. Предлагается новая реконструкция этапов формирования Евразийского бассейна, разработанная нами на основе современных комплексных сейсмических данных МОГТ и МПВ-МОВ с привлечением геологических данных и материалов островного и берегового обрамления. Приведенные данные показывают наложенный характер хребта Гаккеля, возникшего в результате спрединга, на ранее существовавший структурный план Евразийского бассейна и прослеживание в осадочном чехле бассейна более древних, чем меловые, сейсмических горизонтов. Выполнена стратиграфическая привязка выделенных комплексов, уточнена обстановка их седиментации и скоростные параметры, получены данные о рельефе поверхности несогласий. По результатам сейсмических наблюдений МОГТ отложения юрско–раннемелового комплекса о. Таймыр и Баренцево-Карской окраины прослежены в осадочном чехле котловины Нансена. Отмечается развитие Евразийского бассейна до раскрытия пролива Фрама и, соответственно, отсутствие связи со спрединговыми процессами в Северной Атлантике.

**Ключевые слова:** Евразийский бассейн, котловина Нансена, котловина Амундсена, хребет Гаккеля, линейные магнитные аномалии, сейсмические данные, скоростная модель, осадочный чехол, поверхности несогласий

DOI: 10.31857/S0016853X25010041, EDN: DATTPD

### ВВЕДЕНИЕ

Существующая до настоящего времени модель формирования и раскрытия Евразийского бассейна в качестве классического океанического бассейна основана на данных аэромагнитных съемок, по результатам которых была выделена система линейных магнитных аномалий. На основе этих данных разработана плито-тектоническая модель формирования Евразийского бассейна [13, 24–26, 32].

В соответствии с этой моделью, Евразийский бассейн возник в результате разрастания океанического дна за счет спрединга хребта Гаккеля и перемещения в восточном направлении хребта Ломоносова от Баренцево-Карской континентальной окраины. При этом, на основе магнитостратиграфического анализа выделены линейные магнитные аномалии, покрывающие весь Евразийский бассейн, и утверждается, что спрединг в бас-

сейне, начавшийся на рубеже палеоцена–эоцена, продолжается с ультрамедленной скоростью. Согласно этому утверждению Евразийский бассейн подстилается спрединговой океанической корой, включая широкие краевые зоны котловин Нансена и Амундсена [6, 27–29, 30, 33, 34].

Однако проведенный нами анализ карты магнитных аномалий Евразийского бассейна указывает на то, что линейно-ориентированное типичное для океанических бассейнов магнитное поле прослеживается только в центральной части Евразийского бассейна, на остальной его части выделяется хаотично-мозаичное поле, характерное для областей с континентальной корой [9, 10, 16, 17].

Таким образом, трассирование линейных магнитных аномалий на большей части площади котловин Нансена и Амундсена в Сибирском сегменте неоднозначно.

Целью статьи является представить новую поэтапную модель формирования Евразийского бассейна на основе современных сейсмических данных МОГТ и МПВ-МОВ.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Современная протяженность Евразийского бассейна составляет ~2000 км. Ширина бассейна изменяется от 900 км, у подводных поднятий Морис Джесуп и Ермак, до 500 км у Лаптевоморского шельфа [1, 3, 5] (рис. 1).

На западе тектонической границей Евразийского бассейна служит Баренцево-Карская континентальная окраина, на востоке — хребет Ломоносова и Лаптевоморская континентальная окраина.

В центральной части Евразийского бассейна расположен хребет Гаккеля, который простирается от трансформной системы Шпицбергена и продолжается вглубь континента в виде обширной области континентального рифтогенеза на шельфе моря Лаптевых [29].

Хребет Гаккеля разделяет Евразийский бассейн на две котловины [1, 8, 11]:

- котловина Нансена, окаймляющая бассейн со стороны Баренцево-Карской континентальной окраины;

- котловина Амундсена, прилегающая к хребту Ломоносова.

Котловина Нансена со стороны Баренцево-Карской окраины в сочетании с примыкающим к ней подъемом характеризуется простым строением склона, который имеет в плане форму пологой, выступающей к северу дуги. С максимальными уклонами отмечены участки склона к северу от архипелагов Земля Франца-Иосифа и Северная Земля. При этом, высота склона, как правило, превышает 2000 м, а его основание располагается на отметках около 3000 м (см. рис. 1).

В котловине Амундсена внешний склон непрерывной полосой различной ширины протягивается вдоль хребта Ломоносова, где он граничит попеременно с подножием хребта и абиссальной равниной. Глубины дна в основании континентального склона изменяются в пределах 3900–4300 м (зона основания хребта Ломоносова). Верхняя граница склона расположена над платообразными вершинными поверхностями хребта глубиной до 1000 м.

Континентальный склон в море Лаптевых относится к склонам простого строения. Основание склона сдвигается в область меньших глубин, при

этом уклон его поверхности возрастает. Нижняя граница склона прослеживается на глубинах от 2000 до 3000 м, верхняя граница прослеживается в пределах 100 м. Повсеместно склон расчленен подводными каньонами и осложнен террасовидными формами протяженностью до 25–30 км и шириной до 10 км.

Граница абиссальных равнин котловин с хребтом Гаккеля отличается сложной конфигурацией за счет многочисленных гор, плато и депрессий. В рельефе хребта Гаккеля выделяются западный и юго-восточной сегменты, отражающие различную интенсивность проявления тектонических и магматических процессов [11, 20, 21, 28, 29, 36, 38].

В западном сегменте хребта заметно выделяется рифтовая долина шириной 7–20 км и глубиной до 4–4.2 км. Ее крутые борта высотой до 1.5 км разбиты серией сбросов и террасированы. На дне долины располагается серия осевых вулканических хребтов, каждый из которых имеет протяженность 15–50 км и высоту 500–1300 м от дна осевой долины. Они отделяются друг от друга короткими участками долины, содержащими небольшие вулканические конусообразные постройки. Четкая вулканическая и батиметрическая сегментация является линейной и существует при отсутствии каких-либо поперечных сдвиговых нарушений оси хребта.

Рельеф юго-восточной части хребта выражен слабо. Гребневая зона хребта к югу от 81° с.ш. выражена в виде пологих продольных поднятий, протягивающихся вдоль бортов рифтовой долины. Относительное превышение гребневой зоны над окружающей поверхностью континентального основания составляет ~100 м. Рифтовая долина вытянута в субмеридиональном направлении и расчленяет континентальное основание между 124° и 126° восточной долготы. Долина характеризуется U-образным поперечным профилем с крутыми структурно-денудационными бортами. Ее глубина относительно гребневой зоны хребта около 300 м; днище широкое (местами 10 км) и плоское с единичными выступами на 200–300 м.

Морфологическая структура хребта Гаккеля четко прослеживается в виде цепочек аномалий поля силы тяжести, расположенных симметрично по разные стороны от рифтовой зоны хребта. При этом, в глубоководной части бассейна, в зонах перехода к Евразийскому шельфу и к хребту Ломоносова, явно выраженных аномалий не наблюдается [1, 8, 18, 28] (рис. 2).

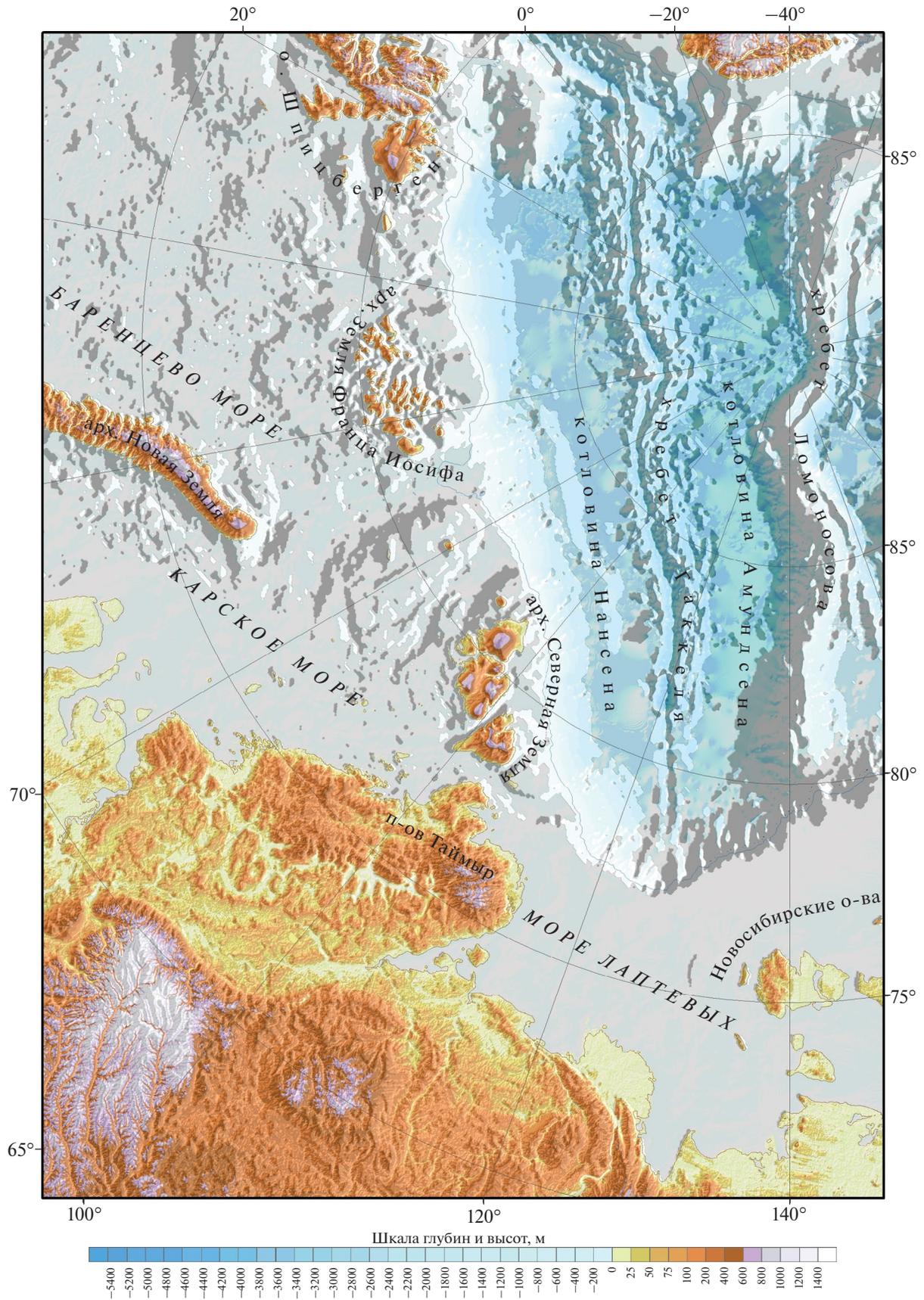


Рис. 1. Батиметрическая карта Евразийского бассейна (по данным [1]).

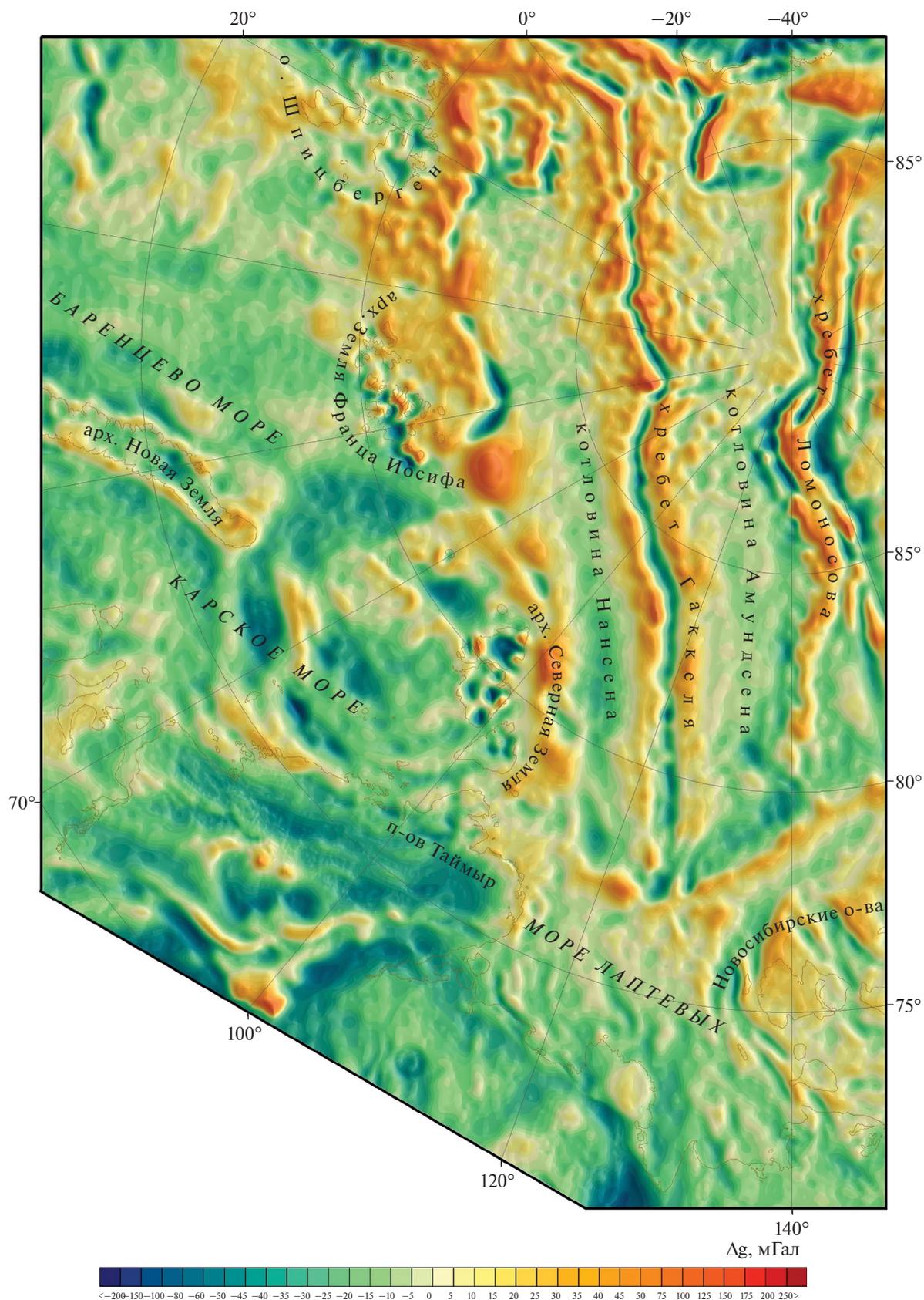


Рис. 2. Карта аномалий поля силы тяжести Евразийского бассейна (по данным [1]).

Даны системы: “акватория–аномалии” – в свободном воздухе; “суша–аномалии” – в редукции Буге  $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$ .

При детальном анализе магнитометрических данных, линейные магнитные аномалии параллельные хребту Гаккеля в протяженных перефирийных зонах Евразийского бассейна, практически, не прослеживаются. Существуют отдельные выходы верхнемантийного субстрата в область осадочного чехла [17, 20] (рис. 3).

Отсутствие строгой доказательной базы существования линейных магнитных аномалий, а также несовершенство метода их идентификации, датировки и хроностратиграфической оценки не позволяет использовать эти данные для обоснования условий формирования Евразийского бассейна.

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Современные комплексные геолого-геофизические данные показывают:

- наложенный характер хребта Гаккеля на ранее существовавший структурный план Евразийского бассейна [20–22, 38, 39];
- асимметричность морфологии котловин Амундсена и Нансена;
- прослеживание в осадочном чехле бассейна по сейсмическим данным более древних, чем меловые сейсмических горизонтов [10–12];
- развитие Евразийского бассейна до раскрытия пролива Фрама [14, 15, 31];
- отсутствие связи со спрединговыми процессами в Северной Атлантике.

Основным источником информации о строении осадочного чехла, при отсутствии бурения, являются сейсмические данные, а также основной тип сейсмических отражений (оси синфазности), имеющий значительную геологическую информацию, который связан со слоями осадочного чехла с преобладанием когерентной составляющей.

Амплитуда отражения пропорциональна разности акустической жесткости на контакте двух слоев. Резкий сжатый градиент будет способствовать созданию динамически сильного отражения. В случае плавного растянутого градиента изменения акустической жесткости сейсмическое отражение может появиться в резко ослабленном выражении [4].

Характер перепада акустической жесткости пород осадочного чехла связан с природой седиментации, которая характеризуется интенсивным либо слабым осадконакоплением и его перерывом [2, 4, 24]. Однако мы учитываем, что трещи-

новатые зоны, неровности (изгибы) поверхностей пласта и флюидонасыщение рассеивают и поглощают энергию упругих колебаний, приводя также к изменению акустической жесткости.

По результатам сейсмических исследований МОГТ и МПВ-МОВ выполнена следующая стратиграфическая интерпретация [4, 26]:

- стратиграфическая привязка выделенных комплексов;
- установление генетических единых толщ;
- исследование обстановки их седиментации;
- изучение рельефа поверхности несогласий;
- оценка скоростных параметров комплексов и глубин палеобассейнов.

Главными критериями при определении расчлененности осадочного чехла по сейсмическим данным являются характерные признаки вида сейсмических отражений и интервальные скорости выделенных комплексов.

В Евразийском бассейне интервальные скорости составляют:

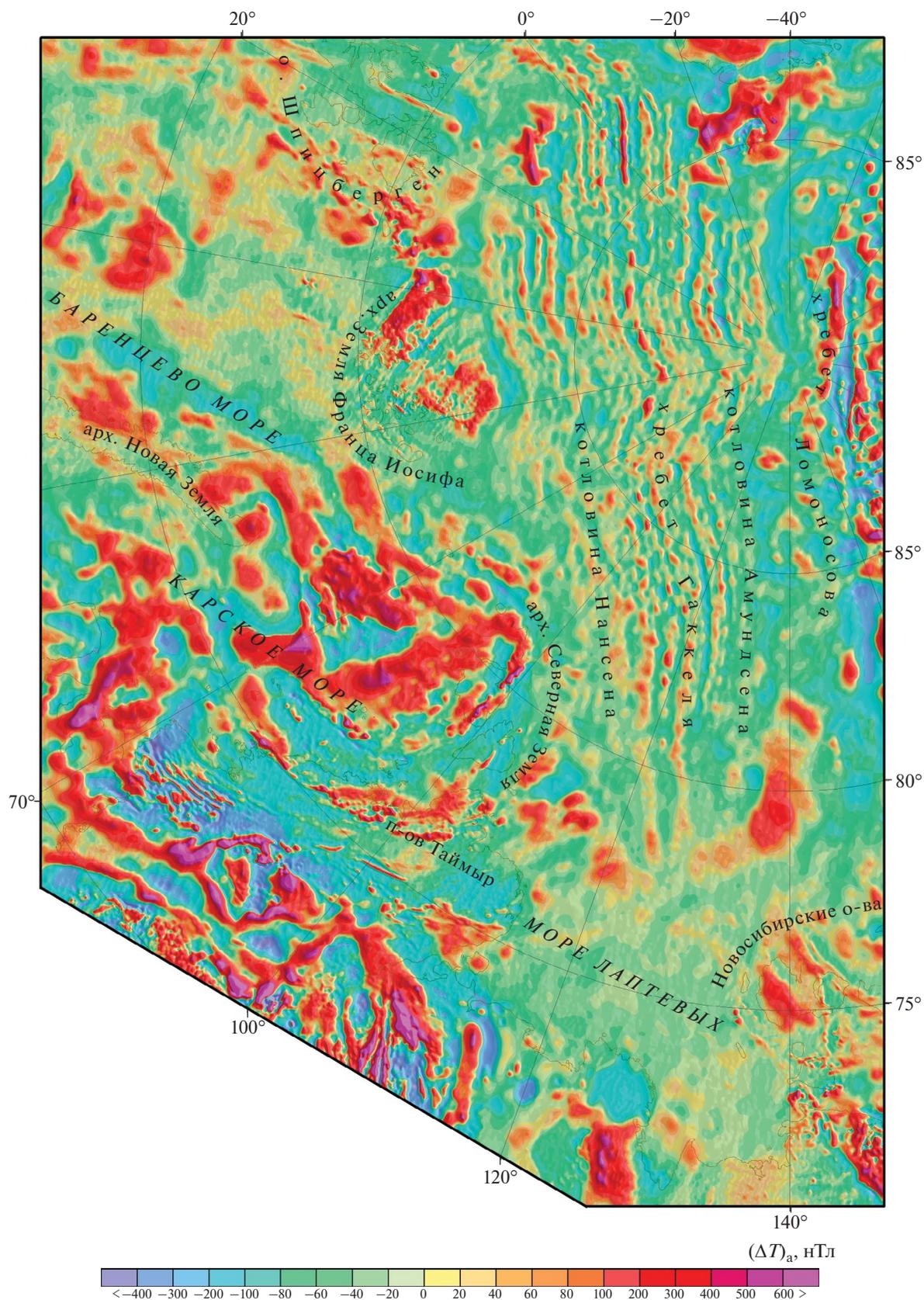
- 1.8–3.5 км/с (в кайнозойских отложениях);
- 3.3–4.3 км/с (в меловых отложениях);
- 4.5 км/с (в верхнеюрских отложениях).

На ранней стадии развития (триас–юра) Северного Ледовитого океана начался этап рифтогенеза и распада континентов, постепенное погружение блоков континентальной коры и формирование мелководных морских бассейнов [7, 16].

В итоге, на обширных пассивных континентальных окраинах Северного Ледовитого океана в мезозое начали формироваться осадочные бассейны, подстилаемые в различной степени утоненной, а в зонах сильного растяжения, возможно, безграничной корой.

В составе осадочного чехла Северного Ледовитого океана по литологическому составу выделяются верхний и нижний структурные этажи, которые соответствуют двум тектоно-стратиграфическим комплексам. Отложения верхнего структурного этажа представлены морскими глинисто-сланцевыми формациями, нижнего этажа – терригенными образованиями [18].

Идентификация стратиграфических единиц разреза, сложенных согласно залегающими генетически связанными осадочными комплексами, их выдержанность по простиранию, близкими значениями интервальной скорости, а также их конфигурация и взаимосвязь сейсмофациальных единиц внутри общей схемы седиментационных комплексов, основана (при отсутствии данных бурения) на сейсмических данных.



**Рис. 3.** Карта магнитных аномалий Евразийского бассейна (по данным [1]).  
Дана цифровая модель с размером ячейки 2×2 км.

Границы осадочных комплексов подошвенно-го налегания, кровельного прилегания и среза на сейсмических разрезах выделяются по особенностям отраженных волн, связанных с пространственными ограничениями отражающих границ. Верхняя и нижняя границы осадочных комплексов на разрезе обычно представлены либо угловыми несогласиями, либо эквивалентными им согласными границами.

Структура осадочного чехла Евразийского бассейна базируется, в основном, на результатах российских сейсмических данных МОГТ и МПВ-МОВ.

Схема стратиграфии осадочного чехла Северного Ледовитого океана, в связи с отсутствием данных бурения в районах глубоководной части акватории, в настоящее время не существует. В основе предложенных схем расслоенности осадочного чехла Северного Ледовитого океана нами были использованы:

- данные скважины АСЕХ-302, расположенной на хребте Ломоносова;
- материалы глубоких буровых скважин Попкорн, Даймонд, Клондайк нефтедобывающих компаний США в западном секторе Чукотского шельфа;
- данные по геологии островных поднятий Арктического шельфа.

На основе данных скважины АСЕХ-302 глубиной 420 м, увязанных с сейсмическими профилями, построена стратиграфия осадочной толщи хребта Ломоносова (рис. 4).

В осадочном чехле Арктического бассейна выделены две основные литостратиграфические единицы с пологим залеганием:

- отложения миоцена–плейстоцена (18.2–0 млн лет);
- отложения эоцена (56.2–44.4 млн лет).

Отложения миоцена–плейстоцена с размытым залеганием на отложениях эоцена [23]. Ниже отложений эоцена залегают синрифтовые осадки в наклоненных блоках, вероятно, палеоценового, мелового и верхнеюрского возрастов, которые непрерывно прослеживаются через транзитную зону с Евразийского шельфа на хребет Ломоносова. По данным ГСЗ отложения палеоценового и мелового возраста на хребте Ломоносова перекрывают, вероятнее всего, верхнеюрские–триасовые отложения (условно – метаосадочный слой) мощностью до 5 км со скоростью  $P$ -волн до 5.3 км/с [16, 19].

По результатам бурения на островных поднятиях Арктического шельфа получены отложения от нижнего карбона до кайнозоя [2].

В скважине Грумантская (о. Западный Шпицберген) выделяются сверху вниз:

- песчано-алевритовые отложения палеогена;
- алевриты и аргиллиты нижнемелового возраста;
- верхнеюрские аргиллиты и глинистые алевролиты; карбонатные аргиллиты триасовой системы;
- кремнистые породы верхней перми и доломиты нижнего отдела перми.

Для меловых и юрских терригенных пород пластовые скорости  $P$ -волн по данным сейсмокаротажа повышаются от 4 км/с.

Скважина Нагурская, расположенная на острове Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа, вскрыла горизонтально залегающие осадочные породы (сверху вниз):

- покровы базальтов с пластами глин, алевролитов и аргиллитов баррем-аптского возраста;
- среднетриасовые алеврито-глинистые породы; нижнетриасовые аргиллиты;
- известняки верхнего карбона и песчано-алевритовые отложения нижнего карбона. Скорости продольных волн в отложениях изменяются в широком диапазоне от 2.6 км/с до 5.3 км/с.

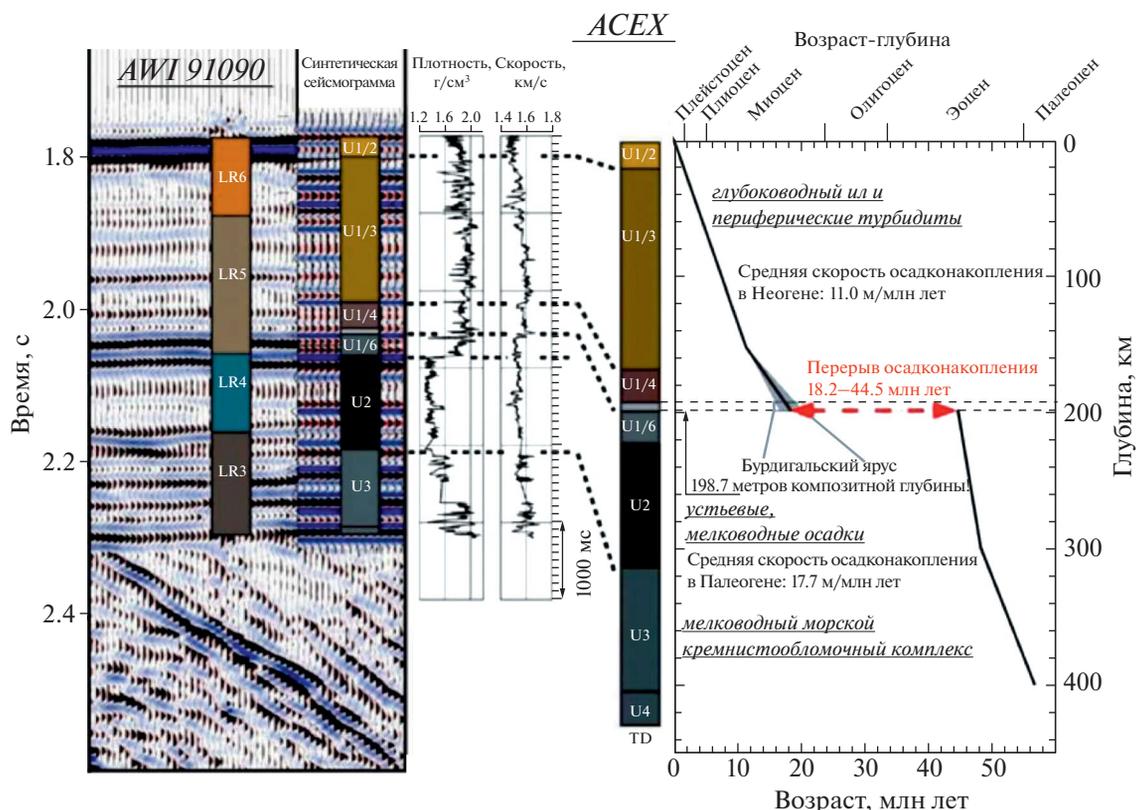
В скважине о. Хейса архипелага Земля Франца-Иосифа были вскрыты алеврито-глинистые отложения среднего и верхнего триаса. Интервальные скорости в осадочных породах составляют 4.0–5.1 км/с.

Таким образом, на основе этих данных и результатов комплексных геолого-геофизических исследований было определено, что осадочный чехол прогибов переходных зон Северного Ледовитого Океана “шельф–глубоководные области океанов” представлен, в основном, верхнетриасовыми, верхнеюрскими и мел–кайнозойскими отложениями [2, 17, 18, 20].

## СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Предлагаемая геофизическая модель формирования и развития Евразийского бассейна основана на результатах сейсмических исследований МОГТ и МПВ-МОВ [1, 3, 9–11, 19, 20, 35–37, 39] (рис. 5).

В настоящее время единственным профилем в Евразийском бассейне, который пересекает бассейн от Баренцево–Карского шельфа до хребта Ломоносова, является сейсмический профиль 2014-07, проведенный в 2014 г. ОАО “Мурманская Арктическая геологическая экспедиция” (ОАО “МАГЭ”, г. Мурманск, Россия).



**Рис. 4.** Фрагмент сейсмического профиля AWI-91090 с корреляцией и синтетическая сейсмограмма, отображающая стратиграфию по скважине ACEX (по данным [29]), модель ACEX и состав осадков (по данным [34]). Показаны в центральной части профиля AWI-91090 плотностные (LR3–LR6) и скоростные (U1/2–U3) записи по данным скважины ACEX.

### Осадочные комплексы

В результате интерпретации глубинного разреза и анализа скорости  $P$ -волн сейсмического профиля 2014-07, пересекающего Евразийский бассейн, в двух структурных этажах осадочного бассейна прослежены пять осадочных комплексов (далее – комплексы), разделенных несогласиями (рис. 6, рис. 7).

**Миоцен–четвертичный комплекс.** Этот осадочный комплекс выявлен над региональным предмиоценовым несогласием RU. Скорость  $P$ -волн в данном комплексе составляет 1.8–1.9 км/с. Мощность комплекса изменяется от 0.6–0.7 км в котловине Амундсена до 1.3–1.4 км в котловине Нансена. В комплексе прослеживаются динамически слабо выраженные отражения, характерные для осадконакопления в высокоэнергетической обстановке.

**Средне-верхнеэоценовый–олигоценовый комплекс.** Данный комплекс осадков прослеживается между региональным RU и нижнеэоценовым EoU несогласиями. Скорость  $P$ -волн комплекса изменяется от 2.3 до 3.2 км/с (см. рис. 6).

В комплексе регистрируются высокоамплитудные отражения, свойственные отложениям, которые формируются в условиях пониженной энергетической обстановки, т.е. тогда, когда возникают наиболее компактная текстура и структура пород, приводящие к максимальным отражающим свойствам волновой энергии от их поверхности.

Мощность комплекса в котловине Нансена увеличивается в направлении к хребту Гаккеля от ~1.5 до ~2 км, в котловине Амундсена от нескольких сотен метров до ~1.7 км. В котловинах Нансена и Амундсена комплекс выклинивается при приближении к хребту Гаккеля.

**Палеоцен–нижнеэоценовый комплекс.** Этот комплекс прослеживается между нижнеэоценовым EoU и посткампанским rCU несогласиями (см. рис. 7). Регистрируемое волновое поле данного комплекса соответствует отложениям, формирующимся в слабой энергетической обстановке. Скорость  $P$ -волн в комплексе изменяется от 2.8–3.1 км/с в котловине Амундсена до 3.4–3.5 км/с в котловине Нансена. Мощность

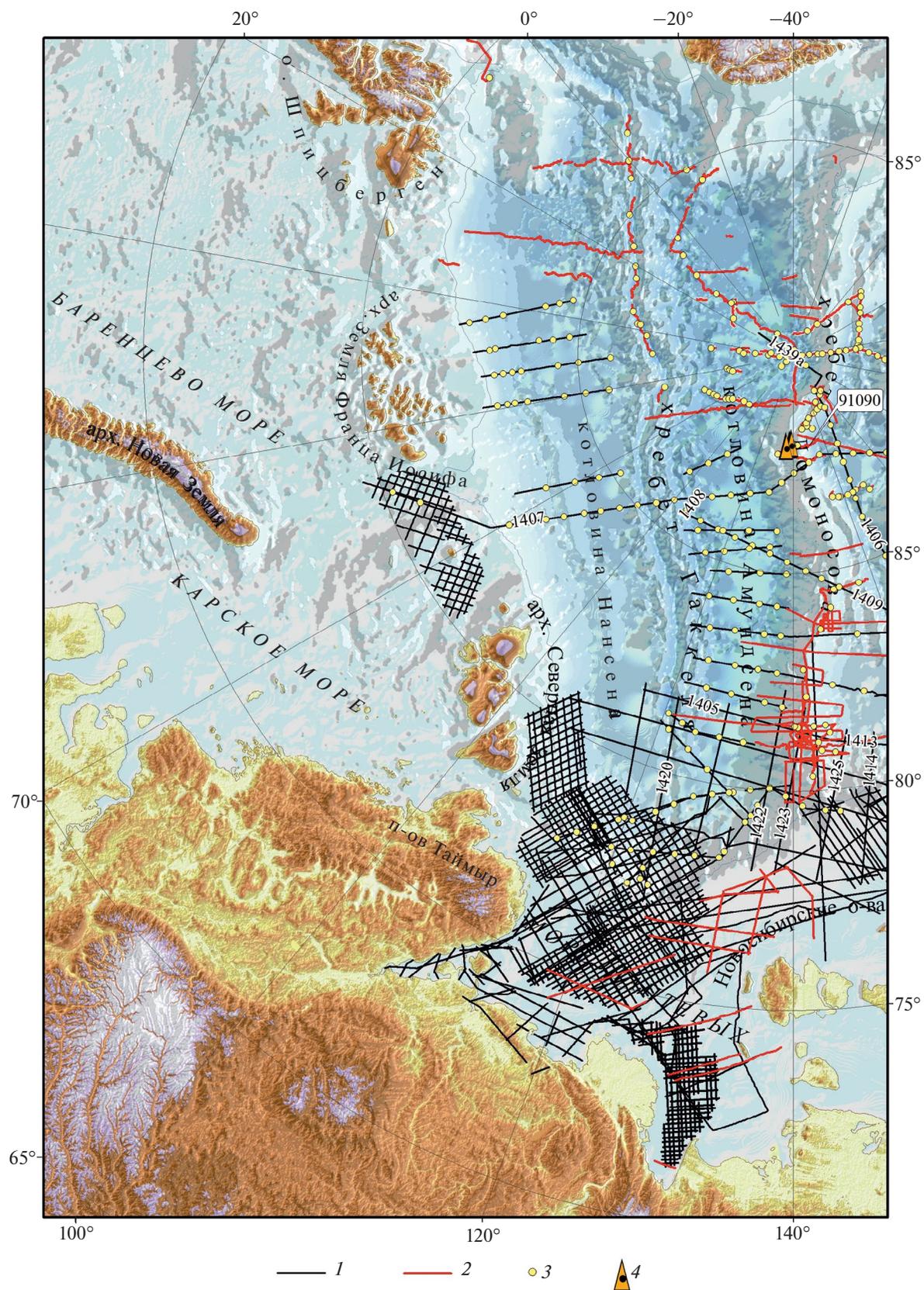


Рис. 5. Карта сейсмической изученности Евразийского бассейна (по данным [1]).

1 – российские сейсмические профили; 2 – сейсмические профили зарубежных компаний; 3 – сонобуи; 4 – положение скважин ACEX (Arctic Coring Expedition), проект IOD

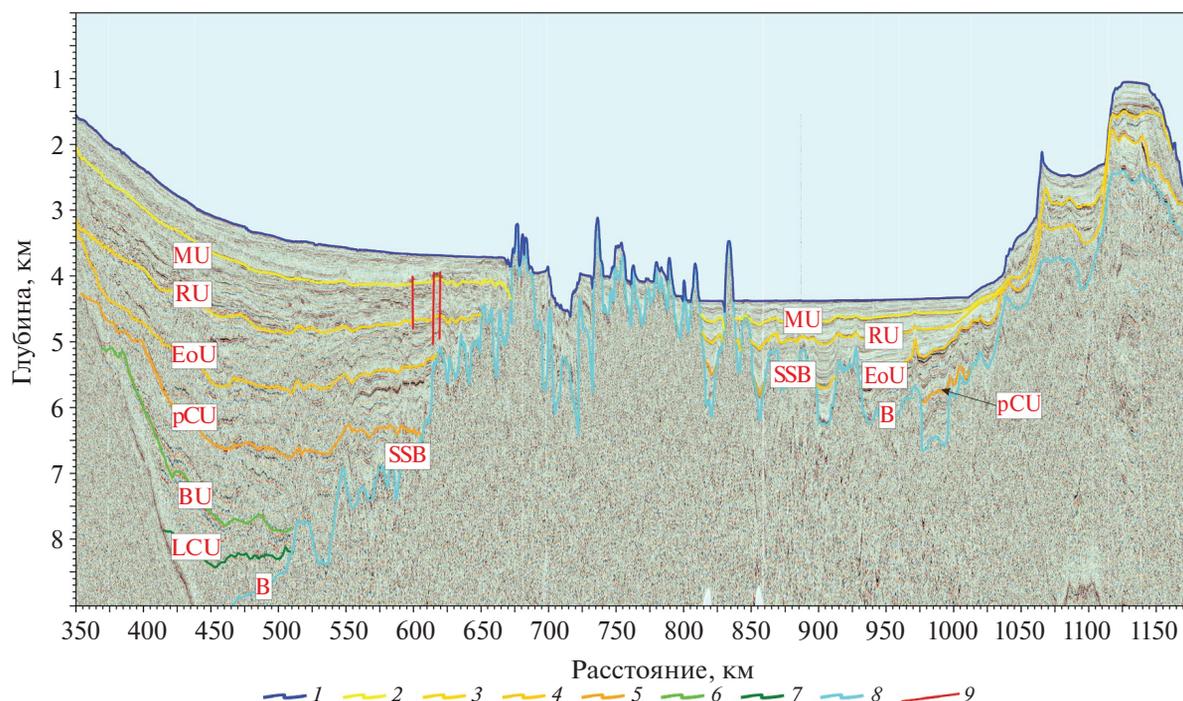


Рис. 6. Глубинный разрез Евразийского бассейна по сейсмическому профилю 2014-07 (по данным [1]).

1 – дно; 2–7 – несогласия: 2 – мессинское (MU), 3 – региональное (предмиоценовое) (RU), 4 – эоценовое (EoU), 5 – посткампанское (pCU), 6 – брукское (BU), 7 – нижнемеловое (LCU); 8 – разрывные нарушения; 9–10 – поверхность фундамента: 9 – океанического, 10 – кристаллического

комплекса в котловине Амундсена не превышает 1.5 км, в котловине Нансена увеличивается до 2 км.

**Верхнемеловой комплекс.** Этот комплекс прослеживается в котловине Нансена между посткампанским pCU и брукским BU несогласиями, в котловине Амундсена между посткампанским несогласием pCU и поверхностью кристаллического фундамента (см. рис. 6).

Регистрируемое волновое поле данного комплекса указывает на низкие энергетические условия формирования отложений. В комплексе котловины Амундсена скорость *P*-волн составляет 3.3–3.4 км/с при мощности комплекса ~1 км, в котловине Нансена скорость *P*-волн превышает 4.3 км/с при мощности комплекса >1.5 км.

**Нижнемеловой комплекс.** Комплекс прослеживается в котловине Нансена между брукским BU и нижнемеловым LCU несогласиями (см. рис. 6). Скорость *P*-волн не превышает 4.7 км/с при мощности комплекса < 1 км.

**Верхнеюрский комплекс.** В котловине Нансена комплекс расположен между нижнемеловым LCU несогласием и кристаллическим фундаментом (см. рис. 6). Мощность комплекса ~2 км со скоростью *P*-волн 4.8–4.9 км/с.

По данным МОГТ комплекс прослеживается от Притаймырского шельфа на континентальный склон и подножие котловины Нансена и представляет собой основание осадочного чехла верхнеюрского возраста, что хорошо согласуется с результатами бурения на островах Арктического шельфа и геологическими данными сопредельной суши (см. рис. 6).

Комплекс перекрывает фундамент, представленный сложными дислоцированными палеозойскими отложениями Таймырской складчатой системы [2, 22, 39].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Формирование Евразийского бассейна

Результаты сейсмических исследований Евразийского бассейна и геологические данные подтверждают, что начальная фаза континентального рифтогенеза (растяжение) и, соответственно, формирование Евразийского бассейна началась предположительно в верхнеюрское время (~160 млн лет) [11]. В настоящее время Евразийский бассейн представляет собой типичный рифтогенный бассейн, расположенный меж-

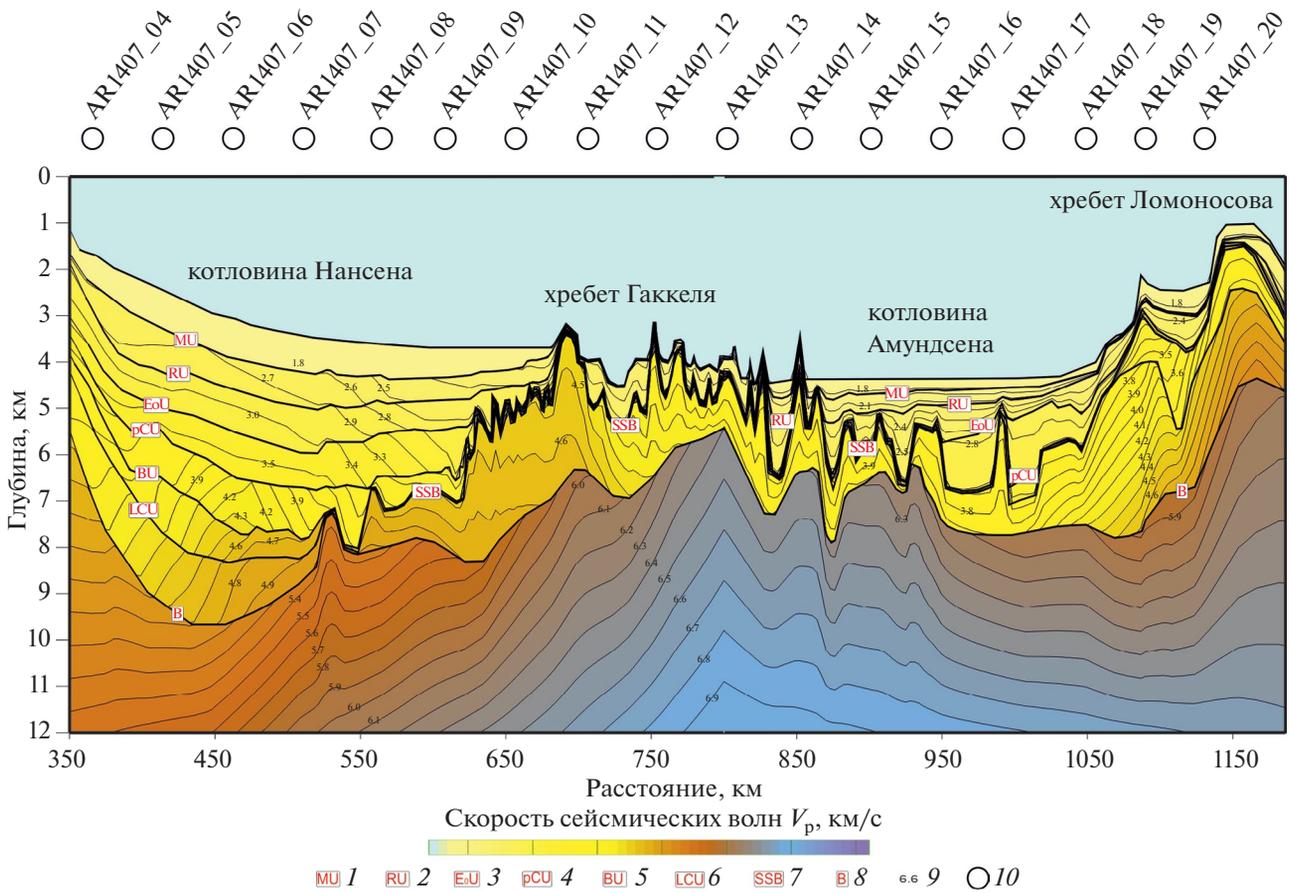


Рис. 7. Скоростной разрез по сейсмическому профилю 2014-07 (по данным [3]).

1–6 – несогласие: 1 – мессинское (MU), 2 – региональное (предмиоценовое) (RU), 3 – эоценовое (EoU), 4 – пост-кампанское (pCU), 5 – бруское (BU), 6 – нижнемеловое (LCU); 7–8 – поверхность фундамента: 7 – океанического, 8 – кристаллического; 9 – скорость сейсмических волн (укажите единицы); 10 – положение сонобуев

ду Барцево-Карской континентальной окраиной и хребтом Ломоносова (рис. 8, рис. 9).

При этом следует отметить, что отсутствие свдвиговой системы нарушений в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири указывает на то, что в период формирования Евразийского бассейна хребет Ломоносова перемещался в ансамбле структур в составе Северо-Американской литосферной плиты и не менял своего положения [10].

В позднем олигоцене (~25 млн лет) в ослабленной зоне Евразийского бассейна континентальный рифтогенез сменяется спредингом и формированием хребта Гаккеля.

Полученные результаты противоречат данным магнитостратиграфии, в соответствии с которыми спрединг и последовавшее формирование Евразийского бассейна начался на рубеже палеоцена–эоцена (55–57 млн лет). Интерпретация результатов драгирования также позволяет считать хребет

Гаккеля новейшей морфоструктурой Евразийского бассейна и обосновать природу полосовых магнитных аномалий протрузией субстрата в верхние горизонты земной коры [22].

Выделяющиеся в рельефе дна Евразийского бассейна разрывные нарушения представлены в основном сбросами. Они позволяют рассматривать хребет Гаккеля как крупную горстообразную структуру в осевой части Евразийского бассейна. Мощные нарушения ограничивают хребет Гаккеля, который представляет собой вулканическое сооружение с рифтовой долиной в его сводовой части, являющуюся структурой оседания.

Относительный возраст хребта Гаккеля определяется по сейсмическим данным только по положению мест, где хребет прорывает (протрузии) осадочный чехол. Четко выделяется протрузивный характер соотношений океанического фундамента и осадочного чехла. Протрузии верхнего субстрата прорывают весь осадочный чехол и выходят

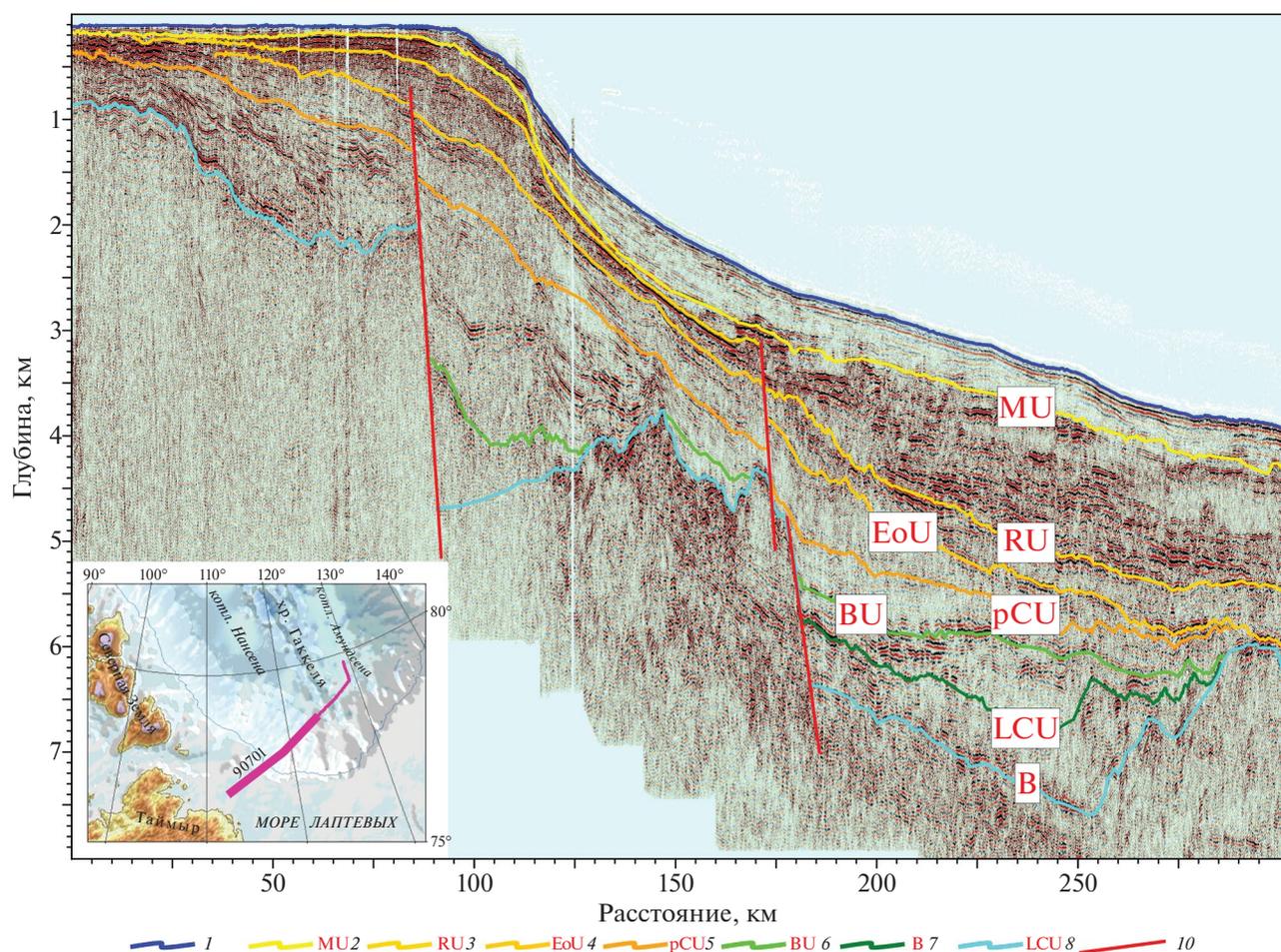


Рис. 8. Временной разрез по сейсмическому профилю 90701 (по данным [3]).

На врезке: показано (жирная линия красным) положение профиля 90701.

1 – дно; 2–7 – несогласие: 2 – мессинское (MU), 3 – региональное (предмиоценовое) (RU), 4 – эоценовое (EoU), 5 – посткампанское (pCU), 6 – брукское (BU); 7 – нижнемеловое (LCU); 8 – разрывные нарушения; 9 – поверхность кристаллического фундамента

в водную толщу. По данным сейсмостратиграфии возраст океанического фундамента является позднекайнозойским.

По сейсмическим данным профиля 2014-07 хребт Гаккеля, возникший после сформировавшихся осадочных комплексов Евразийского бассейна, прорывает их, разделив бассейн на две котловины – Нансена и Амундсена. При этом, окончательное формирование континентального склона и погружение Евразийского бассейна до абиссальных глубин началось в миоцене и продолжается в настоящее время.

Следовательно, спрединг и формирование океанической коры в Евразийском бассейне начались не ранее чем 18–20 млн лет назад.

Таким образом, полученные в последние годы новые сейсмические и геологические данные противоречат хронологической трактовке

магнитных аномалий, позволяющих раскрывать Евразийский бассейн на всю современную ширину и, соответственно, считать всю кору бассейна океанической.

Одной из особенностей структуры распределения осадочного чехла в Евразийском бассейне является то, что в его юго-восточной части мощность отложений как в котловинах Нансена и Амундсена (~5 км), так и в осевой части хребта Гаккеля (~2 км) значительно больше, чем в северо-западной части, в которой мощность не превышает ~1 км. Эти результаты сделаны на основе анализа карты мощности осадочного чехла Арктического бассейна, построенной по результатам переобработки материалов МОВ, МОГТ, МПВ и ГСЗ, которые, начиная с 1960-х годов, выполнены российскими и зарубежными исследователями [3] (см. рис. 9).

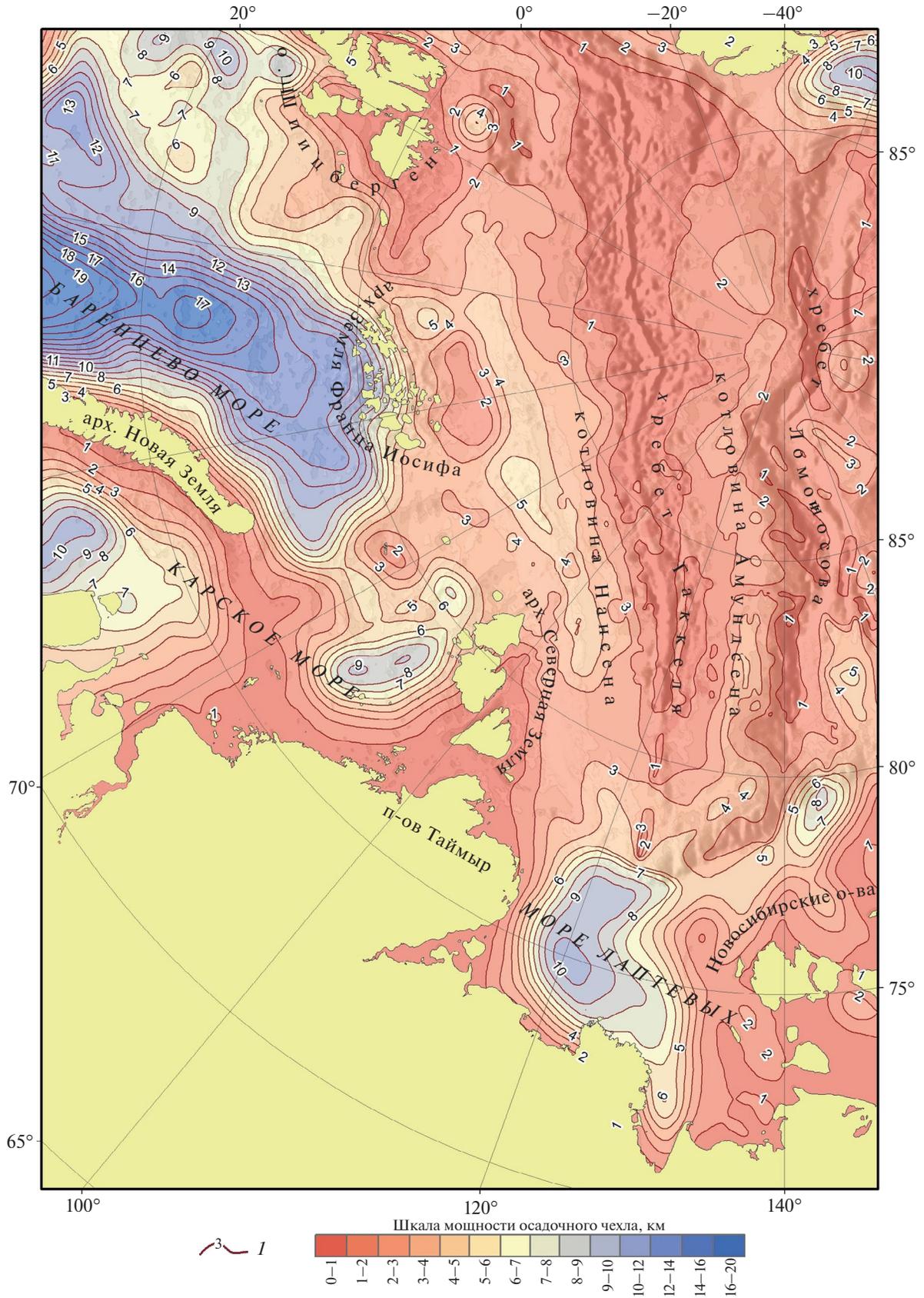


Рис. 9. Карта мощности осадочного чехла (по данным [3]).

*I* – изопахиты

Повышенная мощность осадочного чехла в юго-восточной части Евразийского бассейна приводит к тому, что эта часть Евразийского бассейна представляет собой фрагмент растянутой континентальной коры.

## ВЫВОДЫ

Основные выводы по результатам проведенного исследования формирования Евразийского бассейна на основе результатов анализа комплексных геолого-геофизических данных следующие.

1. Анализ магнитометрических данных показал дискретность выделенных в котловинах Евразийского бассейна магнитных аномалий, вызванных системой протрузий, и не подтверждает их непрерывность и линейность.

2. Сейсмическими и геологическими исследованиями прослеживаются юрско–раннемеловые осадочные комплексы на континентальном склоне котловины Нансена со стороны о. Таймыр и Баренцево-Карской окраины. От южной части хребта Ломоносова и лаптевоморского шельфа осадочный чехол начинается с апта, перекрывая позднекеммерийское складчатое основание, что указывает на то, что Евразийский бассейн возник задолго до начала спрединга – на ~140–120 млн лет раньше.

3. По данным сейсмических исследований возраст хребта Гаккеля миоцен–четвертичный.

4. Прилаптевоморская часть Евразийского бассейна является фрагментом растянутой континентальной коры.

**Благодарности.** Авторы благодарны коллегам М.В. Иванову и Н.Е. Леоновой (ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия) за обсуждение результатов и помощь в подготовке материалов. Авторы признательны рецензенту Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследование проведено авторами без привлечения финансирования.

**Соблюдение 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. Бро Е.Г., Верба В.В., Верба М.Л., Пчелина Т.М., Шварц В.Л., Школа И.В., Иванов Г.А., Стариков В.П., Тюремов В.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Физические свойства горных пород Баренцевоморского региона. – Под ред. И.С. Грамберга – Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 1987. 81 с.
3. Буценко В.В., Киреев А.А., Безумов Д.В., Поселова Л.Г., Леонова Н.Е., Смирнов О.Е., Караев Г.Н., Жолондз А.С., Бруй Е.В., Табырца С.Н., Булаткина К.И. Согласованная скоростная модель и актуализированная карта мощности осадочного чехла Арктического бассейна на основе современной обработки новых сейсмических данных. – В сб.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов, посвященный 70-летию НИИГА–ВНИИОкеангеология.* – Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. 554с.
4. Вейл П.Р., Грегори А.П., Митчем Р.М. (мл.), Шерифф Р.Е. Сейсмическая стратиграфия. – Под ред. Ч. Пейтона – М.: МИР, 1982. 375 с.
5. Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России. – В сб.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона.* – Под ред. Г.П. Аветисова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Т. 5. С. 202–212.
6. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // *Геотектоника.* 2006. № 4. С. 21–42.
7. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. – В кн.: *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология.* – Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.
8. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля. – В кн.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона.* – Под ред. – И.С. Грамберга – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Т. 4. С. 40–54.
9. Дараган-Суцов Ю.И., Дараган-Суцова Л.А., Поселов В.А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. – В кн.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона.* – Под ред. И.С. Грамберга – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Т. 4. С. 103–113.
10. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Рукавишников Д.Д. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых // *Региональная геология и металлогения.* 2010. № 41. С. 5–16.
11. Дараган-Суцова Л.А., Поселов В.А., Дараган-Суцов Ю.И. Сейсмогеологический анализ моделей

- развития Евразийского бассейна. — В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Под ред. — Г.П. Аветисова — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. Т. 5. С. 111–124.
12. Дараган-Суцова Л.А., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Гринько Л.Р., Петровская Н.А., Дараган-Суцов Ю.И. К обоснованию стратиграфической привязки опорных сейсмических горизонтов на восточно-арктическом шельфе и в области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 5–21.
  13. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. — Под ред. Р.М. Деменицкой — Л.: НИИГА, 1968. Т. 5. С. 8–19.
  14. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонов Л.Я. Фундамент и осадочный чехол восточно-арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2016. № 3. С. 14–27.
  15. Кириллова-Покровская Т.А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточнения оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
  16. Лавров Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шупилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35. Doi: 10.7868/S0016853X13010050
  17. Пискарев А.Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2004. № 6. С. 49–66. Doi: 10.1134/S0016853X18060061
  18. Погребницкий Ю.Е. Раскрытие Северного Ледовитого океана и сопутствующие геологические процессы на окружающих континентах // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 129–136.
  19. Поселов В.А., Аветисов Г.П. Российские Арктические геотраверсы. — Под ред. В.Д. Каминского — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. 172 с. (Тр. НИИГА—ВНИИОкеангеология. Т. 220).
  20. Рекант П.В., Гусев Е.А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1497–1512.
  21. 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. Doi: 10.15372/GiG20160903
  22. Трухалев А.И., Шулятин О.Г. Геология Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана — свидетельство в пользу концепции расширяющейся Земли. — В сб.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов, посвященный 70-летию НИИГА—ВНИИОкеангеология. — Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 56–73.
  23. Черных А.А., Крылов А.А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // ДАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 516–520.
  24. Шупилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А. Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // Геотектоника. 2021. № 5. С. 3–26. Doi: 10.31857/S0016853X21050076
  25. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoclimatology. 2008. Vol. 23. Art. PA1S03. Doi: 10.1029/2007PA00147
  26. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition-302 synthesis // Central Europ. J. Geosci. 2009. Vol. 1. No. 2. P. 157–175. Doi: 10.2478/v10085-009-0015-6
  27. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828. Doi: 10.1130/G19528
  28. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hooper J.R. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and Alpha submarine ridges in the Arctic Ocean: Acoustic stratigraphy, depositional environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // Mar. Geophys. Res. 2010. Vol. 31. P. 149–171. Doi: 10.1007/sll001-010-9094-9
  29. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkell Ridge: Bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 108 (B2). Art. 2116. Doi: 10.1029/2002JB001830
  30. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkell Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. P. 1153–1173. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03860.x
  31. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. Vol. 450. P. 51–69. Doi: //doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.002
  32. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. Is. 19. P. 5047–5051. Doi: 10.1002/grl.50975
  33. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. Doi: 10.1029/2003GL018352
  34. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88° N and 80° N // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 698–726. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x

35. *Langinen A.E., Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Zamansky Yu.Ya.* Correlation between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // *Tectonophysics* 2009. Vol. 472. Is. 1–4. P. 309–322. Doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.029
36. *Moran K., Backman J. and IODP Expedition 302 Science Party.* The Arctic Coring Expedition (ACEX) Recovers A Cenozoic History of the Arctic Ocean // *Oceanography*. 2006. Vol. 19. No. 4. P.162–167. Doi: 10.5670/oceanog.2006.14
37. *Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C., Cronin T., Dickens G.R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R.W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T.C., Onodera J., O'Regan M., Palike H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D.S., Stein R., John K.St., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y.* The Cenozoic palaeo-environment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 601–605. Doi:10.1038/nature04800
38. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 64–82. Doi: 10.1016/j.tecto.2017.09.006
39. *Sekretov S.B.* Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. No. 3. P. 193–243. Doi: 10.1016/S0040-1951(01)00278-5

## Formation of the Eurasian Basin: Results of the Seismic Data

V. A. Poselov<sup>a, \*</sup>, O. E. Smirnov<sup>a</sup>, A. S. Zholondz<sup>a</sup>, S. M. Zholondz<sup>a</sup>, A. L. Piskarev<sup>a</sup>,  
S. N. Tabyrtsa<sup>a</sup>, E. V. Brui<sup>a</sup>, K. I. Bulatkina<sup>a</sup>

<sup>1</sup>*Gramberg All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), bld. 1, Angliisky Prosp., 190121 St. Petersburg, Russia*

The article discusses a plate-tectonic model of the formation of the Eurasian Basin based on the results of magnetostratigraphic analysis of linear magnetic anomalies covering the entire basin. According to this model, the Eurasian Basin is underlain by spreading oceanic crust, including wide marginal zones of the Nansen and Amundsen basins. A new reconstruction of formation stages of the Eurasian Basin is proposed, developed by us on the basis of the integrated multichannel seismic reflection data and wide-angle reflection/refraction data with involvement of geological data and materials of the island and coastal framework. The presented data show the superimposed nature of the Gakkel Ridge, which arose as a result of spreading, on the previously existing structural plan of the Eurasian Basin and the tracing of seismic horizons in the sedimentary cover of the basin that are more ancient than the Cretaceous. The stratigraphic reference of the identified complexes was made, the environment of their sedimentation and velocity parameters were clarified, and data on the relief of the unconformity surface were obtained. Based on the results of seismic reflection data, the deposits of the Jurassic–Early Cretaceous complex of Taimyr Island and the Barents-Kara margin were traced in the sedimentary cover of the Nansen Basin. Based on the results of seismic observations of the CMP, the deposits of the Jurassic–Early Cretaceous complex of Taimyr Island and the Barents-Kara margin were traced in the sedimentary cover of the Nansen Basin. The development of the Eurasian Basin before the opening of the Fram Strait is noted, and, accordingly, there is no connection with the spreading processes in the North Atlantic.

*Keywords:* Eurasian Basin, Nansen Basin, Amundsen Basin, Gakkel Ridge, linear magnetic anomalies, seismic data, velocity model, sedimentary cover, unconformity surfaces

УДК 551.73/.78

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА РАСКРЫТИЯ РИФТОВ КРАСНОГО МОРЯ И АДЕНСКОГО ЗАЛИВА

© 2025 г. В. М. Усова<sup>1</sup>, \*

<sup>1</sup>Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы (РУДН),  
д. 6, ул. Миклухо-Маклая, 117198 Москва, Россия

\*e-mail: usova-vm@rudn.ru

Поступила в редакцию 31.01.2024 г.

После доработки 19.02.2025 г.

Принята в печать 10.03.2025 г.

В статье приведены результаты исследования, которые позволили выявить тектонические условия зарождения сопряженных между собой под прямым углом позднекайнозойских рифтов завершеного развития Красного моря и Аденского залива, находящихся на разных стадиях океанического раскрытия. Предлагается разработанная автором геодинамическая модель формирования рифта Красного моря, в основу которой заложены представления и поддерживающие их наши аргументы о континентально-нижнекоревой природе высокоплотного основания этого рифта. Приведены палеотектонические реконструкции, подтверждающие предложенную ранее модель дорифтового расположения Аравии у берегов Африки и глубокого вхождения Йеменского угла Аравии в треугольник Афарской депрессии.

Показано, что отрыв и синрифтовое удаление Аравии от Африки произошли в разных и уникальных тектонических обстановках. Рифт Красного моря возник в самой крупной области позднепротерозойской ювенильной коры, выступающей в центральной части Аравийско–Нубийского щита. Рифт Аденского залива образовался во внутренней части крупного периконтинентального осадочного бассейна, что несвойственно для рифтов всех возрастов и типов. Направления рифтового обособления Аравии от Африки были предопределены исторически. Они совпали с границами блоков древней литосферы, испытавших различное тектоническое развитие. Эти геологические границы, относящиеся к глубинным георазделам, были выражены в коровой структуре в форме панафриканских поясов складчатости, имеющих различный возраст и принадлежащих к разным типам.

*Ключевые слова:* геология, литосферные плиты, геодинамическая модель, палеоконтиненты, рифты Красного моря и Аденского залива, Африканский суперплюм, палеотектонические реконструкции

DOI: 10.31857/S0016853X25010051, EDN: DAUJZ

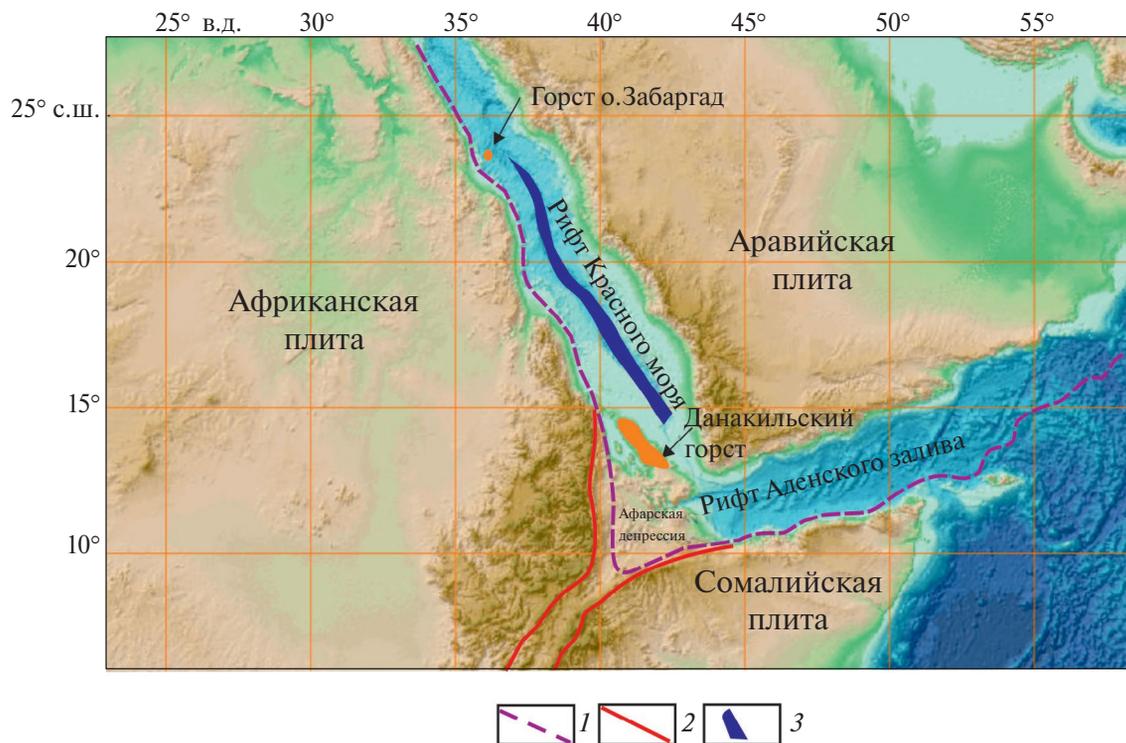
### ВВЕДЕНИЕ

Впадины Красного моря и Аденского залива являются единственными в мире рифтами, которые демонстрируют тектонические обстановки рождения и раннего расширения океанов. Это явилось главной причиной длительного, на протяжении почти ста лет, многопланового изучения этих рифтов научными коллективами и отдельными исследователями многих стран (рис. 1).

Рифт Красного моря имеет сходства по строению, глубине и симметричности структур седиментационной структуры, высокой плотности корового основания с более ранними рифтами завершеного развития, разрушившими Гондвану и определившими многие особенности, возникших на них периконтинентальных нефтегазовых бассейнов. Эти обстоятельства явились дополнительным стимулом для изучения красноморского и аденского рифтов.

Рифт Красного моря представляет собой крупный осадочный бассейн, заполненный континентальными, мелководно-морскими и лагунными отложениями от олигоцена до плиоцена. Его симметричная седиментационная структура состоит из боковых впадин глубиной до 6–7 км в осевых депоцентрах и разделяющего их Центрального поднятия, где толщина осадочного комплекса сокращается до 3–4 км, отчасти, за счет выпадения из разреза более ранних отложений. Вдоль поднятия протягивается Осевая океаническая депрессия шириной 30–40 км [27].

Симметричность рифта Красного моря подчеркивается расположением на одинаковом расстоянии от Осевой океанической депрессии разновозрастных линейных магнитных аномалий, соответствующих дайкам основных пород в фундаменте и нижних горизонтах осадочного комплекса. Такого рода дайки миоцена протяги-



**Рис. 1.** Положение рифтов Красного моря, Аденского залива и Афарской депрессии (по данным [63], с изменениями и дополнениями).

На схеме: показано (изменение цвета от зеленого до темно-коричневого) увеличение высоты современного рельефа. 1–2 – геологическая граница: 1 – дорифтового палеоположения Аравийской плиты, 2 – Эфиопского рифта на юге и Афарской депрессии; 3 – глубоководная океаническая депрессия Красного моря

ваются на многие сотни километров вдоль восточного края рифта.

По представлениям одних исследователей осадочный комплекс рифта подстилается преимущественно олигоцен–миоценовой океанической корой. Согласно другой точке зрения под Красным морем распространена в разной степени утоненная, высокоплотностная континентальная кора, нарушенная в разной степени зонами разломов [21, 42, 46]. Такая коровая модель предложена также для Афарской вулканической депрессии [16, 46, 54].

Было сделано предположение, что в рифте Красного моря в равной степени присутствует как утоненная континентальная, так и океаническая кора. По одной модели континентальная кора распространена севернее, океаническая кора преобладает южнее 23° с.ш. [21, 23, 38, 39]. По другой модели периферийные континентальные продольные зоны рифта сменяются в направлении к его оси более широкими океаническими зонами [13].

Краевые эпиконтинентальные зоны рифта Аденского залива состоят из эшелонировано расположенных полуграбенов, ограниченных разломами

со стороны материковых областей. Грабены заполнены мелководно-морскими, лагунными и континентальными отложениями олигоцена–миоцена на востоке и миоцена на западе, достигающими мощности 2.5–2.7 км [12, 19, 36]. Возраст наиболее ранних генераций океанической коры Аденского залива также уменьшается в этом же направлении от раннего до позднего миоцена [25, 43].

Цель статьи: выявить, чем было определено взаимно перпендикулярные направления зарождения и раскрытия рифтовых бассейнов Красного моря и Аденского залива; изучить, каким образом были сформированы симметричные структуры внутриконтинентального рифта Красного моря и океаническая структура Аденского залива при удалении Аравии от относительно мало подвижной Африки, т.е. в режиме асимметричной межплитной геодинамики.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рифты Красного моря и Аденского залива возникли в олигоцене, тектонический механизм определил особенности их строения.

### *Рифт Красного моря*

В осадочном комплексе рифта Красного моря на разных стратиграфических уровнях залегают базальты. Наиболее ранние из них вскрыты скважиной Суакин у побережья Судана в низах разреза олигоцена [27]. В наибольшем количестве базальты присутствуют в разрезе миоцена на Центральном поднятии.

Геофизическими методами установлено, что между Осевой океанической депрессией и прибрежными зонами Красного моря, под осадочным комплексом залегают кристаллическая кора высокой плотности, природа которой пока остается неясной [11].

Континентальная нижнекоревая природа высокоплотного основания рифта Красного моря, полагаем, связана со следующими геологическими особенностями.

- Существенное отличие комплекса континентальных, лагунных, прибрежных и мелководно-морских отложений рифта Красного моря, достигающего мощности 6–7 км, от маломощных глубоководных илов Аденского залива, залегающих на океанических базальтах.

- Наличие контрастных по литолого-фациальному составу отложений олигоцена–миоцена Главной рифтовой долины рифта Красного моря и пестроцветных, металлоносных илов его Осевой депрессии, которые перекрывают океанические базальты.

- Отложения рифта Красного моря, распространенные за пределами Осевого трога, по литолого-фациальному составу и мощности, имеющие значительное сходство с рифтовыми комплексами, залегающими в осадочных бассейнах пассивных окраин на утоненной (растянутой) континентальной (транзитной) коре.

- Эвапориты, подобные миоценовым в Красном море, которые залегают в верхах эпиконтинентальных рифтовых комплексов оффшорных осадочных бассейнов Африки – Мавритано-Сенегальском, Дуала-Криби, Рио-Муни, Габонском, Нижнего Конго, Рувума и Ламу. Нормальная последовательность событий от накопления эвапоритов до начала спрединга морского дна установлена для Данакильской депрессии в Эфиопии [14]. Накопление эвапоритов происходило в полуизолированных внутриконтинентальных морских заливах перед полным разрушением древней литосферы и раскрытием океанов.

Предположение о преимущественно океанической природе коры рифтов Красного моря

неизбежно приводит к двустадийному океанообразованию (олигоценному и плиоценному), разделенному эпохой длительного осадконакопления. Такой геосторический сценарий нигде зафиксирован не был. Отметим, что океаническое раскрытие Аденского залива происходило непрерывно и в аналогичном тектоническом режиме. Однако синхронно с этим, начиная с олигоцена, происходило гипер-растяжение коры Красного моря и формирование гранулитового основания.

Приведенные данные и интерпретации явились основанием считать наиболее обоснованным представление о преимущественно континентальной природе высокоплотной коры рифта Красного моря, подвергшейся процессу максимального растяжения [45].

### *Рифт Аденского залива*

Почти всю часть этого рифта занимает Аденский залив, представляющий собой в тектоническом отношении молодой океан с зародившимся срединно-спрединговым поднятием [25, 43]. До-океаническими в этом рифте являются лишь узкая подводная окраина Аравии и наземная прибрежная зона Рога Африки. Таким образом, рифт Аденского залива представляет собой переходную структуру между внутриконтинентальным рифтом и зрелым океаном при большем значении океанического раскрытия.

Краевые эпиконтинентальные зоны рифта Аденского залива состоят из эшелонированно расположенных полуграбенов, ограниченных разломами со стороны материковых областей. Грабены заполнены мелководно-морскими, лагунными и континентальными отложениями олигоцена–миоцена на востоке и миоцена на западе, достигающими мощности 2.5–2.7 км [12, 19, 36]. Возраст наиболее ранних генераций океанической коры Аденского залива также уменьшается в этом же направлении от раннего до позднего миоцена [25, 43].

Геология прибрежной окраины п-ова Сомали и о-ва Сокотра раскрывает особенности до-океанического развития Аденского рифта. Большой интерес в этом отношении представляет крупный полуграбен Дабан, находящийся в прибрежной зоне северной части п-ова Сомали. В полуграбене Дабан установлены структурные соотношения между отложениями эоцена, олигоцена и миоцена, имеющие важное значение для восстановления пред-океанического развития Аденского рифта [20].

Полуграбен Дабан отделен с юга от докембрийского фундамента разломом. Залегающие в его юж-

ной части отложения олигоцена толщиной 2.5 км структурно согласно перекрывают отложения эоцена и полностью выклиниваются с приближением к Аденскому заливу и здесь круто падающие от него отложения эоцена с резко выраженным несогласием перекрыты полого залегающими отложениями миоцена. Данная особенность структуры полуграбена Дабан свидетельствует о крупном поднятии и глубоком размыве Центральной зоны Аденского рифта перед его океаническим раскрытием в раннем миоцене.

Главные различия до-океанического развития рифтов Красного моря и Аденского залива заключаются в следующем:

- рифт Красного моря сформировался как крупный и глубокий осадочный бассейн с би-симметричной структурой, прогибание которого в интервале олигоцен–плиоцен сопровождалось возрастающим по интенсивности базальтовым магматизмом;

- в плиоцене вдоль оси Центрального поднятия произошел полный разрыв древней литосферы и образовалась глубоководно-океаническая депрессия.

Аденский рифт развивался как система амагматических, сравнительно медленно прогибавшихся грабенов и полуграбенов, при общем раскрытии рифта в олигоцене–миоцене с востока на запад. В этом же направлении в раннем-позднем миоцене, – значительно раньше, чем образовалась осевая океаническая депрессия рифта Красного моря, – происходило расширение возникшего в рифте Аденского залива.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МАРКЕРЫ ДОРИФТОВОГО ПАЛЕОПОЛОЖЕНИЯ АРАВИИ

До образования рифта Красного моря и Аденского палео-океана Аравия находилась у берегов Африки и ее Йеменский угол глубоко входил в треугольник Афарской вулканической депрессии [54] (см. рис. 1).

Это представление основывалось на почти идеальном совпадении конфигурации противоположных береговых очертаний Аравии и Африки. Эта палеотектоническая реконструкция была подтверждена корреляцией докембрийских коровых комплексов, вскрывающихся по разные стороны от Аденского залива и Красного моря [15, 61].

Проведенное нами сопоставление докембрийских и залегающих на них осадочных комплексов, распространенных на юге Аравии и на севере Рога

Африки, выявило дополнительные свидетельства дорифтовой максимальной сближенности Аравии и Африки.

На большей части Йемена и Сомали распространены горизонтально или полого залегающие отложения юры, мела, нижнего и среднего эоцена. Однако местами отложения юры под отложениями мела отсутствуют, что связано с их размывом во время предмеловых поднятий. Именно при предполагаемом палео-положении Аравии, т.е. полном закрытии Аденского океана и совмещении противоположных границ Аравии и Рога Африки, достигается прямое совпадение границ областей распространения и отсутствия юрских отложений (рис. 2).

Аналогичным образом, при максимальной сближенности Аравии и Рога Африки достигается совмещение однотипных докембрийских комплексов, обнажающихся на юге Йемена и севере Сомали (рис. 3).

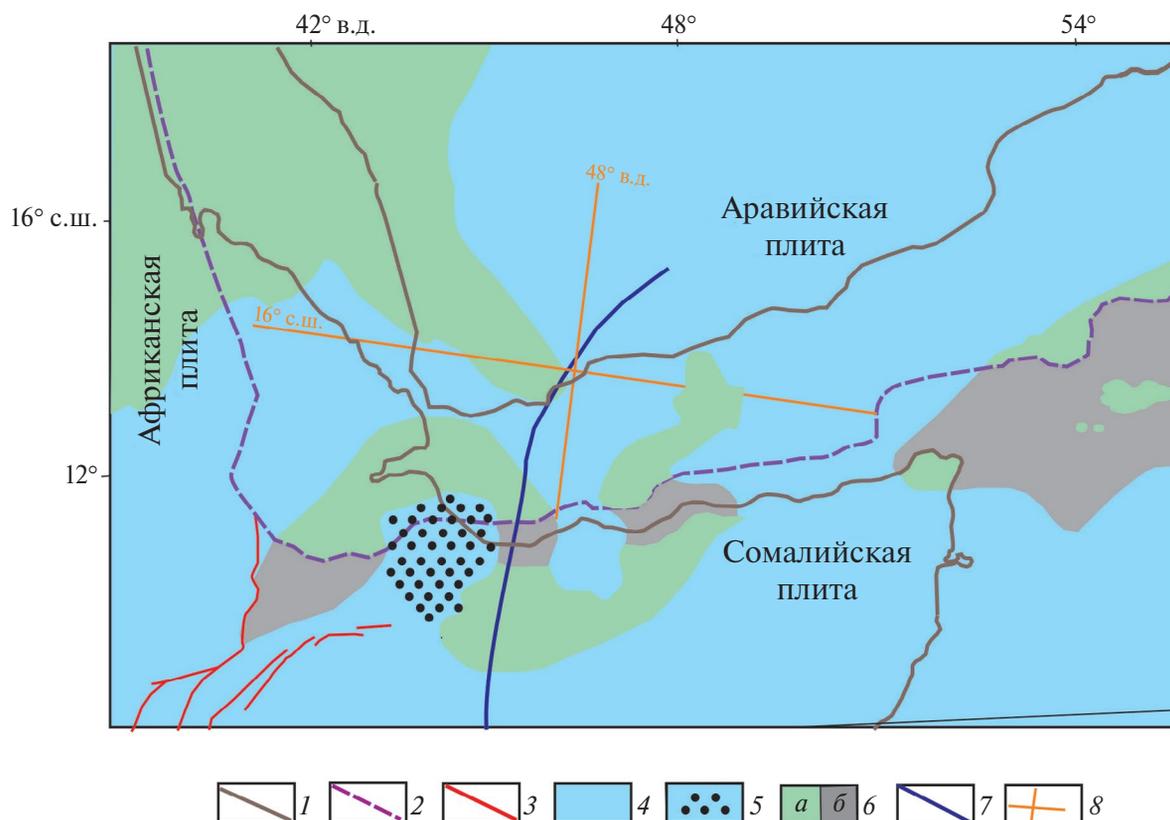
Подобное палео-сочленение при полном закрытии рифта Красного моря было показано для главных комплексов докембрийского фундамента Аравийско–Нубийского щита к востоку и западу от Красного моря [15, 40, 61].

При реконструкции дорифтовой Афро–Аравии восстанавливаются уникальные для рифтообразования тектонические структуры. Для рифта Красного моря это крупнейшая в мире область щитового поднятия протерозойской ювенильной коры, характеризующаяся широким распространением островодужных и офиолитовых комплексов. Для Аденского рифта такой структурой стал крупный периконтинентальный осадочный бассейн, испытывавший прогибание в период начало юры–конец среднего эоцена.

Проведенный анализ геологических данных позволил выявить и другие особенности геологических условий, в которых начался отрыв Аравии от Африки, которые послужили причиной взаимно перпендикулярного расположения рифтов.

При сходстве главных рифейских метаморфических и магматических комплексов, вскрытых на Аравийско–Нубийском щите, к востоку и западу от Красного моря распространены отложения рифея и венда различных фациальных составов и образующих различные структурные формы [13, 49, 51].

В Аравии – это вулканогенно-осадочные толщи серии Мурдама и ее эквиваленты, занимающие обширную площадь, прорванную крупными батолитами гранитов позднего венда повышенной щелочности [48]. В Нубийской части щита к этому



**Рис. 2.** Палеогеологическая схема распространения отложений палеогена и отложений юры под отложениями мела в областях дорифтового сочленения южной части Аравийской, Африканской и Сомалийской (“Рог Африки”) плит (по данным [6, 7, 20, 31, 34, 36]).

1 – современные границы южной части Аравии и Африки; 2 – палеограницы южной части Аравии (до ее отчленения от Африки); 3 – разломы Афарского и Эфиопского рифтов (поздний кайнозой); 4 – отложения юры; 5 – область горсто-грабеновых структур в отложениях юры и мела; 6 – области отсутствия отложений юры под отложениями мела: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – граница областей отсутствия на западе и распространения на востоке отложений нижнего-среднего эоцена; 8 – условная географическая сетка, привязанная к палеоположению Аравии

возрасту относятся отложения молассового типа серий Хаммамат в Египте и серий Ават в Судане, образующие единичные узкие прогибы. Эти молассы прорваны мелкими интрузиями пост-складчатых щелочных гранитов позднего венда.

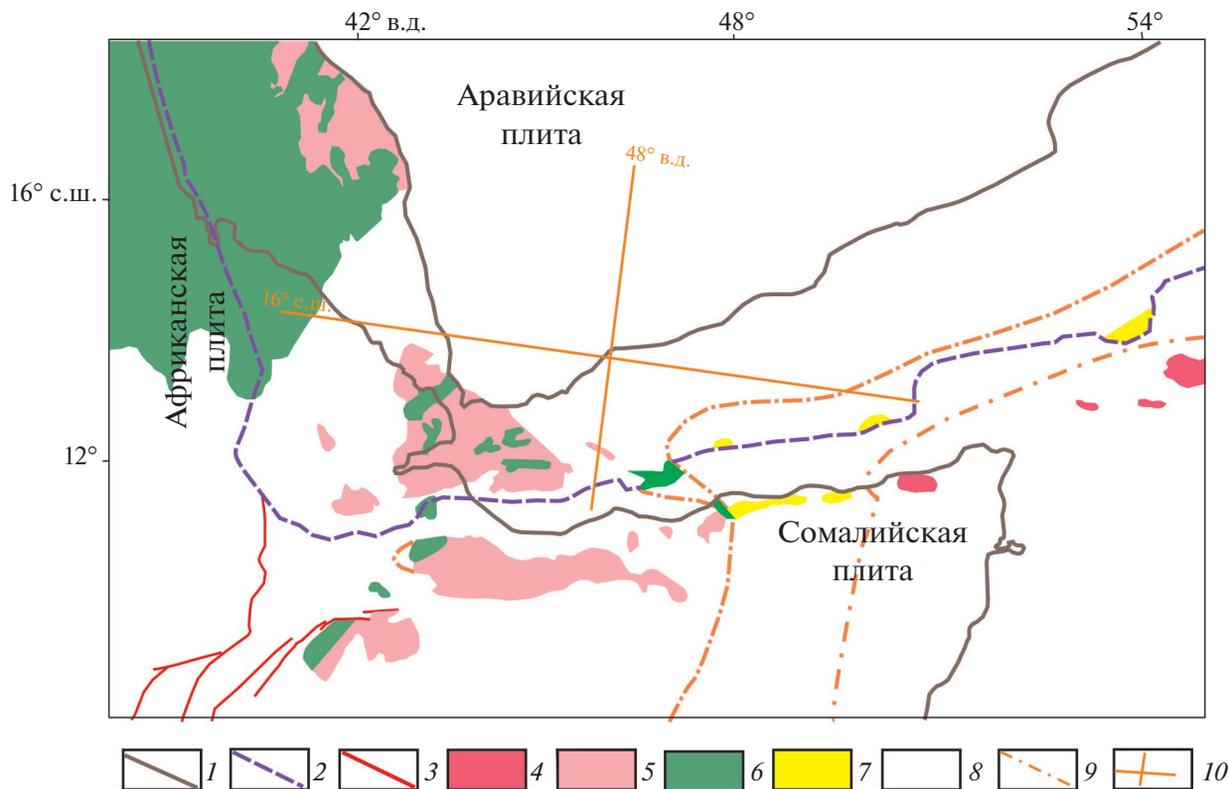
На периферии щита на кристаллических комплексах докембрия залегают платформенные отложения разного возраста:

- палеозойские (на востоке);
- меловые (на западе).

Тонкозернистый состав терригенных отложений палеозоя, залегающих на наиболее широкой центральной аравийской части Аравийско-Нубийского щита показывает, что западная граница палеозойского бассейна первоначально проходила в районе современного Красного моря, возможно, – по направлению к рифту Суэцкого залива, в глубинах которого имеются последние на западе “аравийские” отложения палеозоя [57].

Показано, что в палеозое, мезозое и палеогене нубийский блок щита являлся областью внутриплитного щелочного контрастного интрузивного магматизма, происходившего на фоне поднятия этой территории [59, 62]. В пределах аравийской части щита проявления магматизма этого типа и возраста отсутствуют.

Таким образом, от позднего протерозоя до раннего кайнозоя западный и восточный блоки Нубийско-Аравийского щита, разделенные в настоящее время рифтом Красного моря, характеризовались различными режимами тектонического развития. Очевидно, что это должно предполагать существование между этими блоками древней литосферы глубинного раздела, имевшего характер зоны длительно существовавших разломов. Именно вдоль них произошел отрыв Аравии от Африки и зарождение рифта Красного моря.



**Рис. 3.** Палеогеологическая схема распространения комплексов и структур панафриканской коры в областях дорифтового сочленения южной части Аравийской, Африканской и Сомалийской плит (по данным [15, 31, 34]).

1 – современные границы южной части Аравии и Африки; 2 – палеограницы южной части Аравии (до ее отчленения от Африки); 3 – разломы Афарского и Эфиопского рифтов (поздний кайнозой); 4–7 – комплексы панафриканского фундамента: 4 – пород высокого метаморфизма, 5 – гранитогнейсовые, 6 – зеленокаменный вулканогенный, 7 – кварцито-сланцевый; 8 – области распространения осадочных и вулканогенных комплексов фанерозоя; 9 – предполагаемые границы распространения складчатых толщ терминального рифея–венда под осадочными комплексами и в акваториях Аденского залива; 10 – условная географическая сетка, привязанная к палео-положению Аравии

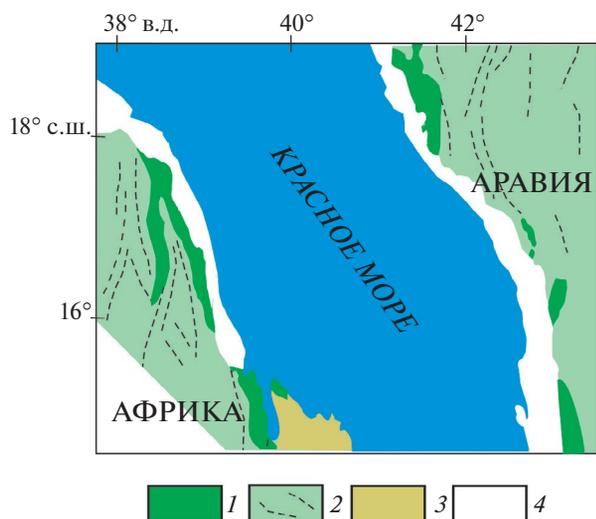
Также имеются основания полагать, что древняя красноморская граница раздела Аравии и Африки была выражена в структуре панафриканской коры. Вдоль береговых зон южной части Красного моря вскрываются наиболее глубокие породы гнейсового ряда пан-африканской коры, характеризующихся реликтивными минералами гранулитовой фации метаморфизма и изотопными датировками архея-раннего протерозоя (рис. 4).

Эти данные позволяют считать, что южная часть рифта Красного моря образовалась вдоль структуры, сложенной ниже-среднекоровыми комплексами. Имеются основания предполагать, что также вдоль подобной коровой структуры образовалась северная часть рифтового комплекса. Это предположение базируется на геологическом строении о. Забаргад, расположенном в северной части Красного моря и имеющем экзотическое положение в структуре рифтового растяжения (см. рис. 1).

На о. Забаргад вскрываются гранулиты, имеющие возраст 700 млн лет, и перекрывающиеся их переслаивающиеся кремнистые известняки, песчаники, черные глинистые сланцы с линзами фосфоритов верхнего мела–палеоцена, эвапориты миоцена, красноцветные известняки плиоцена [18, 22]. Гранулиты о. Забаргад были эксгумированы до позднего мела и, в соответствии с исследованиями геологии Восточной пустыни Египта, – во время или в конце формирования панафриканской коры [57].

Таким образом, по времени вскрытия возраст островных гранулитов является намного более древним, чем нижекоровое основание рифта Красного моря, образовавшееся и вскрытое во время его растяжения в олигоцене–миоцене.

Аномальное положение древних гранулитов блока о. Забаргад по отношению к молодому нижекоровому основанию рифта Красного моря показывает, что этот блок перемещался в соот-



**Рис. 4.** Главные комплексы и структуры пан-африканской коры в прикрасноморских районах Эритреи, Саудовской Аравии и Йемена.

1–2 комплексы и структуры пан-африканской коры: 1 – гнейсовые, среднекоровые с реликтами нижнекоровых комплексов, син- и посттектоническими габброидами; 2 – гранитно-зеленокаменные, верхнекоровые (пунктиром показаны простирации структур); 3 – вулканические комплексы миоцена северного окончания Данакильской депрессии; 4 – преимущественно плиоцен–четвертичные отложения прибрежных равнин

ветствии с восточным смещением Аравии от западной границы рифта и является, полагаем, фрагментом разрушенного panaфриканского гранулитового пояса.

Южная и северная части Красного моря образовались по линейным выступам (поясам) древних ниже-среднекоровых комплексов и по таким условиям зарождения рифта Красного моря обнаруживает сходство с другими одновозрастными и более древними рифтами Африки, образовавшимися по panaфриканским гранулитовым поясам [2]. По соотношению со структурами panaфриканского фундамента данный рифт обнаруживает большое сходство с более древними рифтами заверщенного развития, определившими границу юго-западной Африки (рис. 5).

Сходную тектоническую природу в отношении раскрытия Красного моря имеет Данакильский горст, который отделился от материковой коры Эфиопии в тылу мигрировавшей к востоку Аравии. При возвращении Данакильского горста в его исходное положение, восстанавливается узкий и глубокий юрский осадочный бассейн, располагавшийся вдоль линии отрыва Аравии от Африки. Возможно, этот бассейн также являлся

ослабленной структурой, по которой произошел разрыв panaфриканской коры.

Отметим, что сделанное нами предположение о структурных условиях зарождения рифта Красного моря аналогично условиям возникновения Эфиопского рифта, совпадающего, как показано, с древней ослабленной зоной panaфриканского фундамента [41].

Следующие геологические данные дают основание считать, что аденское направление рифтообразования также не было случайным. При возвращении Аравии в ее дорифтовое положение восстанавливается существенное различие строения Йеменского и Сомалийского блоков некогда единого юрско–эоценового осадочного бассейна (рис. 6).

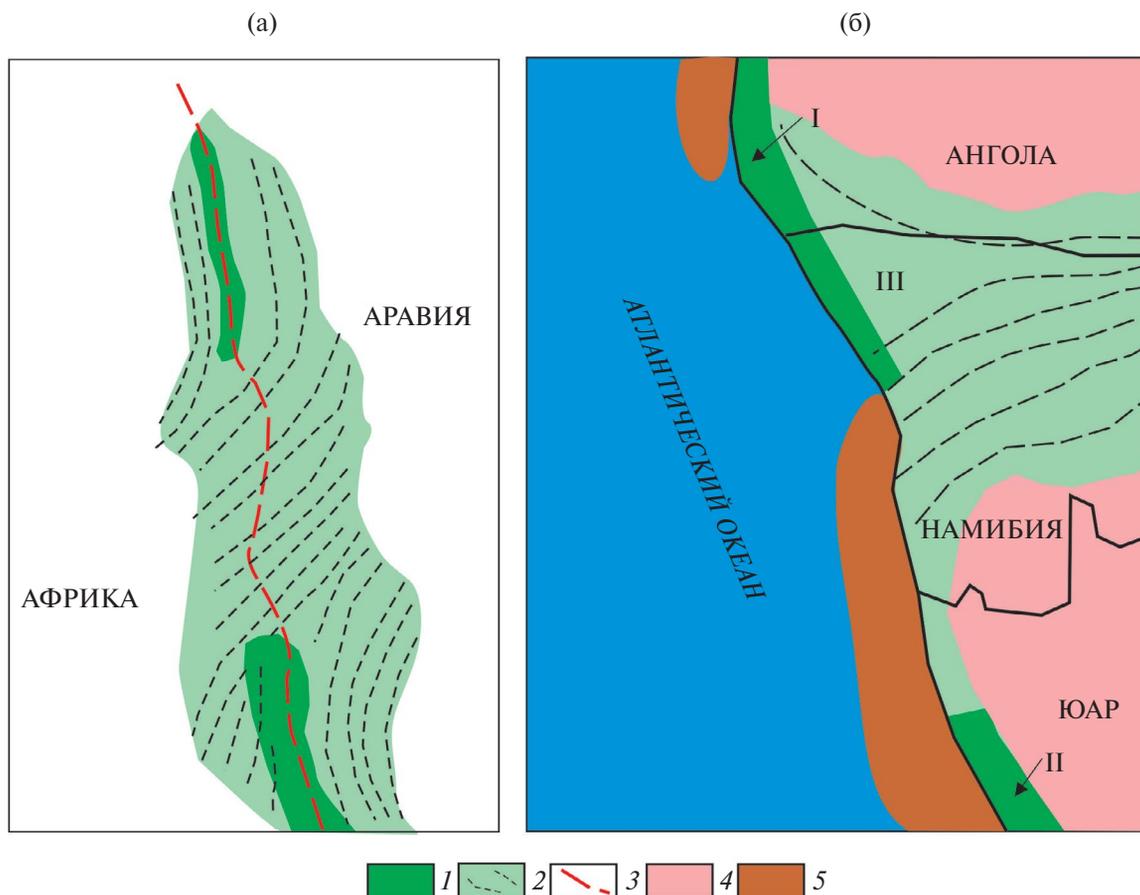
Йеменский блок характеризуется большей глубиной и более сложной структурой, выраженной сочетанием линейных прогибов и поднятий. Сомалийский блок менее прогнутый представляет собой структурно выровненное, наклоненное в сторону Индийского океана область осадочного плато.

Такие существенные различия в структуре осадочного чехла северного и южного блоков периконтинентального Йеменско–Сомалийского бассейна свидетельствуют о неравномерном прогибании соответствующих им литосферных плит в течение юры, мела, раннего-среднего палеогена и существовании между плитами раннего-среднего палеогена длительно живущих разломов. Расположение центров раннеюрского базальтоидного магматизма вдоль северной границы Рога Африки указывает на то, что эти разломы имели глубинный характер (рис. 7).

Резкое изменение направления от субмеридионального до широтного поздне-panафриканского складчатого пояса также, вероятно, связано с существованием этих разломов, начиная с конца позднего протерозоя (см. рис. 3).

Раскрытие Аденского рифта по системе древних межплитных разломов началось на востоке в области распространения высоко метаморфизованных пород докембрия, в которую входят (и входили) крайний северо-восточный район Сомали и западный район о. Сокотра (см. рис. 3).

Было показано, что в районе о. Сокотра земная кора характеризуется минимальной толщиной до 16 км, что связывается с ее синрифтовым растяжением [8, 44]. Однако принадлежность древних пород западного района о. Сокотра глубоким уровням земной коры и отсутствие в указанных



**Рис. 5.** Схема сходного соотношения зоны Красноморского рифтового отрыва Аравии от Африки (а) и рифтов офшорных бассейнов Юго-Западной Африки (б) с комплексами и структурами пан-Африканской коры. На схеме показаны (римские цифры) пояса пан-африканской складчатости: I – Коако; II – Гариеп; III – Дамара. 1–2 комплексы пан-африканской коры: 1 – ниже-среднекоровые и гнейсовые, 2 – верхнекоровые, гранитно-зеленосланцевые (пунктиром показаны простирания структур); 3 – дорифтовое положение западной границы Аравии, 4 – до пан-африканские кратоны, 5 – рифты перми–готтерива в периконтинентальных бассейнах Юго-Западной Африки

районах под отложениями мела и палеогена отложений юры, дают основания считать, что сокращенная толщина коры в островной части Африки является также результатом ее дорифтовых поднятий и размыва (см. рис. 2).

### АСИММЕТРИЧНАЯ ГЕОДИНАМИКА РАСКРЫТИЯ РИФТОВ

Из двух рассматриваемых рифтов только рифт Красного моря обладает почти не нарушенной синседиментационной структурой, что вызывает повышенный интерес к нему для анализа геодинамики преокеанического рифтового развития.

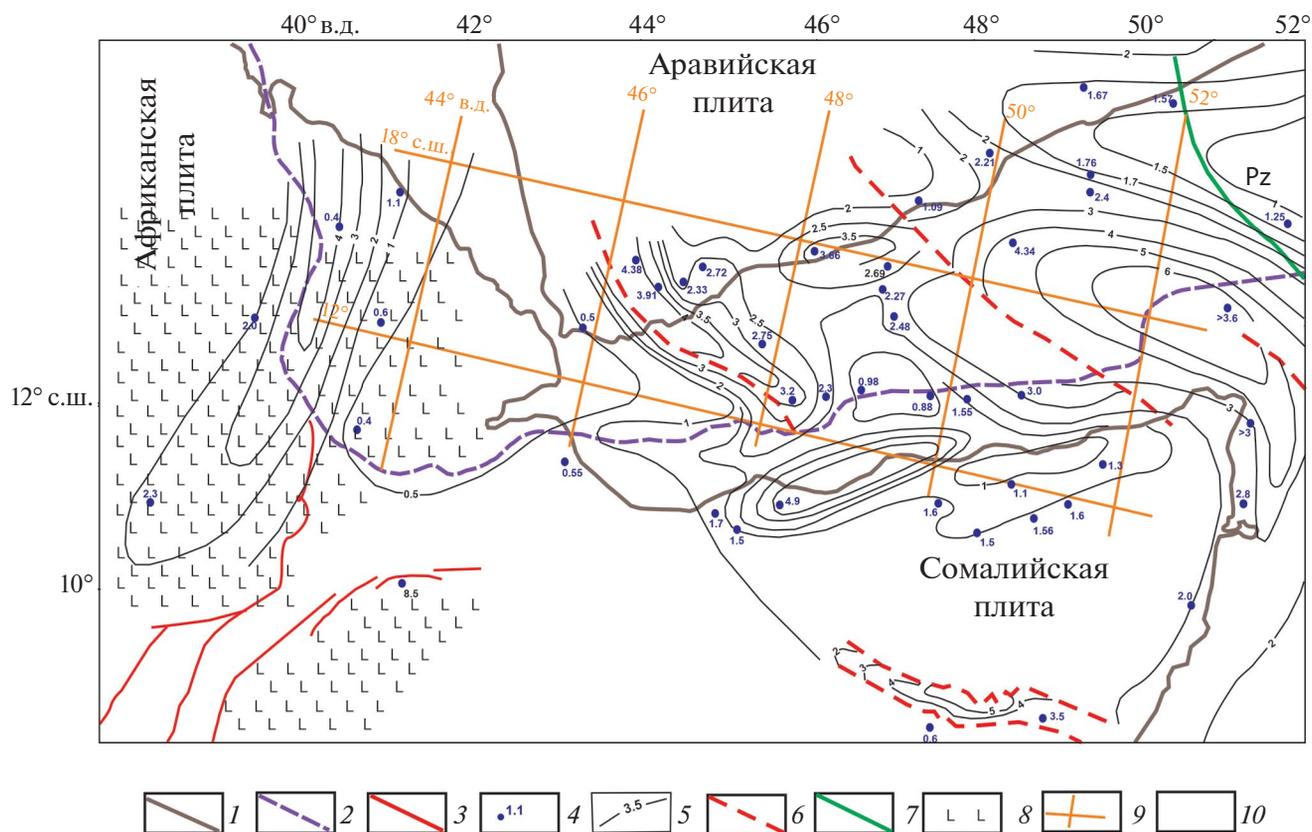
Континентально-нижнекоровая природа высокоплотного основания рифта Красного моря и предельно допустимая дорифтовая сближенность его противоположных границ неизбежно

приводит к необходимости связывать образование данного рифта с растяжением древней литосферы при удалении Аравии от относительно мало подвижной Африки.

Нами разработана палеорекострукция (геодинамическая модель) раскрытия рифта Красного моря, которая моделирует образование симметричной биосевой структуры рифтового бассейна (рис. 8).

Наша геодинамическая модель предполагает смещение к востоку оси растяжения панафриканской литосферы, в том числе – ее нижнекорового слоя, испытывавшего последовательно процессы утонения, эксгумации, уплотнения и прогибания.

С нашей геодинамической моделью раскрытия рифта Красного моря под влиянием мигрирующего к востоку активного фронта возбужденной астеносферы согласуется смещение магматизма



**Рис. 6.** Палеогеологическая схема распространения структур осадочных мезозоя–палеогена и вулканогенных комплексов палеогена в областях дорифтового сочленения южной части Аравийской, Африканской и Сомалийской плит (по данным [10, 20, 36, 53]).

1 – современные границы южной части Аравии и Африки; 2 – палеограницы южной части Аравии (до ее отчленения от Африки); 3 – разломы Афарского и Эфиопского рифтов (поздний кайнозой); 4 – точки опорных разрезов мезозойского–палеогенового дорифтового осадочного комплекса (мощность, км); 5 – изопакиты осадочного чехла юрско-мелового и палеогенного возраста на востоке и юрского возраста на западе (км); 6 – предполагаемые разломы; 7 – западная граница области распространения отложений палеозоя; 8 – вулканиты палеоцена–эоцена; 9 – условная географическая сетка, привязанная к палеоположению Аравии; 10 – области распространения осадочных и вулканогенных комплексов фанерозоя

в этом направлении. Предрифтовыми проявлениями магматизма к западу от Красного моря являются [32, 57]:

- базальты позднего мела Вадии Наташ и палеогенной интрузии щелочных пород Абу Хрук в Восточной пустыне Египта;

- базальты эоцена в пограничных районах Египта и Судана, Эфиопского вулканического плато и прилегающих к нему районов Эритреи.

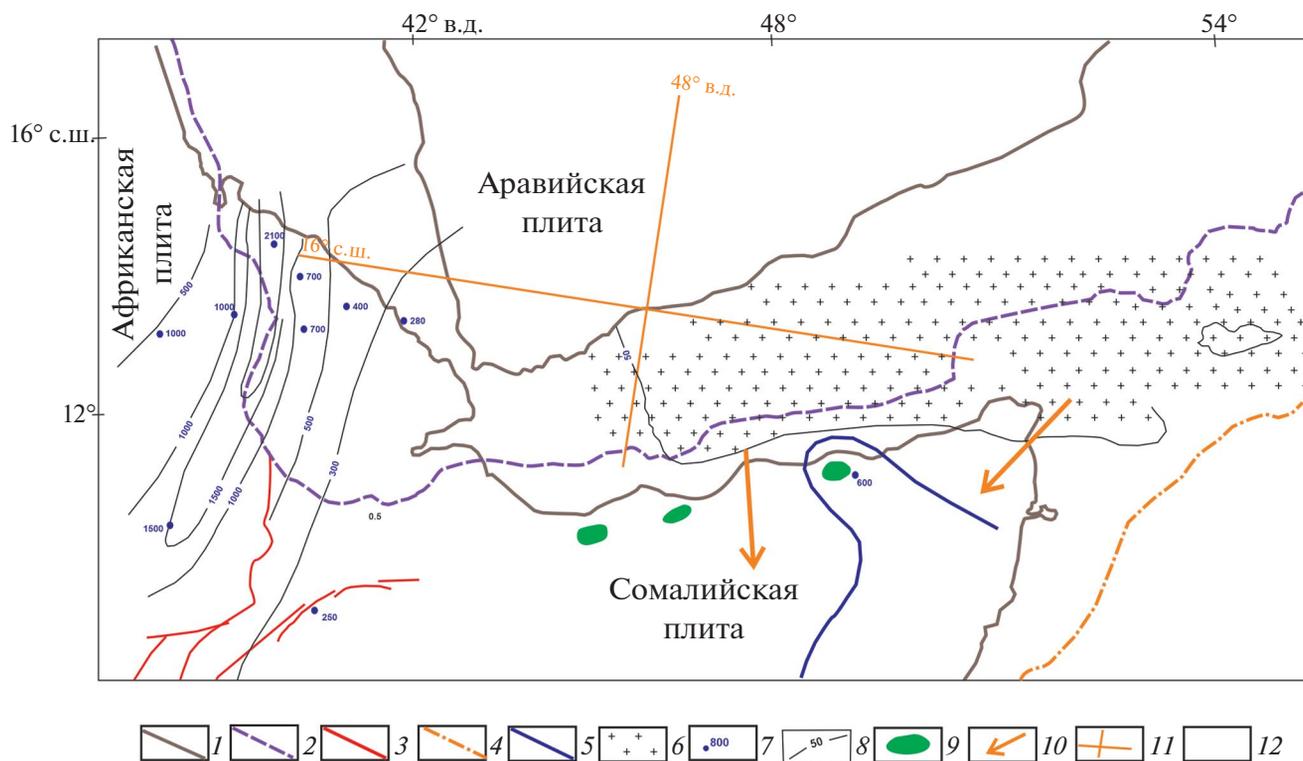
В рифте Красного моря ранними являются базальты олигоцена, вскрытые скважиной Суакин-1 у берега Судана [31].

Базальты Центрального поднятия рифта Красного моря относятся к раннему-среднему миоцену, как и дайки диабазов, протягивающиеся на многие сотни километров вдоль восточного фланга рифта. К востоку от него распространены

щелочные базальты позднего миоцена, а на большем удалении от Красного моря плиоцена и четвертичного возраста [58].

Предложенная реконструкция геодинамики раскрытия рифта Красного моря дает возможность объяснить причины образования его Осевой океанической депрессии только в центральной части Аравийско–Нубийского щита. Было выявлено влияние на процессы рифтообразования неоднородностей вскрытой на щите ювенильной панафриканской коры [61, 40].

Также было установлено положение наиболее глубокой и широкой части депрессии в районе диагонального пересечения рифтом однонаправленных сутур и крупных систем разломов этой коры [59]. Данное соотношение рифта с панафриканскими структурами может быть следствием



**Рис. 7.** Палеогеологическая схема области до-рифтового сочленения (ранняя-средняя юра) южной части Аравийской, Африканской и Сомалийской плит (по данным [20, 36]).

1 – современные границы южной части Аравии и Африки; 2 – палео-границы южной части Аравии (до ее отчленения от Африки); 3 – разломы Афарского и Эфиопского рифтов (поздний кайнозой); 4–5 – предполагаемая граница: 4 – восточного распространения отложений (предполагаемых) нижней юры, 5 – морского раннеюрского бассейна Альдо-Мадо; 6 – главная область размыва; 7 – точка опорных разрезов нижней-средней юры (мощность, м); 8 – отложения нижней-средней юры в Западном бассейне (изопахиты, м); 9 – проявления базальтоидного вулканизма; 10 – направление сноса терригенного материала; 11 – условная географическая сетка, привязанная к палео-положению Аравии; 12 – области распространения осадочных и вулканогенных комплексов фанерозоя

различной устойчивости древней литосферы продвигавшемуся к востоку фронта активированной астеносферы.

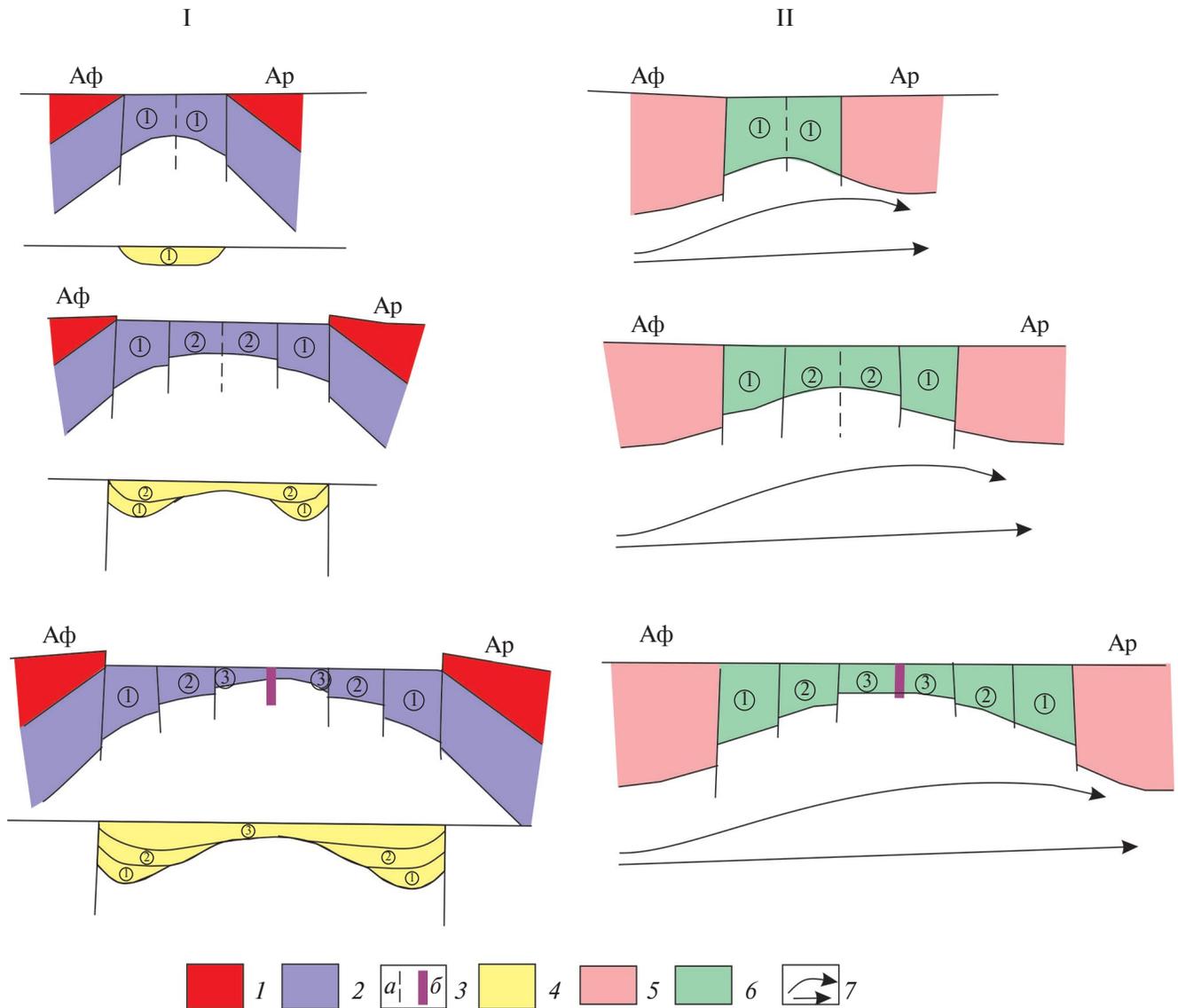
Сходная модель асимметричной плитной тектоники была предложена для объяснения внутриконтинентальной миграции Аравии к северу от о. Сокотра, представляющего собой офшорную часть Рога Африки, и раскрытие в этом направлении Аденского рифта [33]. Имеются все основания полагать, что в подобном геодинамическом режиме происходило расширение возникшего в рифте океана и образование его симметрично-спрединговой структуры. Однако раскрытие Аденского рифта, а затем – океана в западном направлении, оказало влияние на спрединговые процессы, которые происходили в пределах Индийского океана, и, в частности, – в транзитном хребте Шеба.

Базальты плиоцена распространены на северо-западе Сомали, базальты четвертичного возраста распространены на западе южного побережья

Йемена. Данное обстоятельство может быть интерпретировано как результат послерифтового перемещения в северном направлении магмогенерирующего астеносферного слоя.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленная нами геодинамическая модель раскрытия рифта Красного моря и рифта Аденского залива может соответствовать ранней стадии (первой) полного цикла асимметричной (моновергентной) плитной тектоники, которая обусловила в начале гиперрастяжение континентальной коры, а затем расширение молодого океана при однонаправленных течениях астеносферы [29, 23] (см. рис. 8, 1). Показано, что образование рифтов позднего кайнозоя Восточной Африки и Красного моря связано с южным центром Африканского суперплюма [37, 41, 50, 55, 26, 30]. Имеются все основания полагать, что развитие и миграция,



**Рис. 8.** Геодинамическая модель формирования симметричной структуры рифта Красного моря при асимметричном разобщении Аравийской и Африканской плит.

Последовательность синрифтового утонения: I – растяжение, эксгумация и синседиментационное прогибание нижней панафриканской коры; II – растяжение панафриканской литосферы.

Обозначено: Аф – Африканская литосферная плита, Ар – Аравийская плита.

Показаны (арабские цифры в кружочках) условные стадии растяжения рифтов Красного моря.

1–2 – слой панафриканской коры: 1 – верхний, 2 – нижний; 3 – ось растяжения: а – внутри-плитная, б – меж-плитная (океаническая депрессия); 4 – комплексы рифтовых отложений; 5–6 – панафриканская материковая литосфера: 5 – с гранитно-метаморфическим слоем, 6 – без гранитно-метаморфического слоя; 7 – направление главных потоков астеносферы

начиная с позднего палеозоя, – к северу от Южной Африки более древних внутригондванских рифтов также обусловлены функционированием этого плюмового центра. Существует мнение, что второй плюмовый центр находится на западе Африки [62] и, начиная с триаса до конца раннего мела, именно от него происходила миграция рифтов к востоку – в Центральную Африку.

Предположение об устойчивости плюмовых источников в течение позднего фанерозоя дает аргументы в пользу того, что развитие внутригондванских рифтов происходило в том же геодинамическом режиме, что и представленное нашей моделью развитие рифта Красного моря, т.е. в условиях асимметричной плитной тектоники. Последнее предполагает удаление периферийных материков

Гондваны от относительно мало подвижной Африки, подобно внутриконтинентальному рифтовому и раннеокеаническому разобщению с ней Аравии.

Согласно данным сейсмотомографии, Африканский суперплюм прослеживается под Центральной Атлантикой через бескорневой срединный хребет до восточной окраины Северной Америки [3] и определил асимметричное раскрытие океана, обеспечил при этом создание симметричной структуры его дна.

Можно полагать, что синрифтовое смещение Аравии демонстрирует сценарий удаления периферийных материков Гондваны от относительно мало подвижной Африки. При такой геодинамической аналогии Красного моря и Данакильским горстом Афарской депрессии могут сопоставляться микроконтиненты Мадагаскара, Сейшельского плато, также отделившееся от Африки в том же восточном направлении при уже широко раскрытом Индийском океане.

Вторая стадия обеспечивала миграцию процессов рифтообразования (см. рис. 8, II).

Рифты Красного моря и Аденского залива образовались в заключительную (третью) стадию внутригондванского рифтинга, начавшегося в конце палеозоя–триаса по периферии Южного (действующего) и Западного (угасшего) Африканских суперплюмов и мигрировавшего от них соответственно в северном и восточном направлениях (см. рис. 8, III).

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования автором сделаны следующие выводы.

1. Разработанные палеогеологические реконструкции области предполагаемого дорифтового сочленения юга Аравии и близрасположенных районов Африки подтвердили представление об их прежней максимальной сближенности.

2. Высокоплотностное основание рифта Красного моря имеет континентально-нижнекоровую природу и было образовано в результате растяжения древней литосферы Афро–Аравии, начавшегося на западе от панафриканских поясов ниже-среднекоровых комплексов.

3. Рифтовый отрыв Аравии от Африки по красноморскому и аденскому направлениям произошел по границам территории, которые характеризуются неравномерным длительным развитием и совпадающими с этими границами поясами разноглубинными коровыми комплексами.

4. Предложена геодинамическая модель раскрытия рифта Красного моря, предполагающая миграцию к востоку вслед за Аравией оси растяжения древней литосферы и ее нижней коры и объясняющая образование при этом симметричной структуры рифта. Приведены общие закономерности древнего внутригондванского и молодого красноморско–аденского рифтообразования.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность проф. Е.А. Долгинову (РУДН, г. Москва, Россия) за полезные советы и обсуждение рукописи. Автор признателен рецензенту проф. Л.В. Эппельбауму (Тель-Авивский университет, г. Тель-Авив, Израиль) и анонимному рецензенту за полезные комментарии. Автор благодарна редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Проведенное исследование не имело финансирования.

**Конфликт интересов.** Автор заявляет, что не имеет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгинов Е.А. К проблеме происхождения океанов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1979. С. 3–21.
2. Долгинов Е.А., Д'Альмейда Ж.Ф. Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрийского фундамента Аравийско-Африканской платформы // Геотектоника. 2002. № 5. С. 23–31.
3. Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмической томографии // Геотектоника. 2022. № 2. С. 3–20.
4. Усова В.М. Закономерности и геосторические предпосылки нефтегазовой специализации рифтогенных осадочных бассейнов Африки // Вестн. РУДН. Сер.: Инженерн. иссл. 2022. Т. 23. С. 254–262.
5. Эппельбаум Л.В., Бен-Аврахам Ц., Кац Ю.И., Клотинг С., Кабан М.К. Гигантская квази-кольцевая мантийная структура в зоне Африкано–Аравийского сочленения: данные комплекса геологических и геофизических исследований // Геотектоника. 2021. № 1. С. 66–93.
6. Abbate E., Saggi M., Sassi F.P. Geological Map of Somalia. – Scale 1:500 000. – (Somali National University and Ministry of Mineral and Water Resources, Mogadishu, 1994).
7. Abbate E., Ficarelli G., Pirini R.C., Salvietti A., Torre D., Turi A. Jurassic sequence from the Somali coast of the Gulf of Aden // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 1974. Vol. 80. No. 3. P. 409–478.
8. Ahmed A., Leroy S., Keir D., Korostev F., Khanbari K., Rolandone F., Stuart G., Obrebski M. Crustal structure of the Gulf of Aden southern margin: Evidence from receiver

- functions on Socotra Island (Yemen) // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 637. No. 10. P. 251–267.
9. *Almalki K.A., Betts P.G., Ailleres L.* The Red Sea – 50 years of geological and geophysical research // *Earth-Sci. Rev.* 2015. Vol. 147. P. 109–140.
  10. *As-Saruri M.* Geological Map of Yemen (with cross sections). – Scale 1:250 000 – Republic of Yemen. – (Ministry of Oil and Minerals – Yemen Stratigraphic Commission. 2005).
  11. *Augustin N., van der Zwan F.M., Brausdottir B.* 13 Million years of seafloor spreading throughout the Red Sea Basin // *Nature Communications*. 2021. Vol. 12. P. 1–10.
  12. *Autin J., Bellahsen N., Leroy S., Husson L., Beslier M.O., d’Acremont E.* The role of structural inheritance in oblique rifting: insights from analogue models and application to the Gulf of Aden // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 607. P. 51–64.
  13. *Bamousa A.O.* Complex Tectonic History of Al-Yutamah Dome area within Hijaz terrane, Arabian Shield, South of Al Madinah, Saudi Arabia // *Open Geology*. 2013. No. 7. P. 45–53.
  14. *Bastow J.D.* The development of late-stage continental breakup: Seismic reflection and borehole evidence from the Danakil depression, Ethiopia // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 2848–2862.
  15. *Beydoun Z.R.* Southern Arabia and northern Somalia: Comparative geology // *Philos. Transact. Royal Soc. London. Ser. A: Mathem. Phys. Sci.* 1970. Vol. 267. P. 267–292.
  16. *Beyne A., Abdel Salam M.G.* Tectonics of the Afar depression: A review and synthesis // *J. Afr. Earth Sci.* 2005. Vol. 41. No. 1–2. P. 41–59. Doi: doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.03.003
  17. *Bollino A., Regorda A., Sabadini R., Marotta A.M., Restelli F.* From rifting to oceanization in the Gulf of Aden: Insights from 2D numerical models // *Tectonophysics*. 2022. Vol. 838. P. 859–901.
  18. *Bonatti E., Cipriani A., Lupi L.* The Red Sea: birth of an ocean. – In: *The Red Sea*. – (Springer, Berlin–Heidelberg, Germany. 2015). P. 29–44.
  19. *Bonatti E., Clocchiatti R., Colantoni P. et al.* Zabargad (St. John’s) Island: An uplifted fragment of the sub-Red Sea lithosphere // *J. Geol. Soc.* 2015. Vol. 140. P. 677–690.
  20. *Bosellini A.* The continental margins of Somalia and their structural evolution and sediments stratigraphy // *Mem. Sci. Geol. Padova*. 1989. Vol. XLI. P. 373–458.
  21. *Bosworth W.* Geological evolution of the Red Sea historical background, review and synthesis. – In: *The Red Sea*. – Ed. by N.M.A. Rasul, I.C.F. Stewart, (Springer, NY, USA. 2015. Ch. 3). P. 45–78.
  22. *Brueckner H., Mervet A., Elhaddad A., Hamelin B., Hemming S., Kröner A., Reisberg L., Seyler M.* A Pan African origin and uplift for the gneisses and peridotites of Zabargad Island, the Red Sea: A Nd, Sr, Pb, and Os isotope study // *J. Geophys. Res.* 1995. P. 22283–22297.
  23. *Chalot-Prat F., D’Eyrames E.* An alternative model of plate tectonics // *Proc. Open Univ. Geol. Soc.* 2018. Vol. 4. P. 101–104.
  24. *Cochran J.R., Martinez F.* Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 153. P. 25–53.
  25. *D’Acremont E., Leroy S., Beslier M.-O., Bellahsen N., Fournier M., Robin C., Maitha N.M., Gente P.* Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 160. P. 869–890.
  26. *Davis P.M., Slack P.D.* The uppermost mantle beneath the Kenya dome and relation to melting, rifting and uplift in East Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2002. Vol. 29. No. 7. P. 1–4.
  27. *D’Almeida G.A.F.* Structural evolution history of the Red Sea rift // *Geotectonics*. 2010. Vol. 44. No. 3. P. 271–282.
  28. *Delauney A., Baby G., Fedorik J., Affifi A.M., Tapponier P., Dymont J.* Structure and morphology of the Red Sea, from the mid-ocean ridge to the ocean-continent boundary // *Tectonophysics*. 2023. Vol. 849. Art. 229728. Doi: 10.1016/j.tecto.2023.229728
  29. *Doglioni C., Carminati E., Bonatti E.* Rift asymmetry and continental uplift // *Tectonics*. 2009. Vol. 22. Is. 3. P. 1024–1037.
  30. *Dobre C., Déprez A., Masson F., Socquet A. et al.* Current deformation in Central Afar and triple junction kinematics deduced from GPS and InSAR measurements // *Geophys. J. Int.* 2017. Vol. 208. P. 936–953.
  31. *Eiman M.I. Abd Elkareem, Walid R. Osman, Angus J. Ferguson, John K. Warren, Nuha E. Mohamed.* New Evidence of the Holokinetic Sequences around Suakin-1 and -2 in the Sudanese Red Sea Area Using Integrated Geophysical Interpretation // *Int. J. Geosci.* 2022. Vol. 13. No. 6. Doi: 10.4236/ijg.2022.136026
  32. *Fantozzi P.L., Alikassim M.* Geological mapping in northeastern Somali (Midjurtinia region): Field evidence of the structural and paleographic evolution of the northern plate // *J. Afr. Earth Sci.* 2002. Vol. 34. P. 21–55.
  33. *Franz G., Puchelt N., Pasteels Y.P.* Petrology, geochemistry and age relations of Triassic and Tertiary volcanic rocks from SW Egypt and NW Sudan // *J. Afr. Earth Sci.* 1987. Vol. 6. Is. 3. P. 335–352.
  34. *Fournier M.* Segmentation and along-strike asymmetry of the passive margin in Socotra, eastern Gulf of Aden: Are they controlled by detachment faults? // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. Vol. 8. No. 3. P. 1–17. Doi: 10.1029/2006GC001526
  35. *Geological Map of Yemen. – Western Sheet. – Scale 1:1 000 000. – (Natural Resour. Project SAN-AA, Republic of Yemen. 1990).*
  36. *Girdler R.W., Underwaid M.* The evolution of early oceanic lithosphere in the Southern Red Sea // *Tectonophysics*. 1965. Vol. 116. P. 95–108.
  37. *Haitham F.M.S., Nani A.S.O.* The Gulf of Aden Rift: Hydrocarbon potential of the Arabian sector // *J. Petrol. Geol.* 1990. Vol. 13. No. 3. P. 211–220.
  38. *Hansen S.* Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized *P*-wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 319–320. P. 23–34.
  39. *Issachar R., Ebbing J., Dilixiati Y.* New magnetic anomaly map for the Red Sea reveals transtensional structures

- associated with rotational rifting // *Sci. Rep.* 2022. Vol. 12. Art. 5757. Doi:10.1038/s41598-022-09770-0
40. *Issachar R., Gomez-Garcia A.M., Ebbing J.* Lithospheric structure of the Red Sea based on 3D density modeling: A contrasting rift architecture // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2023. Vol. 128. P. 1–20.
  41. *Johnson P., Stern R., Pease V., Halverson G., Kusky T.* Volcano-sedimentary basins in the Arabian–Nubian Shield: Markers of repeated exhumation and denudation in the Neoproterozoic accretionary orogen // *Geosciences.* 2013. Vol. 3. P. 389–445.
  42. *Kendall J.-M., Pilidou S., Keir D., Bastow I.D.* Mantle upwellings, melt migration and the rifting of Africa: Insights from seismic anisotropy. – In: *The Afar Volcanic Province Within the East African Rift System.* – Ed. by G. Yirgu, C.J. Ebinger, P.K.H. Maguire, (Geol. Soc. London. UK. 2006. Vol. 259). P. 55–72.
  43. *Khrepy S. El, Koulakov I., Gerya T., Al-Arifi N., Alajmi M.S., Ayman N. Qadrou.* Transition from continental rifting to oceanic spreading in the northern Red Sea area // *Sci. Rep.* 2021. Vol. 11. Art. 5594. Doi: 10.1038/s41598-021-84952-w
  44. *Leroy S., Lucazeau F., d’Acremont E., Watremez L., Autin J., Rouzo S. et al.* Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. Vol. 11. P. 1525–2027.
  45. *Leroy S., Gente P., Fournier M., d’Acremont E., Patriat P. et al.* From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: A geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. – In: *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues.* – Ed. by Kh. A. Hosani, F. Roure, R. Ellison, S. Lokier, (Conf. Proc. ILP Workshop, Abu Dhabi, UAE. – Springer, NY, USA. 2013). P. 385–427.
  46. *Magoarou C., Hirsch K., Fleuty C., Martin R.* Integration of gravity, magnetic, and seismic data for subsalt modeling in the Northern Red Sea // *Interpretation,* 2021. Vol. 9. No. 2. P. 1–37. Doi: 10.1190/int-2019-0232.1
  47. *Makris J., Ginzburg A.* The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 141. P. 199–214.
  48. *Masalu D.C.P.* Mapping absolute migration of global mid-ocean ridges since 80 Ma to Present // *J. Earth, Planets and Space.* 2007. Vol. 59. P. 1061–1066.
  49. *Mitchell N., Preine J., Okwokwo O.I., Izzeldin A.Y.* The ocean–continent transition zone in the Western Central Red Sea // *J. Afr. Earth Sci.* 2023. Vol. 208. Art. 105093. Doi: 10.1016/j.jafrearsci.2023.105093
  50. *Nehling P., Fawzia F., Antonin G.* Aermagnetic map constrains cratonization of the Arabian Shield // *Terra Nova.* 2001. Vol. 13. No. 5. P. 347–353.
  51. *O’Connor J.M., Jokat W., Regelous M., Kuiper K., Miggins D., Koppers A.* Superplume mantle tracked isotopically the length of Africa from the Indian Ocean to the Red Sea // *J. Geol. and Environ. Sci.* 2019. Vol. 10. Art. 5493. Doi: 10.1038/s41467-019-13181-7
  52. *Osman A.F., Fowler A.-R.* Terrane accretion within the Arabian–Nubian Shield. – In: *The Geology of the Arabian–Nubian Shield.* – (Springer, NY, USA. 2021). P. 221–266.
  53. *Priestley K., McKenzie D., Debayle É., Pilidou S.* The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 175. P. 1108–1126.
  54. *Richardson S.M., Bott W.F., Smith B.A., Hollar W.D., Birmingham P.M.* A new hydrocarbon “play” area offshore Socotra island, Republic of Yemen // *J. Petrol. Geol.* 1995. Vol. 18. No. 1. P. 5–28.
  55. *Rime V., Foubert A., Ruch J., Kidane T.* Tectonostratigraphic evolution and significance of the Afar Depression // *Earth-Sci. Rev.* 2023. Vol. 244. Art. 104519. Doi: 10.1016/j.earscirev.2023.104519
  56. *Ring U.* Tectonic dynamics in the African rift valley and climate change // *Climate Sci. (Oxford Res. Encyclopedia of Climate Sci.).* 2018. (Publ. on-line Jan. 24, 2018). Doi: 10.1093/acrefore/9780190228620.013.524
  57. *Saada S.A., Mickus K., Eldosouky A.M., Ibrahim A.* Insights on the tectonic styles of the Red Sea rift using gravity and magnetic data // *Marin. Petrol. Geol.* 2021. Doi: 10.1016/j.marpetgeo.2021.105253
  58. *Said R.* The Geology of Egypt. – (Brookfield, Rotterdam, the Netherlands. 1990). 729 p.
  59. *Saleh G.M., Mohamed S. Kamar, Mira H.I.* Phanerozoic minor volcanics and intrusives of the Arabian–Nubian Shield. – In: *The Geology of the Arabian–Nubian Shield.* – (Springer, NY, USA, Book Ser.: Region. Geol. Rev., 2021). P. 687–736
  60. *Schandelmeier H., Raynolds P.O., Kürster D.* Spatial and temporal relationship between alkaline magmatism and early rifting in north/central Sudan // *Geosci. Res. Northeast Africa.* 2017. P. 221–225.
  61. *Senkaus A., Leroy S., Castilla R. et al.* Polyphase rifting and break-up of the Central Mozambique margin // *Marin. Petrol. Geol.* 2019. Vol. 100. P. 412–433.
  62. *Stern R.J., Johnson P.R.* Constraining the opening of the Red Sea: Evidence from the Neoproterozoic margins and Cenozoic magmatism for a volcanic rifted margin. – In: *Geological Setting, Paleo-Environment and Archaeology of the Red Sea.* – (Springer Int. Publ., NY, USA. 2019). P. 53–78. Doi: 10.1007/978-3-319-99408-6\_4
  63. *Wilson M., Guiraud R., Morean C., Bellon Y.Y.-C.* Late Permian to Recent magmatic activity on the African–Arabian margin of Thethys. – In: *Petroleum Geology of North Africa.* – (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1998. Is. 132). P. 231–263.
  64. GEBCO. URL: <https://www.gebco.net> (Accessed January, 2024).

## **Tectonic Conditions of Origin and Geodynamic Setting of Opening of the Rifts of the Red Sea and the Gulf of Adena**

**V. M. Usova<sup>a, \*</sup>**

*<sup>a</sup>Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education “RUDN University”,  
bld. 6, Miklukho-Maklaya str., 117198 Moscow, Russia*

*\*e-mail: usova-vm@rudn.ru*

The article presents results of the study that identifies tectonic conditions responsible for the origin of the Late Cenozoic rifts of the final stage of the development of the Red Sea and the Gulf of Aden. The rifts, connected at the right angle, had different stages of oceanic opening. We propose a geodynamic model of the Red Sea rift formation, based on data on the continental-lower crustal nature of the high-density basement of this rift. Our Paleotectonic reconstructions support the previous model of the pre-rift location of Arabia near the “shores” of Africa and the deep entry of the Yemen “Corner” of Arabia into the “Triangle” of the Afar Depression. The separation and syn-rift removal of Arabia from Africa occurred in different and unique tectonic settings, is shown. The Red Sea Rift originated in the largest area of the Late Proterozoic juvenile crust protruding in the central part of the Arabian–Nubian Shield. In contrast, the Gulf of Aden Rift formed within a large pericontinental sedimentary basin, which is unusual for rifts of all ages and types. The directions of the rift separation Arabia from Africa were predetermined historically and coincided with the boundaries of ancient lithospheric blocks that experienced different tectonic development. These geological boundaries, related to the deep geo-divisions, outlined in the crustal structure as pan-African folding belts of various ages and types.

*Keywords:* geology, tectonic plates, geodynamic model, paleocontinents, rifts of the Red Sea and the Gulf of Aden, African superplume, paleotectonic reconstructions

## ТРАНСФОРМНЫЕ И НЕТРАНСФОРМНЫЕ СМЕЩЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

© 2025 г. В. А. Боголюбский<sup>1, 2, \*</sup>, Е. П. Дубинин<sup>1, 2</sup>, А. Л. Грохольский<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова – Музей земледения,  
д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет,  
д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

\*e-mail: bogolubskiyv@gmail.com

Поступила в редакцию 14.09.2024 г.

После доработки 02.10.2024 г.

Принята в печать 06.03.2025 г.

В статье рассмотрен сегмент Юго-Западного Индийского хребта, расположенный между системой разломных зон Дю Туа–Эндрю Бейн–Принс Эдуард и тройным сочленением Буве. В его пределах выделены два участка, которые различаются по структуре рельефа дна и в своем развитии. На восточном участке (с 9° по 25° в.д.) отсутствуют трансформные разломы и существенные термические аномалии в мантии. Западный участок исследуемой части хребта (от тройного соединения Буве до 9° в.д.) рассечен несколькими крупными трансформными нарушениями и развивается под заметным влиянием термической аномалии плюма Буве. Подобная связь сегментации рельефа дна и термических аномалий мантии является нетипичной для районов медленного и ультра медленного спрединга. Здесь хребты пересекаются трансформными разломами, на участках с заметным тепловым влиянием мантийных термических аномалий эти разломы исчезают. Мы провели физическое моделирование и анализ профилей температурного поля в разработанной модели для оценки влияния глубины области аккумуляции расплава (мантийной магматической камеры) на сегментацию рельефа дна Юго-Западного Индийского хребта. Нами установлено, что глубина области аккумуляции расплава оказывает заметное влияние на сегментацию рельефа срединно-океанического хребта (СОХ), но это не является единственным основным влияющим фактором. На сегментацию рельефа СОХ может влиять процесс серпентинизации. Уменьшение скорости спрединга сопровождается увеличением глубины магматического очага, или области сфокусированного мантийного апвеллинга. Это приводит к широкому распространению серпентинизации на оси растяжения за счет мало интенсивного магматизма и высокой трещиноватости пород и, как следствие, к перестройке структурной сегментации хребта в связи с исчезновением трансформных разломов при понижении прочности литосферы. Совместное воздействие глубины области аккумуляции расплава и серпентинизации на фрагмент Юго-Западного Индийского хребта, где отсутствовала термическая аномалия в мантии, могло привести не только к исчезновению трансформных разломов, но и поддерживать такое состояние длительный период времени. В западной части Юго-Западного Индийского хребта, находящегося под воздействием мантийной термической аномалии, условия для серпентинизации были менее благоприятными и трансформные разломы здесь хорошо развиты.

*Ключевые слова:* структурная сегментация, мантийные плюмы, серпентинизация, ультрамедленный спрединг, косой спрединг, аномалия Буге, тройное сочленение Буве, плюм Буве, физическое моделирование, Юго-Западный Индийский хребет

**DOI:** 10.31857/S0016853X25010068, **EDN:** DAVHVX

### ВВЕДЕНИЕ

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) расположен в южных частях Индийского и Атлантического океана, протягиваясь от тройного сочленения Родригес (на востоке) до тройного сочленения Буве (на западе). Он относится к хребтам с ультрамедленным спредингом со скоростями растяжения от 14 до 16 мм/год [21, 28, 34].

Юго-Западный Индийский хребет зародился ~160 млн лет назад с началом рифтогенеза в пределах Западной Гондваны. При начальном расколе континентальной литосферы (153.7 млн лет назад; аномалия M25n) западная (между Африкой и Антарктикой) и восточная (между Индией и Антарктикой) части хребта были разделены зоной трансформных разломов, представленной

в настоящее время системой мегатрансформов Дю Туа—Эндрю-Бейн—Принс-Эдуард протяженностью 1230 км. Эта система разделяет современный Юго-Западный Индийский хребет на западную и восточную части, различающиеся по рельефу и его эволюции [9, 19, 36, 43].

Западная часть хребта также неоднородна по своему строению (рис. 1).

К западу от трансформного разлома Дю Туа (25° в.д.) протягивается крупный сегмент хребта протяженностью 630 км, субортогональный направлению растяжения. В пределах сегмента отсутствуют крупные поперечные нарушения рифтовой долины трансформного типа и присутствуют небольшие нетрансформные смещения, разделяющие осевые вулканические хребты. Данный участок известен как ортогональный супер-сегмент [21, 37, 41]. Далее к западу он плавно переходит в косой супер-сегмент, простирающийся на 185 км от трансформного разлома Шака (9° в.д.) до 16° в.д. [37]. В структуру супер-сегмента входят несколько сегментов второго порядка как вулканических, так и амагматических, разделенных нетрансформными смещениями, но без крупных поперечных нарушений [34, 37].

Эти два сегмента совокупной длиной 815 км составляют один из самых протяженных участков срединно-океанических хребтов (СОХ) в Мировом океане, не нарушенных трансформными разломами. На флангах Юго-Западного Индийского хребта в рельефе и магнитных аномалиях прослеживаются пассивные следы трансформных разломов (см. рис. 1, а, в).

К западу от 9° в.д. и до тройного соединения Буве строение Юго-Западного Индийского хребта резко меняется. Этот участок хребта находится под влиянием термической аномалии мантийного плюма Буве, центр которого в настоящее время располагается под о. Буве на южном фланге Юго-Западного Индийского хребта.

В противоположность супер-сегментам, западный участок Юго-Западного Индийского хребта рассечен трансформными разломами Буве, Айлос Оркадас и Шака, а также несколькими крупными нетрансформными смещениями (НТС). Тепловое влияние термической аномалии на хребтах с медленными и ультрамедленными скоростями спрединга приводит к исчезновению трансформных разломов и сегментации участка поперечными нарушениями такими, как изгибы рифтовой долины, перекрытия центров спрединга, например, в хребте Рейкьянес, где сегментация осуществля-

ется перекрытиями осевых вулканических хребтов [4, 13], или Срединно-Атлантический хребет к югу от Агульяс-Фолклендской разломной зоны, где характер сегментации изменяется с удалением от центра термической аномалии [11].

В регионе нашего исследования наблюдается обратная закономерность — на участке хребта с нормальным прогревом мантии трансформные разломы отсутствуют, тогда как на участке с мантийной термической аномалией имеются хорошо развитые трансформные структуры. Слабое развитие поперечных нарушений в условиях относительно холодной под-литосферной мантии наблюдается на других спрединговых хребтах, таких как хребет Гаккеля, Срединно-Атлантический хребет к югу от трансформного разлома Чарли-Гиббс, крайняя восточная часть ЮЗИХ [4, 8, 10, 16].

Модель эффективной сегментации объясняет различие в характере сегментации Юго-Западного Индийского хребта [34, 41]. Она предполагает заглубленное положение области аккумуляции расплава, связанной с областью сфокусированного мантийного апвеллинга, пониженные температуры подкорковой мантии и, как следствие, наличие широкой зоны прогрева. Также предполагается активное вдоль осевое течение расплава в под-литосферной мантии [24]. Все это ведет к образованию небольших нетрансформных смещений вместо крупных трансформных разломов.

Целью настоящей статьи является анализ влияния глубины положения области аккумуляции расплава (магматического очага) на сегментацию срединно-океанического хребта на примере Юго-Западного Индийского хребта.

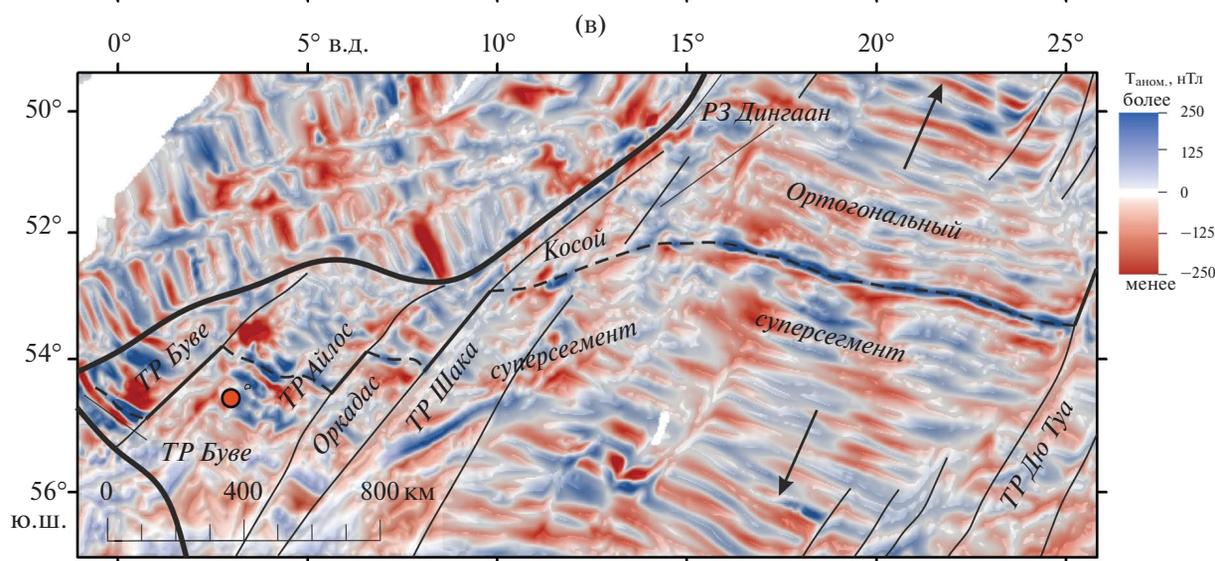
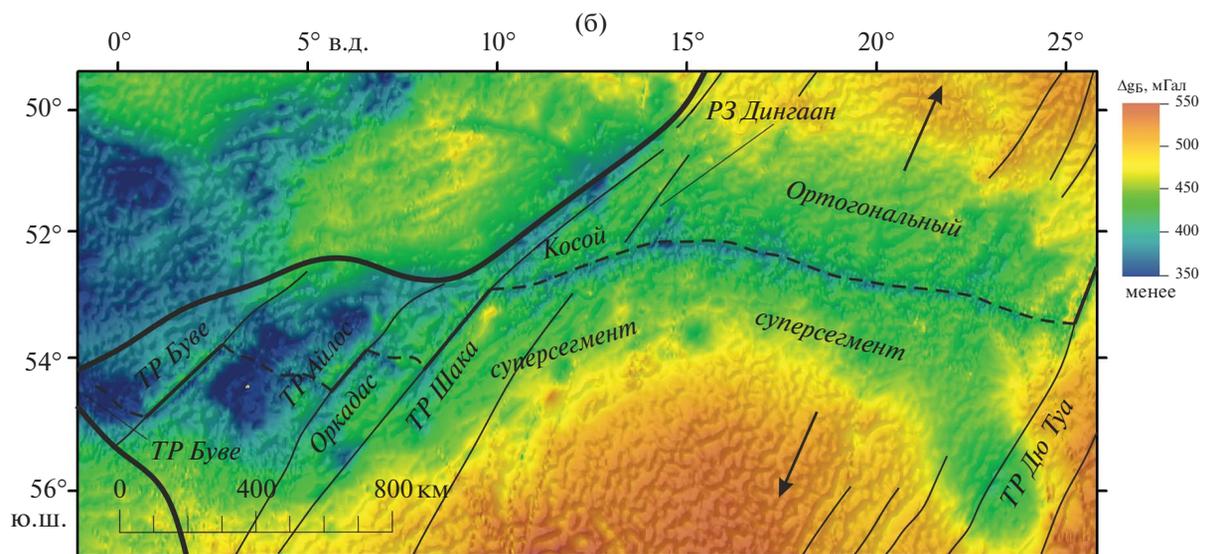
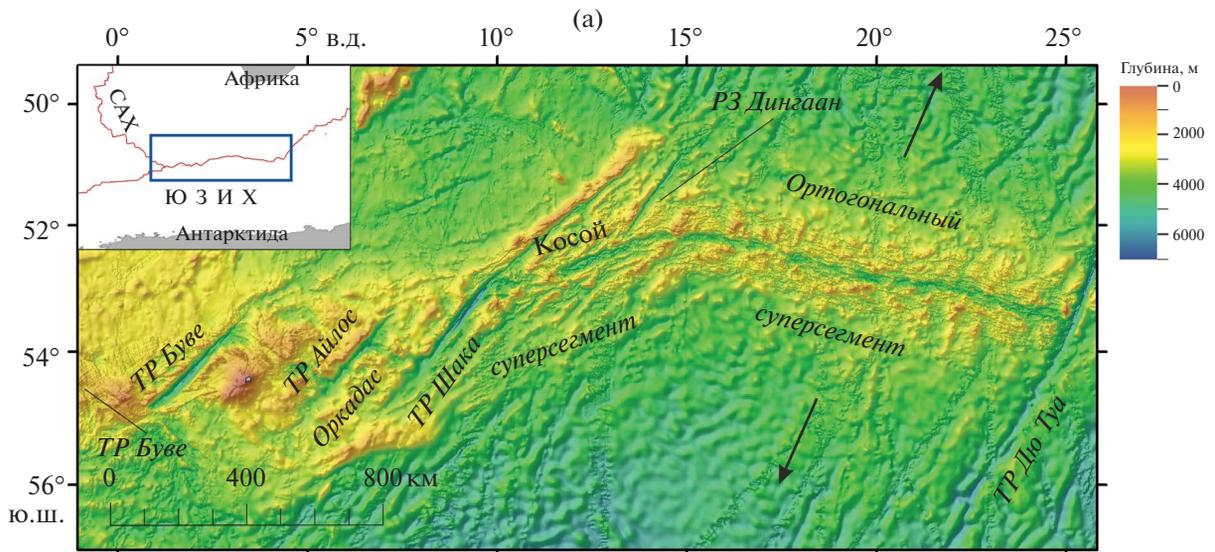
Для этого нами было проведено физическое моделирование процессов сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов при неортогональном растяжении и различной степени прогрева литосферы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### *Геологическое строение и рельеф западной части ЮЗИХ*

Трансформные разломы отсутствуют в восточной части рассматриваемого сегмента ЮЗИХ. Здесь выделяются два крупных сегмента первого порядка (рис. 2):

- ортогональный супер-сегмент;
- косой супер-сегмент.



--- 1 ——— 2 ——— 3 ——— 4

**Рис. 1.** Основные структурные элементы западной части Юго-Западного Индийского хребта (по данным [28, 32, 33]).

(а)–(в) – Карты: (а) – батиметрическая; (б) – аномалии Буге; (в) – аномального магнитного поля.

Показано: положение центра плюма Буве (кружок красным); стрелками показано направление спрединга (стрелки черным).

Аббревиатуры: ЮЗИХ – Юго-Западный Индийский хребет; САХ – Срединно-Атлантический хребет; ТР – трансформный разлом; ТС – тройное сочленение; РЗ – разломная зона.

1 – ось Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); 2 – трансформные разломы;

3 – пассивные следы трансформных разломов; 4 – граница коры, сформированной на ЮЗИХ

К востоку от 15°45' в.д., в пределах первого супер-сегмента спрединг почти ортогонален. Протяженность супер-сегмента составляет около 630 км.

К западу от 15°45' в.д. общее простирание центров спрединга резко изменяется и теперь составляет угол ~45° с направлением растяжения.

При этом, встречаются отдельные сегменты второго порядка с суб-ортогональным простиранием. Длина косоугольного супер-сегмента составляет ~185 км. Составляющая скорости спрединга, ортогональная простиранию рифтовой долины (эффективная скорость спрединга), варьирует в пределах супер-сегмента от 9.1 до 14.2 мм/год [34, 41].

В пределах ортогонального супер-сегмента выделяются 14 магматических сегментов второго порядка (рис. 2, а).

Правосторонние нетрансформные смещения с величиной смещения, не превышающей 15 км, разделяют эти магматические сегменты. Несмотря на наличие небольшого отклонения на 15–16° в.д. генерального простирания хребта от ортогонального простирания, все спрединговые сегменты в его пределах имеют ортогональную ориентировку по отношению к направлению растяжения [25].

Рельеф хребта в этой части значительно расчленен, глубина рифтовой долины относительно гребней рифтовых гор составляет 1500–2000 м (см. рис. 1, а).

Абсолютные глубины моря колеблются от 2900 до 3400 м (см. рис. 2).

Ширина рифтовой долины варьирует от 15 до 35 км.

В центральных частях сегментов второго порядка располагаются осевые вулканические хребты (ОВХ) с относительными высотами от 200 до 600 м [24]. В пределах нетрансформных смещений глубина рифтовой долины достигает 4600–4800 м. Аккреция литосферы сопровождается эксгумацией серпентинизированной мантии особенно на флангах хребта, где глубины моря достигают 1500 м –

это подтверждается драгированием здесь образцов серпентинизированных ультрамафитов [21].

В районе 19°–21° в.д. наблюдается другая морфология рифтовых гор с простиранием, не параллельным оси хребта. Гриндли с соавт. [24] связывают это с влиянием вдоль осевого мантийного потока в восточном направлении, что подтверждается также структурой аномалий Буге (см. рис. 1, б).

При поднятии расплава к поверхности происходит внедрение даек. Подобная ситуация наблюдается на других участках ультрамедленного растяжения с влиянием мантийных термических аномалий – Главный Эфиопский рифт, рифты Исландии и Срединно-Атлантический хребет между 24°–30° с.ш. [17, 45, 49].

Эти процессы предполагают уменьшение мощности базальтового слоя коры с запада на восток, средняя толщина которого не превышает 1.5 км. Геохимический состав базальтов характеризуется пониженным содержанием Fe<sup>8</sup> и повышенной концентрацией Al<sup>8</sup>, Na<sup>8</sup> и Si<sup>8</sup>, что типично для базальтов типа N-MORB и E-MORB. Степень плавления первичного расплава в этих районах ниже, чем в прилегающих участках СОХ, что связано с преобладанием здесь кондуктивного охлаждения [16, 37]. Возможно наличие относительно глубоких очагов магмы (до 25 км), и источники магмы расположены в верхней мантии.

Строение косоугольного супер-сегмента отличается от строения ортогонального супер-сегмента (см. рис. 2, б).

В пределах косоугольного супер-сегмента выделяются шесть сегментов второго порядка:

– два коротких магматических сегмента (Нэрроугейт (Narrowgate segment) в восточной части хребта);

– четыре амагматических сегмента (гора Джозефа Майеса (Joseph Mayes seamount) в западной части сегмента).

Для магматических сегментов характерна суб-ортогональная к направлению растяжения

ориентировка, тогда как для амагматических сегментов характерна ориентировка от  $35^\circ$  (в крайне западном сегменте) до  $55^\circ$  (в центральной части) относительно направления растяжения [41].

Амагматические сегменты отличаются максимальной шириной рифтовой долины, достигающей 40–45 км при глубине 1500–2000 м. Абсолютные глубины моря меняются от 3900 до 4500 м (см. рис. 1, а; см. рис. 2).

Склоны рифтовой долины имеют значительную асимметрию [41]. Полагаем, что юго-восточный склон представляет собой детачмент – пологий разлом, по которому происходит эксгумация мантийных серпентинизированных перидотитов [15, 23, 35]. Расположение этих структур на юго-восточном борту рифтовой долины объясняется асимметричным спредингом, их серпентинитовый состав подтверждается результатами драгировок [41]. В склонах рифтовой долины наблюдаются и немногочисленные базальты, что позволяет предположить наличие небольшого по мощности базальтового слоя (1–2 км), сформированного за счет трещинных извержений [41].

В центральной части косоугольного супер-сегмента рифтовые горы пересекаются пассивным следом разломной зоны Дингаан. Здесь впадины шириной 20 км и глубиной до 2 км подходят почти вплотную к бортам рифтовой долины, однако, в пределах самой рифтовой долины признаков смещения не наблюдается.

Вулканические сегменты характеризуются разнообразным строением. В пределах сегмента Нэрроугейт рифтовая долина сужается до 20 км, а глубины моря уменьшаются до 2700 м. Днище долины занято протяженными осевыми вулканическими хребтами (ОВХ). Предполагается, что для данного сегмента наблюдается фокусированный мантийный апвеллинг, обеспечивающий интенсивный магматизм [29, 42]. Драгированные образцы представлены, в основном, свежими базальтовыми стеклами [41].

По фланговым структурам сегмента Нэрроугейт повышенная магматическая активность отмечается как минимум в течение последних 8–9 млн лет [42]. Гора Джозефа Майеса – одна из крупнейших вулканических построек на оси срединно-океанического хребта (СОХ) с диаметром вулканической постройки около 25 км, возраст которой не превышает 1.3 млн лет [42].

С западной стороны, примыкающей к тройному сочленению Буве, Юго-Западный Индийский хребет представлен вулканическим хребтом Шписс,

протяженностью около 130 км и минимальной глубиной около 400 м. Его формирование связано с активностью плюма Буве [1, 5, 27] (см. рис. 2, б).

Фрагмент Юго-Западного Индийского хребта, расположенный между трансформным разломом Буве и трансформным разломом Айлос Оркадас, также подвержен влиянию активности плюма Буве, что проявилось в формировании острова Буве (870 м абс. выс.) на юго-западном фланге ЮЗИХ (см. рис. 1, а).

Рифтовая долина здесь имеет отчетливо выраженный U-образный профиль с шириной ~25 км и глубиной ~900 м. Такие параметры рельефа более характерны для среднего, чем для медленного, спрединга (см. рис. 2).

Склоны рифтовой долины здесь симметричны [1]. В восточной части хребет пересекается трансформным разломом Мошеш длиной ~30 км [27]. Сегмент ЮЗИХ между трансформным разломом Айлос Оркадас и трансформным разломом Шака имеет длину ~100 км, обладая при этом морфологией медленно-спредингового хребта.

Рифтовая долина имеет ширину 25–30 км, ее глубина варьирует от 900 до 1400 м. Рифтовые горы данного сегмента не отличаются типичной вытянутостью форм и являются комплексом разбросанных рифтовых гор, иногда соединенных линейными хребтами.

С поверхности по всей западной части ЮЗИХ были драгированы образцы базальтовых пород [7]. Ультрамафиты встречаются только в пределах трансформных разломов, среди базальтов встречаются N-MORB и E-MORB [7, 26].

## МЕТОДЫ

### *Физическое моделирование*

Метод физического моделирования применен в настоящей статье для изучения условий формирования и развития систем поперечных нарушений спрединговых хребтов и отдельных трансформных разломов. Эксперименты проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова. Всего было выполнено десять экспериментов в установке из текстолита, включавшей ванну, поршень, модельное вещество и систему нагрева вещества (рис. 3).

Нагрев модельного вещества в установке осуществлялся равномерно с помощью нагревательных элементов (проводов), расположенных на

днище и трех боковых сторонах ванны. За счет движения поршня соединенного с электродвигателем осуществлялось растяжение подготовленной модели с постоянной скоростью (см. рис. 3, а).

Расплавленное вещество, используемое в эксперименте, имитирует частично расплавленную астеносферу, обладающую упруго-вязко-пластичными свойствами. Перед началом эксперимента вещество нагревается до однородного жидкого состояния, после чего охлаждается сверху вентилятором до образования однородного плотного слоя вещества, застывшего на поверхности, имитирующей литосферу. После формирования модельной литосферы начинается процесс ее растяжения, в ходе которого формируются новая модельная кора и литосфера (см. рис. 3).

Модельное вещество представляет собой смесь минеральных масел (вазелиновое масло), парафина и церезина в твердом агрегатном состоянии с добавлением поверхностно активных веществ. Верхний слой модельной литосферы обладает хрупкими свойствами, нижний слой является пластичным.

Верхний слой толщиной  $H$  соответствует верхней части природной литосферы с хрупкими деформациями ее пород. Эта часть включает в себя породы океанической коры и упругой части верхней мантии. При этом соблюдается критерий подобия модельной литосферы ее океаническому прототипу

$$\frac{\tau_s}{\rho g H} = const, \text{ где } \tau_s \text{ – предел текучести модельного}$$

вещества на сдвиг,  $\rho$  – его плотность и  $H$  – толщина хрупкого слоя модельной литосферы [12, 39].

Визуализация термического поля модели производилась с использованием тепловизора с разрешением матрицы 384\*288 пикселей, углом обзора 56\*42° и фокальным расстоянием 13 мм. Съемка тепловизором осуществляется в дальнем инфракрасном диапазоне. Термическая восприимчивость прибора составляет  $T_p=0.07^\circ\text{C}$ , что позволяет уловить минимальные колебания теплового поля модели, при этом точность измерений составляет  $T_a=3^\circ\text{C}$ .

Для обеспечения точности прибора, сопоставимой с термической восприимчивостью, максимальные значения температурного поля, наблюдающиеся в осевой зоне растяжения, привязывались к стандартной температуре вещества ( $T=43^\circ\text{C}$ ), что позволяло достичь оценочной точности прибора в  $T_a=0.2-0.3^\circ\text{C}$ . Для корректного отображения температурного поля использовалось программное приложение InfiCam [50].

Как в природном спрединге, так и в экспериментах с модельным веществом мы получаем и исследуем полупространство, остывающее с поверхности от некоторого нагретого состояния при  $t = 0$  (ось спрединга или ось растяжения в эксперименте) с температурой расплавленного вещества на оси спрединга и на дне экспериментальной ванны  $T_m=1300^\circ\text{C}$  в природе и  $T_m = 43^\circ\text{C}$  или  $46^\circ\text{C}$  в экспериментах.

Остывание происходит в результате контакта с температурой  $T_0 = \sim 0^\circ\text{C}$  в природе и  $T_0 = \sim 23^\circ\text{C}$  в модели в течение времени  $t$  (время остывания). Поэтому как в модели, так и в природе при некотором удалении от оси спрединга (растяжения), когда выполняется условие  $dT/dx \ll dT/dz$ , мы будем иметь распределение температуры с глубиной, близкое к модели остывающего полупространства:

$$T(z) = T_0 + (T_m - T_0) \cdot \Phi\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}\right), \quad (1)$$

где  $\kappa = \frac{k}{\rho C_p}$  – коэффициент термической диффузии (температуропроводность:  $k$  – коэффициент теплопроводности,  $\rho$  – плотность и  $C_p$  – теплоемкость (на единицу массы) пород литосферы или модельного вещества),  $\Phi$  – функция ошибок.

В условиях изостатического отклика литосферы на нагрузку следует, что глубина океана, отсчитываемая от его уровня над осью хребта, увеличивается с возрастом литосферы по закону  $Z = a\sqrt{t}$ , где  $Z$  – глубина океана,  $t$  – возраст океанической литосферы,  $a$  – коэффициент [38].

Следовательно, аномалии Буге, пропорциональные этой глубине, будут расти с удалением от оси спрединга по формуле:

$$\Delta g_b = b\sqrt{t}, \quad (2)$$

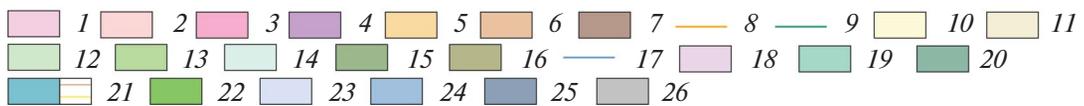
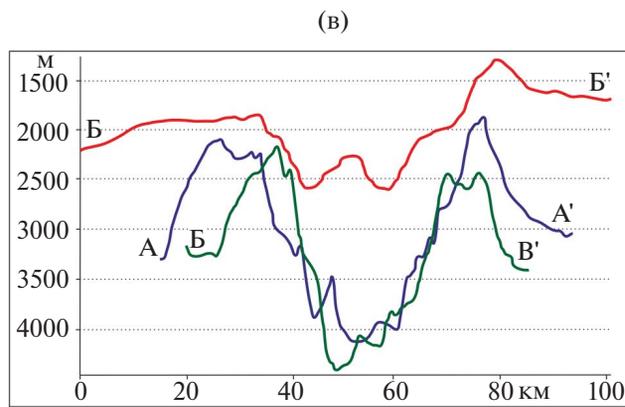
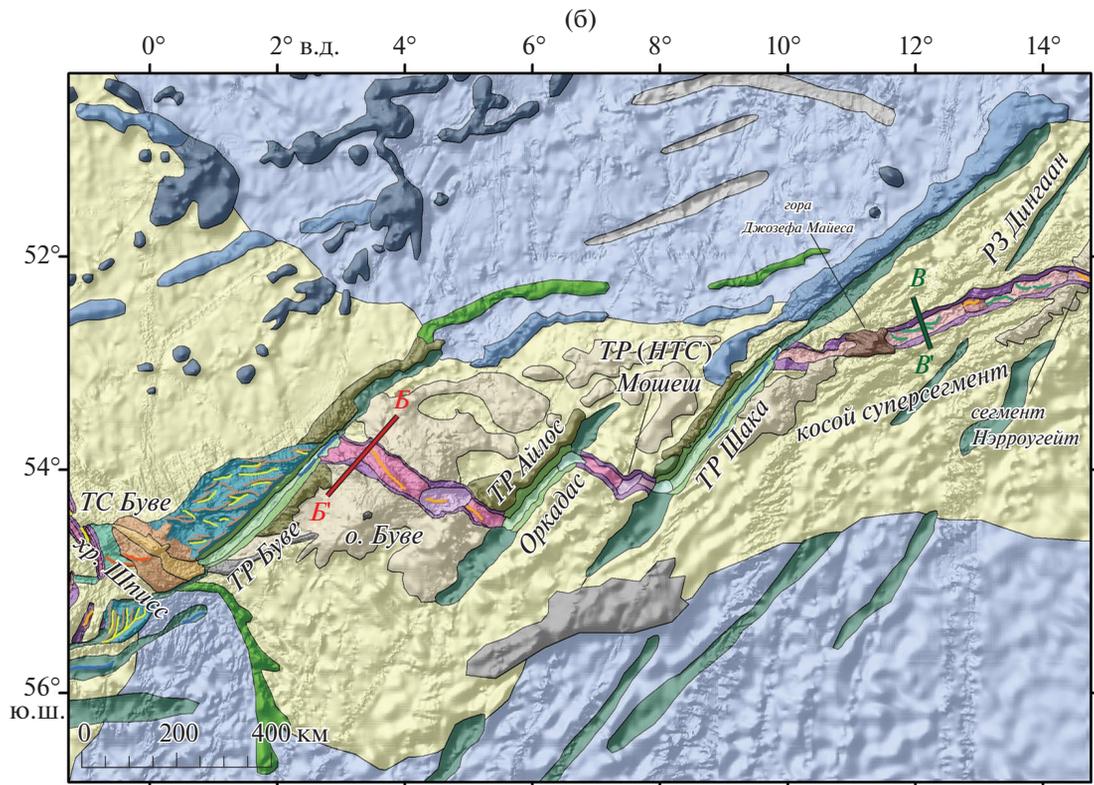
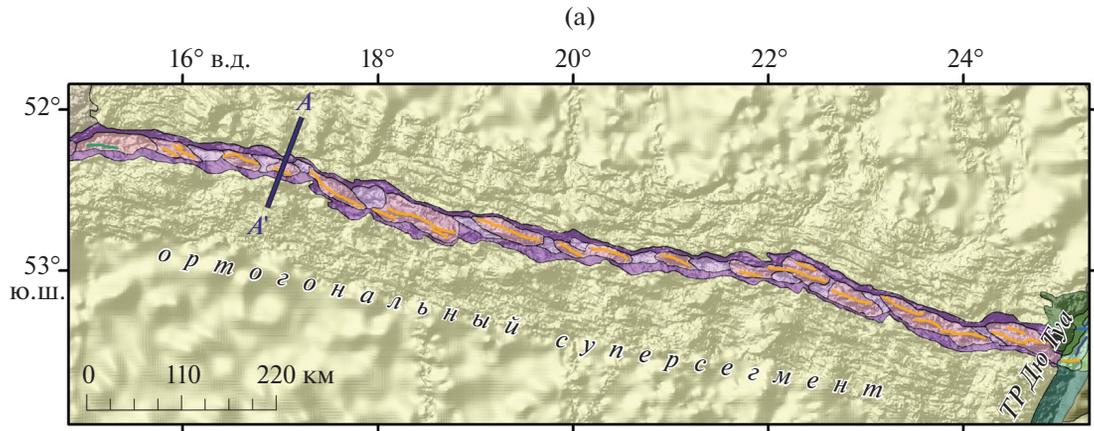
где  $\Delta g_b$  – аномалия Буге,  $b$  – коэффициент.

Следствием формулы (1) будет как в природе, так и в модели закон изменения теплового потока на поверхности [44]:

$$q(t) = -\left(k \frac{T_m - T_0}{\sqrt{\pi \kappa t}}\right) \quad (3)$$

при ( $1 \leq t \leq 70 \dots 90$  млн лет).

При работе тепловизора происходит пересчет интенсивности излучения (теплового потока) в осредненную температуру тела через формулу Планка для излучения черного тела [44].



**Рис. 2.** Карта морфоструктуры Юго-Западного Индийского хребта (по данным [32]).

Морфотектонические карты: (а) – ортогонального супер-сегмента; (б) – крайней западной части ЮЗИХ и косоугольного супер-сегмента.

На (в) показаны батиметрические профили А–А' – В–В'.

На (а) показан батиметрический профиль А–А' – рифтовой долины ортогонального супер-сегмента.

На (б) показаны батиметрические профили: Б–Б' – рифтовой долины в районе о. Буве; В–В' – рифтовой долины косоугольного супер-сегмента.

Аббревиатуры: ТР – трансформный разлом, ТС – тройное сочленение, РЗ – разломная зона, НТС – нетрансформное смещение.

1–11 – срединно-океанические хребты:

1 – рифтовые долины; 2 – амагматические рифтовые долины; 3 – редуцированные рифтовые долины; 4 – борта рифтовых долин; 5 – осевые поднятия; 6 – склоны осевых поднятий; 7 – крупные осевые вулканы; 8 – осевые вулканические хребты; 10 – рифтовые горы и фланги СОХ; 11 – фланги СОХ с повышенным магматизмом; 12–21 – поперечные нарушения оси спрединга: 12 – трансформные долины, 13 – борта трансформных долин, 14 – нодальные бассейны, 15 – внутриокеанические комплексы, 16 – приразломные хребты, 17 – медианные хребты, 18 – нетрансформные смещения, 19 – зоны рассеянных сдвиговых деформаций, 20 – пассивные следы трансформных разломов, 21 – пассивные следы ТС Буве (оси впадин и поднятий в их пределах); 22–26 – прочие структуры: 22 – шовные зоны литосферы различных СОХ, 23 – глубоководные котловины, 24 – вулканические поднятия и хребты, 25 – подводные горы, 26 – структуры неясного происхождения

Поскольку тепловизор, измеряющий инфракрасное излучение в эксперименте, реагирует не на температуру вещества на поверхности (в модели  $T = T_0 = 23^\circ\text{C}$  при  $z = 0$ ),  $a$  – на тепловой поток, то мы и получаем зависимость  $q(t)$  по формуле (3) – в модели, обратную зависимости  $\Delta g_b$  по формуле (2) – в природе.

Если определить параметр  $\Delta q(t) = q(0) - q(t)$ , где  $q(0)$  – поток на оси, то  $\Delta q(t)$  будет расти со временем остывания, подобно аномалиям Буге. Аналогично и с температурой, используемой в качестве конечного раstra тепловизора, параметр  $\Delta T_m = T_{m(\text{ось})} - T_m$  также будет расти пропорционально корню из времени остывания модельного вещества.

Погружение поверхности модельного вещества, вызванное падением его температуры, также растет пропорционально, как и в природе. Это следствие модели остывающего полупространства, которая работает как в природе, так и в модели. Однако, амплитуда термического погружения поверхности модельного вещества не превосходит первых миллиметров. Изменения термического рельефа в модели сравнимы или меньше нарушений рельефа в приосевой зоне, вызванных растяжением модельного вещества и находятся вне допустимой точности измерений.

Перед началом растяжения в подготовленной модельной литосфере задаются один или несколько разрезов, воспроизводящих общую геометрию моделируемых структур [2, 3, 39, 40].

Для сравнения результатов моделирования с природными структурами была построена цифровая модель рельефа (ЦМР) на конечной стадии эксперимента.

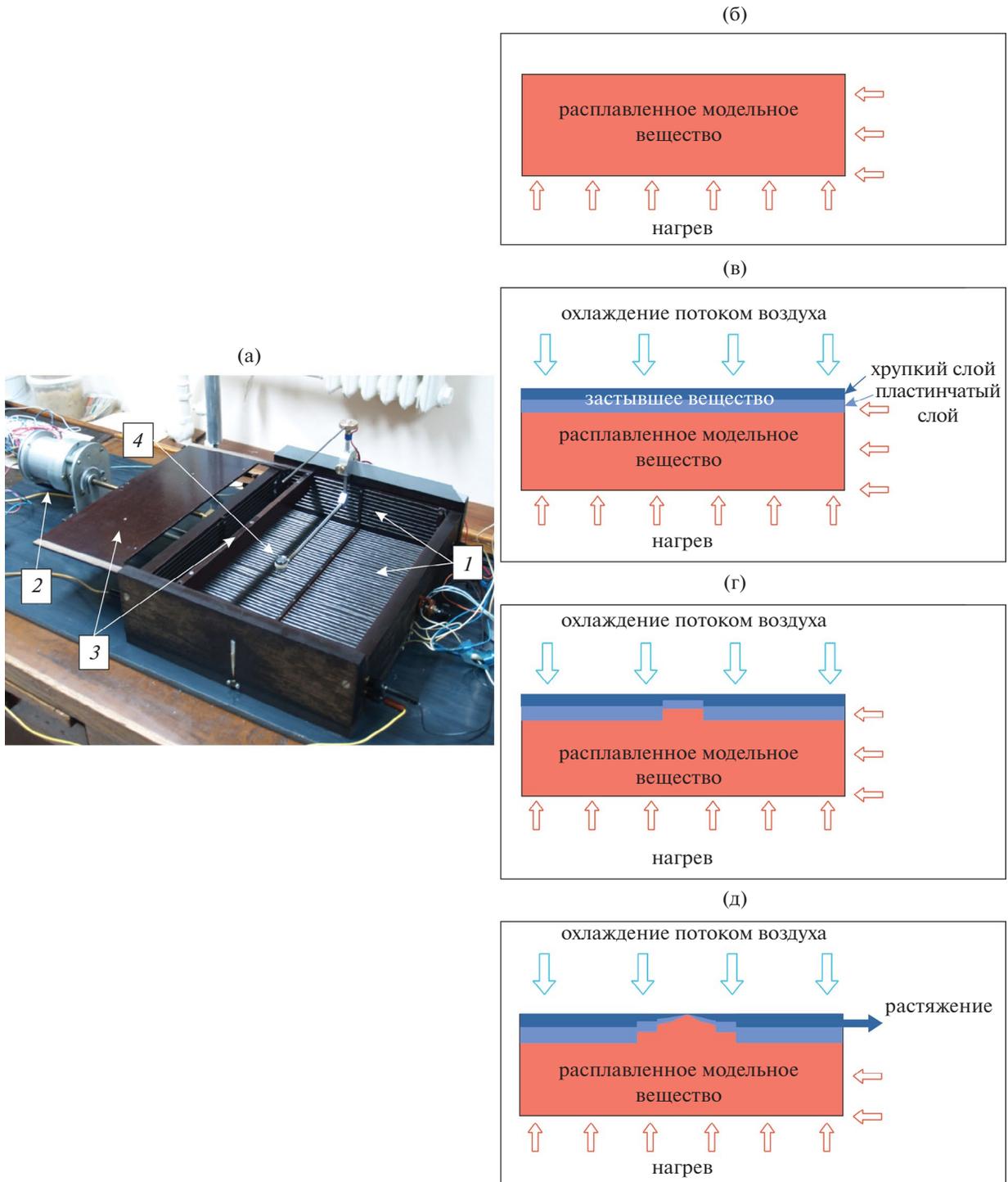
Для получения цифровой модели рельефа после завершения эксперимента проводилась детальная съемка поверхности модели при однородном боковом освещении. Предварительно фотографии привязывались к локальной системе координат в среде ArcGIS 10.5 [51] с изменением их метаданных в программе GeoSetter [52].

Обработка снимков и определение 3D пространственных координат осуществлялись с применением программы Agisoft Metashape [53]. В качестве входных данных в программе использовались 20–30 фотоснимков различных частей экспериментальной модели, сделанных с перекрытием 60–90%. Данный подход обеспечил горизонтальное разрешение раstra от 0.05 до 0.2 мм и вертикальное – не менее 0.1 мм.

#### *Анализ термического режима СОХ по данным физического моделирования*

Моделирование осуществлялось в ходе двух серий экспериментов. Конфигурация модели в обеих сериях была одинаковой. Она включала два примыкающих друг к другу разреза, линия первого разреза была ортогональна направлению растяжения, линия второго разреза наклонена к первому разрезу под углом  $\sim 45^\circ$ , что отражало ортогональные и косые условия растяжения и соответствовало ортогональному и косому супер-сегментам хребта в природе (рис. 4).

Наклон косоугольного сегмента соответствовал среднему углу наклона косоугольного супер-сегмента ЮЗИХ. Первая серия экспериментов проводилась при нормальной температуре вещества  $T = 43^\circ\text{C}$ . Во второй серии экспериментов температура модель-



**Рис. 3.** Установка и схема этапов проведения экспериментального моделирования.

(а) Установка для экспериментального моделирования (показано (арабские цифры курсивом): 1 – нагревательные элементы, 2 – электродвигатель, 3 – поршень, 4 – локальный источник нагрева);

(б) – (д) – схема этапов проведения экспериментального моделирования:

(б) – однородный расплав модельного вещества: смесь вазелинового масла, церезина, парафина и поверхностно активных веществ (красный),

(в) – застывание верхнего слоя (синий) модельного вещества за счет его охлаждения сверху, формирование хрупкого (темно-синий) и пластичного (светло-синий) слоев,

(г) – вырезанный фрагмент ослабленной зоны и ее последующее застывание (синий),

(д) – растяжение с образованием новой модельной литосферы (синий).

ного вещества изменялась от  $T = 44^{\circ}\text{C}$  до  $T = 47^{\circ}\text{C}$  с шагом  $1^{\circ}\text{C}$ , что воспроизводило тепловое влияние термической аномалии в природе. Температура  $T = 46^{\circ}\text{C}$  была выбрана как наиболее подходящая температура эксперимента, т.к. она обеспечивала наибольшее соответствие природных и модельных структур. В каждой серии было проведено по пять экспериментов.

Для изучения влияния глубины погружения области аккумуляции расплава (температурного режима мантии) на эволюцию трансформных разломов, были построены профили температурного поля на завершающей стадии каждого эксперимента (рис. 5, а).

Профили были построены параллельно направлению растяжения через каждые 0.5 см в пределах косоугольного сегмента модели. Поскольку растяжение в эксперименте было только в одном направлении, то и профили проводились по одну сторону от оси растяжения.

Природные аналоги экспериментальных профилей были построены для поля аномалий Буге в пределах западной части ЮЗИХ как через участки с влиянием термической аномалии в мантии, так и на участках без такого влияния (см. рис. 5, б).

Для построения использовались гравиметрические данные [33]. Профили протяженностью от оси хребта до изохроны 40 млн лет строились по данным магнитных аномалий [27] с шагом 40 км при разрешении грида данных 2 дуговые минуты. В течение последних 40 млн лет скорость растяжения на ЮЗИХ менялась незначительно [20, 48]. Поэтому зависимость аномалии Буге от возраста литосферы может быть аппроксимирована простым выражением [31, 46]:

$$\Delta g_b = a\sqrt{t} + c, \quad (4)$$

где  $t$  – возраст литосферы,  $\Delta g_b$  – значения аномалии Буге. Уравнение такого вида применимо для океанической литосферы не старше 70 млн лет с неизменной скоростью спрединга, как для рассмотренного участка ЮЗИХ (см. рис. 5, г).

К северу от современного положения ЮЗИХ находится большое количество структур, возникших, предположительно, под влиянием горячей точки Буве, на которых корневая зависимость аномалий от возраста литосферы нарушается. Самой крупной из них является хребет Шака [30]. Поэтому профили проводились только к югу от оси спрединга, где не имеется таких крупных под-

нятий. Для экспериментов выражение для аппроксимации принимает следующий вид (см. рис. 5, в):

$$\Delta T_m = a\sqrt{t} + c, \quad (5)$$

где  $T_m$  – эффективная температура модельного слоя, пропорциональная тепловому потоку, измеряемому тепловизором.

Для всех построенных профилей по экспериментальным данным и полю аномалии Буге был проведен регрессионный анализ, по которому данные были аппроксимированы по формуле (5).

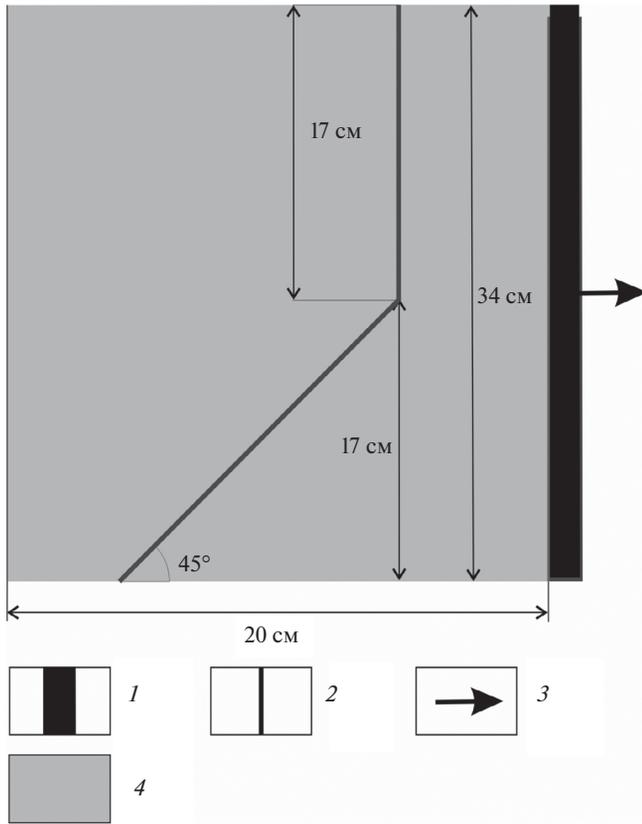
Для дальнейшего анализа принимались модели регрессии с приведенным коэффициентом детерминации  $R^2 > 0.6$ . При сравнении результатов моделирования двух экспериментальных серий были использованы значения аргумента  $a$  функции аппроксимации, которые косвенно отражают глубину магматического очага и, следовательно, ширину осевого прогрева и его интенсивность, что может являться одним из ключевых факторов, влияющих на формирование и эволюцию трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

В каждой экспериментальной серии растяжение длилось 85 минут. Это обеспечило одинаковую площадь новообразованной модельной литосферы, необходимую для корректного проведения последующего анализа. Для оценки статистического разброса результатов эксперимента были проведены серии экспериментов с одинаковыми условиями, с нормальным и повышенным нагревом. В каждой серии было проведено пять экспериментов. Разброс в результатах этих экспериментов давал возможность оценить среднюю погрешность этих результатов.

В экспериментах с нормальным  $T_m = 43^{\circ}\text{C}$  нагревом, начальный разрез в процессе растяжения приобретает черты, характерные для ультрамедленного спредингового хребта со значительным расчленением рельефа и глубокой рифтовой долиной (рис. 6).

Ось спрединга на протяжении всего эксперимента остается стабильной, а крупные перескоки не фиксируются. Морфология рельефа в экспериментах соответствовала ортогональному и косому супер-сегментам в природе. В некоторых случаях на косом сегменте формировались небольшие трансформные разломы. Однако они, как правило,



**Рис. 4.** Начальная модельная форма разрезов и параметры эксперимента на установке.

1 – поршень установки; 2 – разрез; 3 – направление растяжения; 4 – вмещающая модельная плита

были нестабильны и достаточно быстро исчезали, переходя в нетрансформные смещения. В редких случаях они получали дальнейшее развитие, формируя небольшие ортогональные сегменты в пределах косоугольного спрединга.

В температурном поле экспериментальной установки такие поперечные нарушения практически не отличались от прилегающих участков спредингового хребта. Возможно, данные ортогональные сегменты и соответствующие им поперечные нарушения в модели отражают магматические сегменты второго порядка в пределах косоугольного супер-сегмента в природе.

В экспериментах с повышенным нагревом  $T_m = 46^\circ\text{C}$  вместо  $T_m = 43^\circ\text{C}$ , формирующий модельный спрединговый хребет приобретал морфологию, схожую с морфологией медленного, а иногда и среднего спрединга, имея значительно меньшее расчленение и неглубокую рифтовую долину (рис. 7).

Морфология модели может быть соотнесена с наиболее западной частью ЮЗИХ. Ось растя-

жения характеризовалась достаточно частыми перескоками. Спрединговые валы имели различные размеры, что показывало значительную нестабильность оси растяжения. На протяжении каждого эксперимента на оси хребта формировались короткие поперечные смещения, которые были хорошо выражены в морфологии хребта, а также отличались пониженными значениями температурного поля в сравнении с прилегающими спрединговыми сегментами.

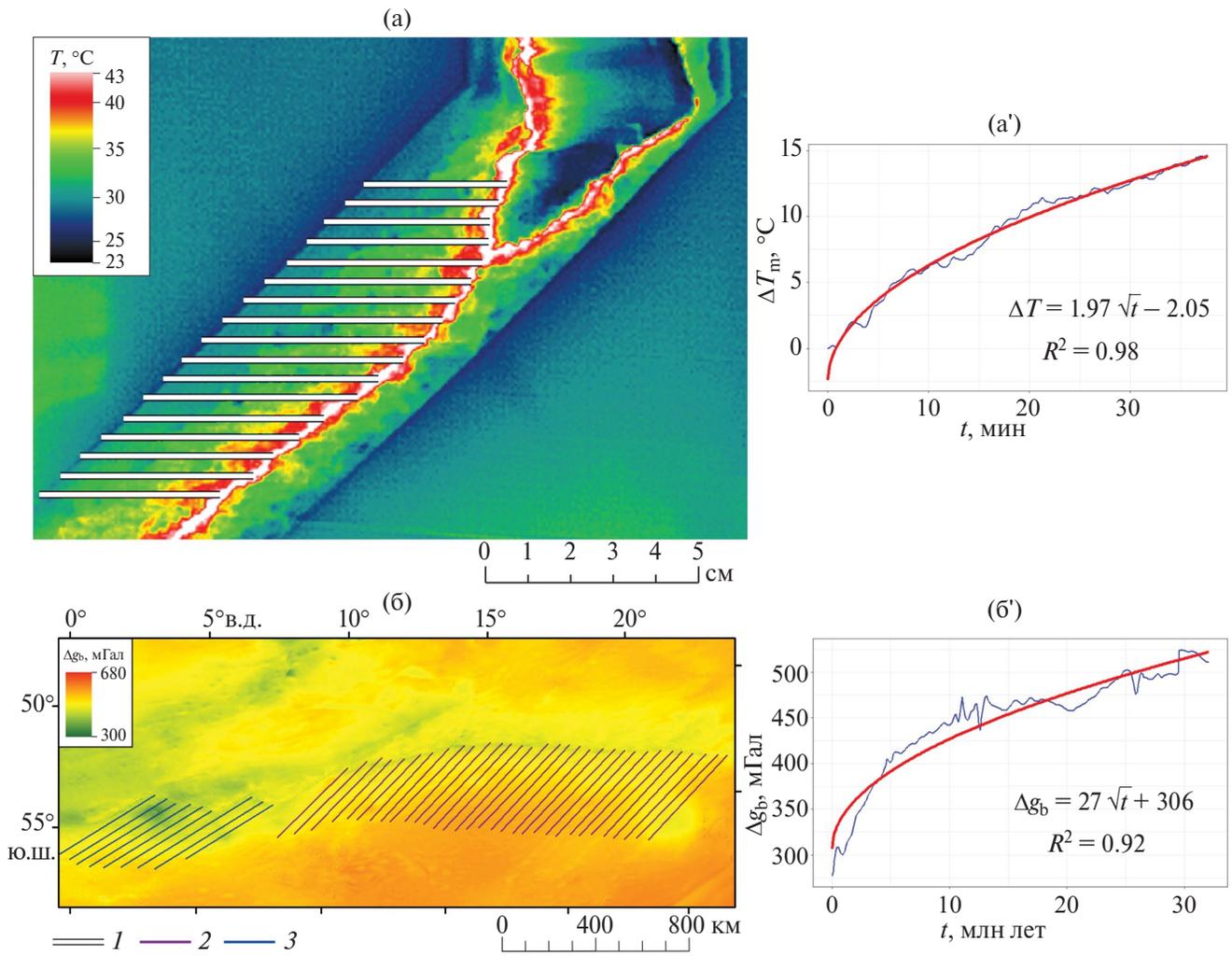
В каждом из проведенных экспериментов в косоугольной части модели были сформированы температурные профили, параллельные направлению растяжения (табл. 1). Из проведенных профилей для каждой экспериментальной серии ~80% удовлетворяют порогу коэффициента детерминации, отражающего качество линейной регрессии.

Средние значения аргумента “ $a$ ” в уравнении (5), определяющие глубину положения магматического очага, имеют различия ~20% для нормального и повышенного прогрева, что при  $p$ -значениях теста Уэлча  $<0.05$  позволяет считать, что есть наличие статистически значимых различий между этими двумя выборками. При этом обе выборки отличаются большими значениями среднеквадратичного отклонения. Несколько большие значения показателя характерны для повышенного нагрева, что, вероятно, связано с менее стабильным положением оси растяжения.

Из-за относительно невысокого разрешения грида поля аномалий Буге был построен 41 профиль для ЮЗИХ, из которых было построено только 9 профилей в западной части. Из этих 9-ти профилей 6 профилей имеют достаточно высокое качество регрессионной модели, что связано со значительным влиянием поднятий, образованных плюмом Буве, на рельеф и поле аномалии Буге в пределах данного участка. При этом разница средних значений аргумента “ $a$ ” по формуле (4) больше чем в моделях, и составляет ~55%, также наблюдаются высокие значения среднеквадратичного отклонения (рис. 8, табл. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты моделирования показывают, что температура верхней мантии может влиять на формирование трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга. При повышенном нагреве формируются стабильные в своем пространственно-временном положении разломные структуры, что в значительной степени опреде-



**Рис. 5.** Аппроксимация профилей по данным экспериментального моделирования и поля аномалии Буге.

(а) – Температурное поле и расположение профилей в эксперименте № 2767, (а') – пример аппроксимации данных; (б) – карта аномалий Буге и положение профилей для ЮЗИХ (по данным [33]), (б') – пример аппроксимации данных.

1 – линии профилей аппроксимации эксперимента № 2767; 2 – линии профилей аппроксимации поля аномалии Буге ортогонального и косого супер-сегментов ЮЗИХ; 3 – линии профилей аппроксимации поля аномалии Буге крайней западной части ЮЗИХ

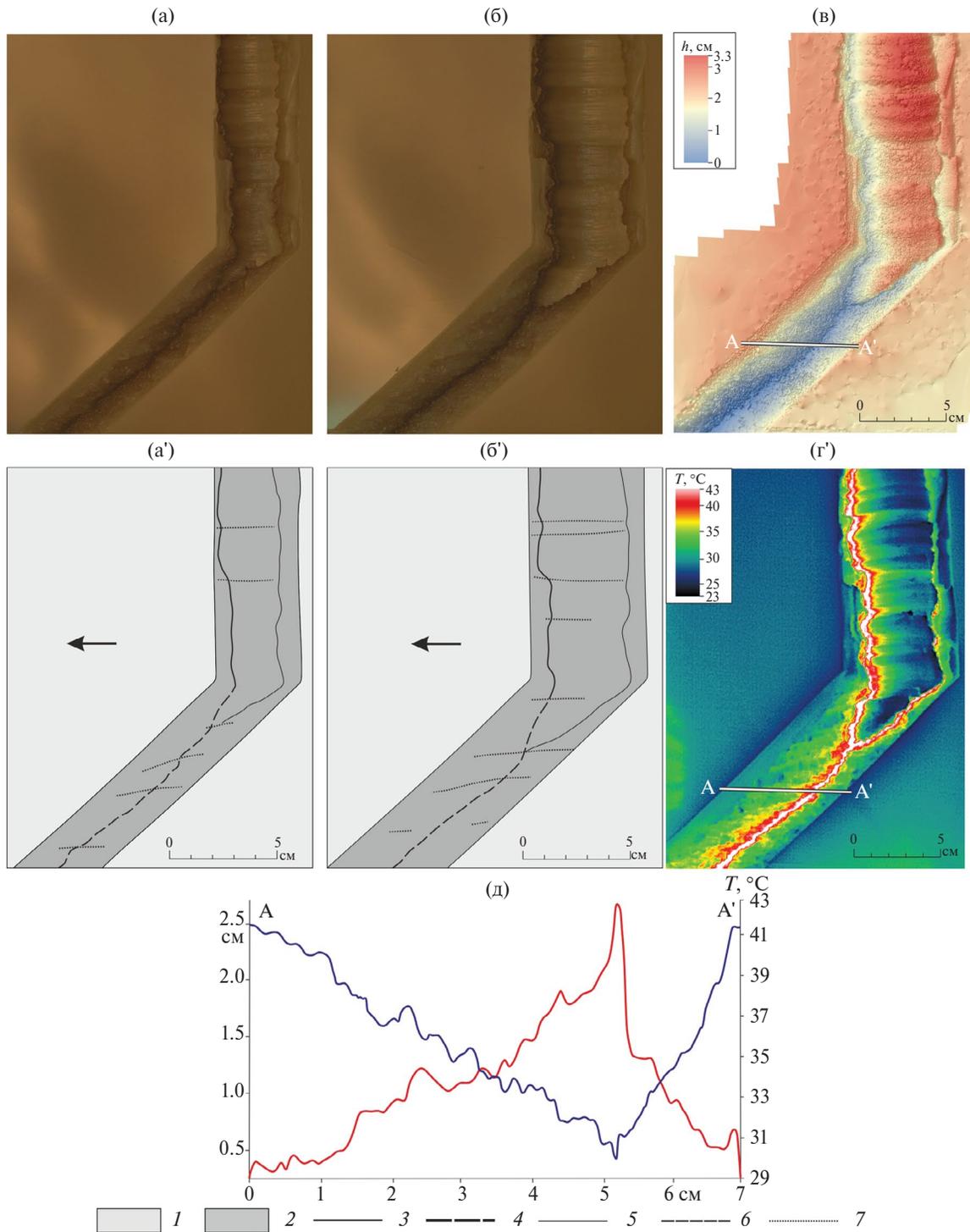
ляется положением области аккумуляции расплава (магматического очага), тогда как в условиях нормального прогрева стабильные трансформные разломы не формируются.

Преобладающее влияние температуры верхней мантии на формирование сегментации ЮЗИХ предполагает модель эффективной сегментации, которая объясняет отсутствие трансформных разломов за счет слишком глубокого положения области аккумуляции расплава и его вдоль-осевого распространения в под-литосферной мантии [34, 41].

Данная модель предполагает перемещение расплава к центру сегмента второго порядка из широкой зоны, что приводит к контрастным измене-

ниям в магматизме между отдельными сегментами и ведет к образованию вулканических и амагматических сегментов на косом супер-сегменте. Значительная ширина спрединговых ячеек и глубокое положение магматического очага препятствуют формированию четко выраженной сегментации спрединговых хребтов или приводят к постепенному уменьшению и исчезновению трансформных разломов.

В условиях термической аномалии формируется сфокусированный мантийный апвеллинг, способствующий образованию литосферы, типичной для медленно- и среднеспрединговых хребтов. Настолько значительные различия в магмо-снаб-



**Рис. 6.** Моделирование сегментации Юго-Западного Индийского хребта при нормальном нагреве  $T = 43^{\circ}\text{C}$  (на примере эксперимента № 2778).

(a)–(б) – стадии эксперимента;

(a')–(б') – дешифрирование стадий эксперимента;

(v) – рельеф модели на завершающей стадии растяжения;

(r) – температурное поле поверхности модели на завершающей стадии эксперимента;

(д) – температурные (красным) и высотные (синим) линии профиля А–А'.

1 – модельная плита; 2 – новообразованная литосфера; 3 – активная ось спрединга;

4 – отмершие спрединговые оси; 5 – трансформные разломы; 6 – пассивные следы трансформных разломов; 7 –

нетрансформные смещения

жении могут быть обусловлены нелинейной зависимостью мощности литосферы от скорости спрединга вне зависимости от использования модели пассивного или активного рифтогенеза [21].

Существует также предположение, связывающее отсутствие трансформных разломов в условиях ультрамедленного спрединга с отсутствием термических аномалий. Это предположение связано с процессами серпентинизации, которые широко распространены на медленных и ультрамедленных СОХ и должны влиять на развитие деформаций в осевых зонах [4].

Серпентинизация может оказывать значительное влияние на состав и свойства земной коры на участках с нормальным прогревом, понижая прочность литосферы и способствуя аккомодации напряжений при пластических деформациях коры [4, 15, 47]. При значительном уменьшении прочности литосферы происходит переход от хрупкого к ее пластичному разрушению. Это выражается в расширении разломных зон, увеличении расстояния между разломами и выполаживании их уступов. Предполагается, что серпентинизация может оказывать значительное влияние и на формирование и эволюцию сегментации СОХ [22].

Простое сравнение результатов экспериментальных серий между собой и ЮЗИХ не позволяет однозначно принять одно из предположений или оценить степень влияния этих двух факторов на образование трансформных разломов. Поэтому для оценки влияния глубины области аккумуляции расплава (температуры верхней мантии) на сегментацию ЮЗИХ был применен регрессионный анализ профилей температурного поля в экспериментах и поля аномалий Буге в природе.

Для экспериментальных данных значения аргумента функции аппроксимации для моделей с повышенным нагревом превышают аналогичные значения для моделей с нормальным нагревом на ~20%, тогда как для двух участков ЮЗИХ эти различия значительно больше и достигают ~55% (см. рис. 8, а, б).

Это свидетельствует о наличии влияния позиции магматического очага на сегментацию ЮЗИХ и, вероятно, других ультрамедленных хребтов. Значительно большие различия, выявленные между двумя частями ЮЗИХ в природных условиях, могут свидетельствовать о том, что влияние термической аномалии в крайней западной части хребта не только способствует формированию трансформных разломов, но и способствует их сохранению в тектонической структуре на протяжении

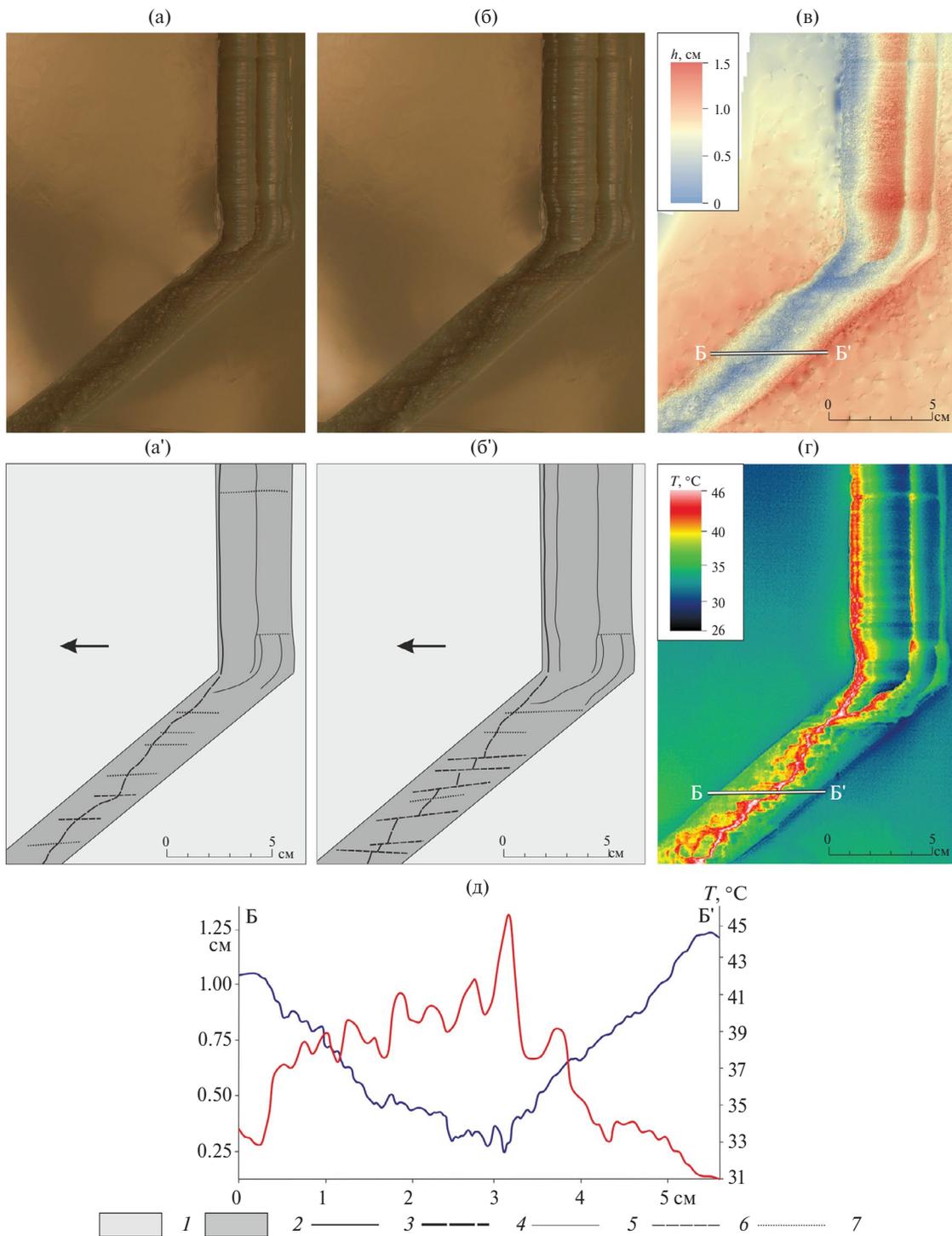
длительного времени. Это становится возможным за счет сфокусированного мантийного апвеллинга в условиях повышенных температур верхней мантии и, как следствие, формирования более выраженной сегментации хребта.

В то же время, как для экспериментов, так и для ЮЗИХ характерны большие значения стандартного отклонения (~25–35% от значения аргумента “*a*” по формулам (4), (5)), что не позволяет однозначно интерпретировать полученные результаты. В обоих случаях средние значения выборок различаются на значения  $<1\sigma$ , имея значительный разброс значений аргумента “*a*” по профилям, что подтверждает значительную гетерогенность строения литосферы на спрединговом хребте. В случае с ЮЗИХ это может свидетельствовать о неоднородности в интенсивности плавления подлитосферной мантии, что, в том числе, может указывать на наличие предполагаемой эффективной сегментации.

Однако в экспериментальных данных эти значения отклоняются на большие величины, что может подтверждать то, что в природных условиях положение области аккумуляции расплава не является ключевым или единственным фактором, влияющим на формирование и развитие сегментации хребта. Возможно, в качестве другого важного фактора выступает серпентинизация.

Начало исчезновения трансформных разломов в пределах косоугольного супер-сегмента относится к постепенному понижению скорости спрединга на ЮЗИХ около 20 млн лет назад, что привело к заглоблению магматического очага, уменьшению величины прогрева и в конечном итоге могло привести к широкому распространению серпентинизации [20, 21, 47].

Наиболее поздним пассивным следом трансформного разлома является разломная зона Дингаан, с севера практически вплотную подходящая к современной рифтовой долине, что свидетельствует об исчезновении трансформного разлома при формировании современной структуры рифтовой долины ~2–3 млн лет назад [28]. С южной стороны рифтовой долины пассивный след отстоит несколько дальше, что показывает значительную асимметрию растяжения и возможной перестройке долины ЮЗИХ при изменении сегментации. В пределах ортогонального супер-сегмента наиболее молодые пассивные следы наблюдаются в восточной части, прослеживаясь до аномалии С13п (33.1 млн лет), при этом имеются и более древние структуры [28].



**Рис. 7.** Моделирование сегментации Юго-Западного Индийского хребта при повышенном нагреве  $T = 46^\circ\text{C}$  (на примере эксперимента № 2767).

(a)–(б) – стадии эксперимента;  
 (a')–(б') – дешифрирование стадий эксперимента;  
 (в) – рельеф модели на завершающей стадии растяжения;  
 (г) – температурное поле поверхности модели на завершающей стадии эксперимента;  
 (д) – температурные (красным) и высотные (синим) линии профиля Б–Б'.  
 1 – модельная плита; 2 – новообразованная литосфера; 3 – активная ось спрединга;  
 4 – отмершие спрединговые оси; 5 – трансформные разломы; 6 – пассивные следы трансформных разломов; 7 – нетрансформные смещения

**Таблица 1.** Параметры профилей температурного поля моделей со значениями  $R^2 > 0.6$

Эксперименты с нормальным прогревом				
Эксперимент	Количество профилей*	Количество профилей со значением $R^2 > 0.6$	Среднее значение аргумента "а" **	Среднеквадратичное отклонение значения аргумента
2741	13	8	1.46	0.32
2771	21	16	1.81	0.42
2775	15	14	1.90	0.50
2778	20	20	1.56	0.51
2781	17	17	1.68	0.23
Всего	86	75	–	–
Среднее	–	–	1.79	0.49
Эксперименты с повышенным прогревом				
2721	7	7	2.21	0.65
2755	14	9	2.16	0.75
2759	14	10	2.13	0.44
2763	18	18	2.21	0.32
2767	15	10	2.01	0.92
Всего	68	54	–	–
Среднее	–	–	2.15	0.54

*Примечание.* \* – Профили, построенные для конечной стадии экспериментов по температурному полю; \*\* – аргумент "а" соответствует формуле (5).

Это свидетельствует о том, что перестройка сегментации ЮЗИХ является долговременным процессом и последовательно происходит на различных его участках, что соответствует современным представлениям о постепенном уменьшении скорости спрединга на хребте, начиная с 75–77 млн лет [14].

В настоящее время, вероятно, оба этих фактора – глубина области аккумуляции расплава (температуры верхней мантии) и серпентинизация – являются сопряженными между собой, действуют совместно и вносят значительный вклад в формирование сегментации супер-сегментов, обеспечивая отсутствие трансформных разломов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрен сегмент ультра-медленного Юго-Западного Индийского спредингового хребта (ЮЗИХ), расположенный между системой разломных зон Дю Туа–Эндрю Бейн–Принс Эдуард и тройным сочленением Буве. Данный сегмент разделен на восточную и западную части. Восточная часть, расположенная

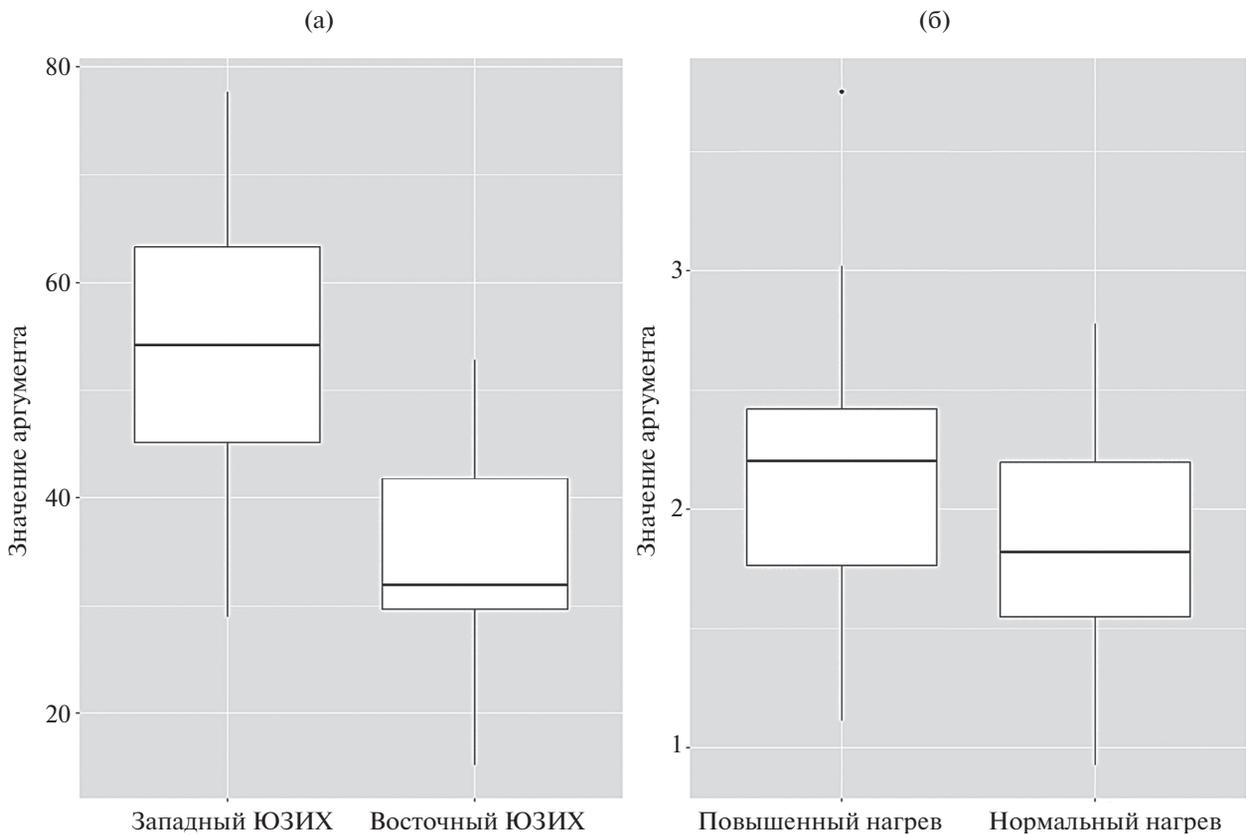
между 9° в.д. и 25° в.д., развивается в отсутствие термической аномалии и отличается отсутствием трансформных разломов на протяжении 815 км, тогда как западная часть сегмента рассечена несколькими крупными разломами и находится под термическим влиянием плюма Буве.

Для объяснения необычного соответствия структурной сегментации хребта и его термического режима, нами были рассмотрены два предположения:

– первое предположение связывает отсутствие трансформных разломов в восточной части ЮЗИХ с более глубоким положением области аккумуляции расплава и зоны сфокусированного мантийного апвеллинга и, как следствие, широкой зоной прогрева;

– второе предположение объясняет ситуацию развитием процесса серпентинизации, наиболее интенсивно проявляющегося в условиях ультра-медленного спрединга и реологически ослабляющего литосферу.

Для оценки степени влияния температуры подлитосферной мантии на сегментацию Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) мы приме-



**Рис. 8.** Графики вариации значений аргумента моделей аппроксимации для ЮЗИХ и экспериментов с нормальным и повышенным нагревом.

(а) – Западная часть ЮЗИХ (под влиянием плюма Буве) и восточная часть ЮЗИХ (без влияния плюма Буве);

(б) – эксперименты с нормальным и повышенным прогревом.

На графиках отражены: средние значения (горизонтальные линии); 1-ый и 3-ий квартили выборки (“ящики” – белые прямоугольники); разность 1-го и сумма 3-го квартиля и 1.5 межквартильных расстояний (“усы” – вертикальные линии); данные за пределами 1.5 меж-квартильных расстояний (точка черным).

нили метод физического моделирования с последующим анализом структуры температурного поля разработанной модели и его сопоставлением с полем аномалии Буве западного участка ЮЗИХ. Данные физического моделирования не позволяют однозначно подтвердить представление о преобладающем влиянии глубины области аккумуляции расплава на сегментацию ЮЗИХ. Положение области аккумуляции расплава и серпентинизация могут являться факторами, влияющими на сегментацию хребта.

Данные факторы могли действовать сопряженно друг с другом, поскольку при уменьшении скорости спрединга происходит увеличение глубины области аккумуляции расплава, что приводит к постепенному уменьшению смещения трансформных разломов и их переходу в нетрансформные смещения. Другим результатом такого процесса является значительное уменьшение вулканической активности и повышение роли серпентинизации,

что приводит к понижению прочности литосферы и второму этапу исчезновения трансформных разломов. Подтверждением этому является косой супер-сегмент:

- скорость спрединга резко уменьшилась ~20 млн лет назад [20];

- серпентинизация начала активно распространяться ~8–9 млн лет назад [47]. Именно с этим процессом, полагаем, связано исчезновение трансформных разломов в этой части хребта.

Скорости спрединга, необходимые для перестройки сегментации СОХ, предположительно, находятся в диапазоне 12–20 мм/год. Уменьшение скоростей до этих значений сопровождается резким увеличением глубины области аккумуляции расплава [21]. Данные значения являются граничными для структурных изменений как на локальном уровне, так и на региональном уровнях, в том числе, для исчезновения трансформных разломов.

**Таблица 2.** Параметры профилей аномалии Буге западной части Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) со значениями  $R^2 > 0.6$

Участок ЮЗИХ	Количество профилей*	Количество профилей со значением $R^2 > 0.6$	Среднее значение аргумента "а" **	Среднеквадратичное отклонение значения аргумента
0°30' з.д.—9°00' в.д.	9	6	53.91	17.07
9°00'—25°00' в.д.	32	30	34.54	9.88

*Примечание.* \* — Профили, построенные по полю аномалии Буге для Юго-Западного Индийского хребта; \*\* — аргумент "а" соответствует формуле (4).

Значительная ширина спрединговых ячеек и глубокое положение области аккумуляции расплава препятствуют формированию четко выраженной сегментации спрединговых хребтов. Мы полагаем, что аналогичные изменения могут быть прослежены и для других ультрамедленных спрединговых хребтов, развивающихся в отсутствии термических аномалий, таких как хребет Гаккеля и Срединно-Атлантический хребет к югу от трансформного разлома Чарли-Гиббс.

**Благодарности.** Авторы благодарят Ю.И. Галущкина (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за обсуждение материалов работы.

Авторы благодарны рецензентам С.Ю. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и А.А. Пейве (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за полезные советы и замечания, способствовавшие улучшению данной работы, и признательны редактору М.Н. Шуплецовой за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-116042010088-5.

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

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бульчев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Зителлини Н., Куликов Е.Ю., Лодоло Э., Лиджи М., Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Шрейдер А.А. Спрединг восточной части Африкано-Антарктического хребта по данным детальных геомагнитных исследований в районе острова Буве // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 3. С. 445–452.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 5. С. 49–55.
3. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 76–94.
4. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суцевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // *Геотектоника*. 2013. № 3. С. 3–30. Doi: 10.7868/S0016853X13030028
5. Дубинин Е.П., Суцевская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о Земле*. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–443.
6. Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География*. 2017. № 6. С. 44–54.
7. Крымский Р.Ш., Суцевская Н.М., Беляцкий Б.В., Мигдисова Н.А. Особенности изотопного состава осмия базальтовых стекол западного окончания Юго-Западного Индийского хребта // *ДАН*. 2009. Том 428. № 1. С. 87–92.
8. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // *Геотектоника*. 2009. № 2. С. 5–19.
9. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А., Иваненко А.Н., Патица И.С., Боголюбовский В.А., Веклич И.А., Денисова А.П. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // *Геотектоника*. 2023. № 1. С. 48–74. Doi: 10.31857/S0016853X23010058
10. Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Связь поверхностных геолого-геофизических характеристик с глубинным строением Срединно-Атлантического хребта по данным сейсмотомографии // *Геотектоника*. 2022. № 2. С. 3–20. Doi: 10.31857/S0016853X22020060
11. Чупахина А.И., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Рыжова Д.А., Бульчев А.А. Физическое моделирование сегментации осевой зоны южного сегмента Срединно-Атлантического хребта // *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*. 2022. № 3. С. 89–98. Doi: 10.17308/geology/1609-0691/2022/3/89-98
12. Шемнда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.
13. Benediktsdóttir Á., Hey R., Martinez F., Höskuldsson Á. Detailed tectonic evolution of the Reykjanes Ridge during the past 15 Ma // *Geochem., Geophys.*,

- Geosyst. (G<sup>3</sup>). 2012. Vol. 13. No. 2. P. 2428–2455. Doi: 10.1029/2011GC003948
14. Bernard A., Munchy M., Rotstein Y., Sauter D. Refined spreading history at the Southwest Indian Ridge for the last 96 Ma, with the aid of satellite gravity data // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 162. P. 765–778. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02672.x
  15. Bickert M., Cannat M., Tommasi A., Jammes S., Lavier L. Strain localization in the root of detachment faults at a melt-starved mid-ocean ridge: A microstructural study of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge // *Geochem., Geophys., Geosyst.* (G<sup>3</sup>). 2021. Vol. 22. Art. e2020GC009434. Doi: 10.1029/2020GC009434
  16. 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 and Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 288. P. 174–183. Doi: 10.1016/j.epsl.2009.09.020
  17. Corti G. Evolution and characteristics of continental rifting: Analogue modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System // *Tectonophysics.* 2012. Vol. 522–523. P. 1–33. Doi: 10.1016/j.tecto.2011.06.010
  18. Dantas C., Ceuleneer G., Gregoire M., Puthon M., Freyrier R., Warren J., Dick H.J.B. Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9–16°E: Cumulates from incremental melt fractions produced at the top of a cold melting regime // *J. Petrol.* 2007. Vol. 48. No. 4. P. 647–660. Doi: 10.1093/petrology/egl076
  19. Davis J.K. The breakup of East Gondwana: insights from plate modeling, basin analysis, and numerical experiments. – PhD Thesis, (The University of Texas at Austin, Austin, USA. 2017). 166 p.
  20. DeMets C., Merkouriev S., Sauter D. High-resolution estimates of Southwest Indian Ridge plate motions, 20 Ma to Present // *Geophys. J. Int.* 2015. Vol. 203. P. 1495–1527. Doi: 10.1093/gji/ggv366
  21. Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature.* 2003. Vol. 426. P. 405–412. Doi: 10.1038/nature02128
  22. Escartín J., Hirth G., Evans B. Effects of serpentinization on the lithospheric strength and the style of normal faulting at slow-spreading ridges // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1997. Vol. 151. P. 181–189. Doi: 10.1016/S0012-821X(97)81847-X
  23. Graham Baines A., Cheadle M.J., Dick H.J.B., Scheirer A.H., John B.E., Kuszniir N.J., Matsumoto T. Mechanism for generating the anomalous uplift of oceanic core complexes: Atlantis Bank, southwest Indian Ridge // *Geology.* 2003. Vol. 31. No. 12. P. 1105–1108. Doi: 10.1130/G19829.1
  24. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J. A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 161. P. 243–253. Doi: 10.1016/S0012-821X(98)00154-X
  25. Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J., Murphy S. Southwest Indian Ridge 15°E–35°E: A geophysical investigation of an ultra-slow spreading Mid-Ocean Ridge system. – In: *International Ridge News.* – Ed. by A. Adamczewska, M. Kaczmarz (Fall Winter, Estorial, Portugal. 1996. Vol. 5. Is. 1). P. 7–12.
  26. Le Roex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24. Part 3. P. 267–318. Doi: 10.1093/petrology/24.3.267
  27. Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G., Carrara G., Fabretti P., Gilod D., Peyve A.A., Skolotnev S., Turko N. Bouvet triple junction in the South Atlantic: Geology and evolution // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. No. B12. P. 29365–29385. Doi: 10.1029/1999JB900192
  28. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3 / NOAA National Centers for Environmental Information. Available from: [https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.geophysical\\_models:EMAG2\\_V3](https://www.ncei.noaa.gov/access/metadata/landing-page/bin/iso?id=gov.noaa.ngdc.mgg.geophysical_models:EMAG2_V3) (Last Accessed 01.10.2022). Doi: 10.7289/V5H70CVX
  29. Montési L.G.J., Behn M.D., Hebert L.B., Lin J., Barry J.L. Controls on melt migration and extraction at the ultraslow Southwest Indian Ridge 10°–16°E // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. Art. B10102. Doi:10.1029/2011JB008259
  30. O'Connor J.M., Jokat W., le Roex A.P., Class C., Wijbrans R., Kuiper K.F., Nebel O. Hotspot trails in the South Atlantic controlled by plume and plate tectonic processes // *Nature Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 735–738. Doi: 10.1038/ngeo1583
  31. Parker R.L., Oldenburg D. Thermal model of oceanic ridges // *Nature Phys. Sci.* 1973. Vol. 242. Is. 122. P. 137–139. Doi: 10.1038/physci242137a0
  32. Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R. Global multi-resolution topography (GMRT) synthesis data set // *Geochem., Geophys., Geosyst.* (G<sup>3</sup>). 2009. Vol. 10. Art. Q03014. Doi: 10.1029/2008GC002332
  33. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science.* 2014. Vol. 346. No. 6205. P. 65–67. Doi: 10.1126/science.1258213
  34. Sauter D., Cannat M. The ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. – In: *Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges.* – Ed. by P.A. Rona et al., (Geophys. Monogr. Ser. Vol. 188., Washington, DC, USA, 2010.). P. 153–173. Doi: 10.1029/2008GM00843
  35. Sauter D., Cannat M., Rouméjon S., Andreani M., Birot D., Bronner A., Brunelli D., Carlut J., Delacour A., Guyader V., MacLeod C.J., Manatschal G., Mendel V., Ménez B., Pasini V., Ruellan E., Searl R. Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // *Nature Geosci.* 2013. Vol. 6. P. 314–320. Doi: 10.1038/ngeo1771

36. *Schimschal C.M., Jokat W.* The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // *Gondwana Research*. 2019. Vol. 68. P. 108–115. Doi: 10.1016/j.gr.2018.11.011
37. *Schmid F., Schlindwein V.* Microearthquake activity, lithospheric structure, and deformation modes at an amagmatic ultraslow spreading Southwest Indian Ridge segment // *Geochem., Geophys., Geosyst. (G<sup>3</sup>)*. 2016. Vol. 17. Is. 7. P. 2905–2921. Doi: 10.1002/2016GC006271
38. *Sclater J.G., Christie P.A.F.* Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. Is. B7. P. 3711–3739. Doi: 10.1029/JB085iB07p03711
39. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 389–404. Doi: 10.1016/0040-1951(91)90180-Z
40. *Shemenda A.I., Grokholsky A.L.* Physical modeling of slow seafloor spreading // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 9137–9153. Doi: 10.1029/93JB02995
41. *Standish J.J., Dick H.J.B., Michael P.J., Melson W.G., O’Hearn T.* MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9–25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source // *Geochem., Geophys. Geosyst. (G<sup>3</sup>)*. 2008. Vol. 9. Is. 5. Doi: 10.1029/2008GC001959
42. *Standish J.J., Sims K.W.W.* Young off-axis volcanism along the ultraslow-spreading Southwest Indian Ridge // *Nature Geosci.* 2010. Vol. 3. P. 286–292. Doi: 10.1038/NGeo824
43. *Thompson J.O., Moulin M., Aslanian D., de Clarens P., Guillocheau F.* New starting point for the Indian Ocean: Second phase of breakup for Gondwana // *Earth-Sci. Rev.* 2019. Vol. 191. P. 26–56. Doi: 10.1016/j.earscirev.2019.01.018
44. *Turcotte D.L., Schubert G.* *Geodynamics*. — Ed. by D.L. Turcotte, G. Schubert, (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2002. 2<sup>nd</sup> edn.). 438 p.
45. *Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J.* Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // *Nature Geosci.* 2012. Vol. 5. P. 242–250. Doi: 10.1038/ngeo1428
46. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. Is. 3. P. 305–312. Doi: 10.1016/0012-821X(75)90246-0
47. *Yu X., Dick H.J.B.* Plate-driven micro-hotspots and the evolution of the Dragon Flag melting anomaly, Southwest Indian Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2020. Vol. 531. Art. 116002. Doi: 10.1016/j.epsl.2019.116002
48. *Yu X., Dick H., Li X.H., You C.F., Hui D.Y., Hang H.* The geotectonic features of the Southwest Indian Ridge and its geodynamic implications // *Chin. J. Geophys.* 2020. Vol. 63. No. 10. P. 3585–3603. Doi: 10.6038/cjg2020N0230
49. *Zhou F., Dymant J., Tao C., Wu T.* Magmatism at oceanic core complexes on the ultraslow Southwest Indian Ridge: Insights from near-seafloor magnetics // *Geology*. 2022. Vol. 50. No. 6. P. 726–730. Doi: 10.1130/G49771.1
50. InfiCam. URL: <https://gitlab.com/netman69/inficam>. Accessed September, 2024.
51. ArcGIS 10.5. URL: <https://www.esri.com/en-us/arcgis/products/arcgis-desktop/resources>. Accessed September, 2024.
52. GeoSetter. URL: <https://geosetter.de/en/main-en/>. Accessed September, 2024.
53. Agisoft Metashape. URL: <https://www.agisoft.com/>. Accessed September, 2024.

## Transform Faults and Non-Transform Discontinuities of the Western South-West Indian Ridge: Experimental Modeling

V. A. Bogoliubskii<sup>a, b, \*</sup>, E. P. Dubinin<sup>a, b</sup>, A. L. Grokholsky<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Lomonosov Moscow State University – The Earth Science Museum, bld. 1, Leninskiye Gory, 119991 Moscow, Russia

<sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, bld. 1, Leninskiye Gory, 119991 Moscow, Russia

\*e-mail: bogolubskiyv@gmail.com

The article considers the segment of the Southwest Indian Ridge located between the Du Toit–Andrew Bain–Prince Edward fault zone system and the Bouvet triple junction. Two areas are distinguished within its boundaries, which differ in the structure of the seafloor topography and in their development. In the eastern area (from 9°E to 25° E) there are no transform faults and significant thermal anomalies in the mantle. The western section of the studied part of the ridge (from the Bouvet Triple Junction to 9° E) is dissected by several large transform faults and develops under the noticeable influence of the thermal anomaly of the Bouvet plume. Such a relationship between the segmentation of the seafloor topography and thermal anomalies of the mantle is atypical for areas of slow and ultra-slow spreading. Here the ridges are cut by transform faults, in areas with a noticeable thermal influence of mantle thermal anomalies these faults disappear. We carried out physical modeling and analysis of temperature field profiles in the constructed model to assess the influence of the melt accumulation depth on the segmentation of the Southwest Indian Ridge. We found that the melt accumulation depth has a noticeable effect on the segmentation of the mid-ocean ridge (MOR) bathymetry, but this is not the only main influencing factor. The segmentation of the MOR can be affected by the serpentinization process as well. A decrease in the spreading rate is accompanied

by an increase in the depth of the magma chamber, or the area of the focused mantle upwelling. This leads to widespread serpentinization at the extension axis due to relatively low-intensity magmatism and high fracturing of rocks and, as a consequence, to the reorganization of the structural segmentation of the ridge due to the disappearance of transform faults with a decrease in the lithosphere strength. The combined effect of the depth of the melt accumulation and serpentinization on the section of the Southwest Indian Ridge, where there was no significant thermal anomaly in the mantle, could lead not only to the disappearance of transform faults, but also to maintain this state for a long period of time. In the western part of the study area of the Southwest Indian Ridge, which is under the influence of the mantle thermal anomaly, the conditions for serpentinization were less suitable, so transform faults are well developed here.

*Keywords:* structural segmentation, mantle plumes, serpentinization, ultra-slow spreading, oblique spreading, Bouguer anomaly, Bouvet triple junction, Bouvet plume, physical modeling, Southwest Indian Ridge