УЛК 55:551.24

СТАНОВЛЕНИЕ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ КАК СЕГМЕНТА АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2021 г. Н. П. Чамов*

Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия
*e-mail: nchamov@yandex.ru
Поступила в редакцию 29.08.2020 г.
После доработки 14.06.2021 г.
Принята к публикации 15.07.2021 г.

В статье приводится обзор существующих данных и представлений о строении Атлантико-Арктической рифтовой системы, наиболее молодым сегментом которой является Западная Арктика. Главными свойствами этой системы являются направление ее развития в сторону Северного полюса, субмеридиональная ориентировка рифтов, рассечение их широтными разломами и преимущественно левосдвиговое смещение отдельных сегментов. Предположено, что подобное строение отражает закономерности распределения литосферных масс под влиянием ротационного фактора. Их стремление к равновесному положению относительно оси вращения реализуется за счет движений по направлению к экватору и вдоль него. Эти процессы обеспечивают рост рифтовой системы, однако движущих сил для ее дальнейшего развития после достижения полюса не выявлено. Предложена аналоговая модель последовательного обособления сегментов в растущей рифтовой системе.

Ключевые слова: Атлантика, Арктический регион, Западная Арктика, рифтовая система, магматическая провинция, трансформный разлом, спрединг

DOI: 10.31857/S0016853X21050039

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к Западной Арктике обусловлен ее двойственным положением. С одной стороны она является неотъемлемой частью Арктического региона. В то же время, она служит наиболее молодым звеном цепи рифтогенных структур, в которых хребет Гаккеля является продолжением Срединно-Атлантического хребта. Соответственно, происходящие в ней процессы должны определяться закономерностями развития, как Арктики, так и Атлантики.

К настоящему времени установлены многие закономерности развития Атлантической рифтовой системы, общее продвижение которой складывалось из частных событий утонения и разрыва литосферы. Так, выраженное в современной структуре диахронное раскрытие Норвежско-Гренландского моря инициировалось в изначально изолированных спрединговых центрах [96]. В плане растущая рифтовая система имеет характерную веерообразную форму, поскольку отдельные участки спрединга, находясь в активной фазе, стремились к локальному полюсу Эйлера [96]. Сходная картина отмечена и для Евразийского бассейна, где большее раскрытие его Гренландского фланга привело к разрыву и пространственному разоб-

щению изначально единого вулканического поднятия Моррис Джессуп — плато Ермак [62, 23].

Специфические очертания береговых линий Атлантики и относительная доступность для изучения сделали ее полигоном для апробации представлений о закономерностях деструкции континентальной литосферы, наследования новыми образованиями древних структурных планов, причинно-следственных соотношений рифтогенеза и магматизма. В этом ряду с середины прошлого века Северная Атлантика считалась характерной областью реализации цикла Вильсона [149]. Однако, основанный на современных данных комплексный анализ влияния состава мантии, неоднородностей нижней коры, положения орогенных поясов и крупных сдвиговых зон на характер рифтогенеза при деструкции континентального массива показал, что появление океанов является процессом более сложным, чем простое "расстегивание" ("unzipping", по образному выражению авторского коллектива) континентальных сутур [137]. Авторы пришли к выводу, что, хотя коллапс орогенного пояса и возможный переход в новый океан действительно происходит, это ни в коем случае не является неизбежным. Пусть развитие Северной Атлантики и следовало в общих чертах ориентировке каледонского орогена, архейско—палеопротерозойские структуры также влияли на фрагментацию континентальной коры. Траектория итоговой рифтовой системы (в том числе отрезков Срединно-Атлантического хребта) определялась активным полем напряжений и положением более глубоких структур сдвига литосферного масштаба [137].

Современная структура Арктического региона в целом формировалась за счет распада некогда единого массива континентальной литосферы — Гиперборейской платформы [71] или Арктиды [28, 39, 64]. Крупномасштабные сдвиговые процессы сопутствовали разным этапам развития региона [12, 41]. На этом единство мнений заканчивается и представления о частных эпизодах геологической истории сильно разнятся.

Разнообразие существующих гипотез, зачастую диаметрально противоположных и построенных на ряде допущений, отражает явную недостаточность надежных геолого-геофизических данных. Помимо труднодоступности самой территории и редкой сети наблюдений, в ряде случаев вскрывается недостоверность информации, полученной, казалось бы, вполне апробированными методами. Так, комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил выявить слабые стороны в методических приемах интерпретации магнитометрических данных. Оказалось, что в силу несовершенства метода идентификации и датировки линейных магнитных аномалий, серьезному пересмотру подлежат основанные на них хроностратиграфические оценки [16]. Критический подход к выделению линейных магнитных аномалий в пределах Евразийского бассейна показал, что они не являются непрерывными, а сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам [23]. Как следствие, невозможность определения точного возраста хребта Гаккеля, считающегося главной спрединговой структурой Западной Арктики, влечет за собой пересмотр устоявшихся схем последовательности геологических событий в регионе.

Общей непротиворечивой концепции развития Арктики пока не существует. Сложность разработки такой концепции заключается еще и в необходимости увязки геологической истории Арктики с закономерностями развития смежных регионов. В этом ключе особое когнитивное значение приобретают трансрегиональные структуры, такие как Атлантико-Арктическая рифтовая система. Протягиваясь в меридиональном направлении на расстояние около 18 тыс. км, она проявляет единые закономерности развития во всех сегментах своей структуры. Поскольку нет оснований предполагать, что в Арктической части рифтовая система планетарного масштаба вдруг изменит свои свойства, Западная Арктика

является важным объектом исследования как область наложения процессов, присущих тектонически различным областям.

Целью статьи является выявление региональных закономерностей строения Атлантико-Арктической рифтовой системы и их обобщение в рамках непротиворечивой системы представлений. Исследование основано на анализе геологической литературы и результатах работ автора в составе морских экспедиций НИС "Академик Николай Страхов" в Экваториальной и Северной Атлантике, а также береговой обработке сейсмических материалов по Баренцевому морю и котловине Нансена.

Статья содержит обзор мнений и данных по строению сегментов Атлантико-Арктической рифтовой системы и литосферы областей, влиявших на ее развитие. Приведены результаты обобщения рассмотренных данных и предложена аналоговая модель развития крупных рифтовых систем.

АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Атлантико-Арктическая рифтовая система (ААРС) представляет собой протяженную (около 18 тыс. км) композитную тектоно-седиментационную область, все части которой имеют сходный механизм образования и меняющиеся по мере развития спрединга обстановки седиментации (рис. 1).

Структурная организация ААРС

Атлантико-Арктическая рифтовая система включает Срединно-Атлантический хребет и хребет Гаккеля, являющийся главной рифтогенной структурой Западной Арктики. В плане рифтовая система имеет сложную конфигурацию. В своей южной части она отклоняется от меридионального направления к западу в диапазоне от 0° до 50° з.д., а в северной части оси спрединга в целом мигрируют к востоку (см. рис. 1).

Вдоль простирания рифтовая система разбита многочисленными трансформными разломами, которые присутствуют как в виде одиночных поперечных структур, так и в виде полиразломных образований или мегатрансформ [37, 49, 54, 66, 72, 94, 139 и др.].

Смещения по разломам сильно варьируют по амплитуде, однако в целом приводят к разделению рифтовой системы на отдельные сегменты. В данной статье крупные трансформные разломы, отделяющие сегменты AAPC, обозначены как демаркационные. Большие латеральные смещения по демаркационным разломам установлены в экваториальном сегменте Атлантики (груп-

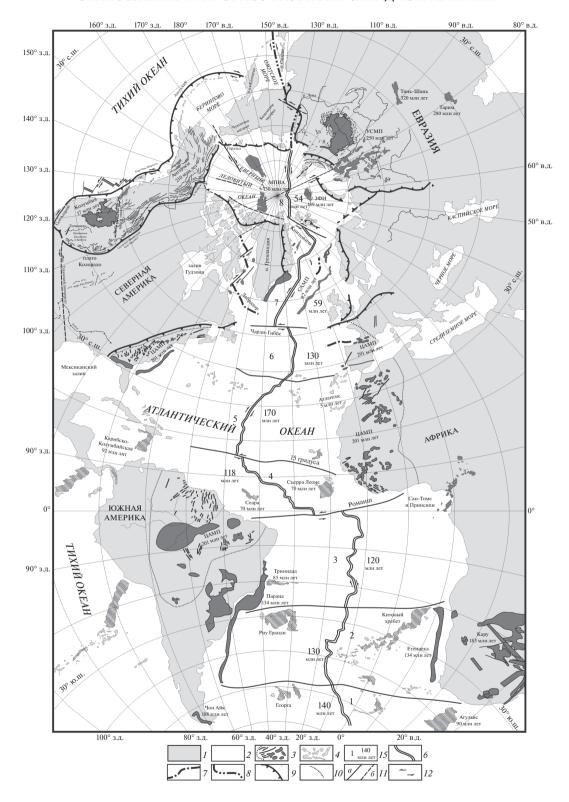


Рис. 1. Схема строения Атлантико-Арктической рифтовой системы в проекции Хотина (по данным [36, 78, 84, 93, 96, 101, 112, 118, 123, 124, 125, 137, 140, 148 и др.]).

Магматические провинции (МП): ЦАМП — Центрально-Атлантическая; САМП — Северо-Атлантическая; МПВА — Высокой Арктики; УСМП — Урало-Сибирская; КАРУ — Кару-Антарктическая.

¹ — суша; 2 — акватории; 3 — 4 — магматические провинции и время начала их формирования: 3 — доспрединговые, 4 — синспрединговые; 5 — номер сегмента AAPC и время начала его раскрытия; 6 — 7 — спрединговые хребты: 6 — активные, 7 — отмершие; 8 — линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 9 — 10 — надвиги: 9 — региональные, 10 — локальные; 11 — разломы: a — установленные, 6 — предполагаемые; 12 — сдвиги

па разломов Романш — Сан-Паулу с юга и 15°20′ с севера с общей амплитудой смещения около 3300 км), между Западной Арктикой и Северной Атлантикой (рифты Мона и Книповича с общей амплитудой смещения около 950 км) и полиразломной системе Чарли-Гиббс с амплитудой смещения около 350 км [45, 49, 54, 67, 80, 139, 144 и др.].

К демаркационным разломам приурочены проявления сейсмичности с максимальным энерговыделением и реализацией сдвигового механизма [10, 24, 140]. При этом переход от Атлантических сегментов к Арктическому обнаруживает наиболее глубинное заложение дизъюнктивных нарушений (сейсмические события глубже 35 км). Вблизи третьего по величине широтного смещения ААРС – трансформного разлома Чарли Гиббс, обладающего одним из максимумов суммарного сейсмического момента, наблюдается инверсия полускоростей к югу от разлома с западного на восточное. Такое кинематическое соотношение полускоростей, расчитанных по магнитным данным, должно усиливать латеральное смещение оси ААРС и инициировать повышенный сейсмический фон [10].

Кроме того, анализ отношения сейсмических скоростей $V_{\rm p}/V_{\rm s}$ в мантии по данным сейсмотомографии показал, что "холодные" аномалии в мантии в интервале глубин от 300 до 600 км приурочены именно к областям пересечения ААРС демаркационными разломами [53]. Эти аномалии трактуются в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и соответствуют минимумам геодинамической подвижности среды [53, 140].

Время начала спрединга в сегментах различно и варьирует от 170 млн лет в центральном до 54 млн лет в Арктическом сегменте системы [11, 78, 124, 126 и др.]. Согласно данным [23] начало спрединга в Евразийском бассейне не может быть древнее олигоцена (около 33 млн лет).

Магматические процессы в ААРС

Магматические процессы на разных этапах заложения и развития Атлантико-Арктической рифтовой системы привели к появлению областей земной коры в значительной степени насыщенных магматическими породами (см. рис. 1). При районировании территорий такие области принято называть магматическими провинциями [117]. Поскольку их появление в ААРС происходило как до, так и после начала спрединга, который продолжается и в настоящее время, существуют две принципиальные группы магматических провинций — до- и синспрединговые, которые включают все многообразие наблюдаемых образований.

Доспрединговые магматические провинции отвечают критериям определения т.н. больших

магматических провинций в понимании [84]. Эти авторы показали, что такие магматические провинции являются исключительно континентальными образованиями, которые, в большинстве случаев, формировались намного ранее начала спрединга и, соответственно, не могут рассматриваться как его непосредственная причина.

В пределах ААРС этим критериям полностью соответствует Центрально-Атлантическая магматическая провинция (ЦАМП) с возрастом около 200 млн лет [118]. Разрозненные в современной структуре фрагменты этой провинции присутствуют в Северной и Южной Америках, Европе и Африке и тяготеют к обрамлению самого древнего — пятого сегмента Атлантики, где спрединг начался около 170 млн лет назад (см. рис. 1).

Фрагменты другой доспрединговой магматической провинции с возрастом около 132 млн лет находятся в Южной Америке (Парана) и Африке (Етендека) и тяготеют к границе 2 и 3 сегментов ААРС с возрастами начала спрединга в интервале 120—130 млн лет (см. рис. 1).

На северном фланге ААРС к доспрединговым относятся магматические провинции Северо-Атлантическая (САМП) и Высокой Арктики (МПВА) с возрастами формирования около 60 и 130—125 млн лет, соответственно. Первая приурочена к седьмому сегменту ААРС, где начало спрединга (около 59 млн лет) очень близко времени ее формирования, вторая — к хребту Гаккеля, где старт спрединга (около 54 или позже 33 млн лет) произошел намного позже.

Магматические провинции сибирского обрамления арктического региона появились на границе перми и триаса около 250 млн лет назад на основном этапе траппового вулканизма в Восточной и Западной Сибири (см. рис. 1). Сходство составов базальтов позволяет рассматривать эти территории в составе единой Урало-Сибирской магматической провинции [147]. На Западно-Сибирской плите магматизм сопутствовал интенсивному рифтингу, который продолжался до 165 млн лет (средняя юра, батский век). В северном направлении сходная обстановка имела место на территории Южно-Карской впадины, где раннетриасовый базитовый магматизм проявился на раннем этапе рифтогенеза, приведшем к глубокой переработке Земной коры [8, 55].

К тому же этапу относятся многочисленные интрузии долеритов и габбро-долеритов, а также секущие их дайки пикритов на островах Бельковский и Котельный. Их U—Pb возраст по цирконам составляет 252 ± 2 млн лет [110]. Острова Анжу, по мнению [110], не являлись экзотическим террейном, отделенным океаном в раннем мезозое от Сибири, а входили в ее состав в раннем триасе. По петро- и геохимическим составам они аналогичны Сибирским траппам, что позволяет

говорить о существовании единой магматической провинции.

Внутриплитный вулканизм проявился 252 ± ± 4 млн лет назад и в районе Чукотского полуострова. Габброиды здесь по геохимии и изотопному Rb-Sr и Sm-Nd составу близки к контаминированным толеитовым базальтам трапповой или платформенной стадии магматической провинции Сибири, но отличаются от них более высокой степенью фракционирования [115]. Породы, отвечающие по составу ранней и поздней стадиям становления магматической провинции Сибири, до настоящего времени на Чукотке не установлены. Имеющиеся данные не достаточны для подтверждения или отрицания возможной связи пермо-триасового – раннетриасового внутриплитного магматизма Чукотской окраины с активностью Сибирского плюма, олнако они отражают колоссальный масштаб растяжения и магматической переработки континентальной коры в это время.

Проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма связывают с влиянием Баренцевско— Амеразийского суперплюма [75]. Его зарождение началось, видимо, еще в позднем триасе [65], а дальнейшее развитие в течение ранней юры привело к появлению в разрезах ЗФИ силловых тел и немногочисленных базальтовых покровов [46, 56].

На островной территории архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) юрские толеитовые базальты и долериты с возрастами 189-156 млн лет установлены на островах Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти [34]. По химическому составу они полностью соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы. Массовые покровные излияния базальтов известны только на ЗФИ, единичные – на островах Земли Короля Карла. На остальной части шельфа Баренцева моря происходило внедрение базальтоидных силлов. Они прослеживаются далеко на юг в Восточно-Баренцевский трог, разрез которого до отложений нижнего мела включительно насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с базальтоидами ЗФИ [73]. В разрезе пермско-нижнемелового осадочного чехла шельфа в направлении с юга на север силлы занимают все более высокие гипсометрические уровни вплоть до выхода на экзарационную поверхность дна моря на шельфе ЗФИ.

В МПВА меловой базальтовый магматизм траппового типа широко проявлен на островах Канадского архипелага, поднятии Менделеева—Альфа, в Чукотской и части Канадской котловин (см. рис. 1). Магматизм здесь начался около 130—125 млн лет назад. На Канадском архипелаге было несколько фаз магматизма, последняя из которых завершилась около 80 млн лет назад. На поднятии

Альфа—Менделеева эти процессы происходили в интервале 127—80 млн лет с пиком около 110—115 млн лет [25, 44, 92].

Синспрединговые магматические провинции включают в себя подводные горы, хребты и области аномальной океанической коры, появившиеся после начала спрединга (см. рис. 1).

Некоторые синспрединговые магматические провинции сопровождали начальные стадии спрединга, другие появились существенно позже начала формирования океанической коры. К последним относятся Тринидад—Мартин Ваз (около 85 млн лет) и Китовый хребет (около 80 млн лет) в сегментах с началом спрединга 130—120 млн лет; Азорский и Канарский архипелаги, группа подводных гор Атлантис-Метеор с миоцен-плиоценовым вулканизмом в самом древнем сегменте Атлантики [69] и многие другие.

Как ни парадоксально, но группа синспрединговых магматических провинций оказалась наиболее сложной для точной оценки интенсивности рифтогенеза. Анализ магматических провинций в Центральной и Южной Атлантике — областях с медленным и ультрамедленным спредингом показал, что прямого подтверждения связи интенсивности магматизма со скоростями спрединговых процессов в настоящее время нет [117]. Связано это как со сложностью оценки диапазона начальных скоростей спрединга по магнитным аномалиям, так и необоснованными представлениями о синхронности старта спрединга с излияниями базальтов.

Большинство из синспрединговых магматических образований можно связать с действием долгоживущих аномалий в мантии, имеющих меньшие скорости магмогенерации, чем при формировании доспрединговых магматических провинций [84]. Ряд структур отражает динамическую подвижность ветвей плюма. Например, в Экваториальном секторе Атлантики парная система возвышенностей Сьерра-Леоне и Сеара образует симметричный рисунок минимумов аномального магнитного поля (АМП) типа "бычьих глаз" (см. рис. 1). Такая конфигурация могла образоваться при кратковременном пересечении ветви плюма с осью САХ при непродолжительном импульсе поступления расплава по данному ответвлению с последующим затуханием магматической активности [54].

Если при продолжении активности плюма ось ААРС смещается в сторону, возникают конфигурации вида Риу-Гранди — Китовый хребет (см. рис. 1). Активные в настоящее время плюмы около оси ААРС могут иметь в верхней мантии несколько каналов выхода к поверхности и формировать в обрамлении цепочки подводных гор. Анализ характера АМП между разломами Атлантис и Вима, находящимися, соответственно, в

Северной и Южной (экваториальной) Атлантике, позволил выявить 6 парных относительно срединного хребта зон [53, 54].

Строение литосферы ААРС

На всех этапах развития строение литосферы определялось взаимосвязанными рифтогенными и магматическими процессами. Для оценки ее современного состояния на основании анализа отношения сейсмических скоростей $V_{\rm p}/V_{\rm s}$ в мантии по данным сейсмотомографии на всем протяжении AAPC рассчитан атрибут подвижности $\delta(V_{\rm p}/V_{\rm s})$ [53]. Этот параметр позволяет проследить строение мантийного разреза в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и характеризует области среды, различающиеся по геодинамической подвижности [53].

В атлантических сегментах (с 1 по 7) разрез $\delta(V_{\rm p}/V_{\rm s})$ содержит весьма интенсивную "горячую" аномалию от поверхности до глубины около 250 км. Конфигурация поля $\delta(V_{\rm p}/V_{\rm s})$ соответствует сечению плоскостью разреза ответвлений суперплюма, самым северным из которых является Исландский плюм [140]. Иные характеристики в поле атрибута $\delta(V_{\rm p}/V_{\rm s})$ обнаруживает разрез вдоль хребта Гаккеля в Евразийском бассейне (арктический сегмент 8). Нижняя мантия здесь представлена в основном не типичными для САХ "холодными" значениями атрибута $\delta(V_{\rm p}/V_{\rm s})$. В частности, "холодная" аномалия в западной части хребта Гаккеля сопоставима со значениями в континентальной коре Северо-Восточной Евразии.

Распределение суммарного сейсмического момента показывает, что главная геодинамическая активность ААРС сосредоточена практически в точечных зонах - либо сдвиговых, либо плюмовых, а ~90% длины ААРС содержит эпицентры слабых сейсмических событий, связанных со спрединговыми процессами. Большая часть базальтов, выплавившихся вдоль ААРС, относится к так называемой спрединговой ассоциации ТОР-2 [24], которая обладает наименьшими температурой и глубиной отделения расплава. Совмещение в пространстве этого типа магматизма со слабой сейсмичностью показывает, что фоновый процесс аккреции коры в ААРС не сопровождается интенсивным выделением энергии. Эта закономерность нарушается в местах, где на структуры ААРС накладываются ветви суперплюмов и ось рифта имеет большое (>100 км) латеральное смещение. Максимальное энерговыделение, таким образом, происходит в геодинамических обстановках, не связанных с генерацией новой коры при расхождении плит от протяженной дивергентной границы [140].

Фундаментальной гипотезой, объясняющей подобное протекание тектогенеза вдоль этой си-

стемы, является рифтогенез как отклик на дрейф плит. Возможным движущим механизмом этих процессов является перераспределение масс на поверхности вращающего космического тела [54, 140]. В пользу такого подхода свидетельствует отсутствие сплошного потока прогретой восходящей от ядра мантии под осью AAPC по данным сейсмотомографии [54, 113].

На обоснованность этого подхода указывает глубина подошвы горячей вдольосевой сейсмотомографической аномалии ААРС, составляющей не более 120–150 км [136], то есть имеющей значение приблизительно равное глубине солидуса и не имеющей более глубоких корней за исключением областей пересечения с ветвями Африканского суперплюма [18]. При этом триггером запуска процессов рифтогенеза и разрядки накопленных напряжений вдоль длинных сегментов ААРС, но не их причиной, может быть система локальных ответвлений от суперплюма, формирующих зоны пониженной вязкости. Российский сегмент Арктики содержит два района, где имеет место взаимодействие рифта и плюма со структурным континентальным барьером — море Лаптевых и архипелаг Земли Франца-Иосифа [54, 140].

Область сочленения атлантических и арктических структур

Сочленение структурных элементов Арктики и Атлантики происходит вблизи пролива Фрама — относительно узкого перешейка между Гренландией и архипелагом Свальбард (рис. 2).

В геологическом отношении здесь расположена долгоживущая Шпицбергенско—Гренландская сдвиговая зона, отделяющая Норвежско-Гренландский бассейн от Баренцевоморской плиты. В современной структуре к ней приурочены рифтогенные хребты Книповича и Моллой, которые через трог Лена прослеживаются в хребет Гаккеля. Смещение последнего относительно оси хребта Мона — крайнего элемента цепочки Срединно-Атлантических рифтов составляет почти 1000 км.

Природа хребта Книповича до настоящего времени вызывает много вопросов. С одной стороны, здесь имеются явные признаки рифтогенного океанического вулканизма, с другой, его структурный рисунок и геофизические поля не соответствуют таковым в типичных срединно-океанических хребтах [52]. В плане рифт Книповича представляет собой серию сдвиговых бассейнов вида пулл-апарт, отделенных друг от друга ортогональными их длинным осям разломами [129, 51].

Начало образования рассматриваемых структур относится к позднему мелу, когда около 80 млн лет произошло образование правосторонней континентальной сдвиговой зоны (Палеошпицберген-

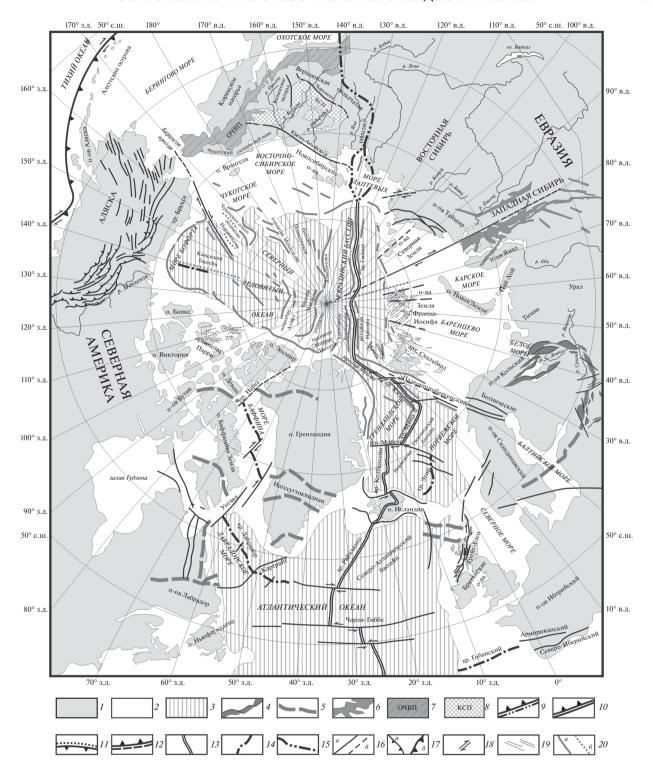


Рис. 2. Схема строения северной части Атлантико-Арктической рифтовой системы и ее ближайшего обрамления в проекции Хотина (по данным [6, 28, 34, 36, 45, 57, 58, 59, 61, 63, 64, 68, 119, 131, 137, 140 и др.]). I — суша; 2 — акватории; 3 — контуры осадочных бассейнов с изобатой свыше 2000 м; 4 — 5 — докембрийские структуры: 4 — грабены, 5 — пояса и сутуры; 6 — триасовые рифты; 7 — мезозойские структуры: 7 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, 8 — Колымская структурная петля; 9 — 12 — фронты складчатости: 9 — байкальской, 10 — каледонской и элсмирской, 11 — герцинской, 12 — мезозойской; 13 — 14 — спрединговые хребты: 13 — активные, 14 — отмершие; 15 — осевая линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 16 — разломы: 2 — установленные, 6 — предполагаемые; 17 — надвиги: 2 — локальные, 3 — региональные; 4 — сдвиги; 4 — дайки; 4 — аномалии: 4 — положительные поля силы тяжести, 4 — отрицательные аномального магнитного поля

ский разлом) между Свальбардом и Гренландией [45, 137, 142, 146]. На севере эта разломная зона переходила в растущие океанические структуры Арктики, а на юге – в структуры Норвежско-Гренландского бассейна. Относительное движение между Шпицбергеном и Гренландией имело северо-западную ориентировку. Движения по этой долгоживущей сдвиговой зоне сопровождались чередованиями этапов сжатия и растяжения. Собственно спрединг в Норвежском море с образованием океанической коры начался около 65-57 млн лет (хребет Мона). В дальнейшем растяжение привело к формированию хребта Книповича с ростом его в северном направлении от хребта Мона. Изменение направления спрединга в Лабрадорском море к западу от Гренландии привело к кратковременному сжатию в палеоцене (59-56 млн лет) с формированием складчатого пояса западного Шпицбергена. Спрединг в это время имел место только в хребте Мона, тогда как рифтинг и утонение коры происходили в образующемся Норвежско-Гренландском бассейне. Новый этап растяжения начался 49 млн лет назад. В южной части хребта Книповича спрединг начался в раннем палеогене, в центральной части хребта — в миоцене, а на севере время начала спрединга условно оценивается в 5 млн лет.

Таким образом, на ранней стадии развития Арктической системы континентальная зона сдвига в результате продвижения спредингового центра со стороны хребта Мона превратилась в рифт Книповича.

СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ

Западная Арктика объединяет глубоководный Евразийский бассейн, шельфы Баренцева и Карского морей, которые имеют тесные структурные связи с континентальными платформенными областями и складчатыми поясами, а также поднятие Ломоносова, отделяющее ее от Американо-Азиатских структур (см. рис. 2).

Евразийский бассейн

Осевую часть бассейна образует хребет Гаккеля — протяженный (1800 км) рифт, морфологически сходный со срединно-океаническими структурами в осевой части Атлантики (см. рис. 2). Обрамляют хребет котловины Амундсена и Нансена. Разрезы осадков в котловинах сопоставимы между собой, однако во впадине Нансена мощность осадков достигает 4 км, что примерно вдвое превышает максимальную мощность осадков в котловине Амундсена [44].

Скорость спрединга в хребте Гаккеля в 2-4 раза ниже, чем в Атлантике и составляет по разным оценкам от 0.5-1.2 см/год [87, 105] до 1-1.5 см/год [98, 127].

В структуре аномального магнитного поля проявлены линейные магнитные аномалии, которые связывают с событиями постепенного раскрытия океанического дна [33, 38]. Клиновидное в плане положение магнитных аномалий рассматривают как свидетельство раскрытия бассейна со стороны пролива Фрама. Скорости спрединга по мере развития рифтовой структуры прогрессивно сокращались, также как в хребтах Рейкьянес и Лабрадор [14, 97].

Ближайшая к оси хребта Гаккеля распознаваемая магнитная аномалия 2 имеет возраст 3.5 млн лет. Аномалия 5 прослеживается от шельфа моря Лаптевых до пролива Фрама, а в сторону бортов бассейна устанавливаются парные магнитные аномалии 24 (53 млн лет) [81, 85, 98, 100]. Следует отметить, что некоторые исследователи, ссылаясь на неопределенности в хронологической идентификации магнитных аномалий, указывают на неоднозначность предлагаемых реконструкций истории Евразийского бассейна [6, 17, 23].

В одной из недавних публикаций предположено, что Евразийский бассейн как единая структура сформировался примерно на 60—120 млн лет раньше начала спрединга, постулируемого магнитостратиграфией [23]. В акустическом фундаменте Евразийской впадины, прилегающей к морю Лаптевых, выявлены разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и шельфа моря Лаптевых. Предполагается, что осадочный чехол на позднекиммерийском складчатом фундаменте в прилаптевоморской части котловины Амундсена начал формироваться с апта, а базальные горизонты чехла в сторону п-ова Таймыр и Баренцевоморско-Карской окраины имеет юрский — раннемеловой возраст [23].

Анализ потенциальных полей показывает поперечную сегментацию и асимметричность Евразийского бассейна. Линейные магнитные аномалии часто осложнены поперечными смещениями, а характер их распределения вдоль простирания бассейна заметно меняется. В качестве примечательного геораздела Евразийского бассейна по ряду параметров выявляется линия вдоль меридиана 75° в.д. В сторону моря Лаптевых от него происходит резкое сужение зоны линейных магнитных аномалий, причем область полосовых магнитных аномалий в котловине Амундсена заметно шире, чем в котловине Нансена [6]. Сейсмические и батиметрические данные указывают на то, что ось современного спрединга здесь сдвинута к южному крылу хребта Гаккеля [106]. Перескок оси спрединга в этой части хребта на 60-80 км предположительно произошел около 5 млн лет назад [6].

На этом же георазделе резко меняется характер распространения гравитационных аномалий: к западу от меридиана 75° в.д. они ориентированы

вдоль окраин котловин или трансформно к окраинам и к хребту Гаккеля. К востоку от раздела аномалии разворачиваются под углом 30°—40° к окраинам и хребту и не пересекают хребет Гаккеля [6]. С этим георазделом связан, вероятно, и пояс положительных и отрицательных аномалий магнитного поля, который протягивается от центрального сегмента хребта Ломоносова через Евразийский бассейн в желоб Святой Анны к восточной границе Земли Франца-Иосифа (3ФИ) и далее в Северо-Баренцевскую впадину [6].

В осевой зоне хребта установлены центры активного вулканизма [125], однако магматическая активность варьирует по простиранию структуры. Установлены три крупных сегмента, центральный из которых характеризуется слабым магматизмом при полном отсутствии базальтов и преобладании перидотитов [87, 121]. Исходя из процентного содержания базальтов в драгированном со дна материале, предполагается, что вблизи 70° в.д. происходит постепенный переход от амагматического характера строения дна к магматическому [121]. Малое количество базальтового материала и сильная расчлененность рельефа хребта указывают на то, что растяжение (по крайней мере, на значительном части хребта) происходило в холодной хрупкой коре.

Возникновение Евразийского бассейна связывают с разрастанием дна в кайнозое за счет образования океанической коры в эоцене около 56 млн лет назад. Начало медленного (1.2 см/год) раскрытия пролива Фрама в начале олигоцена 33 млн лет назад привело к снижению скорости спрединга в хребте Гаккеля до 0.5 см/год [15, 63, 81, 85].

Некоторые из перечисленных построений могут быть существенно пересмотрены. При рассмотрении магнитометрических данных для осевой зоны Евразийского бассейна оказалось, что выделявшиеся там линейные магнитные аномалии вовсе не являются непрерывными, а сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим центрам [23]. Соответственно, хроностратиграфические оценки времени формирования хребта Гаккеля оказываются некорректными. По сейсмическим данным установлен миоценовый (23 млн лет) возраст появления хребта Гаккеля и, возможно, олигоценовый (33 млн лет), но не более древний возраст спрединга [23].

Шельф моря Лаптевых и Верхоянская складчатая система

Расположенный на простирании Евразийского бассейна шельф представляет собой полого наклоненную к северу равнину, практически лишенную контрастных структур на дне, глубина которого не превышает 500 м. На шельфе просле-

живаются линейные отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе. Они выражены чередованием узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье [6]. В переходной к материку зоне магнитное поле практически однородно в отличие от полосовой картины магнитных аномалий со стороны хребта Гаккеля [30].

Гравитационным аномалиям соответствуют скрытые чехлом узкие глубокие (4–12 км) грабены и прогибы северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Бельковско-Святоносский и др.), имеющие длину до 200-250 км при ширине 40-60 км [2, 3, 18, 21]. Наиболее крупным является меридиональный Усть-Ленский грабен. Он прослежен от южной оконечности залива Буор-Хая до 75° с.ш. на расстояние 400-420 км. В северной части ширина грабена достигает 150-170 км. К югу он постепенно сужается и в средней части залива Буор-Хая его ширина не превышает 30-40 км. В северной и центральной частях грабена его борта кулисообразно смещены серией субширотных сдвигов. Впадины разделены между собой и ограничены совокупностью подводных структур: Центрально-Лаптевским поднятием, Шилонской структурной террасой, Столбовским горстом и др.

Предполагается, что осадки имеют позднемеловой — голоценовый возраст, а их мощности уменьшаются от 10—12 км в Южно-Лаптевском и Усть-Ленском рифтах до 4—5 км в Бельковско-Святоносском рифте. Внутренняя структура рифтов при этом упрощается [27].

История формирования структур Лаптевоморского шельфа представляется следующим образом. В верхнем мелу — палеоцене (95(?) - 80 -55 млн лет) растяжение коры на шельфе сопровождалось накоплением в растущих прогибах большого объема обломочного материала, сносимого с Таймыра, Верхоянья, Северной Земли и севера Сибири [13]. В конце эоцена — начале олигоцена (33 млн лет назад) в регионе началась активизация тектонических движений, отразившаяся в регрессии моря и поступлении грубообломочного материала в грабены из областей относительно приподнятых блоков. В среднем олигоцене – раннем и начале среднего миоцена в регионе, включая шельф, устанавливается обстановка сжатия, с частыми перерывами осадконакопления. В среднем миоцене (13 млн лет назад), предположительно, заложились системы сдвигов, деформировавших накопленную ранее толщу меловых – раннемиоценовых образований [26, 27].

Судя по механизмам землетрясений, весь шельф моря Лаптевых в настоящее время находится в режиме растяжения, которое приводит к

растаскиванию литосферных блоков в субширотном направлении [1]. Эпицентры землетрясений и фокальные механизмы образуют ромбовидный рисунок. Можно рассматривать его как результат встречи ветвей двух точек тройных сочленений — в северной части шельфа (примерно 78° с.ш. и 126° в.д.) и на юге в заливе Буор-Хая [1].

Области растяжения на некоторых участках совпадают с проявлениями кайнозойского базальтового вулканизма [25]. В части моря Лаптевых, примыкающей к Евразийскому бассейну, отмечается появившаяся не ранее плиоцена (5 млн лет назад) система протрузий, которые связывают с проявлением рассеянного рифтообразования [23]. Авторы указанной работы предполагают, что в будущем эти разрозненные рифтовые структуры на границе шельфа моря Лаптевых и Евразийского бассейна могут сформироваться в морфологически выраженный продольный хребет.

Сейсмологические и геолого-структурные данные свидетельствуют в пользу сопряженности рифтогенных структур Евразийского бассейна, шельфа моря Лаптевых и хребта Черского [18, 20, 30, 31, 95]. Континентальная часть этой цепочки структур от моря Лаптевых до побережья Охотского моря пространственно приурочена к Верхоянской складчатой системе. До верхнего плейстоцена (0.126 млн лет) она развивалась как Момская континентальная рифтовая система, имеющая все признаки континентального рифтинга. К настоящему времени система Момских впадин развивается в режиме транспрессионного сжатия за счет сближения Евроазиатской и Североамериканской плит. Причиной сближения считают перемещение полюса вращения литосферных плит с побережья Охотского моря в район побережья моря Лаптевых [30].

На этом основании Верхоянская складчатая система рассматривается как центральный сегмент гигантского активного в настоящее время Арктико-Азиатского сейсмического пояса, соединяющего проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [31, 89].

Сама Верхоянская складчатая система имеет длительную историю развития. Преобладающая роль в ее строении принадлежит верхнепалеозойско-нижнемезозойскому терригенному верхоянскому комплексу, мощность которого достигает 10—12 км [63]. Он образован за счет сноса обломочного материала с Сибирского континента и в сторону от платформы обнаруживает отчетливые фациальные изменения с увеличением глубоководности отложений. Нижнюю часть разреза образуют рифей-нижнекаменноугольные шельфовые отложения, среди которых значительное место занимают карбонаты [4, 63]. Отложения имеют покровно-надвиговую структуру с надви-

ганием в юго-западном и южном направлениях — в сторону платформы, где перед фронтом складчатости находятся Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Предверхоянский краевые прогибы. Во фронтальной части северной половины Верхоянской складчатой системы, подходящей к берегу моря Лаптевых, присутствуют крупные надвиги [63].

Шельф Баренцева моря

Основание этой обширной композитной морфоструктуры составляют три плиты: на западе — Норвежская, в центре — Свальбардская, а на юговостоке — Тимано-Печорская. Наиболее крупная Свальбардская плита включает территории архипелагов Свальбард, Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новая Земля. Ее фундамент представлен приподнятыми блоками добайкальских пород, которые разделены отчетливо выраженными в рельефе дна глубокими трогами Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина [7].

Рифтообразные прогибы и троги у северной окраины шельфа ориентированы в север-северозападном и север-северо-восточном направлениях, практически перпендикулярно к континентальной окраине [60, 102]. Также в субмеридиональном направлении ориентирован пояс положительных и отрицательных гравитационных аномалий, протягивающийся от центрального сегмента поднятия Ломоносова через котловину Амундсена, хребет Гаккеля и котловину Нансена в желоб Святой Анны, к восточной границе ЗФИ и далее в Северо-Баренцевскую впадину [6].

Восточно-Баренцевский трог протягивается в север-северо-восточном направлении субпараллельно архипелагу Новая Земля на расстояние более 1500 км и имеет ширину от 300 до 600 км [73]. Фундамент этой структуры местами расположен на глубинах 18-20 км и более. Трог распадается на две впадины Южную и Северную, разделенные Лудловской седловиной. Мошность коры во впадинах составляет до 25-20 км. В осадочном выполнении впадин наибольшие мощности (6-8 км) приходятся на терригенные отложения верхней перми — триаса, а также девона, в то время как каменноугольно-пермские карбонаты имеют мощность менее 1 км. Весь разрез до нижнего мела включительно насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с таковыми на 3ФИ [73].

Восточная часть массива Земли Франца-Иосифа является глубокопогруженным блоком, перекрытым палеозойско-триасовым чехлом мощностью свыше 3.5 км. Он отделен от западной части системами разломов, вдоль которых образовались узкие щелевидные грабены. Западная часть массива ЗФИ представляет собой приподнятый относительно других докембрийский блок, на котором, по данным бурения, залегают вендские, каменноугольные, триасовые и юрские отложения [7, 73].

Мезозойские отложения формируют платформенный чехол. На островах архипелага Земли Франца-Иосифа триасовые отложения вскрыты во всех параметрических скважинах (Нагурская, Хейса, Северная). На рубеже триасового и юрского периодов происходила существенная перестройка палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадков. В самом начале юрского периода территория западной и центральной частей архипелага ЗФИ, включая зону современного шельфа, представляла собой обширную сушу, где размывались ранее накопившиеся толщи и формировались коры выветривания.

На ЗФИ выделяются два различных по возрасту и составу магматических комплекса [35]. Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти с изотопными возрастами 189—156 млн лет. Позднемезозойский магматический комплекс представлен покровами и штоками базальтов о-ва Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о-ва Хейса с возрастом 137—124 млн лет, что согласуется с опубликованными ранее возрастами дайки "Сквозная" и одного из силлов острова.

На о-ве Земля Александры позднемезозойские вулканиты обнажены в северо-восточной его части [34]. Сравнение вулканитов архипелага с магматическими комплексами известных геодинамических обстановок показывает, что по всем вещественным признакам вулканиты раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы, тогда как позднемезозойские образования сходны с плюмовыми вулканитами горячих точек внутриокеанических островов [34].

Шельф Карского моря и Западно-Сибирская плита

По типу фундамента, характеру структур, возрасту и мощности осадочного чехла в составе Карского шельфа различают Южно-Карскую впадину и Карскую плиту. На северо-западе они разделены поднятием Северного Сибирского порога, а на юге — пограничными с ним Свердрупским валом и прогибом Арктического института [8, 40].

Результаты бурения на Карском шельфе отражают гетерогеннность фундамента. На о. Свердруп в основании плитного чехла бурением вскрыты метаморфические породы венда [19, 61], а на п-ове Ямал в кровле доюрского фундамента

обнаружены разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитов. Пайхойско-Новоземельская и Таймырско-Североземельская зоны складчатых деформаций выделяются в рельефе фундамента как области линейно-вытянутых воздыманий [9].

Предложены разные модели столкновения Карского блока с Сибирской окраиной. Модель трансформации структуры Таймырского фланга Сибири при взаимодействии с Карским микроконтинентом детально изложена в [145]. Согласно этой модели, формирование близкой к современной структуры происходило в три этапа — в силуре—девоне (430—400 млн лет), карбонеперми (300—260 млн лет) и перми—триасе (260—240 млн лет).

Палеомагнитные и изотопные данные для пород Таймыра показывают, что Уральская коллизия в карбоне-перми на Южном и Центральном Таймыре практически не проявилась, а интенсивное правостороннее сжатие с формированием основой складчатости началось в позднем триасе [147]. Это событие отчетливо проявлено также в Тимано-Печорском районе, на юге Баренцева моря и Новой Земле. Основной этап складчатости имел место в период 230-190 млн лет и завершился до накопления несогласно полого залегающих осадочных пород ранней юры. Однако причина сжатия не ясна. Возможно, деформации связаны с началом формирования Арктического океана [147]. Согласно палеомагнитным и изотопным 40Аг/39Аг данным интрузивный магматизм с формированием силлов Южного Таймыра имел место в период 230-220 млн лет, что на 20 млн лет позже, чем основной импульс траппового вулканизма. Эти возраста соответствуют времени формирования гранитов Новой Земли и позднего интрузивного и пирокластического комплекса окраин Сибирской трапповой провинции. Только данные по базальтам на самом юге Таймыра дают древний возраст (248.5 ± ± 6.0 млн лет), соответствующий времени основной фазы траппового вулканизма [147].

Южно-Карская впадина имеет домезозойский фундамент (метаморфизованные образования рифейского-раннепалеозойского возраста), который погружен на глубины 12—14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.). Над ними суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5—7 км. Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими в основном меридиональное простирание. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценива-

ется в 6—7 км, причем наличие связи этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них раннетриасового базитового магматизма, отвечающего раннему этапу рифтогенеза [8]. Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины указывает на ее связь с рифтогенными структурами находящейся южнее Западно-Сибирской плиты [55, 59].

Западно-Сибирская плита (ЗСП) на востоке граничит с Сибирской платформой, на юге — с палеозойскими сооружениями Центрального Казахстана, Алтая и Салаирско-Саянской области, на западе — со складчатой системой Урала. Мощность литосферы под ЗСП составляет 100—150 км. Глубина до сейсмического Мохо не превышает 46 км, уменьшается до 38 км под центральной частью и до 34 км далее на север под рифтом Уренгой [135]. В отличие от Сибирского кратона здесь не отмечено архейских пород. Мезо-кайнозойский осадочный чехол достигает 10 км на севере и уменьшается к югу и к краям плиты.

Структуры растяжения ориентированы по долготе. Центральное положение из них занимает Уренгойско-Колтогорская система рифтов, протянувшаяся на 1500 км от Карского моря до широты г. Омска (см. рис. 2). Восточный борт системы вытянут вдоль меридиана 80° в.д. — примечательного геораздела, прослеженного до Северного полюса и отделяющего области с различными характеристиками потенциальных полей [6, 86]. Эта же долгота фигурирует в гипотезе раскрытия клиновидного "Обского океана". Было предположено, что полюс раскрытия последнего за счет вращения Сибири относительно Восточной Европы на 13.4° находился в точке с координатами 60° с.ш. и 80° в.д. [5].

Три структурных этажа отражают историю развития территории. Два нижних — палеозойский складчатый фундамент и рифтогенный триасовый называют доюрским основанием Западно-Сибирской плиты [29]. В позднем триасе накапливались исключительно терригенные осадки, а в конце средней юры началось погружение территории с образованием одного из крупнейших в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Базальтовый магматизм проявился в раннем и начале среднего триаса около 250—245 млн лет тому назад. По составу базальты ЗСП аналогичны таковым Сибирской трапповой провинции и рассматриваются как часть крупной Урало-Сибирской магматической провинции [48]. Рифтогенные процессы продолжились в триасе после завершения базальтового магматизма. Самые древние перекрывающие рифт отложения имеют

возраст 165 млн лет, т.е. рифтинг продолжался длительное время (в течение 85 млн лет).

Поднятие Ломоносова

Линейная блоковая структура протягивается от 86° с.ш. Северной Америки до 80° с.ш. Евразии (см. рис. 2). С американской стороны поднятие представляет собой единую структуру, а в евразийском направлении разветвляется на сложно построенные субпараллельные гряды и горы [47, 88]. Последние имеют амплитуду рельефа от 1500 до 2500 м и протягиваются на расстояние от 100 до 400 км в котловины Амундсена и Макарова. От Северного полюса в сторону Евразии наблюдается изгиб поднятия Ломоносова, который отражен также в изгибах гравитационных и магнитных аномалий Евразийского бассейна.

Вкрест простирания поднятие асимметрично. Евразийский склон характеризуется многочисленными блоками, развернутыми по сбросам, наклоненным в сторону Евразийского бассейна. Такая структура вместе с резким градиентом силы тяжести, расположенным непосредственно у хребта Ломоносова в зоне окончания магнитных аномалий спредингового типа, характерна для невулканических рифтовых континентальных окраин [47, 88].

На Амеразийском склоне наклоненные блоки фундамента отсутствуют. Здесь граница поднятия проходит вдоль непрерывной серии впадин котловины Подводников на глубинах от 2600 до 3800 м, разделенных 500-метровыми ступенями. Крутизна склона поднятия в северной части котловины Подводников варьирует от 8° до 20°, а бровка расположена на глубинах от 800 до 1400 м. В пределах южной части поднятия его вершинная часть располагается в основном на глубинах от 800 до 1500 м [47].

Согласно материалам сейсморазведки и результатам глубоководного бурения в Арктике (АСЕХ) кайнозойский чехол с угловым несогласием перекрывает более древние осадки [79, 104]. Выявлены перерыв в осадконакоплении в позднем миоцене продолжительностью 2.2 млн лет и более продолжительный перерыв протяженностью 26 млн лет в интервале 18.2—44.4 млн лет. Средняя скорость осадконакопления в кайонозое в этом районе составила 15 м/млн лет. В составе осадочного чехла обнаружены мелководные морские осадки позднего палеоцена — раннего эоцена, в том числе связанные с периодом термального максимума.

Одним из ключевых вопросов геологии хребта Ломоносова является характер его сочленения с континентальными окраинами. По данным [47] с внешнего шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на хребет Ломоносова прослеживаются стратифицированные кайнозойские ком-

плексы, промежуточный комплекс и кристаллические слои коры. В зоне сопряжения хребта с шельфом их прослеживание осложнено тектоническими нарушениями нормального сбросового типа, проникающими в кристаллическую часть коры.

От Гренландии и острова Элсмир поднятие отделено глубоким осадочным бассейном Кленовой (бассейном моря Линкольна), под которым геофизическими методами установлена крупная сдвиговая зона в значительно утоненной континентальной коре [91, 130].

Континентальная природа поднятия Ломоносова сомнений не вызывает. Результаты драгирования склонов показывают, что поднятие сложено раннепалеозойскими складчатыми и метаморфическими комплексами и является частью раннепалеозойского каледонского орогена [108, 133]. Но мнения об изначальном положении материнского блока континентальной коры остаются предметом дискуссии. Поднятие могло обособиться от массива Арктиды близ его современного положения [8, 39, 141]. Согласно другим работам, хребет Ломоносова представляет собой линейный блок континентальной коры, отделившийся в результате раскрытия Евразийской котловины от Баренцевоморского шельфа приблизительно 58 млн лет назад в раннем палеоцене [6, 109].

СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Рассмотрение закономерностей развития Западной Арктики как части AAPC без учета общей тектонической организации Арктического региона представляется некорректным. Особый интерес представляет структурная приуроченность магматических провинций, поскольку в строении AAPC они занимают важное место.

В данном разделе приводится обзор главных структур Центральной и Восточной Арктики, которые часто рассматривают в составе Амеразийского бассейна. К ним относятся Поднятие Альфа—Менделеева, Канадский бассейн, шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей (см. рис. 2).

Поднятие Альфа—Менделеева и примыкающие бассейны

Поднятие Менделеева прослеживается от шельфа Восточно-Сибирского моря на север в направлении Канадского шельфа, где оно переходит в поднятие Альфа (см. рис. 2). Ширина поднятий варьирует от 200 до 400 км, а общая длина составляет около 1000 км. Понижение в рельефе дна в районе 83° с.ш., 80° в.д. отделяет наиболее широкую часть поднятия Альфа от более узкого поднятия Менделеева. Мощность коры под струк-

турой составляет около 32 км, но уменьшается до 20 и 13 км в стороны впадин Подводников и Макарова, соответственно [107, 114, 132].

Отсутствие систематических вариаций в мощностях осадочного чехла и сопоставимые отражающие горизонты свидетельствуют о схожих обстановках осадконакопления в пределах обоих поднятий [82]. Поднятие Менделеева перекрыто акустически стратифицированными осадками мощностью 0.6-0.8 с [22, 82]. Если исходить из корреляции кайнозойского разреза и скорости осадконакопления в 1 см/тыс. лет в эоцене, то самые древние отложения на поднятии Менделеева и севере поднятия Альфа выше акустического фундамента могут иметь возраст 70-75 млн лет (кампан-маастрихт) [82]. По этим данным магматическая активность поднятия Менделеева с формированием акустического фундамента завершилась к раннему кампану (80 млн лет). Так как мощность осадков, перекрывающих выровненные поверхности и пологие склоны поднятий Менделеева и Альфа, одинакова, магматическая активность в этих структурах, вероятно, прекратилась одновременно [82, 83].

В пределах поднятия базальты образуют покровы, многочисленные дайки и силлы. Возраста поднятых базальтов варьируют от 110—127 до 80—90 млн лет [86, 50]. В составе фундамента обнаружены палеозойские осадочные породы с многочисленной фауной [138].

В северной части поднятия Альфа, впадины Макарова и прилегающих областей выявлены крупные и протяженные магнитные аномалии с положительной намагниченностью более 500 nT, практически ортогональные простиранию поднятия Альфа [90]. На о. Элсмир на продолжении поднятия Альфа известны серии даек восток-северо-восточного и север-северо-западного простирания в зоне шириной 250 км и длиной 500 км и связанные с ними потоки толеитовых базальтов (см. рис. 2). Согласно интерпретации [90] крупные магнитные аномалии у поднятий Альфа и Менделеева отвечают вулканизму, наложенному на геологическую структуру в период после 120 млн лет, и, возможно, связаны с растяжением региона, которое позднее привело к раскрытию кайнозойского Евразийского бассейна. В этом варианте интерпретации гигантские дайковые рои (минимум 800×350 км) с возрастом образования 138-120 млн лет протягивались от ЗФИ до поднятия Альфа перед раскрытием Евразийского бассейна. В этом случае логично считать, что поднятие Альфа, как и обширные части впадины Макарова, подстилается утоненной континентальной корой, насыщенной базальтовым материалом. Это может быть фрагмент вулканической пассивной окраины, образованной при полифазном расколе континента с сопутствовавшей магматической активностью. Такая модель хорошо согласуется с составами базальтов поднятия Альфа, которые, как следует из содержаний и соотношений рассеянных элементов, получены при плавлении континентальной литосферы [90].

В целом природа поднятия Альфа—Менделеева остается дискуссионной. Эти структуры рассматривают как океанические плато [82, 83, 103 и др.], области сильно утоненной континентальной коры, насыщенной базальтовым материалом [92, 107, 114, 122], или продолжение континентальной коры Евразии [6, 32, 42].

Бассейны Подводников и Макарова формировались в раннем мелу в апте-альбе (125—100 млн лет) синхронно с рифтингом на шельфах Чукотского и Восточно-Сибирского морей [43]. Вопросы о типе коры этих бассейнов остаются предметом дискуссии. В силу ее относительно большой (до 10 км) мощности образование бассейнов связывают с процессами сверхрастяжения континентальной коры [39, 107, 131].

Современная морфология, включая грабены и горсты, сформировалась в условиях растяжения после завершения магматизма, но самые последние проявления интрузивного магматизма происходили в раннем миоцене (22—14 млн лет). Они выражены хаотичными и рассеянными отражениями в толще мощностью 0.2—0.3 с [83].

Канадский бассейн

Структура представляет собой обширную котловину с выровненным рельефом дна и глубинами 3500—3900 м (см. рис. 2). Северо-восточной границей Канадского бассейна от поднятия Морис-Джессуп до моря Бофорта служит Канадско-Гренландский континентальный подъем, отчетливо выраженный в аномалиях поля силы тяжести. Юго-западная и южная части окаймлены террасой Бофорта и континентальной окраиной Бофорта, соответственно. На северо-западе Канадская котловина граничит с северо-восточным флангом поднятий Альфа—Менделеева и абиссальной равниной Менделеева [6].

В разрезе земной коры Канадского бассейна выделяются несколько горизонтов. Верхний (кайнозойский) со скоростями 1.8—3.6 км/с, средний (верхнемеловой) со скоростями 4.2—4.6 км/с и нижний (нижнемеловой) со скоростями от 6.6 до 7.7 км/с [8]. Дно бассейна перекрыто чехлом осадков позднемелового и кайнозойского возраста, мощность которых уменьшается с востока на запад от 12 до 6 км.

Линейный гравитационный минимум, интерпретируемый как ось древнего спрединга [111], занимает медианное положение в Канадском бассейне и протягивается от устья р. Маккензи доюжного склона поднятия Альфа—Менделеева.

Линейные магнитные аномалии не имеют четкого выражения. В осевой зоне предполагаемого спрединга идентифицированы аномалии M25—M12, с которыми связывают интервал 154—127 млн лет [3, 99, 143]. На этом основании полагают, что формирование основных структур, наблюдаемых в настоящее время, началось в конце поздней юры с раскрытия Канадского бассейна в киммеридже около 150 млн лет назад. Основную фазу раскрытия связывают со второй половиной раннемеловой эпохи с готерива (136 млн лет) до альба—сеномана (99 млн лет) [74].

Форма Канадского бассейна и простирание неотчетливых линейных магнитных аномалий интерпретируются рядом исследователей как результат вращения микроплиты Арктика-Аляска-Чукотка от Арктической Канады против часовой стрелки на 66° с полюсом около дельты р. Маккензи [8, 39, 92]. При этом наибольшее смещение элементов земной коры с отделением Евразийского блока от Канадского предположительно происходило по правостороннему сдвигу на границе поднятия Ломоносова и котловины Макарова [91, 92].

В тоже время, существует ряд геологических фактов, не укладывающихся в данную гипотезу. В частности, ротация в пределах Канадской котловины полностью не объясняет образование офиолитовой сутуры, которая протягивается на избыточное для данной модели расстояние, огибая блок континентальной коры с Новосибирскими островами [8]. Кроме того, данные по детритовым цирконам указывают на положение Чукотской части микроплиты вблизи Таймыра и Верхоянска, а не вблизи Канадской Арктики [122].

Следует отметить, что, несмотря на уточнение первоначальных моделей [99, 100] и появление новых данных о строении осадочного чехла и фундамента, происхождение Канадского бассейна остается во многом неясным. Механизм и стадии его развития остаются предметом обсуждений, а диапазон предлагаемых моделей чрезвычайно широк [44].

Шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей

Развитие шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, как и вся структура Северо-Востока России от Чукотского полуострова до п-ва Таймыр, связано с мезозойской (юрско-меловой) складчатостью (см. рис. 2). Юрско-меловое время стало временем формирования складчатых сооружений от Новосибирских островов до Аляски. К позднему мелу на этой территории завершилась консолидация акустического фундамента, значительные складчатые деформации прекратились, и сформировался единый Новоси-

бирско-Чукотско-Бруксовский орогенный пояс [64] или единая Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская микроплита [120 и др.]. С океанической стороны пояс ограничен системой протяженных надвигов [61], со стороны Евразии включает арктические острова и Чукотский складчатый пояс, а на Американском континенте структуры Северной Аляски.

Анализ аномального значения силы тяжести в свободном воздухе показывает, что континентальные шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей отделены от океанической области четко выраженной системой максимумов, соответствующих осадкам, которые отлагались на его краю и не компенсировались прогибанием фундамента [111, 119]. Присутствие фрагментов каледонид (элсмирид) предполагается на шельфе Аляски и в северной части Чукотского моря [64].

Несмотря на резкий изгиб фронта мезозойских надвигов на траверзе мыса Хоуп, субширотная ориентировка структур деформации и связанных с ними осадочных бассейнов сохраняется на территории Северной Аляски (см. рис. 2).

Кроме субширотных на шельфе установлены меридиональные структуры, иногда проникающие в основание континентального склона. На шельфе Чукотского моря в сторону Канадского бассейна имеются два субмеридиональных выступа континентальной окраины — Чукотское плато и хребет Нортвинд [6, 32]. Поверхность плато рассечена субмеридионально ориентированными структурами растяжения [6]. Кора Чукотского плато по сейсмическим и гравиметрическим данным имеет континентальную природу. Палеозойские комплексы представлены платформенными мелководными, преимущественно карбонатными, отложениями. Выше залегает мел-кайнозойский терригенный чехол [61, 99].

Вдоль меридианов $165^{\circ}-168^{\circ}$ з.д. сейсмическими работами выявлена субмеридиональная правосдвиговая зона Ханна, развивавшаяся с палеоцена до среднего эоцена [116]. Эта зона с разной степенью отчетливости прослеживается в потенциальных полях [47]. Прямыми наблюдениями и по результатам комплексной обработки магнитных и гравитационных данных нарушения зоны Ханна по системе субпараллельных эшелонированных разрывов прослежены в Берингово море [70]. Предполагается, что эта протяженная сдвиговая зона имеет правосдвиговоую компоненту смещения и затрагивает как земную кору, так и верхнюю мантию. Амплитуда смещения по меридиональной сдвиговой зоне оценивается в 400 км [134].

Полученные данные позволили предположить, что полоса эшелонированных дизъюнктивных нарушений является границей между Новосибирско-Чукотской и Северо-Аляскинской мик-

роплитами [77]. Это меняет представления о целостности Чукотско-Северо-Аляскинской микроплиты, однако хорошо согласуется с резким (90°) разворотом простирания фронта мезозойской складчатости близ мыса Хоуп (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведенные выше данные отражают основные закономерности строения Атлантико-Арктической рифтовой системы и ряда важнейших структур Арктического региона. Длительное многоэтапное развитие структур отражено в проявлении разноплановых геологических событий (рис. 3). Анализ событий нацелен на выявление процессов и механизмов, определявших развитие ААРС, и их обобщение в рамках непротиворечивой системы представлений.

По времени начала спрединга вдоль простирания ААРС отчетливо выделяются две группы сегментов — с 5 по 8 и с 1 по 4 (см. рис. 3). История развития первой группы охватывает все время раскрытия Атлантики, а раскрытие сегментов второй группы тяготеет к середине общего временного интервала. В каждой из групп значения времени начала спрединга образуют монотонно возрастающие последовательности, которые отражают общее развитие рифтогенеза в сторону Северного полюса (см. рис. 3).

В плане траектории развития рифтогенных структур обеих групп сходятся на разломе 15 градуса, служащего южной границей Центрально-Атлантического сегмента ААРС, с которого началась история развития всей рифтовой системы (см. рис. 1). В современной структуре сегмент расположен в средней части ААРС, а его осевой отрезок САХ находится практически на равном удалении от фрагментов некогда единой Центрально-Атлантической магматической провинции (ЦАМП).

Эти закономерности отчетливо указывают на то, что спрединг в Центрально-Атлантическом сегменте AAPC 170 млн лет назад был инициирован прогрессивным расхождением блоков континетальной литосферы, существенно переработанной при формировании гигантской магматической провинции ЦАМП около 200 млн лет назад.

Тяготение траектории растущей рифтовой системы к ослабленным участкам литосферы отчетливо выражено в соотношении возрастов доспрединговых магматических провинций и времени начала спрединга и в других сегментах (см. рис. 1, 3). Спредингу в Антарктическом сегменте 140 млн лет назад предшествовало появление магматических провинций Чон Айк и Феррар (188 и 184 млн лет, соответственно). Магматические провинции Парана и Етендека 134 млн лет назад своим появлением подготовили континентальную литосферу к

130 YAMOB

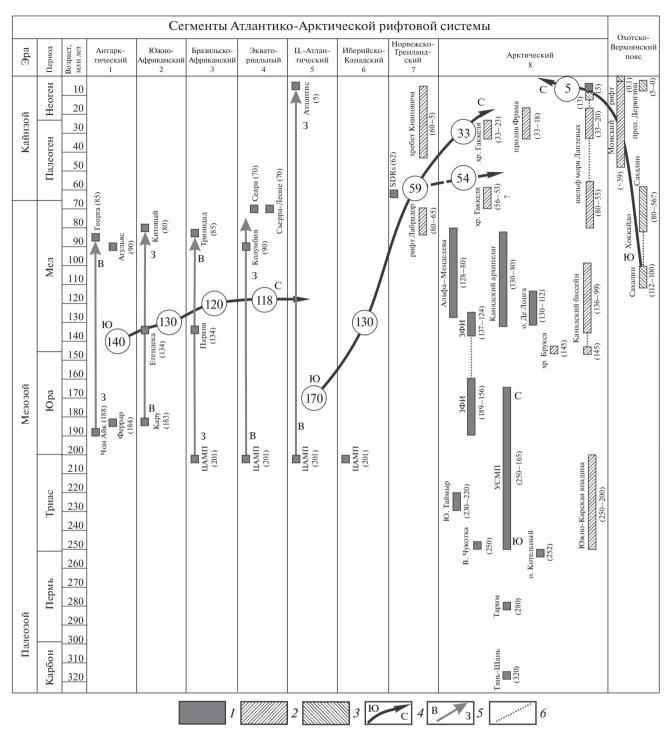


Рис. 3. Схема геологических событий и процессов (по данным [34, 35, 44, 76, 78, 84, 93, 96, 110, 112, 118, 124, 125, 137, 148 и др.]).

I — магматические; 2 — рифтогенные; 3 — коллизионные и сдвиговые; 4 — тренды развития и их ориентировка по сторонам света: 4 — рифтогенеза, 5 — магматизма; 6 — реактивация структуры

раскрытию Южно-Африканского и Бразильско-Африканского сегментов в интервале времени 130—120 млн лет. В северном направлении вдоль простирания ААРС разрыв во времени между формированием магматических провинций и началом спрединга сокращается (см. рис. 1). Тесная пространственная связь развития AAPC с доспрединговыми магматическими провинциями свидетельствует о длительном — от инициации внутриконтинентального рифтинга до начала спрединга — динамическом воздействии на определенные области литосферы. Это же воздей-

ствие не прекратилось и после начала спрединга и отражено в развитии синспрединговых магматических провинций вдоль траекторий расхождения блоков континентальной литосферы (см. рис. 1, 3).

Помимо магматических провинций на определение траектории роста ААРС очевидно влияли реологические неоднородности в континентальной литосфере, подвергшейся коллизионной переработке на разных этапах геологической истории. В современной структуре Гренландии, Канадского архипелага и Европы отчетливо проявлены субширотные пояса и сутуры, связанные с байкальским тектогенезом (см. рис. 2). К некоторым из них приурочены трансформные разломы, заложившиеся при формировании современного структурного плана Северной Атлантики. Не менее важную роль в определении траектории Атлантического рифта сыграли области каледонского и герцинского тектогенеза. Так, следуя каледонским деформациям, разлом Грейт-Глен протягивается от северо-западной Ирландии на восточном борту Атлантики к острову Ньюфаундленд на западе (см. рис. 2), а широтный трансформный разлом Чарли-Гиббс находится на простирании разобщенных Северной Атлантикой фронтов герцинской складчатости (см. рис. 1).

Наличие трансформных разломов является неотъемлемым атрибутом структурной организации ААРС. Наибольшее развитие получили левосторонние сдвиги с очень широким спектром амплитуд (см. рис. 1, см. рис. 2). На явную подчиненность правосторонних смещений осей спрединга указывает отсутствие среди них демаркационных разломов, разделяющих крупные сегменты ААРС.

Автор полагает, что явное преобладание левосторонних смещений осей спрединга в организации ААРС отражает энергетически более экономичный путь выравнивания напряжений в литосфере. Примерами тупикового развития по правосдвиговому сценарию могут служить рифтовая система моря Лабрадор, отмершая Иберийская ветвь ААРС, рифт Эгир, переход от рифта Колбенсейн к рифту Мона (см. рис. 2). Во всех случаях правосдвиговые рифтовые системы либо вырождаются, либо переориентируются на развитие с левосторонними смещениями. Так, рифтовая система Мона, получив возможность свободного развития, приспособилась к левосдвиговой демаркационной зоне (см. рис. 2).

Установленная направленность развития ААРС с юга на север отражает существование физических факторов, заставляющих рифтовую систему смещаться в сторону полюса. Рассмотренные выше закономерности развития рифтовых систем показывают планетарный масштаб этих факторов и продолжительное, если не постоянное, влияние

на геологическую среду. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли.

Автор полагает, что развитие ААРС с юга на север и закономерное формирование характерного набора структур в каждом новообразованном сегменте обусловлено влиянием ротационного фактора. Именно такой фактор мог обеспечить устойчивое динамическое воздействие на литосферу и поддержание тектонического режима в структуре планетарного масштаба на протяжении 170 млн лет геологической истории. Вполне вероятно, что неизбежные циклические вариации параметров вращения отражены в девиациях траектории ААРС.

В общем смысле влияние ротационного фактора на литосферу основано на ее стремлении к равновесному состоянию. Физические основы процесса рассмотрены в [54] и сводятся к следующим основным положениям. Массы твердых оболочек Земли, распределенных асимметрично относительно оси вращения сфероида, стремятся занять равновесное положение, при котором тензор инерции имеет диагональный вид. Это достигается сочетанием двух видов движения: по направлению к экватору с возрастанием главной осевой компоненты тензора инерции и вдоль экватора с уменьшением тангенциальных компонент тензора инерции [54].

Тектоническим следствием процесса является развитие характерного набора сопряженных структур. Полюсобежное движение литосферных масс способствует появлению и обеспечивает возможность проградации в северном направлении меридиональных рифтов, а движения вдоль экватора приводят к их рассечению широтными трансформами на отдельные отрезки.

Именно эти элементы и определяют структурную организацию ААРС. Общую последовательность ее развития можно представить следующим образом. На некотором этапе роста рифта вкрест его простиранию возникает субширотно ориентированная ослабленная зона (рис. 4, а). Заложение ее может быть обусловлено либо структурновещественной неоднородностью среды, либо ее приближением к пределу прочности на границе сегментов с разной по каким-либо причинам угловой скоростью вращения. Существенное влияние может оказывать увеличивающаяся при удалении от полюса тангенциальная скорость на поверхности сфероида при постоянной угловой скорости, но при наличии гетерогенностей в литосфере. Превышение предела прочности приводит к левостороннему смещению смежных сегментов 1 и 2 по трансформному сдвигу, возникающему на месте ослабленной зоны (см. рис. 4, б). Относительное смещение (проворот) сегментов наиболее вероятно отражает запаздывание во 132 ЧАМОВ

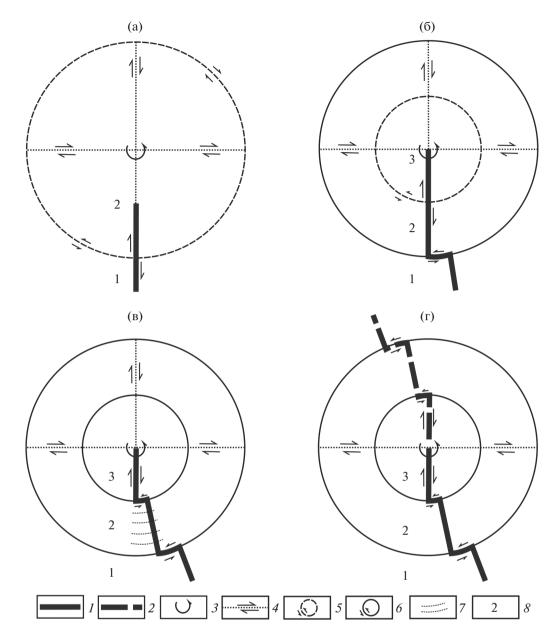


Рис. 4. Схема последовательного заложения левосторонних широтных сдвигов в меридиональных рифтовых структурах (северная полярная проекция).

1-2 — рифтовые системы: 1 — растущая, 2 — прогнозируемая; 3 — направление вращения Земли; 4-5 — протосрывы и их кинематика: 4 — меридиональные, по [128], 5 — широтные; 6-7 — трансформные разломы и их кинематика: 6 — демаркационные, 7 — локальные; 8 — номера сегментов в порядке раскрытия рифтовых систем

вращении сегмента с меньшей угловой скоростью. Эффект торможения может возникнуть при повышенном трении подошвы литосферы в присутствии холодных блоков в подлитосферной мантии. Фактором, влияющим на меньшее запаздывание приполярных сегментов по сравнению с приэкваториальными, может быть приливное воздействие на литосферу, которое при постоянной угловой скорости имеет больший эффект в областях с большей тангенциальной скоростью.

Дальнейшая проградация меридиональной структуры приводит к заложению новой субширотной ослабленной зоны с последующим смещением по ней смежных сегментов 2 и 3 (см. рис. 4, в). В пределах части рифта, ограниченной крупными демаркационными разломами, продолжается заложение и рост нарушений меньшего масштаба (локальных). Это могут быть как отдельные разломы, отстоящие друг от друга на значительное расстояние по долготе, так и характерные для Экваториальной части Атлантики полиразломные

системы, имеющие сложную структурную организацию.

Поведение рифтовой системы после достижения полюса вызывает особый интерес. Можно предположить, что поскольку проградация рифта в северном направлении обеспечивается за счет полюсобежного движения литосферных масс, то причин (движущих сил) для дальнейшего развития рифта после достижения полюса не существует. Автор полагает этот вывод важнейшим для понимания развития рифтовых систем, но требующим дальнейшего осмысления и проверки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предложенная аналоговая модель развития рифтовой системы представляется достаточно непротиворечивой, учитывающей и объясняющей основные закономерности развития ААРС под влиянием ротационного фактора. Полученный в модели структурный рисунок соответствует сдвиговой организации ААРС и согласуется с омоложением времени раскрытия ее сегментов в северном направлении.

Следует отметить, что ряд наблюдаемых в природе явлений теоретической моделью не учитывается или, возможно, противоречит ей. Так, предложенная модель не предполагает развития ААРС после пересечения полюса. Тем не менее, Лаптевоморский фланг хребта Гаккеля находится за предполагаемой конечной точкой развития. Два принципиальных соображения позволяют считать это противоречие не критичным для развиваемых представлений. Прежде всего, следует принять во внимание возможную, если не обязательную, миграцию полюса – рассматриваемая в современной структуре региона рифтовая система в момент заложения могла подчиняться иным динамическим условиям. Кроме того, раскол литосферы (особенно холодной, характерной для Евразийского бассейна) относится к числу инертных процессов и мгновенная фиксация разлома в некоторой расчетной точке представляется просто невозможной. В поддержку модельных представлений свидетельствует ряд закономерностей, рассмотренных при описании Евразийского бассейна, к ним относятся:

- прогрессивное сокращение скорости спрединга в хребте Гаккеля по мере удаления от Атлантики;
- сужение зоны магнитных аномалий в сторону моря Лаптевых;
- отсутствие трансформных по отношению к хребту гравитационных аномалий к востоку от меридиана 75° в.д.;
- малое количество базальтового материала и сильная расчлененность рельефа хребта, что ука-

зывает на протекание рифтогенеза в холодной хрупкой коре.

Эти данные указывают на постепенное вырождение хребта Гаккеля в полярной области.

Критика предлагаемой модели может быть вызвана тем, что она объясняет появление только левых сдвигов под влиянием ротационного фактора, но правые сдвиги в структуре ААРС тем не менее существуют. Подчиненное развитие и геологическая нежизнеспособность таких структур были рассмотрены выше. Можно предположить, что их появление является вынужденным отклонением от генеральной закономерности под влиянием локальных неоднородностей в литосфере и/или связано с циклическими вариациями параметров вращения.

Анализ строения Арктического региона позволил выявить широкое развития рифтогенных структур, ориентированных преимущественно по долготе (см. рис. 2). К ним относятся:

- хребет Гаккеля в Евразийском бассейне;
- троги Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина на шельфе Баренцева моря;
- рифтогенные троги, разделяющие блоки фундамента в Южно-Карской впадине;
- рифты и Западно-Сибирской плиты; грабены на поверхности Чукотского платообразного поднятия;
- Момский рифт в Охотско-Верхоянском поясе;
- сдвиговая зона Ханна, протягивающаяся от Берингова пролива вглубь региона и многие другие.

Ряд морфологически не выраженных субмеридиональных структур, таких как Лаптевоморские рифты, дайковые рои от Евразийской континентальной окраины до Канадского Арктического архипелага и крупные разломы отражены в потенциальных полях. В том числе, меридионально ориентированный линейный гравитационный минимум маркирует ось Канадского бассейна и интерпретируется как ось рифтогенеза и/или спрединга. Субмеридиональная ориентировка прослеживается в пространственном положении и омоложении возрастов образования магматических провинций (см. рис. 3).

Их появление хорошо согласуется с развиваемыми в статье представлениями о влиянии ротационного фактора, приводящего в общем случае к появлению долготных рифтовых структур и широтных трансформных разломов. Степень влияния широтных трансформных разломов, очевидно, возрастает к экватору и снижается в северном направлении. В отношении долготных рифтовых структур следует ожидать возрастания их количества, что обусловлено их сближением в приполярной области. Действительно, рассмотренные

выше рифтогенные структуры вытянуты в направлении Северного полюса, но с разных направлений. Эта закономерность представляется важной для понимания закономерностей деструкции Арктической литосферы и заслуживает дальнейшего изучения.

Полученные результаты исследования значительно повлияли на прогнозные представления автора о дальнейшем развитии Западной Арктики. К началу написания данной статьи автор полагал, что в перспективе рифт Гаккеля продолжит свое развитие в сторону Верхоянской складчатой области, приспособится к ее сигмоидальному левосторннему изгибу и продолжит свое развитие вдоль восточного побережья Сахалина (см. рис. 1). Такой прогноз учитывал общую для ААРС тенденцию к минимизации энергетических затрат, приспособление трека внутриконтинентального рифтогенеза к структурно ослабленным и магматически переработанным областям и представлялся вполне логичным. В общем виде эти представления изложены в [140]. В рамках аналоговой модели прогнозируемое продолжение ААРС сохраняло бы все закономерности, присущие ААРС (см. рис. 4, г).

Однако полученные результаты совместного анализа структур разного уровня приводят к пересмотру сложившихся представлений. Отсутствие геодинамического мотива для проградации ААРС в сторону Охотоморских структур в сочетании с уже прекрасно развитыми к настоящему времени рифтогенными сдвиговыми субмеридиональными структурами и в Верхоянском складчатом поясе, и в Охотском море (впадина Дерюгина и др.) позволяют рассматривать их в составе встречной по отношению к ААРС рифтовой системы. Представление о развитии встречной к ААРС молодой рифтовой системы согласуется с данными о проявлении современной сейсмичности и существовании новейших рифтовых структур вдоль Охотско-Верхоянского пояса и на шельфе моря Лаптевых (см. рис. 3). Вполне возможно, что ее влияние ощущается уже сейчас и проявлено в асимметрии Евразийского бассейна. В рамках аналоговой модели прогнозируемая рифтовая система, развиваясь в сторону полюса, будет проявлять все черты ААРС как ее структурный, но более молодой аналог (см. рис. 4, г).

Поскольку механизм развития рифтовой системы под влиянием ротационного воздействия подразумевает прекращение ее проградации после достижения области полюса, Западная Арктика представляется конечным сегментом ААРС. Это не исключает активизации рассмотренного механизма в дальнейшем в случае появления нового доступного пространства и движущих сил для его реализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длительное многоэтапное развитие Атлантико-Арктической рифтовой системы в северном направлении и закономерное формирование характерного набора структур в каждом новообразованном сегменте отражают существование физических факторов, способных обеспечить стабильность параметров тектонического режима в структуре планетарного масштаба на протяжении 170 млн лет геологической истории. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли.

В основе влияния ротационного фактора на литосферу лежит ее стремление занять равновесное положение относительно оси вращения сфероида. Это достигается сочетанием двух видов движения: по направлению к экватору и вдоль него.

Полюсобежное движение стремящихся к равновесному положению литосферных масс способствует появлению и обеспечивает возможность проградации в северном направлении меридиональных рифтов, а движения вдоль экватора приводят к их рассечению широтными трансформами на отдельные отрезки.

Два следствия развития рифтовых систем в северном направлении за счет оттока литосферных масс представляются особенно важными для понимания процессов в Арктическом регионе. К ним относятся прекращение действия движущих сил для дальнейшего развития рифта после достижения полюса и сближение встречно ориентированных меридиональных структур в приполярной области.

С учетом закономерностей развития рифтовых систем под влиянием ротационного фактора Западная Арктика представляется конечным сегментом ААРС.

Благодарности. Автор выражает признательность анонимному рецензенту РФФИ по Проекту "Экспансия — 2019" и анонимным рецензентам журнала "Геотектоника". Их замечания и рекомендации во многом способствовали улучшению рукописи.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50273.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Аветисов Г.П.* Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3, С. 104—114.
- 2. *Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. С.-Пб.: ВНИИокеанология, 1996. 185 с.

- 3. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.В.* Глубинное строение района дельты Лена по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73—81.
- 4. *Андиева Т.А*. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 1. С. 1—28.
- 5. *Аплонов С.В.* Геодинамика раннепалеозойского Обского океана. М.: ИО АН СССР, 1987. 97 с.
- 6. Арктический бассейн (геология и морфология). Под. ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, В.А. Поселова СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
- 7. *Баренцевская шельфовая плита.* Под ред. И.С. Грамберга Л.: Недра, 1988. 263 с.
- Богданов Н.А. Тектоника арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
- 9. Боголепов А.К., Журавлев В.А., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам геолого-геофизических исследований) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 159—162.
- 10. *Болдырев С.А.* Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. — М.: МГК, 1998. 124 с.
- 11. *Бонатти* Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5—16.
- 12. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8, С. 1083—1107.
- 13. Геология и полезные ископаемые России. В кн.: *Арктические моря (Арктические и дальневосточные моря).* Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребицкого СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. Кн. 1. Т. 5. 468 с.
- 14. Глебовский В.Ю., Карасик А.М., Меркурьев С.А. и др. Особенности процесса разрастания Северной Атлантики по данным площадных гидромагнитных съемок на хребте Рейкьянес и в Исландской котловине В сб.: Электромагнитная индукция в Мировом океане. М.: Наука, 1990. Ч. 1. С. 22—34.
- 15. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21—42.
- 16. Гордин В.М. Интерпретация аномального магнитного поля океанов Вайном—Мэтьюзом. В кн.: Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. Под ред. В.Н. Шолпо М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 27—29.
- 17. Грамберг И.С., Косько М.К., Лазуркин Д.В., Погребицкий Ю.Е. Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогене // Советская геология. 1984. Вып. 7. С. 32–40.
- 18. *Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового

- пояса хребта Гаккеля Момского хребта // Докл. АН СССР 1990. Т. 311. № 3. С. 689—694.
- 19. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95—98.
- Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. № 1. С. 42—45.
- 21. Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля. В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56—75.
- 22. Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л. Строение и история развития Амеразийского бассейна. В сб.: Геология Арктики. 27 МГК. Т. 4. Докл. 2. Кол. 04. М.: Наука, 1984. С. 119—128.
- 23. Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25—44.
- 24. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
- 25. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126—1144.
- 26. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
- 27. *Драчев С.С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60—76.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б. и др. Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2012. № 4. С. 91– 106.
- 30. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Океанические и континентальные рифты северо-восточной Азии и области их сочленения (сейсмотектонический анализ) // Литосфера. 2004. № 4. С. 44—61.
- 31. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. Под ред. Г.С. Гусева М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- 32. *Кабаньков В.Я.*, *Андреева И.А.*, *Иванов В.И.*, *Петрова В.И.* О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33—48.
- Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледо-витого океана. В сб.: Геология Арктики. 27 МГК. Т. 4. Докл. 2. Кол. 04. М.: Наука, 1984. С. 151–159.
- 34. *Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А. и др.* Мезозойские магматические комплексы архипе-

- лага Земля Франца Иосифа. Геология полярных областей Земли. Мат-лы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257—263.
- 35. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и 40Ar/39Ar-возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213—217.
- Кинг Ф.Б. Геологическое развитие Северной Америки. Под ред. В.Е. Хаина М.: Изд-во Иностранной литературы, 1961. 299 с.
- 37. *Кленова М.В., Лавров В.М.* Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 460 с.
- 38. *Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л. и др.* Рреконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108—1125.
- 39. 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.
- 40. Мащенков С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю. и др. Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море. В кн.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69—89.
- 41. *Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 500—522.
- 42. *Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 35—55.
- 43. Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Амеразийского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3—26.
- 44. *Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И.* Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана // Вестн. РАН. 2020. Т. 90. № 5. С. 434—446.
- 45. *Пейве А.А.*, *Чамов Н.П*. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38—57.
- 46. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А. и др. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66—83.

- 47. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662—1680.
- 48. *Пучков В.Н.* Плюмы новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483—499.
- 49. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—31.
- 50. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении югозападной части Поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190—196.
- 51. *Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378—383.
- 52. Соколов С.Ю. Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р и S волн // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. С. 55–67
- 53. Соколов С.Ю. Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 79—88.
- 54. *Соколов С.Ю*. Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики. М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 618).
- 55. Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Латышев В.И., Смирнов Л.В. Структура земной коры Западно-Сибирской плиты. В кн.: Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова СПб.: ВНИИОкеанология. 2002. С. 325—327.
- 56. *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.
- 57. Тектоническая карта Европы. М-6: 1 : 1750000. Под ред. А.Л. Яншина М.: АН СССР-ГГК СССР, 1964. 6 л.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1: 5000000. Под ред. А.Л. Яншина — М.: ГИН АН СССР– ГУГК МГиОН СССР, 1966. 12 л.
- 59. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1: 2500000. Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина М.: ИЛРАН, 1996. 2 л.
- 60. Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 41–55.
- 61. *Филатова Н.И.*, *Хаин В.Е.* Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.

- 62. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Каин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- 64. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности восточно-арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
- 65. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 115—130.
- 66. *Хейзен Б., Тарп М., Юинг М.* Дно Атлантического океана. М.: Иностранная литература, 1962. 148 с.
- 67. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В. и др. Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 6. С. 594—619.
- 68. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. — М.: ГЕОС, 2016. 234 с. (Тр. ГИН РАН. 2016. Вып. 609).
- 69. Чамов Н.П., Стукалова И.Е., Соколов С.Ю. и др. Тектоно-седиментационная система подводных гор Атлантис-Метеор (Северная Атлантика): обстановки вулканизма и седиментации в позднем миоцене—плиоцене, положение в ряду Атлантико-Арктических структур // Литология и полезн. ископаемые. 2019. № 5. С. 418—438.
- 70. Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Позднемеловая палеогеновая трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 730—735
- 71. Шатский Н.С. О тектонике Арктики. В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. С. 149—168.
- 72. *Шипард Ф.* Геология моря. М.: Иностранная литература, 1951 г. 360 с.
- 73. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32—54.
- 75. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369—372.
- 76. Шипилов 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.
- 77. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника арктической континентальной

- окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Амеразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115—2142.
- 78. Antobreh A.A., Faleide J.I., Tsikalas F., Planke S. Riftshear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data // Marin. Petrol. Geol. 2009. Vol. 26. P. 345–368.
- 79. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. P. 1–15.
- 80. *Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G. et al.* Geological studies of the eastern part of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): A first report // Giornale di Geologia. 1991. Vol. 53. No. 2. P. 31–48.
- 81. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.
- 82. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J.R. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine Ridges in the Arctic ocean: Acoustic stratigraphy, depositional environment and an inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // Marin. Geophys. Res. 2010. Vol. 31. P. 149–171.
- 83. Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J. et al. The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2012. Vol. 514–517. P. 123–145.
- 84. Bryan S., Ernst R. Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // Earth Sci. Rev. 2008. Vol. 86. P. 175–202.
- 85. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100(B4). P. 6093–6095.
- 86. 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. Vol. 173. No. 6. P. 967–987.
- 87. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates // J. Geophys. 2003. Vol. 108. P. 2116–2137.
- 88. Cochran J.R., Edwards M.H., Coakley B.J. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. Vol. 7. No. 5. P. 1–26.
- 89. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in North Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // J. Geodymanics. 1986. No. 6. P. 33–51.
- 90. Døssing A., Jackson H.R., Matzka J. et al. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province Results of new aeromagnetic data // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 363. P. 219–230.

- 91. Døssing A., Hansen T.M., Olesen A.V. et al. Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen basin and its continental borderlands near Greenland // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 408. P. 132–145.
- 92. Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 183. P. 481–502.
- 93. *Eldholm O., Coffin M.* Large Igneous Provinces and Plate Tectonics // Geophys. Monograph Series. 2000. Vol. 121. P. 309–326.
- 94. *Emery K.O., Uchupi E.* The Geology of the Atlantic Ocean. (N.Y.: Springer, 1984), pp. 1050.
- 95. Engen O., Eldhom O., Bungum H. The Arctic Plate Boundary // J. Geophyis. Res. 2003. Vol. 108. No. B2. P. 1–17.
- 96. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L. et al.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // Earth Sci. Rev. 2019. Vol. 196. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011
- 97. Glebovsky V.Yu. Magnetic anomalies and the history of the Reykjanes Ridge seafloor spreading. XXI General Assembly 2—14 July 1995, Boulder, Colorado, USA—(IUGG, 1995. Abstracts Week A). P. A180.
- 98. Glebovsky V.Yu., Kaminsky V.D., Minakov A.N. et al. Formation of the Eurasia basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. Vol. 40. No. 4. P. 263–281.
- 99. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada basin. In: Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean. Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (The Geology of North America. The Arctic Ocean Region. Ed. by A. Grantz, D.L. Clark, R.L. Phillips et al. // GSA Bull. 1998. Vol. 110. No. 6. P. 801—820.
- 100. *Grantz A.*, *Pease V.L.*, *Willard D.A. et al.* Bedrock cores from 89° North: implications for the geologic framework and Neogene paleooceanology of the Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // GSA Bull. 2001. Vol. 113. No. 10. P. 1272–1284.
- 101. *Hildebrand R.S.* Dismemberment and northward migration of the Cordilleran orogen: Baja-BC resolved // GSA Today. 2015. Vol. 25. No. 11. P. 4–11.
- 102. *Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V.* Deep seismic investigation across the Barents—Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // Tectonophysics. 2006. Vol. 420. P. 123–140.
- 103. *Jackson H.R.*, *Forsyth D.A.*, *Johnson G.L.* Oceanic affinities of the Alpha ridge, Arctic ocean // Marin. Geol. 1986. Vol. 73. P. 237–261.
- 104. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T. ARCTIC'91: Lomonosov Ridge A double sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
- 105. Jokat W., Weigelt E., Kristofferssen Y., Rasmussen T., Schöne T. New insights into the evolution of the

- Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 122. P. 378—392.
- 106. *Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. L02603. https://doi.org/10.1029/2003GL018352
- 107. Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment "Arctic-2012" // J. Geodynam. 2018. Vol. 119. P. 107–122.
- 108. Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R. et al. Samples from the Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of the Arctic Ocean. In: Circum-Arctic lithosphere evolution. Ed. by V. Pease, B. Coakley // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460. P. 397–418.
- 109. Kristoffersen Y. Eurasia Basin in the Geology of North America. – In: The Arctic Ocean Region. – Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (Geol. Soc. Am. Colorado. Boulder. 1990. Vol. L). P. 365–378.
- 110. *Kuzmichev A.B.*, *Pease V.L.* Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // J. Geol. Soc. 2007. Vol. 164. P. 959–968.
- 111. *Laxon S., McAdoo D.* Sattelites provide new insights into polar geophysics // EOS-AGU Transections. 1998. Vol. 79. P. 69-72.
- 112. *Le Gall B., Tshoso G., Dyment J.* The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): Its structural significance within the Karoo Large Igneous Province // J. Struct. Geol. 2005. Vol. 27. P. 2234—2255.
- 113. *Lebedev S., van der Hilst R.D.* Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and *S*-wave forms // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 173. № 2. P. 505–518.
- 114. *Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y.* Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: evidence of continental crust // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165. P. 527–544.
- 115. Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D. Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 40. P. 737–745.
- 116. *Lothamer R.T.* Early Tertiary wrench faulting in the North Chukchi basin, Chukchi Sea, Alaska. Proc. ICAM. 1992 (U.S Mineral Management Service, OCS Study, MMS 94-0040). P. 251–256.
- 117. Lundin E.R., Doré A.G., Redfield T.F. Magmatism and extension rates at rifted margins // Petrol. Geosci. 2018. Vol. 24. No. 4. P. 379—392.
- 118. *Marzolli A., Bertrand H., Nasrrddine Y. et al.* The Central Atlantic magmatic province (CAMP) in Morocco // J. Petrology. 2019. Vol. 60. No. 5. P. 945–996.
- 119. *Mazarovich A.O.*, *Sokolov S.Yu*. Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Russian J. Earth Sci. 2003. Vol. 5. No. 3. P. 185–202.

- 120. McWhae J.R. Tectonic history of Northem Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1986. Vol. 70. No. 4. P. 430–450.
- 121. Michael P.J., Langmuir C.H., B. Dick H.J. et al. Magmatic and Amagmatic Seafloor Generation at the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. Vol. 423(6943). P. 956–961.
- 122. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25. P. 1–19.
- 123. *Moore T.E., Wakkace W.K., Dird K.J. et al.* Geology of Northern Alaska. In: *Geology of the North America.* Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. 1994. Vol. G-1). P. 49–109.
- 124. *Moulin M., Aslanian D., Unternehr P.* A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean // Earth Sci. Rev. 2010. Vol. 98. P. 1–37.
- 125. *Müller C., Jokat W.* Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic // EOS. 2000. Vol. 81. No. 24. P. 265–269.
- 126. 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. 2008. Vol. 9. No. 4. P. 1–19.
- 127. *Nikishin A.M.*, *Gaina C.*, *Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 64–82.
- 128. *O'Driscoll E.S.T.* The double helix in global tectonics // Tectonophysics. 1980. Vol. 63. P. 397–417.
- 129. *Okino K., Curewitz D., Asada M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275–288.
- 130. *Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.* Arctic lithosphere A review // Tectonophysics. 2014. Vol. 628. P. 1–25.
- 131. Petrov O., Smelror M., Shokalsky S. et al. A new international tectonic map of the Arctic (TeMAr) at 1:5 M scale and geodynamic evolution in the Arctic region // Geophys. Res. Abstr. 2013. Vol. 15. GU2013-13481. P. 13481.
- 132. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth Sci. Rev. Lett. 2016. Vol. 154. P. 29–71.
- 133. *Rekant P., Sobolev N., Portnov A. et al.* Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // J. Geodynam. 2019. Vol. 128. P. 38–54.
- 134. Saltus R.W., Bird K.J. Digital depth horizon compilations of the Alaskan North Slope and adjacent arctic regions. U.S. Dprtm Interior. U.S. Geol. Surv. Denver, Colorado, Menlo Park, California, 2003 (Open-File Report 03-230), pp. 21.
- 135. Saunders A.D., England R.W., Reichow M.K., White R.V. A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and

- extension in the West Siberian Basin, Russia // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 407–424.
- 136. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geoph. J. Int. 2013. Vol. 194. No. 4. P. 417–449.
- 137. Schiffer C., Dorre A.G., Foulger G.R. et al. Structural inheritance in the North Atlantic // Earth Sci. Rev. 2019. Vol. 206. 32 p. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102975
- 138. Skolotnev S., Akeksandrova G., Isakova T. et al. Fossils from seabed bedrocks: Implication to the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) // Marin. Petrol. Geol. 2019. Vol. 407. P. 148–163.
- 139. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Largescale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8° N Equatorial Atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // Ofioliti. 2020. Vol. 45. No. 1. P. 25–41.
- 140. Sokolov S., Chamov N., Khutorskoy M., Silantiev S. Intensity indicators of geodynamic processes along the Atlantic-Arctic rift system // Geodynam. Tectonophys. 2020. Vol. 11. No. 2. P. 302–319.
- 141. Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M. Continental ridges in the Arctic ocean: Lorex constraints // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 217–237.
- 142. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // GSA Bull. 1977. Vol. 88. P. 969–994.
- 143. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.
- 144. *Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D.* The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // Marin. Geophys. Res. 1971. Vol. 1. No. 3. P. 261–283.
- 145. Vernikovsky V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E. et al. Early evolution stages of the arctic margins (Neoproterozoic-Paleozoic) and plate reconstructions // ICAM VI Proc. 2013. Vol. 265. P. 265–285.
- 146. *Vogt P.R.*, *Avery O.E.* Tectonic history of the Arctic basins: partial solutions and unsolved mysteries. In: *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas.* Ed. by Y. Herman Springer. N.Y. USA. 1974. P. 83—117.
- 147. Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A. et al. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: Middle–Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 163. P. 501–517.
- 148. White R.S. A hot-spot model for early Tertiary volcanism in the N Atlantic // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1988. Vol. 39. P. 3–13.
- 149. *Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // Nature. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

140 YAMOB

Formation and Forecast of Development of the Western Arctic as a Segment of the Atlantic-Arctic Rift System

N. P. Chamov*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia *e-mail: nchamov@vandex.ru

The article provides an overview of existing data and ideas about the structure of the Atlantic-Arctic rift system, the youngest segment of which is the Western Arctic. The main properties of this system are the direction of its progradation towards the North Pole, the submeridional orientation of the rifts, their separation by latitudinal faults, and predominantly left-lateral shear displacement of individual segments. It is assumed that such a structure reflects the regularities in the distribution of lithospheric masses under the influence of the rotational factor. Their desire for an equilibrium position relative to the axis of rotation is realized due to movements towards the equator and along it. These processes ensure the growth of the rift system; however, no driving forces for its further development after reaching the pole have been identified. An analog model of the sequential segregation of segments in a growing rift system is proposed.

Keywords: Atlantic, Arctic region, Western Arctic, rift system, igneous province, transform fault, spreading