

РИФТОГЕНЕЗ В АРКТИКЕ: ПРОЦЕССЫ, НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ, ГЕНЕРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

© 2022 г. Н. П. Чамов^а, *, С. Ю. Соколов^а

^аГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: nchamov@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.04.2021 г.

После доработки 18.10.2021 г.

Принята к публикации 27.10.2021 г.

В статье рассматриваются региональные закономерности рифтогенеза в Арктике и возможность влияния крупных (надрегиональных) рифтовых систем на геологическое развитие региона. Приводится описание главных Арктических структур и Атлантико-Арктической рифтовой системы как тектонотипа крупной планетарной структуры, прошедшей развитие от континентального рифтинга до океанического спрединга. Главными свойствами этой системы являются направление ее развития в сторону Северного полюса, долготная ориентировка рифтов, разобщение их широтными разломами и преимущественно левосдвиговое смещение отдельных сегментов. Подобное строение отражает закономерности распределения масс твердых оболочек Земли под влиянием ротационного фактора. Их стремление к равновесному положению относительно оси вращения реализуется за счет движений по направлению к экватору и вдоль него. Отток масс к низким широтам делает возможным рост рифтовой системы, однако не способствует ее дальнейшему развитию после достижения полюса. Данное явление носит общий характер и определяет развитие всех меридиональных систем растяжения, что приводит к их пространственному сближению и затуханию динамики в околополюсном пространстве. В пределах Арктического региона помимо Атлантико-Арктической рассмотрены области возможного окончания Западно-Сибирской, Охотско-Верхоянской и Восточно-Тихоокеанской рифтовых систем. Предполагается, что их развитие сопровождало деструкцию континентальной литосферы Арктического региона и влияло на последующие трансформации его структуры. Специальное внимание уделено вопросам возможного влияния рифтогенеза на генерацию углеводородов за счет серпентинизации гипербазитов при нарушении литосферы до глубин залегания верхнемантийных пород, а также на ремобилизацию газов в результате нарушения залежей газогидратов и вечной мерзлоты. Показано, что в общем случае, наибольшая генерация метана связана с развитием разломов в холодной литосфере и серпентинизацией мантийных пород.

Ключевые слова: Арктика, рифтогенез, магматическая провинция, дегазация, углеводороды.

DOI: 10.31857/S0024497X22020033

Арктический регион является уникальным геологическим полигоном, где происходит развитие самого молодого на планете океана. Этому сопутствует широкий круг процессов, влияющих на ресурсный потенциал и гидрологический режим, криолитозону, климатические вариации.

В 1951 г. А. Ирдли сформулировал ряд доводов в пользу того, что “Северный Ледовитый океан должен считаться не океаном в собственном смысле слова, а средиземным морем”, поскольку современный “глубоководный бассейн является лишь погруженной частью единого огромного континента” (цит. по [Ирдли, 1954, с. 566–567]). Действительно, современная структура Арктического региона формировалась за счет распада некогда единого массива континентальной литосферы – Гиперборейской платформы [Шатский,

1935] или Арктиды [Зоненшайн и др., 1990; Хаин и др., 2009; Лаверов и др., 2013].

Можно ожидать, что положение крупного массива континентальной литосферы в приполярной области должно определять специфику рифтогенеза – основного процесса начальных этапов деструкции. Так, приполярное положение региона на сфероиде вращения обуславливает минимальную по сравнению с более низкоширотными областями подвижность литосферы. Кроме того, сама возможность горизонтального растяжения зависит от наличия свободного пространства, т.е. от закономерностей развития смежных территорий.

Арктический регион обнаруживает тесные структурные связи с континентальными плат-

форменными областями и складчатыми поясами. Давно отмечено проникновение в сторону полюса орогенных систем [Ирдли, 1954; Schiffer et al., 2019 и др.]. По ним же предполагается раскрытие рифтогенных бассейнов. Наиболее ярко в современной структуре это выражено в проникновении Атлантических структур, тяготеющих к каледонскому орогенному поясу.

Установлены сходные закономерности в раскрытии бассейнов Северной Атлантики и Западной Арктики. Так, выраженное в современной структуре диахронное раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна инициировалось в изначально изолированных спрединговых центрах [Gernigon et al., 2019]. В плане рифтовая система имеет характерную веерообразную форму, поскольку отдельные участки спрединга, находясь в активной фазе, стремились к локальному полюсу Эйлера [Gernigon et al., 2019]. Сходная картина отмечена и для Евразийского бассейна, где большее раскрытие его Гренландского фланга привело к разрыву и пространственному разобщению изначально единого вулканического поднятия Моррис Джессуп – плато Ермак [Хаин, 1971; Дараган-Суцова и др., 2020] (рис. 1).

На примере Евразийского бассейна можно говорить о явлении интерференции локальных и внешних рифтогенных процессов. С одной стороны, бассейн является неотъемлемой частью Арктического региона. В тоже время, он служит наиболее молодым звеном цепи рифтогенных структур, в которых хребет Гаккеля является арктическим продолжением Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 1). Соответственно, протекающие здесь процессы должны подчиняться закономерности развития как Арктики, так и Атлантики.

В этом ключе особое когнитивное значение приобретают трансрегиональные структуры, такие как Атлантико-Арктическая рифтовая система (ААРС). Протягиваясь в меридиональном направлении от полюса к полюсу, 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, они становятся важным ключом к пониманию рифтогенных процессов в Арктике.

Эти соображения определили задачи исследования. Целью статьи является выявление региональных закономерностей рифтогенеза в Арктике, оценка влияния крупных (надрегиональных) рифтовых систем и обобщение имеющихся данных в рамках непротиворечивой модели.

Специальное внимание уделено вопросам возможного влияния рифтогенеза на генерацию углеводородов при нарушении литосферы до уровня залегания верхнемантийных пород (серпентинизация гипербазитов) и ремобилизацию скопленной газов и газогидратов в результате нарушения полей стабильности и вечной мерзлоты.

Исследование основано на многолетнем изучении авторами в составе морских экспедиций научно-исследовательских судов “Академик Николай Страхов” и “JOIDES Resolution” структурной организации крупных рифтовых систем, проявлений дегазации и обстановок формирования газогидратов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, а также в ходе береговой обработки сейсмических материалов по шельфу острова Сахалин, Баренцевому морю и котловине Нансена.

РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В АРКТИКЕ

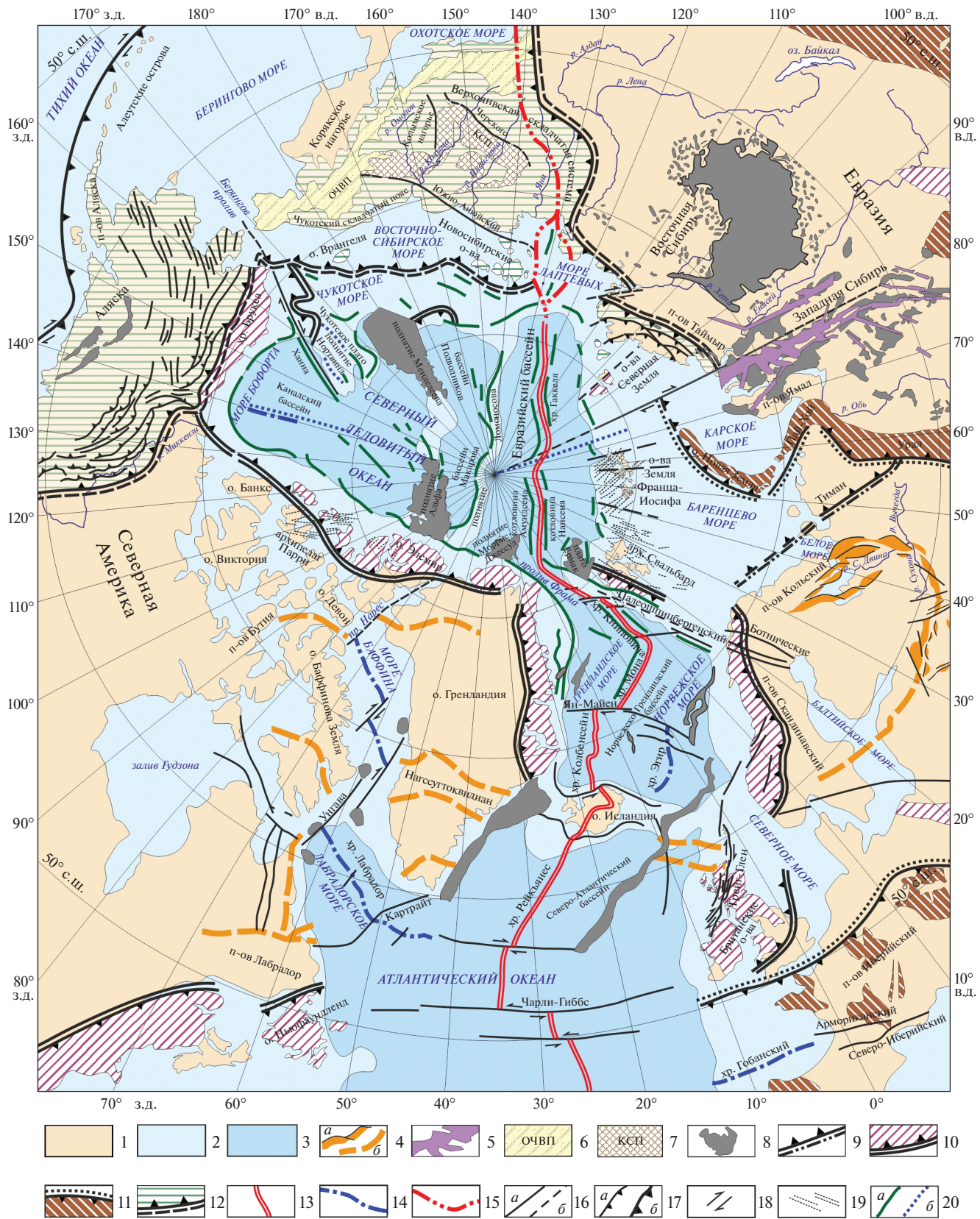
К структурам Арктического региона относятся не только поднятия и депрессии, скрытые в настоящее время под водами Северного Ледовитого океана, но также континентальные платформенные области и складчатые пояса его обрамления. Приведем характеристику ряда структур, на развитие которых существенное влияние оказали рифтогенные процессы.

Евразийский бассейн

Евразийский бассейн протягивается от пролива Фрама к морю Лаптевых. Со стороны Евразии его обрамляют шельфы морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Со стороны Северного Ледовитого океана он ограничен поднятием Ломоносова. Шпицбергенско–Гренландская разломная зона отделяет бассейн от Атлантической рифтовой

Рис. 1. Схема строения Арктического региона и его ближайшего обрамления в проекции Хотина (по данным [Кинг, 1961; Тектоническая ..., 1964, 1966, 1996; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2001; Mazarovich, Sokolov, 2003; Пейве, Чамов, 2008; Карякин и др., 2009; Филатова, Хаин, 2009; Хаин и др., 2009; Petrov et al., 2013; Чамов, 2016; Арктический ..., 2017; Schiffer et al., 2019; Соколов и др., 2020 и др.]).

1 – суша; 2, 3 – акватории: 2 – с изобатой до 500 м, 3 – с изобатой свыше 500 м; 4 – докембрийские структуры: а – грабены, б – сутуры; 5 – триасовые рифты; 6, 7 – мезозойские структуры: 6 – Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), 7 – Колымская структурная петля (КСП); 8 – магматические провинции; 9–12 – фронты складчатости и области их распространения: 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: а – установленные, б – предполагаемые; 17 – надвиги: а – локальные, б – региональные; 18 – сдвиги; 19 – дайки; 20 – простираения аномалий: а – положительные поля силы тяжести, б – отрицательные аномального магнитного поля ΔT_a .



системы. В осевой части бассейна расположена протяженная (1800 км) рифтовая структура — хребет Гаккеля морфологически сходный со срединно-океаническими сооружениями в осевой части Северной Атлантики (см. рис. 1).

Поперечная асимметрия Евразийского бассейна отчетливо выражена в строении обрамляющих хребет Гаккеля котловин Амундсена и Нансена. Осадочные разрезы в них сопоставимы, однако во впадине Нансена мощность осадков достигает 4 км, что примерно вдвое превышает максимальную мощность осадков в котловине Амундсена [Никишин и др., 2020].

Обрамляющий котловину Амундсена склон поднятия Ломоносова характеризуется многочисленными блоками, развернутыми по сбросам, наклоненным в сторону Евразийского бассейна. Такая структура вместе с резким градиентом силы тяжести, установленным непосредственно у поднятия Ломоносова характерна для невулканических рифтовых континентальных окраин [Cochran et al., 2006; Поселов и др., 2012]. На континентальную природу поднятия Ломоносова указывают результаты драгирования его склонов. Установлено, что поднятие сложено раннепалеозойскими складчатými и метаморфическими комплексами и является частью раннепалеозойского каледонского орогена [Knudsen et al., 2017; Rekant et al., 2019].

Напротив, Баренцево-Карский склон котловины Нансена имеет простое строение за исключением участка вдоль плато Ермак. В плане склон имеет форму очень пологой, выступающей к северу дуги. Поперечный профиль склона, как правило, вогнутый с уклонами в верхней части 4° – 8° , изредка свыше 10° [Арктический ..., 2017].

Характерной частью склона являются прорезающие его русла, расположенные на продолжении желобов Франц-Виктории и Святой Анны и служащие основными каналами поставки терригенного материала с шельфа Баренцева моря.

Вдольосевая сегментация и асимметрия Евразийского бассейна проявлена в аномалиях магнитного и гравитационного потенциальных полей. В качестве примечательного геораздела Евразийского бассейна по ряду параметров выявляется линия близ меридиана 75° в.д. В сторону моря Лаптевых от него происходит резкое сужение зоны линейных магнитных аномалий ΔT_a , причем область полосовых магнитных аномалий в котловине Амундсена заметно шире, чем в котловине Нансена [Арктический ..., 2017]. Сейсмические и батиметрические данные указывают на то, что ось современного спрединга здесь сдвинута к южному крылу хребта Гаккеля [Jokat, Micksch, 2004]. Перескок оси спрединга в этой части хребта на 60–80 км предположительно произошел около 5 млн лет назад [Арктический ..., 2017].

На этом же георазделе резко меняется характер распространения остаточных гравитационных аномалий, полученных путем вычитания аномалий, вычисленных по гармоникам двумерных спектров Фурье с длиной волны $T > 200$ км, из наблюдаемых аномалий Фая [Арктический ..., 2017]. 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 последний [Арктический ..., 2017]. Примечательно, что в северном направлении на простирании изгибов гравитационных и магнитных аномалий Евразийского бассейна наблюдается изгиб поднятия Ломоносова (см. рис. 1).

Линейные магнитные аномалии в структуре аномального магнитного поля (АМП) ΔT_a связывают с событиями постепенного раскрытия океанического дна [Карасик и др., 1984; Кулаков и др., 2013]. Конформное очертаниям Евразийского бассейна клиновидное в плане положение магнитных аномалий рассматривают как свидетельство раскрытия бассейна со стороны пролива Фрама, что, в частности, привело к пространственному разобщению изначально единого вулканического поднятия Моррис Джессуп — плато Ермак [Хаин, 1971; Дараган-Сушова и др., 2020].

Магнитостратиграфические оценки времени формирования Евразийского бассейна сильно разнятся. Ряд исследователей выделяет близ бортов бассейна парные магнитные аномалии номер 24, на основании чего относят начало спрединга к эоцену (53 млн лет) [Cande, Kent, 1995; Grantz et al., 2001; Brozena et al., 2003; Glebovsky et al., 2006]. Другие исследователи указывают на ряд неопределенностей в хронологической идентификации магнитных аномалий [Грамберг и др., 1984; Гордин, 2002; Арктический ..., 2017]. В одной из недавних публикаций на основании геологических (прежде всего сейсмостратиграфических) данных предположено, что Евразийский бассейн как единая структура сформировался примерно на 60–120 млн лет раньше начала спрединга, постулируемого магнитостратиграфией, тогда как спрединг начался не ранее олигоцена (около 33 млн лет), а хребет Гаккеля сформировался к миоцену (23 млн лет) [Дараган-Сушова и др., 2020].

Полученные нами результаты сейсмостратиграфического расчленения осадочного чехла котловины Нансена также свидетельствуют в пользу омоложения времени формирования хребта Гаккеля. Анализ данных, полученных при изучении Норвежского сектора Евразийского бассейна и материалов Российского проекта Арктика-2011 показал, что сейсмокомплекс NB–2 (ранний–поздний миоцен, 23–10 млн лет) распространен в котловине Нансена, однако полностью отсутст-

уется в районе хребта Гаккеля [Соколов и др., 2021]. Вышележащий сейсмокомплекс NB–3 (поздний миоцен–поздний плиоцен, 10–2.6 млн лет) в котловине Нансена несогласно перекрывает кровлю сейсмокомплекса NB–2 путем кровельного прилегания. В сторону хребта Гаккеля в зоне отсутствия сейсмокомплекса NB–2 сейсмокомплекс NB–3 с резким угловым несогласием залегает на породах акустического фундамента [Соколов и др., 2021].

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 [Jokat et al., 1995; Cochran et al., 2003] до 1–1.5 см/год [Glebovsky et al., 2006; Nikishin et al., 2018]. Примечательно, что скорости спрединга по мере развития рифтовой структуры прогрессивно сокращались, также как в хребтах Рейкьянес и Лабрадор [Глебовский и др., 1990; Glebovsky, 1995].

Центры активного вулканизма установлены в осевой зоне хребта Гаккеля [Müller, Jokat, 2000], однако магматическая активность варьирует по простиранию структуры. Установлены три крупных сегмента, центральный из которых характеризуется слабым магматизмом при полном отсутствии базальтов и преобладании перидотитов [Cochran et al., 2003; Mickhael et al., 2003]. 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 [Michael et al., 2003]. Малое количество базальтового материала и сильная расчлененность рельефа хребта указывают на то, что растяжение (по крайней мере, на значительной части хребта) происходило в холодной хрупкой коре.

Шельф Баренцева моря

Основание шельфа Баренцева моря составляют три литосферных плиты: на западе – Норвежская, в центре – Свальбардская, а на юго-востоке – Тимано-Печорская. Наиболее крупная Свальбардская плита включает территории архипелагов Свальбард, Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новая Земля. Фундамент представлен приподнятыми блоками добайкальских пород, которые разделены трогами Франц-Виктория и Святой Анны [Баренцевская ..., 1988]. Эти долгоживущие рифтогенные структуры, преимущественно ориентированные ортогонально континентальной окраине, заложены на рубеже перми и триаса [Верниковский и др., 2013].

Наибольшее погружение фундамента установлено в субпараллельном архипелагу Новая Земля Восточно-Баренцевском трого. В осадочном выполнении его 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 [Шипилов, Тарасов, 1998]. Восточная часть массива ЗФИ является глубокопогруженным блоком, перекрытым палеозойско-триасовым чехлом мощностью свыше 3.5 км. Он отделен от западной части системами разломов, вдоль которых образовались узкие шелевидные грабены. Западная часть массива ЗФИ представляет собой приподнятый относительно других докембрийский блок, на котором, по данным бурения, залегают вендские, каменноугольные, триасовые и юрские отложения [Баренцевская ..., 1988; Шипилов, Тарасов, 1998].

Перестройка палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадков на рубеже триасового и юрского периодов создала условия для формирования плитного осадочного чехла.

Рифтогенные процессы отражены в виде многочисленных даек и силлов как на архипелагах Свальбард, так и в акваториях (см. рис. 1). В частности, весь разрез Восточно-Баренцевского трога до нижнего мела включительно насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с таковыми на ЗФИ [Шипилов, Тарасов, 1998].

На ЗФИ выделяются два различных по возрасту и составу магматических комплекса [Карякин, Шипилов, 2009]. Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти с изотопными возрастными 189–156 млн лет. Позднемезозойский магматический комплекс представлен покровами и штоками базальтов о. Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о. Хейса с возрастом 137–124 млн лет. На о. Земля Александры позднемезозойские вулканы обнажены в северо-восточной его части [Карякин и др., 2009].

По вещественным признакам вулканы раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы, тогда как позднемезозойские образования сходны с плюмовыми вулканидами горячих точек внутриокеанических островов [Карякин и др., 2009].

Шельф Карского моря

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 Свердруп-

ским валом и прогибом Арктического института [Машенков и др., 2002; Богданов, 2004].

Результаты бурения на Карском шельфе отражают гетерогенность фундамента. На о. Свердруп в основании плитного чехла бурением вскрыты метаморфические породы венда [Грамберг и др., 1985; Тимонин 2009], 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 [Боголепов и др., 1990].

Крупнейший структурный геораздел на шельфе тяготеет к меридиану 80° в.д. (см. рис. 1). К северу от Новой Земли ему, вероятно, соответствует пояс положительных и отрицательных аномалий магнитного поля, который протягивается от центрального сегмента хребта Ломоносова через Евразийский бассейн в желоб Святой Анны к восточной границе ЗФИ и далее в Северо-Баренцевскую впадину [Арктический ..., 2017].

Соседствующие по георазделу литосферные блоки имеют принципиально разные стили взаимоотношений с Евразией: коллизийные на Таймыре и рифтогенные в тылу Новой Земли, что выражено в разнонаправленной вергентности фронтов складчатости.

Модель трансформации структуры Таймырского фланга Сибири при взаимодействии с Карским блоком изложена в работе [Vernikovskii et al., 2013]. Согласно этой модели, формирование близкой к современной структуры происходило в три этапа – в силуре–девоне (430–400 млн лет), карбоне–перми (300–260 млн лет) и перми–триасе (260–240 млн лет). По другим данным основной этап складчатости имел место в период 230–190 млн лет и завершился до накопления несогласно полого залегающих осадочных пород ранней юры [Walderhaug et al., 2005].

Согласно палеомагнитным и изотопным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 [Walderhaug et al., 2005]. Только данные по базальтам на самом юге Таймыра дают древний возраст (248.5 ± 6.0 млн лет), соответствующий времени основной фазы траппового вулканизма. Присутствие на Таймыре позднетриасовых и юрских базальтов и долеритов указывает на то, что магматическая активность сместилась в сторону Карского моря. Допускается возможность того, что образование Арктической магматической провинции было связано с длительным су-

ществованием той же самой термальной аномалии, которая привела к формированию Сибирских траппов [Saunders et al., 2005].

Рифтогенные процессы к западу от линии геораздела привели к формированию Южно-Карской впадины, расположенной на продолжении рифтогенных структур Западно-Сибирской плиты [Тектоническая ..., 1996]. Домезозойский фундамент впадины (метаморфизованные образования рифейского-раннепалеозойского возраста) погружен на глубины 12–14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.), над которыми 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 оценивается в 6–7 км. 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 [Богданов, 2004]. Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины отражает ее генетическую связь со структурами Западно-Сибирской плиты [Сурков и др., 2002].

Западно-Сибирская плита

Западно-Сибирская плита (ЗСП) составляет основание Западно-Сибирской равнины. На востоке она граничит с Сибирской платформой, на юге – с палеозойскими сооружениями Центрального Казахстана, Алтая и Салаирско-Саянской области, на западе – со складчатой системой Урала, а на севере переходит в Южно-Карскую впадину (см. рис. 1).

Мощность литосферы под ЗСП гораздо тоньше (100–150 км), чем под Сибирским кратоном (300 км). Глубина до сейсмического Мохо составляет 46 км, уменьшается до 38 км под центральной частью и до 34 км далее на север под рифтом Уренгой [Saunders et al., 2005]. 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.

Три структурных этажа отражают историю развития территории. Два нижних – палеозойский складчатый фундамент и рифтогенный триасовый называют доюрским основанием Западно-Сибирской плиты [Иванов и др., 2012]. В позднем триасе накапливались исключительно терриген-

ные 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 [Пучков, 2018]. Основная область магмогенерации располагалась под относительно тонкой (50–100 км) литосферой плитой, а не под литосферой Сибирского кратона, где также присутствуют траппы. Это указывает на очень значительные латеральные перемещения магмы [Saunders et al., 2005].

Рифтогенные процессы продолжились в триасе после завершения базальтового магматизма. Самые древние перекрывающие рифт отложения имеют возраст 165 млн лет, то есть рифтинг продолжался длительное время (в течение 85 млн лет).

Следует подчеркнуть субмеридиональную ориентировку структур растяжения Западной Сибири. Центральное положение из них занимает Уренгойско-Колтогорская система рифтов, протянувшаяся на 1500 км от Карского моря до широты г. Омска. Восточный борт рифтовой системы вытянут вдоль меридиана 80° в.д. – примечательно геораздела, прослеженного до Северного полюса и отделяющего области с различными характеристиками аномального магнитного и остаточного гравитационного полей [Хаин, 1979; Арктический ..., 2017]. Эта же долгота фигурирует в гипотезе раскрытия клиновидного “Обского океана”, полюс раскрытия которого за счет вращения Сибири относительно Восточной Европы на 13.4° предположительно находился в точке с координатами 60° с.ш. и 80° в.д. [Апლოнов, 1987].

Шельф моря Лаптевых

Шельф моря Лаптевых расположен на простирации Евразийского бассейна и отделяет его от Евразии (см. рис. 1). Морфологически шельф представляет собой полого наклоненную к северу равнину, практически лишенную контрастных структур на дне, глубина которого не превышает 500 м.

Под осадочным позднемеловым–голоценовым чехлом шельфа моря Лаптевых наиболее вероятным считается преобладание позднемезозойского складчатого основания, подвергшегося интенсивному растяжению и блоковой дифференциации еще до раскрытия Евразийского бассейна [Арктический ..., 2017].

В переходной к материковой зоне шельфа магнитное поле практически однородно в отличие от полюсовой картины магнитных аномалий со сторо-

ны хребта Гаккеля [Имаев, 2004]. От континентального склона к побережью в пределах шельфа установлены линейные отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе. Они выражены чередованием узких линейных высокоградидентных зон северо-западного и субдолготного простираний [Арктический ..., 2017].

Гравитационные аномалии приурочены к скрытым чехлом узким глубоким (4–12 км) грабенам и прогибам северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омской, Усть-Янский, Бельковско-Святоносский и др.), имеющим длину до 200–250 км при ширине 40–60 км [Грачев и др., 1973; Грамберг и др., 1990; Аветисов, Гусева, 1991; Аветисов, 1996]. 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 [Грачев и др., 1973; Драчев, 2002].

Судя по механизмам землетрясений, весь шельф моря Лаптевых в настоящее время находится в режиме растяжения, которое приводит к растаскиванию литосферных блоков в субширотном направлении. 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 [Аветисов, 2000].

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 [Дараган-Сушова и др., 2020]. Авторы процитированной работы предполагают, что в будущем эти разрозненные рифтовые структуры на границе шельфа моря Лаптевых и Евразийского бассейна могут сформироваться в морфологически выраженный продольный хребет.

Канадский бассейн

Структура представляет собой обширную котловину с выровненным рельефом дна и глубиной 3500–3900 м (см. рис. 1). Северо-восточной границей Канадского бассейна от поднятия Моррис–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 Канадский бассейн граничит с флангами поднятия Альфа-Менделеева и абиссальной равниной Менделеева [Арктический ..., 2017].

Нижнемеловой–кайнозойский фундамент Канадского бассейна перекрыт чехлом осадков позднемелового и кайнозойского возраста, мощность которых уменьшается с востока на запад от 12 до 6 км [Богданов, 2004].

От устья р. Маккензи до южного склона поднятия Альфа-Менделеева установлен линейный гравитационный минимум, который интерпретируется как ось древнего спрединга [Laxon, McAdoo, 1998].

Линейные магнитные аномалии не имеют четкого выражения. В осевой зоне предполагаемого спрединга идентифицированы аномалии M25–M12, с которыми связывают интервал 154–127 млн лет [Taylor et al., 1981]. 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) [Шпилов, 2008].

Форма Канадского бассейна и простирающиеся 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 [Богданов, 2004; Dove et al., 2010; Лаверов и др., 2013]. Предполагается, что наибольшее смещение элементов земной коры с отделением Евразийского блока от Канадского происходило по правостороннему сдвигу на границе поднятия Ломоносова и котловины Макарова [Dove et al., 2010; Døssing et al., 2013].

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 [Богданов, 2004]. Кроме того, данные по детритовым цирконам указывают на положение Чукотской части микроплиты вблизи Таймыра и Верхоянска, а не вблизи Канадской Арктики [Miller et al., 2006].

Следует отметить, что, несмотря на уточнение первоначальных моделей 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 [Никишин и др., 2020].

Шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей

Развитие шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, как и вся структура Северо-Востока России от Чукотского п-ова до п-ова Таймыр, связано с мезозойской (юрско–меловой) складчатостью (см. рис. 1). Юрско–меловое время стало временем формирования складчатых сооружений от Новосибирских о-вов до Аляски. К позднему мелу на этой территории завершилась консолидация акустического фундамента, значительные складчатые деформации прекратились, и сформировался единый Новосибирско-Чукотско-Бруксовский орогенный пояс [Хаин и др., 2009] или единая Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская микроплита [Heaton et al., 1974; McWhae, 1986; Зоненшайн и др., 1990 и др.]. С океанической стороны пояс ограничен системой протяженных надвигов [Филатова, Хаин, 2009], 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 [Laxon, McAdoo, 1998; Mazarovich, Sokolov, 2003]. Присутствие фрагментов каледонид (элсмирид) предполагается на шельфе Аляски и в северной части Чукотского моря [Хаин и др., 2009].

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. 1).

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 [Кабаньков и др., 2004; Grantz et al., 2009]. Поверхность плато рассечена субмеридионально ориентированными структурами растяжения [Арктический ..., 2017]. Интерпретация сейсмических и гравиметрических материалов указывает на континентальную природу коры Чукотского плато. Палеозойские комплексы представлены платформенными мелководными, преимущественно карбонатными, отложениями,

ями. Выше залегает мел–кайнозойский терригенный чехол [Grantz et al., 1998; Филатова, Хаин, 2009].

Вдоль меридианов 165°–168° з.д. сейсмическими работами выявлена субмеридиональная правосдвиговая зона Ханна, развивавшаяся с палеоцена до среднего эоцена [Lothamer, 1992]. Эта зона с разной степенью отчетливости прослеживается в потенциальных полях [Поселов и др., 2008]. По результатам комплексной обработки магнитных и гравитационных данных нарушения зоны Ханна по системе субпараллельных эшелонированных разрывов прослежены в Берингово море [Чехович и др., 2014]. Предполагается, что эта протяженная сдвиговая зона имеет правосдвиговую компоненту смещения и затрагивает как земную кору, так и верхнюю мантию. Амплитуда смещения по меридиональной сдвиговой зоне оценивается в 400 км [Saltus, Bird, 2003].

Поднятие Альфа-Менделеева и примыкающие бассейны

Поднятие Менделеева прослеживается от шельфа Восточно-Сибирского моря на север в направлении Канадского шельфа, где оно переходит в поднятия Альфа. Бассейн Подводников и Макарова отделяют эти структуры от поднятия Ломоносова (см. рис. 1).

В составе фундамента поднятия Альфа-Менделеева обнаружены палеозойские осадочные породы с многочисленной фауной [Skolotnev et al., 2019]. Самые древние отложения на поднятии Менделеева и севере поднятия Альфа выше акустического фундамента могут иметь возраст 70–75 млн лет (кампан–маастрихт) [Bruvoll et al., 2010]. В пределах поднятия базальты образуют покровы, многочисленные дайки и силлы. Возраст поднятых базальтов варьирует от 110–127 млн лет до 90–80 млн лет [Coakley et al., 2016; Skolotnev et al., 2017]. Составы базальтов поднятия Альфа по содержаниям и соотношению рассеянных элементов получены при плавлении континентальной литосферы [Døssing et al., 2013].

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 [Никишин и др., 2019]. 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). Интрузивные тела проявляются хаотичными и рассеянными отражениями в толще мощностью 0.2–0.3 с [Bruvoll et al., 2012].

В северной части поднятия Альфа, впадины Макарова и прилегающих областей выявлены

крупные и протяженные магнитные аномалии с положительной намагниченностью более 500 нТл, практически ортогональные простиранию поднятия Альфа [Døssing et al., 2013]. Недавняя интерпретация аэромагнитных и геологических данных [Oakey, Saltus, 2016] показывает, что магнитные аномалии поднятия Альфа распространяются на прибрежные районы северных островов Канадского Арктического архипелага. В районе залива Йелвертон о. Элсмир магнитная аномалия совпадает с выходами лав и даек, а также с интрузивным комплексом Вуттон [Estrada et al., 2016].

Меловая магматическая деятельность началась 123–97 с внедрения даек толеитовых базальтов [Estrada et al., 2006]. Позже были сформированы толеитовые базальты серии Хансен-Пойнт (97–93 млн лет) и щелочные базальты серии Залива Аудхилд (83–73 млн лет) [Naber et al., 2021].

АТЛАНТИКО–АРКТИЧЕСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

ААРС протягивается на расстояние около 18 тыс км и включает Срединно-Атлантический хребет (САХ) и хребет Гаккеля, являющийся одной из главных рифтогенных структур Арктического региона (рис. 2).

Наличие трансформных разломов является неотъемлемым атрибутом структурной организации ААРС. Вдоль простирания рифтовая система разбита на отдельные отрезки, смещенные друг относительно друга многочисленными одиночными трансформными разломами или полиразломными образованиями – мегатрансформами [Шипард, 1951; Хейзен и др., 1962; Кленова, Лавров, 1975; Emery, Uchupi, 1984; Пушаровский и др., 1988; Skolotnev et al., 2020 и др.].

Смещения по разломам сильно варьируют по амплитуде. Наиболее крупные (демаркационные) трансформные разломы установлены в экваториальной части Атлантики (группа 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 [Пушаровский и др., 1988; Bonatti et al., 1991; Hekinian et al., 2000; Ligi et al., 2002; Kelemen et al., 2004; Соколов, 2018 и др.].

К демаркационным разломам приурочены проявления сейсмичности (рис. 3) с максимальным энерговыделением и реализацией сдвигового механизма [Болдырев, 1998; Дмитриев, Соколов, 2003; Соколов и др., 2020]. При этом переход от Атлантических сегментов к Арктическому обнаруживает наиболее глубинное заложение дизъюнктивных нарушений (сейсмические события



глубже 35 км) [Соколов и др., 2020]. 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 [Соколов и др., 2020]. Такое кинематическое соотношение полускоростей, рассчитанных по магнитным данным, должно усиливать латеральное смещение оси ААРС и инициировать повышенный сейсмический фон [Болдырев, 1998].

Анализ отношения сейсмических скоростей V_p/V_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. Эти аномалии трактуются в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и соответствуют минимумам геодинамической подвижности среды [Соколов, 2017].

Вдоль простирания ААРС наибольшее развитие получили левосторонние трансформные смещения осей спрединга с очень широким спектром амплитуд (см. рис. 1, 2). На подчиненность правосторонних смещений указывает отсутствие среди них демаркационных разломов, разделяющих крупные сегменты ААРС.

Авторы данной статьи полагают, 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 хребта Колбенсейн к хребту Мона (см. рис. 1). 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 Гренландско-Шпицбергенской демаркационной зоне.

Демаркационные разломы служат границами крупных сегментов ААРС, которые при общем сходстве тектоно-седиментационных обстановок имеют и ряд индивидуальных черт развития. Прежде всего, это относится к инициализации спрединговых процессов в конкретном сегменте.

По времени начала спрединга вдоль простирания ААРС отчетливо выделяются две группы сегментов – с 5 по 8 и с 1 по 4 (см. рис. 2). 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.

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. 2). 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.

Эти закономерности отчетливо указывают на то, что спрединг в Центрально-Атлантическом сегменте ААРС 170 млн лет назад был инициирован прогрессивным расхождением блоков континентальной 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. 2).

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 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. 2).

Тесная пространственная связь развития ААРС с доспрединговыми магматическими провинциями свидетельствует о длительном – от инициации

Рис. 2. Схема строения ААРС в проекции Хотина (по данным [Кинг, 1961; White, 1988; Moore et al., 1994; Eldholm, Coffin, 2000; Jokat, 2000; Le Gall et al., 2005; Bryan, Ernst, 2008; Antobreh et al., 2009; Moulin et al., 2010; Hildebrand, 2015; Соколов, 2018; Gernigon et al., 2019; Marzoli et al., 2019; Mülle, Schiffe et al., 2019; Соколов и др., 2020 и др.]). 1 – суша; 2 – акватории; 3, 4 – магматические провинции и время начала их формирования: 3 – доспрединговые, в том числе: ЦАМП – Центрально-Атлантическая (границы фрагментов показаны пунктиром), САМП – Северо-Атлантическая, МПВА – Высокой Арктики, УСМП – Урало-Сибирская, 4 – синспрединговые; 5 – номер сегмента ААРС 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: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – сдвиги.

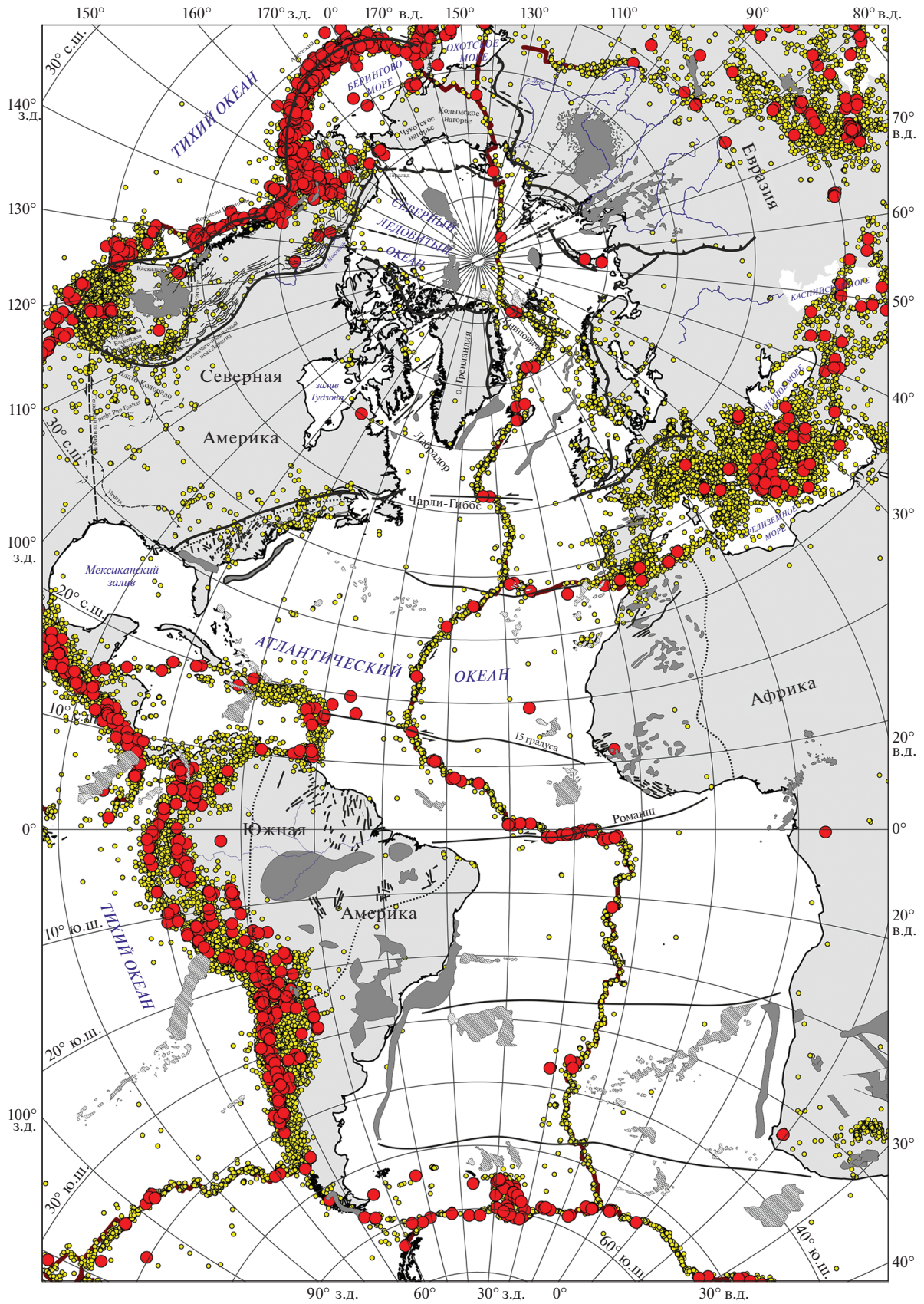


Рис. 3. Эпицентры землетрясений по данным [ANSS, 2014] вдоль ААРС и континентального обрамления. Красные кружки – события с $M > 6.1$, желтые кружки – с $M > 5$. Остальные обозначения см. рис. 2.

внутриконтинентального рифтинга до начала спрединга – динамическом воздействии на определенные области литосферы. Это же воздействие не прекратилось и после начала спрединга и отражено в развитии синспрединговых магматических провинций вдоль траекторий расхождения блоков континентальной литосферы (см. рис. 2).

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. 1), а широтный трансформный разлом Чарли–Гиббс находится на простирации разобщенных Северной Атлантикой фронтов герцинской складчатости (см. рис. 1, 2).

РАЗВИТИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Рассмотренные выше закономерности развития Атлантико-Арктической рифтовой системы указывают на существование высокодинамичных физических факторов, оказывающих продолжительное, если не постоянное, влияние на геологическую среду. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли.

Авторы настоящей работы полагают, 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 Земли отражены в девиациях траектории ААРС.

В общем смысле влияние ротационного фактора на литосферу основано на стремлении ее тектонически расслоенных элементов к равносному относительно текущих параметров вра-

щения состоянию после глобального изменения этих параметров – угловой скорости и положения оси вращения. Это изменение происходит из-за процессов в ядре Земли [Трифонов, Соколов, 2018], которые связаны с перемещением в жидком ядре масс, многократно превышающих массу литосферной оболочки, и поэтому имеющих приоритет в причинно-следственной цепочке тектонических событий. Физические основы процесса реакции поверхностных масс на изменение режима вращения рассмотрены в работе [Соколов, 2018] и сводятся к следующему. Массы твердых оболочек Земли, распределенных асимметрично относительно оси вращения сфероида, стремятся занять 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 перераспределению масс вдоль экватора с уменьшением тангенциальных компонент тензора инерции (рис. 4). В силу сложности распределения литосферных масс по поверхности и постоянного блуждания оси вращения в теле Земли траектория перехода

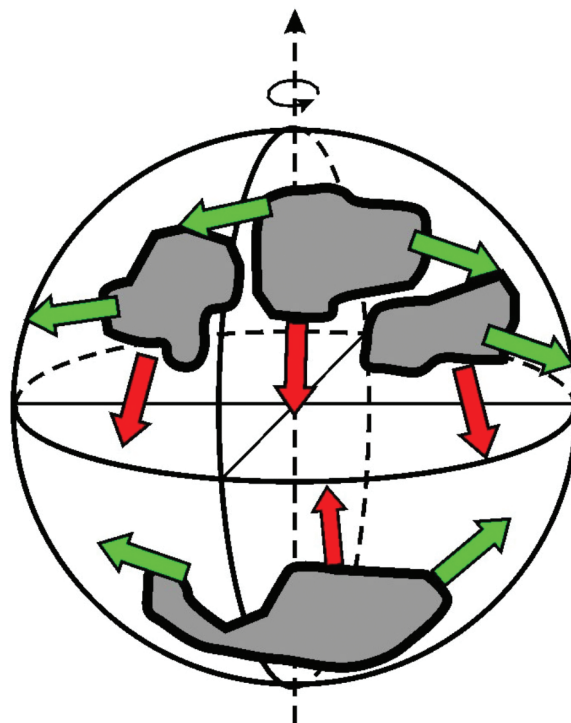


Рис. 4. Схема тенденций перемещения асимметрично распределенных на поверхности вращающегося сфероида масс: красные стрелки – “полюсобежное” движение к экватору с максимизацией главной осевой компоненты тензора инерции; зеленые стрелки – движение к равномерному распределению масс вдоль экватора с минимизацией тангенциальных компонент тензора инерции, по [Соколов, 2018].

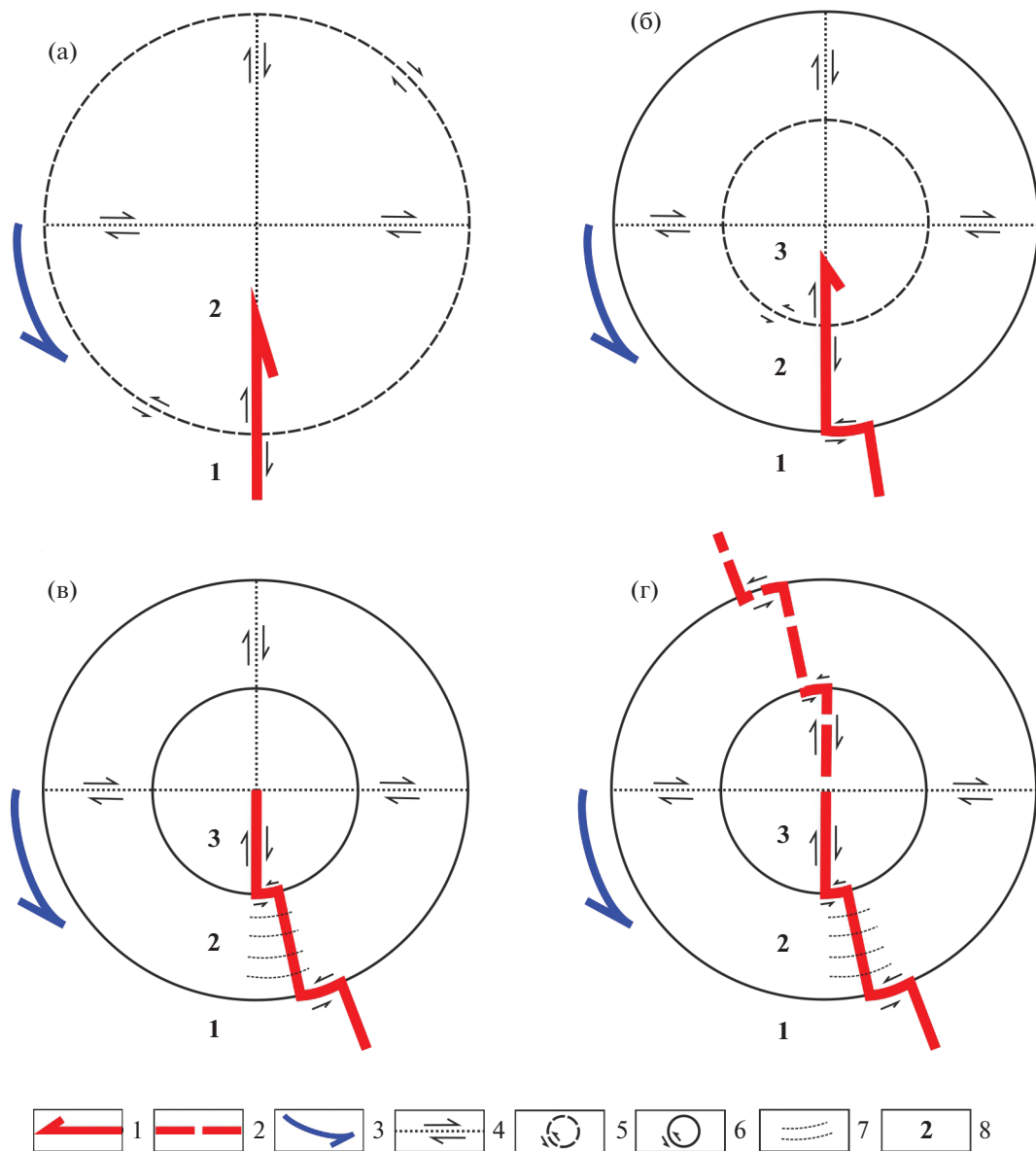


Рис. 5. Схема последовательного заложения левосторонних широтных сдвигов в меридиональных рифтовых структурах (северная полярная проекция).

1, 2 – рифтовые системы: 1 – ААРС, 2 – ОВРС; 3 – направление вращения Земли; 4, 5 – протосрывы и их кинематика: 4 – меридиональные, по [O’Driscoll, 1980], 5 – широтные; 6, 7 – трансформные разломы и их кинематика: 6 – демаркационные, 7 – локальные; 8 – номера сегментов рифтовых систем в порядке раскрытия.

масс в равновесное положение может быть сложнее, чем тренды, показанные на рис. 4.

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

Закономерности перемещения асимметрично распределенных на поверхности вращающегося

сфероида литосферных масс (см. рис. 4) определяют и пространственные границы развития рифтовой системы. Отток масс к низким широтам делает возможным долготный рост рифтовой системы, однако не способствует ее дальнейшей проградации после достижения полюса. В рамках этих представлений хребт Гаккеля является конечным сегментом ААРС, а Северный полюс – терминальным пунктом ее развития.

Последовательность развития крупной субмеридиональной рифтовой системы можно, по нашему мнению, представить на примере ААРС

следующим образом. На некотором этапе роста рифта вкост его простиранию возникает субширотно ориентированная ослабленная зона (рис. 5а). Заложение ее может быть обусловлено либо структурно-вещественной неоднородностью среды, либо 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 разлому, возникающему на месте ослабленной зоны (см. рис. 5б). Относительное смещение (проворот) сегментов наиболее вероятно отражает запаздывание во 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 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 появлению новой субширотной ослабленной зоны между сегментами 2 и 3 (см. рис. 5б), заложению демаркационного разлома и смещению по нему осевых частей рифтовой системы (см. рис. 5в). По достижению полюса долготная проградация рифта прекратится из-за снятия движущих сил (отсутствие стрелки на рис. 5в). При этом продолжающееся влияние ротационного фактора будет способствовать возрастанию амплитуд широтных смещений осевых частей рифтовой системы за счет роста существующих и заложения новых трансформных нарушений разного масштаба (см. рис. 5в). 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.

Полученный структурный рисунок соответствует сдвиговой организации ААРС, согласуется с омоложением времени раскрытия ее сегментов в северном направлении и хорошо описывает развитие Западной Арктики как наиболее молодой части этой системы. Предложенная аналоговая модель развития рифтовой системы представляется нам достаточно непротиворечивой, учитывающей и объясняющей основные за-

кономерности развития ААРС под влиянием ротационного фактора.

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 – наблюдаемая 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 данных, рассмотренных при описании Евразийского бассейна и указывающих на постепенное вырождение хребта Гаккеля в полярной области. 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 указывает на протекание рифтогенеза в холодной хрупкой коре.

Развитие рифтовой системы согласно предложенной модели объясняет появление только левых сдвигов под влиянием ротационного фактора, однако правые сдвиги в структуре ААРС все-таки присутствуют. Подчиненное развитие и геологическая нежизнеспособность таких структур были рассмотрено 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. Последнее предположение представляется наиболее вероятным, поскольку объясняет регулярное появление малоамплитудных правых смещений при полном отсутствии правосдвиговых демаркационных трансформных разломов.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ РИФТОВЫХ СИСТЕМ

В соответствии с ротационной моделью развития рифтовых систем полюсобежное движение стремящихся к равновесному положению литосферных масс способствует проградации в северном направлении меридиональных рифтов при отсутствии динамических мотивов для их дальнейшего роста после достижения полюса. Еще одним важным для понимания развития Арктического региона следствием рассматриваемого процесса представляется сближение субдолготных рифтовых систем в приполярной области.

Широкое развитие рифтогенных структур, ориентированных преимущественно по долготе, и их верное относительно полюса положение в плане было рассмотрено выше при анализе строения Арктического региона. К таким структурам относятся:

- хребет Гаккеля в Евразийском бассейне;
- трои Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина на шельфе Баренцева моря;
- рифтогенные трои, разделяющие блоки фундамента в Южно-Карской впадине;
- рифты Западно-Сибирской плиты;
- грабены на поверхности Чукотского платообразного поднятия;
- сдвиговая зона Ханна и другие.

Ряд морфологически не выраженных субмеридиональных структур, таких как грабены на шельфе моря Лаптевых, дайковые рои от Евразийской континентальной окраины до Канадского Арктического архипелага и крупные разломы отражены в потенциальных полях [Грачев и др., 1973; Грамберг и др., 1990; Аветисов, Гусева, 1991; Шипилов, Тарасов, 1998; Арктический ..., 2017 и др.]. В том числе, меридионально ориентированный линейный гравитационный минимум маркирует ось Канадского бассейна и интерпретируется как ось рифтогенеза и/или спрединга [Laxon, McAdoo, 1998]. Субмеридиональная ориентировка прослеживается в пространственном положении и омоложении возрастов образования доспрединовых магматических провинций (см. рис. 1, 2).

Присутствие в регионе сходящихся к Северному полюсу рифтогенных структур позволяет предположить, что некоторые из них могут быть арктическими окончаниями более крупных надрегиональных рифтовых систем.

Возможность существования нескольких меридиональных структур планетарного масштаба неоднократно обсуждалась в геологической литературе. Предполагалось, что крупные субмеридиональные формы рельефа расположены по сфере с шагом около 90° [Hughes, 1973; Pan, 1985; Шолпо, 1986; Ильичев, Шевалдин, 1986; Милановский, Никишин, 1988]. Хотя представления о

пространственном положении этих структур менялись, в целом их рассматривали как части мировой рифтовой системы и главные каналы дегазации планеты [Дегазация ..., 1980; Милановский, 1991; Сывороткин, Павленкова, 2014 и др.].

Установленные закономерности развития Атлантико-Арктической рифтовой системы в сочетании с сейсмологическими данными и модельными представлениями о развитии меридиональных структур позволяют авторам настоящей статьи допустить возможность присутствия в Арктическом регионе окончаний (полярных флангов) нескольких крупных систем растяжения (рис. 6).

Охотско-Верхоянская рифтовая система. Верхоянская складчатая система представляет особый интерес как пространственное продолжение хребта Гаккеля и рифтов моря Лаптевых. Складчатая система имеет длительную историю развития, но преобладающая роль в ее строении принадлежит верхнепалеозойско–нижнемезозойскому терригенному верхоянскому комплексу, мощность которого достигает 10–12 км [Хаин, 2001; Андиева, 2008]. Отложения имеют покровно-надвиговую структуру с надвиганием в сторону Сибирской платформы, где перед фронтом складчатости находятся Енисей–Хатангский, Лено–Анабарский и Предверхоянский краевые прогибы. Во фронтальной части Верхоянской складчатой системы, подходящей к берегу моря Лаптевых, также присутствуют крупные надвиги [Хаин, 2001].

Сейсмологические и геолого-структурные данные свидетельствуют в пользу сопряженности рифтогенных структур Евразийского бассейна, шельфа моря Лаптевых и хребта Черского [Грачев и др., 1970, 1973; Грамберг и др., 1990; Имаев и др., 2000, 2004; Engen et al., 2003]. 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 [Имаев и др., 2004].

На этом основании ряд исследователей рассматривает Верхоянскую складчатую систему как центральный сегмент гигантского активного в настоящее время Арктико-Азиатского сейсмического пояса, соединяющего проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [Cook et al., 1986; Имаев и др., 2000].

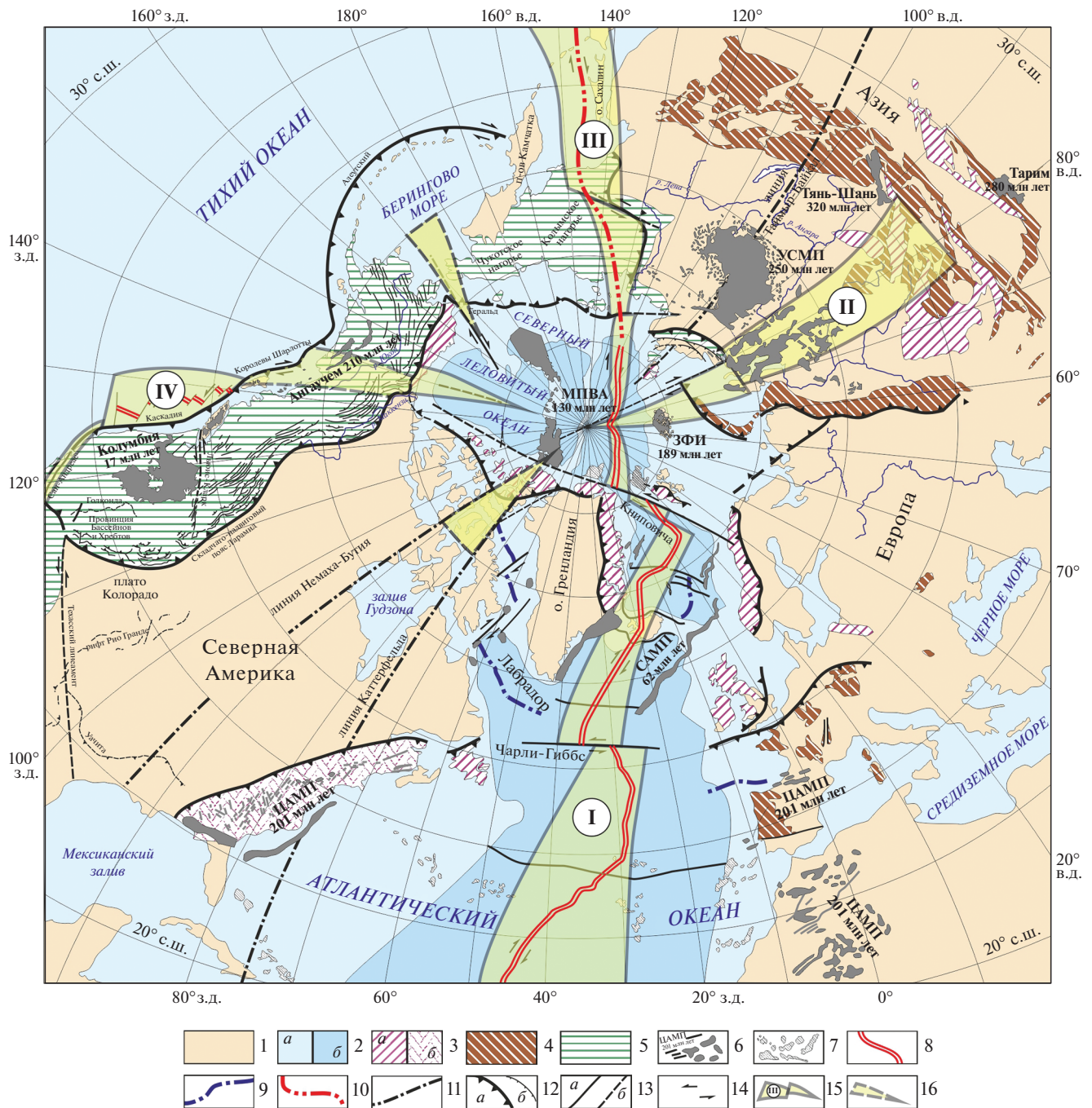


Рис. 6. Схема схождения рифтовых систем в северном полушарии в проекции Хотина (по данным [Кинг, 1961; Каттерфельд, 1962; Тектоническая ..., 1964, 1966; Хайн, 1971, 1979; White, 1988; Moore et al., 1994; Eldholm, Coffin, 2000; Le Gall et al., 2005; Bryan, Ernst, 2007; Hildenbrandt, 2015; Соколов, 2018; Gernigon et al., 2019; Marzoli et al., 2019; Schiffer et al., 2019; Соколов и др., 2020 и др.]).
 1 – суша; 2 – акватории: а – с изобатой до 500 м, б – с изобатой свыше 500 м; 3–5 – области складчатости: 3 – каледонской и элсмирской (а – существенно не активизированные, б – вовлеченные в герцинский тектогенез), 4 – герцинской, 5 – мезозойской; 6, 7 – магматические провинции и время начала их формирования: 6 – дорифтовые; 7 – синрифтовые; 8, 9 – спрединговые хребты: 8 – активные, 9 – отмершие; 10 – линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 11 – линии асимметрии; 12 – надвиги (а – региональные, б – локальные); 13 – разломы (а – установленные, б – предполагаемые); 14 – сдвиги; 15, 16 – ветви рифтогенеза: 15 – установленные, 16 – предполагаемые.
 Рифтовые системы: I – Атлантико-Арктическая, II – Западно-Сибирская; III – Охотско-Верхоянская, IV – Восточно-Тихоокеанская. Расшифровка аббревиатур магматических провинций дана в подписи к рис. 2.

Развиваемые авторами данной статьи представления согласуются с положениями предшественников. Отсутствие геодинамического мотива для проградации ААРС в сторону Охотоморских структур в сочетании с развитыми к настоящему времени рифтогенными сдвиговыми субмеридиональными структурами в Верхоянском складчатом поясе и в Охотском море (впадина Дерюгина) позволяют рассматривать их в составе встречной по отношению к ААРС рифтовой системы (см. рис. 6).

Представление о развитии встречной к ААРС молодой Охотско-Верхоянской рифтовой системы (ОВРС) согласуется с данными о проявлении современной сейсмичности (см. рис. 3), существовании новейших рифтовых структур вдоль Охотско-Верхоянского пояса и на шельфе моря Лаптевых (см. рис. 1, 2). Вполне возможно, что ее влияние проявлено в структуре Евразийского бассейна. Установленная асимметрия в его строении и смена характера аномалий гравитационного поля относительно меридиана 80° в.д. [Арктический ..., 2017] может быть отражением встречного развития ААРС и ОВРС – снижение влияния первой при возрастающем влиянии второй.

В рамках аналоговой модели ОВРС, развиваясь в сторону полюса, проявляет сходные с ААРС черты структурной организации (см. рис. 5г). Высокая современная сейсмичность ОВРС, соединяющей проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах, указывает на ее относительно молодой возраст. Такое представление хорошо согласуется с данными о миоцен-четвертичном возрасте хребта Гаккеля и признаками рассеянного спрединга плиоцен-четвертичного возраста в Лаптевоморской части Евразийского бассейна [Дараган-Суцова и др., 2020].

Наши представления также объясняют резкое сужение зоны линейных магнитных аномалий в Евразийском бассейне со стороны шельфа моря Лаптевых относительно геораздела 75° – 80° в.д. Влияние различных ветвей рифтогенеза объясняет смещение оси современного спрединга к южному крылу хребта Гаккеля [Jokat, Micksch, 2004] и предполагаемый перескок оси спрединга, предположительно произошедший около 5 млн лет назад [Арктический ..., 2017].

Западно-Сибирская рифтовая система. Наиболее древней из рифтовых систем нам представляется Западно-Сибирская (см. рис. 6). Возраст магматических провинций вдоль нее сменяется от пермо-триаса в Западно-Сибирских рифтах (250 млн лет) к триасу–юре на Земле Франца-Иосифа (189 млн лет) и завершается мелом (130–80 млн лет) вблизи Северного полюса (см. рис. 2).

Структурные изменения вдоль этой ветви отражены в постепенном смещении рифтогенеза в северном направлении. В ряду этих процессов на-

ходятся и развитие меридиональных грабенов Западной Сибири и формирование Южно-Карской впадины как их естественного продолжения, и северо-западное до субмеридионального растяжение литосферы с появлением протяженных ро-ев даек на шельфе, ЗФИ и в околополюсном пространстве. В современной структуре с этой ветвью ассоциируется крупная отрицательная аномалия магнитного поля ΔT_a близ меридиана 80° .

ААРС развивалась позже Западно-Сибирской ветви и практически вкрест ее простирацию (см. рис. 6). Это привело к переработке или маскировке части форм рельефа. В современной структуре область пересечения ветвей отражена в строении магнитного и гравитационного потенциальных полей и, вероятно, в изгибе хребта Гаккеля и прилегающего к нему поднятия Ломоносова. В плане этот изгиб согласуется с правосторонним смещением по разлому 80° в.д.

Положение Западно-Сибирской ветви в плане близко к меридиональной Таймырско-Байкальской линии, которая протягивается от Таймыра вдоль западного склона Анабарской антеклизы к горным сооружениям Восточного Саяна и Прибайкалья (см. рис. 6). Этот крупный меридиональный линеймент В.Е. Хаин рассматривал как западную границу области влияния Тихоокеанского подвижного пояса [Хаин, 1979]. Его предположение о продолжении этой структурной границы на юг за пределы Сибири до Индостанской платформы и даже Восточно-Индийского подводного хребта в одноименном океане подтвердилось в работе [Gatinsky, Prokhorova, 2020]. Эти авторы рассматривают субмеридиональную полосу от 102° до 105° – 106° в.д. как геораздел между Центрально-Азиатской и Восточно-Азиатской переходными зонами на стыке Северо-Евразийской, Индийской и Тихоокеанской литосферных плит. Данный геораздел практически совпадает с линией Г.Н. Катерфельда, в работе которого [Катерфельд, 1962] показано, что относительно плоскости, проходящей через меридианы 105° в.д. и 75° з.д., проявлена отчетливая асимметрия в зональном распределении территорий и акваторий по поверхности Земли.

Восточно-Тихоокеанская рифтовая система. На фоне обсуждаемых закономерностей заложения Арктических структур на северных флангах меридиональных рифтовых систем естественно возникает вопрос о возможном континентальном продолжении Канадского бассейна. В современной структуре связанных с ним отчетливо выраженных рифтовых систем со стороны Северной Америки нет. Однако положение оси Канадского бассейна на простирании спредингового хребта Тихого океана, на наш взгляд, не исключает их возможной связи, а сами структуры могут пред-

ставлять фрагменты единой в прошлом Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы (см. рис. 6).

Разумеется, такое допущение во многом гипотетично, однако в его поддержку существует ряд соображений и непосредственных наблюдений. В современной структуре Восточно-Тихоокеанских рифтов отражены те же характерные черты развития, которые присущи ААРС. И до примыкания Восточно-Тихоокеанского поднятия к району Калифорнийского залива и после трансформного переноса рифтогенеза к западу на плиту Хуан де Фука субмеридиональные отрезки хребта образуют серию левосторонних смещений вплоть до исчезновения под складчато-надвиговыми структурами Северо-Американского хинтерленда (см. рис. 6).

Кроме того, рифтогенные процессы в раннемеловое время определялись взаимодействием элементов литосферы, существенно отличными от современных, и происходили на значительном удалении к западу от современного положения рифтовой системы [Rowley et al., 2016].

Рифтогенные процессы в Канадском бассейне (145–136 млн лет) начались до проявления севи́рского (125–105 млн лет) и ларамийского (после 80 млн лет) тектогенеза (см. рис. 2), что не противоречит предположению о его заложении на северном фланге Восточно-Тихоокеанской рифтовой системы. Кордильерские образования перекрывают и маскируют структуры рифтовой системы, однако их отражение прослеживается и в современной структуре. В частности, вблизи устья р. Маккензи в строении Ларамийского складчато-надвигового пояса наблюдается разворот простирающихся структур в сторону оси Канадского бассейна (см. рис. 6).

Складчато-надвиговый пояс Ларамид обнаруживает черты строения, характерные для ААРС — субмеридиональную ориентировку и субширотные левосторонние смещения, такие как Техасский линеамент и сдвиговая зона Льюиса–Кларка (см. рис. 6). В пределах Кордильер главные процессы мезозойской истории происходили в субмеридиональном направлении. С ларамийской складчатостью связано появление гиганского пояса гранитных плутонов и формирование складчато-надвигового пояса вдоль субмеридиональной границы с архейско-протерозойской корой кратона [Кинг, 1961; Хаин, 1971]. В дальнейшем в субмеридиональном направлении призошла эксгумация постколлизийных комплексов метаморфических ядер. Три пояса МСС, выведенных на поверхность в третичное время и маркирующих оси наибольшего сжатия в мезозое, образуют правосдвиговую сигмоиду от территории Канады до южной Калифорнии [Armstrong, 1982; Coney, Harms, 1984; Lister, Davis, 1989 и др.].

Помимо рассмотренных выше крупных рифтовых систем, намечаются еще две области с долготным развитием рифтогенных структур — Канадского Арктического архипелага и Берингово-морская.

Установленные в Канадском Арктическом архипелаге линейные магнитные аномалии, протягивающиеся в сторону поднятия Альфа и выходами лав и даек на о. Элсмир свидетельствуют о долготном рифтогенезе. Данная система растяжения, подобно Западно-Сибирской рифтовой системе, тяготеет к границе влияния Атлантического и Тихоокеанского тектогенеза (линия асимметрии Каттерфельда). В этом районе к ней примыкает и линия Немаха–Буття, протягивающаяся от Мексиканского залива до архипелага Пари (см. рис. 6). Эту линию В.Е. Хаин считал главным меридиональным линеаментом Северной Америки, разделяющим континент на западную (притихоокеанскую) и восточную (приатлантическую) части [Хаин, 1971]. Относительно этой линии в пределах Канадского Арктического архипелага происходит резкое изменение простирающихся Иннуитской складчатой системы (Гренландско-Элсмирского фронта) с субширотного на западе на северо-восточное на востоке.

Берингово-морская область рифтогенеза тяготеет к субдолготным структурам, прежде всего к правосдвиговой зоне Ханна, развивавшейся с палеоцена до среднего эоцена [Lothamer, 1992] и затрагивающей литосферу до уровня верхнемантийных пород [Saltus, Bird, 2003]. Кроме того, ось этой структурной области пересекает резкий изгиб фронта мезозойских надвигов, что также свидетельствует о региональном масштабе происшедших здесь тектонических процессов.

ГЕНЕРАЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

Закономерности развития ААРС свидетельствуют о сопутствующей ее росту глубокой переработке литосферы. Крупномасштабный рифтогенез, приводящий к расхождению некогда смежных блоков континентальной литосферы, образованию коры океанического типа и ее спредингу, неизбежно сопровождается появлением каналов связи между гипергенными и глубинными, вплоть до верхнемантийными, породами.

Следствием этих процессов является серпентинизация мантийных перидотитов, которая сопровождается выделением огромного количества водорода и метана в условиях, соответствующих начальному этапу генерации нефти [Дмитриев и др., 1999; Симонов и др., 1999; Charlou et al., 1998]. В основе процесса лежит восстановление растворенной в морской воде углекислоты CO_2 до метана.

Выделяют две группы источников метана. Первая группа связана с действующими высокотемпературными (до 400°C) гидротермальными источниками в срединно-океанических хребтах и задуговых центрах спрединга. Содержание метана в них 2.5–3.6 нмоль/кг, корреляция метана с марганцем, повышенное содержание ^3He [Charlou et al., 1998]. Это свидетельствует о том, что просачивающаяся вода реагировала преимущественно с базальтами. Присутствие метана связывают с его неорганическим синтезом при 300–400°C или с дегазацией ювенильного CH_4 [Welhan, Craig, 1983]. Вторая группа представлена интенсивными метановыми аномалиями с содержанием CH_4 до 50 нмоль/кг и содержанием водорода до 13 нмоль/кг. Такие аномалии тяготеют к участкам медленного спрединга и базальтового магматизма низкой продуктивности [Дмитриев и др., 1999]. Они приурочены к выходам мантийных массивных гипербазитов вблизи трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта.

Источники второй группы наиболее тесно связаны с развитием рассматриваемых в статье рифтовых систем. Имеющиеся данные позволяют связать формирование месторождений углеводородов на шельфе о. Сахалин с процессами длительного (с позднего мела до настоящего времени) устойчивого растяжения в смежной глубоководной впадине Дерюгина и выводом верхнемантийных образований на поверхность дна в сферу седиментации [Разницин, 2017]. Рифтогенные процессы могли способствовать проникновению морской воды в толщу ультрамафитов, обеспечивая тем самым масштабные процессы их серпентинизации с сопутствующей генерацией углеводородов. Сдвигово-надвиговые движения могли способствовать тектоническому нагнетанию и латеральной миграции углеводородов в западном направлении с формированием нефтегазовых месторождений на шельфе о. Сахалин.

С глубинными источниками углеводородов предположительно связан уникальный потенциал Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Иванов и др., 2013; Тимурзиев, 2016; Разницин и др., 2019]. Согласно традиционным представлениям, газопроизводящей формацией в Западно-Сибирском бассейне является аптальбская, а главной нефтематеринской служит киммеридж–волжская баженовская свита битуминозных глин [Объяснительная ..., 1998]. Однако эти представления не объясняют всего комплекса имеющихся геологических данных. В частности, низкий генерационный потенциал юрско–мело-

вой толщи не способный обеспечить балансовые расчеты по разведанным запасам [Тимурзиев, 2016]. Кроме того, залежи нефти и газа присутствуют в магматических, метаморфических и осадочных породах доюрского комплекса [Гилязова, 2009].

Для объяснения этих противоречий предложена схема образования углеводородных залежей Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, в основе которой лежат представления об абиогенном глубинном генезисе углеводородов за счет низкотемпературной лизардит-хризотиловой серпентинизации мантийных перидотитов [Разницин и др., 2019]. Предполагаемый абиогенный синтез метана за счет серпентинизации ультрамафитов хорошо объясняет подпитку новыми порциями нефти и газа месторождений Западно-Сибирского бассейна в настоящее время.

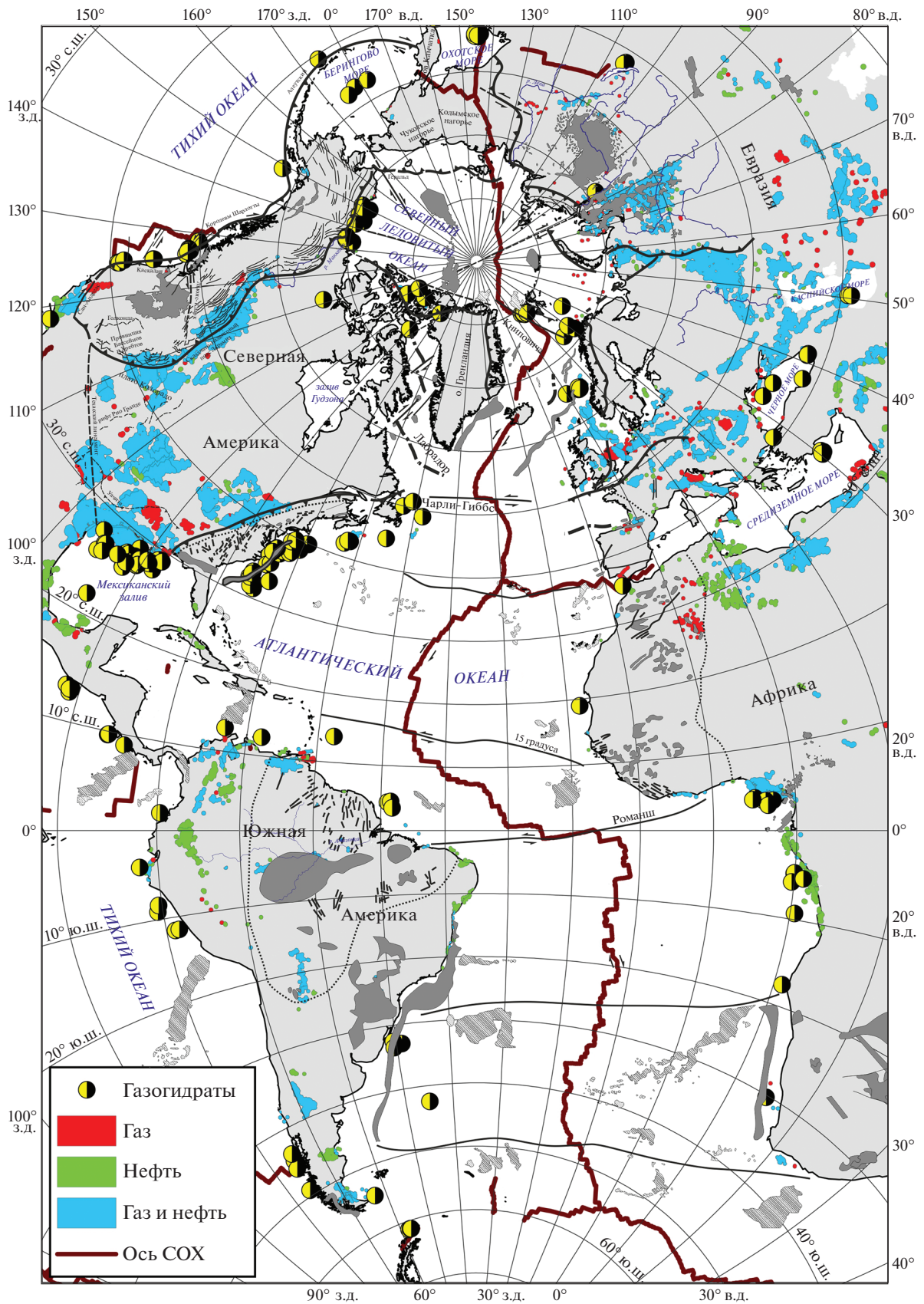
Широкое развитие газопроявлений на всех Арктических шельфах указывает на существование очень продуктивного и обширного источника углеводородов. В частности, и Карский и Баренцевоморский регионы характеризуются резким преобладанием газовых и газоконденсатных залежей углеводородов над нефтяными [Объяснительная ..., 1998]. Представления о серпентинизации верхнемантийных пород при развитии рифтогенных процессов в Арктическом регионе хорошо согласуются с данными наблюдениями и объясняют преимущественную генерацию газа.

Восходящая миграция газоносных флюидов является неперенным условием для формирования залежей газогидратов – внешне сходной с сухим льдом субстанции, в которой молекулы газа, преимущественно метана, заключены в решетку из молекул воды. В ходе этого процесса восходящий газоносный флюид на определенной глубине достигает уровня стабильности газогидрата – фазовой границы, зависящей от соотношения температуры и давления [Hyndman et al., 1992; Shipley et al., 1979]. Выше этой границы формируется пласт газогидрата, а его подошва становится флюидоупором для поступающего снизу свободного газа. Для выделения скоплений газогидратов используют три основных критерия: ложные рефлекторы дна на подошве газогидрата (BSR), скачкообразное снижение скорости сейсмических волн на границе BSR при вхождении в подгидатные залежи свободного газа и “светлые пятна” (blankings), связанные с уменьшением амплитуды сейсмических волн [Валяев, 1999].

Залежи гидратов известны в разных геодинамических обстановках и далеко не всегда тяготеют к крупным нефтегазоносным провинциям

Рис. 7. Углеводородные провинции по данным [PETRODATA, 2000] и подтвержденные проявления газогидратов, по данным [Waite et al., 2020].

СОХ – Срединно-океанический хребет. Остальные обозначения см. рис. 2.



(рис. 7). Многие залежи приурочены к тектонически и сейсмически активным областям. Широкое развитие газогидраты получили в аккреционных призмах, где внутренние напряжения в сминаемых осадочных толщах приводят к отжиму поровых вод, их обогащению углеводородами (преимущественно метаном) и восходящей миграции газоносных флюидов [Чамов, 2002]. В Арктическом регионе формирование залежей газогидратов тяготеет к рифтогенным структурам, в составе рассматриваемых в статье рифтовых систем (см. рис. 7). В составе ААРС известны залежи в Северо-Атлантическом сегменте и вдоль простирающейся системы Гренландско-Шпицбергенской зоны разломов. В Канадском Арктическом архипелаге многочисленные залежи газогидратов тяготеют к зоне линейных магнитных аномалий, протягивающихся с поднятия Альфа и выходами лав и даек на о. Элсмир. Гипотетическая Восточно-Тихоокеанская рифтовая система охватывается наиболее насыщенной залежами газогидратов как в море Бофорта на континентальном фланге рифтогенной оси Канадского бассейна, так и на аккреционной континентальной окраине Каскадия. В Беринговом море залежи газогидратов установлены на простирающейся сдвиговой зоны Ханна. В Охотско-Верхоянской рифтовой системе газогидраты развиты на северо-восточном склоне о. Сахалин, а в Западно-Сибирской — тяготеют к георазделу 80° с.ш.

При активной генерации глубинного метана интенсивная миграция газоносных флюидов происходит как в подгидратной части осадочного разреза, так и в обрамлении областей их развития. Так, одноканальной сейсмической съемкой с борта НИС “Ян Майен” летом 2001 г. были выявлены интенсивные рефлекторы BSR в толще относительно молодых (0.78 млн лет) осадков вдоль западной континентальной окраины архипелага Свальбард [Vanneste et al., 2005]. Данная область наблюдения BSR и возможного накопления газогидратов ограничена крупными тектоническими структурами: разломной зоной Моллой, рифтом Книповича и тектоническим эскарпом — хребтом Вестнеса. В 2006 г. к юго-западу от района обнаружения BSR НИС “Ян Майен” в 24 рейсе НИС “Академик Николай Страх” в толще хорошо стратифицированных осадков на бортах разломной зоны Моллой методом акустического профилирования были выявлены бесструктурные осветленные участки (blankings) разного размера [Чамов и др., 2008]. Появление таких пятен связано с уменьшением амплитуды сейсмических волн в интервалах разуплотненных осадков и тесно коррелирует с их гидратонасыщенностью. Были установлены многочисленные мелкие обособленные линзовидные пятна, ориентированные по напластованию и не прорывающие кровлю или подошву пластов. Наблюдались и более крупные

округлые и вертикально вытянутые пятна, проникающие от пласта к пласту вкрест общему напластованию осадочных отложений. Эти образования маркируют пути миграции флюидов внутри осадочной толщи. Некоторые светлые пятна непосредственно приурочены к тектоническим нарушениям и имеют вид инъекционных субвертикальных структур (каналов) протяженностью от первых метров до нескольких десятков метров.

Повышенная плотность разломных нарушений, обусловленная сжатием рифтовых систем в приполярной области, способствует нарушению сплошности залежей газогидратов и вечной мерзлоты. Следствием этого является вторичная, тектонически обусловленная, ремобилизация газов.

Следы дегазации широко проявлены как в осадочном чехле, так и в водной толще. Легко регистрируемым поисковым признаком придонных скоплений газогидратов метана являются газовые “факелы” — участки повышенной концентрации всплывающих со дна пузырьков газа. Плотность нахождения факелом сильно варьирует по площади и глубине. Так, более 250 газовых “факелов” установлено в диапазоне глубин 160–1400 м районе северо-восточного склона о. Сахалин [Саломатин, Юсупов, 2011]. Основное количество “факелов” расположено около изобаты 500 м [Баранов и др., 2011].

В рельефе морского дна в местах выбросов газа из осадочной толщи образуются кальдеры проседания (*pockmarks*). Развиты они чрезвычайно широко. Например, на восточном склоне о. Сахалин пометки присутствуют в интервале глубин 500–1400 м практически повсеместно, за исключением сегмента, граничащего с Курильской котловиной [Баранов и др., 2011].

В северной части Баренцева моря с использованием многолучевого эхолота в 25 и 28 рейсах НИС “Академик Николай Страх” было закартировано поле газовых воронок, 8 из которых достигали в поперечнике 170 м и глубины до 7 м [Соколов и др., 2020]. Поле газовых воронок совпадает с локальной аномалией насыщенности донных осадков углеводородными газами с концентрацией свыше 0.01 см³/кг [Яшин, 2004]. На этом же полигоне акустическим профилированием в верхней части осадочного чехла были установлены участки осветления и вертикальные каналы, свидетельствующие о присутствии в отложениях газонасыщенного водного флюида. В водной толще полигона применение оригинального метода обработки сонарных данных многолучевого эхолота [Соколов и др., 2017] позволило выявить “звукорассеивающие объекты” (ЗРО), связанные с восходящей миграцией газоносных флюидов из осадочного чехла. Тем самым было показано существование цепи взаимосвя-

занных процессов: восходящей миграции газоносных флюидов, повышения концентрации газов в донных осадках, деформации поверхности дна с образованием газовых воронок и разгрузки части флюидов в водную толщу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Положение Арктического региона в приполярной области предопределило ряд специфических черт протекания рифтогенных процессов. К ним относится и интерференция собственно арктических, региональных, и внешних по отношению к ним, надрегиональных, рифтогенных процессов. Связано это с влиянием ротационного фактора на развитие крупных меридиональных рифтовых систем.

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. Полусобежное 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 рассеению 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.

В пределах Арктического региона помимо Атлантико-Арктической выражены окончания Западно-Сибирской, Охотско-Верхоянской и, вероятно, Восточно-Тихоокеанской рифтовых систем. Траектория их развития во многом определялась наличием реологических неоднородностей континентальной литосферы, возникших в результате тектонической и магматической переработки на разных этапах геологической истории.

Развитие и сближение крупных субмеридиональных рифтовых систем во многом определили инициацию распада континентального массива Арктического региона и последующие трансформации его структуры. Кроме того, они оказали существенное влияние на формирование углеводородов и процессы дегазации в регионе.

Формирование глубоких грабеновых структур, выполненных значительными мощностями осадков благоприятно для накопления углеводородов.

При этом проникновение разломов до глубин залегания верхнемантийных пород могло способствовать серпентинизации гипербазитов с выделением огромного количества метана. Гигантские залежи газогидратов на шельфах Арктических морей отражают масштабность этого процесса.

В тоже время, повышенная плотность разломных нарушений, обусловленная сжатием рифтовых систем в приполярной области, способствует нарушению сплошности залежей газогидратов и вечной мерзлоты. Следствием этого является вторичная, тектонически обусловленная ремобилизация газов. Одним из проявлений этих процессов является широкое развитие кальдер проседания в местах выбросов газа и/или газоносных флюидов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность анонимному рецензенту и В.А. Рашидову (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН) за внимательное прочтение рукописи, критические замечания и конструктивные рекомендации, которые во многом способствовали улучшению рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70040 “Эволюция литосферы западной Арктики: процессы и механизмы, направленность развития, природные ресурсы и геологические опасности”. Анализ сейсмичности, влияния ротационного фактора на тектогенез и процессов формирования углеводородов выполнено в рамках тем госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г.П.* Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104–114.
- Аветисов Г.П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. 185 с.
- Аветисов Г.П., Гусева Ю.В.* Глубинное строение района дельты Лена по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73–81.
- Андиева Т.А.* Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 1. С. 1–28.
- Аплов С.В.* Геодинамика раннепалеозойского Обского океана. М.: ИО АН СССР, 1987. 97 с.
- Арктический бассейн (геология и морфология) / Под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарёва, В.А. Поселова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

- Баранов Б.В., Дозорова К.А., Саломатин А.С.* Покмарки восточного склона острова Сахалин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. № 18. С. 31–43.
- 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.
- 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.
- Болдырев С.А.* Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. М.: МГК, 1998. 124 с.
- Валяев Б.М.* Тектонический контроль нефтегазонакопления и углеводородной дегазации Земли // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 222–252.
- 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.
- Гилязова С.М.* Вторичные коллекторы доюрского комплекса пород Фроловской мегавпадины и перспективы их нефтегазоносности // Современные наукоемкие технологии. 2009. № 9. С. 126–128.
- 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 // Электромагнитная индукция в Мировом океане. М.: Наука, 1990. Часть 1. С. 22–34.
- Гордин В.М.* Интерпретация аномального магнитного поля океанов Вайном–Мэтьюзом // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Под ред. В.Н. Шолпо. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 27–29.
- Грамберг И.С., Косько М.К., Лазуркин Д.В., Погребницкий Ю.Е.* Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогее // Советская геология. 1984. Вып. 7. С. 32–40.
- 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.
- 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.
- Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.
- Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
- Дегазация Земли и геотектоника / Под ред. П.Н. Кропоткина. М.: Наука, 1980. 292 с.
- Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Силантьев С.А. и др.* Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 511–519.
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю.* Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
- Драчев С.С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов 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.
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Писецкий В.Б. и др.* Глубинная нефть и разломы: геологическое применение некоторых геофизических технологий // Электронный журнал “Глубинная нефть”. 2013. Т. 1. № 10. С. 1545–1555.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии / Под ред. Г.С. Гусева. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
- 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.
- Ильичев И.В., Шевалдин Ю.В.* О природе Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 3. С. 570–573.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки / Под ред. Н.С. Шатского. М.: Изд-во ИЛ, 1954. 665 с.
- 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 Ледовитого океана // Геология Арктики. 27 МГК. Докл. Кол. 04. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 151–159.
- Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А. и др.* Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца Иосифа. Геология полярных областей Земли // Материалы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257–263.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма

- островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.
- Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли. М.: ГИГЛ, 1962. 152 с.
- Кинг Ф.Б.* Геологическое развитие Северной Америки / Под ред. В.Е. Хаина. М.: Изд-во ИЛ, 1961. 299 с.
- Кленова М.В., Лавров В.М.* Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 460 с.
- Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л. и др.* Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.
- 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.
- Мащенко С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю. и др.* Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М.* Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3–20.
- Никишин А.М., Малышев Н.А., Петров Е.И.* Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана // Вестник РАН. 2020. Т. 90. № 5. С. 434–446.
- Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1 : 2 500 000) / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛРАН, 1998. 127 с.
- Поселов В.А., Буценко В.В., Верба В.В.* Поднятия Американо-азиатского суббассейна в Северном Ледовитом океане и их возможные аналоги в Атлантическом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. С. 275–304.
- 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.
- Пучков В.Н.* Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
- Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др.* Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
- Разницин Ю.Н.* Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.
- Разницин Ю.Н., Гогоненков Г.Н., Загоровский Ю.А. и др.* Серпентинизация мантийных перидотитов как основной источник глубинных углеводородов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. С. 66–88.
- Саломатин А.С., Юсупов В.И.* Акустические исследования газовых “факелов” Охотского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 911–919.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 227 с.
- Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части Поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
- Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
- Соколов С.Ю.* Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р и S волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. С. 55–67.
- Соколов С.Ю.* Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 79–88.
- Соколов С.Ю.* Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики // Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 618. М.: Научный мир, 2018. 269 с.
- Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Курносое В.Б.* Структура и состав голоцен-плейстоценовых осадков северной части Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 487–500.
- Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Хуторской М.Д., Си-лантьев С.А.* Индикаторы интенсивности геодинамических процессов вдоль Атлантико-Арктической рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 302–319.
- Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Чамов Н.П., Патина И.С.* Палеоген-четвертичная полифациальная осадочная система южного обрамления котловины Нансена // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 5. С. 389–405.
- Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Латышев В.И., Смирнов Л.В.* Структура земной коры Западно-Сибирской плиты // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. С. 325–327.
- Сывороткин В.Л., Павленкова Н.И.* Мировая рифтовая система и нефтегазоносные пояса планеты: новая трактовка геотектонической позиции Каспийского региона и возможности мониторинга // Пространство и время Каспийского Диалога / Под ред. В.Л. Сывороткина, Н.И. Павленковой // Электронное научное издание “Альманах Пространство и Время” [Электронный ресурс]. 2014. Т. 5. Вып. 1. Часть 2. Стационарный сетевой адрес: 22279490e aprovr_east512.2013.21

- Тектоническая карта Европы. Масштаб: 1 : 1750000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: АН СССР–ГГК СССР, 1964. 6 л.
- Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5000000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГИН АН СССР–ГУГК МГиОН СССР, 1966. 12 л.
- Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛРАН, 1996. 2 л.
- Тимонин Н.И. Строение литосферы и нефтегазонасность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 41–55.
- Тимурзиев А.И. Фундаментная нефть Западной Сибири: реальность и альтернативы // Горные ведомости. 2016. № 5–6. С. 100–118.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. 2018. Т. 88. № 1. С. 33–39.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазонасности восточно-арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: ИЛ, 1962. 148 с.
- Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры // Тр. ГИН РАН. Вып. 542. М.: Наука, 2002. С. 38–55.
- Чамов Н.П., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю. Признаки присутствия газогидратов в верхней части осадочного чехла на бортах разломной зоны Моллой (пролив Фрама, Норвежско-Гренландский бассейн) // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2008. № 2. С. 51–60.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое // Тр. ГИН РАН. Вып. 609. М.: ГЕОС, 2016. 234 с.
- 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 // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 730–735.
- Шатский Н.С. О тектонике Арктики // Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. 1. Геология. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. С. 149–168.
- Шинард Ф. Геология моря. М.: ИЛ, 1951. 360 с.
- Шутилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазонасных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
- Шутилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
- Шолло В.Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? М.: Наука, 1986. 160 с.
- Яшин Д.С. Распределение углеводородных газов в донных осадках // Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России. Арктические моря России. Лист 1–9. М.: Научный мир, 2004.
- ANSS Earthquake Composite Catalog. 2014. (<http://quake.geo.berkeley.edu/anss/>, выборка 11.02.2014.)
- 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 // Mar. Petrol. Geol. 2009. V. 26. P. 345–368.
- Armstrong R.L. Cordilleran metamorphic core complexes – from Arizona to southern Canada // An. Rev. Earth Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 129–154.
- Berndt M.E., Allen D.E., Seyfried W.E. Reduction of CO₂ during serpentinization of olivine at 300°C and 500 bar // Geology. 1996. V. 24. № 4. P. 351–354.
- 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. V. 53. № 2. P. 31–48.
- Brozina 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. V. 31. № 9. P. 825–828.
- 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 // Mar. Geophys. Res. 2010. V. 31. P. 149–171.
- Bryan S., Ernst R. Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // Earth Sci. Rev. 2008. V. 86. P. 175–202.
- Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100(B4). P. 6093–6095.
- Charlou J.L., Fouquet Y., Bougault H. et al. Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20' N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 13. P. 2323–2333.
- 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. V. 173. № 6. P. 967–987.

- 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. V. 108. P. 2116–2137.
- Cochran J.R., Edwards M.H., Coakley B.J.* Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 5. P. 1–26.
- Coney P.J., Harms T.A.* Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // *Geology.* 1984. V. 12. P. 550–554.
- Cook D., Fujita K., McMullen C.A.* Present-day plate interactions in North Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // *J. Geodynamics.* 1986. № 6. P. 33–51.
- 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. V. 363. P. 219–230.
- 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. V. 183. P. 481–502.
- Eldholm O., Coffin M.* Large Igneous Provinces and Plate Tectonics // *Geophys. Monograph Series.* 2000. V. 121. P. 309–326.
- Emery K.O., Uchupi E.* The Geology of the Atlantic Ocean. N. Y.: Springer, 1984. 1050 p.
- Engen O., Eldhom O., Bungum H.* The Arctic Plate Boundary // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B2. P. 1–17.
- Gatinsky Yu.G., Prokhorova T.V.* On the problem of distinction between recent geodynamics of Central and East Asia // *Phys. Solid Earth.* 2020. V. 56. № 1. P. 125–132.
- Gernigon L., Franke D., Geoffroy L. et al.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // *Earth Sci. Rev.* 2019. V. 196. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
- 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.
- 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. V. 40. № 4. P. 263–281.
- Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A.* Canada basin // Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean / Eds A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney // *The Geology of North America. The Arctic Ocean Region* / Eds A. Grantz, D.L. Clark, R.L. Phillips et al. // *GSA Bull.* 1998. V. 110. № 6. P. 801–820.
- Grantz A., Pease V.L., Willard D.A. et al.* Bedrock cores from 89° North: implications for the geologic framework and Neogene paleoceanology of the Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // *GSA Bull.* 2001. V. 113. № 10. P. 1272–1284.
- Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E.* Map showing the sedimentary successions of the Arctic Region (58°–64° to 90° N) that may be prospective for hydrocarbons // *Am. Assoc. Petrol. Geologists GIS-UDRIL. Open-File Spatial Libr.* 2009.
- Hekinian R., Juteau T., Gràcia E. et al.* Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region // *Marin. Geophys. Res.* 2000. V. 21. P. 529–560.
- Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C.* Plate tectonic model for the evolution of the Arctic // *Geology.* 1974. V. 2. P. 377–380.
- Hildebrand R.S.* Dismemberment and northward migration of the Cordilleran orogen: Baja-BC resolved // *GSA Today.* 2015. V. 25. № 11. P. 4–11.
- Hughes T.* Coriolis perturbation of mantle convection related to a two-phase convection model // *Tectonophysics.* 1973. V. 18. P. 215–230.
- Hyndman R.D., Foucher J.P., Yamato M. et al.* Deep-sea bottom-simulating reflectors: Calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 289–301.
- Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. P. 378–392.
- Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L02603. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
- Kelemen P.B., Kikawa E., Miller D.J. et al.* ODP Leg 209 drills into mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° N to 16° N // *JOIDES J. Proc. ODP 209 Init. Rep.* 2004. V. 30. № 1. P. 14–19.
- 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 // *Circum-Arctic lithosphere evolution* / Eds V. Pease, B. Coakley // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. V. 460. P. 397–418.
- Laxon S., McAdoo D.* Sattellites provide new insights into polar geophysics // *EOS-AGU Transections.* 1998. V. 79. P. 69–72.
- Le Gall B., Tshoso G., Dymant J.* The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): Its structural significance within the Karoo Large Igneous Province // *J. Struct. Geol.* 2005. V. 27. P. 2234–2255.
- Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology.* 2002. V. 30. P. 11–14.
- 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.

- Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // *J. Struct. Geol.* 1989. V. 11. P. 65–94.
- Marzulli A., Bertrand H., Nasrddine Y. et al.* The Central Atlantic magmatic province (CAMP) in Morocco // *J. Petrology.* 2019. V. 60. № 5. P. 945–996.
- Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russian J. Earth Sci.* 2003. V. 5. № 3. P. 185–202.
- McWhae J.R.* Tectonic history of Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1986. V. 70. № 4. P. 430–450.
- 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. V. 423(6943). P. 956–961.
- Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics.* 2006. V. 25. P. 1–19.
- Moore T.E., Wakkace W.K., Dird K.J. et al.* Geology of Northern Alaska // *Geology of the North America* / Eds G. Plafker, H.C. Berg // Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. 1994. V. G-1. P. 49–109.
- Moulin M., Aslanian D., Unternehr P.* A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 98. P. 1–37.
- Müller C., Jokat W.* Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic // *EOS.* 2000. V. 81. № 24. P. 265–269.
- 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. V. 746. P. 64–82.
- O'Driscoll E.S.T.* The double helix in global tectonics // *Tectonophysics.* 1980. V. 63. P. 397–417.
- Pan C.* Polar instability, plate motion, and geodynamics of mantle // *J. Phys. Earth.* 1985. V. 33. № 5. P. 411–434.
- PETRODATA. USGS, 2000. U.S. Geological Survey world petroleum assessment 2000—Description and results. World Energy Assessment Team. USGS Digital Data. Series DDS-60. Multi Disc Set. Version 1.1. (<http://pubs.usgs.gov/dds/dds-060/>)
- 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. V. 15. GU2013-13481. P. 13481.
- 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. V. 128. P. 38–54.
- Rowley D.B., Forte A.M., Rowan C.J. et al.* Kinematics and dynamics of the East Pacific Rise linked to a stable, deep-mantle upwelling // *Sci. Adv.* 2016. V. 2. e1601107. <http://advances.sciencemag.org/>
- 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. P. 21.
- 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. V. 79. P. 407–424.
- Schiffer C., Dorre A.G., Foulger G.R. et al.* Structural inheritance in the North Atlantic // *Earth Sci. Rev.* 2019. V. 206. 32 p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102975>
- Shipley T., Houston M.H., Buffer R. et al.* Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises // *AAPG Bull.* 1979. V. 63. P. 2204–2213.
- 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. V. 407. P. 148–163.
- Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Large-scale 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. V. 45. № 1. P. 25–41.
- Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 6323–6333.
- Vanneste M., Guidard S., Mienert J.* Bottom simulating reflection and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // *Terra Nova.* 2005. V. 17(6). P. 510–516.
- Vernikovskiy 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. V. 265. P. 265–285.
- Waite W.F., Ruppel C.D., Boze L-G. et al.* Preliminary global database of known and inferred gas hydrate locations: U.S. Geological Survey data release. 2020. <https://doi.org/10.5066/P9IIIFVJM>
- 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. V. 163. P. 501–517.
- Welhan J.A., Craig H.* Methane, hydrogen, and helium in hydrothermal fluids at 21° N on the East Pacific Rise / Ed. P. Rona. Hydrothermal processes at sea floor spreading centers. 1983. P. 391–409.
- White R.S.* A hot-spot model for early Tertiary volcanism in the N Atlantic // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1988. V. 39. P. 3–13.

Rifthogenesis in the Arctic: Processes, Direction of Development, Generation of Hydrocarbons

N. P. Chamov¹, *, S. Yu. Sokolov¹

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: nchamov@yandex.ru*

The article examines the regional patterns of rifting in the Arctic, assessing the impact of large (supra-regional) rift systems, and generalizing the available data within the framework of a consistent system of ideas. The article describes the main Arctic structures and the Atlantic-Arctic rift system as a tectonotype of a large planetary structure that has developed from continental rifting to spreading with the development of a full-fledged ocean. The main properties of this system are the direction of its development towards the North Pole, the longitudinal orientation of the rifts, their separation by latitudinal faults, and predominantly left-lateral shear displacement of individual segments. Such a structure reflects the regularities of the distribution of the masses of the solid shells of the Earth 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. The outflow of masses to low latitudes makes possible the growth of the rift system, but does not contribute to its further development after reaching the Pole. This phenomenon is of a general nature and determines the development of all longitudinal extension systems, which leads to their spatial convergence and damping of dynamics in the circumpolar space. Within the Arctic region, in addition to the Atlantic-Arctic region, areas of possible termination of the West Siberian, Okhotsk-Verkhoyansk, and East Pacific rift systems are considered. It is assumed that their development initiated the destruction of the continental lithosphere of the Arctic region and determined the subsequent transformations of its structure. Special attention is paid to the issues of the possible influence of rifting on the generation of hydrocarbons due to serpentinization of hyperbasites when the lithosphere is disturbed to the depths of the upper mantle rocks, as well as on the remobilization of gases as a result of the disturbance of gas hydrate deposits and permafrost. It is shown that, in the general case, the greatest generation of methane is associated with the development of faults in the cold lithosphere and serpentinization of mantle rocks.

Keywords: Arctic, rifting, igneous province, degassing, hydrocarbons.