ГЕОТЕКТОНИКА, 2004, № 5, с. 26–52

УДК 551.242.2(268)

К ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АРКТИКИ В ЭПОХИ МОЛОДОГО ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ

© 2004 г. Э. В. Шипилов

Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН, 183010, Мурманск, ул. Владимирская, д. 17

Поступила в редакцию 20.10.2003 г.

На основе комплексного изучения и интерпретационного анализа морских геолого-геофизических данных рассмотрены основные черты строения Баренцево-Карской и других континентальных окраин в контексте воссоздания тектоно-геодинамических обстановок, проявившихся в условиях распада последней Пангеи и приведших к формированию молодых океанических бассейнов в Арктике. Акцентируется внимание на трех главных этапах в эволюции региона. В позднем палеозое–раннем мезозое в развитии арктической периферии Северной Евразии устанавливается синхронное и смежное проявление противоположно направленных тектоно-геодинамических режимов. Конструктивный (аккреционный) режим был связан с коллизионными процессами или их завершающими фазами становления Северной Евразии, а деструктивный – заключался в широкомасштабном рифтинге, обусловленном действием Северо-Азиатского суперплюма, а в пределах Баренцевской окраины, не исключено, и влиянием одного из ответвлений Палеопацифики. Одним из следствий интерференции указанных режимов является формирование аномального облика Восточно-Баренцевского бассейна – с лавинным, но некомпенсированным накоплением мощнейшего осадочного выполнения, редуцированной земной корой и базальтоидным магматизмом. Для окраины же в целом характерны смена стабилизированного режима развития подвижным и повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и дальнейшее стадийное нарастание процессов деструкции литосферы вплоть до образования океанических бассейнов в мезозое и кайнозое. Юрско-меловая генерация океанообразования определяет формирование наиболее обширного бассейна Арктики – Амеразийского, что нашло вполне определенное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна в пределах окраины по простиранию было связано с полосой глубоких рифтовых прогибов (ЮЗ-СВ ориентировки) навстречу раскрывающейся Северной Атлантике. Позднемеловой – кайнозойский этап связан с развитием Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и оформлением границ континентальных окраин Арктики. Раскрытие молодых океанических впадин сопровождалось отчленением сегментов континентальной коры (микроконтинентов) от окраин, скольжением или перескоком океанических спрединговых центров вдоль трансформных зон "барьерного" типа на границе континент/океан, окраинно-континентальным растяжением (рифтингом) земной коры и платобазальтовым магматизмом и рядом других тектоно-геодинамических обстановок, характеризующих процессы океанообразования.

ВВЕДЕНИЕ

Характеризуя современную структуру Арктического океана, следует заметить, что континентальные окраины Евразии, Америки и Гренландии занимают такие позиции, что своими внешними флексурно-сбросовыми (местами сбросо-сдвиговыми) границами довольно отчетливо очерчивают сферический треугольник, площадь которого занята океаническими бассейнами: Канадским, Макарова и Евразийским, разобщенными соответственно хребтами Альфа–Менделеева и Ломоносова (рис. 1). Одна сторона этого "арктического треугольника" целиком принадлежит западной части Евразиатско-Арктической континентальной окраины (Баренцево-Карской, или Западно-Арктической). Вторая сторона связана, преимущественно, с восточной частью указанной окраины (Восточно-Сибирско-Чукотской, или Восточно-Арктической) и частично Северо-Аляскинской (Чукотско-Бофортской). Третья сторона соответствует в основном окраине Канадского Арктического архипелага (Свердрупской), но сюда относится и Гренландский сектор (море Линкольна).

В вершинах треугольника (или в непосредственной близости) локализованы тектонические области, разделяющие перечисленные выше континентальные окраины. Ими являются северное замыкание Норвежско-Гренландского бассейна с районом сложного трансформного взаимодейст-

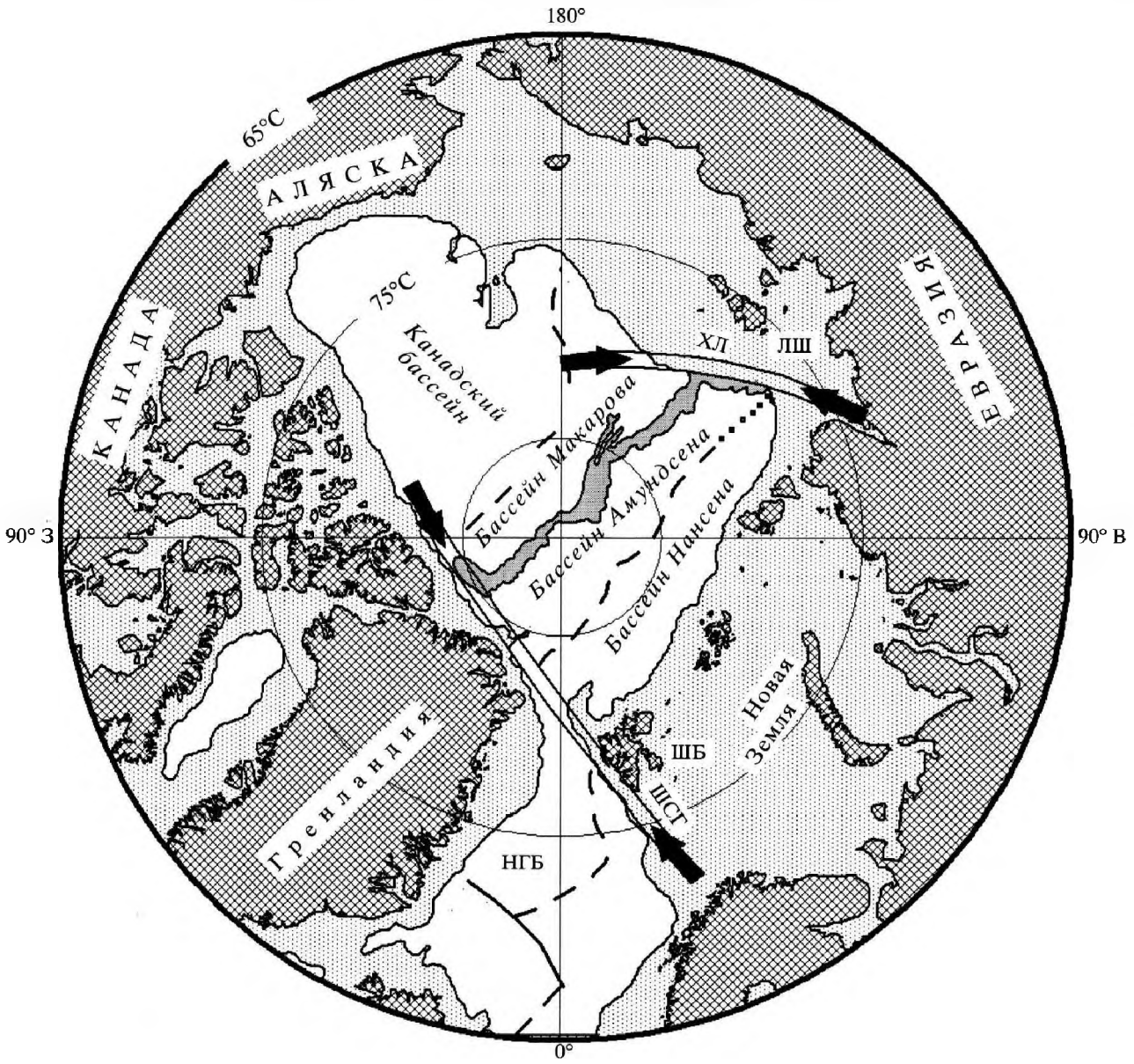


Рис. 1. Основные элементы строения Арктического океана

НГБ – Норвежско-Гренландский бассейн, ШСГ – Шпицбергенско-Северо-Гренландская и ХЛ – Хатангско-Ломоносовская трансформы (двойные линии со стрелками), ШБ – Шпицберген, ЛШ – Лаптевоморский шельф. Пунктир – подводные хребты. Хребет Ломоносова выделен затемнением. Граница континентальных и глубоководных областей – изобата 2000 м

вия (через Шпицбергенско-Северо-Гренландскую зону разломов) срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля; специфически организованная структура Лаптевоморско-Новосибирского сегмента окраины с ее трансформным соотношением со срединно-океаническим хребтом Гаккеля Евразийского бассейна. В третьем углу (Амеразийском) расположен рифтовый бассейн дельты Маккензи.

Организация и дифференциация структуры земной коры Евразиатско-Арктической окраины весьма отчетливо обусловлены тем, что западный фланг (Баренцево-Карский) взаимодействует с самыми молодыми (кайнозойскими) океаническими бассейнами – Норвежско-Гренландским и Евразийским, а восточный (Восточно-Сибирско-Чукотский) – с позднемезозойским – Амеразийским. И в этой связи на большей части Баренцево-Карской окраины кайнозойские отложения практически отсутствуют, а отметки глубин дна превышают 200 м (переуглубленный шельф) [23, 24, 39, 40, 54]. Напротив, в пределах Восточно-Арктической окраины мощность кайнозойского чехла достигает нескольких километров, а

преобладающие глубины шельфа намного менее 100 м [24, 40, 48, 54].

Отмеченное свидетельствует о различных стилях тектонической эволюции восточной и западной частей окраины, становление которых происходило под влиянием геодинамических процессов разновозрастных генераций молодого океанообразования. Развитие океанических бассейнов: Амеразийского, Евразийского, Норвежско-Гренландского – отражает стадийный распад последней Пангеи. Различные палеотектонические реконструкции и модели строения и развития как в целом Арктической области Земли, так и отдельных ее геоструктур [2, 3, 7, 14, 26, 28, 41, 43, 47, 49, 50, 51, 52, 54–56, 59, 64–67, 75–77, 80, 81, 83, 88, 89, 91–94] показывают, что регион Баренцевоморской окраины с прилегающими к нему областями на протяжении всего фанерозоя оказывался и сохранял свои позиции на рубежах активнейших тектонических преобразований и геодинамических перестроек литосферы. Таким образом, эта континентальная окраина Евразии, обладающая наиболее обширным шельфовым пространством и мощнейшим осадочным чехлом, в той или иной степени была вовлечена или участвовала (по крайней мере, в качестве своеобразного "очевидца") во всех наиболее значимых тектоно-геодинамических событиях, а потому является ключевой для восстановления истории развития Арктического региона. Вместе с тем по степени геолого-геофизической изученности Баренцевоморский регион (как в отношении морского бурения, геологии островного и сухопутного обрамления, так и геофизических методов [54]) значительно превосходит все другие близлежащие окраины, что, безусловно, снижает риск скатывания по пути умозрительных заключений.

Важно подчеркнуть, что океанические бассейны Арктики получили развитие в непосредственном контактном окружении древнейших континентальных кратонов – Восточно-Европейского, Свальбардского, Северо-Карского, Сибирского, Гиперборейского, с одной стороны, и Гренландского и Северо-Американского (Канадского) – с другой. Очевидно, что океанические впадины разобщают эти группировки платформ, указывая на разрушение древнего суперконтинента в эпоху молодого океанообразования.

В этой связи обобщенный сценарий рассматриваемых тектоно-геодинамических преобразований сводится к следующему. Образование и становление океанических структур было обусловлено деструктивными процессами последовательного направленного перерастания первоначальных расколов в континентальные рифтовые зоны и системы, далее их переходом в межконтинентальные структуры растяжения и затем объединением и трансформацией протяженных звеньев последних в океанические спрединговые центры. Дезинтеграция континентальных платформ первоначальными расколами и дальнейшая "фрактализация" их осколков шла по пути преимущественного наследования ослабленных зон различного генезиса и возраста и достижения контура, очерчивающего периметры областей с наиболее прочной древней корой. Однако начальные либо подготовительные этапы распада вегенеровской Пангеи остаются еще дискуссионными вопросами. Наряду с этим, эпохам молодого океанообразования сопутствовали и коллизионные процессы, и наиболее широко ими была охвачена в мезозое Восточная Арктика [3, 7, 24, 30, 34, 35, 40, 43, 49, 52, 80, 89, 94] в связи с раскрытием Амеразийского бассейна.

В данной работе на основе комплексного изучения и интерпретационного анализа геолого-геофизических данных рассмотрены основные черты строения Баренцево-Карской и других континентальных окраин в контексте воссоздания тектоно-геодинамических обстановок, проявившихся в условиях распада последней Пангеи и приведших к формированию молодых океанических бассейнов в Арктике.

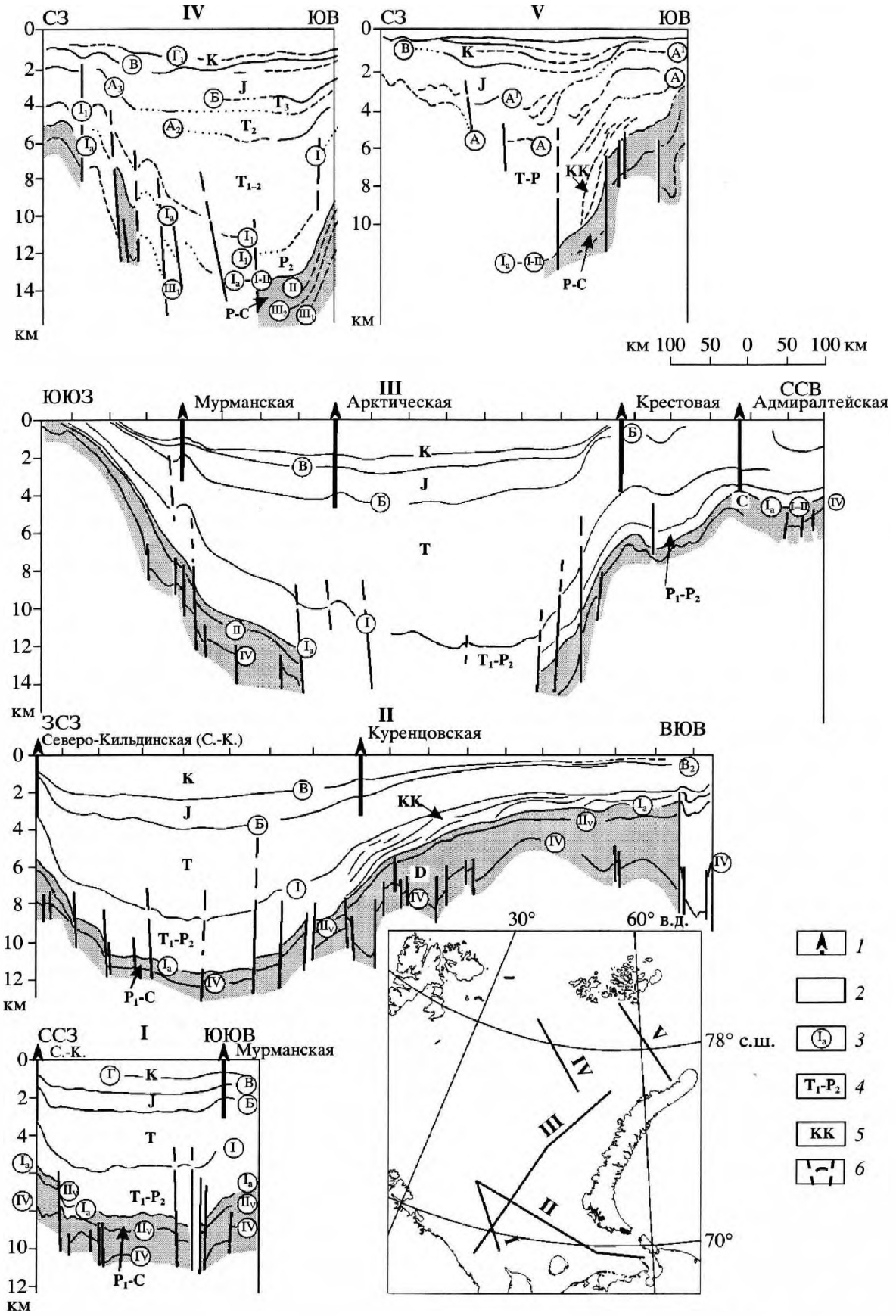
Фактический материал, положенный в основу статьи, позволил акцентировать внимание на трех, как представляется, главных этапах в развитии региона. Первый из них – рубеж палеозоя и мезозоя (позднепермско-триасовый) – знаменуется началом широкомасштабной деструкции континентальной литосферы, еще не завершившей свое становление Северной Евразии с ее арктической периферией. Второй этап – юрско-меловой – объединяет две фазы тектоно-геодинамических событий, приведших к образованию и развитию Амеразийского бассейна. И, наконец, третий этап – позднемеловой–кайнозойский – определяется проявлением наиболее молодой генерации океанообразования и связан с формированием Евразийского и Норвежско-Гренландского бассейнов и оформлением границ континентальных окраин Арктики.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ПЕРИФЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Позднепермско-триасовый этап соотносится с крупномасштабной перестройкой литосферы Земли и сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития. С одной стороны, с середины де-

Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы, иллюстрирующие строение осадочного чехла, поведение кровли позднепалеозойских карбонатов (горизонт I_a) и положение клиноформных комплексов в Восточно-Баренцевском мегабассейне

1 – скважины; *2* – комплексы палеозоя, ограниченные в кровле диахронным горизонтом I_a; *3* – индексы отражающих сейсмических горизонтов; *4* – возраст сейсмокомплексов; *5* – клиноформные комплексы (КК); *6* – разломы. На врезке – положение сейсмических профилей


СЗ
IV
ЮВ
СЗ
V
ЮВ
км
км 100 50 0 50 100 км
ЮЮЗ
Мурманская
III
Арктическая
Крестовая
ССВ
Адмиралтейская
ЗСЗ
Северо-Кильдинская (С.-К.)
II
Куренцовская
ВЮВ
ССЗ
С.-К.
I
ЮЮВ
Мурманская
30°
60° в.д.
78° с.ш.
70°
1
2
3
4
5
6

вона по средний триас шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея-II [43, 44, 46]. К этому времени замыкается Уральский океан и на его месте формируется покровно-складчатый пояс с сопровождающей полосой передовых прогибов. Завершается структурирование Южно-Таймырской зоны за счет внедрения А-гранитов. Но вместе с тем происходит нарастание и процессов континентального рифтинга в самой Пангее-II с последующим образованием и развитием современных океанов – Атлантического и Индийского [10, 21, 22, 43, 44, 46, 47].

В Западной и Северной Европе идет реактивизация позднепалеозойских рифтов и развитие сложной сети рифтогенных прогибов в Бискайском заливе, Северном море и Арктическо-Северо-Атлантической области. Система рифтогенных прогибов заложилась на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопредилив формирование Западно-Сибирской плиты. Сибирская платформа в поздней перми–триасе была охвачена грандиознейшим проявлением эксплозивного и интрузивного магматизма [6, 12, 24, 27, 40, 82, 92–94]. Баренцево-Карская окраина переживала, пожалуй, один из самых специфических и радикальных периодов в своем развитии.

В геологической истории Баренцево-Карской континентальной окраины Евразии рассматриваемый этап контрастно отличается от предыдущих по ряду взаимосвязанных показателей. Качественно меняется вещественный состав отложений – от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней – начале поздней перми) на исключительно терригенный. При этом форсированно возрастает скорость седиментации, особенно в крупнейших бассейнах – Восточно-Баренцевском и Южно-Карском. Даже без вычета интервалов времени, связанных с многочисленными перерывами в осадконакоплении, и без восстановления первоначальной (разуплотненной) мощности пород расчетные скорости накопления терригенных осадков оцениваются лавинными параметрами. В Восточно-Баренцевской мегадепрессии мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10–11 км (рис. 2), что составляет не менее половины его фанерозойского осадочного выполнения [5, 23, 25, 39, 54].

К границе резкой смены фаций в разрезе отложений и, соответственно, кровле палеозойских карбонатов приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт I_a. Этот рефлектор уверенно выделяется на Финмаркенском шельфе Норвегии, Кольском шельфе, в Печорском море. Указанный горизонт закартирован сейсмическими работами в прибортовых зонах Восточно-Баренцевского бассейна, в Приновоземельской зоне, на восточном склоне Центрально-Баренцевской зоны поднятий (рис. 3). Однако в поведении этой границы раздела осадочного чехла в плане выявляется ряд особенностей, характеризующих условия формирования осадочного чехла и тектоно-геодинамические обстановки, существовавшие в тот период развития региона. Прежде всего, следует отметить, что, несмотря на повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной, временные уровни этого события были различными для отдельных областей, что свидетельствует о диахронности рефлектора I_a. По материалам сейсмических исследований и данным бурения устанавливается, что терригенное осадконакопление сначала (в ранней перми) развивалось в Ново-Земельской зоне с прилегающими к Уралу районами, испытавшими относительное воздымание, а затем перемещалось на запад и к концу артинского времени – началу кунгура охватило практически весь Баренцевский регион. Совокупность геодинамических обстановок привела к тому, что указанные события протекали на фоне "скользящей" во времени и латерально регрессивной фазы.

Еще одна особенность строения кровли верхнепалеозойских карбонатов состоит в том, что под впадинами Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской и Святой Анны на сейсмических разрезах не наблюдается четкой корреляции горизонта I_a и он перестает прослеживаться как рефлектор, связанный с поверхностью карбонатного комплекса. В этих погруженных зонах бассейнов на сейсмических разрезах просматривается сложная картина строения отложений, залегающих в подошвенной части пермско-триасовых терригенных образований, явное наличие разноуровневых блоков, в том числе ротационных. Сбросовая тектоника проявляется на многих разрезах в бортовых и прибортовых зонах бассейнов со ступенчатым смещением горизонта I_a (см. рис. 2), но в их наиболее глубоких, центральных, районах эти процессы проявились гораздо интенсивнее. В этой связи представляется, что отложения, с кровлей которых здесь ассоциируется фрагментарный псевдоопорный рефлектор, соотносимый с горизонтом I_a, вероятнее всего, имеют не карбонатный состав, а представлены синрифтовыми терригенными сериями начальной (позднепермской) стадии развития осевой зоны рифтогенной структуры.

В Восточно-Баренцевском бассейне, окруженном шельфовой карбонатной платформой с рифовыми постройками, стартовые (подготовленные) глубины для позднепермско-раннетриасово-

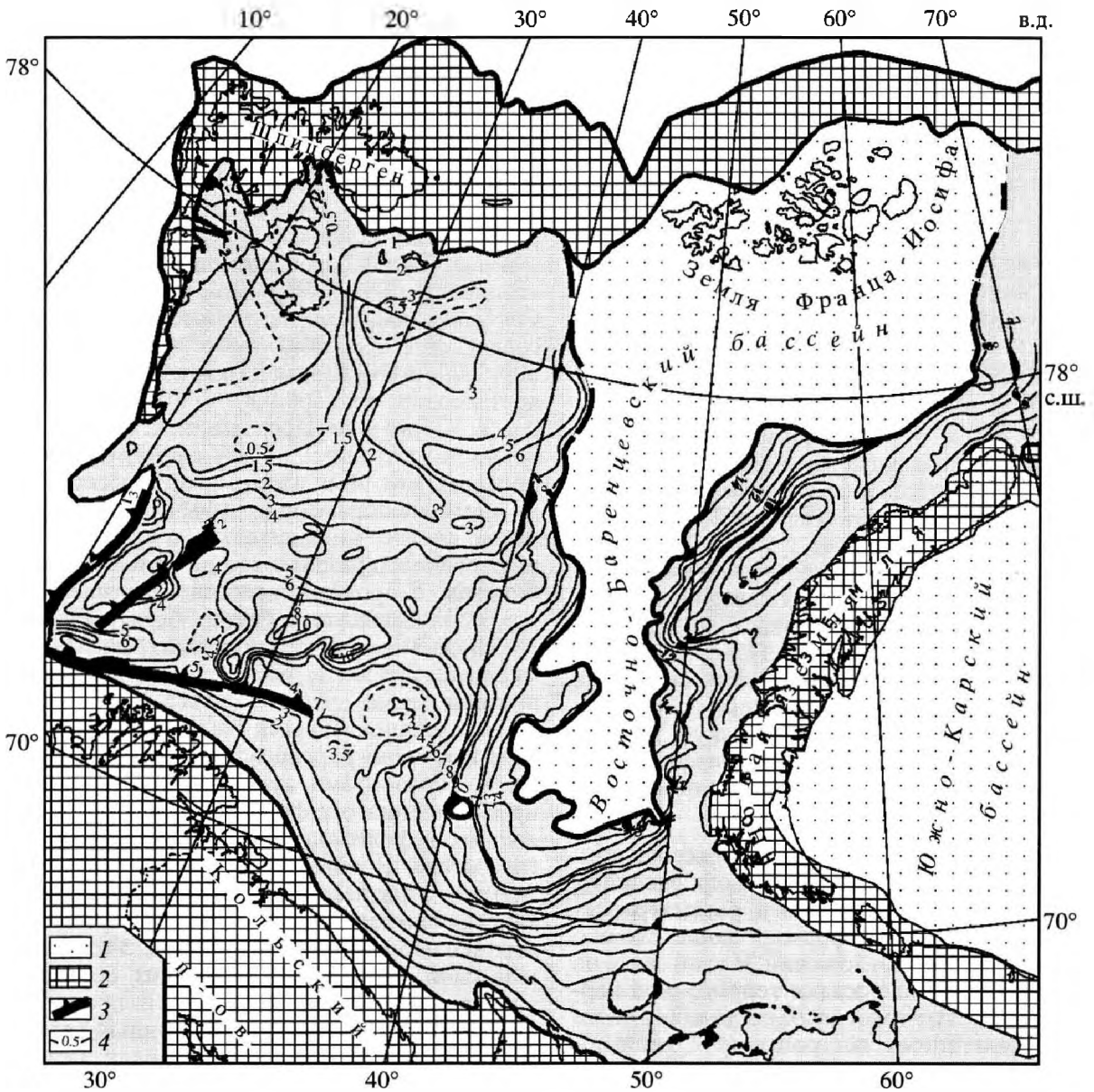


Рис. 3. Структурная карта по поверхности (кровле) позднепалеозойских карбонатов (изогипсы отражающего горизонта I_a). Составлена с использованием материалов НИИМоргеофизики, Севморнефтегеофизики, МАГЭ, Арктикморнефтегазразведки (Мурманск, Россия) и Института континентального шельфа (Трондхейм, Норвегия)

1 – область замещения карбонатов терригенными отложениями; *2* – области эрозии или отсутствия верхнепалеозойских карбонатов; *3* – положение бровки шельфа в раннем, среднем и позднем триасе; *4* – изогипсы.

го осадконакопления, судя по закартированным сейсморазведкой проградационным склоновым клиноформным комплексам, налегающим на размытую поверхность верхнепалеозойских карбонатов (см. рис. 2), варьировали от 1.0–1.5 до, возможно, 3.0–3.5 км [2, 17, 54]. По стратиграфическому уровню и тектонической позиции указанные клиноформные тела сопоставимы с комплексами бокового наращивания Верхоянской пассивной окраины Сибирского кратона [24]. В Баренцевом море развитие клиноформных комплексов устанавливается по периметру Восточно-Баренцевского бассейна на бортовых и прибортовых склонах: в пограничной зоне между Печорской плитой и Южно-Баренцевской впадиной (Куренцовская структурная терраса); к западу от Канинского выступа; на участке, прилегающем с севера к Кольскому шельфу; к востоку от поднятий Северо-Кильдинского и Ферсмана; на Финмаркенском шельфе Норвегии, обращенном к Нордкапскому прогибу; на участках впадин Северо-Баренцевской и Святой Анны, прилегающих к северной оконечности

Новой Земли [2, 54]. Кроме того, на юге последней отложения кармакульской серии, мощностью 1.5–2.0 км, представлены образованиями "грязевых потоков" – типично склоновой терригенной фации с клиноформами. Зона их распространения располагается поперек Южного острова Новоземельского архипелага и продолжает проградационные комплексы юго-востока Южно-Баренцевской впадины [2]. Следует заметить, что в подошве осадочного чехла Южно-Карской впадины на сейсмических разрезах также выделяются комплексы склоновых отложений, проградировавших в глубокую часть формировавшегося пермско-триасового бассейна с перекрестной рифтовой системой в основании [5, 54].

Таким образом, в позднепермское время и в начале триаса в преимущественном режиме крупного регрессивного цикла интенсивный снос терригенного материала происходил с Балтийского щита (Кольский полуостров), с Канинского поднятия, с Палеоурала транзитом через Тимано-Печорскую область и ее нынешнее подводное продолжение, с зоны Центрально-Баренцевских поднятий (с запада) и с отдельных районов Новоземельской области (с востока). Мощный поток всех этих осадков сгружался в прогибающуюся опережающими темпами Восточно-Баренцевскую депрессию в условиях первоначально относительно глубоководного бассейна с некомпенсированным осадконакоплением.

Активизация тектонических процессов, контрастно дифференцированный рельеф, специфический характер седиментации в рассматриваемый период обусловили формирование сложно построенного разреза отложений. В этой связи на большей части региона осадки терригенной перми не отличаются от триасовых, составляя вместе комплекс однотипных пестроцветных песчано-глинистых образований. И лишь на южной и юго-восточной периферии Южно-Баренцевского бассейна по угловому несогласию можно судить об обособлении триаса на уровне неоднозначно прослеживаемого горизонта I, коррелируемого с кровлей верхней перми – подошвой триаса.

Образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая в депоцентре Восточно-Баренцевского бассейна 7–8 км. На сложную фациальную картину триасовых отложений на сейсмических разрезах указывают частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов. Вместе с тем как в верхнепермском, так и триасовом диапазонах разреза фиксируется появление на разных стратиграфических уровнях границ (так называемой серии "аномальных" горизонтов), образ которых резко отличается от всех других рефлекторов. На природу этих горизонтов существуют две основных точки зрения. Одна предполагает экзогенную обусловленность данных границ, связанных с поверхностями сложного эрозионно-тектонического палеорельефа [2]. Вторая объясняет происхождение аномальных горизонтов эндогенными причинами, т.е. наличием в разрезе магматических тел базальтоидного состава (пластообразных интрузивов и эффузивов) [53, 54]. Важно подчеркнуть, что ареал развития аномальных рефлекторов, прослеживаемый из Южно-Баренцевской впадины вплоть до архипелага Земля Франца-Иосифа и впадины Святой Анны, в плане достаточно определенно совпадает с областью отсутствия (прекращения корреляции) горизонта I_a (или с "зиянием" в кровле палеозойских карбонатов) в Восточно-Баренцевском бассейне. Представляется, что эта особенность тектоники, наряду с другими доводами, обосновывающими здесь магматическую природу аномалиеобразующих объектов в осадочном чехле, служит дополнительным подтверждением рифтогенного разрыва толщи палеозойских карбонатов, сопровождавшегося поступлением через образовавшуюся брешь базитовой магмы. Наблюдаемые на сейсмических разрезах аномальные горизонты, расположенные в интервале верхней перми–нижнего триаса, корреспондируются с установленными на восточной бортовой зоне Восточно-Баренцевского бассейна прослоями и горизонтами вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами среднего-основного состава. В обнажениях пород запада Новой Земли и в разрезе морской скважины Адмиралтейская они залегают в терригенных отложениях верхней перми–нижнего триаса [2, 54]. Аналогичные слои пирокластов в индских образованиях развиты на востоке Таймыра и прилегающем шельфе моря Лаптевых. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротаихинской впадины, где возраст базальтов определен рубидий-стронциевым методом [1, 41], а также в районах Свальбарда, Земли Франца-Иосифа [2, 54, 63], Таймыра [24], западного побережья Байдарацкой губы [60], Енисей-Хатангского прогиба [24, 27]. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной [37].

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь – ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектоно-магматической активизации проявлялись и далее в триасе. С учетом всего изложенного общая продолжительность рассматриваемого этапа рифтогенной активизации составляла 25–30 млн. лет [54]. Почти идентичную оценку для типичных случаев развития рифтовых структур – 20–35 млн. лет приводит Ю.Г. Леонов [18].

Рис. 4. Реконструкция Южно-Анюйского палеоокеана в триасе по данным палеобиогеографии [14].
1 – Тетис; *2* – Сибирская и *3* – Канадская провинции; *4* – суша; *5* – направление течений.

Одновременно имел место и анорогенный субщелочной гранитоидный магматизм на Таймыре [6], фиксирующий всплеск финальной фазы тектоно-геодинамического преобразования Южно-Таймырской зоны.

Изложенное указывает на то, что рассматриваемый этап развития Баренцево-Карской окраины, характеризующийся исключительно базальтоидным магматизмом, проявившимся в различных структурно-тектонических условиях, проходил синхронно с коллизионными процессами (или их завершающимися фазами) в пределах Таймыра и Урала.

В палеогеографическом отношении в крупнейших бассейнах окраины на данном этапе отмечается постепенный переход от некомпенсированного осадконакопления к компенсированному, представленному прибрежно-морскими, мелководными, озерно-болотными и субконтинентальными фациями в среднем и позднем триасе. При этом по мере заполнения Восточно-Баренцевского бассейна область морской седиментации оттеснялась к северу и северо-западу в соответствии с фазами усиления воздымания на юго-востоке региона. Эта тенденция прерывалась кратковременными трансгрессиями и ингрессиями моря. В целом же общий стиль смены палеогеографических обстановок [2, 54, 69] был обусловлен рекуррентными трансгрессивными и регрессивными событиями, протекавшими на фоне отступления моря и обмеления региона. Судя по всему, к северу или к северо-западу от окраины располагался протяженный заливообразный глубоководный (океанический?) водосборный бассейн (рис. 4). На это, помимо уже отмеченного, указывают и данные геологических и сейсмических исследований по хребту Нортвинд [8]. Здесь, в южной части эскарпа Нортвинд, оконтуривающего хребет с востока, на границе с Канадской котловиной, по результатам донно-каменного опробования А. Грантцем среди триасовых отложений выявлены дистальные турбидиты внешнего шельфа и бассейновые образования. Этот палеоокеанический бассейн мог достигнуть максимального влияния на Баренцевскую окраину в позднепермско-раннетриасовую эпоху ее рифтогенной деструкции, учитывая закономерные связи в эволюции океанов и конти-

нентов, обусловленные проявлением общей периодичности глубинных геодинамических процессов, как это показано В.Е. Хаиным [44, 45].

Вместе с тем становится очевидным и то, что в поздней перми – раннем триасе Баренцево-Карская окраина развивалась в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинетального рифтинга, и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион находился в поле влияния суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы, проникавшие в земную кору [12] на разном расстоянии от его гипоцентра.

Однако парадоксальность ситуации заключается в синхронном и смежном проявлении в Северной Евразии диаметрально противоположных процессов, их наложении и взаимодействии, т.е., по сути, интерференции. С одной стороны, шла аккреция континентальной коры (коллизия в Уральской и Южно-Таймырской зонах), а с другой – происходила ее широкомасштабная рифтогенная деструкция (в том числе и образование грабенов с щелочно-ультраосновным магматизмом (в виде лампроитов) в пределах самого Урала вдоль Главного глубинного разлома [41, 54 и др.]). При этом в плане пояса деструкции расположились в два концентрических эшелона, ближний и дальний, по отношению к мегасводу, созданному Северо-Азиатским суперплюмом. В первый из них попали бассейны Западно-Сибирский, Южно-Карский, Енисей-Хатангский. Во втором поясе, отделенным от первого Уралом и его затухающим разломно-шовным продолжением, разместились Тимано-Печорский и Восточно-Баренцевский бассейны. Такая расстановка не исключает, что последний бассейн имел какое-то распространение в районы, располагавшиеся на месте современной глубоководной области Северного Ледовитого океана. И в этой связи в условиях интерференции геодинамических режимов трактовка какой-либо из моделей развития рифтинга (пассивного или активного) представляется все же весьма проблематичной [18].

Изложенное позволяет заключить, что рассмотренный временной отрезок резко контрастной тектоно-магматической активизации арктической периферии Северной Евразии по размаху и амплитуде протекающих здесь процессов и вовлеченного в них объема земного вещества является не только поворотной вехой в развитии окраины. Это главенствующий этап в становлении аномального облика Восточно-Баренцевского и Южно-Карского бассейнов с их мощнейшим осадочным выполнением и редуцированной земной корой [2, 54]. С этого переломного для геологической истории региона момента его стабилизированный до этого режим приобретает явные черты подвижности. Высокая скорость погружения и некомпенсированное осадконакопление сопровождаются базитовым магматизмом и смещением депоцентров. Эта подвижность зафиксирована в диахронности сейсмических горизонтов, отражающих миграцию во времени и пространстве фациальных обстановок и свидетельствующих об отсутствии отчетливых латеральных границ между отложениями, сформировавшимися в данных обстановках.

Сложившаяся в ходе эволюционных разнонаправленных тектоно-геодинамических преобразований в позднепермско-раннетриасовое время результирующая интерференционная картина строения арктической периферии Евразии, ее Баренцево-Карской окраины свидетельствует о завершении основных процессов аккреции, практически одновременном в геологическом масштабе времени, скачке к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи. За ним последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса–начале юры этому предшествовали геодинамические события [5, 23, 39, 54], являющиеся, по существу, последней и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИКЕ (АМЕРАЗИЙСКАЯ ГЕНЕРАЦИЯ)

Юрско-меловой этап в геологической эволюции Арктического региона характеризуется резкой сменой тектоно-геодинамических условий и палеофациальных обстановок, приведших, соответственно, к существенным трансформациям земной коры и аккумуляции изменчивых по мощности и литологическому составу комплексов отложений осадочного чехла континентальных окраин.

В чем причины того, что практически синхронно с экспансией морских трансгрессий в средней юре и последующим наступлениям в волжское время спокойных (как считается), застойных условий седиментации в бескислородной среде в пределах Баренцево-Карской окраины проявился и обильный базальтоидный вулканизм? Какова геоисторическая последовательность и взаимосвязь событий в Арктике, повлекших, казалось бы, столь разноплановые тенденции в развитии Западно-Арктического окраинного сегмента Северной Евразии?

Амеразийский бассейн занимает доминирующую часть глубоководной области Северного Ледовитого океана, лежащую к востоку от хребта Ломоносова (см. рис. 1). По своей протяженности

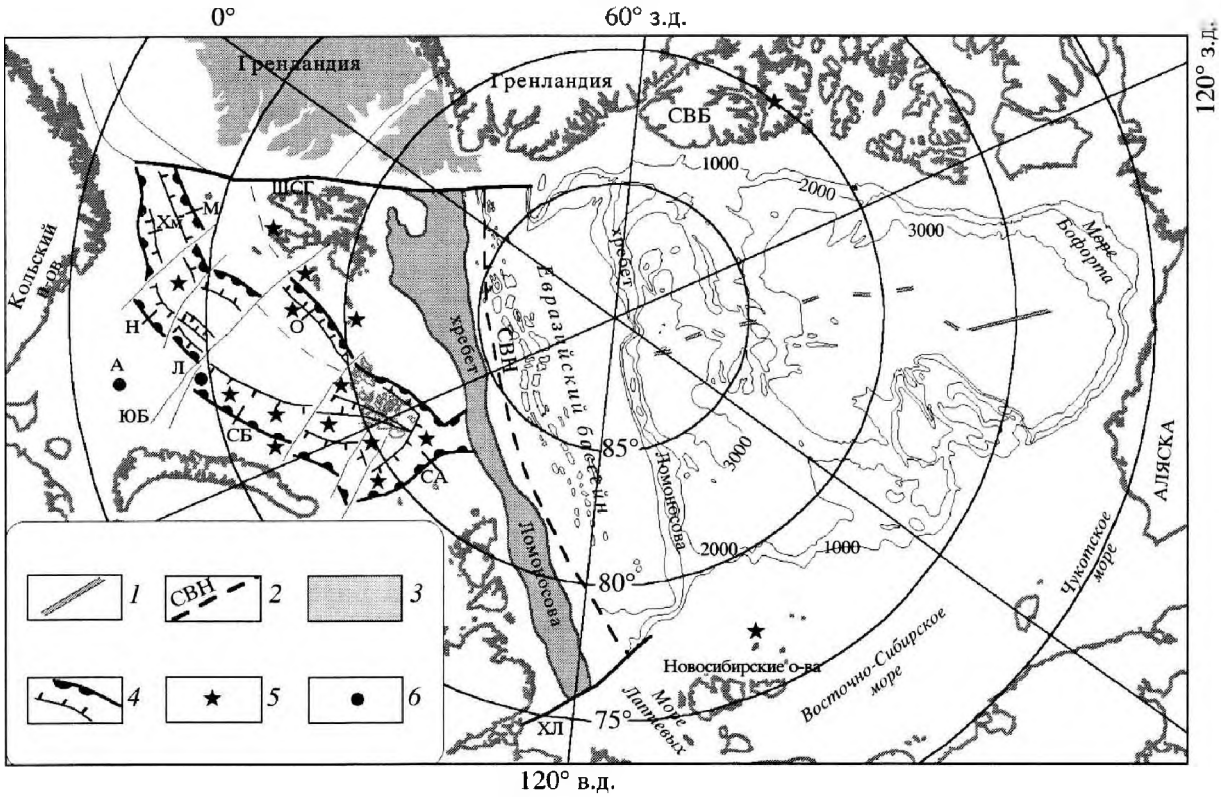


Рис. 5. Схема тектоно-геодинамических взаимоотношений Амеразийского бассейна и Баренцевоморской континентальной окраины

1 – положение спредингового центра Амеразийского бассейна; *2* – Свердрупско-Новосибирская палеотрансформа; *3* – положение (вне указанной системы координат) Гренландии, Канадского Арктического архипелага и хребта Ломоносова до открытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов; *4* – границы областей и бассейнов J-K рифтогенной активизации Баренцевской окраины; *5* – районы базальтоидного J-K магматизма; *6* – скважины (Л – Лудловская, А – Арктическая). Буквенные обозначения: бассейны – СА – Св. Анны, СБ – Северо-Баренцевский, ЮБ – Южно-Баренцевский, Н – Нордкапский, Хм – Хаммерфест, М – Медвежинский, О – Ольги, ШСГ – Шпицбергенско-Северо-Гренландская, ХЛ – Хатангско-Ломоносовская, СвН – Свердрупско-Новосибирская трансформы. СВБ – Свердрупский бассейн. Изобаты – 1000, 2000, 3000 м

и геометрической конфигурации (клиновидное очертание) он сравним с более молодым Евразийским бассейном, но по площади превосходит последний почти в два раза.

Геодинамическая эволюция бассейна остается предметом дискуссий, однако большинство исследователей не отрицают мезозойского (позднемезозойского) возраста этой геоструктуры и стартовой деструктивно-рифтогенной активизации, приведшей к первой генерации молодого океанообразования, – заложению Канадской впадины и формированию Амеразийского бассейна. В подтверждение этого свидетельствуют различные материалы, указывающие на то, что, по меньшей мере, в юрское время (когда северная часть Центральной Атлантики уже существовала) все трансгрессии в район современных Северного моря и Западно-Арктической окраины происходили с севера, где, по всей видимости, и располагался обширный глубоководный океаноподобного типа бассейн.

Наличие в Арктике такого океана в течение мезозоя (возможно, начиная с триаса) (см. рис. 4) предполагается и по устойчивому существованию в это время специфической морской биоты высокого таксономического разнообразия [14].

Анализ геологической ситуации и морфологических особенностей дна позволил ранее наметить в Амеразийском бассейне древнюю ось прогибания [34]. Она простирается от дельты р. Маккензи через опущенный участок между хребтами Альфа и Менделеева и далее через наиболее изогнутый приполюсный отрезок поднятия Ломоносова к району Земли Франца-Иосифа и трога Св. Анны на Баренцево-Карской окраине. Эта ось разделяет две области распространения выходов докембрия – Канадско-Шпицбергенскую и Чукотско-Карскую, занимая стержневое положение по отношению ко всему океану с его окраинно-континентальными морями и глубоководными котловинами.

Различные палеотектонические реконструкции сходятся в том, что показывают в мезозое продольное положение спрединговой оси в Амеразийском бассейне (рис. 5) [3, 75, 80, 89, 94]. Отмершая зона спрединга была выявлена в структуре аномального магнитного поля Канадской котловины [65, 75, 89].

Известен целый ряд моделей, объясняющих с различных сторон образование рассматриваемой области [89]. Однако наиболее обоснованным, подтвержденным геолого-геофизическими данными, а также палеогеодинамическими реконструкциями является ротационный механизм генезиса Амеразийского бассейна [65, 75, 89]. История развития по этой модели характеризуется следующими основными событиями и их особенностями.

Становление Амеразийского бассейна происходило в две фазы.

Начальная фаза тектонической активизации связывается с "неудавшимся" (или незавершенным) рифтогенным событием на временном отрезке аален–бат–титон и знаменуется развитием расширенных полуграбенов вдоль арктической окраины Аляски. Это подтверждается детальным стратиграфическим и структурным анализом отложений, а также результатами бурения континентальной окраины Аляски и сопредельных областей [89].

В Баренцевоморском регионе эта фаза началась с погружения территории и трансгрессии с севера в ее пределы морского бассейна, достигшего в конце батского века Печорской равнины [11].

Озерно-аллювиальные условия седиментации сменились здесь прибрежно-морскими и морскими, и песчаные толщи, столь характерные для ранней и средней юры, начиная с келловея, замещаются песчано-глинистыми образованиями, а последние в поздней юре – преимущественно глинистыми.

В области Южно-Баренцевского бассейна, еще не обособленного с севера Лудловской перемычкой, рассматриваемый период обозначился гораздо более контрастными переменами. В среднеюрское время происходит обновление структурного облика бассейна за счет возникновения возвышенностей или тектонических уступов преимущественно в бортовых зонах. Это фиксируется появлением в разрезах скважин, расположенных по периметру впадины, пластов гравелитов и конгломератов. Судя по тому, что указанные образования встречены от верхов нижней юры до кровли средней, процесс дифференциации был растянут по времени, как и возникновение источников сноса. Менялись тракты поступления обломочного материала, и в ряде районов средняя юра отделена от верхней несогласием, видимо, углового типа, связанного с изменением наклона участка палеодна. Важно отметить, что в разрезе депоцентра подобных особенностей не отмечается: в скважине Арктическая песчаники в верхней юре сменяются глинистыми отложениями.

Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождались и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по K-Ar составляет 159 млн. лет [16, 54, 57], а в скважине Нагурской (архипелаг Земля Франца-Иосифа, рис. 6) – 151 ± 11 млн. лет [38]. Близкий возраст базальтов (145 млн. лет) устанавливается на Шпицбергене и на его восточном шельфе [70, 91], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн. лет) [71]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы [61], когда в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском бассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса [54]. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований, сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями неокома. Оба сейсмокомплекса однозначно опознаются на большинстве временных разрезов от Печорского моря на юге до впадины Св. Анны на севере. Подобные обстановки седиментации в конце юры установились, помимо отмеченного, на обширных пространствах Западной Сибири и юга Карского моря, а также в Норвежском и Северном морях, обусловив специфические условия осадконакопления и формирования доманикоидных кремнисто-глинистых отложений, аналогичных баженовской свите. Возраст кровли черносланцевого "горизонта", перекрытого неокомским клиноформным комплексом, изменяется от верхов берриаса до готерива, то есть является диахронным.

Вторая фаза развития Амеразийского бассейна, связанная с рифтогенезом, переросшим в спрединг, устанавливается во временном диапазоне от готерива–баррема–раннего апта до раннего сеномана. В этот период Канадский Арктический архипелаг (с одной стороны) и Аляска с Чукоткой (с другой) начали удаляться друг от друга, испытывая вращение относительно точки, расположенной в районе дельты р. Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящим в ее состав блоком будущего хребта Ломоносова, получила развитие трансформная зона разломов (Свердрупско-Новосибирская) с левосторонней кинематикой (см. рис. 5). В современном рельефе дна следы ее положения, как представляется, отмечаются глубокими (свыше 3800 м) узки-

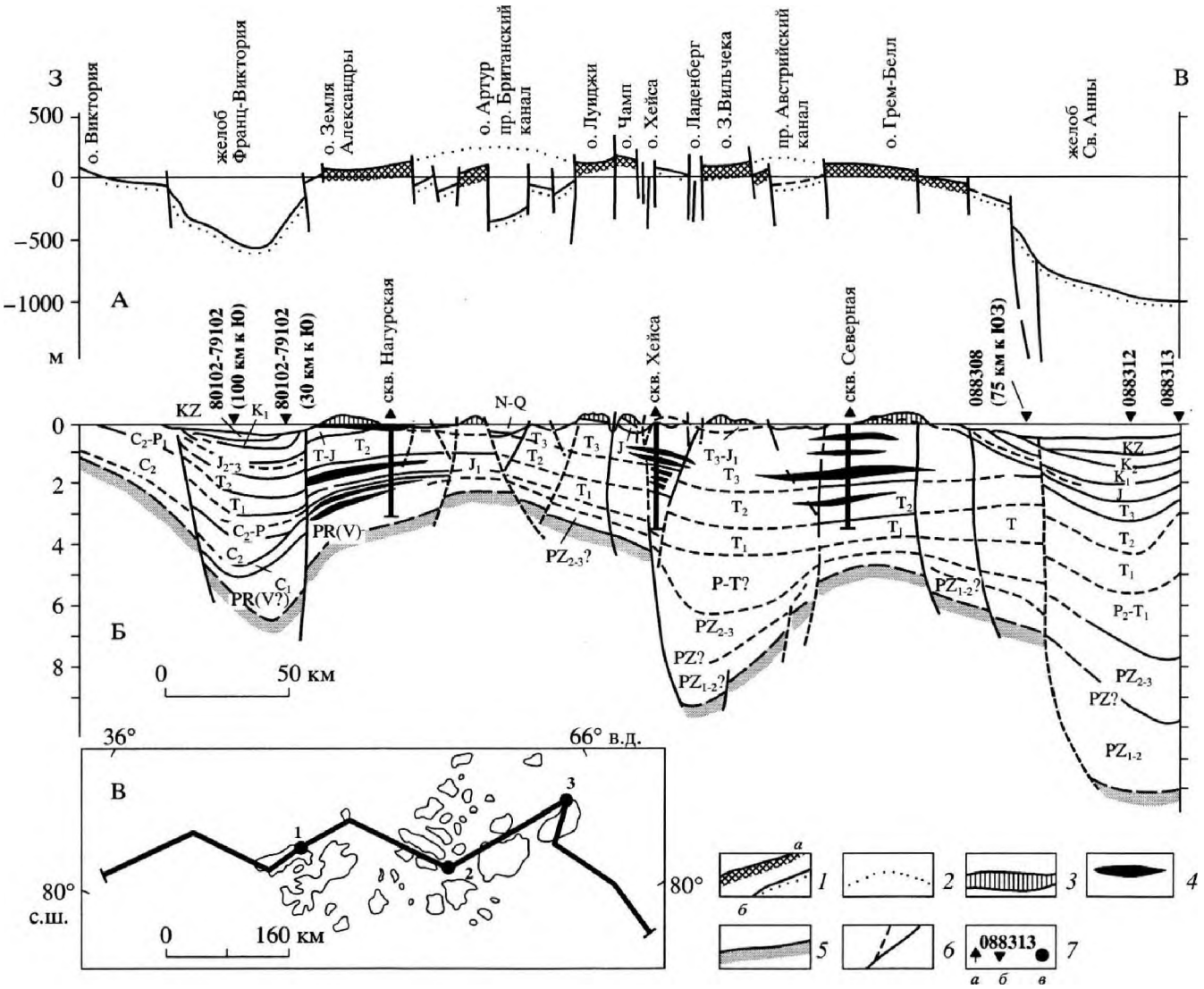


Рис. 6. Синтетический субширотный геолого-геофизический разрез архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа по данным бурения на островах, геомагнитного моделирования и морских сейсмических исследований [33]. А – гипсографический профиль архипелага и прилегающего шельфа; Б – глубинно-геологический разрез архипелага и прилегающего шельфа; В – врезка с расположением разреза:

1 – а – островов с ледниками, *б* – дна; *2* – восстановленная поверхность допозднечетвертичного времени; *3* – ледниковые образования и верхнечетвертичные отложения; *4* – пластовые тела базальтоидов J-K возраста; *5* – предполагаемое положение подошвы осадочного чехла/поверхности фундамента; *6* – разломы и нарушения; *7 – а* – параметрические скважины, *б* – расстояние до пересечения с ближайшим сейсмическим профилем, *в* – положение скважин на профиле

ми желобообразными морфоструктурами, простирающимися вдоль подножия хребта Ломоносова и лежащими на продолжениях котловины Макарова.

Формирующийся спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через отмеченную трансформу. Это фиксируется приуроченностью к последней окраинноконтинентального платобазальтового вулканизма (см. рис. 6). Для рифтогенно-спредингового центра Свердрупско-Новосибирская трансформная зона являлась своеобразным "барьером", двухфазная попытка пропагации через который, в пределы окраины, завершилась, в конечном счете, отмиранием срединно-океанического хребта Амеразийского бассейна.

В пределах Баренцевоморского региона переход ко второй, главной, фазе становления Амеразийского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев ("баженитов") грубозернистыми регрессивными "вельдскими" фациями раннего мела. Смена фациальных условий осадконакоп-

ления происходила с миграцией во времени и пространстве практически повсеместно на континентальных окраинах. Активизация тектоно-геодинамических процессов с проявлением мощных регрессивных событий в раннемеловое время была обусловлена глобальными причинами – распадом Пангеи-II [46] с резким падением уровня Мирового океана. Это привело к размыву поднятий, окружающих Восточно-Баренцевскую троговую систему, в преднеокомское время, а также в раннеаптскую регрессию. В результате на сводах были денудированы не только верхнеюрские глинистые отложения, но и неокомские породы. В присдвиговой зоне, располагавшейся между Южно- и Северо-Баренцевскими депоцентрами осадконакопления, сформировалась Лудловская перемычка. Здесь одноименной скважиной подсечена пластовая интрузия габбро-диабазов (расположенная выше уже упомянутой) с K-Ar возрастом 131–139 млн. лет [16, 57], связанная с мантийным диапиром [54]. Это свидетельствует о том, что рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском бассейне в меловое время носил достаточно отчетливый характер. На палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний сбросового и сбросо-сдвигового типов. Она определила ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются и в рельефе дна моря [20].

Синхронно этим событиям (вплоть до сеномана) активным базальтоидным вулканизмом были охвачены Земля Франца-Иосифа (см. рис. 6, В, скв. Нагурская возраст базальтов по K-Ar составляет 103 ± 7 млн. лет [38]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел – 105 млн. лет [70, 91]). Сейсмические материалы [49, 53, 87] указывают на широкое присутствие одновозрастных силлов в осадочном чехле севера Баренцевской окраины и особенно в Восточно-Баренцевской депрессии. Интересно отметить, что рубежом юры и мела датируется возраст предполагаемых импактных структур Баренцева моря – Мелнир (расположенной на северном плече Нордкапского грабена) и Лопарской (юг Южно-Баренцевской впадины) [23, 39]. С учетом изложенного выше не исключена вулканогенная природа этих образований.

В Свердрупском бассейне по большинству изотопных датировок базальтоидных образований [91] интервал рифтогенной активизации ограничивается 131–100 млн. лет, а биостратиграфические их привязки достигают значений 92 млн. лет. В диапазоне от готерива до альба находится возраст трапповых базальтов островов Де-Лонга и вулканитов поднятия Альфа [89]. А новейшие данные показывают, что базальты, поднятые с одного из эскарпов хребта Альфа, датируются по Ar/Ar в 82 ± 1 млн. лет [72].

Изложенное приводит к выводу о том, что описанные базальтовые силлы, дайки и покровы раннего мела (готерив–альб, местами до сеномана) являются индикационными признаками раскрытия Амеразийского бассейна.

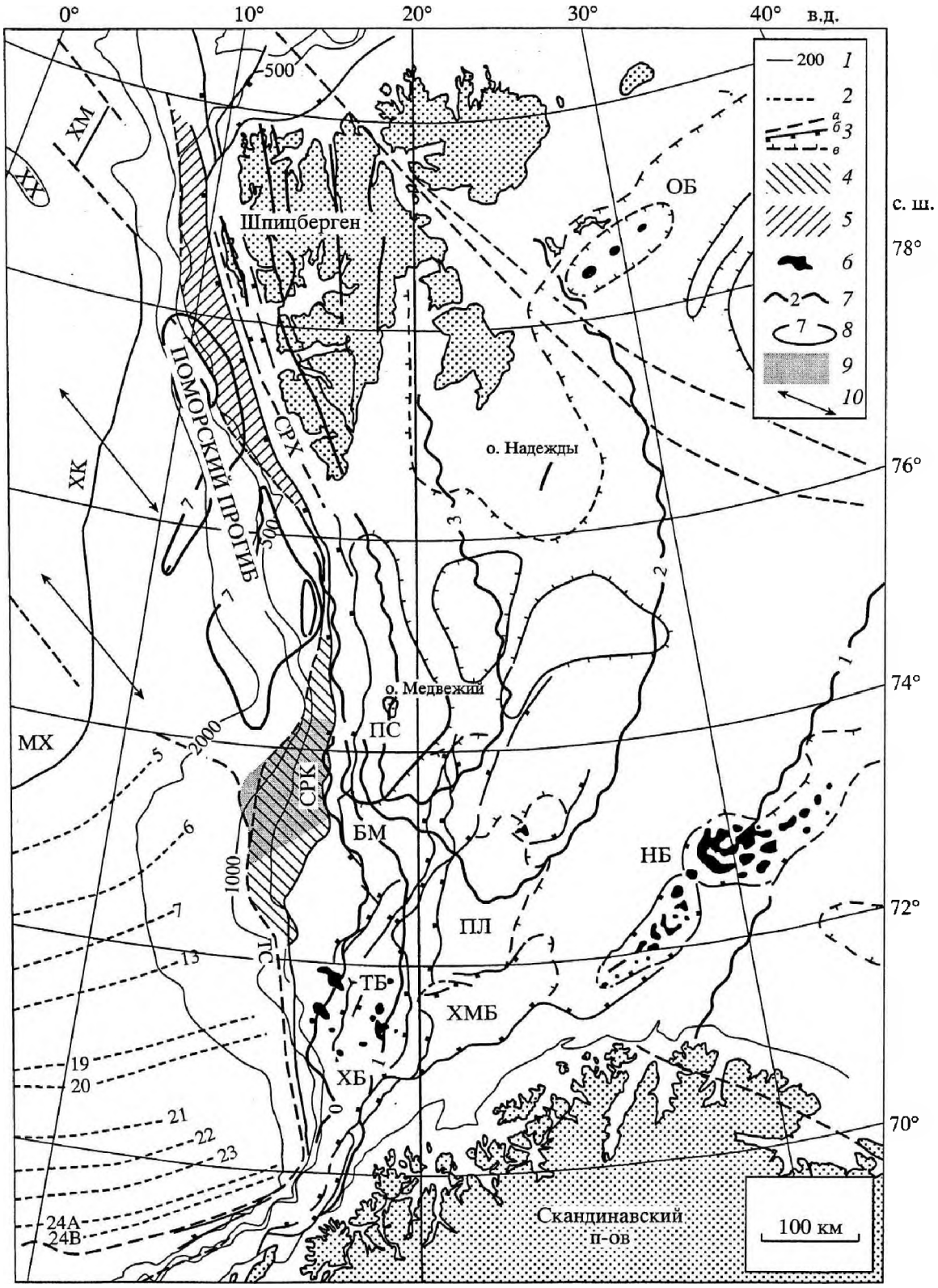
Обе рассмотренные фазы юрско-меловой генерации океанообразования находят достаточно уверенное подтверждение в последних результатах радиологических определений образцов базитов архипелага Земля Франца-Иосифа, выполненных специалистами США и России с применением K-Ar и Sm-Nd методов [36].

Таким образом, юрско-меловая генерация океанообразования в Арктике, связанная с заложением и развитием Амеразийского бассейна, как видно, нашла вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Представляется, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна раскололо блок протохребта Ломоносова в центральной его части, обусловив тем самым его морфологическую изменчивость, что в дальнейшем отразилось и на конфигурации Евразийского бассейна. По простиранию (ЮЗ-СВ) эта деструктивная зона была связана с полосой глубоких рифтовых прогибов (см. рис. 5) – Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, Нордкапского, Хаммерфест, Тромсе, Медвежинского, Ольги и т.д. [68, 76, 93] в попытке объединения навстречу раскрывающейся Северной Атлантике. Но эндогенные энергетические возможности

Рис. 7. Схема основных структурных элементов запада Баренцевоморской окраины и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна [56, 59, 84–86]

1 – изобаты (метры); *2* – номерные линейные магнитные аномалии Норвежско-Гренландского океанического бассейна; *3* – разломы: *а* – сплошные на Шпицбергене, прерывистые на остальной части рисунка, *б* – нарушения сбросового типа, *в* – контуры поднятий и бассейнов; *4, 5* – сегменты переходной земной коры (см. текст); *6* – соляные диапиры; *7* – изолинии значений (км) кайнозойской эрозии отложений; *8* – изопахиты отложений (км) Поморского прогиба; *9* – вулканическое плато Вестбаккен; *10* – векторы растяжения спрединговых центров хребта Книповича

Буквенные обозначения: бассейны: ОБ – Ольги, БМ – Медвежинский, НБ – Нордкапский, ХМБ – Хаммерфест, ТБ – Тромсе, ХБ – Харстадт; поднятия: ПС – Стаппен, ПЛ – Лоппа, ХХ – поднятие (хребет) Ховгард; системы разломов: ТС – Сенья (трансформа), СРК – Кнеллега, СРХ – Хорнсунн; срединно-океанические хребты: МХ – Мона, ХК – Книповича, ХМ – Моллой


0°
10°
20°
30°
40°
в.д.
с. ш.
78°
76°
74°
72°
70°
Шпицберген
ПОМОРСКИЙ ПРОГИБ
СРХ
ХМ
ХК
МХ
ОБ
о. Надежды
о. Медвежий
ПС
БМ
СРК
ПЛ
НБ
ТС
ТБ
ХМБ
ХБ
Скандинавский п-ов
100 км
200
500
1000
2000

развития спредингового центра Амеразийского бассейна, судя по всему, были уже на исходе, и разобщения Баренцевской окраины вдоль отмеченной унаследованно-ослабленной (от каледонского и посткаледонского этапов тектонических преобразований) полосы земной коры, занятой отмеченными рифтогенными структурами, не произошло.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИКЕ

Переход к процессам позднемелового – кайнозойского океанообразования в Арктике был обусловлен событиями финального раскола и растаскивания Лавразийских фрагментов последней Пангеи. Как следствие в результате отделения Гренландии, а затем и полосы континентальной коры поднятия Ломоносова от Евразии образовались Норвежско-Гренландский и Евразийский океанические бассейны и оформились границы Баренцево-Карской (западная и северная) и Лаптевоморской окраин [15, 24, 26, 31, 32, 40, 43, 49, 50, 52, 55, 56, 58, 59, 64, 66, 67, 77, 88, 89, 92].

Фундаментальную роль в раскрытии как Норвежско-Гренландского, так и Евразийского спрединговых бассейнов играли две крупные зоны трансформных разломов (см. рис. 1): Шпицбергенско-Северо-Гренландская и Хатангско-Ломоносовская. Они по своим характеристикам аналогичны "демаркационным" (по Ю.М. Пущаровскому) или "магистральным" (по В.Е. Хаину) разломным зонам, описанным в работе [29]. Их характернейшие признаки заключаются в том, что они разделяют сегменты океана, отличающиеся по структуре, возрасту и геодинамическим особенностям развития.

К этому необходимо добавить, что в рассматриваемой ситуации Шпицбергенско-Северо-Гренландская и Хатангско-Ломоносовская трансформные зоны, как видно, еще и разграничивают континентальные и океанические области, являясь для спрединговых центров своеобразными "барьерами", вдоль которых происходило скольжение либо перескок их осей [19], кардинальное изменение направлений дальнейшего продвижения, прослеживания которых до сих пор вызывают дискуссии [4]. Проникая в смежные области, такие зоны трансформных разломов изменяют свои кинематические параметры (релаксируют [29]) и могут затухать. Вместе с тем на континентальных окраинах вдоль "барьерных" трансформ концентрируются ареалы базальтоидного (платобазальтового) магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития глубоководных бассейнов. Все отмеченное в полной мере относится и к указанным трансформным зонам.

Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют рассмотреть особенности строения и реконструировать тектоно-геодинамические обстановки в переходных зонах "континент–океан" Баренцевоморской (Шпицбергенский сектор) и Лаптевоморской континентальных окраин, проявившиеся в условиях позднемеловой–кайнозойской генерации океанообразования в Арктике.

Шпицбергенская (Западно-Баренцевская) окраина и Норвежско-Гренландский бассейн

В переходной полосе, расположенной между Баренцевоморской окраиной и Норвежско-Гренландским океаническим бассейном, протянувшейся от трансформной зоны Сенья на юге до трансформы Моллой на севере, выделяются два различных по строению земной коры района (рис. 7). Один из них соотносится с вулканической провинцией (плато) Вестбаккен, второй простирается к северу от указанного, субмеридионально, практически вдоль континентального склона. И тот, и другой в тектоническом отношении представлены ступенчато сброшенными блоками континентального фундамента окраины, погружающимися на значительные глубины в сторону предокеанического кайнозойского Поморского прогиба и ограниченными в тылу сложной дизъюнктивной системой Кнелегга–Хорнсунн. Однако между этими сегментами окраины существует различие, и заключается оно в следующем.

Провинция Вестбаккен представляет собой погребенное вулканическое плато с покровами трапповых базальтов, распространенными поверх консолидированной континентальной коры (рис. 8). Докайнозойский фундамент здесь, по сейсмическим данным, характеризуется преимущественно ровным рельефом в структуре разноуровневых блоков, смещенным по высокоамплитудным разломам.

В пределах второго сегмента, сопряженного на востоке с системой нарушений Хорнсунн, континентальная кора деструкцирована намного интенсивнее – до полного разрыва "гранитно-метаморфического" слоя, сопровождаемого и контрастным утонением подстилающего нижнекорового "гранулито-базитового" комплекса (рис. 9). При этом наблюдается максимальное погружение фундамента на отметки 9–11 км и подъем границы Мохо до уровня 15–13 км в осевой части Поморского прогиба, что на 2.5–3 км превышает таковой под гребневой зоной прилегающего хребта Книповича. Этот мантийный выступ фиксируется в гравитационном поле интенсивной положительной аномалией, известной как "Хорнсуннский максимум".

Рассматриваемые сегменты, как представляется, отражают изменяющийся характер тектоно-геодинамических условий эволюции рифтогенно-спредингового центра и, следовательно,

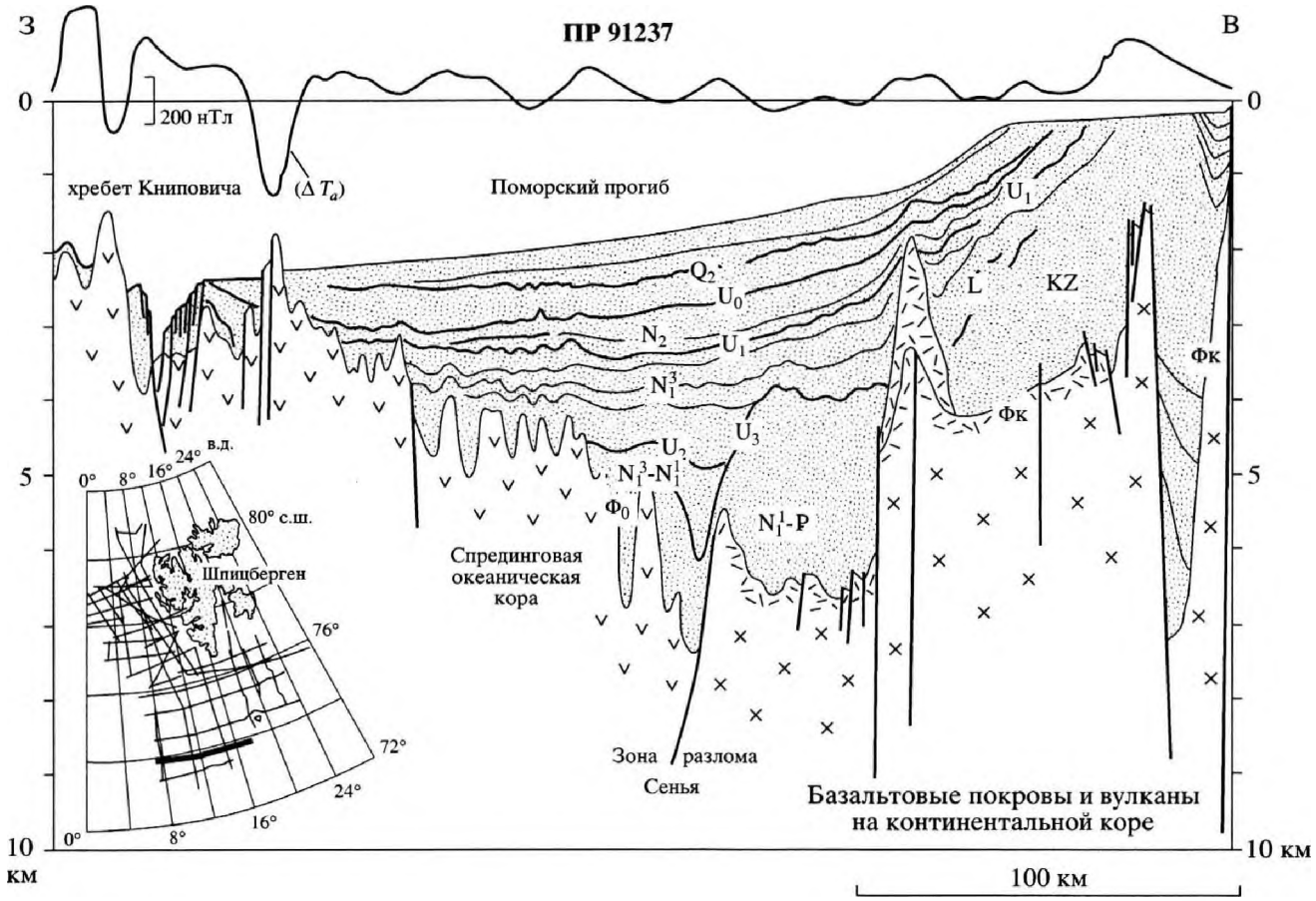


Рис. 8. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение зоны перехода от континентальной окраины Баренцева моря к Норвежско-Гренландскому бассейну (южный сегмент, см. текст). Условные обозначения на рис. 9. На врезке – положение разреза. Над разрезом – график интенсивности аномального магнитного поля (ед. измерения – нТл – нанотесла), то же на рис. 9

развития Норвежско-Гренландского бассейна и становления его Баренцевской окраины.

Как показывает анализ геолого-геофизических материалов [55, 56, 59], вулканические образования плато Вестбаккен сформировались в палеоцен-эоценовое время на эродированной поверхности континентального фундамента, отколотого от поднятия Стаппен, расположенного восточнее и принадлежащего континентальной окраине. Обстановка, с которой связывается проявление траппов, была обусловлена относительным перемещением Гренландии и Баренцевской окраины по системам трансформных разломов Сенья-Троллеланд и Хорнсунн (Шпицбергенско-Северо-Гренландской). Таким образом, в южном сегменте в условиях сдвиго-раздвига происходило растяжение, а в северном, в режиме сдвиго-сжатия, транспрессивное взаимодействие Гренландского и Шпицбергенского геоблоков с формированием Западно-Шпицбергенского [65, 83] и Эуреканского складчато-надвиговых поясов. Севернее Шпицбергена, по последней из отмеченных трансформ, раскрывался Евразийский бассейн. Но первоначальный раскол объединенной континентальной литосферы в области будущей дивергенции произошел, вероятно, несколько ранее – в позднемеловое–раннепалеоценовое время. На это указывает установленная по данным морского бурения и сейсмических разрезов одна из мощнейших в геологической истории окраины фаз эрозии, связанная с общим предрифтовым поднятием региона. Только во внутренних районах шельфа величины смытого разреза достигают 1.5–2 км [25, 33, 84], нарастая к его внешним областям (см. рис. 7). И основные тектонические преобразования в позднемеловое–палеогеновое время были также связаны с периферийной частью окраины. Активные дифференцированные движения в приокеанической зоне заметно обособляют в сводово-блоковые поднятия Свальбард, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, разделив их окраинными грабенообразными желобами (см. рис. 6). По мере разрастания океанических впадин продолжался и рост отмеченных поднятий с возникновением впоследствии на них ледников.

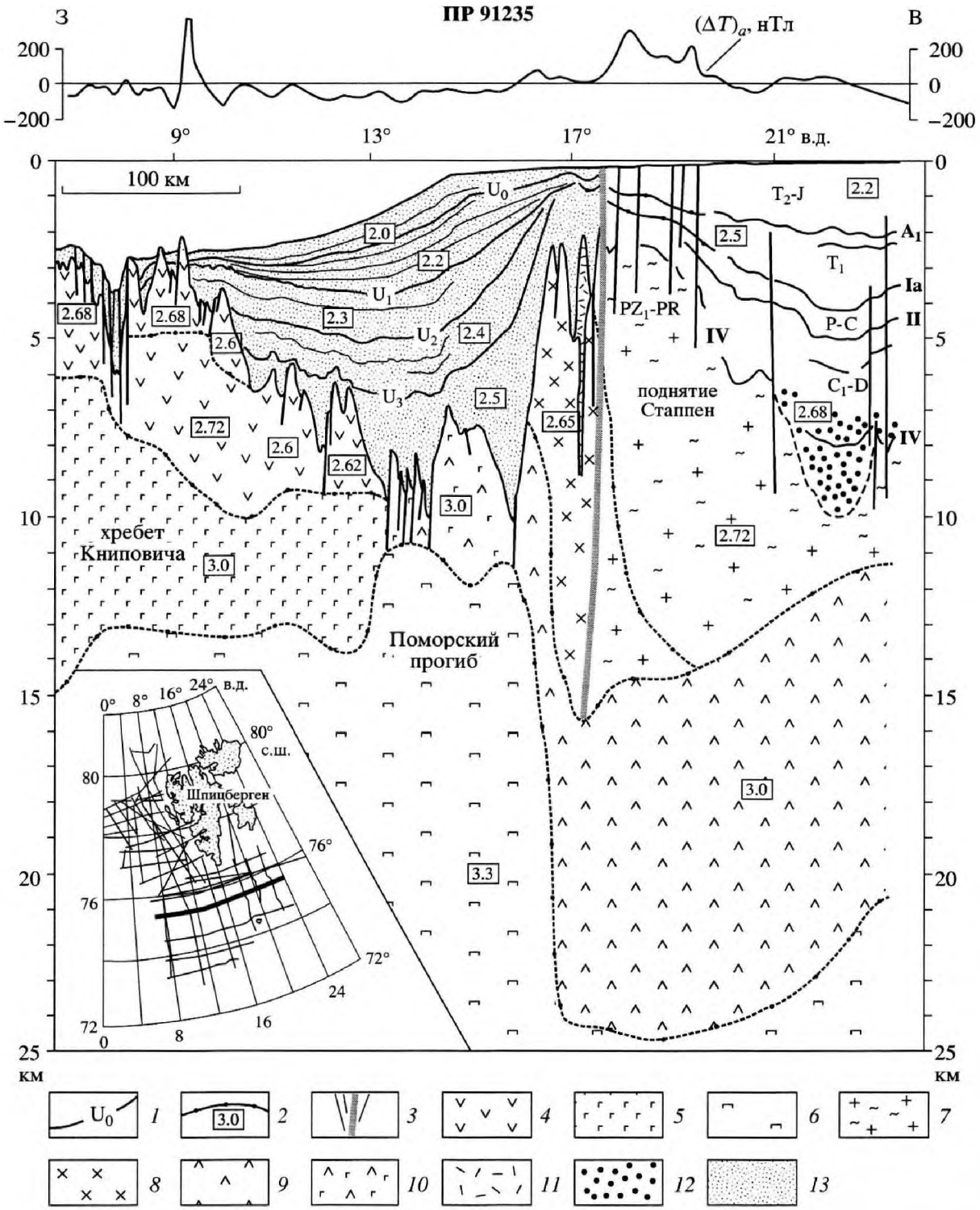


Рис. 9. Геолого-геофизический разрез, характеризующий строение зоны перехода Баренцевская окраина – Норвежско-Гренландский бассейн (северный сегмент, см. текст)

1 – отражающие горизонты и их индексы; *2* – границы раздела плотностей и значения плотности слоев; *3* – разломы; *4, 5* – комплексы консолидированной океанической коры: *4* – второй слой, *5* – третий слой; *6* – верхняя мантия; *7–9* – супракрустальные комплексы континентальной коры: *7* – гранито-гнейсовый слой (протерозойский фундамент, реоморфизованный в каледонскую эпоху), *8* – докайнозойский фундамент переходной зоны (нерасчлененный), *9* – гранулито-базитовый слой; *10* – "аномальная" земная кора переходного типа; *11* – отдельные вулканические экструзии в переходной зоне; *12, 13* – комплексы осадочного чехла: *12* – девонские молассы в грабенообразных прогибах, *13* – кайнозойские комплексы осадочного чехла континентальной окраины и океанического бассейна

Неотектонические же грабен-желоба (Медвежинский, Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина и др.), выраженные в рельефе дна глубокими врезами, являлись путями интенсивной транспортировки продуктов размыва в океанические бассейны с образованием конусов выноса.

В Баренцевом море весьма слабое позднемеловое и палеогеновое осадконакопление отмечается в приконтинентальной субширотной зоне бассейнов Тромсе – Хаммерфест – Нордкапский – юг Южно-Баренцевского. Этот прерывистый пояс неотектонического прогибания отражает закономерную реакцию тыловой зоны Западно-Арктической окраины в ответ на воздымание ее северо-западной и северной периферии, обусловленные процессами разрастания Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов. В Баренцевом море этому поясу свойственны высокие значения плотности теплового потока [54], свидетельствующие о современной его активности. Вместе с тем, в этих бассейнах, расположенных на юго-западе Баренцева моря, главное вулканическое событие, имевшее место в провинции Вестбаккен на рубеже палеоцена–эоцена, маркируется широко распространенным горизонтом туфов [66, 81].

Дальнейшее развитие Норвежско-Гренландского бассейна знаменуется трансформированием геометрии его раскрытия в раннем олигоцене – 35–33 млн. лет назад (13 хрон). В этот момент Гренландия меняет направление вектора своего движения с северного на северо-западный. На смену транспрессивному режиму в пределах северного (Шпицбергенского) сегмента окраины приходит обстановка растяжения, повлекшая здесь сбрасообразование вдоль прежних ослабленных зон и формирование второго типа переходной коры запада Баренцевской плиты. В северо-западной части плато Вестбаккен отмечены вулканические пики, располагающиеся поверх палеогеновых трапповых образований, и локальные пластовые интрузии (силлы) внутри осадочной толщи, что указывает на возобновление вулканизма в этой области, обусловленное реорганизацией кинематики литосферных плит. Осевая зона спрединга будущего хребта Книповича продвигается на север. Эта веха в геодинамической эволюции региона, связанная с перестройкой поля тектонических напряжений, привела к интенсивно расчлененной разломно-блоковой структуре фундамента, а в северной части Норвежско-Гренландского бассейна – к возникновению ромбовидной сдвиго-раздвиговой депрессии (Моллой) типа pull-apart. Следует заметить, что в этом районе закартированы и максимальные отметки глубин дна, превышающие 5600 м.

Вслед за расхождением Гренландии и Шпицбергена последовало интенсивное погружение окраины, но скорость этого процесса была заметно дифференцированной для выделенных сегментов переходной земной коры с прилегающими к ним районами. Плато Вестбаккен с относительно мощной континентальной корой испытывало замедленное погружение с продолжительными перерывами в осадконакоплении. А в Поморском прогибе, восточной бортовой зоной которого служит северный сегмент переходной коры окраины, начиная с олигоцена, аккумулировалась толща мощностью около 10 км.

Вместе с тем, новая фаза, являющаяся поворотной в истории геодинамических преобразований для всей Арктики, кроме отмеченного, характеризуется и тем, что с начала олигоцена Гренландия потеряла самостоятельность и вошла в состав Северо-Американской литосферной плиты. В это же время происходит отчленение хребта Ховгард от Сальбарда и он превращается в микроконтинент.

Норвежско-Гренландский бассейн приобретает асимметричный облик в связи с тем, что хребет Книповича занимает позицию и остается в непосредственной близости от Шпицбергенской окраины. Скорость спрединга в пределах хребта снижается до минимально возможной для его существования. Тем не менее, всплески тектономагматической активности в его пределах продолжаются, что находит отражение, как представляется, в излиянии неогеновых базальтов и четвертичном вулканизме на севере о-ва Зап. Шпицберген [13, 84].

Как показывает интерпретационный анализ сейсмических данных [56, 59], к началу миоцена (несогласие на уровне 22.5 млн. лет, см. рис. 8, 9) на погруженных ступенях континентального фундамента накопилась толща грубообломочных отложений мощностью в среднем 2.5–3.5 км, а в осевых впадинах Поморского прогиба – до 5.5–7.0 км. Ширина осадочного бассейна, от границы с платформой до восточного эскарпа палеохребта, составляла в раннемиоценовое время 180–200 км. В течение раннего и первой половины среднего миоцена (22.5–13 млн. лет) погружение окраины происходило с меньшей скоростью и становилось более дифференцированным. Максимальная амплитуда прогибания была приурочена к центральной части Поморского прогиба. Плато Вестбаккен в раннем–среднем миоцене, вероятно, находилось на уровне шельфа и служило областью транзита осадочного материала.

Возросший темп погружения Поморского бассейна в начале позднего миоцена сопровождался сбросом к подножию склона обвально-оползневых масс.

Во второй половине позднего миоцена–плейстоцене скорости осадконакопления превысили темпы погружения окраины, что выразилось максимальной (до 50 км) проградацией шельфа и

континентального склона. Одновременно происходит усиление тектоно-магматической активности в рифтовой зоне хребта Книповича и формируется цепь наиболее высоких гребневых вершин, которые составляют его современный "восточный эскарп". Несмотря на "рост" хребта, а также на то, что ось спрединга к этому времени отодвинулась от границы с платформенной областью (которая служила источником сноса) на 260–290 км, его гребневая зона, за исключением самой северной части, была перекрыта верхнемиоцен-плейстоценовыми осадками.

Лаптевоморская окраина, Евразийский бассейн и хребет Ломоносова

Протяженная грабенообразная зона, по которой хребет Ломоносова отделился в самостоятельный блок, возникла, вероятнее всего, как унаследованная в позднемеловое время и была расположена вдоль периферии Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины (см. рис. 5) и субпараллельно уже существовавшему, как свидетельствуют последние сейсмические исследования [73, 74], бассейну Макарова. Эта последняя геоструктура, судя по всему, была образована во временном интервале (поздний мел – ранний палеоген), синхронном или близком заложению рифтогенной впадины Лабрадорского моря.

Развитие Евразийского бассейна в условиях подъема асимметричного (поперечного) профиля мантии (раздел Мохо имеет большую крутизну в сторону хребта Ломоносова, чем в сторону Баренцево-Карского шельфа) [89] было связано с различным характером воздействия на раздвигаемые континентальные блоки океанических литосферных масс, отжимаемых в стороны в процессе спрединга.

Растягивающие напряжения привели в действие механизм Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, унаследовавшей продолжение глубинного раскола Хатангского палеорифта. В соответствии с расширением Евразийского бассейна происходило и субпараллельное перемещение поднятия Ломоносова после отрыва от Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины до современного положения этого асейсмичного хребта. В этой связи его можно рассматривать как микроконтинент. Примеры подобных континентальных отторженцев приведены в работах [32, 42, 58], а ближайшими из них являются хребты Ян Майен и Ховгард.

Механизм отрыва континентальных отторженцев обосновывается тем, что реологическая прочность континентальной литосферы в три раза ниже, чем океанической, и, таким образом, при их совмещенном положении, в условиях растягивающих напряжений литосфера, в общем, имеет тенденцию ослабления прочности в направлении от подножия к тыловой области континентальной окраины [77].

Анализ карт аномального магнитного и гравитационного полей, рельефа дна [78, 79, 90] позволяет утверждать, что хребет Ломоносова, после отделения от Евразии в ходе миграции (как и некоторые смежные структуры Амеразийского бассейна), испытывал сжатие и деформации преимущественно вдоль длинной оси, вызванные непараллельностью трендов указанных выше зон палеотрансформных сместителей (см. рис. 1). Об этом свидетельствуют очевидные коленообразные изгибы (порядка шести наиболее контрастных), резко изменяющие направление его простирания и перепады отметок глубин. Это дает основание для вывода о том, что хребет во время своего дрейфа, в условиях двухстороннего продольного сжатия, претерпел искажения своей первоначальной конфигурации, приведшие, в какой-то степени, и к сокращению его протяженности. В этой связи следует заметить, что современная длина хребта Ломоносова (около 1700 км) значительно уступает по протяженности окраине, от которой он оторвался (около 2200 км) (см. рис. 5). Возникает вопрос: где может располагаться недостающее звено хребта, видимо, потерянное в процессе его перемещения?

Представляется, что во временном интервале от момента старта рифтинга и последовавшего за ним спрединга (около 60–65 млн. лет назад) до 13 хрона (33–35 млн. лет) раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна либо опережало Евразийский, либо Гренландская плита по темпам движения превосходила хребет Ломоносова. В пользу этого предположения свидетельствуют различия амплитуд разрастания океанической коры, заключенной между одноименными парами магнитных аномалий в бассейнах, сопоставление в целом их ширины и, наконец, разворот приканадской оконечности хребта Ломоносова в сторону Амеразийского бассейна вдоль Шпицбергенско-Северо-Гренландской трансформы (см. рис. 1).

Присибирское окончание хребта Ломоносова (рис. 10) ограничивается, так же, как и прилегающее замыкание Евразийского бассейна со спрединговой осью хребта Гаккеля, зоной разломов с правосторонним сдвигом, отчетливо выделяющейся в рельефе дна [9], в структуре геофизических полей, по сейсмической информации (рис. 11) и названной автором Хатангско-Ломоносовской трансформной зоной [54, 55]. С внешней, Евразийской, стороны этой трансформы в интервале глубин, заключенном между 200 и 2500-метровой изобатами, континентальный склон Лаптевоморской окраины характеризуется весьма сложным расчлененным рельефом дна. Он резко отличается от склона, расположенного западнее хребта

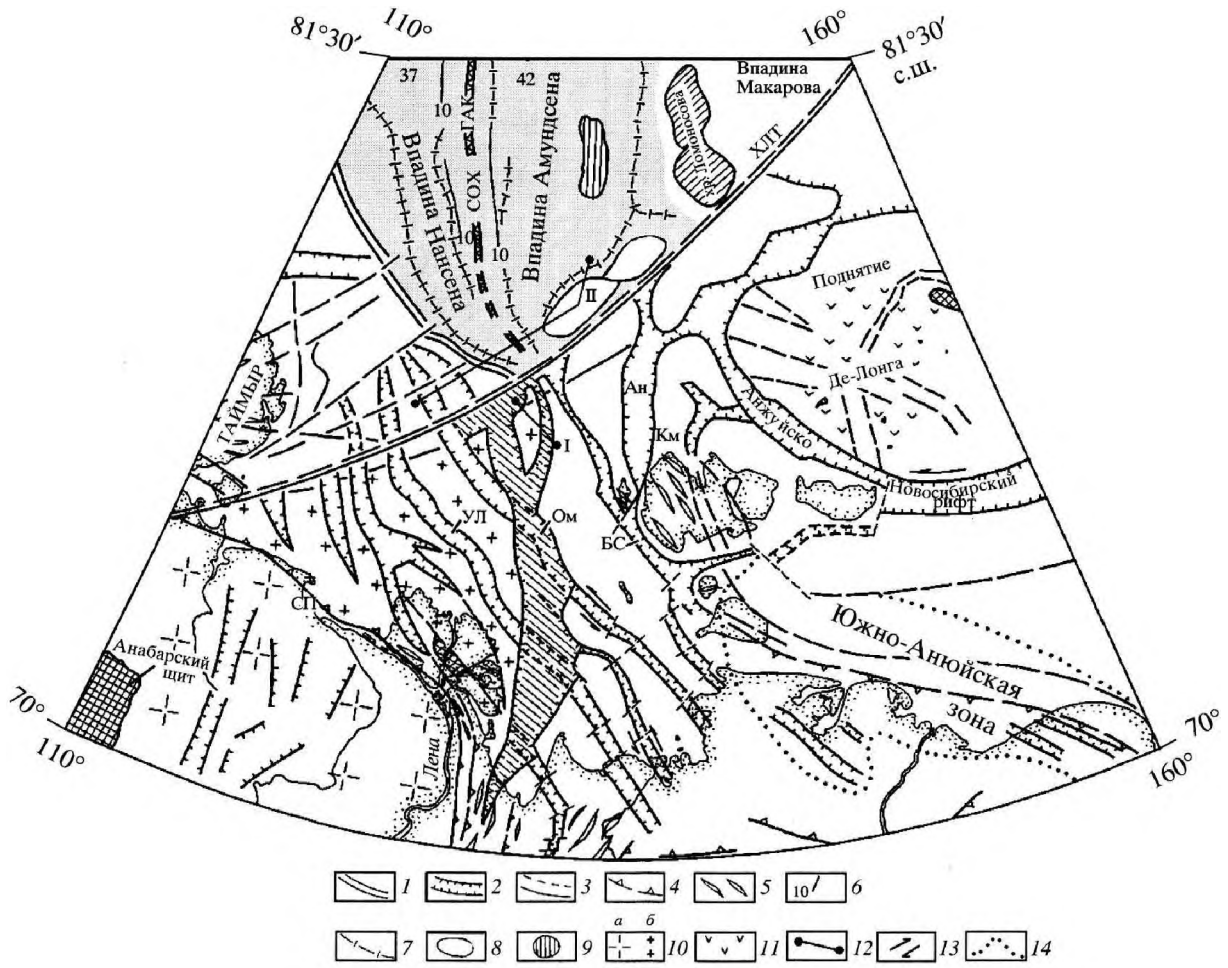


Рис. 10. Схема основных тектонических элементов Лаптевоморской окраины и Евразийского океанического бассейна

1 – окраинно-континентальное ограничение; *2* – грабены и рифты; *3* – разломы и нарушения; *4* – надвиги и взбросы; *5* – складчатые структуры; *6* – магнитные аномалии и их возраст; *7* – осевые зоны прогибов; *8* – оторванные блоки хребта Ломоносова; *9* – положительная магнитная аномалия; *10* – континентальная (а) и шельфовая (б) части Сибирской платформы; *11* – базальты поднятия Де-Лонга; *12* – положение сейсмических разрезов; *13* – направление сдвигов; *14* – предполагаемые границы Южно-Анюйской зоны.

УЛ – Усть-Ленский, Ом – Омолойский, БС – Бельковско-Свято-Носский, Ан – Анисинский рифты; Км – Котельнический массив; СОХ Гак – срединно-океанический хребет Гаккеля, ХЛТ – Хатангско-Ломоносовская трансформная зона. М-б 1 : 6 000 000, уменьш.

Гаккеля, но весьма похож на склон хребта Ломоносова, обращенный к котловине Амундсена и довольно отчетливо унаследовавший мелкоблоковую делимость консолидированного основания, скрытого под осадочным чехлом. Вместе с тем, рассматриваемый участок склона Лаптевоморской окраины (между окончанием хребта Гаккеля и поднятием Ломоносова) выделяется в аномальном магнитном поле ареалом его положительных значений [79], удивительно совпадающим по структуре и интенсивности с таковым на таймырском участке внешнего шельфа и континентального склона. Данные спутниковой альтиметрии подтверждают отмеченную особенность [78].

И в том, и в другом случаях в структуре геофизических полей участок склона, отделяющий Лаптевоморскую окраину от котловины Амундсена, выглядит явно обособленно, занимая по отношению к ним дискордантное положение.

Сейсмический профиль МОВ ОГТ, расположенный вдоль этого участка склона, позволил закартировать [24, 40, 56] под ним выступы в рельефе фундамента (рис. 12, см. рис. 10). Гипсометрические отметки вершин поднятий фундамента находятся на глубинах 4–5 км и занимают как бы усредненный уровень между блоками фундамента прилегающих районов глубоководной впадины и континентальной окраины. Суммарная мощность залегающих на них с несогласием комплексов кайнозойских отложений составляет 2–3 км, увеличиваясь к периферии до 6–7 км (см. рис. 12).

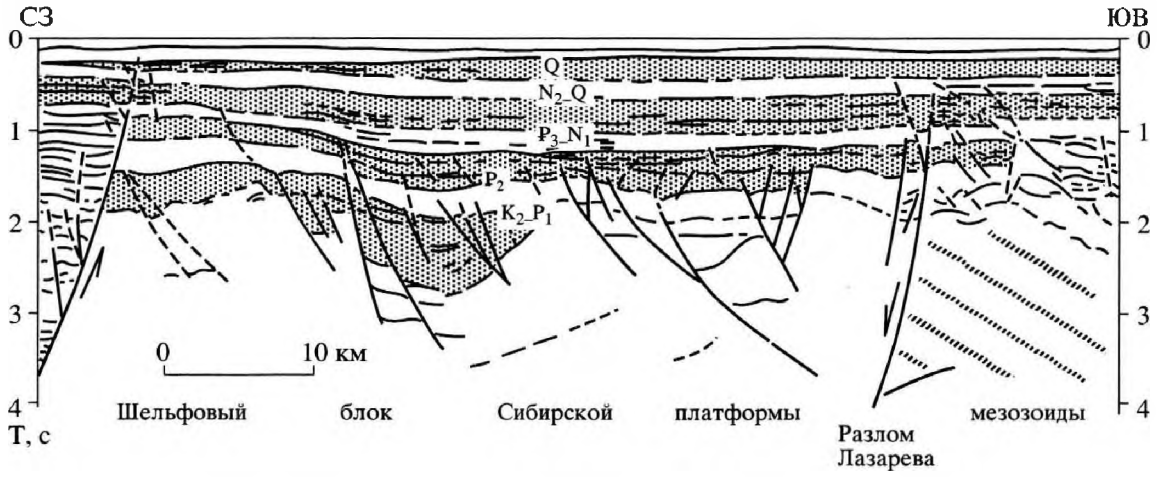


Рис. 11. Сейсмогеологический разрез по профилю 159116 северной части Лаптевоморской окраины (положение на рис. 10, I) в зоне развития оперяющего Хатангско-Ломоносовскую трансформу нарушения сбросового типа (слева на разрезе)

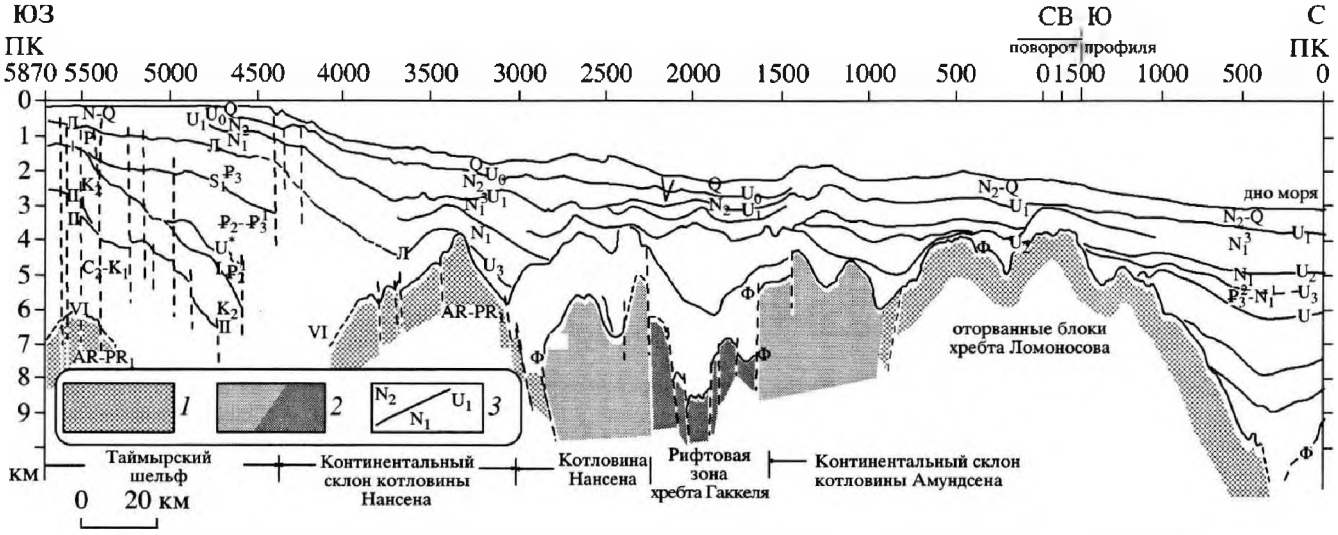


Рис. 12. Сейсмогеологический разрез по профилю 90704 [24] (с изменениями и дополнениями), расположенному в переходной зоне Лаптевоморская окраина – Евразийский бассейн (положение на рис. 10, II)

1 – комплексы континентального фундамента; *2* – комплексы океанического кайнозойского фундамента котловин и срединно-океанического хребта Евразийского бассейна; *3* – индексы отражающих сейсмических горизонтов и стратиграфических подразделений осадочного чехла

Все отмеченное, а также то, что указанные блоки поднятий расположены вдоль внешней, наиболее активной, стороны Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, позволяют высказать мнение об их чужеродном, для этой части окраины, но все же континентальном происхождении и интрудированности базальтоидным магматизмом. В этой связи представляется, что по мере продвижения хребта Ломоносова по ограничивающим его трансформам продольное давление усиливалось и он подвергался короблению и изломам. В кульминацию фрагменты его присибирской оконечности отделились и, отстав, вследствие возрастающего сопротивления движению, рассредоточились у формирующегося подножия Лаптевоморской окраины вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформы (рис. 1, 10).

Таким образом, южное звено хребта Ломоносова, некогда принадлежавшее Таймырскому сектору Лаптевоморской окраины, в результате спрединга описало дугообразную траекторию и было развернуто, практически, на 90° по аналогии с часовой стрелкой.

Ширина океанического ложа Евразийского бассейна вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны составляет несколько более 400 км.

Но, как показывает анализ строения региона, взаимодействие спредингового центра с Лаптевоморской окраиной происходило в полосе ее рассеянного рифтинга шириной около 600 км (см. рис. 10). На западе она захватывала Южно-Лаптевскую впадину, а на востоке – Анжуйско-Новосибирский прогиб.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения основных, наиболее контрастных этапов тектоно-геодинамических преобразований Арктического региона в сопоставлении с главными событиями, определявшими, с одной стороны, эволюционное становление Северной Евразии, а с другой – переход к процессам деструкции и развитию молодого океанообразования, позволяют отметить следующие характерные черты геоисторического ракурса в формировании континентальных окраин.

В **позднем палеозое – раннем мезозое** в развитии арктической периферии Северной Евразии устанавливается синхронное и смежное проявление противоположно направленных тектоно-геодинамических режимов. Конструктивный (аккреционный) режим связан с коллизией в Уральском поясе и фазой завершающего структурирования земной коры анорогенным магматизмом Южно-Таймырской зоны. Деструктивный режим заключался в широкомасштабном рифтинге, обусловленном действием Северо-Азиатского суперплюма, а в пределах Баренцевского региона, кроме того, не исключено, и влиянием одного из возможных ответвлений Палеопацифики [14].

Наложение и взаимодействие – интерференция разнонаправленных процессов привели к максимальной по размаху амплитуде восходящих и нисходящих движений в смежных геоструктурах. Одним из следствий интерференции указанных режимов является формирование аномального облика Восточно-Баренцевского бассейна, с лавинным, но некомпенсированным накоплением мощнейшего осадочного выполнения, редуцированной земной корой и базальтоидным магматизмом.

В целом же для арктической окраины Евразии пермско-триасовый этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития – подвижным (с миграцией депоцентров, диахронностью горизонтов, литологической изменчивостью отложений и т.п.).

Отмеченное приводит к выводу о завершении в рассматриваемую эпоху основных процессов аккреции земной коры региона и практически мгновенном в геологическом масштабе времени скачке к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи, предваряющим дальнейшее стадийное нарастание деструкции ее литосферы вплоть до образования океанических бассейнов в позднем мезозое и кайнозое.

Юрско-меловой этап определяет формирование наиболее обширного и стоящего особняком океанического бассейна Арктики – Амеразийского, по времени заложения более тяготеющего, с одной стороны, к Атлантике, а с другой – к Алеутской впадине Берингова моря. И если попытаться проследить хронологическую очередность образования океанических структур в Арктическо-Атлантическом сегменте Земли на этом этапе, то вырисовывается следующий скачкообразно меняющий место событий (на что обратил внимание для Атлантического океана Ю.М. Пущаровский [29]) сценарий.

Центральная Атлантика начала раскрываться в начале средней юры (около 170 млн. лет назад) [21, 22, 29, 43, 46], и с этим процессом синхронизируется фаза континентального рифтинга в Арктике ("неудачная" попытка раскрытия Амеразийского бассейна, начиная с аалена–бата). Затем наступила очередь Южно-Атлантической области – около 150 млн. лет назад, и с этим моментом совпадает проявление юрского базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. В конце раннемеловой эпохи стартует основная фаза раскрытия Амеразийского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба–сеномана. Рифтогенные процессы, с сопутствующим магматизмом, нарастают в Баренцевом море, Свердрупском бассейне в интервале от 135 до 95–92 млн. лет. С некоторым запаздыванием развивается Северо-Атлантическая область, где начало спрединга датируется альбом–сеноманом (100–80 млн. лет назад), когда, по существу, в Амеразийском бассейне спрединговый центр уже отмирает (95–80 млн. лет) и завершается сопровождавший его вулканизм в смежных областях (на хребте Альфа). Видимо, с этого момента и до конца мела–начала палеоцена и формируется бассейн Макарова. Однако до сих пор остается не ясным, является ли эта структура проявлением еще одной генерации океанообразования (спрединга?) и по времени случайно совпадающей с началом раскрытия Лабрадорского бассейна, либо она оформилась путем отшнуровывания от Амеразийской впадины в процессе возникновения поднятия Альфа–Менделеева? По мнению Н.А. Богданова (устное сообщение), впадина Макарова образовалась между двумя субпараллельными трансформными зонами по типу бассейнов pull-apart, а граничащее с ней поднятие Альфа–Менделеева представляло собой вулканическое плато.

Так или иначе, но именно параллельно оси бассейна Макарова **в конце мела–начале палеоцена**

произошло откалывание от Евразии протяженного блока континентальной коры будущего асейсмичного хребта Ломоносова (микроконтинента) и начало раскрытия Евразийского бассейна, обозначившего переход к самому молодому этапу развития океана в Арктике. Этим же рубежом датируется раздвигообразвание в море Баффина.

Рассмотренные взаимоотношения спрединговых центров глубоководных областей Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейна с прилегающими континентальными окраинами в геодинамическом отношении на современном этапе развития Земли являют собой достаточно редкие, если не уникальные, ситуации. Вероятно, Северо-Атлантическая система срединно-океанических хребтов: Мона, Книповича, Моллой – может, по их отношению к Шпицбергенской окраине, напоминать, в определенной степени, обстановку на подходе Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов Горда и Хуан-де-Фука к западной окраине Северной Америки. Однако следует иметь в виду одну особенность, которая состоит в том, что хребет Книповича является наложенной на полосовые магнитные аномалии структурой, т.е. довольно молодым сооружением с исключительно малой скоростью спрединга.

Некоторые аналогии просматриваются и между присибирским окончанием хребта Гаккеля и севером Аравийско-Индийского хребта по их отношению к континентальным окраинам. В меловое время в весьма близкой геодинамической ситуации находился спрединговый центр Амеразийского бассейна, воздействуя на Баренцевскую палеоокраину через протяженную Свердрупско-Новосибирскую тансформную зону барьерного типа. Как и в случае с Лаптевоморской окраиной, в обстановке торцового взаимодействия с ней срединно-океанического хребта в Баренцевом море на континентальной коре получила развитие довольно широкая полоса глубоких рифтовых прогибов. Кроме того, следует подчеркнуть, что на продолжениях спрединговых центров Амеразийского и Евразийского бассейнов в пределах окраин располагаются мощные дельтовые отложения таких крупных рек, как Маккензи и Лена, приуроченные к рифтогенным впадинам.

Современное положение самого южного сегмента Срединно-Арктического хребта у Лаптевоморской окраины довольно определенно локализовано вблизи срезанных Хатангско-Ломоносовской трансформой Омолойского и Бельковско-Святоносского рифтов и ограничено узким пространством коридора Евразийского бассейна между континентальными блоками Таймыра и отставшими обломками хребта Ломоносова. Судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам, весьма слабая активизация спрединга в этой части хребта Гаккеля возобновилась в средне-позднеогеновое время (около 5 хрона). Эта активизация была, очевидно, взаимосвязана с всплеском тектонической и геодинамической деятельности хребта Книповича и ознаменовалась смешением вод глубоких бассейнов Северной Атлантики и Арктики.

По мере раскрытия и расширения Евразийского бассейна в процессе рифтогенеза, а затем и спрединга геодинамическое взаимодействие его осевого центра (хребта Гаккеля) с Лаптевоморской окраиной осуществлялось избирательно вдоль "барьерной" трансформной зоны (маркирующей границу континент/океан) через наиболее активные структуры растяжения, разъединяющие жесткие континентальные блоки (микроплиты).

Представляется, что близкий, если не аналогичный механизм "сканирующего" поиска путей проникновения вдоль Шпицбергенско-Северо-Гренландской трансформной зоны (перескок оси спрединга) был свойствен и осевому центру спрединга Норвежско-Гренландского бассейна, приведя к весьма сложной и, по этой причине, неоднозначно трактуемой картине распределения его северных сегментов.

Напряжения сдвиго-сжатия, возникшие при движении хребта Ломоносова вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформы, были подобны геодинамическим условиям формирования Западно-Шпицбергенского и Эуреканского складчато-надвиговых поясов.

Очевидно, что на данном этапе развития и перемещения по трансформам хребта Ломоносова последний (возможно, с некоторыми смежными геоструктурами Амеразийского бассейна) оказывал возрастающее расклинивающее и транспрессивное воздействие на расположенные по его флангам окраины. Это, во-первых, естественным образом могло замедлить скорость спрединга в Евразийском бассейне до минимальных значений, что и отмечается к раннему олигоцену (13 хрон), а, во-вторых, вероятно, повлиять на смену траектории движения Гренландии. Кроме того, следует заметить, что дивергенция плит спровоцировала не только движение хребта Ломоносова по трансформам, но и, возможно, вызвала внутриплитные деформации литосферы в Амеразийском бассейне. Имеется в виду проявление в таких ситуациях "бульдозерного" эффекта, связанного в данном случае с перемещением хребта от Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины в сторону Канадской впадины. В совокупности сочетание обстановок продольного и поперечного сжатия могло серьезно изменить первоначальный архитектурный облик у ближайших тектонических сооружений Амеразийского бассейна в условиях чередования различающихся по составу и мощности типов их земной коры

(хребет Ломоносова, впадина Макарова, хребет Альфа–Менделеева, Канадская впадина).

Подводя итог, можно заключить, что отчленение сегментов континентальной коры от окраин (впоследствии асейсмичных хребтов или микроконтинентов – Ян-Майен, Ховгард, Ломоносова); скольжение или перескок океанических спрединговых центров вдоль трансформных зон "барьерного" типа на границе континент/океан; образование вдоль этих трансформ транспрессивных зон и бассейнов по типу pull-apart; платобазальтовый магматизм в районах проникновения срединно-океанических хребтов через указанные трансформы (плато Вестбаккен, Ермак, Морис Джезуп); растяжение земной коры окраин (окраинноконтинентальный рифтинг Баренцева, Карского и Лаптевых морей); магматизм в приокеанических областях (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, о-ва Де-Лонга), фиксирующий фазы наиболее активного раскрытия океанических впадин, – это тот перечень геодинамических обстановок, который сопровождал взаимоотношения континентальных окраин с молодыми океаническими бассейнами в процессе их формирования.

В свою очередь, отмеченное показывает, что дивергентные границы литосферных плит в эпохи становления молодых океанических структур характеризовались изменением позиции и конфигурации в условиях преодоления срединно-океаническими спрединговыми центрами "барьерных" трансформных зон. В частности, что касается Евразийского океанического бассейна, то он, как представляется, еще не достиг той стадии геодинамической зрелости, которая создает условия для стабилизации межплитной границы на продолжениях флангов его спредингового хребта.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов РФФИ (грант № 02-05-64365) и Минпромнауки РФ (ФЦП "Мировой океан").

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреичев В.Л.* Базальты Полярного Приуралья – уникальный объект для геохронологического обоснования границы пермь–триас // Геология европейского севера России. Сб. 2. Сыктывкар, 1998. С. 53–60 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 96.)
2. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1987. 263 с.
3. *Богданов Н.А.* Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4–16.
4. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // Докл. АН. 1995. Т. 345. № 1. С. 84–86.
5. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
6. *Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В.* Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 1. С. 87–93.
7. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В.П. Гаврилова. М.: Недра, 1993. 323 с.
8. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Ред. И.С. Грамберг. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 260 с.
9. *Головачев Э.М., Шипилов Э.В.* Линеаментные зоны моря Лаптевых // Известия вузов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 106–108.
10. *Грамберг И.С.* Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3–19.
11. *Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И.* Юрская песчаная толща европейского Севера России. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
12. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 216–219.
13. *Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена // ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
14. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин М.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л.* Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.
15. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
16. *Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. АН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
17. *Коротаев М.В., Никишин А.М., Шипилов Э.В., Клутинг С., Стефенсон Р.А.* История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое–мезозое по данным компьютерного моделирования // Докл. АН. 1998. Т. 359. № 5. С. 654–658.
18. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
19. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики и литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26.
20. *Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л.: Недра, 1984. 176 с.
21. *Милановский Е.Е.* Главные типы современных океанов и их роль в структуре и геологической истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 5. С. 30–38.
22. *Милановский Е.Е.* Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологичес-

кой истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 22–33.

23. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. М 1 : 2500000 / Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Соболев С.Ф., Шипилов Э.В., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
24. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1 : 2500000 / Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
25. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Ред. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов. Мурманск: НИИМоргеофизика, Изд-во "Север", 1993. 184 с.
26. *Погребицкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. № 12. С. 3–22.
27. *Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А.* Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 1. С. 71–75.
28. *Пущаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
29. *Пущаровский Ю.М.* Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
30. *Пущаровский Ю.М., Мазарович А.О., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Тектоническая аккреция на Востоке СССР // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 71–78.
31. *Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П.* История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // Докл. АН СССР.1984. Т. 273. № 5. С. 1156–1161.
32. *Свистунов Ю.И., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Асейсмичные поднятия дна океана // Тр. РАН. Научный совет по проблемам физики Земли и геофизических методов разведки. М., 1993. № 2. С. 184–195.
33. *Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Тарасов Г.А.* Новейшая тектоника архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала // Тез. докладов межд. конференции. Мурманск, 22–23 сентября 1996 г. Мурманск: Изд-во "Русская Лапландия", 1996. С. 63–64.
34. *Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурм.: Кн. изд-во, 1989. 176 с.
35. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И.* Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001 Т. 376. № 1. С. 80–84.
36. *Столбов Н.М.* К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Фраца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.
37. *Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов В.Л.* Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.
38. *Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. С. 100–108.
39. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М. 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Картография, 1996.
40. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. М. 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии РФ, 1998.
41. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 240 с.
42. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
43. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2000. 606 с.
44. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.
45. *Хаин В.Е.* Формирование современных океанов и осадочных чехлов континентальных платформ // Докл. АН. 2001. Т. 376. № 2. С. 229–230.
46. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
47. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Глобальные изменения эндогенной активности Земли в мезозое и кайнозое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 3–25.
48. *Шипилов Э.В.* О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 96–107.
49. *Шипилов Э.В.* О влиянии процессов молодого океанообразования на становление континентальных окраин Арктики // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 193–208.
50. *Шипилов Э.В.* Геодинамика генераций позднемезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 327–332.
51. *Шипилов Э.В.* Тектоника осадочного чехла и фундамента северо-запада Баренцевоморской континентальной окраины (шельф архипелага Шпицберген) // Комплексные исследования природы

Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 86–100.

52. *Шипилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608.
53. *Шипилов Э.В., Моссур А.П.* Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. 1990. № 1. С. 90–97.
54. *Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
55. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И.* Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 281–284.
56. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е.* О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. С. 41–58.
57. *Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
58. *Шипилов Э.В., Юнов А.Ю., Свистунов Ю.И.* Закономерности строения асейсмичных хребтов Мирового океана // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана и шельфовых областей. Л.: Изд-во ПГО "Севморгеология", 1989. С. 58–68.
59. *Шкарубо С.И.* Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: МАГЭ, 1999. С. 71–79.
60. *Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В.* Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южно-Новоземельского антиклинория. Препринт. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ РАН, 1975. Вып. 6. 48 с.
61. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University Press. 1989.
62. *Dallman W.K., Andresen A., Bergh S.G., Maher H.D. (Jr), Ohta Y.* Tertiary fold-and-hust belt of Spitsbergen Svalbard. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1993. Meddelelser № 128. 46 p.
63. *Dibner V.D.* Geology of Franz Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998. Meddelelser № 146. 190 p.
64. *Eldholm O., Faleide J.I., Myhre A.M.* Continent – ocean transition at the western Barents Sea // Svalbard continental margin // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1118–1122.
65. *Embry A.F.* Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska // Marine geology. 1990. № 93. P. 317–329.
66. *Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Eldholm O., Myhre A.M., Jackson H.R.* Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea-Svalbard continental margin // Tectonophysics. 1991. 189. P. 73–89.
67. *Faleide J.I., Myhre A.M., Eldholm O.* Early Tertiary volcanism at the western Barents Sea margin // Eds. A.C. Morton, L.M. Parsons // Early Tertiary Volcanism and the opening of the NE Atlantic. Spec. Publ. Geol. Society of London. 1988. Vol. 39. P.135–146.
68. *Gabrielsen R.H., Faerseth R.B., Jensen L.N., Kalheim J.E., Riis F.* Structural Elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region // NPD-bullein № 6. Norway: Oliedirektoratet, 1990. 33p.
69. *Gading M.* Triassic evolution in the Barents Sea, Norwegian and Russian sectors: a seismic and sequence stratigraphic approach // Doctor ingenioravhandling. Trondheim. Norway: Institute for Geologi og Bergteknikk, 1993. 235 p.
70. *Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsens T.S.* Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1966. Skrifter № 137. 39 p.
71. *Jansa L.F., Pe-Piper G.* Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bullet. 1988. Vol. 72. № 3. P. 347–366.
72. *Jokat W.* Seismic investigations along the western sector of Alfa Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 152. P. 185–201.
73. *Jokat W., Venzelmann-Neben G., Kristofersen Y., Rasmussen T.* Lomonosov Ridge – a doble-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
74. *Jokat W., Weigelt E., Kristofersen Y., Rasmussen T., Shone T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. № 122. P. 378–392.
75. *Lany L.S.* A new plate kinematic model of Canada Basin evolution // Proceedings Intern. Conference on Arctic Margins. IMMS. Ancorage. Alaska. 1992. P. 283–288.
76. *Larsen V.B.* A synthesis of tectonicaly-related stratigraphy in the North Atlantic-Arctic region from Aalenian to Cenomanian time. Norsk Geol. Oslo: Tidsskrift, 1987. Vol. 67. P. 281–293.
77. *Lawver L.A., Muller R.D., Srivastava S.P., Roest W.* The opening of the Arctic Ocean / Eds. Bleil U., Thiede J. // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASISer. C. 308: Dordrecht (Kluwer Academic Publ). 1990. P. 29–62.
78. *Laxon S., McAdoo D.* Arctic Ocean Gravity Field Derived From ERS-1 Satellite Altimetry // Science. 1994. Vol. 265. P. 621–624.
79. *Macnab R., Verhoen J., Roest W., Arcani-Hamed J.* New Database Documents the Magnetic Character of the Arctic and North Atlantic // EOS. 1995. Vol. 76. № 45. P. 449, 458.
80. *McWhae J.R.* Tectonic history of Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // The American Assotion of Petroleum Geologists Bulletin. 1986. Vol. 70. N 4. P.430–450.
81. *Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V. et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1995. Vol. 151. 926 p.
82. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbot D., Brunet M.-F., Cloetingh S.* Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2002. 351. P. 3–39.

83. Post-Caledonian Tectonic Evolution of Svalbard / Eds. W. Dallman, A. Andresen, A. Krill // Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo. 1990. Vol. 72. № 1. 140 p.

84. *Saettem J., Bugge T., Fanavoll S., Goll R., Mork A., Mork M., Smelror M., Verdenius J.* Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjornoya // Marine Geology. 1994. Vol. 118. P. 257–281.

85. *Sigmond E.M.O.* Bedrock map of Norway and adjacent ocean area. Scale 1 : 3 million. Trondheim: Geological Survey of Norway, 1992.

86. *Skilbrei J.R., Faleida J.I., Myklebust R.* Geological structure of northwestern Barents Sea from aeromagnetic images and seismic data (74°30′ N–78° N) // Proceedings of the Second International Barents Symposium "Oil and Gas in the Barents Region". September 15–18, 1994. Norway: Kirkenes, 1994. P. 1–31.

87. *Solheim A., Musatov E., Heintz N.* Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barennts Sea. Oslo: Norsk Polarinstitutt, 1998. Meddelelser N 151. 120 p.

88. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian – Greenland Sea // Geological Society of America Bulletin. 1977. Vol. 88 P. 969–999.

89. The Arctic Ocean Region. Vol. L. Geology of North America / Eds. A. Grantz, L. Jonhson, J.F. Sweney. Geol. Soc. Amer. Boulder Co, 1990. 644 p.

90. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO). htpp:www.ngdc.noaa.gov. 2001.

91. *Worsly D., Aga O.J., Dalland A., Everhoi A., Thon A.* The Geological History of Svalbard. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

92. *Ziegler P.A.* Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. AAPG. Memoir 43. Tulsa, Oklahoma, USA: Shell Intern. Mij. B.V., 1987. 198 p. + 30 plate.

93. *Ziegler P.A.* Evolution of Laurussia: a study in Late Palaeozic plate tectonics. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1989. 102 p. + 14 plate.

94. *Zonenshain L.P., Natapov L.M.* Tectonic history of the Arctic region from the Ordovician through the Cretaceous // The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology / Ed. Herman Y. New York, 1989. P. 829–862.

Рецензент: В.Е. Хаин

Tectono-Geodynamic Evolution of Arctic Continental Margins during Epochs of Young Ocean Formation

E. V. Shipilov

Murmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, ul. Vladimirskaya 17, Murmansk, 183010 Russia

e-mail: ship@polarcom.ru

Based on the complex study and interpretation of marine geological and geophysical data, the main structural features of the Barents–Kara and other continental margins are considered in the context of reconstructions of the tectono-geodynamic environments that existed during breakdown of the last Pangea and resulted in the formation of young oceanic basins in the Arctic. Attention is focused on three principal stages of the regional evolution. In the Late Paleozoic–Early Mesozoic, the Arctic periphery of the North Eurasia was affected by opposite tectono-geodynamic processes. The constructive (accretionary) regime was related to the collision or to its final phases responsible for the North Eurasia formation, while the destructive regime was characterized by the large-scale rifting induced by the North Asian superplume activity. It cannot be ruled out that the Barents margin was influenced by one of the Paleopacific offsets. The anomalous appearance of the East Barents basin with its avalanche, although starved accumulation of the extremely thick sedimentary fill, the reduced Earth's crust, and basaltic magmatism was a consequence of the interference of the above regimes. In general, the stable regime of the margin evolution gave way to the mobile regime with overall transition from carbonate to terrigenous sedimentation and with further stepwise intensification of lithosphere destruction eventually giving rise to the opening of oceanic basins in the Mesozoic and Cenozoic. The Jurassic–Cretaceous stage of oceanic basin formation determined the opening of the Arctic largest Amerasia Basin reflected in the tectono-geodynamic and facies rearrangements at the Barents Sea margin. The destructive, faulted propagation of the axial spreading zone from the Amerasia Basin to the continental margin was related to the system of SW–NE-trending deep riftogenic troughs directed toward the opening North Atlantic. The Late Cretaceous–Cenozoic stage was characterized by the formation of the Norwegian–Greenland and Eurasia basins and development of the Arctic continental margins. The opening of young oceanic basins was accompanied by detachment of continental crustal blocks (microcontinents) from the margins, by shifts or jumps of oceanic spreading centers along the barrier-type transform zones at the continent–ocean boundary, by continental margin stretching (rifting) of the Earth's crust, plateau-basalt magmatism, and by some other tectono-geodynamic phenomena relevant to the ocean formation.