

УДК 551.24.001.57 : 550.83 (261-17)

*Шкарубо С.И.***Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна**

Приводятся новые данные о структуре земной коры северной части Норвежско-Гренландского бассейна, полученные на основе материалов комплексных геофизических исследований (МОВ, ОГТ, МПВ, гравиметрии, магнитометрии). Установлена мелкомасштабная сегментация хребта Книповича поперечными разломами. Получены убедительные доказательства дискретного, циклического характера процессов растяжения в оси спрединга. На примере строения современной рифтовой зоны предложена модель формирования океанической коры на ранней стадии раскрытия бассейна.

Осевой структурой северной части глубоководного бассейна Гренландского моря является хребет Книповича. В системе срединно-океанических хребтов Северной Атлантики и Арктического бассейна он занимает положение между хребтами Мона и Гаккеля. Южным ограничением данного звена СОХ служит Сенья-Гренландская зона разломов. Переход от хребта Мона к хребту Книповича выражен резким изменением простирания осевой зоны от северо-восточного к меридиональному. Протягиваясь в северном направлении на 500 км, хребет Книповича постепенно «прижимается» к континентальной окраине Шпицбергена и на широте 78°30' «срезается» зоной трансформного разлома Моллой. Смещенный в северо-западном направлении по этому разлому непротяженный рифтовый сегмент - хребет Моллой - в свою очередь сочленяется по системе Шпицбергенской разломной зоны с «трогом Лены», переходящим в хребет Гаккеля [*Батурин, 1993*].

Фиксация в гребневой зоне эпицентров землетрясений [*Husebye et al., 1975*], выраженность в рельефе дна рифтовой долины [*Talwani & Eldholm, 1977*], наличие по обе стороны от нее симметричных линейных магнитных аномалий [*Карасик и др., 1985*] дают основание большинству исследователей рассматривать хребет Книповича в качестве активного центра спрединга. Наряду с этим, существуют альтернативные представления, согласно которым фундамент океанических впадин данного региона имеет платобазальтовую природу, а срединно-океанический хребет рассматривается в качестве перекомпенсированного вулканитами рифта [*Дибнер и Бескровный, 1988*].

При кажущемся субмеридиональном расположении хребет Книповича, на самом деле, состоит из множества мелкомасштабных сегментов, разделенных сетью поперечных разломов северо-западного простирания, с левосторонним смещением их друг относительно друга [*Ohta, 1982*]. Последнее обстоятельство позволило предположить, что хребет Книповича формировался в трансформной зоне между хребтами Мона и Гаккеля [*Удинцев, 1984*].

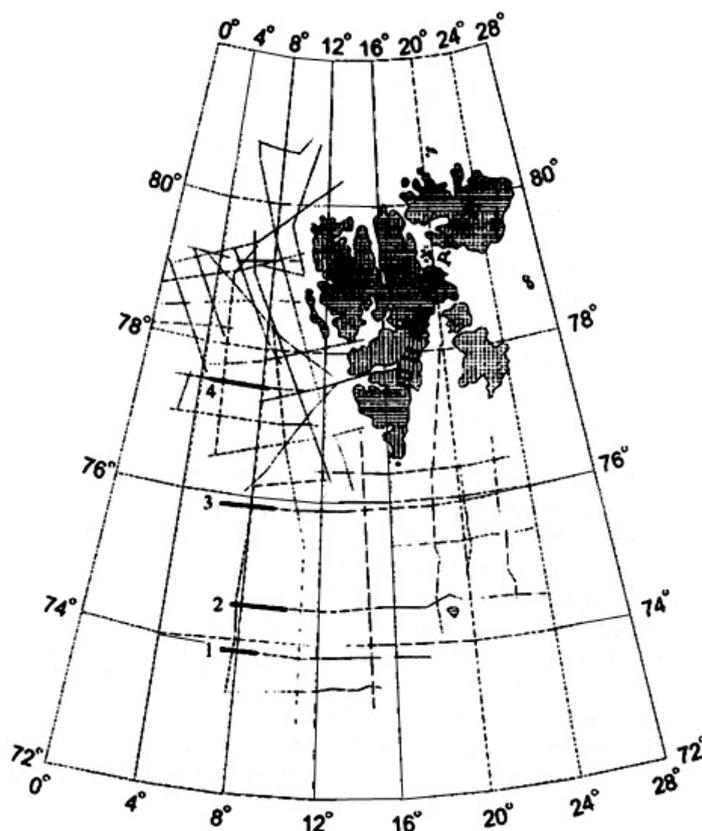


Рис.1. Схема расположения сейсмических профилей МАГЭ. Жирными линиями и цифрами указано расположение фрагментов временных разрезов, приведенных на рис.4-7.

Тектоническая модель хребта Книповича и прилегающей части Норвежско-Гренландского бассейна

Новые данные о структуре хребта Книповича и возможном характере геодинамических процессов, происходящих в его рифтовой зоне, были получены в результате интерпретации материалов комплексных геофизических исследований (МОВ ОГТ Σ48, МПВ, гравиметрия, магнитометрия), выполненных МАГЭ в 1989-91 гг.

Основу фактического материала, рассматриваемого в настоящей статье, составила сеть комплексных геофизических профилей, пересекающих исследуемую область Норвежско-Гренландского бассейна от шельфа Баренцева моря до западного фланга хребта Книповича (рис. 1). Карты и схемы районирования аномальных гравитационного и магнитного полей, которые были использованы при тектонических построениях, включали и материалы предшествующих съемок [Карасик и др., 1985].

В региональном тектоническом плане выделяются три главные области с различным типом земной коры (рис. 2). Между «континентальной» областью Баренцевской шельфовой субплатформы на востоке и областью новообразованной спрединговой океанической коры на западе расположена переходная область «континент - океан», в пределах которой континентальная кора подверглась процессам интенсивной деструкции.

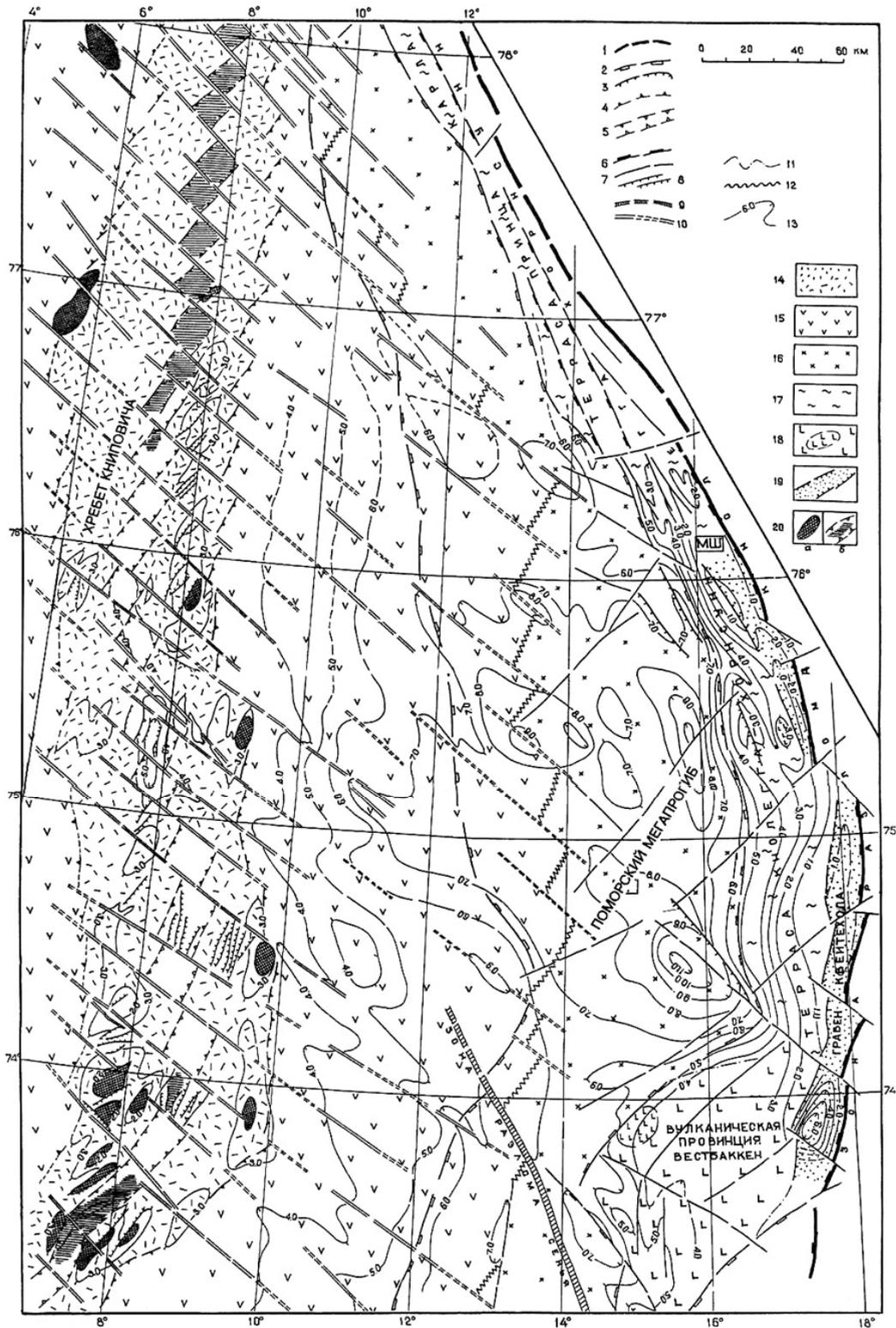


Рис. 2. Тектоническая схема северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна

1-5 — границы структур: 1 — Баренцевской субплатформы, 2 — Медвежинско-Шпицбергенской ступени и Поморского мегапрогиба, 3 — шельфовых грабенов, 4 — гребневой зоны хребта Книповича, 5 — осевого рифта; 6-10 — разрывные нарушения: 6 — пограничная разломная зона Кноллега-Хорнсунн, 7 — крупные сбросы и сбросо-сдвиги, 8 — локальные сбросы, 9 — крупнейшие зоны трансформных разломов, 10 — трансформные разломы срединного хребта; 11 — граница распространения траппов провинции Вестбаккен; 12 — предполагаемая граница спрединговой океанической коры; 13 — изогипсы поверхности базальтового фундамента; 14-20 — структурно-вещественные комплексы и тектонические зоны переходной области и океанического бассейна: 14 — гребневая неотектоническая зона хребта Книповича с маломощным слоем дислоцированных неоген-четвертичных отложений, 15 — кайнозойские осадочные комплексы (недислоцированные) на океанической коре, 16 — кайнозойские осадочные комплексы на коре переходного типа, 17 — то же, на континентальном субстрате, 18 — зона распространения эоценовых вулканических покровов (провинция Вестбаккен), 19 — шельфовые грабены с палеоген-раннеогеновым выполнением, 20 — выходы базальтового фундамента на поверхность океанического дна: а) вулcano-тектонические гряды гребневой зоны, б) обнажения рифтовой долины.

Баренцевская субплатформа ограничивается системой тыловых сбросо-сдвигов разломной зоны Кнолегга-Хорнсунн с амплитудой вертикального смещения до 1,5-2,0 км. К западу от этой зоны разломов выделяется Медвежинско-Шпицбергенская ступень, которая характеризуется сложным блоковым строением докайнозойского субстрата. Дотретичный фундамент в этой зоне залегает на глубине до 5 км, ее ширина варьирует от 30 до 70 км. Вдоль внутреннего, тылового края преокеанической ступени развита система грабенов, заполненных раннетретичными отложениями мощностью до 6 км. Ограничивающий эти грабены внешний хребет иногда срезается поверхностью дна шельфа, но чаще залегает под слоем неоген-четвертичных отложений. В южной части ступени, в пределах «вулканической провинции Вестбаккен», наиболее сложно расчлененная горст-грабеновая поверхность фундамента бронирована базальтовыми покровами. Предполагается раннеэоценовый возраст и субаэральная (или близкая к уровню моря) обстановка их формирования [Faleide et al., 1987]. Местами поверх траппов развиты вулканические» постройки (олигоценые?), а в толще осадков - силлы.

Внешний, западный край преокеанической ступени переходит во флексурно-разломный пояс, вдоль которого блоки деструктурированной континентальной коры погружаются до максимальных глубин 10-11 км.

Особый интерес представляет трассирование зоны контакта деструктурированной континентальной и новообразованной океанической коры, которая отражает начало спрединга океанического дна. В плане она представляет собой ступенчатую границу. Такой характер границы «спрединговой» коры, состоящей из сдвиговых и сбросовых сегментов, был ранее установлен в северной части прогиба Атка [Батурин, 1993]. На юге эта зона совпадает с региональным разломом Сенья, от 74°с.ш. до м. Сёркап она протягивается вдоль 13°-14°в.д., далее к северу ступенчато смещается на запад до разлома Моллой (рис. 2).

На разрезах МОВ ОГТ зона контакта отражена сменой «сейсмического облика» фундамента. Смена характера волнового поля интерпретируется как переход от «жестких» раздробленных блоков континентальной коры с относительно ровной поверхностью, опрокинутых по листрическим сбросам, к внедрению холмообразных экструзий базальтовых магм в субаквальной обстановке. На профиле МПВ к этой зоне приурочен подъем границы М до абсолютной отметки - 13 км. С зоной контакта, выделенной по сейсмическим данным, хорошо совпадает граница области прослеживания линейных магнитных аномалий инверсионной природы. Кроме того, вблизи рассматриваемой границы прекращают прослеживаться северо-восточные «континентальные» простирания в структуре гравитационного и магнитного полей и начинают доминировать «океанические» северо-западные смещения осей аномалий.

Таким образом, наблюдается целый ряд признаков, определяющих резкое изменение геофизических параметров земной коры на данной границе. Это позволяет достаточно уверенно утверждать, что смена типа коры происходит именно в данной зоне. В структурном плане она не всегда совпадает с зоной максимального погружения поверхности фундамента, и местами смещена в область западного борта прогиба. Наиболее контрастно граница разных типов коры представлена в сечении ПР 91237, где вдоль разломной зоны Сенья сочленяются ровные платобазальты провинции Вестбаккен, бронирующие погруженные блоки континентальной коры, и холмообразные океанические базальтовые экструзии.

В области развития океанической коры были выделены следующие тектонические зоны: гребневая зона хребта Книповича и Медвежинская абиссальная ступень. Восточная, наиболее погруженная часть океанической области отнесена к Поморскому мегапрогибу.

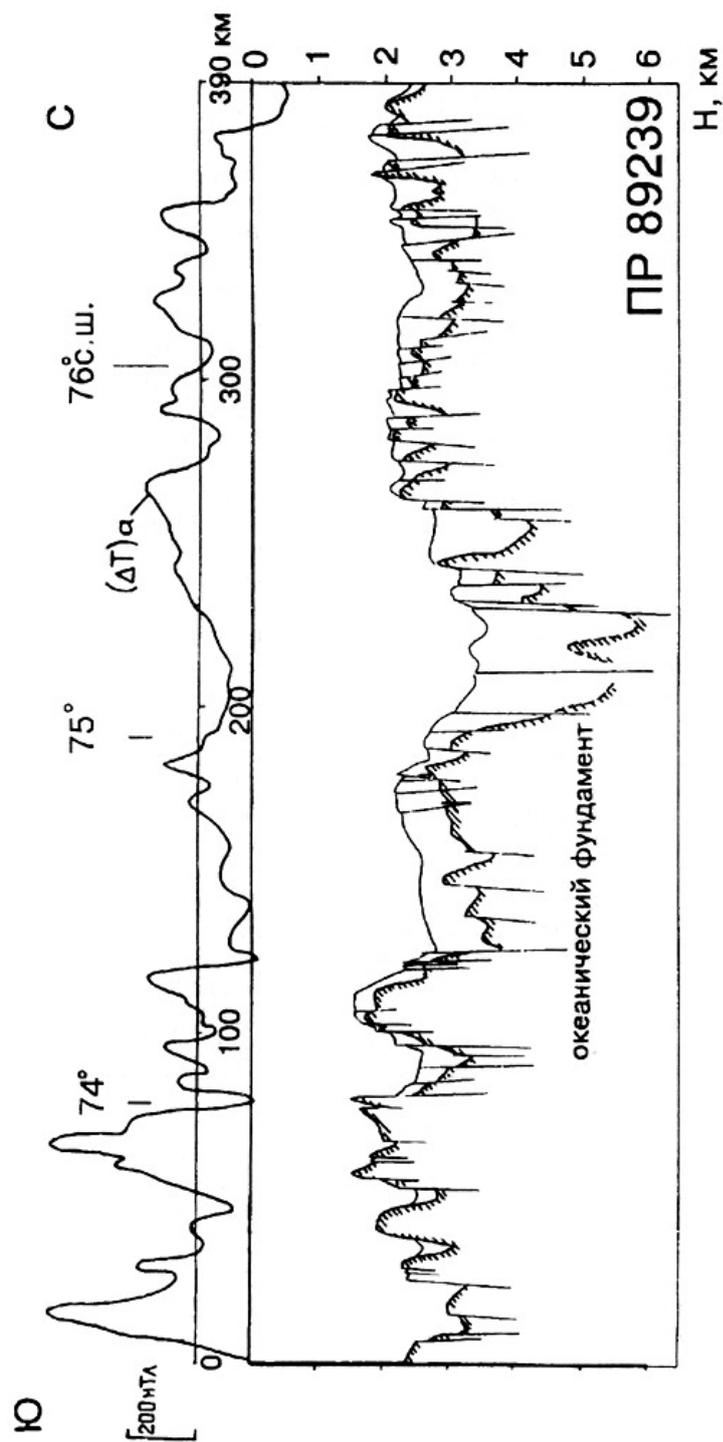


Рис.3. Отражение мелкомасштабной сегментации хребта Книповича на сейсмическом разрезе пространства гребневой зоны.

Тектоническую структуру океанической области формируют, с одной стороны, северо-северо-восточные элементы: рифтовая зона и субпараллельные ей вулканические гряды, а с другой - плотная решетка поперечных разломов северо-западного простирания. На сейсмических разрезах, пересекающих разломные зоны, они четко выражены уступами или желобами в рельефе фундамента. В этом отношении наиболее показателен профиль 89239, расположенный вдоль гребневой зоны хребта Книповича (рис. 3). Прослеживание всех выделенных разломов по площади и корреляция их с зонами смещения осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) позволили создать тектоническую модель океанической области и гребневой зоны с расстояниями между поперечными разломами от 10 до 30 км. Простирания разломов поперечной сети укладываются в диапазоне 120° - 135° , отмечаются оперяющие разломы и их разветвление.

Для гребневой зоны хребта Книповича характерно прямое соответствие между рельефом фундамента и знаками гравитационных аномалий. Рифтовая долина очерчивается узкой линейной полосой минимумов аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе, которые не всегда достигают отрицательных значений. По обе стороны от нее простираются полосы повышенной интенсивности поля, где аномалии максимальной амплитуды связаны с вулканическими горами, выступающими над поверхностью осадков.

По особенностям аномального магнитного поля хребет Книповича резко отличается от хребта Мона. Последний характеризуется интенсивной (до 1000 нТл) осевой аномалией и ярко выраженной симметрией ЛМА [Карасик и др., 1985]. Аномальное магнитное поле хребта Книповича имеет мозаичный характер. Осевая аномалия прослеживается не повсеместно и достаточно хорошо (до 700 нТл) выражена только в северной части хребта. В южной и средней частях гребневой зоны прослеживаются плохо коррелируемые максимумы (100-200 нТл), часто смещенные относительно рифтовой долины. Поперечная зональность наблюдается в общей структуре аномального магнитного поля океанической области. При этом оси фрагментов линейных аномалий, смещенных по разломам, ориентированы вдоль простирания рифтовой долины. С восточным «эскарпом» хребта Книповича - цепочкой наиболее высоких гребневых вершин - связана магнитная аномалия 3. Последней из линейных аномалий, идентифицированных к востоку от гребневой зоны, является аномалия 9. Она прослеживается несколько западнее предполагаемой палеооси начального спрединга.

Специфические особенности развития региона и формирования океанической коры

Ранний этап раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов происходил 60-36 млн. лет назад [Myhre et al., 1982]. В это время между Шпицбергенско-Баренцевским шельфом и Северо-Восточной Гренландией существовал режим сдвиговых перемещений вдоль системы северо-северо-западных разломов: Хорнсунн и Сенья-Троллеланд. Трансформное движение сопровождалось локальными деформациями сжатия и растяжения. Трансформный режим проявился формированием растянутых краевых сегментов разломной зоны Сенья и южной части разломной зоны Хорнсунн. Эти зоны соединены преимущественно рифтогенным сегментом, расположенным к западу от о. Медвежий [Faleide et al., 1987]. Раннетретичный сдвиг вдоль северной части разломной зоны Хорнсунн сопровождался компонентой сжатия, что выразилось в образовании Западно-Шпицбергенского орогена. В пределах рифтогенного сегмента в раннеэоценовое время

отмечается эпизод активного вулканизма, который привел к формированию базальтовых траппов провинции Вестбаккен.

Изменение геометрии раскрытия в раннем олигоцене (36 млн. лет назад) привело к смене трансрессивного режима трансенсивным на окраине севернее 74°с.ш. Это вызвало растяжение коры и сбросообразование вдоль старых зон ослабления, а затем начало спрединга морского дна северной части Гренландского моря и формирование хребта Книповича.

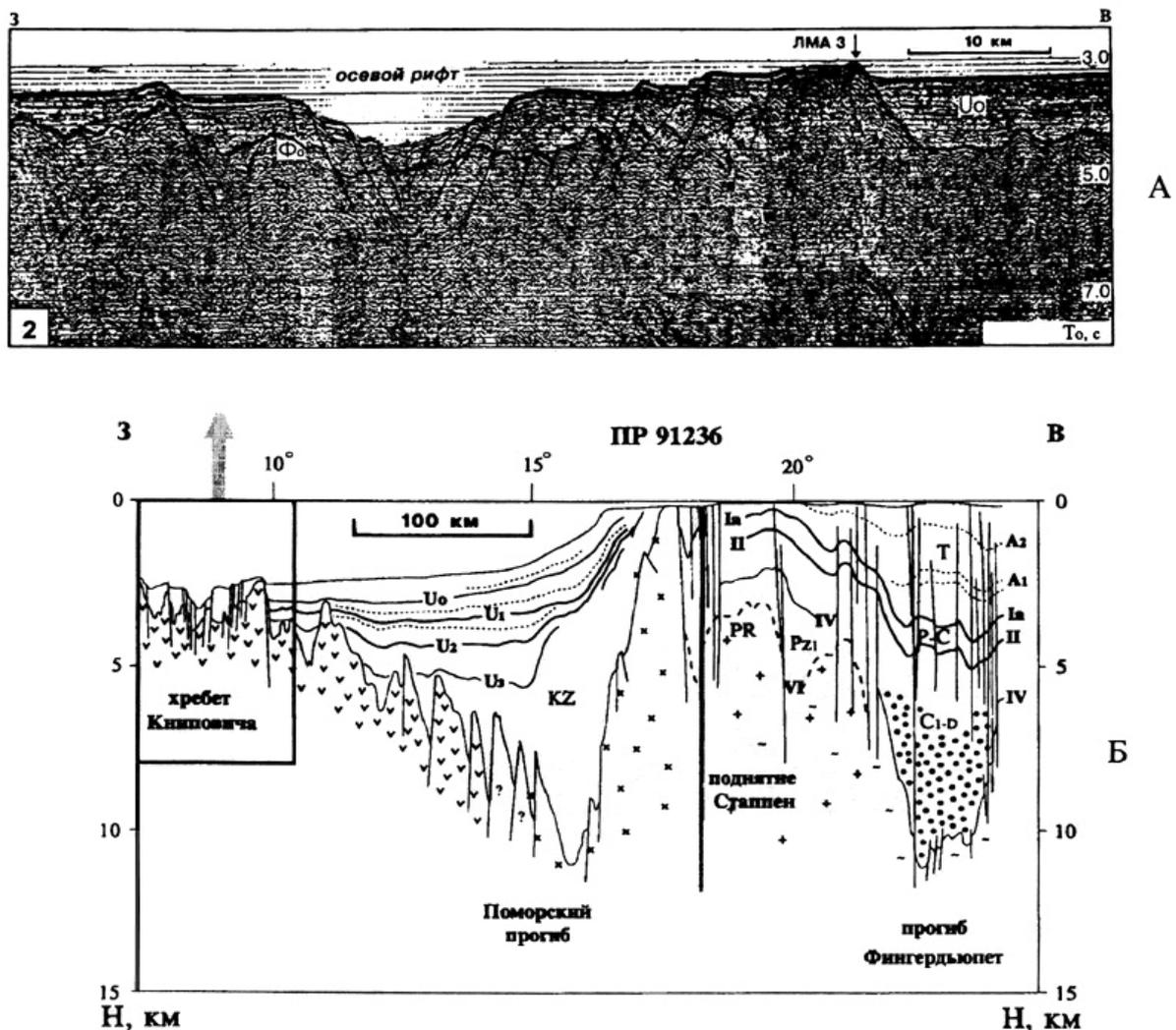


Рис.4. Пример проявления неотектонической активности в гребневой зоне хребта Книповича.
 А. Временной разрез МОВ ОГТ.
 Б. Глубинный разрез с геологической интерпретацией.

Согласно представлениям Крейн с соавторами [*Crane et al., 1988*], хребет постепенно продвигался в северном направлении, «наступая» на сдвиговую границу. То есть, океаническая кора, сформированная на хребте Книповича, постепенно омолаживается в северном направлении. В районе 78°с.ш. темпы спрединга были оценены для восточного фланга около 1,5-2,3 мм/год, а для западного - несколько выше, от 1,9 до 3,1 мм/год. По данным этих же исследователей, на широте 75° скорости спрединга колеблются в пределах 4,3-4,9 мм/год.

Ввиду относительной молодости северной части Гренландского моря и малой ширины глубоководного бассейна, а также асимметричного расположения хребта Книповича (приближенности к Баренцевско-Шпицбергенской континентальной окраине) его гребневая зона на большей части оказалась перекрытой чехлом неоген-четвертичных осадков. Эта специфическая особенность хребта Книповича как центра спрединга, расположенного вблизи источников сноса терригенного материала, имеет ряд важных следствий.

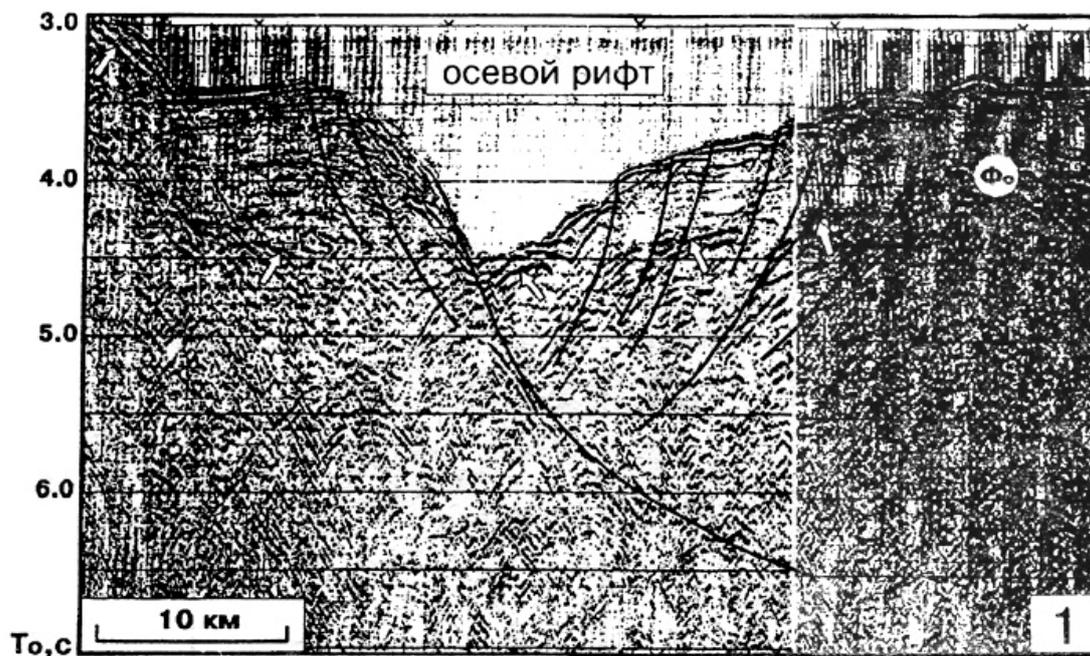


Рис. 5. Фрагмент временного разреза по ПР 91237 (южная часть хребта Книповича). Растяжение и разрыв осадочной толщи в рифтовой долине - свидетельство цикличности спрединга.

Во-первых, осадочная толща как индикатор относительного времени тектонических движений позволяет четко определить область неотектонической активности хребта Книповича. Эта область локализована в пределах гребневой зоны шириной до 100 км, представляющей собой субмеридиональную полосу интенсивных совместных (явно пост-седиментационных) дислокаций океанического фундамента и осадочного слоя. Напротив, к востоку от цепи гребневых вершин простирается слабо наклоненная, ненарушенная поверхность континентального подножия (рис. 4).

В южной части хребта Книповича рифтовая долина пересечена профилем 91237 (рис. 5). В этом сечении видно, как прежде единая толща осадков мощностью более 1 км, заполнявшая рифтовую впадину, нарушена серией листрических сбросов, по которым осадочный чехол постепенно утоняется до полного разрыва и в центре рифтовой долины обнажается поверхность базальтового фундамента. Асимметрия бортов показывает, что один из них, с широкой сбросовой ступенью, является рифтовым сегментом, а другой, крутой - плоскостью трансформного разлома. (Полезно отметить, что из всех полученных пересечений осевой зоны нет ни одного «нормального» сечения рифтовой долины - как правило, одна из сторон отражает сдвиговый «срез», что является дополнительным подтверждением предложенной тектонической модели развития океанической области).

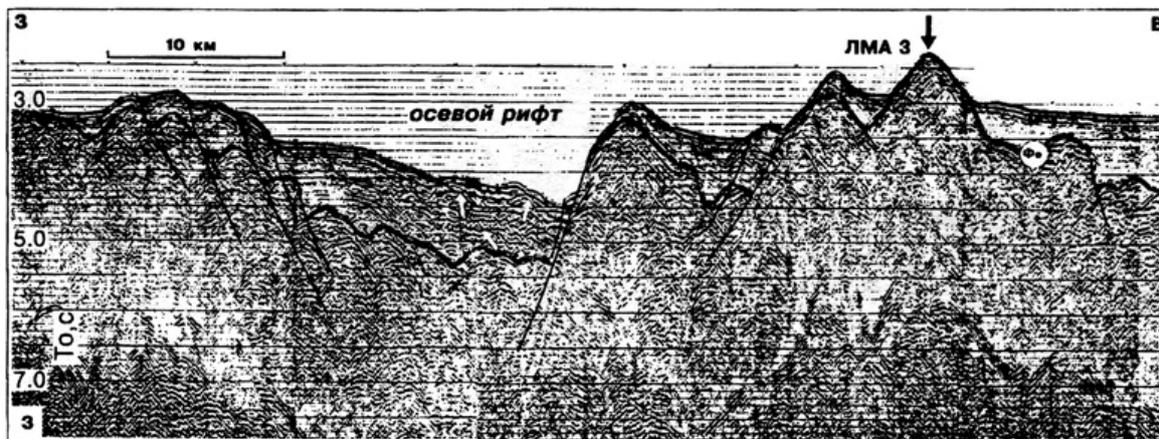


Рис. 6. Строение рифтовой зоны в средней части хребта Книповича (фрагмент ПР 91211). Пример формирования в рифтовой долине осадочно-вулканической толщи. Стрелками показаны высокоамплитудные низкочастотные рефлекторы, отождествляемые с базальтовыми покровами и силлами.



Рис. 7. Характер рифтовой зоны в северной части хребта Книповича.

Очевидно, что приведенный пример, помимо доказательства факта растяжения, свидетельствует о цикличности процесса спрединга. По-видимому, импульсы интенсивного растяжения чередуются с фазами относительного покоя, на протяжении которых успевает отложиться достаточно мощная толща осадков, причем в отдельных сегментах рифтовой зоны эти периоды могут быть асинхронны. С юга на север вдоль оси спрединга эта зональность проявляется следующим образом. В южной части, где происходит сочленение двух разно ориентированных отрезков спрединговой зоны - хребтов Мона и Книповича, современный импульс растяжения привел к разрыву осадочной толщи и в рифтовой долине обнажается поверхность базальтов. В средней части хребта, между 74° и 76° с.ш., рифтовая впадина погребена под более или менее мощными (1-2,5 км) толщами осадков, местами чередующихся со слоями базальтов (рис. 5, 6). В северной части хребта Книповича, примерно от $76^{\circ}20'$ с.ш., рифтовая долина полностью лишена осадков, иногда в центре рифта возвышаются экструзивные (или вулканические?) холмы (рис. 7).

Установленная зональность в характере рифтовой зоны подтверждает, с одной стороны, постепенное продвижение оси спрединга в северном направлении, а с другой

стороны, свидетельствует о неравномерной последующей активности вдоль ее простирания.

Развитие центра спрединга вблизи континентальной окраины в условиях интенсивного привноса в бассейн осадочного материала может непосредственным образом сказываться на процессе формирования океанической коры. Осадки, с большой скоростью накапливающиеся в рифтовом желобе, который служит ловушкой терригенного материала, могут последовательно перекрываться покровами базальтовых лав или насыщаться силлами. Таким способом формируется второй слой океанической коры увеличенной мощности.

Мощность коры в гребневой зоне хребта Книповича, определенная по данным МПВ и результатам подбора плотностной модели, составляет 11-13 км, что значительно выше мощности «нормальной» океанической коры. Например, в пределах Северо-Атлантического хребта в полосе Канаро-Багамского геотраверса (23°-29°с.ш.) средняя мощность коры не превышает 6,5-7 км [*Балина и Шкарубо, 1992*].

Фактическим подтверждением реальности процесса формирования внутри рифтовой долины осадочно-вулканической толщи служат пересечения гребневой зоны профилями 91236, 91235, 91211 (рис. 5, 6). Предполагаемые базальтовые покровы и пластовые интрузии внутри осадочной толщи представлены высокоамплитудными низкочастотными рефлекторами, которые по динамической выразительности сопоставимы с отражениями от океанического фундамента. Интервальные скорости характеризуются повышенными значениями: 2,8-3,3 км/с. Это также подтверждает осадочно-вулканический состав толщи, заполняющей рифтовую долину.

В целом, рассмотренный выше пример может служить в качестве одного из возможных объяснений происхождения «зон ровного фундамента», которые повсеместно распространены вдоль пассивных окраин Атлантического океана и, несомненно, отражают специфический характер процессов ранней стадии спрединга.

Заключение

Рассмотренные материалы подтверждают мелкомасштабную сегментацию хребта Книповича. Необычайно сильная раздробленность хребта на мелкие сегменты поперечными разломами обусловлена формированием его в «трансформной зоне», наследующей региональный сдвиг вдоль разломных систем Хорнсунн и Сенья-Троллеланд.

Получены убедительные свидетельства дискретного, циклического характера процессов растяжения в оси спрединга. На примере современной рифтовой зоны хребта Книповича показана возможная модель формирования океанической коры на ранней стадии развития океанического бассейна.

Автор считает своим долгом выразить благодарность экипажам и научному составу НИС «Профессор Куренцов», «Геофизик», а также сотрудникам МАГЭ, принимавшим непосредственное участие в получении, обработке и интерпретации геофизических материалов, положенных в основу этой статьи: В.А. Трофимову, Т.Я. Федухиной, С.С. Хачатрянну, И.А. Костечко.

Список литературы

1. *Батурин Д.Г.* Структура осадочного чехла и развитие Шпицбергенской континентальной окраины // Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы. Мурманск, 1993. С. 35-47.

2. *Балина Н.В., Шкарубо С.И.* Структура земной коры по данным МОВ ОГТ на Канаро-Багамском геотраверсе // Геолого-геофизические исследования на геотраверсах Мирового океана. СПб, Севморгеология, 1992. С. 13-18.

3. *Дибнер В.Д., Бескровный Н.С.* Рифтогенный тепломассоперенос, океанизация и глубинные источники углеводородов // Геодинамические условия прогнозирования нефтегазоносности недр. Тез. докл. Часть 2. М., 1988.

4. *Карасик А.М., Куташова А.И., Позднякова Р.А., Рождественский С.С.* Норвежско-Гренландский бассейн // Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л., Недра, 1985. С. 17-49.

5 *Удинцев Г.Б.* [Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация](#) // Сб. докл. 27 МКК. Т. 4: Геология Арктики. М., Наука, 1984. С 51-57.

6. *Crane K., Sundvor K., Foucher J.-P., Hobart M., Myhre AM, Le Douran* Thermal evolution of the Western Svalbard margin // Marine Geoph. Res. 1988. V. 9. № 2. P. 165-194.

7. *Faleide J.I., Myhre A.M., Eldholm O.* Early Tertiary Volcanism at the western Barents Sea margin // Geol. Soc. London, March 18-19, 1987.

8. *Husebye E. et. al.* The seismicity of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent continental shelf areas // Tectonophysics. 1975. V. 26. P. 55-70.

9. *Myhre A.M., Eldholm O., Sundvor E.* The margin between Senja and Spitsbergen Fracture Zones: implications from plate tectonics // Tectonophysics. 1982. V. 89. P. 33-50.

10. *Ohta Y.* Morpho-tectonic studies around Svalbard and Northernmost Atlantic // Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 8: Arctic geology and geophysics. Canada, 1982. P. 415-429.

11. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 969-999.

Ссылка на статью:



Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1996. Вып. 1. Ч. 1. С. 101-114.