

УДК 551.242.2(268)

НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА (ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ХРЕБТА КНИПОВИЧА И ПОМОРСКОГО ПЕРИОКЕАНИЧЕСКОГО ПРОГИБА)

© 2006 г. Э.В. Шпилов, С.И. Шкарубо, Ю.Н. Разницин

Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра Российской Академии наук
Морская арктическая геологоразведочная экспедиция
Геологический институт Российской Академии наук, Москва

Представлено академиком Ю.М. Пуцаровским 13.06.2006 г.

Поступило 19.06.2006 г.

Тектоническое строение земной коры под Атлантическим океаном гетерогенно. Его северный (арктический и субарктический) регион особенно специфичен. Он расположен между демаркационными разломными зонами Шпицбергенской на севере, отделяющей рассматриваемый регион от структур Полярного бассейна, и Чарли Гиббс (52° с.ш.) на юге [Пуцаровский, 2001]. Простирающийся к юго-западу от Исландии спрединговый хребет Рейкьянес по всем показателям входит в систему Срединно-Атлантического хребта. Исландия с ее мощной корой отделяет хребет Рейкьянес от арктической системы спрединговых хребтов: Колбейнсей, Мона и Книповича. Они все примерно одинаковых размеров, но разных простираний [Пуцаровский, 1994]. Первый из них имеет форму пологой дуги, выгнутой к северо-западу. Хребет Мона, отделенный поперечным разломом Ян-Майен, несколько вытянут на северо-восток. Самый северный - хребет Книповича - имеет субмеридиональное простирание. Все три хребта образовались в кайнозой. Как отмечалось многими исследователями, хребет Книповича в отличие от Срединно-Атлантического занимает не центральное положение между материками, а смещен в сторону архипелага Шпицберген.

В этом регионе на сравнительно ограниченном пространстве сосредоточено также значительное количество самых разнообразных тектонических образований,

которые характеризуются не только океаническим или континентальным типом земной коры, но и переходными между ними разновидностями. В данной работе будет рассмотрена самая северная часть Норвежско-Гренландского бассейна, куда входят хребет Книповича и Поморский периодический прогиб. При этом основное внимание будет уделено неотектонике рассматриваемого региона.

Норвежско-Гренландский сегмент является самым северным и самым молодым в Атлантическо-Арктической геодинамической системе, характеризующейся медленно-спрединговыми процессами раскрытия океанических бассейнов. Другая его особенность заключается в том, что он необычайно насыщен структурами, которые несут на себе отпечаток различных геодинамических режимов и тектонических обстановок их образования [Гусев и Шкарубо, 2001; Шпилов и др., 2003; Шпилов, 2004; 2005; Шкарубо, 1999]. Основные элементы Западно-Баренцевской (Шпицбергенской) континентальной окраины и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна показаны на рис. 1. Особенно ярко здесь проявлены деформации, связанные с неотектонической эпохой структурообразования. В связи с этим особого внимания заслуживает хребет Книповича, самый северный отрезок спрединговой системы Срединно-Атлантического хребта.

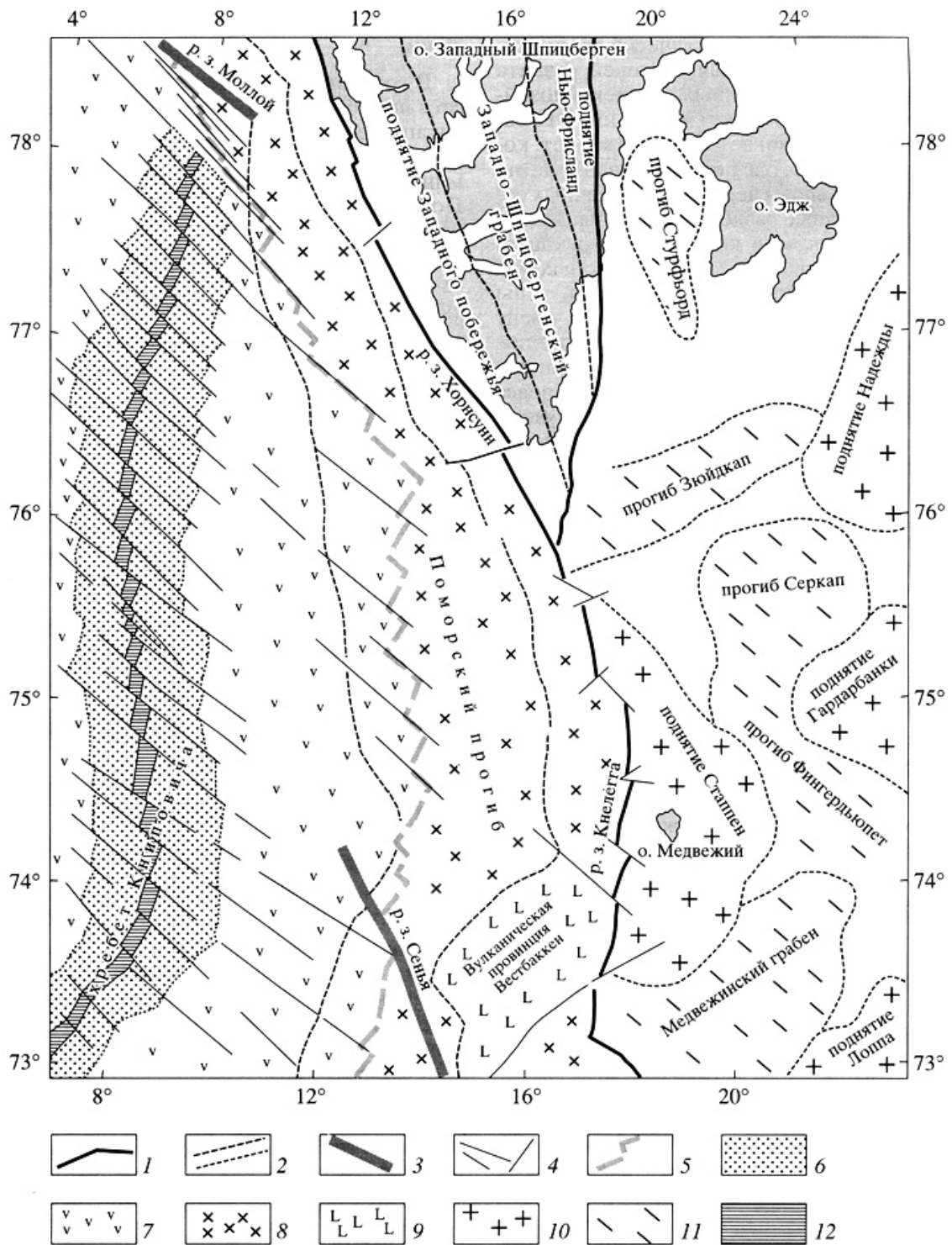


Рис. 1. Схема главных структурных элементов Западно-Баренцевской (Шпицбергенской) континентальной окраины и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна. 1 – главные швы (границы Баренцевской плиты, орогенной системы Западного Шпицбергена и переходной зоны); 2 – границы структур разного порядка; 3 – крупнейшие разломные зоны (р.з.); 4 – прочие разломы, включая трансформные; 5 – граница континентальной (переходной) и океанической земной коры; 6 – гребневая зона хребта Книповича; 7 – область развития океанической коры спредингового типа; 8 – область интенсивной деструкции континентальной земной коры переходной зоны; 9 – базальтовые траппы провинции Вестбаккен; 10, 11 – структурные элементы Баренцевской плиты: 10 – поднятия с байкальским(?) фундаментом, реоморфизованным в каледонскую эпоху, 11 – рифтогенные прогибы и впадины; 12 – осевая долина хребта Книповича.

К западу от Шпицбергенской зоны разломов (в иностранной литературе эта зона носит название «Кнолегла-Хорнсунн») во внешней части переходной области выделяется Норвежско-Шпицбергенская зона преокеанических ступеней шельфа. Южнее широты о. Медвежий располагается специфический по строению и развитию блок - вулканическая провинция Вестбаккен. Провинция представляет собой погруженный блок континентальной окраины с покровами платобазальтов, контактирующий на юго-западе по разлому Сенья с океанической спрединговой корой. Участок между о. Медвежий и мысом Серкап получил наименование терраса Кноллегла-Хорнсунн, а полоса, прилегающая к западному побережью Шпицбергена, - терраса Принца Карла.

Зона преокеанических ступеней шельфа характеризуется сложным грабен-горстовым строением декайнозойского субстрата, который залегает здесь на глубинах до 5 км. Ширина этой зоны варьирует от 30 до 70 км. Практически вдоль всего восточного тылового края ступеней развита система грабенов, заполненных нижнекайнозойскими отложениями мощностью до 6 км. Эту систему грабенов ограничивает внешний хребет, который местами срезается поверхностью дна, но чаще залегает под слоем неоген-четвертичных отложений. Интенсивные разломно-блоковые дислокации фундамента в зоне контакта деструктурированной континентальной и океанической коры, наблюдаемые на участке окраины вдоль зоны разломов Кноллегла-Хорнсунн, отражают смену сдвиговых перемещений режимом растяжения. Западный край преокеанических ступеней шельфа сменяется резким уступом флексурного пояса континентального склона. В пределах этой узкой зоны с максимальным градиентом погружения поверхности фундамента происходит наиболее резкое сокращение мощности континентальной коры. В структуре осадочного чехла ей соответствует восточный «континентальный» борт Поморского периокеанического прогиба. Таким

образом, этот бассейн своим депоцентром как бы маркирует в первом приближении положение границы континентальной и океанической коры. На юге до 74° эта граница совпадает с разломной зоной Сенья. Севернее 76° она приурочена к осевой зоне периокеанического прогиба и ступенчато смещается в северо-западном направлении до трансформного разлома Моллой.

На участке между 74° и 76° расположена область с аномальными геофизическими параметрами земной коры, так называемый Хорнсуннский максимум, где отмечается максимальный подъем раздела Мохо с образованием утоненной «шейки» между деструктурированной континентальной корой на востоке и областью спрединга на западе.

В области развития океанической коры выделяются гребневая зона срединно-океанического хребта Книповича, а также наиболее погруженная полоса океанической коры, залегающая под Поморским прогибом, располагающимся к востоку от него.

Тектонические черты океанической области сформированы с одной стороны линеаментами субмеридионального простирания: рифтовой зоны хребта Книповича и субпараллельными ей вулканическими грядами, а с другой - серией поперечных (трансформных) разломов, которые имеют северо-западные (300° - 320°) тренды простираний. На сейсмических разрезах, пересекающих разломные зоны под углом к их простиранию, они выражены резкими уступами (реже желобами) в рельефе фундамента. Прослеживание всех выделенных разломов по площади и корреляция их с зонами смещения осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) показывают, что расстояния между этими разломами составляют от 10 до 30 км.

В гребневой зоне хребта Книповича наблюдается прямое соответствие между значениями гравитационных аномалий и рельефом фундамента. Рифтовая долина очерчивается узкой полосой минимумов силы тяжести в свободном воздухе. По обе стороны от нее простираются зоны

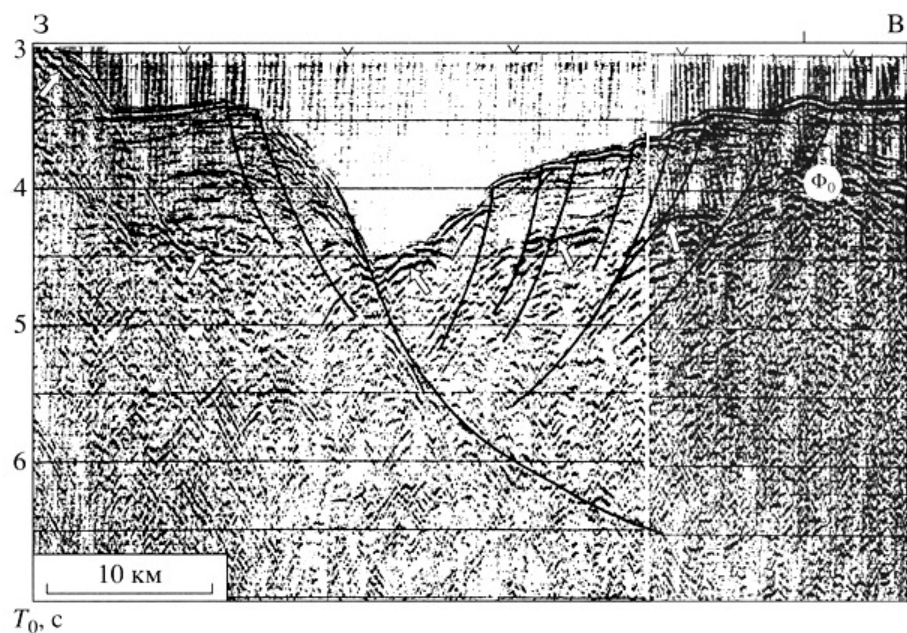


Рис. 2. Сейсмический разрез через южную часть хребта Книповича (фрагмент профиля МОВ ОГТ 91237), иллюстрирующий растяжение и разрыв осадочной толщи в рифтовой долине. Φ_0 – океанический фундамент. Стрелки указывают на горизонты, отождествляемые с базальтовыми покровами и силлами.

повышенной интенсивности гравитационного поля, где аномалии максимальной амплитуды связаны с вулканическими горами, выступающими над поверхностью осадочного покрова.

По особенностям магнитного поля хребет Книповича резко отличается от хребта Мона. Последний характеризуется интенсивной (до 1000 нТл) осевой аномалией и отчетливо выраженной симметрией линейных магнитных аномалий.

Аномальное магнитное поле хребта Книповича имеет мозаичный характер. Осевая аномалия (до 700 нТл) прослеживается не повсеместно и достаточно хорошо выражена лишь в северной части хребта. В южной и средней частях гребневой зоны прослеживаются плохо коррелируемые максимумы (100-200 нТл), часто смещенные относительно рифтовой долины.

В общей структуре аномального магнитного поля океанической области наблюдается поперечная зональность. При этом оси фрагментов линейных аномалий, смещенные 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 ЛМА 9.

Значительное влияние сдвиговой тектоники на весь ход эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна отмечается в виде мелкомасштабной сегментации хребта Книповича множеством поперечных разломов. Вместе с тем особенностью развития рассматриваемого региона является очень высокая скорость погружения континентальной коры (в области развития Поморского прогиба) на фоне ее медленного латерального перемещения относительно центра спрединга. В пределах переходной зоны между деструктурированной континентальной и океанической корой устанавливается аномальная область с нижнекоровыми скоростными и плотностными параметрами, но без признаков базальтовых излияний. При этом значительное увеличение контрастности вулканического рельефа в гребневой зоне хребта Книповича соответствует времени формирования 3-й магнитной аномалии. Анализ материалов показывает, что это произошло спустя около 30 млн. лет после начала раскрытия бассейна.

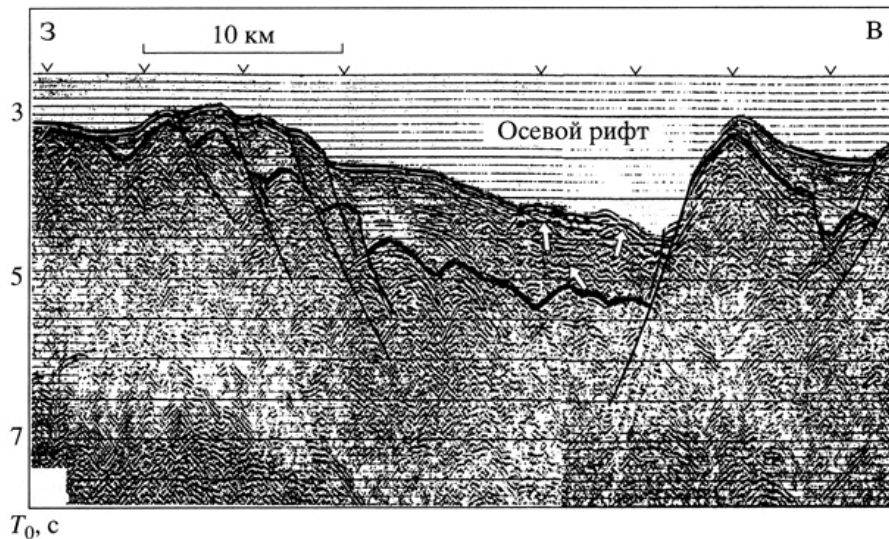


Рис. 3. Сейсмический разрез через рифтовую долину в средней части хребта Книповича (фрагмент профиля МОВ ОГТ 91211). Пример формирования в рифтовой долине осадочно-вулканогенной толщи (стрелки указывают на горизонты, отождествляемые с базальтовыми покровами и силлами).

Положение хребта Книповича, развивающегося вблизи континентальной окраины в условиях интенсивного поступления в океанический бассейн терригенного материала, обусловило проявление специфических черт спрединга и характера процесса аккреции океанической коры.

Условия залегания и взаимоотношение осадочной толщи с океаническим фундаментом позволяют судить о времени тектонических дислокаций и местах проявления неотектонической активности хребта Книповича. Эти районы, локализованные в пределах гребневой зоны шириной до 100 км, маркируются субмеридиональной полосой интенсивных (и явно постседиментационных) дислокаций океанического фундамента и перекрывающего его осадочного чехла. Непосредственно к востоку от цепи гребневых вершин простирается слабонаклоненная, ненарушенная донная поверхность континентального подножия.

На разрезе, пересекающем южную часть хребта Книповича, достаточно отчетливо видно, что заполняющая рифтовую долину и прежде единая толща осадков мощностью более 1 км нарушена серией листрических сбросов с последовательным утонением осадочного слоя до полного его разрыва с обнажением в центре рифта базальтовых образований фундамента (рис. 2). Асимметрия бортовых

зон может означать, что в данном сечении одна из них, с широкой сбросовой ступенью, является бортом рифтового сегмента, а другая - крутой плоскостью поперечного разлома, смещающего соседние сегменты хребта. Следует иметь в виду, что из всех анализируемых пересечений осевого центра нет ни одного «нормального» сечения. Поэтому на разрезах одна из зон отражает срез трансформного сдвига, что является подтверждением мелкоячеистой и косой сегментации хребта Книповича.

Рассмотренный пример, помимо доказательства факта современного горизонтального растяжения в осевой зоне хребта, свидетельствует и о циклическом проявлении процесса спрединга, импульсы интенсивности проявления которого чередуются с фазами относительного покоя продолжительностью, вероятно, около 1 млн. лет. В течение последних успевает отложиться довольно мощная толща осадков. При этом с юга на север в отдельных сегментах осевого рифта просматривается либо асинхронность цикличности, либо различная интенсивность периодической активизации. Так в районе сочленения разноориентированных звеньев спредингового центра - хребтов Мона и Книповича - импульс растяжения привел к разрыву осадочной толщи и обнажению в

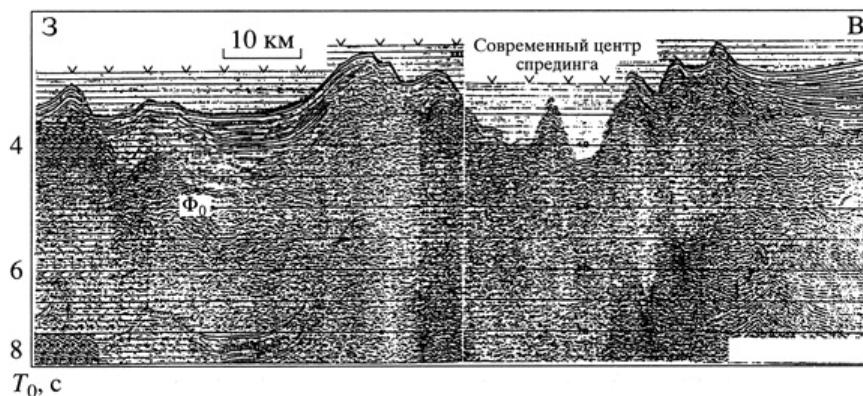


Рис. 4. Сейсмический разрез через рифтовую долину в северной части хребта Книповича (фрагмент профиля МОВ ОГТ 87770).

рифтовой долине базальтоидных образований.

В средней части хребта Книповича, между 74° и 76° с.ш., рифтовая долина погребена под толщей осадков мощностью 1.0-2.5 км, перемежающейся местами с базальтовыми покровами и силлами (рис. 3). В северной части хребта рифтовая долина лишена осадков и в центре ее иногда возвышаются вулканические постройки (рис. 4). Все отмеченные различия в строении рифтовой зоны свидетельствуют о постепенной пропации спредингового центра в северном направлении, а также о неравномерном характере последующей тектоно-магматической активизации вдоль ее простирания.

По существу история развития хребта Книповича и периокеанического Поморского прогиба начинается с изменения геометрии раскрытия этой части Норвежско-Гренландского бассейна в позднем эоцене - раннем олигоцене (около 35-33 млн. лет назад), что привело к смене трансрессивного режима трансрессивным на окраине севернее 74° с.ш. Это событие вызвало растяжение коры и сбросообразование вдоль более древних ослабленных зон. За этим последовало начало спрединга и формирование хребта Книповича. Последний продвигался в северном направлении, наступая на сдвиговую границу. В соответствии с этим океаническая кора постепенно омолаживалась в северном направлении. В районе 78° с.ш. темпы спрединга были оценены для восточного фланга около 1.5-

2.3 мм/год; для западного несколько выше - от 1.9 до 3.1 мм/год [Шкарубо, 1999]. По этим же данным на широте 75° скорости спрединга колеблются в пределах 4.3-4.9 мм/год.

Из анализа сейсмических профилей МОВ ОГТ и данных глубоководного бурения следует, что интенсивное прогибание континентальной окраины последовало сразу же за ее расколом. К началу миоцена на рубеже около 22.5 млн. лет 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. Возможно, нижняя часть этой толщи образовалась еще на рифтовой стадии. При этом четкого «предспредингового» несогласия внутри нее не обнаруживается.

Собственно «переходная зона» или область деструкции, ограниченная преимущественно восточным бортом прогиба и его осевой зоной, имела ширину от 60-80 до 120-140 км, включая шельфовую ступень. Ширина осадочного бассейна от границы с континентальной платформой до эскарпа палеохребта составляла в раннемиоценовое время в средней части Поморского прогиба 180-200 км. В пределах его западного борта олигоцен - нижнемиоценовые слои налегали на океанический фундамент.

В течение раннего миоцена (22.5-13 млн. лет) погружение окраины продолжалось, но с медленной скоростью, и становилось более дифференцированным.

Максимальная амплитуда прогибания была приурочена к центральной части Поморского прогиба. В южной части прогиба, прилегающей к провинции Вестбаккен, в это время отмечается перерыв в осадконакоплении.

Эрозионная поверхность U_3 , выявленная на сейсмическом профиле в южной части Поморского прогиба, в современном структурном плане залегает на глубинах от 3 до 4 км у подножия континентального склона. Если предположить, что в допозднемиоценовое время этот блок располагался вблизи уровня моря и был областью транзита осадочного материала, то такую же величину (3-4 км), вероятно, имеет амплитуда его погружения за последние 10-12 млн. лет. Установленное в центральной части Поморского прогиба несогласие U_2 (13 млн. лет) на глубинах до 4.5-5.0 км, с учетом возможной палеоглубины океанического бассейна 1.0-1.5 км, дает такую же величину опускания за этот период. Возросший темп погружения бассейна в начале позднего миоцена сопровождался сбросом к подножию склона обвальнo-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. Однако несмотря на рост хребта, а также на то, что ось спрединга к этому времени отодвинулась от границы с платформенной областью окраины, которая служила источником сноса, на 260-290 км, его гребневая зона, за исключением самой северной части, была перекрыта

верхнемиоцен - плиоценовыми отложениями.

Итак, история развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба, расположенного к востоку от хребта, начинается с изменения геометрии раскрытия северной части Норвежско-Гренландского бассейна в позднем эоцене - раннем олигоцене (35-33 млн. лет назад), что, по всей видимости, соответствует началу неотектонической эпохи в рассматриваемом регионе. После этого последовало начало спрединга и формирование хребта Книповича (вероятно, в раннем миоцене, 23 млн. лет назад). Сильная расчлененность фундамента и перекрывающего его осадочного чехла в гребневой части хребта свидетельствует о недавней и современной неотектонической активности.

Формирование Поморского периокеанического прогиба сопровождалось прогибанием и накоплением мощной толщи осадков с начала миоцена и продолжалось с разной степенью интенсивности вплоть до плейстоцена.

На основании приведенных выше данных можно сделать предварительный вывод о корреляции неотектонической эпохи тектогенеза и рубежей неотектонической активизации в Центральной Атлантике, установленных Ю.М. Пушаровским с соавторами [2005], и в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Возрастные рамки неотектонической эпохи - поздний эоцен - ранний олигоцен - антропоген, а установленные рубежи и в том и в другом регионах в целом отвечают раннему миоцену, рубежам около 10 млн. лет и 1.5-2.5 млн. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-164152), Президиума РАН по программе «Мировой океан», Минобрнауки и Научной школы НШ-9664. 2006. 5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. [Аномальное строение хребта Книповича](#). Российский журнал наук о Земле. 2001. Том 3, №2, с. 165-182.
2. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 83 с.
3. Пуцаровский Ю.М. В кн.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. М.: Науч. мир, 2001. С. 174-230.
4. Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г. Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика). // *Геотектоника*. 2005. № 2. С. 3-16.
5. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. В кн.: *Комплексные исследования природы Шпицбергена*. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. В. 3. С. 41-58.
6. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // *Геотектоника*. 2004. № 5. С. 26-52.
7. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // *ДАН*. 2005. Т. 402. № 3. С. 375-379.
8. Шкарубо С.И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // *25 лет на Арктическом шельфе России*. Мурманск: МАГЭ, 1999. С. 71-79.

Ссылка на статью:



Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба). Доклады Академии наук. 2006. Том 410. № 4, с. 506-511.