

УДК 551.46

ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ РИФТОВЫХ ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

©2006г. А.В. Ильин

Акустический институт им. Н.Н. Андреева, Москва

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 20.03.2006 г.

Поступило 22.03.2006 г.

Регион Северной Атлантики, расположенный между трансформным разломом Чарли-Гиббса на юге и порогом Нансена на севере, с давних пор известен как вулканическая провинция Туле - по старинному названию острова Исландия, занимающего в провинции центральное положение. Провинция Туле, общей протяженностью около 3500 км, была последним оплотом континентальной земной коры в Атлантическом океане. В третичное время весь регион испытал интенсивную тектономагматическую активность.

Современная морфоструктура дна океана в пределах провинции Туле унаследована от трапповой формации, следы которой сохранились на прибрежной суше и, по данным бурения, на погруженных блоках подводной окраины материков [Харин, 2004]. Последующие геологические преобразования в границах провинции Туле представлены на обзорной карте-схеме (рис. 1). Из нее следует, что первые признаки разделения Европы и Северной Америки в этой части Атлантики связаны с зарождением центра спрединга на месте желоба Рокколл около 80 млн. лет назад. Тогда произошло отделение возвышенности Рокколл от Великобритании. Этап был недолговечным. Примерно 55-60 млн. лет назад возникли новые центры спрединга срединно-океанических хребтов Рейкьянес, Аегир и Мона. С этого момента хребты Рейкьянес и Мона эволюционировали в режиме непрерывного и в общем симметричного расширения. Хребет Аегир утратил активность в раннем олигоцене (12-е - 13-е магнитные аномалии). Центр спрединга этого хребта постоянно смещался в западном направле-

нии, пока не занял позицию современного хребта Кольбенсей. Последовательность магнитных аномалий, сформированная в пределах хребта Кольбенсей, прослеживается лишь до аномалии № 7, идентифицированной у подножия хребта Ян-Майен с земной корой континентального типа. Как развивались события в промежутке между 7-й и 12-й аномалиями, пока неясно. Не исключено, что под Исландским плато, которое нередко рассматривается как материковое образование, находятся глубоко погребенные океанические рифты. Косвенным подтверждением такого предположения могут быть невысокие гряды (200-300 м), параллельные хребту Кольбенсей [Удинцев, 1987].

Движения блоков земной коры от центров спрединга хребтов Мона и Аегир были встречными, и с этим могла быть связана существенная модификация восточной части Ян-Майенской зоны разломов - глубоко эшелонированной системы тектонических нарушений северо-западного простирания.

Центр спрединга хребта Мона впоследствии проградировал на север с формированием нового рифтогенного хребта Книповича. Предполагать что-либо определенное об эволюции этого хребта преждевременно, поскольку севернее Гренландской зоны разломов магнитные аномалии идентифицированы лишь до 5-й - 6-й и все пространство между зонами разломов Гренландской, Шпицбергенской и Хофгард пока terra incognita. Не вполне понятны обстоятельства и результаты взаимодействия рифтовой зоны хребта Книповича с материковой окраиной Баренцева моря.

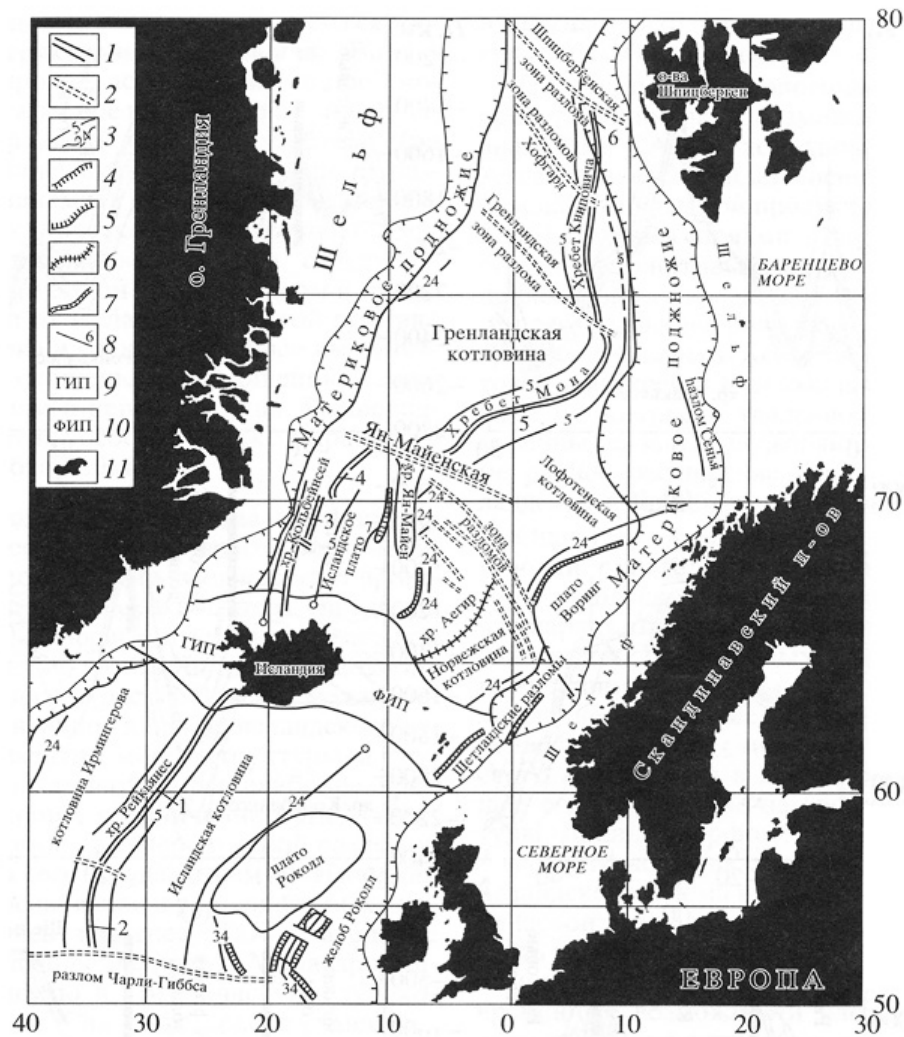


Рис. 1. Основные элементы современной морфоструктуры тектоно-магматической провинции Туле. 1 – рифтовые долины срединно-океанических хребтов (СОХ); 2 – трансформные разломы; 3 – ключевые магнитные аномалии; 4 – внешний край шельфа; 5 – внешняя граница материкового подножия; 6 – неактивный (ископаемый) центр спрединга; 7 – начальные этапы спрединга, разрывы последовательности магнитных аномалий, миграция центров спрединга; 8 – положение профилей рельефа дна через рифтовые зоны СОХ; 9 – Гренландско-Исландский порог; 10 – Фареро-Исландский порог; 11 – острова и материки.

Общие черты эволюции провинции Туле существенно дополняются анализом морфоструктуры рифтовых зон хребтов Рейкьянес, Мона, Кольбенсей и Книповича по данным детального профилирования структурного рельефа дна, проведенного по методике, предложенной автором ранее [Ильин, 2004]. Морфоструктура упомянутых хребтов различна (рис. 2). В осевых зонах хребтов Рейкьянес и Кольбенсей рифтовая долина на большом протяжении отсутствует. Ее место занимают осевые вулканические массивы, напоминающие в поперечном разрезе пологие купола высотой 600-800 м и шириной 60-70 км. Рифтовая долина или ее предвестники в виде локальных депрессий появляются лишь на боль-

шом удалении (до 1000 км) от Исландии – на конечных участках хребтов Рейкьянес и Кольбенсей (рис. 2б и 2г). Здесь рифтовая долина характеризуется шириной 25-35 км и глубинами 800-900 м.

Осевая зона хребта Мона представлена повсеместно развитой рифтовой долиной с глубиной от 500 м и более, но редко превышающей 1000 м. Ширина долины меняется от 30 до 40 км. Примерно такими же параметрами характеризуется рифтовая долина хребта Книповича. Контрасты рельефа рифтовых гор на обоих хребтах составляют 100-300 м при среднем горизонтальном расчленении 9-12 км.

Морфометрические данные по хребтам Рейкьянес и Кольбенсей свидетельствуют о

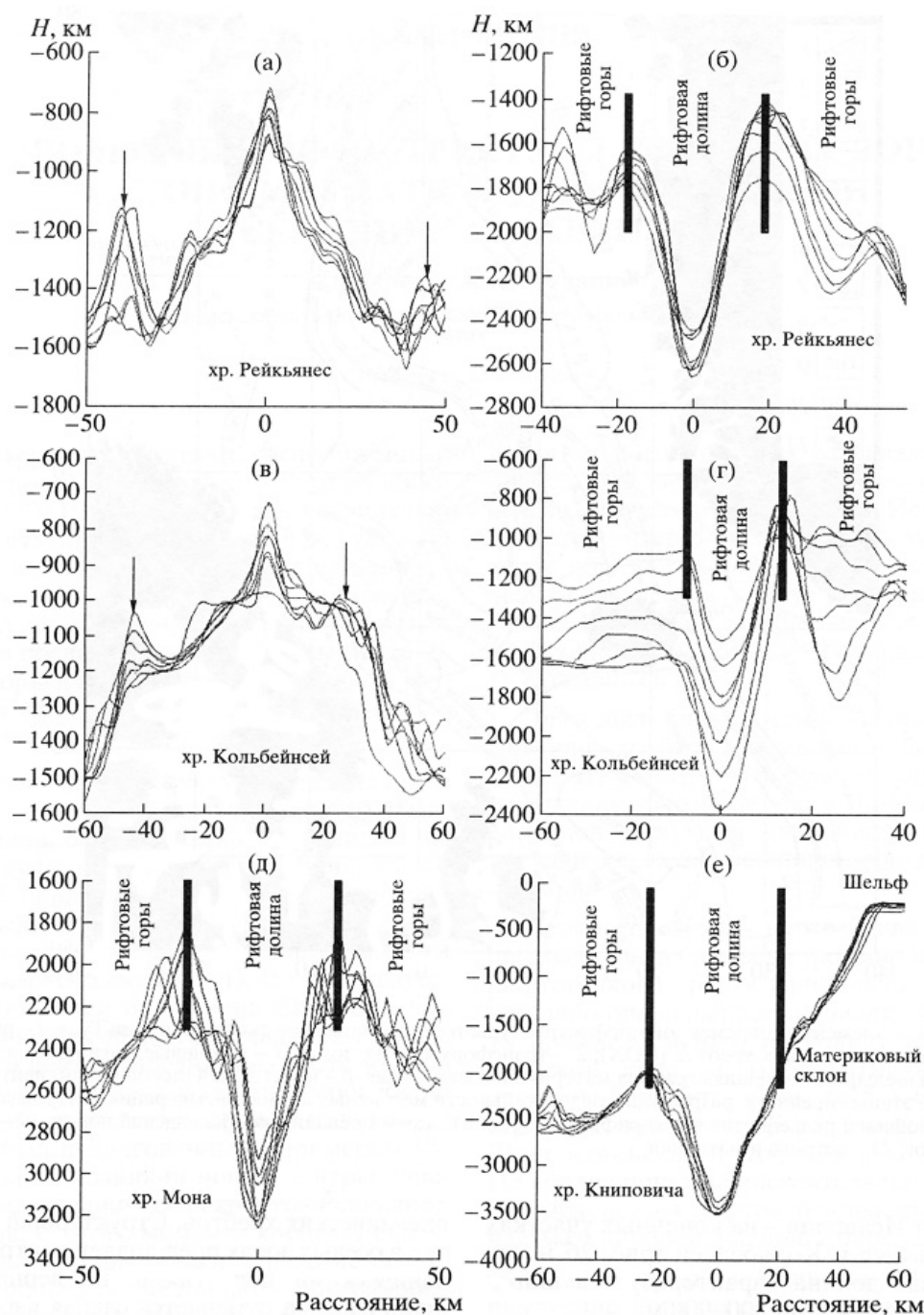


Рис. 2. Совмещенные профили структурного рельефа рифтовой зоны хребтов Рейкьянес, Кольбейсей, Мона и Книповича. а – центральная точка района: 60.27° с.ш., 29.12° з.д., $A = 37^\circ$; б – центральная точка района: 54° с.ш., 35.26° з.д., $A = 3.2^\circ$; в – центральная точка района: 69.53° с.ш., 16.41° в.д., $A = 23.7^\circ$; г – центральная точка района: 70.58° с.ш., 14.74° з.д., $A = 27.4^\circ$; д – центральная точка района: 73° с.ш., 5.43° в.д., $A = 60^\circ$; е – центральная точка района: 78° с.ш., 7.47° в.д., $A = 353^\circ$.

существенных отличиях их морфологии от типичных срединно-океанических хребтов. Структурный рельеф хребтов в осевых зонах представлен центральными вулканическими поднятиями, на вершине которых лишь изредка отмечается слабая изрезанность рельефа.

Подавляющее влияние вулканизма на формирование морфоструктуры Срединно-Атлантического хребта (САХ) в пределах указанных хребтов позволяет связывать его

с воздействием исландского суперплюма, поставляющего гигантские объемы глубинного вулканического вещества на дно океана. Волнистый характер рельефа склонов центральных хребтов может свидетельствовать о неравномерности поступления вулканического материала во времени. Особенно характерны массивные боковые, хребты или гряды, вытянутые по простиранию осевых хребтов и напоминающие в разрезе своеобразные «шпоры» на теле цен-

тральных поднятий. Эти гряды рассматриваются как чисто вулканические образования, сформированные на хребтах Рейкьянес и Кольбенсей в периоды максимальных проявлений магматизма. Образование упомянутых гряд было сопряжено с течением вулканического материала на юг и север от Исландии в виде клиновидных потоков лавы [Vogt, 1971]. На рис. 2а и 2в наиболее массивные гряды отмечены стрелками.

По расчетам П. Вогта скорость потока могла достигать 20 см в год. Интенсивность потока во времени менялась, что сказывалось на его скорости и внешних структурных проявлениях. Волнистый характер продольного сечения «шпор» может означать дискретное поступление вулканического материала вдоль боковых хребтов. При этом формировались вулканические купола, разделенные седловинами, в которых интенсивность поступления вулканического материала была минимальной. Клиновидность потока свидетельствует о затухании его энергии в южном и северном направлении от Исландии. По этой причине ориентация потока и сформированные им вулканические гряды скошены по отношению к магнитным аномалиям и пересекают их. Клиновидная структура потока особенно четко выражена в морфологии хребта Рейкьянес.

Влияние исландского суперплюма наглядно проявилось и севернее Исландии - вплоть до Ян-Майенской зоны разломов. Здесь неоднократно происходила миграция и перескоки центра спрединга, оставляющие в тылу фрагменты континентальной земной коры, подобно хребту Ян-Майен и, возможно, Исландскому плато (рис. 1). В целом можно отметить, что интенсивное влияние исландского суперплюма на развитие морфоструктуры и глубинного строения земной коры наиболее ярко проявилось в районе, ограниченном Ян-Майенской зоной разломов на севере и зоной разломов Чарли-Гиббса на юге. С удалением от Исландии влияние плюма ослабевало и роль рифтовых процессов становилась заметнее. Так, длительное симметричное расширение хребта Мона сформировало Лофотенскую и Гренландскую глубоководные котловины. Сам рифт хребта развит отчетливо, хотя в

отличие от более древних центров спрединга САХ он выглядит редуцированным. Резкая смена морфологии рифтовой зоны на границе Ян-Майенской зоны разломов позволяет предполагать, что она служит мощным тектоническим ограничителем проявления деятельности исландского суперплюма севернее разлома. Таким же ограничителем влияния исландского плюма на юге следует считать зону разломов Чарли-Гиббса.

Инфраструктура земной коры рифтовой зоны хребта Книповича изучена недостаточно. Более разнообразный структурный рельеф свойствен западному склону рифта. Его восточная часть в значительной степени погребена под материковой окраиной. Здесь склон рифтовой долины в вертикальной плоскости сочленяется с материковым склоном Баренцева моря. По этой причине высота материкового склона возрастает до 3200-3300 м (рис. 2е). О внедрении рифта хребта Книповича в материковую окраину свидетельствуют известные находки континентальных пород (аргиллитов) в его пределах.

По данным петрологических исследований хребет Книповича, а возможно, и Мона являются аналогами САХ в «холодном поясе литосферы» Атлантики с низкой интенсивностью мантийного апвеллинга и слабой продуктивностью магматизма [Дмитриев, 2005]. Другими словами, в формировании морфоструктуры рифтовых зон указанных хребтов основная роль принадлежит тектонике, в отличие от преобладающей роли плюмового вулканизма на хребтах Рейкьянес и Кольбенсей. Сочленение рифтовой зоны хребта Книповича с материковой окраиной на востоке и удаленность ее от подводной окраины на западе позволяют предполагать асимметричное расширение дна океана между Гренландской и Шпицбергенской зонами разломов.

Оценивая роль различных геологических условий, определяющих эволюцию морфоструктуры рифтовой зоны провинции Туле, отметим, что наряду с формированием рифтов, связанных с движением литосферных плит в этом регионе, важнейшим фактором, инициирующим происхождение и развитие многих черт структурного релье-

ефа, следует считать активизацию исландского суперплюма в начале эоцена и последующее его воздействие на эволюцию морфоструктуры. Данные морфометрии рифтогенных хребтов наглядно иллюстрируют тезис о влиянии исландского плюма на эволюцию тектоно-магматической провинции Туле, в особенности на область дна, ограниченную Ян-Майенской зоной разломов и разломом Чарли-Гиббса. Отметим, что современные возможности плотной концентрации данных о морфоструктуре рифтовых

зон значительно продвигают прогресс в изучении эволюции земной коры океана и позволяют уверенно выявлять различия в особенностях развития смежных регионов срединно-океанических хребтов. По этой причине можно ставить вопрос о структурно-геоморфологическом районировании рифтовых зон в масштабах всего Мирового океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 04-05-6487).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С. Латеритная кора выветривания на досрединговых базальтах Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 366-370.
2. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
3. Ильин А.В. Структурно-геоморфологическая позиция гидротермальных месторождений Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 823-827.
4. Vogt P.R. Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. V. 13. P. 153-160.
5. Дмитриев Л.В. Гидротермальный процесс при низкой скорости спрединга // Геология морей и океанов. 2005. Т. 2. С. 270-271.

Ссылка на статью:



Ильин А.В. Эволюция морфоструктуры рифтовых зон тектоно-магматической провинции Северной Атлантики // ДАН. 2006, том 411, № 6, с. 820-823.