

УДК 551.242.2:551.243.12 (268.42/.43)

НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКИЙ БАСЕЙН: РИФТОГЕНЕЗ И ОКЕАНИЗАЦИЯ**Г.Б. УДИНЦЕВ***Институт физики Земли АН СССР, Москва, СССР*

Норвежско-Гренландский бассейн занимает промежуточное положение между Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана и Северной Атлантикой. По принятому в СССР разграничению океанов, основанному, скорее, на гидрологических принципах, этот бассейн относится к Северному Ледовитому океану. В геологическом же отношении представляется целесообразным включить его в самостоятельный Евро-Гренландский регион, отделяемый от Арктического бассейна порогом Нансена, а от Северной Атлантики - разломом Чарли-Гиббса. Норвежско-Гренландский бассейн занимает при этом северную половину такого региона, отделяемую от южной Брито-Гренландскими порогами: Фареро-Исландским порогом, о-вом Исландией и Гренландско-Исландским порогом.

В последние десятилетия Евро-Гренландский регион привлекает большое внимание геологов и геофизиков как сравнительной молодостью этой части Мирового океана и мировой системы рифтов, так и в особенности тем, что здесь часть океанической системы рифтов доступна изучению на суше о-ва Исландия.

В качестве основных структур дна Норвежско-Гренландского бассейна следует назвать следующие: 1) рифтогенальные срединно-океанические хребты - активные хребты Кольбейнсей и Мона, а также предположительно рифтогенальный, но уже не активный в настоящее время хребет Аегир в Норвежской котловине; 2) срединно-океаническое Исландское плато и связанный с ним асейсмичный блоковый Ян-Майенский хребет; 3) Гренландскую, Норвежскую и Лофотенскую океанические котловины; 4) подводные континентальные окраины Европы с краевым плато Воринг, поднятием Фареро-Исландского порога - на востоке и Гренландии с поднятием Гренландско-Исландского порога - на западе; 5) трансформно наложенные на эти структуры зоны разломов Книповича и Сенья на севере, Ян-Майенского разлома, разделяющего хребты Мона и Кольбейнсей (с юго-восточным ответвлением), Спар на хребте Кольбейнсей, и гипотетической зоны разлома Тьорнес на северной окраине Исландии. В пределах подводных окраин континентов назовем также периокеанические грабены-рифты, дополняющие собой систему океанических рифтов и обуславливающие этим ее первоначально сложную ветвистость, а вместе с тем дробление континентальных окраин на систему краевых блоков. Таковы на востоке грабен Викинг в Северном море, грабен Фареро-Шетландского желоба, Северо-Шетландский грабен, грабен внутренней части плато Воринг, грабен Мёре на шельфе Норвегии; а на западе - грабен Датского пролива и Восточно-Гренландский грабен под шельфом Восточной Гренландии.

В свое время, вплоть до середины 60-х годов, установилось представление о строении дна рассматриваемой области океана как о погруженной и океанизированной древней континентальной эпипротерозойской платформе Эйрия [*Архангельский, 1947; Белоусов, 1968; Пуцаровский, 1960; Удинцев и Янишин, 1966*]. С погружением и океанизацией этой платформы связывалось формирование покровных базальтов провинции Туле. Однако с появлением концепции тектоники плит, быстро завоевавшей многих сторонников, возникли представления о рифтогенном развитии Норвежско-Гренландского бассейна и Евро-Гренландского региона в целом [*Johnson & Heezen, 1967; Vogt et al., 1970; Talwani & Eldholm, 1977; 1982*]. Все структуры этой области, за исключением континентальных окраин Ян-Майенского хребта как фрагмента Гренландского шельфа, стали рассматриваться в качестве рифтогенных. Смещенное относительно оси симметрии бассейна положение современного рифтового хребта Кольбейнсей трактуется теперь как результат миграции активного рифта к западу от своего первоначального положения, отмечаемого отмершим рифтовым хребтом Аегир в Норвежской котловине. В качестве рифтогенных структур рассматриваются внешняя часть плато Воринг, Исландское плато, Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги, а зачастую и основание Фарерских островов.

И в этот период высказывались представления о неоднородности строения Норвежско-Гренландского бассейна. Так, в работах О.Д. Корсакова [*1975*] и К. Хинца [*Hinz, 1972*] плато Воринг в целом на основании результатов сейсмического зондирования рассматривалось как континентальный блок. Исследования рельефа дна, структуры магнитного и гравитационного полей, осадочного чехла и топографии акустического фундамента в 10-м рейсе научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Курчатов» в 1971 г. позволили предполагать для основания Фарерских островов, Фареро-Исландского и Гренландско-Исландского порогов, а также для Исландского плато первоначально континентальную платформенную структуру, в той или иной степени испытавшую океанизацию [*Удинцев, 1972; Косминская и др., 1977а*]. Представления о нерифтогенном происхождении части структур Норвежско-Гренландского бассейна плохо укладывались в схему исключительно рифтогенного развития этого бассейна. Справедливость их было трудно доказать прежде всего из-за недостаточности материалов глубинного сейсмического зондирования и сведений о коренных породах фундамента.

Чрезвычайно большие возможности для изучения строения дна Норвежско-Гренландского бассейна открывала программа глубоководного бурения, принятая для 38-го рейса бурового судна (б/с) «Гломар Челленджер». В целях подготовки к этому бурению были проведены комплексные геолого-геофизические исследования Норвежско-Гренландского бассейна в 15-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в 1973 г. Результаты этих исследований дали важные признаки реликтовой континентальной природы Исландского плато. Сейсмическое зондирование выявило там большую мощность (до 2-3 км) осадочного чехла, в значительной мере перекрытого сравнительно тонким покровом базальтов акустического фундамента [*Косминская и др., 1977б*]. Местами слой базальтов акустического фундамента прерывался, образуя как бы окна над нижележащей осадочной толщей [*Береснев и др., 1977*]. Именно над этими окнами геохимические исследования придонной воды, донных осадков и драгированных осадочных пород обнаружили высокое содержание тяжелых углеводородов и гелия, не свойственное рифтогенным структурам этого региона [*Геодекян и др., 1977*].

В 1974 г. был осуществлен 38-й рейс б/с «Гломар Челленджер». Было пробурено 16 скважин (скв. 336-352) и получены сведения о геологическом строении осадочного чехла и верхних горизонтов акустического фундамента на ряде важнейших структур Норвежско-Гренландского бассейна: на Фареро-Исландском пороге (скв. 336, 352), на хребте Аегир (скв. 337), на плато Воринг (скв. 336-342), на ложе Лофотенской котловины (скв. 343, 345), на хребте Книповича (скв. 344), на Ян-Майенском хребте (скв. 346, 347, 349), на Исландском плато (скв. 348, 350, 351) [*Тальвани и др., 1975; Talwani, Udintsev et*

al., 1976]. К сожалению, бурение столь большого числа скважин при обычной для рейсов б/с «Гломар Челленджер» двухмесячной продолжительности исключало возможность достаточно глубокого проникновения в толщу пород акустического фундамента (в большинстве случаев - базальтов, а на Ян-Майенском хребте чрезвычайно плотных осадочных пород). Следствием этого явилась известная неоднозначность тектонической интерпретации как результатов бурения, так и тех геофизических данных, которые были накоплены к тому времени. Ощущалась нехватка данных о строении фундамента, так как полученные сведения о породах акустического фундамента не могут однозначно рассматриваться как сведения об истинном, т.е. монолитном фундаменте. Логичной и приемлемой, с точки зрения большинства участников 38-го рейса б/с «Гломар Челленджер», была интерпретация в рамках концепции тектоники плит [*Talwani, Udintsev et al., 1976; Тальвани и Удинцев, 1982*], но данные не противоречили и концепции тектонической неоднородности дна океана, предполагающей сочетание роли рифтогенеза и океанизации [*Удинцев, 1977; 1982*].

Однозначно определялся по результатам бурения 38-го рейса б/с «Гломар Челленджер» молодой возраст Норвежско-Гренландского бассейна в целом как океанической впадины - не древнее эоцена. Возраст же магматических образований рифтогенальных хребтов Мона и Кольбейнсей был установлен от олигоцена до современного и от миоцена до современного соответственно. Было выяснено также, что связь Северной Атлантики с Норвежско-Гренландским бассейном и через него с Арктическим бассейном установилась сравнительно недавно, лишь после погружения Фареро-Исландского порога, служившего сухопутным мостом между Европой и Гренландией вплоть до верхнего олигоцена, а возможно даже и до миоцена. Доказана исключительная роль базальтов в образовании акустического фундамента большинства структур бассейна. Однако петрохимически базальты делятся на два типа: базальты, близкие к океаническим толеитам, и щелочные и субщелочные базальты, характерные как для зон трансформных разломов, вершин подводных гор и островов [*Харин, 1979*], так и для континентальных окраин на первых этапах их океанизации. Возраст базальных осадков и базальтов акустического фундамента в общем увеличивается от современного в осевых частях рифтогенальных хребтов Мона и Кольбейнсей до эоценового в периферических частях бассейна. Доказана континентальная, шельфовая природа блокового Ян-Майенского хребта.

Вместе с тем представляется неоднозначным решение вопросов о природе фундамента некоторых структур. Так, бурение не дало возможности определенно выяснить природу хребта Книповича. Магматические породы его фундамента, вскрытые скважиной, представляют собой диабазовый и габбровый силлы, которые моложе покрывающих их осадков верхнего миоцена на 3 млн. лет. Вполне возможно представление о формировании этого хребта не в рифтовой зоне, а в зоне трансформного разлома. Бурение на Исландском плато не вскрыло той части осадочной толщи, которая по геофизическим данным лежит под маломощным покровом базальтов акустического фундамента. Возраст базальтов существенно меньше возраста покрывающих осадков (в скв. 348 - 18-19 млн. лет и 35 млн. лет, а в скв. 350 - 38-43 млн. лет и около 50 млн. лет соответственно). Поэтому можно думать, что местами эти базальты представлены силлами, местами лавовыми потоками на поверхности дна, но во всяком случае маловероятно, что они отвечают рифтогенному магматическому фундаменту. Базальные осадки Исландского плато содержат кварцевую гальку, что также плохо увязывается с представлениями о рифтогенной природе фундамента.

При бурении на внешней части плато Воринг установлено, что щелочные базальты акустического фундамента содержат вкрапленники самородной меди и отличаются по своему возрасту (44-46 млн. лет) от предполагаемого возраста прослеживаемых на плато линейных аномалий магнитного поля 23 и 24 (58-60 млн. лет). Вкрапленники самородной меди не характерны для рифтовых зон, но отмечаются в базальтах континентальных

окраин. Базальные осадки здесь содержат кварцевый песок, зерна слюды, споры и пыльцу наземных растений континентального спектра. Это свидетельствует о близости континентального берега в ту пору, когда поверхность базальтов была срезана абразией и получала осадки с близлежащего континента. Вероятней всего, эта часть плато была тогда шельфом. Учитывая существование во внутренней части плато Воринг грабена, заполненного мезозойскими и кайнозойскими осадочными толщами, можно предполагать, что поступление осадочного материала на внешнюю часть плато происходило не с востока, а с запада, с суши, находившейся на месте нынешних Норвежской и Лофотенской котловин.

Щелочными оказались базальты Фареро-Исландского порога. Как и в случае внешней части плато Воринг, это свидетельствует скорее всего о континентальной природе фундамента. И здесь базальты содержат вкрапленники самородной меди. В Норвежской и Лофотенской котловинах базальты акустического фундамента оказались моложе покрывающих их осадков: возраст базальтов в скв. 337 на хребте Аегир, в скв. 343 и 345 в Лофотенской котловине равен 18; 28,5 и 27 млн. лет, при возрасте соответствующих базальных осадков 27-32; 49-53 и 34-43 млн. лет. Вероятнее всего, базальты акустического фундамента в этих котловинах отвечают силлам и не должны рассматриваться в качестве базальтов рифтогенного фундамента.

Все сказанное позволяло предложить наравне со схемой развития Норвежско-Гренландского бассейна, принятой коллективом участников 38-го рейса [Talwani, Udentsev et al., 1976], альтернативную схему, исходящую из представлений о тектонической неоднородности Норвежско-Гренландского бассейна [Удинцев, 1977; 1982].

После 38-го рейса б/с «Гломар Челленджер» комплексные геолого-геофизические исследования Норвежско-Гренландского бассейна продолжались весьма интенсивно и было получено много новых данных. Значительным событием было обобщение таких данных в геофизическом атласе этого бассейна [Grønlie & Talwani, 1978].

Исследования прохождения поверхностных сейсмических волн, вызванных землетрясениями в зоне Ян-Майенского разлома, позволили установить неизвестную ранее мощность земной коры под Исландским плато, которая оказалась равной примерно 20 км [Evans & Sacks, 1980]. Такая мощность земной коры мало вероятна, если структура этого плато рифтогенна, тем более что предполагаемый рифтогенез должен был проходить в условиях быстрой миграции активной рифтовой зоны. Сейсмическое зондирование с применением многоканальных систем позволило теперь уже достаточно определенно выявить слоистую структуру толщ под поверхностью акустического фундамента внешней части плато Воринг. Слои наклонно падают в сторону океанических котловин, и мощность их возрастает в этом направлении [Hinz & Weber, 1976; Mutter et al., 1982]. Подобное залегание слоев покровных базальтов и вулканогенно-осадочных толщ известно для Восточной Исландии. При сейсмическом зондировании было установлено, что такое залегание продолжается вглубь и пересекает горизонтально лежащую границу раздела со скоростями 6,2 км/с, выделяемую по методу преломленных волн [Зверев и др., 1979]. Суммарная мощность слоистой толщи внешней части плато Воринг достигает 5 км и сопоставима с мощностью вулканогенно-осадочной толщи, выявленной методом отраженных волн на восточном подводном склоне Гренландии и равной также примерно 5 км [Hinz & Schlütter, 1980]. Подобная структура осадочных толщ обнаружена в ряде районов континентальных окраин Мирового океана, что послужило основой гипотезы К. Хинца о формировании таких толщ в условиях прогибающихся континентальных окраин, на которые поступает вулканогенный материал из рифтовых зон [Hinz, 1981]. Мощная осадочная и вулканогенно-осадочная толща была прослежена от плато Воринг до Фареро-Исландского порога и в Фареро-Исландском желобе. При этом установлено, что так называемый Фареро-Шетландский уступ акустического фундамента [Talwani & Eldholm, 1977] не отвечает положению границы между континентальной и океанической корой и

соответствует восточному краю базальтового покрова эоценового возраста океанического траппа, лежащего на 5-6-километровой толще мезозойских осадков, подстилаемых утоненной корой континентального типа [Smythe et al., 1983]. Аналогичная кора подстилает Фареро-Шетландский желоб [Косминская и др., 1977_a] и, по-видимому, внутреннюю часть плато Воринг. Для этого погрузившегося и океанизированного блока было предложено в свое время название Северо-Шетландского блока [Удинцев, 1977].

Авторы упомянутого выше исследования [Smythe et al., 1983] допускают альтернативные объяснения образования восточной части Норвежской котловины: в результате предполагаемого концепцией тектоники плит спрединга (но не в эоцене, а в мезозое, как минимум в доальбское время), в результате интра-континентального рифтогенеза или в результате погружения и океанизации. Они предпочитают вариант спрединга, поскольку в отличие от концепции океанизации концепция тектоники плит кажется им «более элегантной и в то же время более точной». Напротив, мне кажется более правдоподобным вариант погружений и океанизации с накоплением мощных осадочных толщ во внутриконтинентальном грабене, подобном грабену Викинг, с последующим перекрытием в палеоцене и эоцене базальтовыми траппами, отмечающими начало океанизации в масштабах всего Норвежско-Гренландского бассейна. Свидетельство нового этапа спрединга в эоцен-олигоцене авторы упомянутой публикации [Smythe et al., 1983] видят в положении 23-й и 24-й аномалий магнитного поля. Поскольку эти аномалии проходят и по внешней части плато Воринг, континентальная природа которой теперь представляется более определенной, то и этот признак перехода к рифтогенной океанической коре в Норвежской котловине не кажется столь уж убедительным.

Новые данные, полученные в Атлантическом океане уже за пределами Норвежско-Гренландского бассейна, но на структурах, сходных с некоторыми структурами этого бассейна, позволяют развить анализ строения его дна. Глубоководное бурение 80-го рейса б/с «Гломар Челленджер» на краевом плато Гобан в южной части Евро-Гренландского региона выявило глубокое погружение континентальных блоков [Graciansky et al., 1981], часть которых, возможно, маскируется покровными базальтами и которые весьма сходны со структурами внешней части плато Воринг и Северо-Шетландского блока, а также цоколя Фарерских островов. Бурение 81-го рейса б/с «Гломар Челленджер» на западном склоне плато Роколл вблизи аномалии 24В (скв. 553, 554) также выявило свидетельства погружения прежнего блока континентальной суши, сопровождающегося образованием эпиконтинентальной толщи осадочных и вулканогенно-осадочных слоев и базальтовых покровов, наклонно падающих с утолщением в сторону новообразованной Исландской океанической впадины. Структура этой вулканогенно-осадочной толщи рассматривается как аналогичная выявленным ранее на внешней части плато Воринг и на восточной окраине Гренландии [Montadert et al., 1979].

Подобное погружение блоков континентальных окраин было выявлено ранее при бурении в 49-м рейсе б/с «Гломар Челленджер» в Бискайском заливе, на банке Галисия и вблизи Большой Ньюфаундлендской банки [Montadert et al., 1979]. Логичным является предположение о сходном развитии плато Роколл и окраин Норвежского моря, об эквивалентности третичных базальтов западной окраины Европы и восточной окраины Гренландии (базальты провинции Туле). Черты большого сходства можно видеть в строении погруженных континентальных блоков Орфан [Linden, 1975], Ньюфаундлендского хребта и так называемого «Хребта аномалии J» [Gradstein et al., 1977; Tucholke & Ludwig, 1982] с Северо-Шетландским блоком и блоком внешней части плато Воринг.

Для оценки справедливости предположения о нерифтогенном происхождении Исландского плато весьма интересны результаты интенсивных исследований срединно-океанических плато, находящихся около трансформных разломов Вима и Романш. В результате этих исследований достаточно убедительно показано, что упомянутые плато

длительное время сохраняют свое стабильное положение в осевой зоне океана и еще в недавнем прошлом представляли собой сушу и мелководья, служившие, возможно, сухопутными мостами между Африкой и Южной Америкой [Bonatti & Honnorez, 1971; Bonatti & Chermak, 1981; Bonatti et al., 1983]. Аналогия с Брито-Гренландскими порогами и Исландским плато кажется вполне логичной.

Несмотря на большую удаленность от рассматриваемого бассейна, чрезвычайно важны результаты, полученные для континентальной окраины Африки в Южной Атлантике. Погруженные континентальные блоки юрского и нижнемелового возраста выявлены здесь в нижней части континентального склона и на большом удалении от берега, там, где идентифицированы мезозойские линейные аномалии магнитного поля М4, М8, М9 [Austin & Uchupi, 1982]. Погружение и океанизацию этих блоков авторы связывают с периокеаническим дроблением окраины древнего континента в начальные фазы рифтогенеза, сравнивая этот процесс с дроблением окраин континента и погружением плато Воринг, плато Роколл, краевых блоков континента в Бискайском заливе, в Лабрадорском море, на восточной окраине США, на западной окраине Австралии. Такое сравнение весьма перспективно.

С результатами, полученными в Норвежской котловине, где была выявлена слоистость в толще фундамента, прослеживаемая до глубин порядка 5-6 км от его поверхности [Smythe et al., 1983], интересно сопоставить результаты сейсмического зондирования в Ангольской котловине [Musgrove & Austin, 1983]. Здесь была обнаружена четкая слоистость в слоях 2В, 2С и 3 коры океанического типа, прослеживаемая на глубину до 4 км от поверхности акустического фундамента. Природа этой слоистости неясна, но можно высказать предположение, что и здесь это в значительной мере связано со слоистостью вулканогенно-осадочных толщ, подобных толщам желоба Мере, внутренней части плато Воринг и желобов Северо-Шетландского, Фареро-Шетландского и Роколл.

Сопоставляя все рассмотренные данные, можно сделать некоторые общие выводы. Процесс океанизации, проявляющийся в дроблении континентальных окраин (интраконтинентальный или периокеанический рифтогенез), погружении континентальных блоков и утоньшении прежней континентальной коры в ее геофизических параметрах, а также в физико-химической переработке коры и частичном замещении мантийными выплавками, охватывает значительные пространства современных континентальных окраин и периферии океанических впадин, в прошлом занятых континентальными массивами. Формирование покровных базальтов, а также наклонно падающих и утолщающихся в сторону океанических впадин вулканогенно-осадочных и осадочных толщ отмечает начальные этапы рифтогенеза и образования океанических впадин, оно весьма характерно для континентальных окраин пассивного типа. Для ложа новообразованных океанических впадин за пределами рифтогенальных срединно-океанических хребтов характерно образование базальтовых покровов - океанических траппов как совокупности излияний лавы на дно котловин и вторжений силлов в толщу уже накопленных там осадков. Линейные аномалии магнитного поля в периферических частях океанов и на срединно-океанических плато могут иметь происхождение, не зависящее от развития осевого рифта, а связанное с образованием разломов и нормальных сбросов, с развитием периокеанических рифтов; они не имеют хронологического значения. Срединно-океанические плато и трансокеанические пороги могут иметь реликтовую континентальную природу и отражать своим существованием неравномерность проявления процесса рифтогенеза в пространстве и времени.

В приложении к рассматриваемому здесь Норвежско-Гренландскому бассейну эти выводы позволяют более уверенно утверждать, что область бассейна тектонически весьма неоднородна; рифтогенез, игравший в ее развитии существенную роль, менялся со временем от рассеянного на значительном пространстве древнего континента в виде ветвившейся системы интраконтинентальных рифтов к локализованному в осевых частях

современных рифтогенальных срединно-океанических хребтов Мона и Кольбейнсей. Это сопровождалось отмиранием океанических грабенов-рифтов Викинг, Фареро-Шетландского, Северо-Шетландского, внутренней части плато Воринг и Мёре. Дробление континента, а затем континентальных окраин с погружением и переработкой отделяемых периокеаническими рифтами блоков, проходящих при этом разные стадии океанизации, можно видеть на примере Брито-Гренландских порогов, краевых плато Воринг и Фарерского, Северо-Шетландского блока и периферических частей Норвежской, Лофотенской и Гренландской котловин.

В пределах структур, сформированных этими процессами, можно наблюдать пространственно-временную неоднородность, проявляющуюся в вариациях их морфологии (например, морфологии хребтов Мона и Кольбейнсей); в существовании реликтового Исландского плато с Ян-Майенским хребтом; в отсутствии параллелизма в системе линейных аномалий магнитного поля; в очертаниях континентальных окраин, включающих погруженные краевые блоки; в отсутствии трансформных разломов между Брито-Гренландскими порогами и ложем котловин; в разной степени погружения и переработки краевых континентальных блоков; в неравномерном развитии базальтовых покровов. В предпочитаемой мною схеме развития Норвежско-Гренландского бассейна преобладающую роль играют вертикальные движения, достаточно определенно выявляемые и оцениваемые количественно как по данным бурения, так и по данным геоморфологического анализа, включая анализ структуры акустического фундамента. Меньшую роль играют горизонтальные движения. Их трудно оценить количественно, поскольку единственным критерием оценки до сих пор являются линейные аномалии магнитного поля, хронологический смысл которых в периферических частях океана становится сомнительным в силу очевидной двоякости их природы.

Молодость Норвежско-Гренландского бассейна и вместе с тем черты сходства в строении его частей со строением других океанических бассейнов позволяют предполагать, что на примере этого бассейна можно исследовать ранние этапы развития более зрелых океанических бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1. 415 с.
2. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 284 с.
3. *Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б., Беляев А.В.* и др. Структура осадочного чехла и акустического фундамента дна океана. - В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 29-50.
4. *Геодекан А.А., Верховская З.И., Судбин А.В., Троцюк В.Я.* Газы в водах и донных осадках. - В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 144-155.
5. *Зверев С.М., Литвиненко И.В., Пальмасон Г.* и др. Сейсмические исследования Западного рифта в Южной Исландии. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, № 54, зып. 3, с. 14-27.
6. *Корсаков О.Д.* Особенности строения окраинных плато (на примере плато Воринг). - Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2, с. 411-414.
7. *Косминская И.П., Зверев С.М., Михота Г.Г., Красильщикова Г.А.* Программа Северо-Атлантического сейсмического проекта. - В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность, геотермия. М.: Наука, 1977^а, с. 121-130.
8. *Косминская И.П., Рыкунов Л.Н., Красильщикова Г.А.* и др. Глубинное строение земной коры и сейсмичность. - В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Строение дна океана. М.: Наука, 1977^б, с. 50-74.

9. Пушаровский Ю.М. [Некоторые общие проблемы тектоники Арктики](#). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9, с. 15-28.
10. Талвани М., Удинцев Г.Б., Бьорклунд К. и др. 38-й рейс бурового судна «Гломар Челленджер», - Океанология, 1975, т. 15, вып. 6, с. 1128-1133.
11. Талвани М., Удинцев Г.Б. Тектоника дна океана. - В кн.: Геология дна Мирового океана. Атлантика: Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982, с. 155-182.
12. Удинцев Г.Б., Янишин А.П. Структуры морского и океанического дна. - В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 344-390.
13. Удинцев Г.Б. Исследования подводных структур в районе Исландии. - Вестн. АН СССР, 1972, № 6, с. 82-88.
14. Удинцев Г.Б. Строение дна океана. - В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 178-196.
15. Удинцев Г.Б. Примечание к разделу «Тектоника дна океана». - В кн.: Геология дна Мирового океана. Атлантика: Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982, с. 182-189.
16. Харин Г.С. Магматические породы Норвежского и Гренландского морей. - В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера»: Литология и петрография. М.: Наука, 1979, с. 162-166.
17. Austin J.A., Uchupi E. Continental-oceanic crustal transition off southwest Africa. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1982, vol. 66, N 9, p. 1328-1347.
18. Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading Crustal Blocks at the Mid-Atlantic Ridge. - Science, 1971, vol. 134, p. 1329-1331.
19. Bonatti E., Chermak A. Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic. - Tectonophysics, 1981, vol. 72, p. 165-180.
20. Bonatti E., Sartory R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema fracture zone in the Atlantic: Evidence from dredged limestones. - Tectonophysics, 1983, vol. 91, p. 213-232.
21. Evans J.R., Sacks I.S. Lithospheric structure in the North Atlantic from observations love and rayleigh waves. - J. Geophys. Res., 1980, vol.85, N B12, p. 7175-7182.
22. Graciansky P.C., Poag C.W. et al. Leg 80 - Goban Spur. - JOIDES Journal, 1981, vol. 7, p. 12-20.
23. Gradstein F.M., Grant A.S., Jansa L.P. Grand Banks and J-anomaly Ridge: a geological comparison. - Science, 1977, vol. 197, N 4508, p. 1074-1076.
24. Grønlie C., Talwani M. Geophysical atlas Norwegian-Greenland Sea. 1978. (Vema Research Series; Vol. 4, Lamont-Doherty Geological Observ.).
25. Hinz K. The seismic crustal structure of the Norwegian continental margins in the Vøring Plateau, in the Norwegian deep-sea, and on the eastern flank of the Jan Mayen Ridge between 66° and 68°N. - In: 24th Intern. Geol. Congr., sec. 8. Montreal, 1972, p. 28-36.
26. Hinz K., Weber J. Zum geologischen Aufbau des Norwegischen Kontinentalrandes und der Barents See nach ferlexionseismischen Mussangen. - DGMK Fachgruppentagung, 1976, vol. 6, bis 8/10, Hannover, p. 3-29.
27. Hinz K., Schlütter H.-U. Continental margin of Greenland. - In: Tenth World Petrol. Congress, Bucharest. L., 1980, vol. 2. Exploration Supply and Demand, p. 405-418.
28. Hinz K. A hypothesis on terrestrial catastrophes Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margin: Their origin and paleoenvironmental significans. - Geol. Jahrb. E, 1981, vol. 22, p. 3-28.
29. Johnson G.L., Heezen B.C. The morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea. - Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, p. 755-771.
30. Van der Linden W.J.M. Crustal attenuation and sea-floor spreading in the Labrador Sea. - Earth and Planet. Sci. Lett. 1975, vol. 27, p. 409-423.
31. Montadert L., Roberts D.G. et al. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the bay of Biscay. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 1979, vol. 49, p. 1025-1060.

32. *Musgrove L.A., Austin J.A.* Intrabasement structure in the southern Angola basin. - *Geology*, 1983, vol. 11, N 3, p. 169-173.
33. *Mutter J.C., Talwani M., Stoffa P.L.* Origin of seaward dipping reflectors in crust off Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". - *Geology*, 1982, vol. 10, N 7, p. 353-357.
34. *Roberts G., Schnitker D.* et al. Leg 81 - Rockall Plateau. - *JOIDES Journal*, 1981, vol. 7, N 3, p. 21-33.
35. *Smythe O.K., Chalmers J.A., Skuce A.G. et al.* Early history of the North Atlantic. I. Structure and origin of the Fareroe-Shetland escarpment. - *Geophys. J. Roy. Soc.*, 1983, vol. 72, p. 373-394.
36. *Talwani M., Udintsev G.B. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash.: Gov. Print. Off., 1976. Vol. 38. 1256 p.
37. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, N 7, p. 969-999.
38. *Talwani M., Eldholm O.* Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents. - *Nature*, 1982, vol. 241, p. 325-330.
39. *Tucholke B.E., Ludwig W.J.* Structure and origin of the J-anomaly ridge, western North Atlantic ocean. - *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, N B11, p. 9389-9407.
40. *Vogt P.R., Ostenso N.A.M., Johnson G.L.* Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading North Iceland. - *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 5, p. 903-920.

Ссылка на статью:



Удинцев Г.Б. Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация // Доклады XXVII МГК. Т. 4. М.: Наука. 1984. С. 51-57.