УДК 551.24

СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ДО НАЧАЛА СПРЕДИНГА НА ХРЕБТЕ КОЛБЕЙНСЕЙ

© 2019 г. С. В. Усенко^{1, 2, *}, Т. В. Прохорова^{1, **}

1 Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН

117997 Москва, ул. Профсоюзная, 84/32 ² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН 123242 Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1 *e-mail: usenko@mitp.ru, svu2255@mail.ru **e-mail: tatprokh@mitp.ru

Поступила в редакцию 04.06.2019 г.

В результате анализа глубинного строения Восточно-Гренландской окраины (Блоссевил Кист – Ливерпуль Ленд) и микроконтинента Ян-Майен составлена единая модель земной коры до их раскола. Совмещенная модель наглядно демонстрирует суммарный результат этапов рифтогенеза в палеозое, мезозое и кайнозое. Начиная с девонского времени, между Ливерпуль Ленд и хребтом Ян-Майен существовал грабенообразный прогиб шириной порядка 180 км, который был образован в результате некомпенсированного осадконакоплением прогибания кристаллического фундамента. Глубина морского бассейна в конце девонского времени составляла около 2 км.

На совмещенном глубинном разрезе земной коры, с запада на восток, отчетливо выделяются три уровня глубины залегания поверхности верхней мантии, апроксимирующие наложенные друг на друга куполообразные поверхности. Мы интерпретируем эти поверхности как температурные фронты разных по времени формирования мантийных плюмов: палеозойский, мезо-кайнозойский и позднекайнозойский.

Под бровкой современного шельфа Блоссевил Кист (Blosseville Kyst) и Ливерпуль Ленд (Liverpool Land) выделено поднятие фундамента, которое коррелируется с осью положительной гравитационной аномалии в редукции свободного воздуха (free-air gravity). Восточнее поднятия вдоль оси аномалии намечена граница континент-океан. Современный этап геологического развития Гренландско-Норвежского региона, севернее Исландии, характеризуется повышенным термальным состоянием литосферы и проявлением внутриплитной тектоники.

Ключевые слова: сейсмические исследования, строение земной коры, рифтогенез, тепловой поток, пассивная континентальная окраина, граница континент–океан.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0203-03062019666-78

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый регион расположен к северу от острова Исландия до Западно-Ян-Майенской зоны разломов, между сопряженными континентальными окраинами Восточной Гренландии и Западной Европы. Среди сегментов Северной Атлантики этот регион является наиболее сложным как в морфоструктурном плане океанского дна, так и в разнообразии геотектонических структур, находящихся на различных этапах геологического развития. Здесь расположены два спрединговых хребта: действующий Колбейнсей и "отмерший" — Эгир, горстовый Хребет Ян-Майен, Впадина Ян-Майен и ряд более мелких структур (рис. 1). При этом Хребет Ян-Майен и Впадина Ян-Майен, объединяемые в единый микроконтинент Ян-Майен [Blischke et al., 2017], имеют континентальный тип земной коры, и располагаются в настоящее время в центре океанического бассейна. Эта часть Норвежско-Гренландского моря является относительно молодым океаническим бассейном, формирование которого происходило последние 56 миллионов лет в результате спрединга морского дна. История формирования Гренландской и Западно-Европейской континентальных окраин включает в себя несколько этапов рифтогенеза, последний из которых, в начале кайнозоя, привел к расколу континентов и спредингу морского дна [Eldholm et al., 1987]. По праву этот регион называют природной лабораторией для изучения процессов формирования пассивных

континентальных окраин на ранних стадиях их развития. Эти исследования дают возможность приблизиться к пониманию процессов эволюции переходных зон от континентов к океанам, граница между которыми является наиболее важной геологической границей [Eldholm et al., 1987]. Современные представления о строении земной коры Норвежско-Гренландского региона, истории тектонического развития сопряженных континентальных окраин, их магматизма, сформированы благодаря относительно большому объему геофизических исследований (в первую очередь сейсмических), результаты которых были обобщены и проанализированы в работах [Skogseid, 1994; Berndt et al., 2001; Lundin, Dore, 2002; Faerseth, Lien, 2002; Mosar et al., 2002; Hamann et al., 2005; Breivik et al., 2006, 2012; Olesen et al., 2007; Gernigon et al., 2012; Brandsdottir et al., 2015; Kvarven et al., 2015; Mjelde et al., 2015; Blischke et al., 2017]. Считается что последний эпизод рифтогенеза в регионе проходил в Мел(кампан)-Палеоценовое время, продолжался 25-27 млн лет и привел к континентальному разделению. Первая океаническая кора была сформирована (~55 млн лет) в Норвежском бассейне на спрединговом хребте Эгир [Talwani, Eldholm, 1977; Gaina et al., 2009; Blischke et al., 2017]. Затем, 49-44 млн лет назад в результате рифтогенеза на центральной части Восточно-Гренландского побережья в районе Блоссевил Кист (Blosseville Kyst) начал отделяться микроконтинент Ян-Майен [Larsen et al., 2013; Talwani, Eldholm, 1977; Gunnarsson et al., 1989; Blischke et al., 2017; Scott et al., 2005]. Окончательное отделение от Восточной Гренландии произошло в раннем Миоцене, когда произошел скачок спрединговой оси от хребта Эгир (Aegir) к хребту Колбейнсей (время между магнитными аномалиями С7 и Сбб, 24-21.56 млн лет). Аномалия С5 и более молодые аномалии уверенно прослеживаются на восточном и западном флангах хребта Колбейнсей [Vogt et al., 1980], и считается, что океанический спрединг вдоль ныне действующего хребта Колбейнсей развивался со времени магнитной аномалии C5 [Eldholm et al., 1990].

Основными структурными элементами микроконтинента Ян-Майен являются горстовый Хребет Ян-Майен и прилегающая к нему с запада Впадина Ян-Майен (Jan Myen Basin) [Blischke et al., 2017]. Сейсмические исследования с донными трехкомпонентными сейсмографами [Kodaira et al., 1998] показали что Впадина Ян-Майен имеет аномально тонкую континентальную земную кору. Тип коры определен по значениям скорости продольных волн $V_p = 5.8-6.1$ км/с для верхней и $V_p = 6.7-6.8$ км/с для нижней, которые общеприняты для кристаллической коры

континентального типа. В пределах микроконтинента Ян-Майен не прослеживаются линейные магнитные аномалии, магнитное поле имеет здесь изометричный "спокойный" характер [Gernigon et al., 2012; Olesen et al., 2007]. Впадину Ян-Майен часто сравнивают с другими участками утоненной земной коры, которые расположены в пределах различных невулканических рифтогенных континентальных окраин [Whitmarsh et al., 1990; Horsefield et al., 1994; Kodaira et al., 1998]. По нашему мнению Впалина Ян-Майен является своего рода феноменом и заслуживает более подробного обсуждения геотектонических и геодинамических характеристик. Целью наших исследований также является рассмотрение новейшей внутриплитной тектоники и некоторых особенностей рифтогенеза в кайнозойское время между сопряженными Восточно-Гренландской Западно-Ян-Майенской континентальными и окраинами. В настоящей статье использованы результаты опубликованных сейсмических исследований, полученные в рейсах 10 и 15 научноисследовательского судна "Академик Курчатов" в 1971 и 1973 гг. [Береснев, Удинцев, 2006], а также отдельные временные разрезы из базы данных GeoMapApp (http://www.geomapapp.org/), полученных с судна "Вима" Лаамонтской геофизической обсерватории (Lamont-Doherty Earth Observatory, LDEO, https://www.ldeo.colambia. edu) Колумбийского университета США в 1973 г. (см. рис. 1).

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВПАДИНЫ ЯН-МАЙЕН

Здесь мы остановимся на уникальных (с нашей точки зрения) особенностях модели земной коры [Kodaira et al., 1998]. Впадина Ян-Майен имеет около 6 км осадочных отложений: кайнозойских ($V_p = 2.0-3.4$ км/с), ме-зозойских ($V_p = 4.0-4.7$ км/с), палеозойских ($V_p = 5.0-5.5$ км/с), наибольшая мощность которых приурочена к западному флангу Хребта Ян-Майен. В рельефе поверхности мезозойских образований ($V_p = 4.0$ км/с) наблюдаются блоки, сформированные сбросами, направленными к центру впадины. Углы наклона блоков по сбросам составляют около 24° [Usenko et al., 2018]. Максимальное значение общей мощности осадочного чехла (~6 км) приурочено к прогибу в рельефе поверхности верхней коры. Ширина прогиба вдоль профиля L4 (см. рис. 1), пересекающего с юго-востока на северо-запад наиболее широкую часть впадины (~70 км) составляет порядка 65 км.

В центральной части этого прогиба мощность верхней коры незначительно утонена (2700 м) по сравнению с прилегающими бортами (3500-3700 м). На северо-западном конце профиля L4 верхняя континентальняя кора утоняется (до 1400 м), это происходит в 25 км от центра Впадины Ян-Майен в северо-западном направлении (см. рис. 1, рис. 2). Значения скорости продольных волн в верхней коре прогиба уменьшаются с востока на запад от 6.0 км/с до 5.8 км/с у поверхности и от 6.4 км/с до 6.1 км/с у подошвы. Прогиб имеет форму полуграбена, "раскрывающегося" на запад. Углы наклона сбросов, формирующих борта прогиба около 11°. В пределах юго-восточного борта прогиба палеозойские [Kodaira et al., 1998] отложения имеют форму двояковыпуклой линзы, северо-западная часть которой резко утоняясь выстилает дно прогиба. Общая мощность палеозойских и мезозойских осадков в центральной части (по профилю L4) составляет порядка 3500 м.

Нижняя земная кора в центре Впадины Ян-Майен сокращается практически до нуля, но затем утолщается снова. Континентальная кора Хребта Ян-Майен имеет высокое значение отношения мощности нижней коры к верхней, что является редким для нормальной континентальной коры [Kodaira et al., 1998; Christensen, Mooney, 1995]. В центре хребта эта величина составляет 3.8, на флангах хребта (в 20 км) она уменьшается до 2.2 на востоке и 1.2 на западе. Увеличенная мощность земной коры на восточном фланге Хребта Ян-Майен объясняется [Mjelde et al., 2007] присутствием в ней мафических интрузий, внедрение которых произошло в течение эоценового рифтинга и последующего раскола земной коры.

ВОСТОЧНО-ГРЕНЛАНДСКАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА

Информация о строении земной коры получена в результате глубинных сейсмических зондирований [Weigel et al., 1995; Mandler, Jokat, 1998] и многоканальной сейсмики методом отраженных волн (Multichannel Seismic Reflection) [Larsen, 1984]. Исследования показали, что на этом участке континентальной окраины происходили сильные вертикальные пост-рифтовые движения земной коры [Larsen, 1984]. При этом вертикальные дифференцированные движения происходили (были



Рис. 1. Обзорная карта района исследований. Батиметрическая основа SRTM30.v.4 [Becker et al., 2009]. Черные линии – сейсмические профили, использованные в настоящей работе: 1 – глубинные сейсмические зондирования (точки – положение донных сейсмических станций); 2 – многоканальная сейсморазведка методом отраженных волн; 3, 4 – непрерывное сейсмическое профилирование (3 – научно-исследовательское судно "Вима", 4 – научно-исследовательское судно "Академик Курчатов"). Кружок с номером 987 – скважина глубоководного бурения. Впадина Ян-Майен выделена серым цветом.

сконцентрированы) вблизи границы перехода между континентом и океаном (ГКО). Модель земной коры вдоль профиля 1-3 (см. рис. 1) на западе представлена выходящими на поверхность каледонидами с $V_p = 5.0$ км/с, перекрывающими докембрийский фундамент с $V_p = 6.0-6.6$ км/с. Глубина поверхности Мохо составляет около 35 км. Мощность нижней коры достигает 30 км, далее на восток поверхность фундамента погружается на глубину около 15 км, формируя глубокую впадину заполненную осадками палеозоя с $V_p = 5.8$ км/с в нижней части разреза. Выше залегают образования с $V_p = 4.0-5.0$ км/с. Эта впадина является южным продолжением [Weigel et al., 1995] осадочного бассейна Джемесон Ленд (Jameson Land), который был сформирован в каледонский период. В районе северо-восточного мыса Блоссевил Кист (Blossevile Kyst) (см. рис. 1, рис. 2) фундамент представлен поднятием, которое отделяет два осадочных бассейна, внутренний и внешний. Поднятие характеризуется аномально толстой верхней континентальной корой ($V_p = 6.0-6.4$ км/с) и тонкой нижней ($V_p = 6.8-6.9$ км/с), соотношение их мощностей составляет 3:1. Восточный склон поднятия сформирован опущенными по сбросам блоками фундамента [Larsen, 1984; Weigel et al., 1995], ограничивающими с запада впадину, где мощность осадочных образований ($V_p = 1.9-4.5 \text{ км/c}$) в настоящее время достигает более 5000 м. Этот осадочный бассейн формирует большую часть шельфа Ливерпуль Ленд (порядка 100 км). Самые древние осадки ($V_p = 5.8 \text{ км/c}$) по мнению

[Weigel et al., 1995] имеют позднезоценовый возраст и насыщенны интрузиями. Вышележащие осадки ($V_p = 1.9-4.5$ км/с) вероятно имеют третичный возраст и связаны с этапом отделения Хребта Ян-Майен от Гренландии [Weigel et al., 1995]. В целом граница Мохо ($V_p = 8.1$ км/с) ис-пытывает подъем от 36 км до 14 км в районе восточного склона поднятия (см. рис. 2). Аномально тонкая континентальная кора под глубоким западным прогибом в Скоресби Сунд (Scoresby Sund) утолщается (более 21 км) в пределах поднятия и незначительно утоняясь под восточной впадиной, в районе 6-й магнитной аномалии достигает 4 км. Далее на восток толщина нижней коры ($V_p = 6.9-7.4$ км/с) составляет 6 км. Сейсмические скорости в нижней континентальной коре по латерали (с запада на восток) изменяются в пределах $V_p = 6.8-7.4$ км/с, максимальное значение наблюдается под осадочным бассейном восточнее поднятия фундамента, в 50 км от береговой линии. Далее на восток в настоящее время океаническая нижняя кора имеет $V_p = 6.9 - 7.4$ км/с на протяжении от континентального склона до хребта Колбейнсей.

Рассмотрев детально особенности строения земной коры континентальной окраины Скоресби Сунд и микроконтинента Ян-Майен, мы предлагаем гипотетическую реконструкцию (см. рис. 2) расположения микроконтинента Ян-Майен на Восточно-Гренландской континентальной окраине до его "отрыва" и перемещения в результате спрединга морского дна в кайнозое. На совмещенной модели



Рис. 2. Совмещенная модель земной коры Восточной Гренландии и микроконтинента Ян-Майен, по [Weigel et al., 1995; Kodaira et al., 1998] с изменениями.

1, 2 – нижняя и верхняя континентальная кора; 3–5 – осадочные образования: 3 – палеозойские, 4 – мезозойские, 5 – кайнозойские; 6 – море; 7 – пиллоу базальты; 8 – "возраст" Мохо: Мрz – палеозойский, Мmz – мезозойский, Mkz – кайнозойский; 9 – скорость продольных волн; 10 – плотность (г/см³); 11 – номер магнитной аномалии; 12 – граница совмещения Гренландии и микроконтинента Ян-Майен.

наблюдается хорошее согласование основных структурных элементов земной коры (см. рис. 2). В рельефе фундамента (поверхности верхней континентальный коры) после реконструкции восстанавливается целостный вид прогиба шириной порядка 180 км. Этот прогиб, вероятно, был сформирован в девоне в результате некомпенсированного осадконакоплением прогибания. Палеозойские осадочные образования располагаются в виде крупных линз в прибортовых зонах прогиба. Мощность осадков образующих эти линзы значительно сокращается к центру прогиба. Мезозойские образования ($V_p = 4.0-4.7$ км/с) наблюдаются только в восточной части прогиба, имеют повышенную мощность у восточного борта и сокращаются к центру прогиба. Западный борт прогиба сформирован блоком фундамента, отделяющим его от палеозойско-мезозойской глубокой впадины Джемесон Ленд (Jameson Land), которая была ловушкой мезозойских осадков и не давала им достигнуть восточного прогиба. Эти два прогиба, на наш взгляд, представляли часть океана Япетус, глубина которого (по нашим оценкам) в этом районе достигала порядка 2.0 км.

рельефе поверхности верхней мантии В (см. рис. 2) выделяются три участка: І – резкий подъем и "выполаживание" под осадочным бассейном Джемесон Ленд (Jameson Land), II – подъем и "выполаживание" под осадочным бассейном мористее (oceanward) поднятия фундамента и III – локальный подъем Мохо в пределах Впадины Ян-Майен (Jan-Maven Basin). Следуя за [Schlindwein, Jokat, 1999], мы считаем, что эти участки Мохо были сформированы в девонское, мезозойское и кайнозойское время. При этом подъем поверхности верхней мантии в пределах впадины Ян-Майен (Jan-Mayen Basin) сформировался (на наш взгляд) в конце кайнозойского времени на месте нынешнего расположения микроконтинента Ян-Майен.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И СТРУКТУРА АКУСТИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Информация о строении осадочного чехла и природе акустического фундамента получена в результате сейсмических исследований методом отраженных волн и опубликована в ряде статей [Hinz, Schluter, 1978, 1980; Larsen, 1984, 1990; Vanneste et al., 1995; Butt et al., 2001]. На рассматриваемом (в этой статье) участке Восточно-Гренландской континентальной окраины наиболее полные сейсмостратиграфические модели осадочного чехла разработаны [Larsen, 1984, 1990; Vanneste et al., 1995] по профилям GGU82-11, GGU82-12, 90600 (рис. 3, см. расположение на рис. 1).

Единственная в этом районе скважина глубоководного бурения 987 была пробурена на восточном окончании профиля GGU82-12. на северном фланге Скоресби Сунд (Scoresby Sund) (см. рис. 1). Глубина скважины составляет 859.4 м ниже морского дна и судя по сейсмическим данным всего несколько метров не достигла фундамента. Самые древние осадки, в основании скважины, датируются приблизительно 7.5 млн лет [Jansen et al., 1996]. Сопоставление сейсмостратиграфической модели осадочного чехла и разреза скважины 987 были предприняты рядом авторов [Larsen, 1984, 1990; Vanneste et al., 1995]. Однако корреляция выделенных сейсмостратиграфических седиментационных комплексов вдоль профиля 90600 и слоев в скважине 987 оказалась затруднительной и носит "спекулятивный" характер [Vanneste et al., 1995]. Мощность осадков на внешнем шельфе и верхней части континентального склона вдоль этого профиля достигает порядка 1000 м. В осадочном чехле выделены три сейсмических комплекса (см. рис. 3а), два нижних (I и II) интерпретируется как догляциальные, III – как гляциальные осадочные отложения Плио-Плейстоценового (Plio-Pleistocene) возраста. В юго-восточной части профиля 90600, на временном сейсмическом разрезе (см. рис. 3б) комплекс I и подстилающий его акустический фундамент представлен отражениями, имеющими "бугристый", выпуклый характер и интерпретируется [Vanneste et al., 1995] как поверхность океанической коры. Образования комплекса I, налегающие на "шероховатый" акустический фундамент получены в результате эрозии вулканического плато, которое возможно является продолжением Исландского Плато, расположенного дальше на юго-востоке. В этой области предполагается тектоническая активность в течение третичного времени, когда спрединг происходил вдоль хребта Колбейнсей в субаэральных условиях в раннем Миоцене. На сейсмическом интерпретационном разрезе профиля GGU82-11 (см. рис. 3в, рис. 1), вдоль поверхности фундамента выделяются два участка. Первый – (со стороны суши) моноклинальный и второй (примерно в 20 км к юго-востоку), характеризующийся поступательно погружающимися короткими "отражающими" площадками (интервал между 20-40 км). Можно предположить, что эта погруженная часть склона континентального фундамента, разбитая сбросами, представлена третичными покровными базальтами. Флексура поверхности фундамента имеет название [Larsen, 1984] "Блоссевил Кист эскарптмент". Далее на юговосток вдоль профиля (см. рис. 3в) фундамент имеет выраженный рельеф и разбит сбросами на



Рис. 3. Сейсмостратиграфические разрезы Восточно-Гренландской континентальной окраины по профилям. а – 90600 – по [Vanneste et al., 1995; Butt et al., 2001]; б – 90600 – по [Vanneste et al., 1995] с изменениями; в – GGU82-11 – по [Larsen, 1984] с добавлениями и изменениями; г – GGU82-12 – по [Larsen, 1984] с изменениями. Расположение см. рис. 1, пояснения – в тексте.

блоки. При этом блоки имеют видимый наклон в сторону суши (см. рис. 3в). На этом участке расположен депоцентр осадконакопления, где отмечается максимум мощности осадков и прогибания поверхности фундамента. Его природа интерпретируется как вулканическая [Larsen, 1984], так как в сторону суши он продолжается в покровные толеитовые базальты, а в сторону моря в "доказанный" океанический фундамент. Максимальные скорости прогибания [Larsen, 1984] были в палеогене и более умеренные в неогене, фундамент внешнего шельфа, этого района, был сформирован в течение неогена и прогнулся более чем на 3 км в позднем неогене. Севернее от разломной зоны Скоресби Сунд (см. рис. 1) располагается участок Восточно-Гренландской континентальной окраины, где мы выполнили реконструкцию присоединения микроконтинента Ян-Майен (см. рис. 2). Эта часть континентальной окраины простирается на север до Западно-Ян-Майенской зоны разломов на 350 км, а ширина шельфа изменяется в пределах 100-125 км. В этом районе внутренний шельф, как со стороны суши, так и со стороны моря, ограничен уступами (escarpmet), формирующими грабенообразую структуру [Larsen, 1984]. Со стороны суши борт грабена представляет разбитую сбросами поверхность континентального фундамента с блоками, наклоненными в сторону берега. Наклон поверхности блоков с глубиной увеличивается (см. рис. 3г). Сравнивая строение опускающихся блоков (положение их поверхностей) по профилям GGU82-11, GGU82-12 (см. рис. 3в, 3г) можно отметить, что растяжение континентальной коры шельфа Ливерпуль Ленд было значительно сильнее, чем шельфа Блоссевил Кист. Мы выполнили сейсмостратиграфическую интерпретацию временного разреза GGU82-12 в нижней части, в интервале 3-5 секунд, в области залегания акустического фундамента. С большим уважением к более ранней интерпретации [Larsen, 1990], мы полностью согласны с сейсмостратиграфическим разделением осадочных комплексов. Однако считаем, что намеченный "псевдо-эскарпмент" в пределах сейсмокомплекса 3 недостаточно обоснован. В области внешнего шельфа, у его современной бровки, мы выделили поднятие акустического фундамента (см. рис. 3г). Восточный склон поднятия сопрягается (на временном разрезе) с сейсмическими фациями, имеющими бугристый характер отражений и интерпретируемые нами как потоки лавы (пиллоу базальты). Мы предполагаем, что именно здесь расположена зона перехода от континента к океану. Выделенное поднятие фундамента коррелируется с положительной гравитационной аномалией в редукции "свободного воздуха" (free-air gravity), расположенной вдоль окраины Блоссевил Кист – Ливерпуль Ленд [Weigel et al., 1995]. Поднятие довольно уверенно прослеживается по профилям GGU82-11, GGU82-28, GGU82-12 (см. рис. 1).

По профилю 331 (рис. 4, см. рис. 1) приведен временной разрез [Weigel et al., 1995], на котором отображена выполненная нами сейсмостратиграфическая интерпретация волнового сейсмического поля на западном фланге хребта Колбейнсей. Мощность осадков в западной части временного разреза достигает 1.3 секунды двойного времени, в точке пересечения с профилем 4 фундамент с $V_p = 5.8-6.0$ км/с располагается на отметке 3.1 секунды (см. рис. 4). Примерно такая же глубина фундамента получена по профилю GGU82-12 (см. рис. 3г) в его восточной части [Larsen, 1984, 1990].

По характеру волновой картины на временном сейсмическом разрезе, в западной части профиля 331, поверхность океанического фундамента интерпретируется нами как последовательность наклонных блоков. Размер блоков и их высота увеличивается с запада на восток (см. рис. 4а). В этом направлении вдоль профиля выделяются три участка с различной морфологией и гипсометрическим расположением блоков фундамента. Первый участок (А) характеризуется "низкой" топографией рельефа поверхности вулканического (океанического) фундамента, представлен блоками, незначительно наклоненными на запад, аналогично другим районам континентальной окраины Блоссевил Кист – Ливерпуль Ленд (см. рис. 3). Второй участок (Б) представлен более молодой вулканической земной корой и резко выраженным рельефом поверхности фундамента, по-видимому, отвечает началу роста хребта Колбейнсей в подводных условиях. Третий участок (В) характеризуется активным тектоническим ростом хребта и высокой магматической активностью в пределах его современной возвышенной области. Подобная ситуация наблюдается на западе профиля V2910 (см. рис. 4б) в более южной части Хребта Колбейнсей (см. рис. 1). В осадочном чехле, перекрывающем участки А и Б отчетливо выделяются четыре поверхности несогласия, представленные на временном разрезе (см. рис. 4а) как эрозионные поверхности. Эти поверхности несогласия делят осадочный чехол на пять сейсмокомплексов I–V (снизу–вверх). Нижний характеризуется на временном разрезе полупрозрачной хаотично-бугристой сейсмической волновой картиной и интерпретируется нами как лавовые потоки, слегка наклоненные на запад. Комплекс формировался, по-видимому, в субаэрально-мелководной обстановке. Аналогичная ситуация наблюдается на профилях GGU82-11, GGU82-12 и описана Х. Ларсеном [Larsen, 1984, 1990], как псевдо-эскарпмент (pseudo-escarpment). В юговосточной части профиля 90600 лавовые потоки описаны К. Ванесте [Vanneste et al., 1995] (см. рис. 3, рис. 1), здесь псевдо-эскарпмент расположен между магнитными аномалиями 5В и 5А и лавовые потоки интерпретируются как возможные пиллоу базальты (pillow basalts) сформированные на окраине вулканического плато в период между 12 и 10 млн лет. На профиле 331 зона предполагаемых лавовых потоков в нижней части осадочного чехла располагается в прелелах 20 км восточнее магнитной аномалии 5. Комплекс II имеет полупрозрачный сейсмический облик, относительно выдержанную "покровную" по латерали мощность и вероятно формировался в мелководных условиях, в режиме компенсированного осадконакоплением прогибания дна палеобассейна. Комплекс III в западной части профиля имеет форму конуса выноса осадочного материала в относительно глубокий морской бассейн. Комплексы IV-V – глубоководные, представляющие дистальную часть конуса выноса осадков из Скоресби Сунд (Scoresby Sund) (см. рис. 1). Используя информацию по скважине ODP-162, 987 [Jansen et al., 1996], расположенную в этом районе, можно

приблизительно сделать хроностратиграфическую оценку выделенных нами сейсмостратиграфических комплексов: І – ранний Миоцен, II – средний Миоцен – поздний Миоцен, III – поздний Миоцен – ранний Плиоцен, V – поздний Плиоцен – Плейстоцен.

Анализ структуры акустического фундамента вдоль окраины Блоссевил Кист – Ливерпуль Ленд (рельефа поверхности, наличие наклонных блоков и направление их наклона, приуроченность депоцентров осадконакопления и т.д.) позволяет предположить его латеральную неоднородность как по составу (природе), так и по времени формирования. Так на юге континентальной окраины Блоссевил Кист (Blosseville Kyst) на временном разрезе по профилю GGU82-11 в интерпретации Ларсена [Larsen, 1984] поверхность акустического фундамента формирует структуру полуграбена. Наиболее погруженная (центральная часть) находится в области современного внешнего шельфа. По характеру формирования наиболее древних осадков (эоцен – нижний олигоцен) можно предположить, что рельеф поверхности акустического фундамента здесь имеет доседиментационную природу. Как западный, так и восточный борт этого прогиба





a — временной разрез по профилю 331, многоканальная сейсморазведка методом отраженных волн, по [Weigel et al., 1995], сейсмостратиграфическая интерпретация выполнена в рамках данной работы; б — сейсмический профиль V2910, одноканальная сейсмика (http://www.geomapapp.org/). Расположение см. рис. 1, пояснения — в тексте.

разбиты на блоки, которые поступательно опускаются к центру грабена, формируя, по нашему мнению, единую квазисинхронную поверхность поздне-палеоценовых базальтов Блоссевил Кист. Таким образом, граница перехода от континента к океану должна находиться в пределах внешнего шельфа и верхней части современного континентального склона. Объединив информацию о структуре акустического фундамента и характере кайнозойского осадконакопления с глубинным строением континентальной окраины Восточной Гренландии и микроконтинента Ян-Майен, мы предполагаем расположение границы их сопряжения (рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восстановление модели земной коры континентальной окраины Гренландии в районе Скоресби Сунд (Scoresby Sund), до отделения микроконтинента Ян-Майен, дает наглядную картину происходивших здесь процессов рифтогенеза в палеозойско-кайнозойское время (см. рис. 2). На палеозойской стадии рифтогенеза формируется прогиб в рельефе фундамента. Ширина прогиба составляла 180 км. В левонское время прогиб заполнялся осалками в прибортовых зонах. Палеозойские образования формируют крупные линзообразные тела, наклоненные к центру прогиба. Мезозойские осадочные комплексы отмечаются только в пределах восточного борта прогиба (микроконтинента Ян-Майен) и поступательно продвигаются к центру. Их депоцентр смешен к западу относительно палеозойского на 20 км. В пределах западной части прогиба мезозойские образования отсутствуют. Мощные отложения мезозойских осадков в глубоком прогибе Джемесон Ленд, расположенном западнее, свидетельствуют, что этот прогиб был седиментационной ловушкой и исключал их продвижение на восток. Мощность прибортовых осадочных линз палеозойских (девонских) и мезозойских образований, их наклон к центру прогиба, позволяет предполагать, что долгое



Рис. 5. Результаты исследований.

1 — границы восстановленного прогиба фундамента; 2 — ось гравитационной аномалии (free-air gravity); 3 — граница континент—океан; 4 — значения теплового потока (http://www.datapages.com/gis-map-publishing-program/gis-open-files/ global-framework/global-heat-flow-database); 5 — магнитная аномалия; 6 — механизмы очагов землетрясений; 7 — разломные зоны; 8 — региональный субширотный разлом (Ян-Майенская разломная зона); 9 — разломная зона Скоресби Сунд; 10 — скважина глубоководного бурения; 11 — третичные базальты; 12 — меловые осадки.

Батиметрическая основа SRTM30.v.4 [Smith, Sandwell, 1997; Becker et al., 2009; http://topex.ucsd.edu/www_html/mar_topo.html], изобаты – через 500 м. Обсуждение – в тексте.

время прогиб развивался в режиме некомпенсированного осадконакоплением пригибания. Глубина прогиба в конце девонского времени (по нашим оценкам) достигала порядка 2 км, вероятно прогиб был частью океана Япетус. Совмещенная модель земной коры (см. рис. 2) дает целостную картину латеральных изменений параметров консолидированной континентальной коры, отражает ее современную геостатику и позволяет при этом сделать некоторые оценки ее геодинамической эволюции. По латеральному изменению рельефа поверхности верхней Мантии (Мохо) в пределах "совмещенной" восточной континентальной окраины Гренландии выделяются три уровня. Первый расположен под глубоким прогибом Джемесон Ленд в рельефе кристаллического фундамента. Граница Мохо здесь расположена на глубине около 20 км, а общая мощность консолидированной земной коры составляет всего 4 км. Восточный борт прогиба Джемесон Ленд сформирован относительным поднятием фундамента Ливерпуль Ленд. В пределах этого поднятия, по сейсмическим данным [Weigel et al., 1995], мощность верхней коры (см. рис. 2) увеличена и составляет около 13 км. Под западным и восточным прогибами ее мощность сильно уменьшается до 2 км и 1 км, соответственно. Латеральные вариации мощности верхней коры также труднообъяснимы процессами растяжения и утонения коры при пассивном рифтогенезе. Мощность нижней коры составляет 2.3 км под прогибом

Джемесон Ленд и увеличивается под поднятием (раздувом) верхней коры до 4 км и выклинивается практически до нуля в центре Впадины Ян-Майен. Второй уровень расположения границы Мохо наблюдается от поднятия Ливерпуль Ленд до центра Хребта Ян-Майен (см. рис. 2). Третий локальный подъем границы Мохо наблюдается в центре Впалины Ян-Майен. гле нижняя кора утоняется практически до нуля. Как отмечалось ранее, мы предполагаем, что три положения границы Мохо соответствуют трем геологическим этапам ее формирования: палеозойскому, мезо-кайнозойскому и позднекайнозойскому. Последний подъем Мохо (по нашему мнению) сформировался в конце кайнозоя на месте современного расположения Впадины Ян-Майен. Интересной особенностью является изменение по латерали с востока на запад, в пределах микроконтинента Ян-Майен, значений плотности верхней мантии [Mjelde et al., 2007]: 3.21 г/см³ под центром Хребта Ян-Майен, 3.19 г/см³ в пределах его западного фланга и 3.17 г/см³ в центре Впадины Ян-Майен (см. рис. 2). Пониженное значение плотности верхней мантии приурочено к локальному подъему границы Мохо. К центральной части Впадины Ян-Майен приурочены повышенные значения теплового потока 92-217 мвт/м² [Usenko et al., 2018] (см. рис. 5).

Морфологические границы Впадины Ян-Майен обычно показывают по замкнутой изобате 2000 м [Kodaira et al., 1998; Olesen et al., 2007; Breivik et al., 2006]. Однако тектоническая



Рис. 6. Реконструкция сброса во Впадине Ян-Майен по профилю V2803(1) одноканального сейсмопрофилирования (http://www.geomapapp.org/).

Разрезы а и б – до и после реконструкции, соответственно.

реконструкция (рис. 6), выполненная нами, свидетельствует, что в пределах изобаты 2 км Впадина Ян-Майен оформилась в результате смещения по сбросам в голоцене. Амплитуда смещения составляла 400 м. Существование в регионе горячей точки, представленной Исландским мантийным плюмом [Mjelde et al., 2008] усиливало континентальный рифтогенез и влияло на спрединг морского дна. Считается, что Исландская горячая точка располагалась на Гренландском шельфе (его кромке) начиная с 40 миллионов лет назад. Распространение Северо-Атлантического хребта на север произошло западнее Исландской горячей точки с момента разделения.

Сейсмическая активность в настоящее время проявляется (см. рис. 5) вдоль спрединговых хребтов Колбейнсей и Мона, а также вдоль Западно-Ян-Майенской разломной зоны. Трансформная часть этой разломной зоны, по механизмам очагов землетрясений определяется как левосторонний сдвиг. В регионе выделяются, с юга на север, три разломные зоны, которые по механизмам очагов землетрясений характеризуются как сдвиги, имеющие признаки трансформных разломов. Вблизи Исландии разломная зона Тьорнес [Mjelde et al., 2008] имеет возраст 4 млн лет и 150 км латерального сдвига, связывающего между собой спрединговую Северную Вулканическую зону в Исландии с хребтом Колбейнсей. Далее к северу расположена зона разломов Спар, которая также имеет признаки трансформного сдвига. К этой разломной зоне, в рельефе океанского дна, приурочены локальные впадины, по-видимому, имеющие природу "Пул Апарт" впадин. Севернее микроконтинента Ян-Майен отмечается разломная зона, расположенная субширотно с юго-востока на северо-запад (см. рис. 5), являясь продолжением Восточно-Ян-Майенской разломной зоны [Usenko et al., 2018]. В районе сопряжения этой разломной зоны с рифтовой долиной хребта Колбейнсей отмечаются сдвиговые признаки (по механизмам землетрясений) и располагаются вытянутые вдоль зоны узкие впадины в рельефе дна океана. Эта разломная зона играла важную, на наш взгляд, контролирующую роль при движении микроконтинента Ян-Майен на восток, а в западном направлении она имеет продолжение в Конг Оскар Фьорде в пределах Гренландии.

В целом современный геологический этап развития Гренландско-Норвежского региона, севернее Исландии, характеризуется повышенным термальным состоянием литосферы и проявлением «молодой» внутриплитной тектоники. Вероятно, происходит увеличение интенсивности современных рифтовых процессов в пределах Исландского плато и Впадины Ян-Майен.

выводы

Совмещенная модель строения земной коры Восточной Гренландии и микроконтинента Ян-Майен наглядно демонстрирует особенности развития рифтогенных процессов до их раскола;

- ослабление земной коры Восточно-Гренландской континентальной окраины в результате рифтогенеза произошло в основном в палеозойско-мезозойское время, когда земная кора подверглась большим латеральным изменениям в результате сильнейшего теплового воздействия;
- выделено поднятие фундамента под бровкой современного шельфа, ограничивающего с запада зону перехода от континента к океану;
- намечена граница перехода от континента к океану на время отделения микроконтинента Ян-Майен и начала его дрейфа.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по госзаданиям Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН № АААА-А19-119011490131-3 и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта № 0144-2019-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Береснев А.Ф., Удинцев Г.Б. Морфоструктурадна океана. Сейсмическое профилирование (1969–1998 гг.). М.: Полиграфические мастерские, 2006. 174 с.

Becker J.J., Sandwell D.T., Smith W.H.F. et al. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS // Marine Geodesy. 2009. V. 32. № 4. C. 355–371. doi: 10.1080/01490410903297766.

Berndt C., Planke S., Alvestad E. et al. Seismic volcanostratigraphy of the Norwegian Margin: constraints on tectonomagmatic break-up processes // Journal of the Geological Society. 2001. V. 158. P. 413–426. doi: 10.1144/jgs.158.3.413.

Blischke A., Gaina C., Hopper J.R. et al. The Jan Mayen microcontinent: an update of its architecture, structural development and role during the transition from the Ægir Ridge to the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge // Geological Society, London, Special Publications. 2017. V. 447. P. 299–337. doi: 10.1144/SP447.5.

Brandsdottir B., Hooft E.E.E., Mjelde R., Murai Y. Origin and evolution of the Kolbeinsey Ridge and Iceland Plateau, N-Atlantic // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. P. 612–634. doi: 10.1002/2014GC005540. doi: 10.1002/2014GC005540.

Breivik A.J., Mjelde R., Faleide J.I., Murai Y. Rates of continental breakup magmatism and seafloorspreading in the Norway Basin – Iceland plume interaction // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. Article B07102. doi: 10.1029/2005JB004004.

Breivik A.J., Mjelde R., Faleide J.I., Murai Y. The eastern Jan Mayen microcontinent volcanic margin //

Geophysical Journal International. 2012. V. 188. № 3. P. 798–818. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05307.x.

Butt F.A., Elverhøi A., Forsberg C.F., Solheim A. Evolution of the Scoresby Sund Fan, central East Greenland-evidence from ODP Site 987 // Norsk Geologisk Tidsskrift. 2001. V. 181. P. 3–15.

Christensen N.I, Mooney W.D. Seismic Velocity Structure and Composition of the Continental Crust: A Global View // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 9761– 9788. doi: 10.1029/95JB00259.

Eldholm O., Faleide J.I., Myhre A.M. Continent – ocean transition at the Western Barents Sea/Svalbard continental margin // Geology. 1987. V. 15. P. 1118–1122.

Eldholm O., Skogseid J., Sundvor E., Myhre A.M. The Norwegian-Greenland Sea // The Arctic Ocean Region, Arthur Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeney, Geological Society of America. 1990. P. 351–363. doi: 10.1130/ DNAG-GNA-L.351

Faerseth R.B., Lien T. Cretaceous evolution in the Norwegian Sea—a period characterized by tectonic quiescence // Marine and Petroleum Geology. V. 19. \mathbb{N} 8. 2002. P. 1005–1027. doi: 10.1016/S0264-8172(02)00112-5.

Gaina C., Gernigon L., Ball P. Palaeocene–Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // Journal of the Geological Society. 2009. V. 166. P. 601–616. doi: 10.1144/0016-76492008-112.

Gernigon L., Gaina C., Olesen O. et al. The Norway Basin revisited: From continental breakup to spreading ridge extinction // Marine and Petroleum Geology. 2012. V. 35. № 1. P. 1–19. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2012.02.015.

Gunnarsson K., Sand M., Gudlaugsson S.T. Geology and Hydrocarbon Potential of the Jan Mayen Ridge // Norwegian Petroleum Directorate and National Energy Authority, Iceland. 1989. http://www.nea.is/media/olia/ gunnarsson89.pdf.

Hamann N.E., Wittaker R.C., Stemmerik L. Geological development of the North-East Greenland Shelf / Eds A.G. Doré, B.A. Vining // Petroleum Geology: North-West Europeand Global Perspectives — Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference: Geological Society, London. 2005. P. 887–902. doi: 10.1144/0060887.

Hinz K., Schlüter H.-U. The North Atlantic – results of geophysical investigations by the Federal Institute of Geosciences and Natural Resources on North Atlantic continental margins // Erdöl-Erdgas-Z. 1978. V. 94. P. 271–280.

Hinz K., Schlüter H.U. Continental margin off East Greenland // Proceedings of the 10th World Petroleum Congress, September 1979, Bucharest, Heyden, London. 1980. V. 2. P. 405–418.

Horsefield S.J., Whitmarsh K.R.B., White R.S., Sibuet J.-C. Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, Ne Atlantic // Geophysical Journal International. 1994. V. 119. № 1. P. 1–19. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994. tb00909.x.

Jansen E., Raymo M.E., Bbum P. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Programm, Initial Reports, 1996. V. 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 182 p. doi: 10.2973/odp.proc.ir.162.1996.

Kodaira S., Mjelde R., Gunnarsson K. et al. Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution // Geophysical Journal International. 1998. V. 132. № 2. P. 383–400. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00444.x.

Kvarven T., Mjelde R., Hjelstuenet B.O. et al. Crustal composition of the More Margin and compilation of a conjugate Atlantic margin transect // Tectonophysics. 2015. V. 666. P. 144–157. http://dx.doi.org/10.1016/j. tecto.2015.11.002

Larsen H.C. Geology of the East Greenland Shelf / Ed. A.M. Spencer // Petroleum Geology of the North European Margin. Dordrecht: Springer, 1984. P. 329–339. doi: 10.1007/978-94-009-5626-1_24.

Larsen H.C. The East Greenland Shelf // The Geology of North America. V. L // The Arctic Ocean Region: Geological Society of America. 1990. P. 185–210. doi: 10.1130/DNAG-GNA-L.185.

Larsen L.M., Pedersen A.K., Sørensen E.V. et al. Stratigraphy and age of the Eocene Igtertivâ Formation basalts, alkaline pebbles and sediments of the Kap Dalton Group in the graben at Kap Dalton, East Greenland // Bulletin of the Geological Society of Denmark. 2013.V. 61. P. 1–18. http://hdl.handle.net/1957/42801.

Lundin E., Doré A.G. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian–Greenland Sea // Marine and Petroleum Geology. 2002. V. 19. P. 79–93. doi: 10.1016/S0264-8172(01)00046-0.

Mandler H.A.F., Jokat W. The crustal structure of Central East Greenland: results from combined landsea seismic refraction experiments // Geophysical Journal International. 1998. V. 135. \mathbb{N}_{2} 1. P. 63–76. doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00586.x.

Mjelde R., Eckhoff I., Solbakken S. et al. Gravity and S-wave modelling across the Jan Mayen Ridge, North Atlantic; implications for crustal lithology // Mar. Geophys. Res. 2007. V. 28. P. 27–41. doi: 10.1007/s11001-006-9012-3.

Mjelde R., Breivik A. J., Raum T. et al. Magmatic and Tectonic Evolution of the North Atlantic // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 31–42. doi: 10.1144/0016-76492007-018.

Mjelde R., Kvarven T., Faleide J.I., Thybo H. Lower crustal high-velocity bodies along North Atlantic passive margins, and their link to Caledonian suture zone eclogites and Early Cenozoic magmatism // Tectonophysics. 2015. V. 670. P. 16–29. doi: 10.1016/j.tecto.2015.11.021.

Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al. Greenland-Norway Separation. A Geodynamic Model for the North Atlantic // Norwegian Journal of Geology. 2002. V. 82. P. 281–298.

Olesen O., Ebbing J., Lundin E. et al. An improved tectonic model for the Eocene opening of the Norwegian-Greenland Sea: Use of modern magnetic data. Marine and Petroleum // Geology. 2007. V. 24. № 1. P. 53–66. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2006.10.008.

Schlindwein V., Jokat W. Structure and evolution of the continental crust of northern east Greenland from integrated geophysical studies // Journal of Geophysical Research. 1999. V. 104. № B7. P. 15227–15245. doi: 10.1029/1999JB900101.

Scott R.A., Ramsey L.A., Jones S.M. et al. Development of the Jan Mayen microcontinent by linked propagation and retreat of spreading ridges / Eds B.T.G. Wandås, J.P. Nystuen, E. Eide, F. Gradstein // Onshore–Offshore Relationships on the North Atlantic Margin. Norwegian Petroleum Society, Oslo, 2005. P. 69–82.

Skogseid J. Dimensions of the Late Cretaceous-Paleocene Northeast Atlantic rift derived from Cenozoic subsidence // Tectonophysics. 1994. V. 240. № 1–4. P. 225–247. doi: 10.1016/0040-1951(94)90274-7.

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science. 1997. V. 277. № 5334. P. 1956– 1962. doi: 10.1126/science.277.5334.1956.

Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // GSA Bulletin. 1977. V. 88. № 7. P. 969–999. doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<969:EOTNS>2.0. CO;2.

Usenko S.V., Boiko A.N., Prokhorova T.V. Seafloor structure in the North Atlantic region between the Kolbeinsey Ridge and the Jan Mayen Microcontinent // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54. № 11. P. 1546–1558. doi: 10.1134/S0001433818110087.

Vanneste K., Uenzelmann-Neben G., Miller H. Seismic evidence for long-term history of glaciation on central East Greenland shelf south of Scoresby Sund // Geo-Marine Letters. 1995. V. 15. P. 63–70. doi: 10.1007/ BF01275408.

Vogt P.R., Johnson G.L., Kristjansson L. Morphology and magnetic anomalies north of Iceland // Journal of Geophysics. 1980. V. 47. P. 67–80.

Weigel W., Fluh E.R., Miller H. et al. Investigations of the East Greenland continental margin between 70° and 72° N by deep seismic sounding and gravity studies // Mar. Geophys. Res. 1995. V. 17. P. 167–199.

Whitmarsh R.B., Miles P.R., Mauffret A. The oceancontinent boundary off the western continental margin of Iberia—I. Crustal structure at 40°30°N // Geophysical Journal International. 1990. V. 103. № 2. P. 509–531. doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb01788.x.

THE STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL MARGIN BEFORE SPREADING STARTED ON THE KOLBEINSEY RIDGE

S. V. Usenko^{1, 2, *}, T. V. Prokhorova¹

¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Profsoyuznaya ul. 84/32, Moscow, 117997 Russia

> ² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, str. 1, Moscow, 123242 Russia

> > *e-mail: usenko@mitp.ru

*e-mail: tatprokh@mitp.ru

Received June 04, 2019

An analysis of the deep structure of the East Greenland margin (Blosseville Kyst to Liverpool Land) and of the Jan Mayen microcontinent resulted in the development of a crustal model that was valid for both before their disruption. A joint model clearly demonstrates the net result of rifting phases during Paleozoic, Mesozoic, and Cenozoic time. Starting from the Devonian, a graben-shaped depression about 180 km wide existed between Liverpool Land and the Jan Mayen Ridge; the depression was formed by subsiding of the crystalline basement that was not compensated by sedimentation. The marine basin was approximately 2 km deep during late Devonian time. The west-east joint deep crustal section clearly defines three depths in the upper mantle that fit dome-like surfaces superposed on each other. We interpret these surfaces as temperature fronts of mantle plumes that differ by their time of origin: Paleozoic, Mesozoic to Cenozoic, and late Cenozoic. The rim of the present-day Blosseville Kyst and Liverpool Land shelf is found to be underlain by a basement high that is associated with the axis of a positive free-air gravity anomaly. East of the high along the anomaly axis, we identified a continent-ocean boundary. The present-day phase in the geological evolution of the Greenland-Norwegian region north of Iceland is characterized by an increased thermal state of the lithosphere and manifestations of intraplate tectonics.

Key words: seismic surveys, crustal structure, rifting, heat flow, passive continental margin, continentocean transition.