

УДК 551.217

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И МАГМАТИЗМ МИКРОКОНТИНЕНТА ЯН-МАЙЕН (ПОЛЯРНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2016 г. Г. С. Харин, Д. В. Ерошенко

*Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград**e-mail: kharin@atlas.baltnet.ru*

Поступила в редакцию 24.02.2014 г.

Два главных события определили возникновение, геологическую историю, магматизм и геодинамику микроконтинента Ян-Майен: 1 – прохождение в раннем палеогене данного участка Лавразийской плиты над Исландским плюмом; 2 – проникновение сюда рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта и откол литосферного блока Ян-Майен от СВ Гренландии. При отколе блока на его окраине литосфера была редуцирована. Здесь возникли впадины, под которые проникла магма Исландского плюма. Образовался новый вулканический район с активными вулканами центрального типа, поставляющими в эоцене и олигоцене пирокластику в осадочный чехол расширяющегося Норвежско-Гренландского бассейна. Вхождение Ян-Майенской плиты (микроконтинента) в тройное сочленение плит (Гренландской, Евразийской, Ян-Майенской) вызвало интенсивный вулканизм и образование двух крупных вулканических комплексов: 1 – Гренландско-Фарерского, 2 – Трэйл-Ворингского. Современные вулканы Ян-Майенской горячей точки подпитываются магмой как от Исландского плюма, так и из реликтовых и новообразованных магматических камер зоны глубинных Ян-Майенских трансформных разломов.

DOI: 10.7868/S0030157416020118

ВВЕДЕНИЕ

Микроконтинент Ян-Майен геоморфологически частично выражен как глыбовый хребет, вытянутый по меридиану вдоль 10° з.д. от полярного круга (66° с.ш.) до 72° с.ш. Располагаясь в центральной части Гренландского моря, он в виде подводного моста как бы соединяет две наземные, весьма активные, вулканические области – острова Ян-Майен и Исландию. Наверное, поэтому ряд исследователей считали хребет Ян-Майен погруженной на дно моря вулканогенной структурой, состоящей, подобно названным островам, из магматических пород, потоков лав и накоплений пирокластики.

Проведенные в конце прошлого столетия геолого-геофизические экспедиции разных стран, в том числе и советские, показали, что хребет Ян-Майен является в основном осадочным образованием с повышенной мощностью земной коры, обладает изометричным магнитным полем и другими признаками, характерными для континентальных структур. Глубоководное бурение, в общем, подтвердило его континентальную природу и представление о том, что он когда-то являлся частью Гренландии. Однако, признавая хребет Ян-Майен микроконтинентом, сторонники физизма и океанизации континентов отвергают возможность участия спрединга срединно-океанических хребтов при его отделении от Гренландии,

считая, что это происходило при океанизации континентальной коры и неравномерного погружения ее блоков, таких как рассматриваемый хребет, а также плато Воринг, Исландское, Рокколл и другие морфоструктуры Северной и Полярной Атлантики.

Целью настоящей работы является обобщение комплекса геолого-геофизических данных по Ян-Майенскому микроконтиненту и прилегающим регионам, выяснение их геологической истории и геодинамики.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалами для работы послужили как многочисленные публикации по геологии рассматриваемого региона, так и оригинальные данные, полученные в советских геолого-геофизических экспедициях. Важнейшее значение при решении поставленной цели имеют материалы глубоководного бурения в Норвежско-Гренландском бассейне (НГБ) и Северной Атлантике, где к северу от зоны разломов Чарли-Гиббс пробурены 70 глубоководных скважин. Особенное внимание обращалось на пространственно-временное распределение прослоев вулканического пепла, связанное с эксплозиями вулканов Исландского плюма, пирокластика которых создавала (и продолжает создавать) хорошо сохраняющуюся в

осадочном чехле своеобразную летопись не только Ян-Майенского микроконтинента, но и других морфоструктур Норвежско-Гренландского бассейна. Прослойки вулканического пепла изучались под микроскопом в иммерсионных препаратах, что позволяло определять состав как вулканических стекол, так и присутствующих в прослоях минералов и обломков пород.

Химический состав прослоев пирокластики изучен в 226 пробах в разных лабораториях и помещен в первичных отчетах по бурению. Контрольные анализы проводились с применением стандартов. Результаты анализов, выполненные в разных лабораториях параллельно, сравнивались и отбраковывались. Определение силикатного состава пирокластики выполнялось с помощью микропрепаратов “Сатех” и “Сатеса” [23, 27, 33, 34] с применением натуральных стандартов вулканического стекла и минералов корректирующей программы “Коррекс”. Редкие и редкоземельные элементы определялись методом атомной абсорбции и нейтронной активации. В более ранних работах при определении породообразующих оксидов использовался метод “мокрой химии”, а при определении микроэлементов — атомная абсорбция [12, 13]. Для контроля образцов, взятых со дна океана и с острова Ян-Майен в 10-м и 15-м рейсах НИС “Академик Курчатов”, был проведен анализ с использованием современных аналитических методов РФА, ICP-MS [15].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА СОСЕДНИХ РАЙОНОВ

В настоящее время Ян-Майенский микроконтинент скрыт под водой Гренландского моря, в рельефе дна которого он частично проявляется в виде подводного глыбового хребта Ян-Майен. Большая часть микроконтинента погребена под осадками. Южный отрезок его (к югу от 66° с.ш.) продолжается почти до Исландии и Фареро-Исландского порога, но в рельефе это незаметно (рис. 1). Северная его часть возвышается над океаном в виде острова Ян-Майен. Площадь острова 375 км². Значительную часть его занимает вулкан Беренберг, взметнувшийся над дном крупного трансформного Ян-Майенского разлома на высоту почти 5 км. Этот вулкан (крупнейший за полярным кругом) является действующим [7]. Имеются данные о его довольно крупных извержениях в 1650, 1732, 1918, 1970–1972, 1985 гг. [18]. Высота вулканического конуса вулк. Беренберг над уровнем океана 2277 м. Он состоит из потоков щелочных и субщелочных оливиновых базальтов, их даек и пирокластических отложений, древнейший возраст которых не превышает 90 тыс. лет [16]. В южной и средней частях острова имеются реликты более древних разрушенных вулканов (Эгге, Рудольф Топлен и др.).

Возраст древнейших магматических пород и вулканических островов по данным [16] не превышает 0.5 млн. лет. Однако у подножия одной из возвышенностей в средней части острова нами взят образец щелочного долерита, возраст которого впоследствии был определен К-Аг методом и оказался равным 9.6 млн. лет [12]. Уточнить геологическую ситуацию места взятия этого образца не представлялось возможным, поэтому данный феномен остается нерешенным. Тем не менее нам удалось доказать, что подводное плато, на котором покоится о. Ян-Майен, также является вулканогенным, но более древним. Щелочные базальты, полученные при драгировках подводных обнажений островного шельфа, имеют возраст 5–6 млн. лет [15]. Но эти данные нельзя распространять на весь хребет и микроконтинент, хотя такие попытки были [2, 3].

Данные драгировок, глубоководного бурения скважин 346, 347, 349 и непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) показали, что в северной и центральной частях хребта развиты следующие горизонты (рис. 2): 1 — верхнечетвертичные современные терригенные осадки; 2 — неогеновые терригенные осадки и породы; 3 — палеогеновые терригенные кремнистые фосфатоносные и карбонатные породы; 4 — допалеогеновые терригенные породы и хлорито-глинистые сланцы; 5 — домезозойские метаморфизованные осадочные породы, сланцы и филлиты; 6 — метаморфические породы палеозойского и докембрийского фундамента. Горизонты 3, 4, 5, 6 определенно представляют собой реликты верхней части земной коры Гренландии. Следует отметить, что при драгировках склона хребта Ян-Майен в небольшом количестве поднимались обломки базальтов и долеритов, развитые, видимо, в виде силлов и даек.

Более глубокие горизонты, вплоть до границ с верхней мантией, выявлены при помощи глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [19]. По скоростям 4.6 и 5.0 км/с идентифицированы две послонные залежи—силлы магматических пород (долеритов). Одна из них — западная, залегает под впадиной Ян-Майен в верхней части кайнозойских осадков (под олигоценом). Вторая — восточная, выявлена на гребне и восточном склоне хребта в основании кайнозойского сейсмогоризонта. Всего в разрезе микроконтинента выделено 5 сейсмогоризонтов (рис. 3), представленных (сверху—вниз): 1 — кайнозойскими осадками (2.2–3.4 км/с) с двумя горизонтами долеритов (4.6–5.0 км/с); 2 — мезозойскими осадками (4.0–4.7 км/с); 3 — палеозойскими осадками (5.0–5.3 км/с); 4 — верхней континентальной корой (5.8–6.4 км/с), залегающей на верхнемантийном рефлекторе (8.0 км/с). Наибольшей мощности (18.5 км) земная кора на хребте Ян-Майен достигает в районе скв. 349. Здесь же максимальную

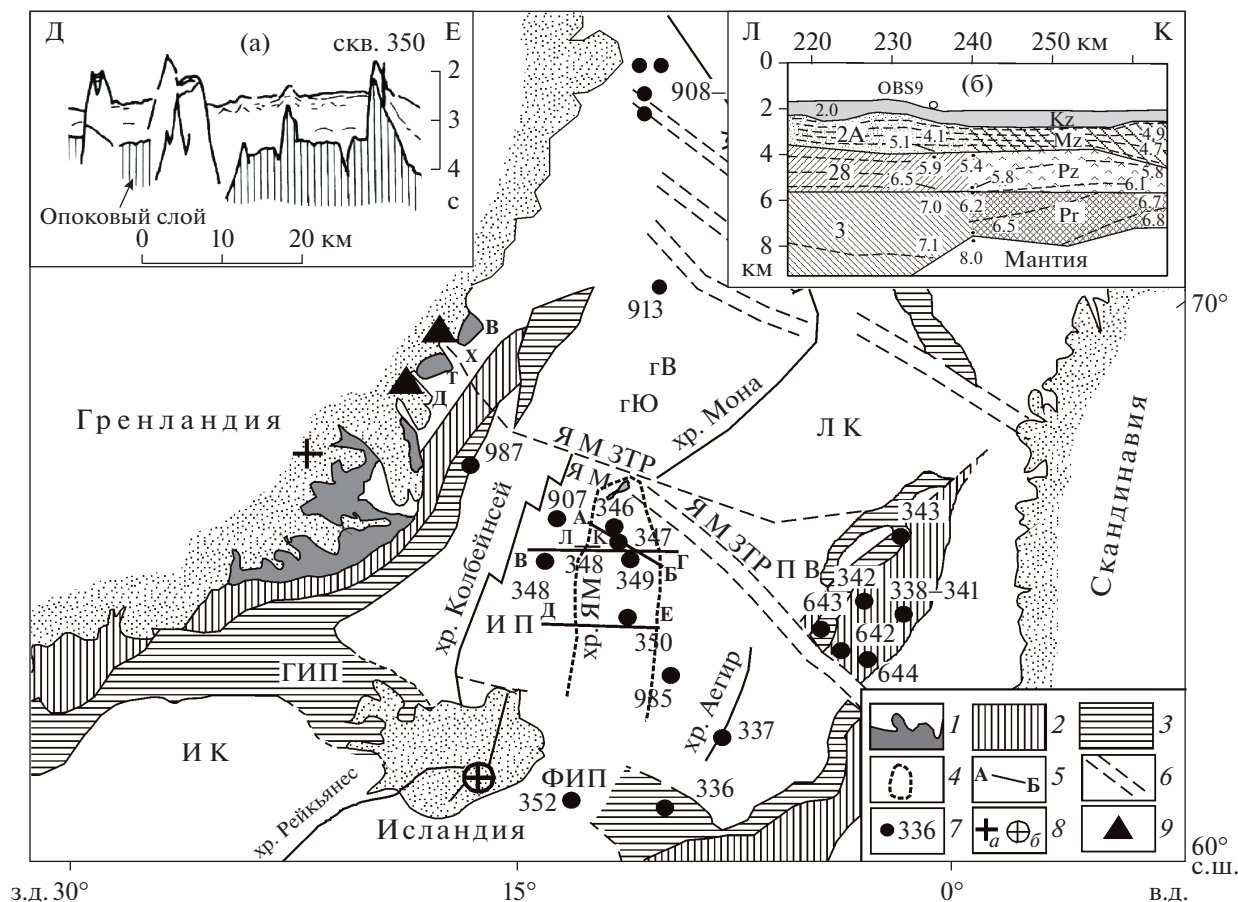


Рис. 1. Основные структуры Норвежско-Гренландского бассейна, положение изученных скважин глубоководного бурения и геологических разрезов. 1–3 – доспрединовые базальты трапповой формации, связанные с деятельностью Исландского плюма: 1 – наземные базальты, 2 – подводное продолжение наземных излияний базальтовых лав, силлы, дайки, 3 – базальты, слагающие толщу подводного наклонного рефлектора (SDRS), связанную с разломно-гребеновой доспрединовой тектоникой и с воздействием Исландского плюма; 4 – современное положение Ян-Майенского микроконтинента; 5 – положение геологических разрезов; 6 – главные трансформные и глубинные разломы; 7 – скважины глубоководного бурения; 8 – положение Исландского плюма: а – на момент 55 млн. лет назад, б – современная проекция плюма; 9 – палеогеновые щелочные интрузии и вулканы. ИК – котловина Ирмингера; ГИП – Гренландско-Исландский порог; ФИП – Фареро-Исландский порог; ИП – Исландское плато; ЯМ – о. Ян-Майен; ЯМЗТР – Ян-Майенская зона трансформных разломов; ПВ – плато Воринг; гВ – подводная гора Вестерис; гЮ – подводная гора Южная; ЛК – Лофотенская котловина; Д, Т, Х, В – районы развития трапповой формации в Гренландии: Д – Земля Джеймсона, Т – Трэйл Ø, Х – Хоул–Хоуп, В – Волластон Форланд. На вставке (а) – разрез ДЕ по данным НСП [35]. На вставке (б) разрез ЛК: показаны по данным [19] сейсмические слои и зона контакта океанических слоев 2А, 2Б, 3 с континентальными слоями, возрастные индексы которых обозначены условно.

мощность (до 12.5 км) имеет сейсмогоризонт “нижняя континентальная кора”. Весьма характерны значительные колебания мощности этого горизонта, наличие которого в основном определяет границы и размеры Ян-Майенского микроконтинента. Под впадиной Ян-Майен, выделяющейся вдоль западного подножия одноименного хребта по наибольшему глубинам моря (до 2.2 км), мощность нижней континентальной коры уменьшается до 200–300 м. Значительные изменения мощности этого горизонта, видимо, обусловлены его растянутостью при тектоническом перемещении по верхнемантийному рефлектору. На одном из сейсмических профилей, продолжающих раз-

рез АБ на запад, была выявлена граница континентальных сейсмогоризонтов 2–5 с океаническими слоями 2А, 2В и 3 (рис. 1б). Здесь довольно резко (на 10–15%) увеличивается плотность океанических слоев, по сравнению с континентальными. Характерно, что на этой границе изометричное магнитное поле Ян-Майенского микроконтинента меняется на линейное поле хр. Книповича. Обращает на себя внимание несовпадение геоморфологических границ хребта Ян-Майен с сейсмическими границами микроконтинента. Площадь микроконтинента значительно больше, чем его геоморфологическое выражение. Это заключение наглядно подтверждается и данными магнитомет-

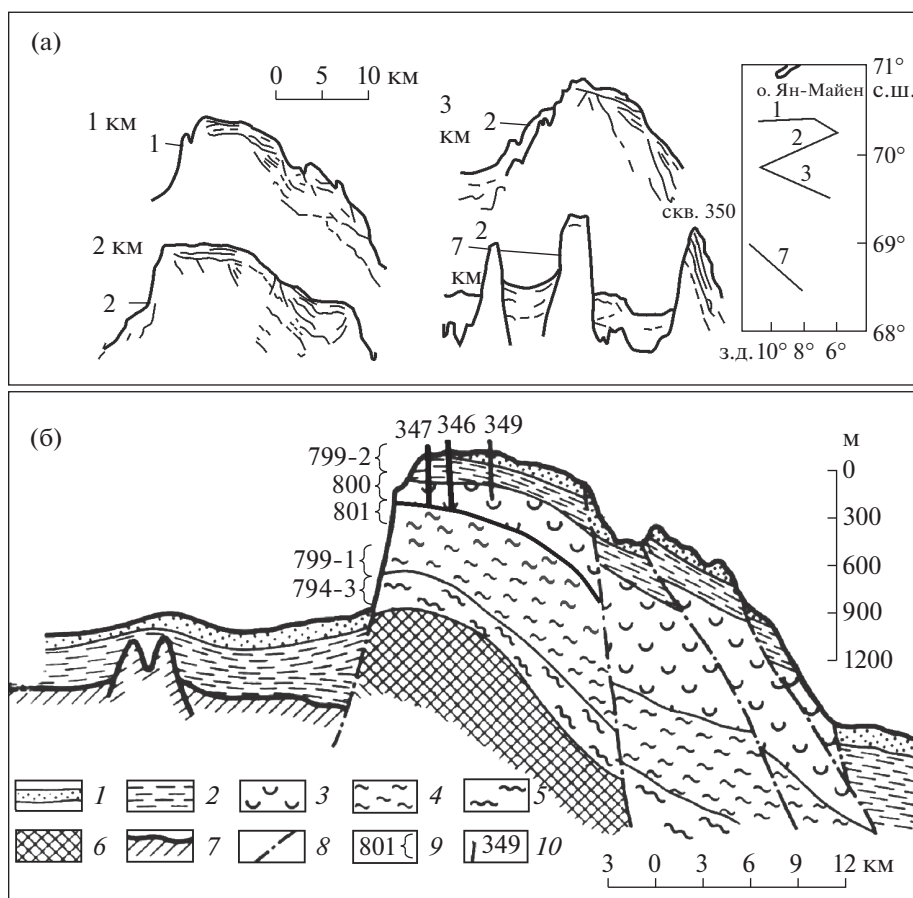


Рис. 2. Поперечные профили (а) и обобщенный геологический разрез северной и центральной частей (б) хребта Ян-Майен по данным драгировок, бурения и сейсмопрофилирования [14].

1 – верхнечетвертичные терригенные осадки; 2 – неогеновые терригенные осадки и породы; 3 – палеогеновые терригенные осадочные породы; 4 – допалеогеновые осадочные породы, преимущественно терригенные, сланцы хлоритово-глинистые, аргиллиты; 5 – домезозойские (?) метаморфизованные осадочные породы, преимущественно филлитизированные сланцы и филлиты; 6 – метаморфические породы фундамента хребта Ян-Майен; 7 – опоковый слой – магматические породы; 8 – разломы; 9 – места драгировок и номер станции драгирования; 10 – скважины глубоководного бурения. На врезке вверху профили 1, 2, 3, 7 НСП хребта Ян-Майен по Элдхолму и Уиндишу. Взяты из [35].

рии (рис. 4). На Ян-Майенском микроконтиненте хребте и прилегающем к нему дне океана по характеру магнитного поля выделено 8 зон [6]. Большая часть микроконтинента обладает спокойным изометричным магнитным полем (зона 1). Западная и юго-восточная его части (зоны 2 и 3) характеризуются несколько более возбужденным нерегулярным полем, что объясняют разноглубинным погружением континентальных блоков земной коры (рис. 1а, 2а). Остальные пять зон обладают линейным аномальным магнитным полем, возникшем при спрединге океанических хребтов Колбейнсей (зоны 4–7) и Аегир (зона 8).

Совокупная площадь Ян-Майенского микроконтинента, рассчитанная с учетом зон 1–3 в границах, изометричного, спокойного и нерегулярного магнитных полей (рис. 4), равна примерно 100 тыс. км². А площадь самого хребта, рассчитанная по данным [2, 3], составляет всего 6 тыс. км².

Характерной особенностью хребта Ян-Майен наряду с его глыбовым строением является асимметричный куэстовый профиль (рис. 2). Западный его склон крутой (до 15°–20°). По данным драгировок восточный склон пологий (2°–5°), изобилует обнажениями осадочных метаморфизованных пород и постепенно переходит в склон Норвежской котловины. Судя по данным непрерывного сейсмического профилирования этот склон заложен по плоскостям напластования осадочных толщ, слагающих хребет Ян-Майен.

Западная, южная и юго-восточные части микроконтинента Ян-Майен по данным ГСЗ и НСП отличаются от северной и средней его частей. Это достаточно хорошо видно на профилях ДЕ и ВГ (рис. 5). Хребет здесь погружен и разбит на ряд блоков, состоящих из “фундамента” – опокового слоя, и перекрывающего его осадочной толщи. На одном из блоков, где опоковый слой располо-

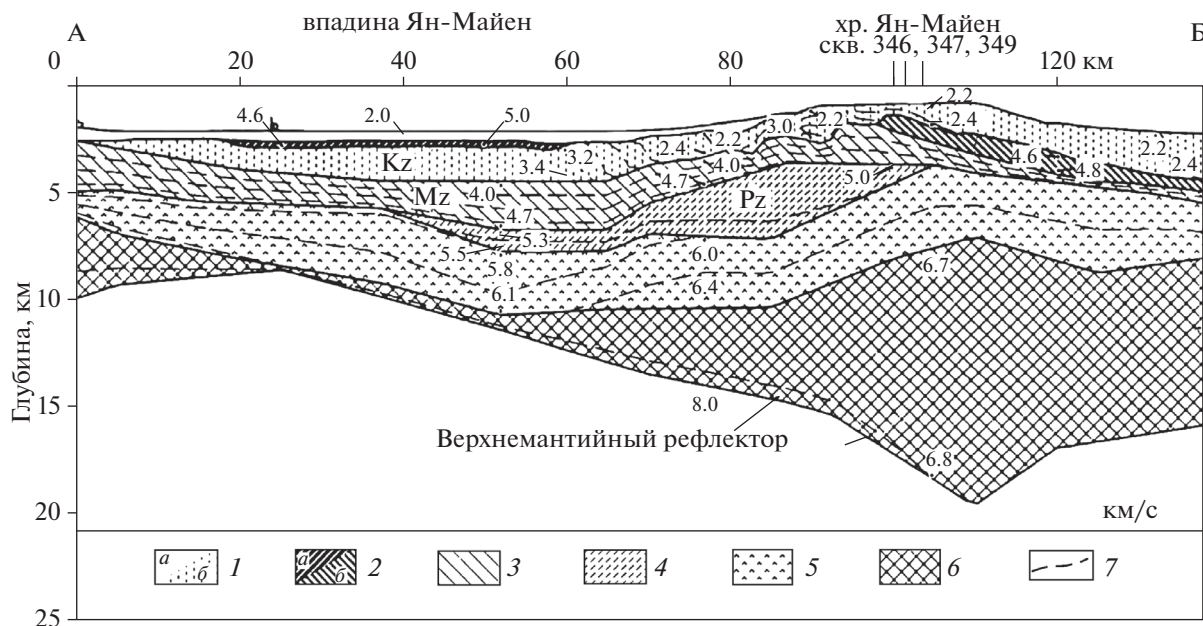


Рис. 3. Глубинное строение земной коры хребта и впадины Ян-Майена на профиле АБ по данным ГЗС [19]. 1 – кайнозойские отложения: (а) – верхнеолигоценовые–современные, (б) – доверхнеолигоценовые; 2 – лавы, силы (а) – верхнеэоценовые щелочные, базальтовые, б – палеоцен–нижнеэоценовые толеитовые; 3 – мезозойские отложения; 4 – палеозойские отложения; 5 – верхняя континентальная кора; 6 – нижняя континентальная кора; 7 – внутрикоровые рефлекторы. Цифры на рисунке – скорости продольных волн (км/с). Положение профиля см. рис. 1.

жен близко к поверхности дна, в 38-м рейсе б/с “Гломар Челленджер” была пробурена скв. 350. По данным петрографического изучения [20] опоквый слой, вскрытый на глубине 368–388 м ниже уровня дна моря, состоит из сильно преобразованных (сметтитизированных) базальтовых туфобрекчий мощностью 17.7 м и подстилающих их низкоглиноземистых миндалекаменных базальтов. Базальты имеют несколько повышенное содержание калия, что делает их похожими на третичные базальты (траппы) Восточной Гренландии. К–Аг возраст базальтов 50–33 млн. лет [21]. Большой разброс по возрасту базальтов, очевидно, связан с их разной измененностью. На базальтовой толще залегают терригенные осадки верхнего эоцена, олигоцена, неогена и четвертичных с многочисленными прослоями пирокластики. Осадки эоцена представлены алевrolитами, аргиллитами, брекчиями с обломками выветрелых базальтов, содержащих включения и прожилки кальцита, пирита, барита.

На профиле ДЕ (рис. 1а, 5) зафиксировано еще несколько подводных гор (не менее 4), аналогичных той, что разбурена скв. 350. Следовательно, можно заключить, что здесь, на западной окраине микроконтинента Ян-Майен, на площади одноименной впадины в эоцене и раннем олигоцене существовала вулканическая зона. Очевидно, она была генетически связана с Исландским плюмом. За счет деятельности подобных зон была сформиро-

вана вулканогенная толща, известная на побережье и шельфе Восточной Гренландии под названием SDRS (Sea Dipping Reflector Sequence). На вулканической толще “наклоненного рефлектора”, отложенной на бортах и склонах прогибающихся грабенов, в палеогене образовалась латеритная кора выветривания [10].

ИСЛАНДСКИЙ ПЛЮМ И МАГМАТИЗМ, ПИРОКЛАСТИКА В ОСАДКАХ НГБ

Трапповая магматическая формация палеогена СВ Гренландии стала формироваться около 65 млн. лет назад, когда данный участок Лавразийской континентальной плиты проходил над Исландским плюмом (рис. 1). За период 60–65 млн. лет произошло становление плато-базальтов и даек на самом северном участке СВ Гренландии [32]. Несколько позже (56–52 млн. лет назад) образовались дайки и силы Трэйл Ø региона [27]. Дайки Земли Джейсмона образовались в период 52–50 млн. лет назад. Эти данные еще раз подтверждают наши выводы о северо-западном направлении дрейфа Гренландии над Исландским плюмом [9], а не западным, как сейчас почти общепринято считать [17, 28]. Состав магматических пород, извергнутых в это время, был преимущественно толеитовым. В районах Воластон Форланд, Хоулд и Хоуп отмечены нефелиновые и базальтовые дайки и силы.

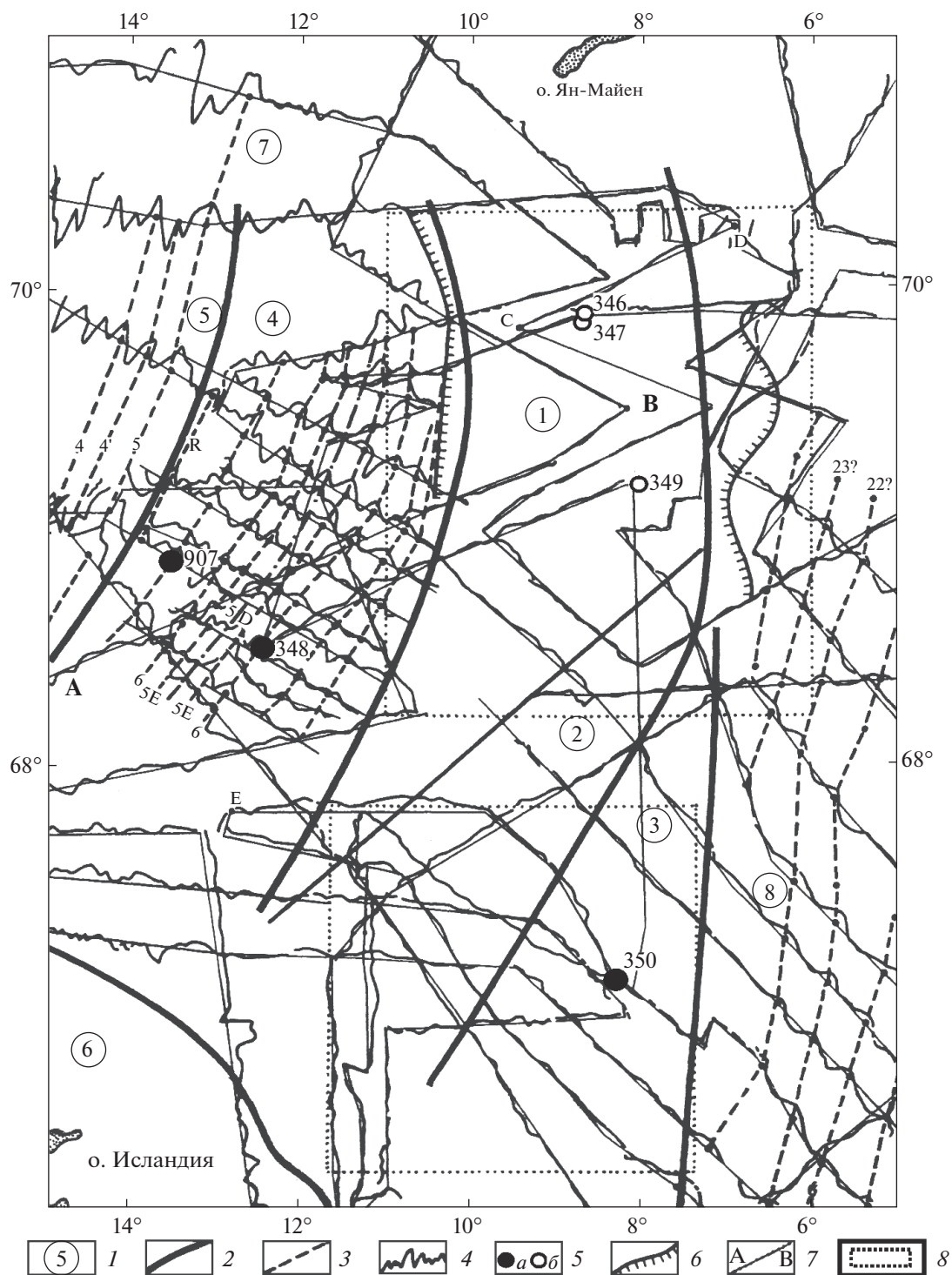


Рис. 4. Магнитные аномалии и зоны Исландского плато и Ян-Майенского хребта по [6] с дополнениями. 1 – номера зон с различной структурой магнитного поля; 2 – границы зон с различной структурой магнитного поля; 3 – оси линейных аномалий магнитного поля; 4 – суммарная напряженность магнитного поля; 5 – скважины глубоководного бурения: (а) – дошедшие до базальтов, (б) – остановленные в осадках; 6 – границы зоны спокойного магнитного поля; 7 – маршруты исследовательских судов, 8 – контуры исследованных полигонов в 10-м и 15-м рейсах НИС “Академик Курчатов”.

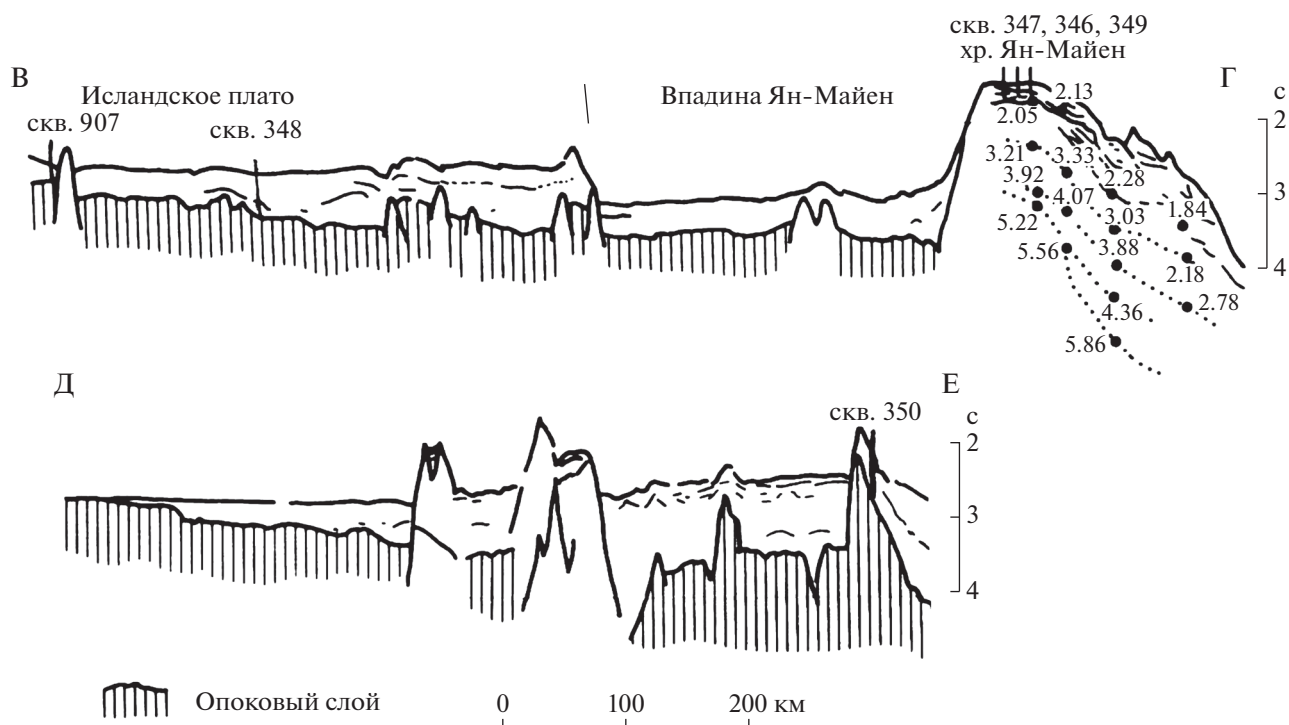


Рис. 5. Профили НСП через среднюю (профиль ВГ) и южную (профиль ДЕ) зоны хребта Ян-Майен по Элдхолму и Уидишу. Взяты из [35].

Цифры на разрезе ВГ – сейсмические скорости (км/с), пунктирные линии – рефлекторы в осадочном чехле. Опаковый слой в скважинах 907, 348, 350 представлен базальтами. Положение профилей см. рис. 1.

В период 41–31 млн. лет назад в СВ Гренландии отмечен интенсивный щелочной магматизм. В Трэйл Ø регионе найдены довольно крупные интрузии сиенитов, множество силлов, даек и покровов щелочных базальтов. Последние имеют место и в других районах СВ Гренландии [27, 32]. Толеитовый и щелочной магматизм проявлялись на фоне тектонических событий. В Трэйл Ø регионе отмечено образование грабенов и складчатость с образованием длинноволновых пологих складок. Подобная складчатость и разрывные нарушения наблюдаются и на Земле Джейсмона.

На Ян-Майенском микроконтиненте по данным изучения керн глубоководных скважин 346–350 и результатам сейсмического зондирования в осадках эоцена отмечены проявления магматизма и тектоники синхронные подобным проявлениям СВ Гренландии. Наиболее древние горизонты с вулканическим пеплом выявлены в нижнем эоцене скважин 346 и 347 (рис. 6). Важно отметить, что синхронные им пепловые горизонты отмечены и в керне скважин на плато Воринг (скважины 642, 643) и в Лофотенской котловине (скв. 343). Это является еще одним доказательством, что в раннеэоценовое время данные морфоструктуры были соседними блоками с Ян-Майенским блоком. Названные проявления

вулканизма по времени совпадают с начальными фазами магматизма толеитовой серии в Трэйл Ø регионе. К заключительной фазе этой серии на Ян-Майенском микроконтиненте можно отнести измененные миндалекаменные базальты и базальтовые брекчии скв. 350, К-Аг возраст которых из-за их сильной преобразованности определен [21] в широком диапазоне (59 ± 5.5 – 33.5 ± 2.8 млн. лет). К этой же магматической серии следует отнести и силл, залегающий в основании кайнозойских осадков, выявленный сейсмозондированием на Ян-Майенском микроконтиненте (рис. 3). Магматизму щелочной серии СВ Гренландии на Ян-Майенском блоке отвечают синхронные верхнеэоценовые горизонты вулканического пепла в керне скважин 346, 347 и 350 (рис. 6). Пирокластика этого времени отмечена также на плато Воринг (скв. 338), на хребте Аегир (скв. 37) и в Лофотенской котловине (скв. 345). Скв. 343 перебурана дайка щелочного базальта, К-Аг возраст которого 30 ± 2 млн. лет [22]. К щелочной магматической серии, становление которой в СВ Гренландии происходило во временном интервале 41–31 млн. лет, на Ян-Майенском микроконтиненте нужно отнести магматический силл, выявленный при ГСЗ во впадине Ян-Майен в верхней части кайнозойских отложений (рис. 3).

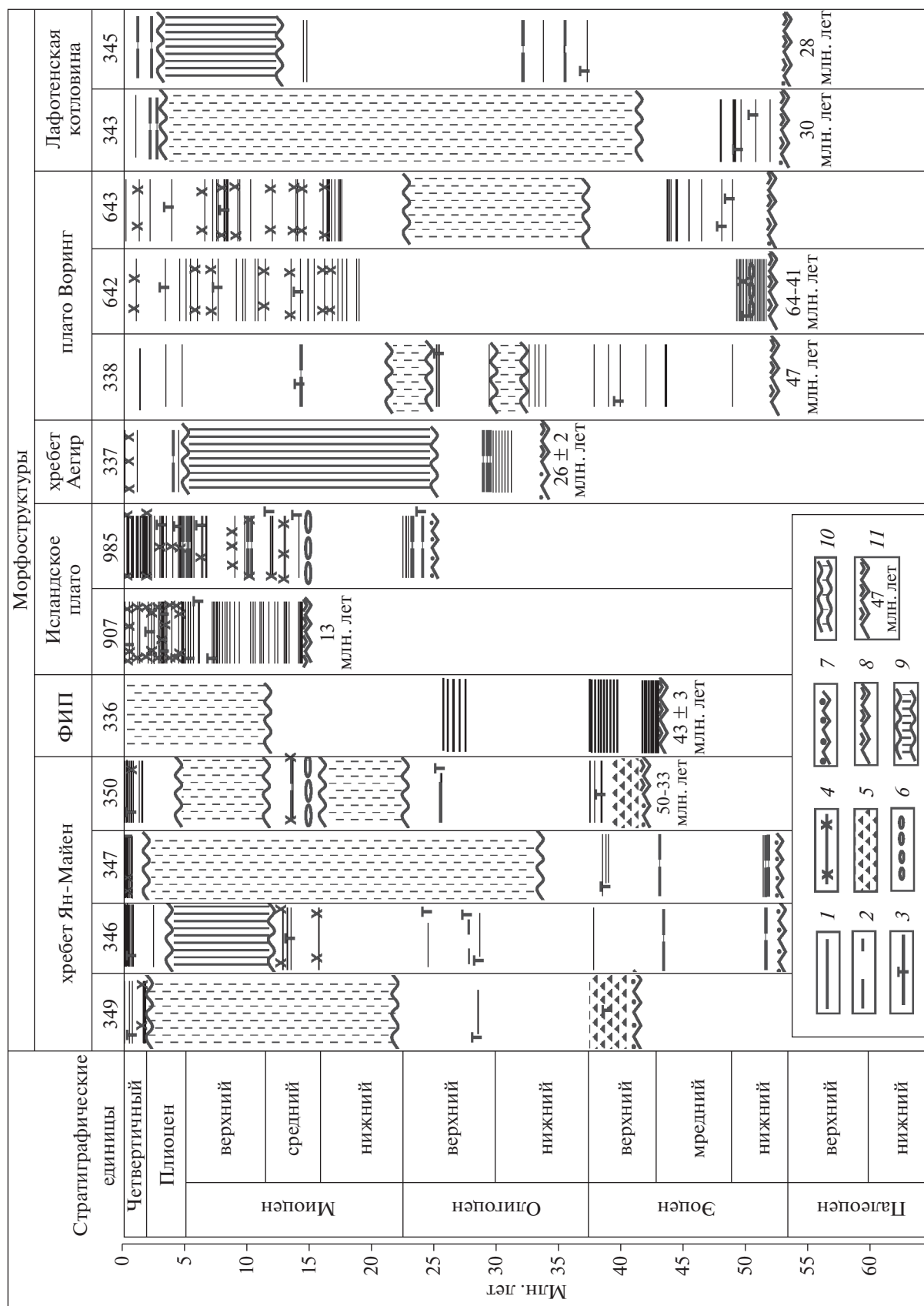


Рис. 6. Диаграмма распределения и состав прослоев вулканического пепла в осадочном чехле южной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Прослой пепла: 1 – предположительно основного состава; 2 – рассеянная в осадках пирокластика; 3 – пирокластика щелочного состава (трахиты); 4 – то же кислого состава (риолиты, дациты); 5 – вулканические брекчии; 6 – лапилли; 7 – скважина остановлена в осадках; 8 – скважина остановлена в базальтах; 9 – перерывы в осадконакоплении; 10 – значительные интервалы, данные по которым отсутствуют; 11 – абсолютный возраст базальтов. Использованы данные [11, 20–23, 26, 33, 34].

Надо обратить внимание на то, что по данным стратиграфического распределения пирокластики (рис. 6) на хребте Ян-Майен (скв. 346, 349, 350), хребте Аегире (скв. 337), Исландском плато (скв. 985), плато Воринг (скв. 338), Фареро-Исландском пороге (скв. 985), выявлены горизонты вулканического пепла, которые нельзя связать с вулканизмом в СВ Гренландии. Там наиболее поздние магматические вулканические события, судя по данным [27, 32], закончились 33 млн. лет назад, а в перечисленных районах НГБ они продолжались как непрерывная серия от раннего эоцена до современного времени. В позднеэоценовых–раннеолигоценовых осадках Гренландской котловины в скв. 913 выявлены прослой пирокластики трахитового состава [34], которые также нельзя связывать с вулканизмом в СВ Гренландии. Начиная с миоцена и по современное время количество пирокластики и осадков НГБ резко возрастает. Это связано с появлением и деятельностью вулканов Исландии, а затем и о. Ян-Майен [9, 11]. А до миоцена существовал какой-то другой вулканический район, поставивший пирокластику в осадки НГБ.

НОВЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ РАЙОН В НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОМ БАСЕЙНЕ

Сейчас в НГБ известно 2 вулканических центра, связанных с Исландским плюмом: о. Исландия и о. Ян-Майен. Вулканы этих островов составляют в осадочный чехол НГБ главную массу пирокластики. Эксплозивная активность вулканов Исландии началась в раннем миоцене, после того как данный участок литосферы оказался над Исландским плюмом. Возникновение острова с высокоактивными центральными вулканами привело к накоплению в осадках миоцена многочисленных прослоев пирокластики бимодального базальт-риолитового состава в НГБ и прилегающих к Исландии районах Атлантики [11]. Последующий цикл накопления пирокластики в НГБ выявлен в четвертичных осадках. Он вызван совокупной деятельностью вулканов Исландского плюма и о. Ян-Майен. Причем, пирокластика ян-майенских вулканов в значительной мере осаждалась на прилегающих к острову морфоструктурах – хребте Ян-Майен и Исландском плато. До сих пор не найдено объяснения, из каких вулканических районов и центров вулканизма поступала

пирокластика в осадки эоцена и олигоцена НГБ, наиболее насыщенные вулканокластикой [8, 11].

Анализ геолого-геофизических данных, площадное и временное распределение пирокластики, палеорекострукции, данные о петрохимическом составе и геохимии вулканического пепла дают основание предположить, что наиболее вероятным источником пирокластики в палеогеновое время были западные, южные и юго-восточные окраины Ян-Майенского микроконтинента, погребенные сейчас под эоцен-олигоценовыми и миоцен–четвертичными осадками. Наличие захороненных подводных гор-вулканов выявлено в этих районах по данным НСП и подтверждено глубоководной скв. 350 (рис. 5). Данные ГСЗ свидетельствуют о наличии здесь континентальной коры, мощность которой редуцирована под базальтовым силлом до 6–8 км, что в 2–2.5 раза меньше, чем в осевой части хребта Ян-Майен (рис. 3). Редукция коры произошла в результате откола 57 млн. лет назад Ян-Майенской глыбы от СВ Гренландии. Это создало условия для проникновения в районы раскола и утоненной коры магматических расплавов Исландского плюма, находящегося в тот период под СВ Гренландией. Протяженность новой вулканической зоны составляла до 500 км, ширина ее была до 50–80 км. Наиболее активной она была в эоцене, олигоцене и миоцене.

Возникновение Ян-Майенского микроконтинента происходило на фоне спрединга океанических рифов хребтов Аегир и Колбейнсей [5]. Срединг хребта Колбейнсей был замедленным и неравномерным. Южная часть Ян-Майенского микроконтинента отходила от Гренландии быстрее, чем северная. Поэтому микроконтинент со временем приобрел косоое положение по отношению к хребту. По мнению Мирлина [4, 5] здесь возникло тройное сочленение плит: Ян-Майенской, Гренландской и Евразийской. Это вызвало интенсивный вулканизм в местах соединения и привело к образованию вулканического комплекса Фареро-Исландского порога в южной части НГБ. В северной части возник Трэйл-Воринг вулканический комплекс.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ЯН-МАЙЕНСКОЙ ПИРОКЛАСТИКИ

Выше было показано, что в осадочном чехле южной и центральной частей НГБ присутствует

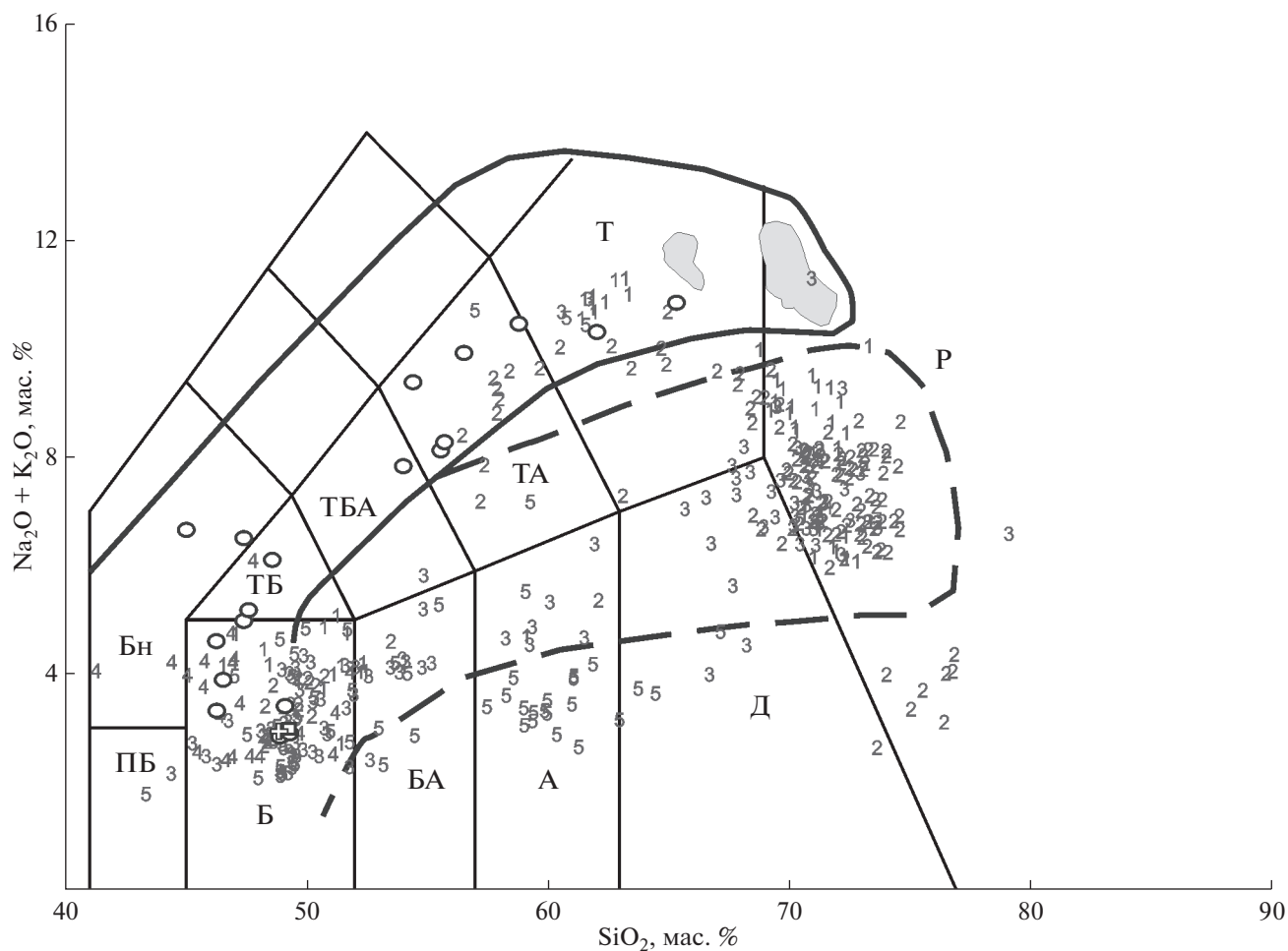


Рис. 7. Классификационная диаграмма SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по [25] для кайнозойской пирокластики и вулканитов южной части Норвежско-Гренландского бассейна.

1–6 – возраст вулканических пеплов: 1 – четвертичный, 2 – плиоцен, 3 – миоцен, 4 – олигоцен, 5 – эоцен; 6 – вулканы хребта и острова Ян-Майен; 7 – поле вулканитов о. Исландия; 8 – поле вулканитов о. Ян-Майен; 9 – неоген–четвертичные кислые и щелочные пеплы скв. 907; 10–11 – эоценовые базальты Гренландии: 10 – нижняя серия, 11 – верхняя серия.

Б – базальт, ПБ – пикритобазальт, Бн – базанит, ТБ – трахибазальт, ТБА – трахиандезиобазальт, БА – андезиобазальт, А – андезит, ТА – трахиандезит, Т – трахит, Д – дацит, Р – риолит. Использованы данные из работ [11, 12, 15, 20, 22, 23, 26, 32–34].

пирокластика вулканических центров Исландии и Ян-Майена. В незначительном количестве пирокластическую составляющую вулканитов поставляли вулканы подводных гор Вестер и Южная. Важным моментом при восстановлении истории вулканизма Ян-Майенской горячей точки является разработка критериев выделения пирокластики вулканов о. Ян-Майен (среди общей массы ее прослоев в НГБ). Учитывая современные представления о геологии и вулканизме НГБ, за основу разработки таких критериев следует взять следующие особенности названных вулканических центров: 1 – петрохимические особенности вулканических пород; 2 – геохимические данные о вулканических породах; 3 – минералогические и петро-

графические составы вулканических пород; 4 – возраст вулканических центров и эксплозивных эпох.

Кратко рассмотрим перечисленные особенности и возможные критерии выделения пирокластики вулканов Ян-Майенской горячей точки.

1. Петрохимические особенности пирокластики Ян-Майенских вулканов и их отличия от Исландских вулканов наглядно представлены на диаграмме SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (рис. 7). Судя по этой диаграмме в исследованных скважинах и геологических колонках пород рассматриваемого региона образуются два широких тренда: 1 – наиболее представительный базальт-риолитовый, характерный для исландских вулканических серий; 2 – трахи-

базальт-трахитовый, характерный для ян-майенских центров. Подобное распределение составов имеет место как для всей совокупности данных, так и для отдельно взятых морфоструктур [11]. Составы пирокластики на диаграмме щелочность—кремнеземистость совпадают с контурами полей магматических пород Исландии и о. Ян-Майен. Обращает на себя внимание очень низкое содержание суммы щелочей в составе пирокластики. Это обусловлено пониженным содержанием оксида натрия. В отдельных пробах оно понижено до 1.7%. Это чаще отмечается в эоценовых пеплах и туфах, что, видимо, обусловлено его миграционной способностью, наиболее реализованной в древних захоронениях пеплов, и потерей Na в электронном пучке при анализе. Поэтому на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ щелочность занижена по сравнению с полями магматических пород как о. Ян-Майен, так и Исландии. Но, несмотря на это, критерий повышенной щелочности ян-майенской пирокластики для отличия ее от исландской вполне надежен.

Предполагается также использовать для этого коэффициент $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, который для ян-майенской пирокластики обычно превышает 0.06–0.07 [22]. Наши данные показывают, что этот критерий пригоден для трахитов и высококальциевых риолитов миоцена и плиоцена, переходных к трахитам и встреченных в скв. 907. Для базальтовых туфобрекчий эоцена, которые перебулены скв. 350 в южной части хребта Ян-Майен, этот критерий не годится.

2. Геохимические критерии. Большое количество анализов пирокластики, отложенной в осадках моложе 6 млн. лет, вскрытой на Исландском плато в скважинах 907 и 985, свидетельствуют о том, что имеется возможность различать ее источники по геохимическим критериям [22]. В ян-майенской пирокластике по сравнению с исландской отмечены повышенные концентрации Rb, Th, Ta: 1 – Rb в пределах 150–300 ppm, против средних 50 ppm; 2 – Th – 20–40 ppm против средних 10 ppm; 3 – Ta – 10–25 ppm против средних 5 ppm.

3. Минералогический и петрографический составы вулканитов эксплозивных центров генетически заложены в их пирокластических продуктах. Поэтому находки пирокластики трахитового состава, а также обломков кристаллов роговой обманки, биотита, калиевых полевых шпатов, фельзитовых обломков, пемзы (гиалотрахитов) свидетельствуют об их ян-майенском происхождении.

4. Возраст вулканических центров и эксплозий отдельных вулканов с одной стороны являются отправными пунктами (“печками, от которых нужно танцевать”) при определении возраста пирокластических толщ, а с другой стороны – эти

толщи и отдельные прослои пирокластики служат временными реперами в геологической летописи центра эксплозивного вулканизма. Выше отмечалось, что достаточно надежно определено время появления наземных вулканов Исландии (около 15 млн. лет назад) и это событие зафиксировано не менее надежно в осадках НГБ и Северной Атлантики [8, 9].

Возможности современных аналитических методов позволяют определять время извержений отдельных вулканов по прослоям пирокластики [23] с не меньшей точностью, чем это сделано в исландских сагах для исторических извержений вулканов Исландии.

ОБСУЖДЕНИЕ

Появлению микроконтинента Ян-Майен предшествовал ряд геологических событий. Среди них важнейшими являются два, на фоне которых формировалась геологическая история, тектоника, магматизм и геодинамика региона: 1 – прохождение данного участка континента Лавразия над Исландским плюмом; 2 – проникновение сюда океанического рифта с ответвлениями от Срединно-Атлантического хребта. Следует отметить, что оба события имеют разное толкование с точки зрения их пространственно-временной привязки. Рассмотрим их более подробно.

Прохождение западной Лавразии над Исландским плюмом началось около 120 млн. лет назад. Тогда на о. Элсмир образовалась трапповая магматическая формация [24]. Относительно дальнейшего продолжения следа плюма есть два основных мнения. Одно [25, 28] предполагает, что этот след в период 120–170 млн. лет формировался от о. Элсмир под Баффиновым морем до Западной Гренландии.

В Западной Гренландии он отмечен 65–70 млн. лет назад трапповой формацией островов Диско, Баффин и других регионов. Восточнее след плюма закрыт ледником. В Юго-Восточной Гренландии он представлен вулканитами с возрастом 57–60 млн. лет [28].

Согласно другому мнению [9, 11], след плюма от о. Элсмир формировался в Северной Гренландии, где отмечены вулканиты с возрастом 82 млн. лет. Юго-восточнее он скрыт под ледником Гренландии и обнажен на побережье к северу от залива Скорсби (70°–73° с.ш.) в виде покровов базальтов мощностью до 7.5 км, распространенных на площади до 100 тыс. км. Это мнение косвенно подтверждается данными по измерению теплового потока в буровых скважинах, пройденных через ледовый купол до коренного ложа [31]. Наибольший поток тепла (до 65 мВт/м²) отмечен в северной части Гренландии и прослежен на юг –

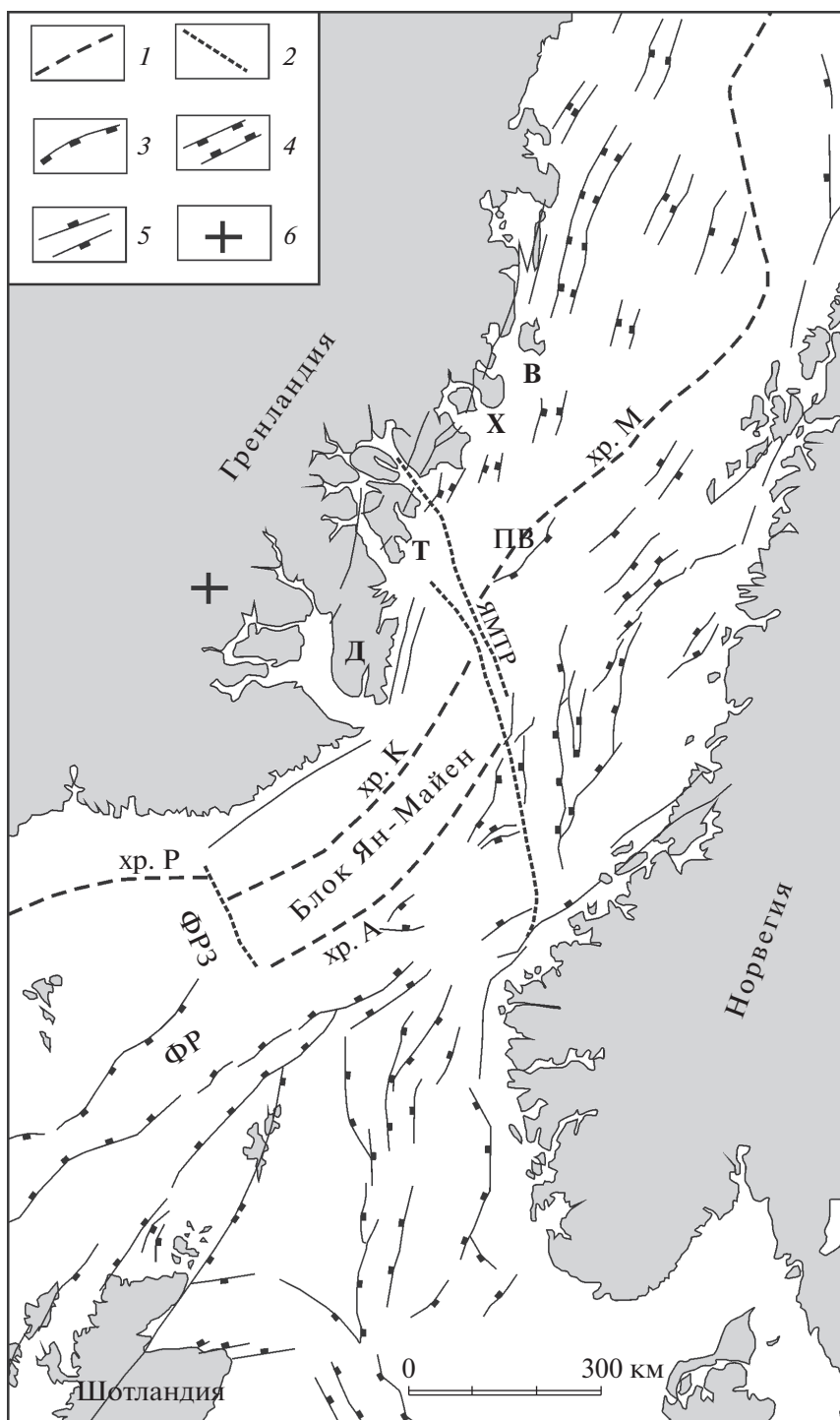


Рис. 8. Палеорекострукция Норвежско-Гренландского бассейна на начало откола Гренландии от Норвегии и спрединга хребтов Колбейнсей, Аегир, Мона около 55 млн. лет назад. По Доре с изменениями и дополнениями. Взято из [27].

1 – линия возникновения рифтовых зон срединно-океанических хребтов и раскола Лавразии; 2 – зоны разломов; 3 – уступы, сбросы – взбросы и другие тектонические нарушения; 4 – грабены, рифты; 5 – горсты; 6 – проекция центра Исландского плюма на момент 55 млн. лет назад. Регионы и структуры: Д – Земля Джеймсона; Т – Трэйл Ø регион; Х – Хоулд и Хоуп; В – Волластон Форланд; хр. Р. – хребет Рейкьянес; хр. К. – хребет Колбейнсей; хр. А. – хребет Аегир; хр. М. – хребет Мона; ФРЗ – Фарерская зона разломов; ФР – Фарерский рифт; ЯМЗТР – Ян-Майенская зона трансформных разломов; ПВ – плато Воринг.

юго-восток до залива Скорсби (70° с.ш.). Возможно, вследствие этого ледовый покров здесь сильно редуцирован. В то время как на западе и юго-западе Гренландии, где тепловой поток ослаблен (45–50 мВт/м²), ледовый покров максимален.

В НГБ след Исландского плюма тянется от Восточной Гренландии, где первая фаза траппового магматизма отмечена около 60 млн. лет назад, через Гренландско-Исландский порог след плюма прослеживается до современной его проекции в Восточной Исландии [9]. Океанский рифтогенез, спрединг и раскрытие НГБ, по мнению большинства исследователей, начались около 57 млн. лет назад. Это произошло, как видим, на 3–5 млн. лет позже проявления первой фазы траппового магматизма Исландского плюма в СВ Гренландии.

До спрединга между СВ Гренландией и Норвегией существовал узкий морской бассейн–пролив (рис. 8). Судя по береговым разрезам в Трэйл Ø регионе [27] и сейсмическим данным в бассейне Воринг [2], в проливе была развита мощная мезозойская осадочная толща с доказанными залежами углеводородов в бассейне Воринг. В раннем палеогене, еще в доспрединговое время, в проливе и на побережье, очевидно, под влиянием Исландского плюма началось интенсивное образование грабенов и формирование наземных и подводных базальтовых покровов, силлов, даек и вулканогенной толщи подводного наклонного рефлектора (SDRS). Относительно времени отделения Ян-Майенского блока от Гренландии существует два главных представления, основанные на палеомагнитных данных аномальных магнитных полей (АМП) спрединговых хребтов Колбейнсей, Аегир и Исландского плато. По представлению [5] это произошло около 60 млн. лет назад, когда одновременно возникли рифтовые зоны хребтов Колбейнсей и Аегир, отколовшие от СВ Гренландии блок Ян-Майен. Спрединг хребта Аегир продолжался с 60 до 28 млн. лет назад, а на хребте Колбейнсей продолжается и сейчас. В результате спрединга возникли самостоятельная литосферная плита – микроконтинент Ян-Майен и Исландское плато. Континентальная природа микроконтинента Ян-Майен не вызывает сомнения, а Исландское плато в этом отношении является спорным – погруженным континентальным блоком или спрединговой океанической структурой. Судя по тому, что на нем развито отчетливое линейное АМП с номерами аномалий 7–24 – это океаническая структура.

По представлениям Тальвани и Элдхолма [30], сейчас наиболее распространенным, Ян-Майенский блок откололся от СВ Гренландии 28 млн. лет назад, когда прекратился спрединг хребта Аегир и начался спрединг хребта Колбейнсей.

Влияние Исландского плюма и океанического спрединга в Северной Атлантике и НГБ сказа-

лось не только в расколе Лавразийского континента и растаскивании отдельных плит. В результате тектонических и магматических процессов были образованы новые морфоструктуры, в том числе и Ян-Майенский микроконтинент. Образование тройного сочленения плит (Гренландской, Евразийской и Ян-Майенской) обусловило интенсивный вулканизм и создание в южной его части Фареро-Исландского порога, а в северной – Трэйл-Ворингского вулканического комплекса. Возраст вулканитов этих новых образований, а также данные о распределении и возрасте прослоев пироклаستيку на разных морфоструктурах НГБ, сейчас удаленных от Ян-Майенского микроконтинента, свидетельствует о том, что спрединг хребта Колбейнсей начался в раннем эоцене (рис. 6). В то время эти морфоструктуры были еще сближены и примыкали к СВ Гренландии, где наблюдались интенсивный магматизм и тектогенез. При отколе Ян-Майенской глыбы произошла редукция земной коры в ее западной и южной частях. Это способствовало проникновению сюда магм Исландского плюма, проекция которого находилась в то время (50–55 млн. лет назад) вблизи от СВ Гренландии (рис. 8).

Так возник новый вулканический район, сейчас погребенный под осадками палеогена, неогена и четвертичного периодов. В миоцене интенсивность вулканизма на микроконтиненте снизилась в связи с тем, что он отошел от Исландского плюма, проекция которого оказалась под Исландией.

Подпитка магмой Ян-Майенской горячей точки с верхнего миоцена осуществлялась по системе глубинных разломов и каналов из реликтовых и новообразованных магматических вулканов, периодически пополняемых во время пульсаций магматизма Исландского плюма. В современный период наблюдается миграция вулканических извержений на о. Ян-Майен в северо-восточном направлении в сторону Ян-Майенской зоны трансформных разломов. Очевидно, здесь еще существуют реликтовые магматические камеры и, возможно, идет магмогенерация в локальных очагах. Миграция вулканизма прослежена не только по положению древних вулканов, но и по данным замера эпицентров землетрясений [29].

ВЫВОДЫ

Анализ геологических и геофизических материалов, данных возраста и состава вулканитов и прослоев пироклаستيку, схема распределения последней в осадочном чехле НГБ позволяют сделать следующие выводы.

I. Возникновение, геодинамика, геологическая история, магматизм микроконтинента Ян-

Майен были определены двумя главными событиями:

1 – прохождением в раннем палеогене данного участка Лавразийской литосферной плиты над глубинным Исландским плюмом;

2 – проникновением сюда рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, откол Гренландии от Скандинавии и Ян-Майенского блока от СВ Гренландии в раннем эоцене одновременно с раскрытием рифтовых зон хребтов Аегир и Колбейнсей.

II. Тектонические и магматические события в СВ Гренландии, связанные с воздействием Исландского плюма, начались за 3–5 млн. лет до откола Ян-Майенского блока.

III. При отколе мощность земной коры Ян-Майенского блока была редуцирована. В западной и южной частях его она сократилась в 2–3 раза по сравнению с восточной частью. Здесь возникла впадина.

IV. Это создало условия для проникновения сюда магматических расплавов Исландского плюма. Образовался новый вулканический район с вулканами центрального типа, поставлявшими пирокластику в осадки расширяющегося Норвежско-Гренландского бассейна.

V. Со временем, при отхождении от Гренландии Ян-Майенский блок стал самостоятельной плитой – микроконтинентом. Это привело к образованию в НГБ тройного сочленения литосферных плит (Гренландской, Евразийской и Ян-Майенской), что предопределило образование двух крупных вулканических комплексов: Гренландско-Фарерского и Трэйл-Ворингского.

VI. В геологическом строении Ян-Майенского микроконтинента главная роль принадлежит пологоскладчатым осадочным образованиям общей мощностью до 18,5 км. Магматические образования незначительны и связаны в основном с циклами магматизма Исландского плюма.

VII. Современный вулканизм Ян-Майенской горячей точки еще не утратил связь с дериватами Исландского плюма. Кроме того, она также подпитывается магмой из реликтовых камер и новых локальных очагов магнообразования в Ян-Майенской зоне глубинных разломов. В сторону этой зоны в четвертичный период происходит миграция вулканов о. Ян-Майен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Мелихов В.Р. Общие черты гравитационного поля Исландии и срединно-океанический хребет. Строение дна океана М.: Наука, 1977. С. 89–101.
2. Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977. 207 с.
3. Литвин В.М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях // Океанология. 1968. Т. VIII. Вып. 1. С. 86–93.
4. Мирлин Е.Г., Попов К.В., Фингер Д. Возраст океанического ложа в Исландском регионе // Океанология. 1979. Т. XIX. Вып. 6. С. 1052–1058.
5. Мирлин Е.Г. Движение и деформация литосферных плит в исландском регионе Северной Атлантики и природа Фарерско-Гренландского порога // Геотектоника. 1978. № 6. С. 78–93.
6. Тальвани М., Удинцев Г.Б. Тектоника дна океанов // Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155–182.
7. Удинцев Г.Б., Литвин В.М., Харин Г.С. Огнедышащий остров за полярным кругом // Природа. 1974. № 3. С. 84–90.
8. Харин Г.С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 226 с.
9. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. № 2. С. 115–130.
10. Харин Г.С. Латеритная кора выветривания на до-спрединговых базальтах Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 366–370.
11. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Эволюция эксплозивного вулканизма Исландского плюма в кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2010. № 5. С. 20–44.
12. Харин Г.С., Литвин В.М. Геологическое строение и вулканизм острова Ян-Майен // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. Л.: ВНИИ Океанологии, 1980. С. 95–102.
13. Харин Г.С., Пустовой А.А. Щелочной магматизм Ян-Майенской зоны трансформных разломов (Северный Ледовитый океан) // Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 612–621.
14. Харин Г.С., Удинцев Г.Б. Тектоническая структура и осадочные породы хребта Ян-Майен // Геология дна Мирового океана. Атлантики. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155–182.
15. Чернышева Е.А., Харин Г.С. Щелочной вулканизм в истории формирования Норвежско-Гренландского бассейна // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 317–323.
16. Fitch F.I., Grasty R.L., Miller J.A. Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and outline of its volcano history // Nature. 1965. V. 207. P. 1349–1351.
17. Gernigon L., Olsen O., Ebbing J. et al. Geophysical insight early spreading history in the vicinity of the Jan Mayen Fracture Zone, Norwegian Sea // Tectonophysics. 2009. V. 468. Iss. 1-4. P. 185–205.
18. Imsland P. The volcanic eruption of Jan Mayen January 1985: interaction between a volcanic island and fracture zone // J. of Volcanology and Geotherma Research. 1996. V. 28. P. 45–53.
19. Kadaira S., Mjelde R., Junnarsson K. et al. Structure of the Jan Mayen microcontinent and implications for its evolution // Geophys. J. Int. 1998. V. 132. P. 383–400.
20. Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, Leg 38, DSDP // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 38. P. 685–716.

21. *Kharin G.S., Udintsev G.B., Bogatkov O.A. et al.* K/Ar age of the basalts of Norwegian-Greenland Sea, GLOMAR Challenger, Leg 38, DSDP // Init. Repts. DSDP. 1976. V. 38. P. 755–760.
22. *Lacasse C., Carbe-Schönberg C.D.* Explosive silicic volcanism in Iceland and Jan Mayen area during the last 6 Ma: sources and timing of major eruptions // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2001. V. 107. P. 113–147.
23. *Lacasse C., Paterne M., Werner R. et al.* Geochemistry and origin of Pliocene and Pleistocene ash layers from the Iceland Plateau, Site 907 // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1996. V. 151. P. 309–332.
24. *Lawer A.Z., Muller P.D.* Iceland hotspot track // *Geology*. 1994. № 4. P. 311–314.
25. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
26. *Myhre A., Thiede J., Firth J.V. et al.* Site 907 // *Proc. ODP. Init. Repts.* 1995. V. 151. P. 57–112.
27. *Price T., Brodie I., Whitham A., Kent R.* Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland // *J. Geol. Soc.* 1997. V. 154. P. 419–434.
28. *Saunders A.D., Larsen H.C., Fitton J.G.* Magmatic development of the southeast Greenland margin and evolution of the Iceland Plume: geochemical constraints from Leg 152 // *Proc. ODP. Sci. Results*. V. 152. 1998. P. 479–502.
29. *Silverster A.G.* History and surveillance of volcanic activity of Jan Mayen Island // *Bull. volcanology*. 1975. V. 33. P. 1–23.
30. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1977. V. 88. № 7. P. 969–999.
31. *Tarasov L., Rebtier W.R.* Greenland glacial history, borehole constants and Eemian extend // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № 83. P. 2143–2151.
32. *Upton B.G.I., Emeleus C.H., Beckinsale R.D.* Petrology of the North East Greenland Tertiary flood basalts: evidence from Hold with Hope and Woleastom Forland // *J. Petrology*. 1984. V. 25. № 1. P. 151–184.
33. *Viereck L.G., Hertogen J., Parson L.M. et al.* Chemical stratigraphy and petrology of the Vøring Plateau tholeiitic lavas and interlayered volcanoclastic sediments at ODP Hole 642E // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1989. V. 104. P. 367–396.
34. *Werner R., Wallrabe-Adams H.-J., Lacasse C. et al.* Distribution, chemical composition, and sources of Oligocene to Miocene volcanic ashes from Sites 907, 908 and 913 // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1996. V. 151. P. 332–350.
35. *White S.M.* Sediments of the Norwegian-Greenland Sea, DSDP Leg 38 // *Init. Repts. DSDP. Supplement to V.: XXXVIII, XXXIX, XL, XLI*. 1978. P. 193–258.

Geological History and Magmatism of the Jan-Mayen Micro-Continent (Polar Atlantic)

G. S. Kharin, D. V. Eroshenko

Two major events have determined the appearance, geological history of magmatism and geodynamic of the Jan-Mayen micro-continent: (1) – propagation of the Laurasia platform above the Iceland Plume in the Early Paleocene; (2) – penetration of the Mid-Atlantic Ridge rift zone to the region, and (3) – splitting of the Jan Mayen lithosphere block from northeastern Greenland. The lithosphere was reduced at the block boundary when it was separated. Hollow appeared, under which the magma of the Iceland plume penetrated. A new volcanic region was formed with active volcanoes of the central type, supplying pyroclastic to the sedimentary cover of the expanding Norwegian-Greenland basin in the Eocene and Oligocene. Occurrence of the Jan-Mayen Plate (micro-continent) in a triple function of plates (Greenland, Eurasian, and Jan-Mayen hotspot are fed by the magma from the Iceland Plume and the relict and newly formed magma chambers of the Jan-Mayen deep zone transform faults.