

Магматизм хребтов Мона и Книповича – спрединговых зон полярной Атлантики

Н. М. Сущевская, Т. И. Цехоня, Н. Н. Кононкова

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН

Г. А. Черкашов

ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург

Ю. А. Богданов

Институт океанологии им. Ширшова РАН

Б. В. Беляцкий

Институт геологии и геохронологии Докембрия РАН, Санкт-Петербург

Аннотация. Проведено петрогеохимическое исследование магматизма двух районов – хребтов Мона и Книповича, являющихся северным продолжением САХ, по данным закалочных стекол, поднятых в ходе 36, 38 рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” и 15 “Логачев”. Результаты исследования магматизма хребтов Мона и Книповича на фоне развития всей северной провинции Атлантики, ранее выделенной по совокупности тектонических и геофизических данных, показали, что магматизм хребта Книповича относится к малоглубинному типу толеитов, первичные расплавы которых относительно обогащены натрием, кремнием и обеднены железом. Этот тип расплавов характерен для более холодных районов океанической литосферы. Его нахождение в пределах хребта Книповича и возможно распространение вплоть до хребта Гаккеля свидетельствует о том, что магматизм здесь формируется в условиях пассивного спрединга, в отличие от района САХ вблизи Исландии и Азор, где существенный вклад в процесс формирования океанской коры вносит подъем более горячего вещества глубинного плюма.

Северная Атлантика является наиболее молодой по раскрытию дна океана провинцией Атлантики. Несмотря на то, что по геолого-геофизическим исследованиям это один из наиболее хорошо изученных регионов Мирового океана, до сих пор остаются неясными основные ключевые вопросы, касающиеся его происхождения. Еще Склейтер в 1975 г. [Scatler *et al.*, 1975] установил специфику региона, проявляющуюся в усилении гравитационного поля, а также в относительном превышении рельефа дна для региона 33–70° с.ш., что связывалось им с подъемом более разогретой по сравнению с обычными

регионами Срединно-Атлантического хребта (САХ) мантии [Scatler *et al.*, 1975]. Позже это нашло подтверждение и в характере магматизма, также отличающимся по глубине генерации и степени плавления образующихся первичных магм [Дмитриев *и др.*, 1984, 1999]. Уникальность Северной Атлантики состоит и еще в том, что именно к ней приурочены протяженные геохимические аномалии, сопряженные с районами Азорских островов, 43–46° с.ш., Исландии, Ян-Майна [Bailey *et al.*, 1992; Dixon, *et al.*, 1996; Dosso *et al.*, 1999; Haase *et al.*, 1996; Neumann and Schilling, 1984; Schilling, 1986; Schilling *et al.*, 1980; Shibata *et al.*, 1979; Yu *et al.*, 1997]. Все это позволяет выделять Северную часть САХ (севернее 33° с.ш.) в единую глобальную геотектоническую провинцию [Мирлин, Сущевская, 1990]. Хребты Мона и Книповича, расположенные к северу от Исландии, лежат на северном окончании рассма-

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE00043.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 5 января 2001.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE00043/RJE00043.htm>

триваемой провинции. Это наименее изученная в геологическом плане область, поэтому новые данные по районам хребта 73–77° с.ш. важны для получения более полной картины геологической истории Арктического бассейна.

Задача данной работы провести комплексное петрогеохимическое сравнение магматизма хребтов Мона и Книповича с магматизмом крупных сегментов северной провинции САХ, оценить условия образования, особенности первичных магм, а также условия их фракционирования. В основу работы положено исследование закалочных стекол, отражающих эволюцию расплавов в процессе их формирования.

Геологическое строение районов опробования

Изучаемые образцы закалочных стекол были подняты в районе 73° с.ш. хребта Мона в течение 36 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 1996 г., а также в центральной части хребта Книповича (район 76–77° с.ш.) в ходе 15 рейса НИС “Логачев” в 1996 г. и 38 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 1998 г. По своему строению хребет Мона, простирающийся в северо-восточном направлении, является типичным низкоспрединговым хребтом. Внутренний рифт шириной 16 км формирует узкие (около 4 км) краевые депрессии, глубина которых достигает 3200 м. В центральной части расположена неовулканическая зона, которая представлена валлообразной аккумулятивной вулканической структурой, поднимающейся примерно на 600 м над краевыми депрессиями. Ширина вулканического поднятия у подошвы составляет 8 км. Внутренний рифт обрамлен системой уступов и краевых гор. Перепад глубин между поверхностью краевых гор и краевых депрессий на северо-западе составляет 1400 м, а на юго-востоке 900 м. Вершинная часть экстрозивной зоны исключительно неровная, сформированная многочисленными вулканическими центрами. В вершинной части выделяется подковообразная кальдера, открывающаяся в западном направлении, размер которой в поперечнике около 2 км. Кальдера обрамлена системой вертикальных уступов, общей высотой до 200 м.

Погружения ГОА “Мир” проводились в верхней части экстрозивной зоны (рис. 1). Аппараты опускались на ее северо-западный и юго-восточный склоны в сторону кальдеры. По данным непосредственных наблюдений поверхность склона (с глубины 3000 м) и до вершины экстрозивной зоны формируют вулканические трубы диаметром до 30 см и длиной до

1,5 м, которые спускаются вниз по склону. Склон террасирован, субгоризонтальные участки сменяются участками с крутизной склона до 45°. При этом никаких признаков тектонических нарушений в этом случае не наблюдается. По-видимому, это отражает определенную цикличность развития вулканических процессов, в результате которых наращивается осевой вулканический вал экстрозивной зоны. Вулканические постройки повсеместно сложены базальтами, на поверхности которых сохранилась стекловатая зона закалки, достигающая 1 см. Базальты представляли собой, главным образом, порфириновые разности с вариациями содержания вкрапленников от первых процентов до 20% (табл. 1). Наиболее свежие стекла характерны для образцов 3571-4 и 3572-1. На некоторых субгоризонтальных площадках обнаружены небольшие, высотой не более 30 см вулканические постройки, напоминающие стога сена и сложенные очень хрупким вулканическим материалом (ст. 3571-3). Субгоризонтальные площадки склона и вершины экстрозивной зоны прикрыты маломощным слоем рыхлых осадков. Вулканические трубы в районе точки взятия образца 3571-4 лишены практически каких-либо осадков.

Таким образом, северная часть хребта Мона по всем признакам относится к типичному медленноспрединговому хребту, магматические камеры и соответственно осевые поднятия (или своды) развиты дискретно в пределах спрединговой зоны, а расстояние между ними определяется скоростью спрединга [Crane, 1995].

Самая северная оконечность единой спрединговой системы Атлантического океана – хребет Книповича формируется при минимальных скоростях [Emery and Uchupi, 1984]. Его тектоническое строение имеет ряд специфических особенностей, в первую очередь выражающихся в слабо фиксируемой рифтовой долине, глубина которой составляет в среднем 3300–3400 м. Аномальное магнитное поле над хребтом Книповича и прилегающими абиссальными резко отличается от поля типично спрединговых хребтов Мона и Гаккеля. Здесь преобладает мозаичный и мозаично-линейный тип поля. В ходе 38 международного рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 1998 г. в течение трех погружений ГОА “Мир” в районе 76° с.ш. были собраны образцы с западного склона рифтовой долины, глубина которой в этой части достигала 3500 м (рис. 2). Опробование проводилось со дна рифтовой долины вплоть до 3340 м. Во время всех трех погружений были подняты свежие закалочные стекла, как в виде отдельных обломков, так и в виде закалочной зоны на поверхности базальтов [Emery and Uchupi, 1984]. Краткая минералогическая характеристика изученных образцов приведена в табл. 1.

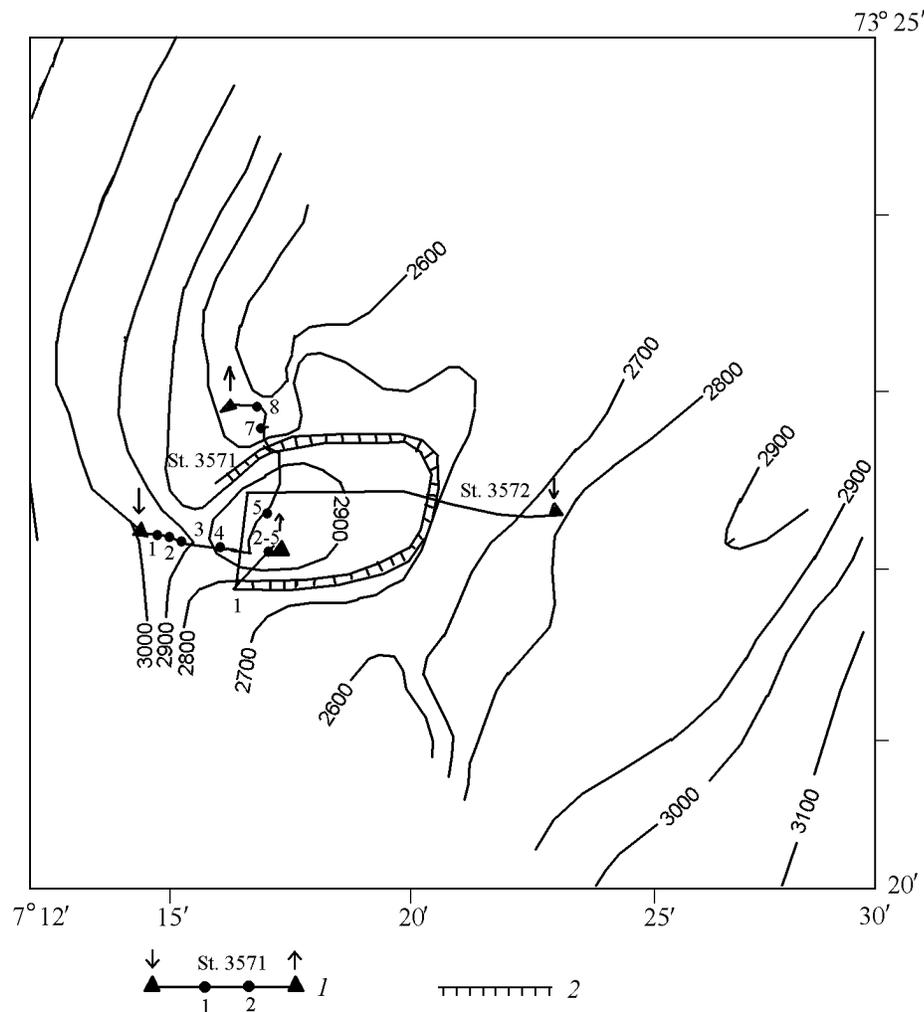


Рис. 1. Карта района опробования рифтовой долины при помощи глубоководного автономного аппарата “Мир” в ходе 36 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”. 1 – маршруты движения ГОА “Мир” и положение станций опробования; 2 – кальдера подводного вулкана в рифтовой долине.

Используемые методы анализа образцов

Составы стекол определялись методом электронно-зондового анализа на микроанализаторе САМЕВАХ-Microbeam фирмы САМЕСА (аналитик Кононкова Н. Н.) в ЦАЛ ГЕОХИ при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА. Для получения значения бралось среднее определение по трем точкам на образец. В качестве стандарта использовалось природное стекло VG-2 [Суцёвская и др., 1999]. Относительная погрешность составляла около 2% для элементов с содержанием более 5%, и не более 10% – для элементов, содержание которых ниже 1%.

Концентрации Ba, Th, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Zr, Be, Eu, Ti, Dy, Y, Er, Yb, Li и H₂O в стеклах

были определены методом вторичной ионной масс-спектрометрии на масс-спектрометре САМЕСА IMS-4F в институте Микроэлектроники РАН (Ярославль) с использованием в качестве стандарта базальтовое стекло (30-2), ранее изученное несколькими методами. Анализ проводился при потоке первичного пучка ионов 1–10 нА, его энергия достигала 14,5 кВ, а диаметр пучка обычно не превышал 20 мкм. Относительная погрешность находится в пределах 20% для концентраций более 0,01 ppm.

Изотопный состав Pb, Sr, Nd базальтов был получен в лаборатории геохимии изотопов в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоканальном твердофазовом масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статистическом режиме регистрации ионных токов изотопов исследованных элементов. Выделение Sm, Nd, Sr и Rb для изотопного анализа проводилось из наве-

Таблица 1. Координаты станций и краткая минералогическая характеристика базальтов, с которых отобраны изученные стекла

Образец	Начальная широта (° с.ш.)	Начальная долгота (°)	Глубина (м)	Краткая характеристика базальтов
		в.д.		
3571-2	73,37	7,24	2950	Гломеро-Pl порфировый, с единичными вкрапленниками Crx.
3571-3	73,37	7,25	2900	Гломеро (Ol)-Pl порфировый, содержание вкрапленника Pl около 20%
3571-4	73,37	7,27	2900	Слабо Pl порфировый
3571-6	73,38	7,28	2850	Слабо Ol порфировый
3571-8	73,38	7,28	2680	Слабо Ol порфировый, содержание вкрапленника Ol около 2%
3572	73,37	7,38	2760	Слабо (Pl)-Ol порфировый
3572-1A	73,37	7,27	2780	Гломеро-Pl порфировый, содержание вкрапленника Pl около 35%
3572-3	73,37	7,28	2950	Афировый
3572-5	73,37	7,28	2950	Слабо Ol порфировый, содержание вкрапленника Ol около 3%
		з.д.		
54	76,645	7,325		Слабо (Ol)-Pl порфировый
55	76,00	7		Pl порфировый, пористый
57-1	76,637	7,365		(Ol)-Pl порфировый
57-2	76,637	7,365		Слабо Pl порфировый
60	76,781	7,419	3300	Афировый
65-1	76,816	7,418	3300	Слабо Ol порфировый
67	76,791	7,37	3450	Ol порфировый
68	76,792	7,371	3450	Афировый
		в. д.		
3792/G-1	76,79	7,3556	3450	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3792/G-2	76,79	7,3556	3450	Слабо Ol-Pl порфировый. Отдельный обломок стекла
3792/G-3	76,79	7,3556	3450	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3792/G	76,79	7,3556	3450	(Ol)-Pl порфировый. Отдельный обломок стекла
3792/1	76,79	7,3556	3450	(Ol)-Pl порфировый, содержание вкрапленника Pl около 8%
3792/2	76,7926	7,35	3440	Слабо Pl порфировый
3792/3	76,7855	7,3298	3500	Слабо Pl порфировый, измененный
3786/2	76,7983	7,37	3434	Афировый
3786/3	76,7992	7,37	3420	Афировый, единичные кристаллы Ol
3786/5	76,808	7,3708	3406	Слабо Ol порфировый
3786/6	76,8116	7,3783	3340	Слабо Ol порфировый
3786/7a	76,8117	7,3783	3340	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3786/7b	76,8117	7,3783	3340	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3783/3a	76,7981	7,3617	3522	Стекло из верхней части базальтового потока слабо Pl порфирового базальта
3783/3b	76,7981	7,3617	3522	Стекло из нижней части базальтового потока слабо Pl порфирового базальта
3783/4a	76,7993	7,3617	3483	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3783/4b	76,7993	7,3617	3483	Слабо Ol порфировый. Отдельный обломок стекла
3783/4c	76,7993	7,3617	3483	Афировый. Отдельный обломок стекла
3783/6	76,7915	7,355	3519	Слабо (Ol)-Pl порфировый

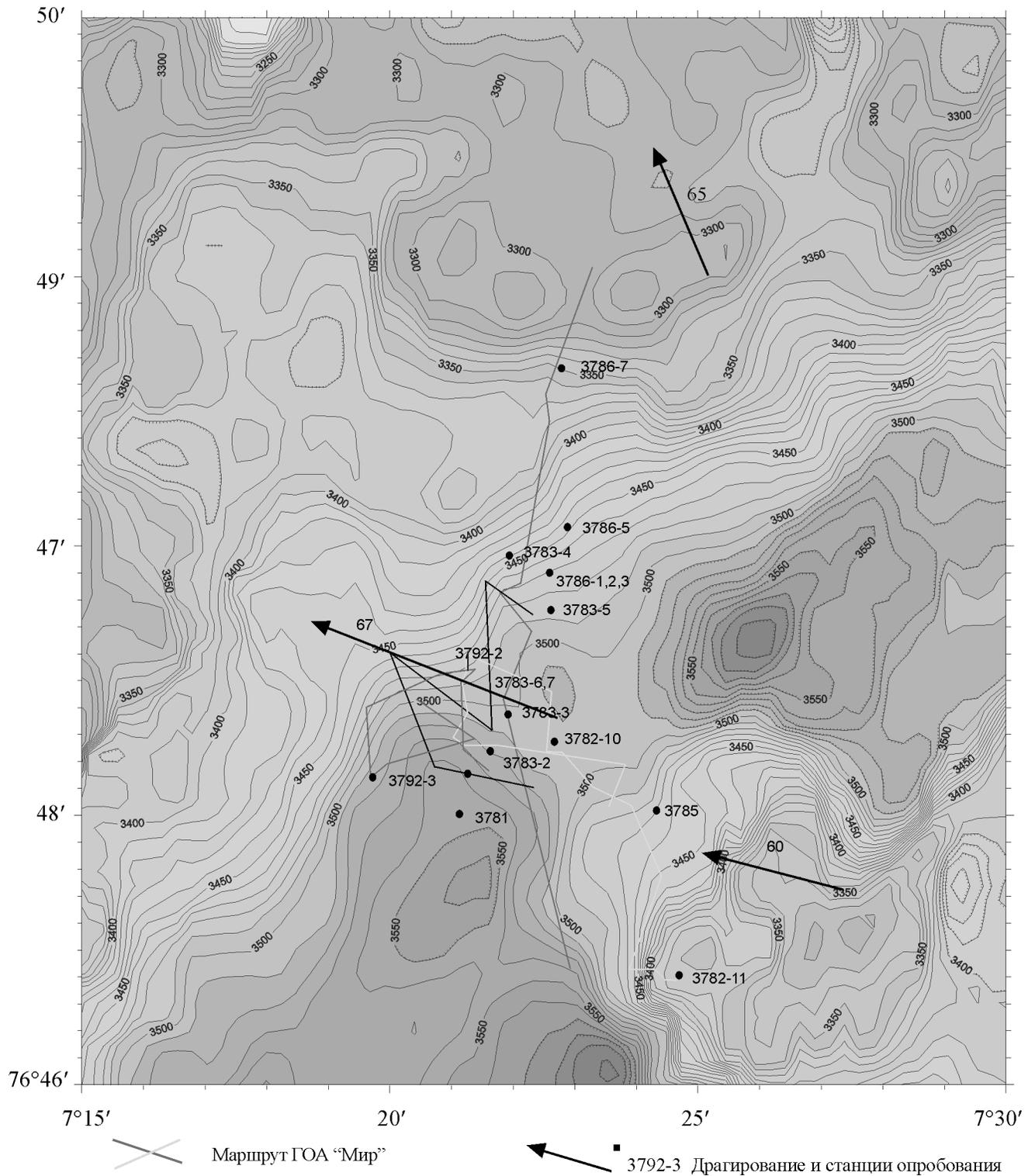


Рис. 2. Рельеф дна хребта Книпович в районе 76° с.ш. по данным батиметрической съемки, полученной в ходе 38 рейса НИС "Академик Мстислав Келдыш" с указанием маршрутов движения ГОА "Мир" и станций драгировок, проведенных в ходе 15 рейса НИС "Логачев".

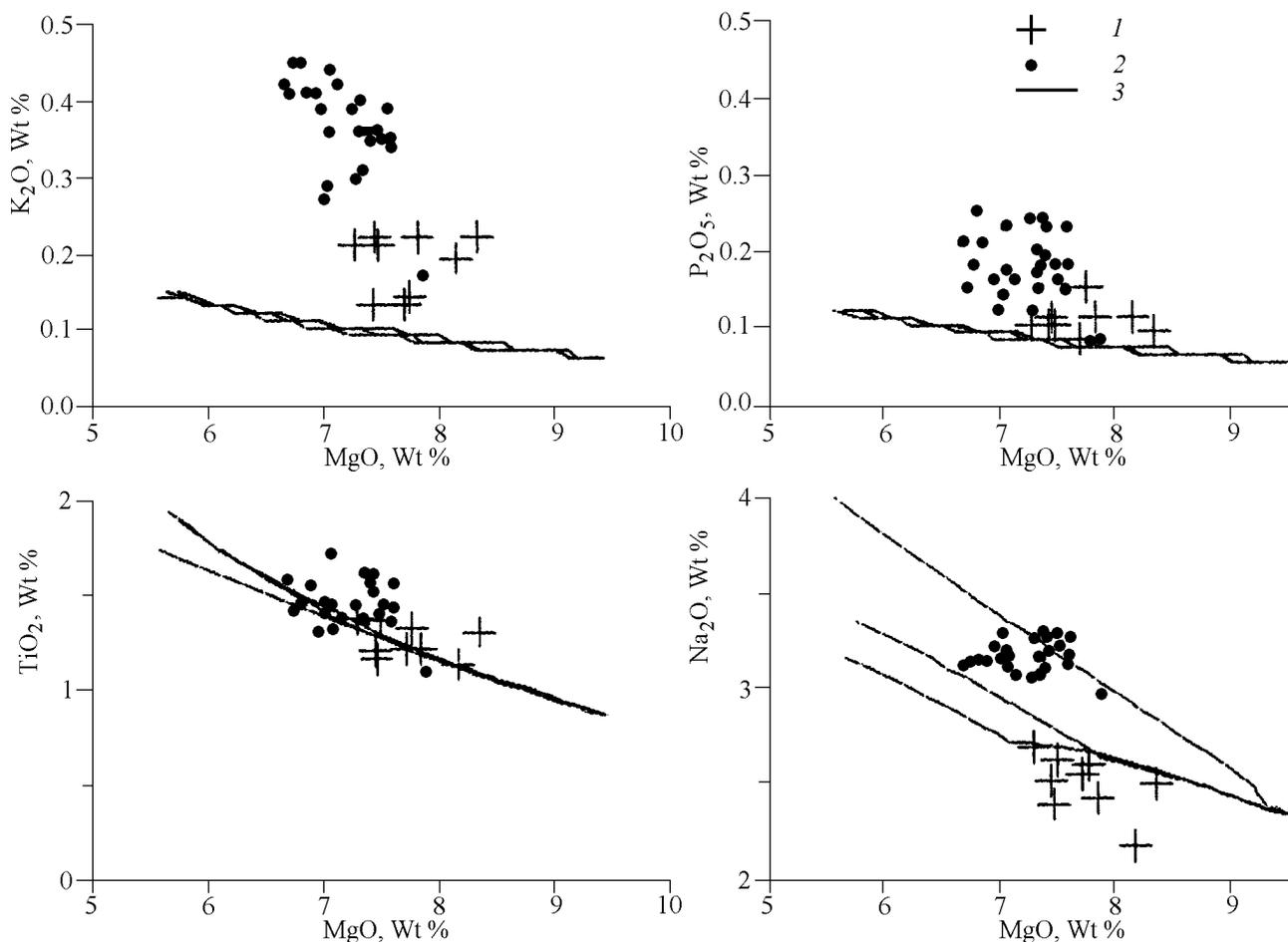


Рис. 3. Вариации составов стекол хребтов Книповича и Мона (табл. 2). Показаны составы стекол станций 54, 55, 57, 60, 65, 67, 68, 3783, 3786, 3792 (76° с.ш., рифтовая долина хребта Книпович) (1), 3571, 3572 (73°20' с.ш., рифтовая долина хребта Мона) (2). На рисунке приведены расчетные линии фракционирования КОМАГМАТ [Арискин и др., 1990, 1992] первичного расплава TOP-2 (3) [Sobolev and Dmitriev, 1989]. Видно, что для стекол хребта Книповича характерны более низкие содержания FeO и относительно высокие Na₂O и SiO₂. Рассчитанные параметры условий фракционирования расплава TOP-2 [Арискин и др., 1990, 1992] в условиях отсутствия воды, буфера WM и давления 4 кбар следующие: при содержании MgO = 8,5 масс.%; T = 1225°C, степень кристаллизации расплава (F) = 18%, состав котектических фаз – оливин (Fo_{86,7}) и плагиоклаз (An_{80,0}) в пропорциях 28,8:71,2 соответственно; при MgO = 6,6 масс.%; T = 1190°C, F = 50%, фазы – оливин (Fo_{78,8}), плагиоклаз (An_{66,7}), клинопироксен (En_{46,4}:Fs_{10,8}:Wo_{42,8}) в соотношении 7,3:47,1:45,6 соответственно. Реальный замеренный интервал составов вкрапленников в образце составлял для оливина (Fo_{86,0–87,2}), плагиоклаза (An_{85,8–68,5}), что близко к расчетным данным.

сок образцов (40–50 мг), предварительно растертых в агатовой ступке, с использованием стандартной методики ионнообменного и хроматографического разделения элементов [Сущевская и др., 1999]. Величина холостого опыта на период проведения работ составляла для Rb – 0,03 нг, Sr – 0,2 нг, Sm – 0,03 нг, Nd – 0,08 нг, а погрешности определения концентраций Rb, Sr, Sm, Nd – 0,5%, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – 0,3%, погрешности измерения изотопного состава Sr и Nd не превышала 0,005%.

Петрохимическая характеристика расплавов хребтов Книповича и Мона

Составы закалочных стекол хребтов Мона и Книповича приведены в табл. 2. Можно отметить, что все образцы относятся к толеитам, но стекла хребта Книповича относительно более обогащены калием. Вариации составов показаны на серии графиков Mg – элемент (рис. 3), где также нанесены линии фрак-

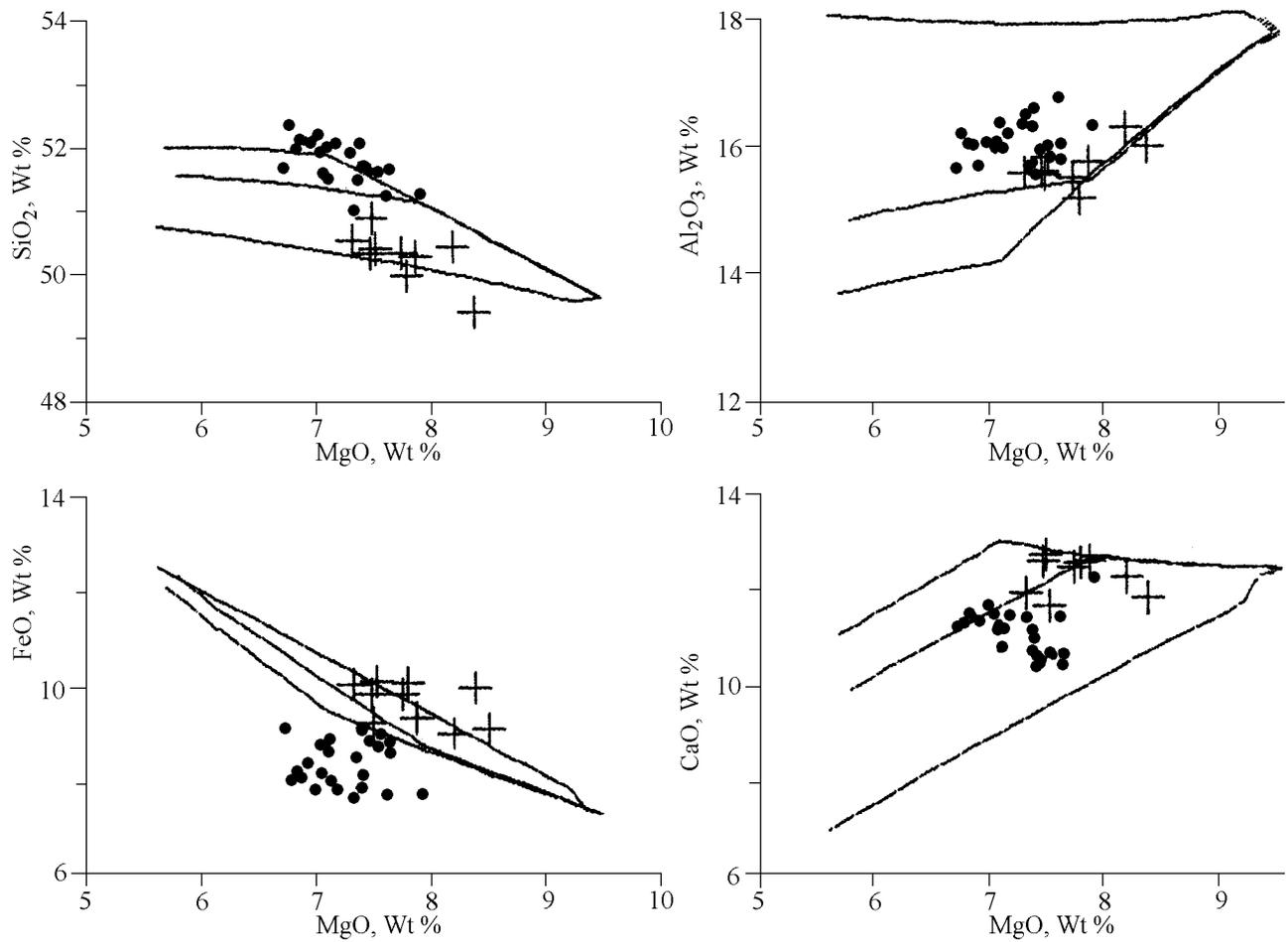


Рис. 3. Продолжение.

ционирования первичного расплава толеитов океанических рифтов (ТОР-2) при давлениях 0,001, 4, 10 кбар. На графиках видно, что расплавы, изливающиеся в обоих районах достаточно дифференцированы, поскольку вариации их составов по содержанию MgO лежат в диапазоне от 8,5 до 7 масс.%. Отличительной особенностью составов стекол хребта Книповича является относительно пониженное содержание железа по сравнению с толеитами, развитыми на хребте Мона (73° с.ш.). В среднем оно составляет 8,4% при MgO = 7,09%. Другой особенностью являются повышенные концентрации Na₂O, достигающие 3,1% по сравнению со стеклами 73°, где они не превышают 2,8% при том же MgO. В целом можно отметить, что расплавы хребта Мона располагаются вблизи линии фракционирования первичного расплава ТОР-2, типичного для большей части спрединговых хребтов Мирового океана, [Дмитриев и др., 1982; Sobolev and Dmitriev, 1989; Sushchevskaya et al., 1996] при давлении около 4 кбар. Более низ-

кие содержания натрия и кремния в изучаемых расплавах, возможно, отражают более высокие степени плавления и относительно большую глубину плавления лерцолитовой мантии [Klein and Langmuir, 1987, 1989]. Таким образом, мы можем сделать предварительные выводы о том, что магматизм района 76° характеризуется слабо дифференцированными низкожелезистыми расплавами с относительно повышенным содержанием натрия. Мы уже отмечали, что подобные толеиты связаны, по-видимому, с малоглубинным режимом плавления. Вместе с тем нельзя исключить и возможную гетерогенность мантии, в частности, метаморфизированной, содержащей амфибол. Ее плавление могло привести к появлению расплавов обогащенных как литофильными элементами, так и водой. Чтобы установить специфику магматизма самого северного окончания САХ, нам представляется необходимым выявить характер магматизма в различных сегментах северной провинции САХ.

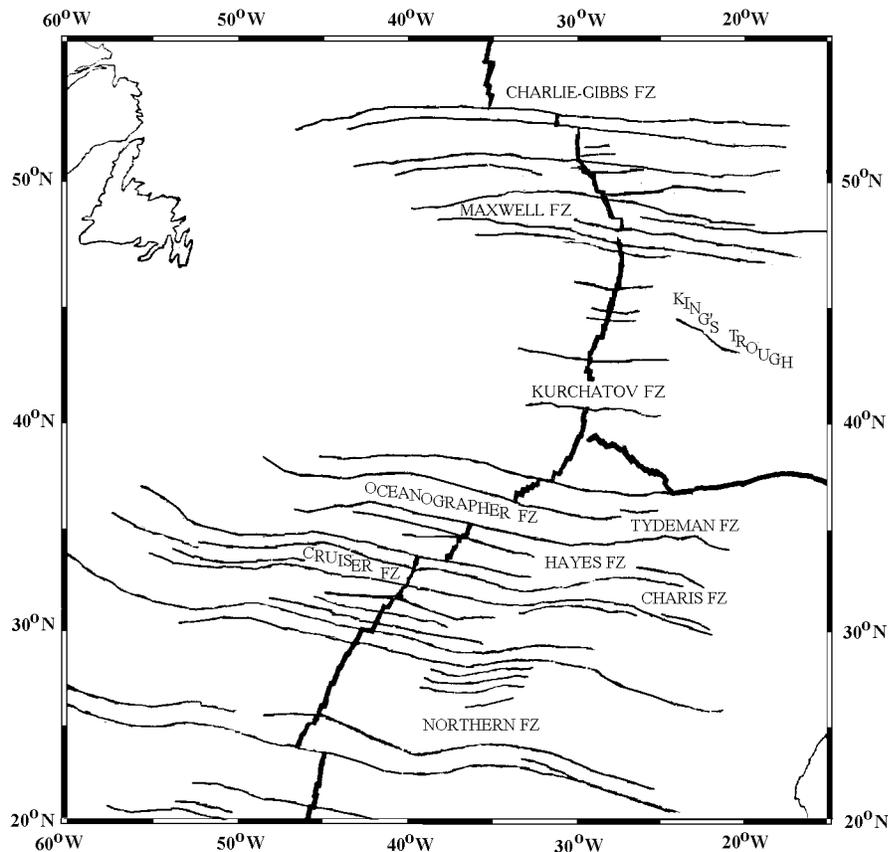


Рис. 4. Схематическая карта трансформных разломов Северной Атлантики по [Mertz et al., 1991].

Северо-Атлантическая рифтовая провинция

Как уже говорилось, хребты Мона и Книповича относятся к северной, наиболее молодой провинции САХ, раскрытию которой предшествовали различные фазы рифтогенеза. В тектоническом отношении в северной Атлантике наблюдается картина сложного и многоступенчатого развития. В настоящее время следы раннего этапа образования океанических впадин прослеживаются в виде глубоких депрессий, вытянутых вдоль северо-западного побережья Евразии (троги Роколл, Фарерский, Воринг и др.), тогда как последующее развитие хребтов (Рекьянес, Колбенсей, Мона) происходило вдоль системы рифтов, не совпадающих с этим более ранним направлением [Emery and Uchupi, 1984; Larsen and Watt, 1985]. Столь сложная история раскрытия северной Атлантики сказалась и на эволюции рифтового магматизма, проявляющаяся в разномасштабной сегментации САХ как в петрохимическом, так и в геохимическом плане. В 1973 г. Шидо

и Миширо [Shido and Miyashiro, 1973] установили факт различия составов базальтов, распространенных к северу и югу от Азоро-Гибралтарской разломной зоны, по содержанию в них Na_2O и TiO_2 . Позднее по составам закалочных стекол САХ было установлено, что к северу от зоны 33–36° с.ш. базальты второго сейсмического слоя формируются в ходе фракционирования первичных расплавов, отличающихся относительно пониженным содержанием Na_2O (1,5%), Al_2O_3 (14%) и повышенным содержанием MgO (13,5%) (тип толеитов океанических рифтов – TOP-1) по сравнению с базальтами развитыми практически вдоль всего САХ к югу от этой зоны (тип TOP-2) [Дмитриев и др., 1984; Суцеевская и др., 1983]. Последний тип базальтов типичен для всех современных рифтовых зон Мирового океана, как для быстро- так и для медленноспрединговых, что отражает в целом схожие условия генерации первичных расплавов под рифтами. Отличия в исходных составах магм объяснялись различием в глубине, степени плавления и температуре. Более глубокие расплавы TOP-1, по-видимому, выплавились в пределах Sp-фашии глубинности мантии

лерцолитового состава [Dmitriev *et al.*, 1985] при $T=1350^{\circ}\text{C}$ и достаточно больших степенях плавления. По существующим представлениям подобные первичные расплавы могли образовываться в ходе полибарического фракционного аккумуляционного плавления в пределах глубин 55–25 км, с суммарной степенью плавления около 20% [Niu and Batiza, 1991]. Распространение подобного, более глубинного по происхождению, типа TOP-1 типично лишь для северной провинции САХ. В пределах других рифтовых зон Мирового океана он отмечен лишь для Красного моря [Dmitriev *et al.*, 1985], а также спорадически встречается вблизи зон развития горячих точек [Суцевская и др., 1999; Цехоня, Суцевская, 1995]. Расплавы такого типа отмечаются, хотя и по ограниченному данным, на флангах САХ и в котловинах, отражая более интенсивные процессы рифтообразования на начальных этапах раскрытия океана [Dmitriev *et al.*, 1985].

Вопрос о масштабе петрохимической сегментации хребтов Полярной Атлантики остаются неясными. В этом плане мы, с учетом степени опробования и характера тектонической сегментации (рис. 4), выделили пять районов, для которых провели комплексное петрогеохимическое сравнение.

Характер тектонической сегментации и специфика магматизма.

Методика работы, успешно примененная к толеитовым стеклам различных рифтовых зон Мирового океана предполагает изначальное выделение сегментов по тектоническим и морфологическим признакам, между разломами, с учетом плотности опробования базальтовых стекол. Выборка состояла из около 1200 анализов стекол. Это уже упомянутые новые данные по составам закалочных стекол, приведенные в табл. 2, неопубликованные наши данные по стеклам хребта Рекьянес, района 49–50° с.ш., данные работ [Bryan, 1979; Haase *et al.*, 1996; Neumann and Schilling, 1984], но в основном это данные Мелсона [Melson *et al.*, 1977, 1986]. Чтобы охарактеризовать разнообразие составов стекол в пределах каждого сегмента, мы использовали иерархический метод кластерного анализа, основанный на процедуре Уорда. Метод разработан на кафедре геохимии геологического факультета МГУ и успешно применен для классификации выборок химических составов для различных магматических объектов, в частности нами этот метод применен к большей части рифтовых зон Мирового океана [Суцевская и др., 1992, 1994, 1996, 1998; Цехоня, Суцевская, 1995; Ярошевский, Цехоня, 1986]. Кластерный анализ проводился по 8 основным компонен-

там (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}_{(\text{total})}$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O), содержания MnO и P_2O_5 не были использованы из-за неполноты выборки данных по этим элементам. Объединение составов стекол в кластеры-группы проводилось на основании анализа полученной дендрограммы и сопоставления этих данных с полями стекол на различных вариационных диаграммах отдельно для каждого выделенного сегмента. Методика определения условий фракционирования проста. Она заключается в сопоставлении на вариационных диаграммах средних составов выделенных групп-кластеров или, если выборка невелика, полей составов с линиями фракционирования первичных расплавов. Линии фракционирования получены с помощью расчетов по программе КОМАГМАТ [Арискин и др., 1990, 1991], позволяющей рассчитывать изменение состава кристаллизующегося расплава в интервале давлений 0–10 кбар в условиях заданной фугитивности кислорода для открытых и закрытых систем, пропорции и состав кристаллизующихся фаз в базальтовых системах. Точность расчетов составляет 1–2 кбар для давления и около 10° для температуры. Составы исходных расплавов толеитового типа взяты из литературных источников или предложены нами на основании тщательного анализа соотношения компонентов, кристаллизующихся по модели фракций и составов природных стекол. Средние составы кластерных групп представляют собой “свернутую” информацию, позволяющую судить, с одной стороны, о разнообразии пород сегмента, с другой – оценить средние условия их кристаллизации, сопоставив с составами модельных фракций выбранного первичного расплава.

Первый район САХ расположен к северу от разлома Океанографик. На севере граница сегмента проходит по разлому Максвелл (рис. 3). Как было показано, граница смены типа TOP-2 на TOP-1 не резкая по какому-либо разлому, поскольку смена происходила по-разному в различных сегментах. Эта граница охватывает зону 30–33° с.ш. [Dmitriev *et al.*, 1985], но севернее разлома Океанографик практически повсеместно развиты толеиты типа TOP-1. В общем случае к этому сегменту приурочено большое сводовое поднятие дна рифтовой долины с максимумом, достигающим 2500–1000 м в районе 36–42° с.ш. по данным, приведенным в работе [Klein and Langmuir, 1989]. Поскольку тектонически можно выделить в его пределах две области, различающихся рельефом дна, частотой встречаемости трансформных разломов, практически отсутствующих севернее 38° с.ш. (рис. 4), мы подразделили эту зону на две области с условной границей на 38°. В выборку первого сегмента вошло около 500 анализов.

Второй сегмент ограничен на севере разломом Чарли Гиббса, являющимся одним из самых про-

Таблица 2. Химический состав изученных стекол хребтов Мона и Книповича

№	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Sum
1	3571-2	50,65	1,34	15,36	10,25	0,19	7,92	12,73	2,62	0,14	0,15	—	101,35
2	3571-3	50,81	1,22	15,63	9,97	0,15	7,83	12,58	2,56	0,13	0,08	—	100,96
3	3571-4	50,52	1,22	15,8	9,41	0,16	7,93	12,68	2,42	0,22	0,11	—	100,47
4	3571-6	50,91	1,16	15,53	9,27	0,21	7,51	12,74	2,38	0,22	0,11	—	100,04
5	3571-8	49,94	1,31	16,16	10,1	0,27	8,49	11,97	2,52	0,22	0,09	—	101,07
6	3572	49,87	1,12	16,11	8,93	0,16	8,12	12,12	2,14	0,19	0,11	0,24	99,11
7	3572-1A	50,56	1,21	15,66	9,91	0,18	7,52	12,68	2,51	0,13	0,1	—	100,46
8	3572-3	50,56	1,36	15,86	10,18	0,14	7,56	11,7	2,62	0,21	0,1	—	100,29
9	3572-5	50,88	1,38	15,67	10,14	0,19	7,39	12,01	2,7	0,21	0,1	—	100,67
10	55	50,5	1,07	16,08	7,66	0,14	7,81	12,09	2,92	0,17	0,08	—	98,52
11	54	50,78	1,33	16,29	8,06	0,14	7,28	10,83	3,1	0,3	0,15	—	98,26
12	57-2	50,44	1,42	15,7	8,57	0,16	6,95	11,06	3,12	0,28	0,14	—	97,84
13	57-1	50,87	1,4	15,71	8,69	0,25	6,98	11,04	3,23	0,27	0,14	—	98,58
14	60	50,96	1,27	15,68	7,71	0,13	6,85	11,43	3,14	0,4	0,16	—	97,73
15	65-1	50,46	1,34	16,51	7,65	0,13	7,51	11,27	3,07	0,38	0,15	—	98,47
16	67	49,88	1,33	16,11	8,37	0,12	7,19	11,18	3,18	0,29	0,12	—	97,77
17	68	51,09	1,44	15,74	8,07	0,15	6,94	11,31	3,1	0,38	0,12	—	98,34
18	3792g-1	51	1,34	15,86	7,73	0,18	7,04	11,25	3	0,41	0,16	0,78	98,75
19	3792g-2	50,49	1,42	15,57	8,03	0,14	6,64	11,19	3,05	0,44	0,17	—	97,14
20	3792g-3	50,98	1,43	15,66	7,94	0,14	6,73	11,2	3,07	0,44	0,24	—	97,83
21	3792g	50,92	1,29	16,02	7,89	0,17	6,98	11	3,04	0,43	0,17	—	97,91
22	3792-1	50,97	1,37	15,74	7,85	0,14	6,61	11,05	3,05	0,4	0,15	—	97,33
23	3792-2	51,04	1,34	16	7,74	0,14	7,24	10,95	3,01	0,39	0,17	—	98,02
24	3792-3	50,21	1,48	15,49	8,65	0,15	7,25	10,18	3,17	0,35	0,18	—	97,11
25	3786-2	50,27	1,4	15,61	8,44	0,15	7,44	10,4	3,08	0,33	0,18	—	97,3
26	3786-3	50,77	1,43	15,57	8,88	0,16	7,45	10,47	3,17	0,34	0,16	0,68	99,08
27	3786-5	50,26	1,36	15,56	8,56	0,15	7,34	10,41	3,19	0,35	0,18	—	97,36
28	3786-6	50,42	1,57	15,55	8,68	0,19	7,31	10,32	3,12	0,34	0,22	0,71	98,43
29	3786-7a	50,35	1,52	15,38	8,64	0,17	7,46	10,21	3,17	0,34	0,22	—	97,46
30	3786-7b	50,54	1,4	15,91	7,51	0,16	7,14	11,11	2,97	0,38	0,23	—	97,35
31	3783-3a	50,72	1,55	15,36	8,98	0,2	6,62	11,07	3,06	0,41	0,21	0,81	98,99
32	3783-3b	50,99	1,52	15,36	8,25	0,18	6,78	11,11	3,07	0,4	0,21	—	97,87
33	3783-4a	50,81	1,58	15,45	8,98	0,14	7,29	10,25	3,23	0,35	0,18	—	98,26
34	3783-4b	50,69	1,54	15,22	9	0,19	7,29	10,41	3,04	0,35	0,24	0,71	98,68
35	3783-4c	50,55	1,58	15,4	9	0,18	7,25	10,55	3,1	0,35	0,2	—	98,16
36	3783-6	50,25	1,68	15,6	8,73	0,16	6,94	10,52	3,08	0,35	0,22	0,67	98,2

Примечание. Составы стекол определялись методом электронно-зондового анализа на микроанализаторе САМЕВАХ-Microbeam фирмы САМЕСА (аналитик Ковонкова Н. Н., ЦАЛ ГЕОХИ); H₂O была определена методом вторичной ионной масс-спектрометрии на масс-спектрометре САМЕСА IMS-4F (аналитик Симакин С., Институт микроэлектроники РАН, Ярославль).

тяженных разломов Атлантики и, вероятно, заложенным на континенте еще в палеозое. Вследствие изменения скорости и направления раскрытия 60–40 млн лет назад в его пределах появилась серия второстепенных сбросов, по которым заложились депрессии, пересекающие главный разлом [Дубинин, 1987]. В любом случае разлом Чарли Гиббса можно считать четко выраженной границей тектонических зон САХ северной Атлантики. Сегмент САХ, расположенный между разломами Максвелла и Гиббса, характеризуется большой частотой распространения протяженных трансформных разломов (рис. 3).

Глубина рифтовой долины понижается до 4 км, что типично для нормальных сегментов САХ подобных 14–30° с.ш. и южной Атлантики, где распространены малоглубинные толеиты типа ТОР-2 [Сущевская и др., 1994, 1995; Цехоня, Сущевская, 1995]. В выборку стекол этого сегмента вошло 34 анализа.

Третий сегмент соотносится с хребтом Рекьянес, который несмотря на то, что он относится к медленносрединговым хребтам, характеризуется интенсивной вулканической деятельностью. Высокая магматическая активность, постоянное заполнение трещин растяжения приводит к образованию более

мощного базальтового слоя в его пределах по сравнению с быстроспрединговыми хребтами. Его мощность достигает 3–4 км [Рифтовые зоны хребта Рекьянес, 1990]. Специфика формирования хребта Рекьянес вблизи горячей точки, по-видимому, сказалась на его строении, выраженном в необычно широком днище, огромных вулканических грядах, проявлению косого спрединга. По мере отдаления от Исландии хребет становится более типичным для медленноспрединговых рифтов. Хотя он опробован более чем 500 точками, но станции опробования распределены неравномерно и наибольшее количество образцов приходится на район севернее 58° с.ш.

Следующие два района спрединговой системы лежат к северу от Исландии и до сих пор недостаточно опробованы. Здесь мы выделили четвертую зону, которая – объединяет хребты Колбенсей и Мона и соотносится с Ян-Майенской магматической и геохимической провинцией. Хребты Колбенсей и Мона разделяет Ян-Майенский разлом, имеющий асимметричное строение, вследствие сложной и длительной истории его развития [Дубинин, 1987]. Хребты отличает относительная приподнятость рифтовой долины, особенно малоглубинной для хребта Колбенсей, где она меньше 2 км [Mertz et al., 1991]. В выборку составов стекол этого района вошло около 70 анализов.

Наконец, к отдельной провинции мы отнесли хребет Книповича, отделяющийся от хребта Мона Гренландской разломной зоной, которая является границей нахождения разновозрастной литосферы, более древней в южной части. По данным магнитных аномалий разница в возрасте может достигать 15–20 млн лет [Дубинин, 1987]. Общая выборка стекол, куда вошли и вновь полученные данные, составила всего 27 анализов.

Средние по кластерам, выделенным в пределах сегментов, за исключением V сегмента, приведены в табл. 3. Из-за небольшой выборки кластерный анализ для V сегмента не проводили, а рассматривали отдельные составы стекол. Результаты исследования приведены на серии графиков MgO – элемент (рис. 5), где они нанесены относительно расчетных линий фракционирования первичных расплавов, производными которых они являются. По этим результатам можно сделать следующие выводы.

Многолетние исследования магматизма района 33–37° с.ш. (рис. 5А) прежде всего ассоциируются с районом FAMOUS, участком рифтовой долины района 36° с.ш. [Bryan, 1979]. Детальное изучение составов стекол этого района показало, что несмотря на распространение в его пределах нескольких типов расплавов [Kamenetsky, 1996], различия которых скорее всего могли быть связаны с вариациями степени плавления, а также обогащенности источника,

в целом они выделяются в особую группу магм (по Дмитриеву и др. – TOP-1), близкую по составу к стеклам, пробуренным на флангах этой зоны в ходе 37 и 82 рейсов “Гломар Челенджера” [Dmitriev et al., 1985]. Первичный расплав этого типа был установлен по составам гомогенизированных включений в наиболее магнезиальных оливинах базальтов скв. 332 [Sobolev and Dmitriev, 1989]. Положение точек составов 9 выделенных кластерных групп сегмента 1-а при сопоставлении их с расчетными линиями этого первичного состава показали, что они отличаются несколько пониженным содержанием железа. В то же время большая часть базальтов района FAMOUS относится к обогащенным литофильными элементами и водой базальтам [Dixon et al., 1996]. Присутствие воды в расплаве существенно скажется на составе и соотношении основных кристаллизующихся фаз, расширяя поле кристаллизации оливина, при этом содержание железа относительно уменьшится [Сущевская и др., 1992], поэтому мы соотнесли составы с линиями фракционирования TOP-1 при начальном условии, что первичные расплавы TOP-1 содержали 0,25% H₂O. Из этого сопоставления видно, что в пределах 1-а сегмента расплавы кристаллизуются при снижении давления от 10 до 1 кбар. По-видимому, для части лав можно отметить и глубинный тренд дифференциации, протекающий при давлениях больше 7 кбар, что было отмечено для лав скв. 332 [Арискин и др., 1991]. Общая степень их фракционирования достаточно большая и достигает 65–70%.

Сегмент 1-б (рис. 5А) охватывает область 38–47° с.ш. и в него попадает сегмент САХ 43–45°, к которому приурочена геохимическая аномалия [Shibata et al., 1979], поэтому не удивительно, что большая часть кластеров в этом сегменте также относится к обогащенным толеитам (табл. 3). В целом магматизм этого сегмента близок по петрохимическим данным к магматизму района FAMOUS.

Магматизм второго сегмента (48–52° с.ш.) отличается от предыдущего тем, что в его пределах изливались толеиты менее глубинного типа TOP-2, типичного для всей области САХ, южнее 33° с.ш. В целом средние составы кластеров ложатся на тренды дифференциации (рис. 5Б) первичных расплавов этого типа при давлениях 3–4 кбар в сухих условиях, при этом степень фракционирования достигает 55–60%, а температура расплавов понижается от 1270 до 1170°С. Все это свидетельствует о стабильном и типичном для САХ геодинамическом режиме формирования океанической коры в зоне между разломами Максвелл и Чарли Гиббс.

Третий сегмент объединяет магматизм хребта Рекьянес. Не останавливаясь на более детальных исследованиях, в частности, на изменении петрохими-

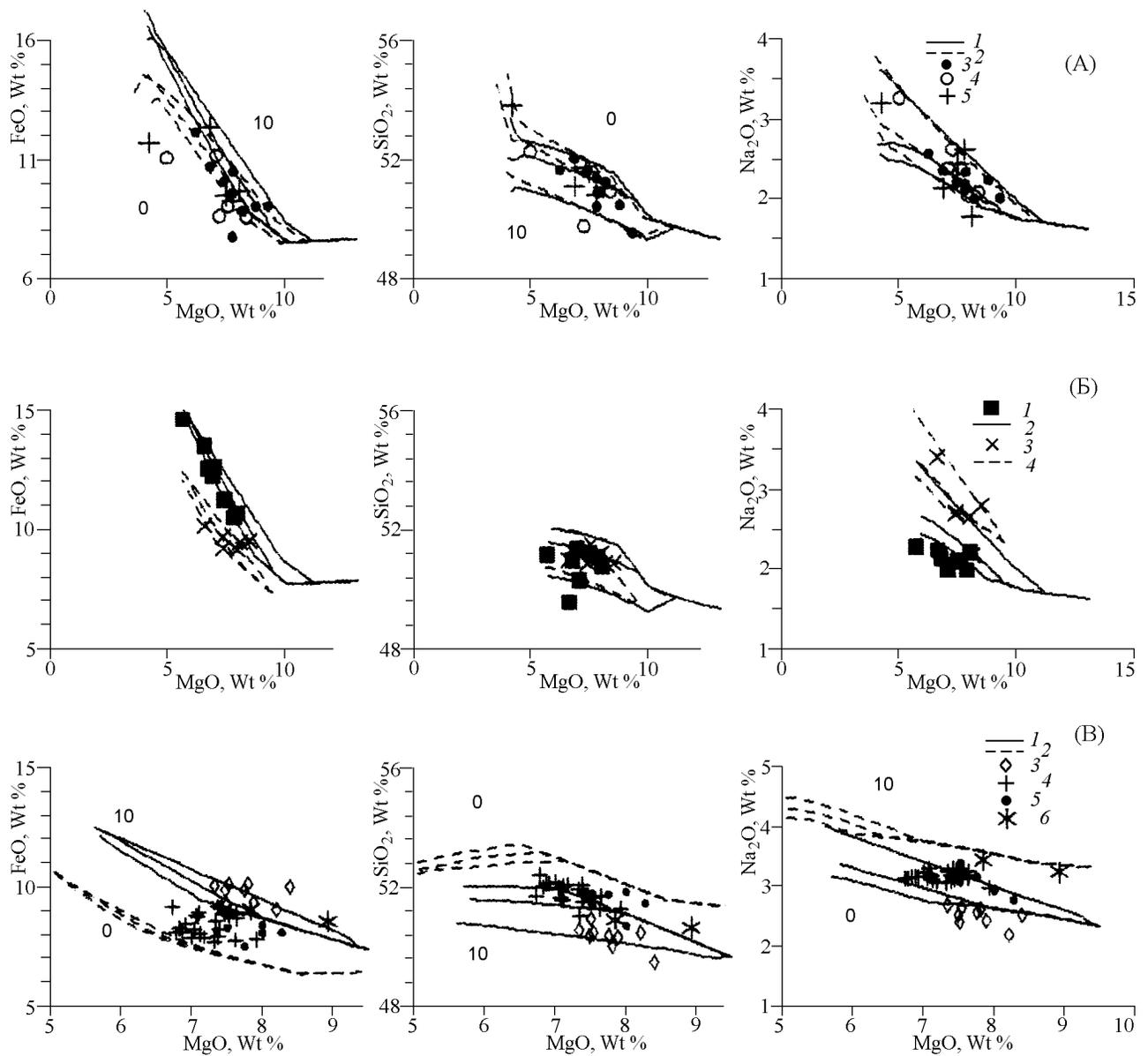


Рис. 5. Положение средних составов кластерных групп стекол различных сегментов северной провинции САХ относительно линий фракционирования первичных расплавов при давлениях 0,001, 4, 10 кбар, рассчитанных по программе КОМАГМАТ [Арискин и др., 1990, 1991].

А – для стекол сегментов Ia (33–38° с.ш.), Ib (38–48°) и IV (Хребты Колбенсей – Мона), где развиты наиболее глубинные расплавы (тип TOP-1 [Суцевская и др., 1983]). Показаны линии фракционирования расплава TOP-1 [Sobolev and Dmitriev, 1989] в сухих условиях (1) и в присутствии 0,25 вес.% H_2O в первичной расплаве (2); средние для кластерных групп стекол сегментов Ia (3), Ib (4), IV (5). Можно отметить, что большинство составов лежат вблизи линий кристаллизации первичного расплава TOP-1 в присутствии воды при давлениях 0,001, 4 кбар. Рассчитанные параметры кристаллизации первичного расплава TOP-1 с содержанием H_2O равным 0,25 масс.%, при $P = 4$ кбар, фугитивности кислорода близкой к буферу WM для состава стекла с содержанием $MgO = 5$ масс.% показали, что температура кристаллизации в этой точке составляет 1160°C, степень кристаллизации (F) = 70%, составы кристаллизующихся фаз – оливин ($Fe_{0,68}$), плагиоклах ($Al_{0,64}$), клинопироксен ($En_{42,4}:Fs_{18,1}:Wo_{39,5}$) в соотношении 5,9:41,4:52,7 соответственно.

ческих составов лав при приближении к Исландии, мы подчеркнем лишь главные тенденции. Базальты хребта Рекьянеса образовывались в ходе фракционирования глубинных расплавов ТОР-1. Их кристаллизация протекала в малоглубинных условиях при давлениях 1–2 кбар (рис. 5Б), скорее всего в промежуточных камерах, поскольку степень дифференциации достигала 65–70% (диапазон MgO 13,5–5%, в отличие от типичных условий для ТОР-2 9,5–6%). Последнее было выявлено только для условий формирования коры под ВТП [Суцёвская, Цехоня, 1992; Niu and Batiza, 1991]. Кристаллизация протекала при отсутствии воды. Появление расплавов, относительно обогащенных К, отмечающееся севернее 52° с.ш. не столь значительно и в кластерах практически не выявляется.

Магматизм четвертого сегмента (хребты Колбенсей, Мона) не столь однороден, как на хребте Рекьянес. Проведенная кластеризация составов стекол, объединяющая около 90 анализов и включающая, помимо анализов Мелсона, данные Ньюмана, Шиллинга и наши данные (табл. 2), выявила несколько отличающихся между собой групп. Большая часть стекол обогащена калием и относится к обогащенным базальтам. Среди стекол можно также выделить как соотносящиеся с типом ТОР-1, близкие по всем параметрам к базальтам, распространенным в 1-ом сегменте, так и дифференциаты первичных расплавов ТОР-2. Последние появляются вблизи Гренландской разломной зоны. Все составы стекол, изучаемые в данной работе, района 73° с.ш. относятся к типичным представителям слабо деплетированного ТОР-2.

И, наконец, для выяснения природы магматизма хребта Книповича в силу недостаточного опробования провести кластеризацию не представлялось целесообразным. Как уже указывалось, все составы стекол отличаются повышенные содержания натрия по сравнению с толеитами северной и центральной части хребта Мона (рис. 5В). Кроме того, по содержанию натрия можно отметить два уровня концентраций и выделить расплавы, относящиеся к типу ТОР-2, а также соотносящиеся с фракционированием

толеитов Na-типа [Дмитриев и др., 1990; Dmitriev et al., 1990; Tsekhonya and Sushchevskaya, 1995]. Помимо повышенных содержаний натрия их отличает также более высокий уровень концентраций Si и пониженный железа. Этот тип расплавов был выделен для некоторых провинций Мирового океана таких как трог Кайман [Klein and Langmuir, 1987], Австрало-Антарктическое несогласие [Klein et al., 1991], экваториальная Атлантика [Суцёвская, Цехоня, 1994]. Первичные расплавы подобного типа могли образовываться в ходе динамического критического плавления слабоистощенной мантии в ходе ее плавления в интервалах давлений 20–4 кбар, с постоянным присутствием в мантии около 1% расплава [Kinzler and Grove, 1992].

Таким образом, на фоне общей картины магматизма северной Атлантики магматизм хребтов Колбенсей, Мона по петрохимическим особенностям слабо отличается от аналогичных структур типа САХ района 34–48° с.ш. В то же время на северном окончании хребта Мона и южном хребта Книповича появляются базальты менее глубинного типа, более типичные для центральной и южной Атлантики, а также выявленные для района САХ, расположенного между разломами Максвелла и Чарли Гиббса. Специфической особенностью хребта Книповича является изливание наименее глубинных по происхождению расплавов Na-типа, что отражает иной по сравнению с хребтами северной Атлантики геодинамический режим и фиксирует более холодную литосферу [Bonatti et al., 1993].

Геохимические особенности магм хребтов Мона и Книповича и пространственное распределение обогащенных базальтов в пределах Северной Атлантики

Базальты обоих изучаемых районов по К/Ti отношению соотносятся с деплетированным и слабообогаченным источником. Более обогащенными оказались стекла хребта Книповича, в которых значения

Б – различия кластерных групп сегментов (1) II (49–52° с.ш.) и (3) III (хребет Рекьянес). Видно, что расплавы САХ (49–52° с.ш.) являются дифференциатами первичного расплава ТОР-2 (2), тогда как толеиты хребта Рекьянес соотносятся “сухими” глубинными первичными расплавами ТОР-1 (4).

В – составы стекол северной граничной области северной провинции САХ. На рисунке приведены рассчитанные линии фракционирования первичных расплавов ТОР-2 (1) и Na-ТОР (2). Состав первичного расплава Na-ТОР [Суцёвская, Цехоня, 1994] получен путем численного моделирования процесса динамического полибарического плавления примитивной мантии с присутствием в мантийном каркасе 1% остаточного расплава в интервале давлений от 20–4 кбар [Kinzler and Grove, 1992]. Показаны составы стекол станций 73°20' с.ш., хребет Мона (3), 76° с.ш., хребет Книповича (4), данные, опубликованные в работах [Neumann and Schilling, 1984] по хребту Книповича (5) и [Mue et al., 1997] по хребту Гаккеля (6).

Таблица 3. Средний состав кластерных групп, масс.%

Номер кластерной группы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	FeO/MgO	CaO/Al ₂ O ₃	Число точек
Сегмент I, 37–52.5°N (Азоры)												
а) к югу от сводового поднятия (37–48° с.ш.)												
1	49,53	0,80	16,37	9,04	9,37	12,69	2,00	0,10	0,09	0,965	0,775	43
2	50,47	1,00	16,05	9,05	8,85	12,10	2,23	0,14	0,11	1,023	0,754	12
3	51,23	0,97	15,28	8,84	8,27	13,18	1,99	0,13	0,11	1,069	0,863	69
4	50,42	1,41	16,14	7,77	7,86	13,17	2,18	0,79	0,26	0,989	0,816	20
5	51,36	1,13	15,09	9,59	7,86	12,59	2,10	0,15	0,13	1,220	0,834	113
6	50,86	1,46	14,92	10,51	7,91	11,58	2,33	0,26	0,17	1,329	0,776	16
7	51,63	1,25	14,92	10,07	7,50	12,13	2,20	0,17	0,14	1,343	0,813	95
8	52,04	1,32	14,57	10,72	6,92	11,78	2,35	0,15	0,15	1,549	0,809	24
9	51,64	1,82	14,31	12,16	6,31	10,80	2,56	0,20	0,20	1,927	0,755	8
б) к северу от сводового поднятия (48–52.5° с.ш.)												
1	50,91	1,10	15,87	8,57	8,45	12,65	2,07	0,25	0,13	1,014	0,797	15
2	51,57	1,31	15,66	9,07	7,69	11,87	2,38	0,32	0,12	1,179	0,758	10
3	49,76	1,82	16,50	8,65	7,32	12,37	2,61	0,70	0,26	1,182	0,750	21
4	51,89	1,45	14,85	11,18	7,17	10,81	2,38	0,16	0,11	1,559	0,728	5
5	52,28	2,26	15,02	11,11	5,08	9,80	3,26	0,89	0,30	2,187	0,652	17
Сегмент II, 48–52.5° с.ш. (зона разломов Максвелл – Чарльз Гиббс)												
1	50,89	1,39	15,32	9,51	8,54	11,34	2,79	0,09	0,08	1,114	0,740	4
2	50,87	1,08	15,60	9,48	8,15	12,33	2,16	0,07	0,08	1,163	0,790	3
3	51,18	1,30	15,94	9,16	8,03	11,51	2,65	0,10	0,11	1,141	0,722	11
4	51,41	1,34	14,79	9,70	7,44	12,35	2,70	0,19	0,08	1,304	0,835	5
5	50,89	1,25	15,65	9,22	7,42	12,51	2,69	0,22	0,15	1,243	0,799	9
6	50,98	1,73	15,69	10,18	6,64	11,00	3,39	0,15	0,15	1,533	0,701	2
Сегмент III, 52.5–64° с.ш. (хребет Рекьянес)												
1	50,77	1,28	14,98	10,70	8,04	11,84	2,20	0,06	0,11	1,331	0,790	17
2	51,07	1,05	14,80	10,52	7,89	12,53	1,98	0,06	0,09	1,333	0,847	46
3	51,22	1,21	14,49	11,26	7,50	12,09	2,09	0,06	0,07	1,501	0,834	80
4	50,29	1,59	14,23	12,63	7,08	11,90	1,98	0,14	0,16	1,784	0,836	15
5	51,36	1,26	13,99	12,27	7,00	11,88	2,05	0,08	0,11	1,753	0,849	97
6	50,95	1,54	14,15	12,56	6,80	11,54	2,13	0,17	0,16	1,847	0,816	98
7	49,55	2,11	13,79	13,53	6,66	11,79	2,23	0,15	0,20	2,032	0,855	15
8	51,16	1,94	13,17	14,64	5,73	10,70	2,27	0,20	0,19	2,555	0,812	29
Сегмент IV, 64–73° с.ш. (хребет Мона)												
1	51,07	0,81	15,03	9,71	8,17	13,28	1,76	0,08	0,06	1,188	0,884	7
2	50,81	1,30	15,68	9,30	7,88	11,87	2,60	0,26	0,13	1,180	0,757	29
3	51,59	1,38	15,52	9,49	7,58	11,37	2,42	0,46	0,18	1,252	0,733	18
4	51,11	1,36	13,97	12,36	6,93	11,82	2,13	0,14	0,15	1,784	0,846	6
5	53,83	2,12	14,61	11,71	4,32	8,89	3,19	0,92	0,39	2,711	0,608	17
Сегмент V, к северу от 73° с.ш. (Хребет Книповича) (см. табл. 2, [Muhe et al., 1997; Neumann and Schilling, 1984])												

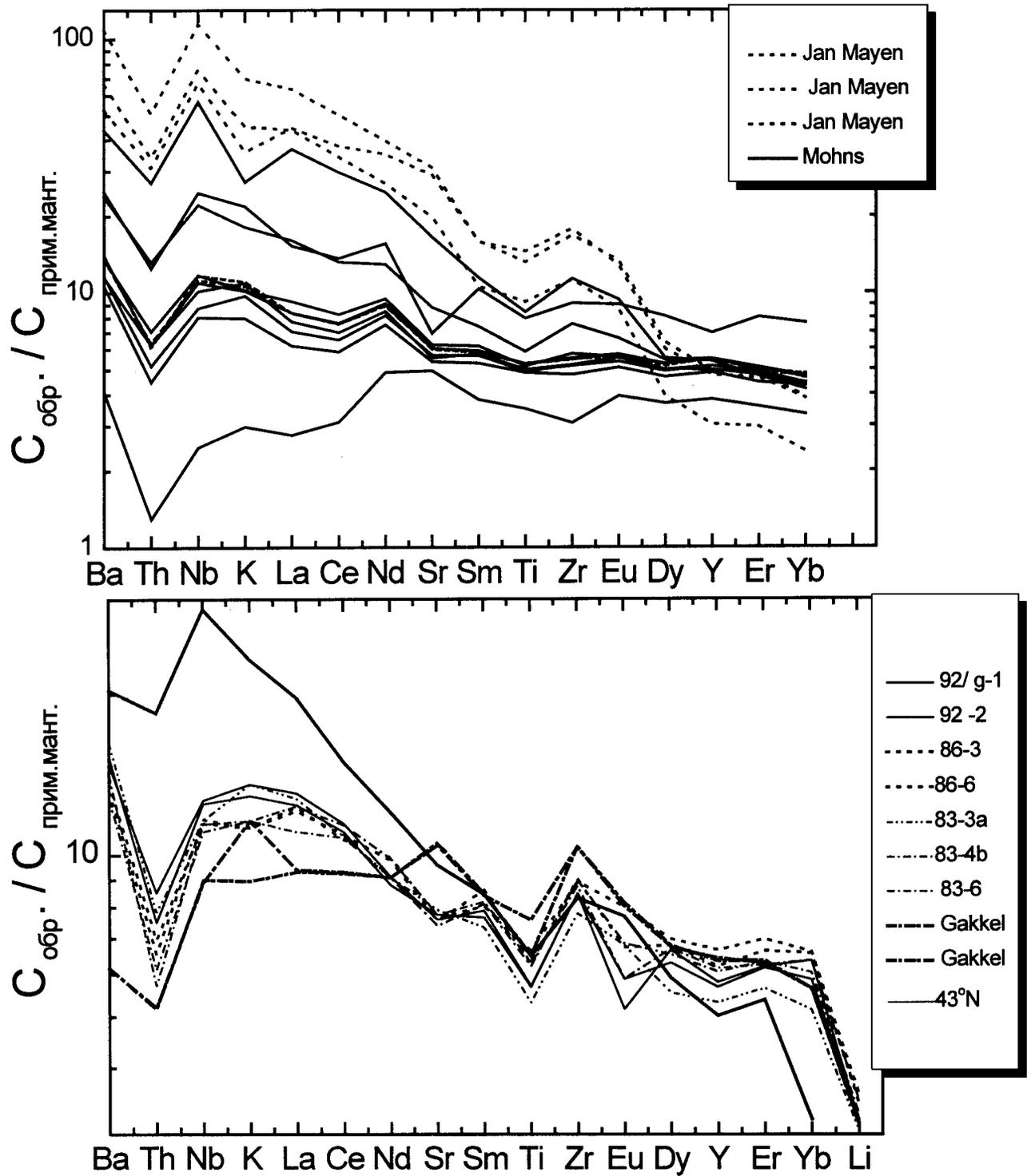


Рис. 6. Характер распределения литофильных элементов, нормализованных по составу примитивной мантии [Sun and Nesbitt, 1977] в стеклах хребтов Книпович (табл. 4), хребта Гаккеля [Muhe et al., 1997], аномалии 43° с.ш. [Kamenetsky, 1996] – верхний рисунок, а также в стеклах и базальтах хребта Мона и острова Ян-Майен [Haase et al., 1996].

Таблица 4. Содержание литофильных элементов в стеклах хребтов Мона и Книповича

Образец	Sr	Ba	Y	Li	Rb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Dy	Er	Yb	U	Zr	Nb	Th	Pb	Be	B
3571-8	112,6	—	—	—	5	—	—	8,998	3,074	—	—	—	—	0,228	—	—	—	0,591	—	—
3572	114	60	27,3	2,92	—	4,52	12,22	9,12	3,25	1,01	4,89	2,83	3,21	—	76	4,39	—	—	0,35	0,9
65-1	176,4	—	—	—	9,84	—	—	13,26	3,816	—	—	—	—	0,280	—	—	—	0,872	—	—
3792/g-1	160	102	26,4	5,06	—	8,97	20,3	12,4	3,50	0,87	4,90	2,98	3,13	—	94,8	9,04	0,72	—	0,62	1,86
3792-2	163	105,6	25,8	5,10	—	8,53	19,6	11,9	3,39	0,99	4,64	2,96	2,89	—	95,1	8,90	0,64	—	0,58	1,80
3786-3	161	91,1	30,2	5,71	—	8,46	18,9	13,4	3,57	1,34	5,13	3,35	3,26	—	99,9	8,32	0,56	—	0,65	1,91
3786-6	159	94,4	28,2	5,48	—	8,31	19,3	13,2	3,82	1,13	5,01	3,18	3,24	—	101,0	8,18	0,59	—	0,63	1,82
3783-3а	167	111,9	24,2	4,88	—	8,76	19,2	12,3	3,25	1,14	4,08	2,71	2,54	—	87,2	8,30	0,67	—	0,57	1,93
3783-4b	156	88,2	27,6	5,23	—	8,76	19,1	12,3	3,60	1,15	4,81	3,03	2,98	—	100,7	7,89	0,52	—	0,61	1,76
3783-6	163	97,6	28,0	5,55	—	8,48	20,2	13,4	3,64	0,99	4,92	3,00	3,14	—	98,1	8,16	0,49	—	0,62	1,85

Примечание. Концентрации Ba, Th, Nb, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Zr, Be, Eu, Dy, Y, Er, Yb, Li определены методом вторичной ионной масс-спектрометрии на масс-спектрометре CAMECA IMS-4F в институте Микроэлектроники РАН (Ярославль), содержания Rb, U, Pb измерены в лаборатории геохимии изотопов в ИГГД РАН (Санкт-Петербург).

K_2O/TiO_2 достигают 0,3. Содержание H_2O в этом стекле достигает 0,24, а отношение $H_2O/K_2O = 1,3$, что близко к аналогичным отношениям для обогащенных толеитов [Danyushevsky et al., 2000].

Распределение литофильных элементов, нормированное на их содержание в примитивной мантии по Сану [Sun and Nesbitt, 1977], в стеклах хребта Книповича показывает относительно слабую степень обогащения более некогерентными элементами (рис. 6). Вместе с тем можно отметить ряд специфических особенностей, выраженных в характере распределения отдельных элементов по сравнению с приведенными на этом же рисунке данными базальтов и стекол по хребту Мона и банки Ян-Майен [Haase et al., 1996]. Так в пределах 76° с.ш. хребта Книповича не отмечено излияние деплетированных расплавов. В то же время в пределах сегмента хребта Мона вблизи Ян-Майенского порога встречены более обогащенные расплавы, характер обогащения которых близок к лавам Ян-Майена. Для обогащенных расплавов хребта Книповича характер обогащения по некогерентным элементам другой, его специфика выражается в положительной аномалии по Zr, значимой отрицательной – Th и менее выраженной Sr. Интересно отметить, что по характеру распределения этих элементов к стеклам хребта Книповича близки составы расплавов более северной рифтовой зоны хребта Гаккеля [Muhe et al., 1997].

Проведенное сравнение соотношения некогерентных элементов для спрединговых зон севернее 70° с.ш. выявило, что есть небольшие отличия соотношений этих элементов между районами. Так наименьшие значения Zr/Yb (20–22) характерны для расплавов хребта Мона, а максимальные (35) для базальтов хребта Гаккеля (рис. 7). В стеклах хребта Книповича они близки к таковым для среднего состава

слабофракционированного толеита (MgO – 8%) по Клейн [GERM – 8% MgO MORB Data, Word Wide Web (<http://www-ep.es.llnl.gov/germ-home.html>)] и составляют 26–28. Вариации Sr/Sm, умеренно некогерентных элементов как наибольшие значения (около 65), так и наименьшие принадлежат стеклам хребта Мона. Для стекол хребта Книповича эти отношения в среднем составляют 45, что близко к обогащенному составу стекла аномалии САХ 43° с.ш. Надо подчеркнуть, что на ряде приведенных графиков (Sr/Sm – La/Sm, Yb/Sm – La/Sm) составы стекол района 70 – 77° с.ш. образуют единый тренд смещения, конечными членами которого могут являться магмы, выплавляющиеся из мантийного источника, близкого по этим элементам к базальтам Ян-Майена. Деплетированный расплав близок к встреченному в пределах хребта Мона, но отличается от деплетированного толеита, приведенного Клейн. На других графиках (Nb/Th – Ba/Th, Zr/Y – Nb/Y) лавы хребтов Книповича, Гаккеля дают параллельные тренды. Следует отметить, что составы стекол аномалии 43° с.ш. более обогащены, по сравнению с районом 70 – 77° с.ш.

Распределение изотопов в стеклах хребтов Мона и Книповича отличается для последнего большей степенью обогащения радиогенными изотопами свинца, но меньшей радиогенными Sr, Nd (табл. 5, рис. 8). Вместе с тем они ложатся на единый тренд смещения обогащенного и деплетированного источника, характерный для базальтов Исландии, аномалии 45° с.ш. и отличаются от лав хребта Колбенсей, непосредственно примыкающего к Исландии [Mertz et al., 1991]. Магматизм хребта Колбенсей по геохимическим данным в основном относится к нормальному типу TOP, а полученные вариации изотопных данных связаны с иным, не Исландским источником

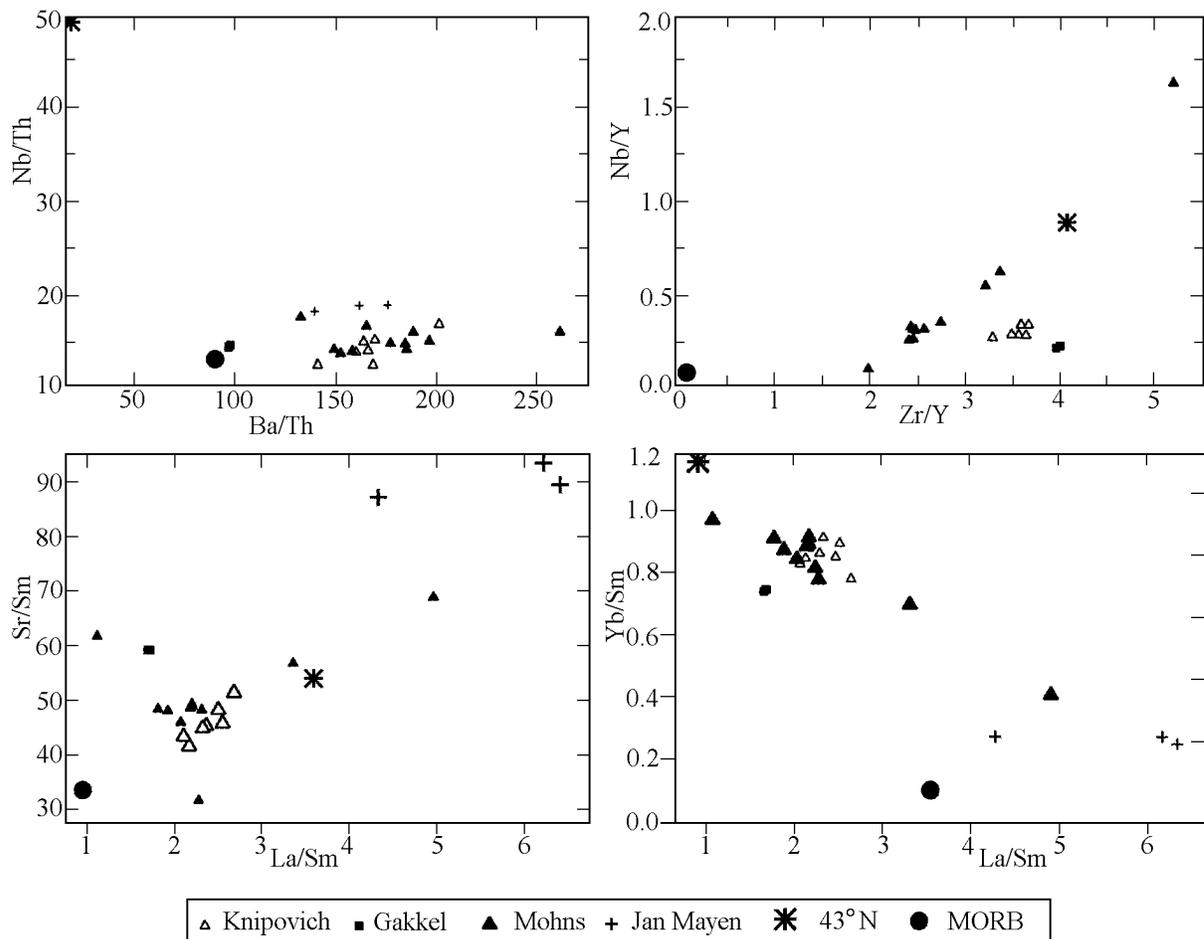


Рис. 7. Соотношения некогерентных элементов в стеклах хребтов Книповича, Мона, Гаккеля. Точками показаны эти отношения для обогащенного стекла 43° с.ш. САХ [Kamenetsky, 1996], и деплетированного толеита по Клейн [GERM – 8% MgO MORB Data, Word Wide Web (<http://www-ep.es.lnl.gov/germ-home.html>)].

обогащения [Mertz *et al.*, 1991]. Шиллинг [Schilling, 1976] предположил, что источник обогащения толеитов, формирующих хребты Мона и Книповича, связан с глубинным плюмом, поднимающимся под платформой Ян-Майен. Составы драгированных вдоль разлома Ян-Майн базальтов показали, что магматизм хребтов Мона и Книповича близок к Ян-Майену как по условиям формирования, так и по обогащенному источнику [Bailey *et al.*, 1992]. Нью-

ман и Шиллинг [Neumann and Schilling, 1984] установили, что по мере удаления от Ян-Майена степень обогащения толеитовых магм ослабевает, связывая этот эффект с процессом смешения более глубинных обогащенных щелочных магм с деплетированными астеносферными расплавами.

Если посмотреть на распространение базальтов разной степени обогащения по $(La/Sm)_n$ (рис. 9), построенное по данным [Harrison *et al.*, 1985; Neu-

Таблица 5. Изотопные отношения Nd–Sr–Pb в стеклах хребтов Мона и Книповича

Образец	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
3571-8	0,513128	0,20718	0,703477	0,12843	18,235	15,489	37,989
65-1	0,513215	0,17446	0,703323	0,16128	18,478	15,508	38,23

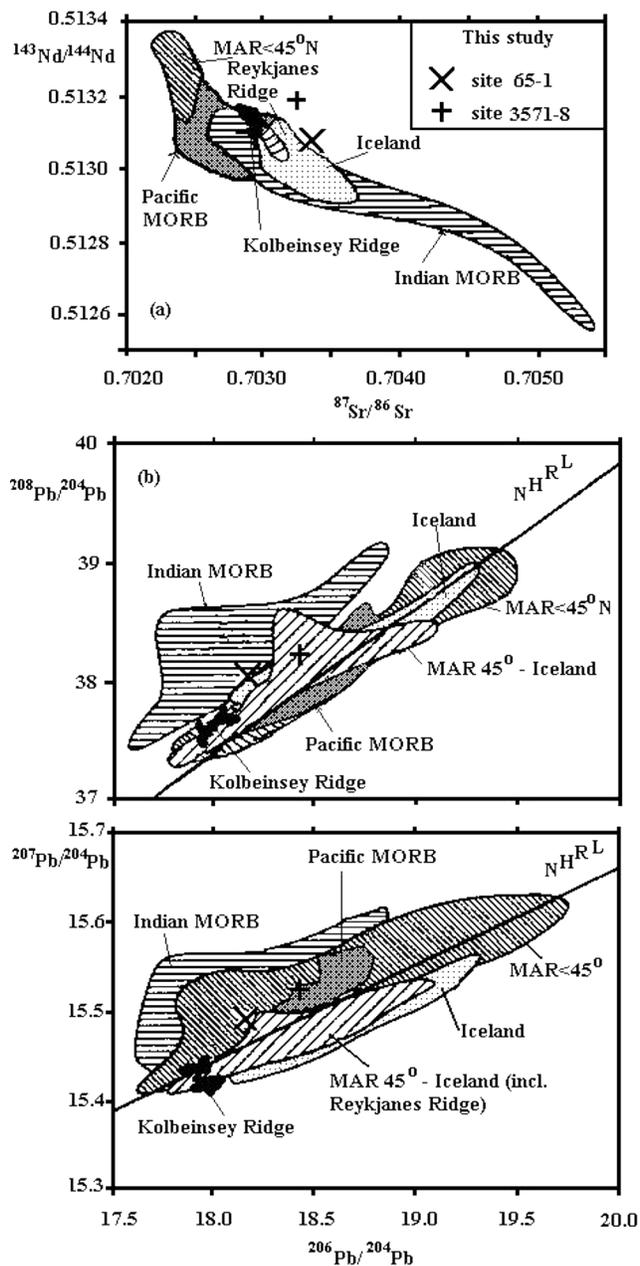


Рис. 8. Изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в стеклах хребтов Книповича и Мона (табл. 5). Показаны поля составов базальтов северной Атлантики [Mertz et al., 1991].

mann and Schilling, 1984; Schilling, 1976; Wood et al., 1979], то можно отметить, что наиболее обогащенная провинция находится вблизи Ян-Майена, а не Исландии, причем ее формирование характерно и для ранних этапов раскрытия. Для района южнее Исландии характер обогащения не столь значителен, а более ранние этапы раскрытия, правда по един-

ственному временному пересечению (данные бурения 49 рейса [Wood et al., 1979]), связаны со слабой степенью обогащения. В целом же для этого района характерен типично деплетированный океанический источник с ранних стадий раскрытия и наличие небольшой аномалии, главным образом к северу от Исландии. По-видимому, существует граница между Ян-Майенским плюмом и появлением обогащенных толеитов хребта Книповича, поскольку между ними выявляется участок рифтовой зоны (вблизи пересечения с Грендланской трансформной зоной), где развиты деплетированные базальты. Наши изотопные данные также показывают различия, хотя и незначительные, в характере источников под хребтами Мона и Книпович, хотя по распределению редких элементов это не столь очевидно.

Эволюция Северной Атлантики, сопоставление тектонической, петрологической и геохимической сегментации

Распаду Пангеи, как известно, предшествовал интенсивный вулканизм, охвативший обширные территории, тяготеющие к будущим границам раскрытия океана. Причем пики интенсивности вулканической активности различны в трех глобальных провинциях Атлантики и почти совпадают со временем раскрытия океана во всех трех сегментах. Они отмечены в периоды времени 175–185 млн лет (отделение Северной Америки от Южной Америки), около 120 млн лет (отделение Африки от Южной Америки), около 70–55 млн лет (отделение соответственно возвышенности Роккол и Гренландии от Европы) [Мурлин, Сущеvская, 1990]. Магматизм начинался за несколько десятков миллионов лет до начала раскрытия, достигал максимума в момент рифтогенеза и затем снижался также в течение десятков миллионов лет. Таким образом, на начальных этапах раскрытия основные крупные сегменты Атлантики развивались практически независимо.

Северо-Атлантическая траптовая провинция, охватывающая районы восточной Канады, Гренландии, Британских островов, океанических плато в западной части Северного океана – одна из крупнейших мировых изверженных провинций [White and McKenzie, 1989]. Ее формирование и последующее влияние на характер рифтового магматизма, вероятно, близко к таковому процессу для восточной части Индийского океана, также сформированному под воздействием Кергелен-плюма [Сущеvская и др., 1998]. Новейшие исследования Северо-Атлантической провинции показали, что существует две стадии ее формирования [Saunders et al., 2000].

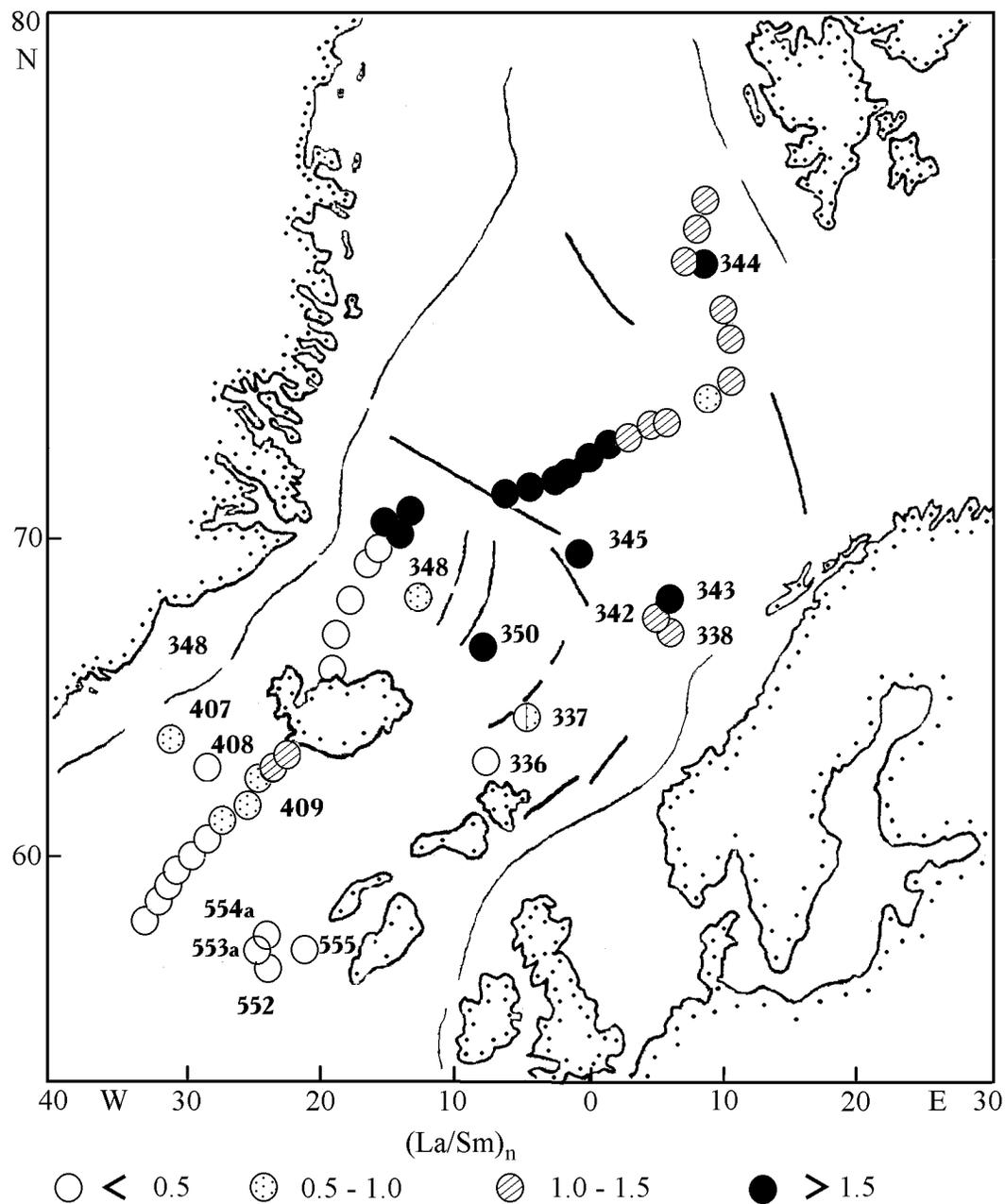


Рис. 9. Распространение обогащенных и деплетированных по $(La/Sm)_n$ базальтов пределах северной Атлантики по данным [Harrison et al., 1985; Neumann and Schilling, 1984; Schilling, 1976; Wood et al., 1979].

Магматизм на начальных этапах около 60 млн лет тому назад, характеризовался широким распространением магматизма на площади более 2000 км. Вторая стадия относится к возрасту 55 млн лет и характеризуется интенсивным магматизмом ориентированным вдоль Гренландско-Европейской окраины, приведшем к расколу Гренландии и Европы и образованию современной системы рифтовых зон [Saunders et al., 2000]. По мнению Сандерса и др. это

могло происходить при внедрении горячего плюма в основание литосферы и дальнейшего его латерального растекания под подошвой литосферы. В ходе такого процесса в разных частях Северной Атлантики могли образовываться магмы обогащенного типа. Оба фактора – пассивный апвеллинг более горячей мантии вдоль рифтовой зоны и активный подъем мантии вдоль континентальной окраины привели к образованию этой глобальной вулканиче-

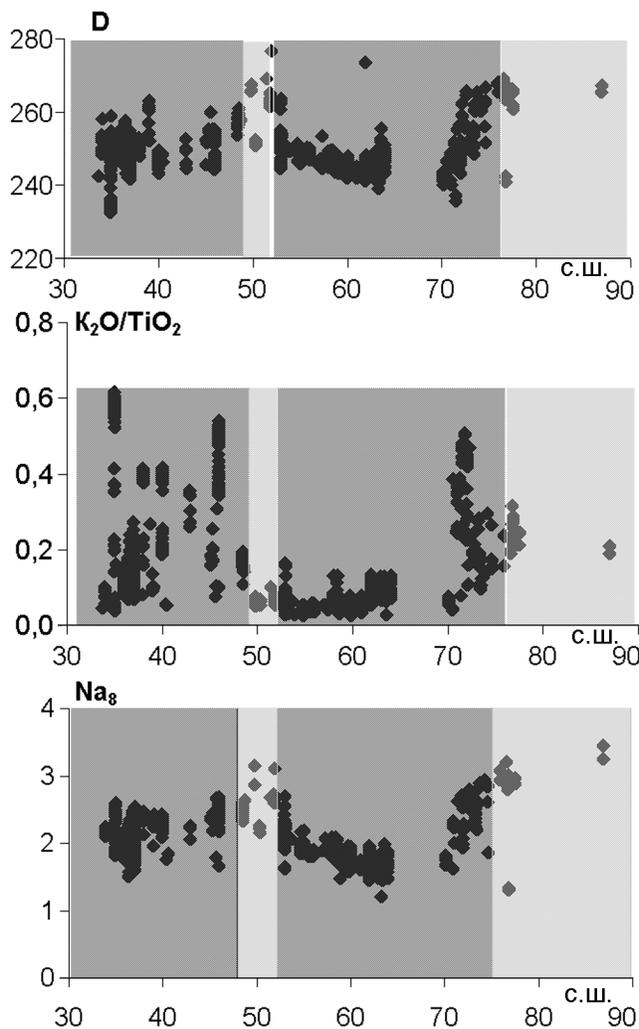


Рис. 10. Вариации Na_8 , K_2O/TiO_2 и D в стеклах северной провинции САХ. Значения Na_8 рассчитаны по формуле: $Na_8 = Na_2O + 0,373 MgO - 2,98$, предложенной в работе [Klein and Langmuir, 1987], D (дискриминантная функция) = $16,53 Na_2O + 16,19 TiO_2 + 3,114 SiO_2 + 2,93 MgO + 1,45 CaO + 0,92 Al_2O_3 - 32,94 K_2O - 1,46 FeO$ [Суцеская и др., 1983]. Значение D было рассчитано по 287 составам стекол 23–42° с.ш. САХ и разделило выборку стекол на два дискретных типа составов: больше 258,09 – тип TOP-2, меньше – TOP-1.

ской провинции [Saunders et al., 2000]. В настоящее время наиболее интенсивно проявление этого плюма под Исландией [Fitton et al., 1986]. По данным изотопии Sr, Nd [Carter et al., 1979] было показано, что, в целом, источник базальтов в Третичной Северо-Атлантической трапной провинции во время раскола континентов был схож изотопно с современной субокеанической мантией. В то же время формирующиеся 60 млн лет назад обогащенные трап-

пы, развитые в районах Ски (Skye) и Малл, могли быть сформированы при плавлении деплетированного источника с последующей контаминацией кислыми расплавами, образованными при плавлении нижнекоровых гранулитов [Thompson et al., 1986].

Раскол и рифтогенез в пределах Северной Атлантики развивался достаточно сложно, что было обусловлено специфической геодинамикой района. Прежде всего это выразилось в изменении направления осей спрединга в северо-западной его части [Emery and Uchupi, 1984] и формировании крупных по амплитуде куполообразных протяженных возвышенностей гребня САХ. Наиболее крупное – это о-в Исландия и прилегающие к ней участки хребтов Рекьянес и Колбенсей, с относительным превышением более 3,5 км и протяженностью вдоль оси более 2500 км, а также Азорское плато [Мурлин, Суцеская, 1992]. На рис. 10 показано изменение характера магматизма вдоль всей северной провинции САХ. Здесь крупномасштабная петрологическая сегментация проиллюстрирована вариациями дискриминантной функции D (позволяющей относить стекла к типам TOP-1 и TOP-2), рассчитанной для всех стекол, поднятых вдоль хребта. Можно отметить несколько районов, где проявлен магматизм менее глубинных типов на фоне общей картины широкого распространения толеитов TOP-1. Это районы 49–52° с.ш., хребты Книповича и Гаккеля, где для стекол D больше 258,1, что позволяет соотносить их с типом TOP-2 [Суцеская и др., 1983]. Значения D прямо коррелируют с вариациями Na_8 , также рассчитанными для стекол по формуле, приведенной в работе [Klein and Langmuir, 1987]. Последний параметр, как было ими показано, прямо коррелирует с глубиной и интенсивностью плавления, что позволило им также выделять район северной Атлантики в особую горячую провинцию, где плавление протекает с большей степенью и при большей глубине плавящейся мантии. Значения Na_8 для стекол TOP-1 меньше 2,5. Для TOP-2 лежат в диапазоне 2,4–3. Расплавы с значениями Na_8 больше 3, распространенные на хребте Книповича, соотносятся с наименее глубинным Na-типом толеитов [Суцеская, Цехоня, 1994; Суцеская и др., 2000; Цехоня, Суцеская, 1995]. Выявление подобных провинций TOP-2 и Na-TOP (относительно более холодных участков океанической литосферы) на фоне распространения более глубинных толеитов САХ, образованных при большей степени плавления и на большей глубине, может маркировать границы возможных остаточных действующих в настоящее время более глубинных плюмов с центрами в районе Азор и Исландии.

Иная картина выявляется при рассмотрении геохимической сегментации рифтового магматизма северной провинции САХ. В качестве критерия

геохимического обогащения мы привели вариации K_2O/Ti_2O в стеклах (рис. 10). Хорошо видно, что корреляции между степенью геохимического обогащения и генетическими параметрами не наблюдается. Наиболее обогащенными являются районы САХ вблизи Азор и Ян-Маейна (отношения больше 0,2). Более тщательные геохимические исследования, включающие изотопные данные, содержания летучих, проведенные за последние годы, выявили несколько районов геохимических аномалий, имеющих собственную специфику. Так район САХ вблизи Исландии, отличается четкой изотопной гелиевой аномалией [Schilling, 1986]. Высокие значения $^3He/^4He$ подтверждают глубинную природу поднимающегося под Исландией плюма. В пределах геохимической аномалии 34–46° с.ш. выявляется как минимум две аномалии, пик которых приходится на 39° с.ш и 43, 46° с.ш. [Yu et al., 1997]. Эти аномалии полностью сопоставимы по изотопным данным $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, но аномалия 39° отличается повышенными отношениями La/Sm и концентрациями Cl, Br, F [Schilling et al., 1980], H_2O [Dixon et al., 1996]. Рассматривая происхождение аномалии 31–41° с.ш., Доссо и др. пришли к выводу, что она могла быть образована с участием в процессе плавления участков континентальной мантии [Dosso et al., 1999]. Геохимическая аномалия вблизи Исландии, как уже указывалось, по La/Sm значительно меньше. Севернее ее отмечается интенсивная аномалия вблизи острова Ян-Майн, не выраженная по изотопии He. Возможно, что и в этом районе присутствие фрагментов континентальной коры [Skogseim and Eldholm, 1987] могло сказаться на характере обогащенных магм, развитых в этом районе. По мнению Хааса и др. геофизические и петрологические данные указывают, что магматизм рифтовых зон вблизи разлома Ян-Майена скорее сопряжен с моделью плавления метасоматизированной мантии в ходе пассивного апвеллинга гетерогенной мантии [Haase et al., 1996].

В целом магматизм формирующихся хребтов Мона и Книповича соотносится с слабообогатенным источником. По величине La/Sm, K/Ti отношений и изотопным данным более обогащенные базальты развиты на хребте Мона, по мере удаления от Ян-Майена это обогащение ослабевает вплоть до появления области развития деплетированных толеитов в районе пересечения хребта с Гренландской трансформной зоной, но в дальнейшем сменяется распространением слабообогатенных толеитов в пределах хребта Книповича. Надо отметить, что подобные слабообогатенные толеиты развиты и в пределах хребта Гаккеля (88° с.ш.) [Muhe et al., 1997]. К областям, где обнаружены только типично деплетированные базальты в пределах северной провинции

САХ, относятся районы 49–52° с.ш. (базальты типа TOP-2), 52–58° с.ш. хребта Режъянес (TOP-1), 69–71° с.ш. Колбенсей (TOP-1) и 74° с.ш. (TOP-2) Мона. Все это подчеркивает разную природу генетической (петрологической) и геохимической специфики рифтового магматизма. Если в целом, петрологическая сегментация возникает и подчиняется геодинамическим условиям, возникающим при глобальных процессах подъема глубинных диапиров (что находит отражение и в тектонике района), то геохимические особенности обусловлены гораздо большим числом факторов, исключить которые при объяснении причин их возникновения достаточно трудно.

В свете приведенных выше данных по петрогеохимической сегментации магматизма, ее образование могло происходить, если принять концепцию формирования Северо-Атлантической провинции под начальным воздействием мощного глубинного плюма источника [Maruyama, 1994], приведшего к образованию трапповой провинции, и инициирующего последующий спрединг в северо-восточной части. Характер этого плюма нес черты деплетированной и примитивной мантии, но возможно и был гетерогенным. Впоследствии он мог разбиться на серию отдельных более мелких сателлитных плюмов, ориентированных вдоль современной рифтовой зоны. В современных условиях мощный глубинный плюм фиксируется в районе Исландии. К северу влияние этого плюма начинает ослабевать, и магматизм формируется в условиях пассивного спрединга. Северная оконечность хребта Мона и далее хребет Книповича, а, возможно, и хребет Гаккеля представляют собой северную границу распространения Северо-Атлантического плюма, образование которого и его последующая эволюция привела к существованию особой Северо-Атлантической магматической провинции, разбитой на отдельные петрологические и геохимические области. Изучение магматизма Исландии показало, что он соотносится с примитивной и деплетированной мантией, а образование обогащенных лав могло возникать при малых степенях глубинного плавления [Gurenko and Chaussidon, 1995]. Схожая картина выявлена и при детальном изучении расплавных включений в шпинелях и оливинах базальтов 36° с.ш., когда было показано, что здесь также присутствуют обедненные расплавы [Kamenetsky, 1996]. Обогащенные расплавы на ранних стадиях раскрытия могли образовываться и путем вовлечения в процесс плавления нижних частей континентальной коры с последующим захоронением образовавшихся расплавов и их миграцией в зону спрединга. В этом случае геохимические аномалии будут отличаться, по-видимому, большим разнообразием из-за неоднородности стро-

ения континентальных областей. При таком процессе на ранних стадиях рифтогенеза может образовываться обогащенная (метасоматизованная) субокеаническая мантия [Anderson, 1994], ее последующее плавление (например, за счет перескока осей спрединга) может приводить к появлению обогащенных толеитов. И, наконец, нельзя исключить собственно неоднородность поднимающейся мантии (возникших при субдукционных процессах), плавление которой особенно на ранних этапах ее подъема может приводить к образованию целого спектра геохимически различающихся магм. По мере увеличения времени плавления эта неоднородность будет нивелироваться. Для района Северной Атлантики это наименее вероятная гипотеза, поскольку, как было отмечено на ранних стадиях рифтогенеза, мы отмечаем присутствие деплетированных и слабообогатенных толеитов, а наибольшие аномалии связаны с районами присутствия неспрединговых участков континентальной коры. Поэтому для каждого тектонического региона САХ необходимо более тщательное изучение эволюционного характера магматизма с ранних и даже предшествующих спредингу этапов активности.

Заключение

На формировании современных рифтовых зон Северной Атлантики сказалась определенная унаследованность в распределении структурных, петрогенетических и геохимических характеристик коры от первоначальной сегментации, связанной с неравномерностью раскрытия, различиями строения континентальной литосферы в начальные этапы их заложения. Можно предполагать, что северная провинция САХ формировалась под воздействием мощного, глубинного плюма, впоследствии разделившегося на серию более мелких, фиксируемых по петрологическим и геохимическим данным. Распространение менее глубинных по происхождению толеитов (ТОР-2, Na-ТОР) маркирует границы между поднимающимися плюмами, к которым относятся Исландский на севере и Азорский на юге провинции. Граничная область между ними – район САХ от разлома Гиббса до разлома Максвелла. На севере граница плюма более широкая и постепенно переходит в область хребта, которую можно соотнести с наиболее холодными зонами СОХ, подобными экваториальной зоне САХ [Bonatti et al., 1993].

В геохимическом плане наиболее обогащенная провинция в пределах рифтовой зоны северной провинции САХ выявляется вблизи Ян-Маейна. Она распространяется и на северное окончание хребта Мона. Магматизм, формирующий большую часть

хребта Мона, соотносится с слабообогатенным источником. По изотопным данным базальты южной оконечности хребта Мона и центральной части хребта Книповича отличались друг от друга большей степенью обогащения для последнего радиогенными изотопами свинца, но меньшей Sr, Nd. По величине значений они близки к изотопному тренду базальтов Исландии.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки РФ “Процессы в гребне САХ” и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 00-05-64465, 00-05-64351).

Литература

- Арискин А. А., Френкель М. Я., Цехоня Т. И., Фракционная кристаллизация толеитовых магм в условиях повышенных давлений, *Геохимия*, (2), 172–183, 1990.
- Арискин А. А., Цехоня Т. И., Френкель М. Я., ЭВМ-барометрия и генетическая интерпретация базальтовых стекол Центральной Атлантики, *Геохимия*, (7), 1038–1047, 1991.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сушевская Н. М., Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана, 27-й МКГ, *Геология Мирового океана*, 6, часть 1, с. 147–149, Наука, Москва, 1984.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. И., Сушевская Н. М., Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава, В кн.: *Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану*, с. 28–35, Материалы XIV Тихоокеанского Научного Конгресса, секц. В VI, Хабаровск-1979, Владивосток, 1982.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г., Мелсон В. Дж., Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах, В кн.: *Магматизм и тектоника океана*, Ред. Ю. М. Пушаровский, с. 43–108, Наука, Москва, 1990.
- Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О’Хири Т., Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта, *Российский журнал наук о Земле*, 1, (6), 1999.
- Дубинин Е. П., *Трансформные разломы океанической литосферы*, Геодинамический анализ, Ред. С. И. Ушакова, 180 с., Изд-во МГУ, Москва, 1987.
- Мирлин Е. Г., Сушевская Н. М., Тектоно-магматическая сегментация срединно-океанских хребтов, мантийный апвеллинг, асимметрия Земли, *Геотектоника*, (2), 3–21, 1992.
- Мирлин Е. Г., Сушевская Н. М., Пространственно-временная неравномерность океаногенеза и ее структурно-петрографические следствия (на примере Атлантического океана), В кн.: *Магматизм и тектоника*, с. 108–122, Наука, Москва, 1990.

- Рифтовые зоны хребта Рейкьянес*, Под ред. А. П. Лисцына и Л. П. Зоненшайна, 240 с., Наука, Москва, 1990.
- Сушевская Н. М., Каменецкий В. С., Муравьев К. Г., Цехоня Т. И., Черкашов Г. А., Беляцкий Б. В., Состав, условия формирования толеитовых магм в пределах сегментов Срединно-Атлантического хребта 25–30° с.ш. и их связь с современным рудообразованием, *Геохимия*, 2000 (в печати).
- Сушевская Н. М., Пейве А. А., Цехоня Т. И., Сколотнев С. Г., Кононкова Н. Н., Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (5), 697–719, 1995.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Генезис толеитовых расплавов Восточно-Тихоокеанского поднятия (по данным типизации закалочных стекол), *Докл. АН СССР*, 326, (6), 1043–1049, 1992.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Особенности формирования базальтового магматизма в Приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (5), 691–707, 1994.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Дубинин Е. П., Мирлин Е. Г., Кононкова Н. Н., Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана, *Геохимия*, (10), 1–13, 1996.
- Сушевская Н. М., Беляцкий Б. В., Цехоня Т. И., Мирлин Е. Г., Никулин В. В., Ромашова Т. В., Седых Э. М., Проблема геохимической и тектонической эволюции восточной части Индийского океана, *Петрология*, 6, (5), 528–555, 1998.
- Сушевская Н. М., Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов, *Докл. АН СССР*, 268, (6), 953–961, 1983.
- Сушевская Н. М., Коптев-Дворников Е. В., Пейве А. А., Хворов Д. М., Беляцкий Б. В., Каменецкий В. С., Мигдисова Н. А., Сколотнев С. Г., Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африка-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве, *Российский журнал наук о Земле*, 1, (3), 221–250, 1999.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Арискин А. А., Никулин В. В., Лохов К. И., Петрохимические особенности толеитовых магм района 26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (область Транс-Атлантического Геотраверса) и условия их дифференциации, *Геохимия*, (4), 504–515, 1992.
- Цехоня Т. И., Сушевская Н. М., Условия фракционирования толеитовых расплавов в различных тектонических сегментах южной провинции Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (1), 14–28, 1995.
- Ярошевский А. А., Цехоня Т. И., Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам, В кн.: *Океанический магматизм, Эволюция, геологическая корреляция*, Ред. О. А. Богатиков, с. 95–103, Наука, Москва, 1986.
- Anderson D. L., The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 269–280, 1994.
- Bailey J. C., Campsie J., Hald N., Dittmer F., Fine S. and Rasmussen M., Petrology and geochemistry of a dredged clinopyroxenite-dolerite basal complex from the Jan Mayen volcanic province, Norwegian-Greenland Sea, *Marine Geology*, 105, 63–76, 1992.
- Bonatti E., Seyler M. and Sushchetskaya N., A cold suboceanic mantle belt at the Earth's Equator, *Science*, 261, 315–320, 1993.
- Bryan W. B., Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge, *Jour. Petrol.*, 20, 293–325, 1979.
- Carter S. R., Erensen N. M., Hamilton P. J. and O'Nions R. K., Basalt magma sources during the opening of the North Atlantic, *Nature*, 281, 28–30, 1979.
- Crane K., The distribution of geothermal fields along the mid-ocean ridge: an overview, *Biol. Soc. Wash. Bull.*, (6), 3–18, 1995.
- Danyushevsky L. V., Eggins S. M., Fallon T. J. and Christie D. M., H₂O abundance in depleted to moderately enriched Mid-ocean Ridge magmas; part 1: incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations, *Jour. Petrol.*, 41, (8), 1–36, 2000.
- Dixon J. E., Langmuir C. H. and Rosenstiel S. H., Water and carbon dioxide in Mid-Atlantic ridge gasses (22–41°N): Implications for the role of water in the generation of MORB, In Fara-Ir Mid-Atlantic Ridge Symp., Reykjavik, Iceland, *Jour. Conf. Abstracts*, 1, (2), 782, 1996.
- Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Sushchetskaya N. M. and Zapunny S. A., Abissal glasses, petrological mapping of the oceanic floor and "Geochemical Leg", In Bougault S. C., Candle S. C. et al., Init. Repts. DSDP, 82: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 509–518, 1985.
- Dmitriev L. V., Melson W. G. and Reisner M. G., The distribution of petrochemical types of the tholeiitic abyssal glasses, *International geological-geophysical Atlas of the Atlantic ocean*, IOC, UNESCO, p. 110, 1990.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., et al., The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 209–286, 1999.
- Emery K. O. and Uchupi P., *The geology of Atlantic Ocean*, 988, 1984.
- Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S. and Taylor R. N., Thermal and chemical structure of the Iceland plume, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, 197–208, 1986.
- Gurenko A. A. and Chaussidon M., Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Iceland tholeiites: Origin by continuous melting of single mantle column, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 2905–2917, 1995.
- Haase K. M., Devey C. W., Mertz D. F., Stoffers P. and Garbe-Schonberg D., Geochemistry of lavas from Mohns Ridge, Norwegian-Greenland Sea: implications for melting conditions and magma sources near Jan Mayen, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 223–237, 1996.
- Harrison R. K. and Merriman R. J. with contributions by Evans J., Hutchison D., Davis A. E., Holmes K. A., Joseph P., Judge V. A., and Wheatley C. W., *Petrol-*

- ogy, mineralogy and chemistry of basaltic rocks: leg 81, In Roberts R. G., Schnitker D., et al., Init. Repts. DSDP, 81: Washington (U.S. Govt. Printing Office), pp. 743–772, 1985.
- Kamenetsky V., Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 479–486, 1996.
- Kamenetsky V. S., Eggins S. M., Crawford A. J., Green D. H., Gasparon M. and Falloon T. J., Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction: melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 160, 115–132, 1998.
- Kinzler R. L. and Grove T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2, Applications, *J. Geophys. Res.*, 97, (B5), 6907–6926, 1992.
- Klein E. M., [GERM – 8% MgO MORB Data, Word Wide Web(<http://www-ep.es.lnl.gov/germ-home.html>)].
- Klein E. M., Langmuir C. H. and Staudigel H., Geochemistry of Basalts from the Southeast Indian Ridge, 115°E–138°E, *Jour. Geophys. Res.*, 96, (B2), 2089–2107, 1992.
- Klein E. M. and Langmuir C. H., Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *Jour. Geophys. Res.*, 92, (B4), 8089–8115, 1987.
- Klein E. M. and Langmuir C. H., Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: A reply, *Jour. Geophys. Res.*, 94, 4241–4252, 1989.
- Larsen L. M. and Watt W. S., Episodic volcanism during break-up of the North Atlantic: evidence from the East Greenland plateau basalts, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 73, 105–116, 1985.
- Mahnes G., Minister G. E. and Allegre C. J., Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of sevirin Amphoterite: Consequences for early Solar system chronology, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 14–24, 1978.
- Maruyama Sh., Plume tectonic, *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 24–49, 1994.
- Melson W. G., Byerly G. R., Helen J. A., O’Hearn T., Write T. L. and Vallier T. A., Catalog of the Major Element Chemistry of Abyssal Volcanic Glasses, *Smithsonian Contributions to the Earth Science*, (19), 100, 1977.
- Melson W. G. and O’Hearn T., “Zero-age” variations in the composition of abyssal volcanic rocks along the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge, In *The Geology of North America*, Vol. M, The Western North Atlantic Region, *The Geological Society of America*, 117–136, 1986.
- Mertz D. F., Devey C. W., Todt W., Stoffers P. and Hofmann A. W., Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 243–255, 1991.
- Muhe R., Bohrmann H., Garbe-Schonberg D. and Kassens H., E-MORB glasses from the Gakkeld Ridge (Arctic Ocean) at 87°N: evidence for the Earth’s most northerly volcanic activity, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 1–9, 1997.
- Neumann E.-R. and Schilling J.-G., Petrology of basalts from the Mohns-Knipovich Ridge; the Norwegian-Greenland Sea, *Contrib Mineral Petrol.*, 85, 209–223, 1984.
- Niu Y. and Batiza R., An empirical method for calculations produced beneath mid ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting, *Jour. Geophys. Res.*, 96, (B13), 21,753–21,777, 1991.
- Sauers A. D., Fitton J. G., Kempton P. D. and Larsen L. M., *The North Atlantic Province: plume-lithosphere interactions associated with the formation of a large igneous province*, Abstract volume of Workshop “Plume-Lithosphere interactions”, Strasbourg, 9–11 April 2000.
- Scatler J. G., Lawver L. A. and Parsons B., Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate, *Jour. Geophys. Res.*, 80, 1031–1052, 1975.
- Schilling J.-G., Rare-earth, Sc, Cr, Fe, Co, and Na abundances in DSDP leg 38 basement basalts: some additional evidence on the evolution of the Thulean volcanic province, In Talwani M., Udintsev G., et al., Init. Repts. DSDP, 38: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 741–750, 1976.
- Schilling J.-G., Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°S, In *The Geology of North America*, Vol. M, The Western North Atlantic Region, *The Geological Society of America*, 137–156, 1986.
- Schilling J.-G., Bergeron M. B. and Evans R., Halogens in the mantle beneath the North Atlantic, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 97, 147–178, 1980.
- Shibata T., Thompson G. and Frey F. A., Tholeiitic and alkaline basalts at the Mid-Atlantic at 43°N, *Contribs. Mineral. Petrol.*, 70, 127–141, 1979.
- Shido F. and Miyashiro A., Compositional difference between abyssal tholeiites from north and south of the Azores on Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 245, (143), 59–60, 1973.
- Skogsef J. and Eldholm O., Early Cenozoic crust at the Norwegian continental margin and the conjugate Jan Mayen Ridge, *Jour. Geophys. Res.*, 92, 11,471–11,491, 1987.
- Sobolev A. V. and Dmitriev L. V., Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals, Abstracts. IGC. Washington D.C., 3, 147–148, 1989.
- Srivastava S. P. and Tapscott C. R., Plate kinematics of the North Atlantic, In *The Geology of North America*, Vol. M, The Western North Atlantic Region, *The Geological Society of America*, 379–404, 1986.
- Sun S.-S. and Nesbitt H. R. W., Chemical heterogeneity of Archaean mantle composition of the earth and mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, (3), 429–448, 1977.
- Sushchevskaya N. M., Tsekhonya T. I. and Mirlin E. G., Comparison of the mechanisms of generation and fractionation of tholeiitic melts in Indian-Atlantic and Pacific rift zones, *Experiment in Geosciences*, 5, (1), 7–9, 1996.
- Thompson R. N., Morrison M. A., Dickin A. P., Gibson I. L. and Harmon R. S., Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British tertiary volcanic province, *Jour. Geophys. Res.*, 91, (B6), 5985–5997, 1986.
- Tsekhonya T. I. and Suschevskaya N. M., *The Na tholeiites of the mid-ocean ridges: crystallization condition by computer simulation*, Abstracts, EUG8, Strasbourg, France, 150, 1995.

- White R. S. and McKenzie D. P., Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *Jour. Geophys. Res.*, *94*, 7685–7729, 1989.
- Wood D. A., Varet J., Bougault H., Corre O., Joron J. I., Treuil M., Bizouard H., Norry M. J., Hawkesworth C. J. and Roddick J. C., The petrology, geochemistry and mineralogy of North Atlantic basalts, a discussion based on IPOD Leg 49, In Luyendyk B. P., Cann J. R. et al., *Init. Repts. DSDP, 49*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 597–655, 1979.
- Yu D., Fontignie D. and Schilling J.-G., Mantle plume-ridge interactions in the Central North Atlantic: A Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30°N to 50°N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *146*, 259–272, 1997.

(Поступила в редакцию 16 ноября 2000.)