

УДК 551.242

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ СЕГМЕНТА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ АЗОРСКИМ И ИСЛАНДСКИМ ПЛЮМАМИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2023 г. С. Г. Сколотнев¹ *, А. А. Пейве¹, С. Ю. Соколов¹, С. А. Докашенко¹, В. Н. Добролюбов¹, О. И. Окина¹, Б. В. Ермолаев¹, К. О. Добролюбова¹

¹Геологический институт РАН,
Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия
*e-mail: sg_skol@mail.ru

Поступила в редакцию 06.07.2023 г.

После доработки 08.08.2023 г.

Принята к публикации 22.08.2023 г.

По материалам 53-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”, организованного и проведенного Геологическим институтом РАН с 7 июля по 15 августа 2022 г. в Северной Атлантике, изучены строение океанического дна, состав базальтов и долеритов сегмента Срединно-Атлантического хребта (САХ) между разломами Максвелл и Чарли Гиббс в Северной Атлантике. Установлено, что в этом сегменте САХ вдоль оси спрединга, чередуются участки большей и меньшей магматической продуктивности, которым соответствует более высокий и более низкий рельефа дна. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются спрединговые ячейки, в гребневой зоне доминируют поднятия тектонического и вулканического генезиса. На участках низкого рельефа рифтовая долина состоит из глубоких рифтовых впадин, на флангах развиты невысокие гряды, разделенные широкими депрессиями. Среди изученных вулканитов выделяются океанические толеиты N-, T- и E-MORB. N-толеиты широко распространены и выплавлялись преимущественно из деплетированной мантии (источник DM). Базальты и долериты E-MORB встречаются на участках высокого рельефа. Их мантийный субстрат образован смесью материала DM и EM-2 при подчиненной роли HIMU. Вулканиты T-MORB в основном локализованы на крупных вулканических поднятиях в южной части изученного сегмента САХ и выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала DM и HIMU при подчиненной роли EM-2. В нашем исследовании мы реконструировали пассивные и активные типы мантийных неоднородностей, участвовавших в плавлении. Неоднородности пассивного типа представлены блоками преобразованной континентальной литосферы, близкими по составу к мантийному источнику EM-2. Неоднородности активного типа связаны с подъемом микроплюма обогащенной мантии, по составу близкой к HIMU, вблизи разлома Максвелл и с подосевым растеканием микроплюма в северном направлении до разлома Чарли Гиббс.

Ключевые слова: океаническая кора, спрединг, рифтовая долина, поднятия дна, мантийные неоднородности, базальт, долерит, Срединно-Атлантический хребет, Северная Атлантика

DOI: 10.31857/S0016853X23050089, EDN: OSXBKY

ВВЕДЕНИЕ

Формирование океанической коры в зонах спрединга, механизмы ее возникновения и причины разнообразия представляют несомненный интерес геологического исследования. Разнообразии механизмов формирования океанической коры определяется геодинамическим режимом спрединга, вещественной и температурной неод-

нородностью верхней мантии, влиянием плюмов нижней мантии и строением океанического дна, что отражается в составе, мощности и структуре океанической коры и характере сочетания данных параметров вдоль оси спрединга.

Геодинамический режим спрединга определяется скоростью спрединга и соотношением тектонических и магматических процессов, меняющихся вдоль оси спрединга. Интенсивность влияния плюмов глубинной мантии зависит от их состава и размера и достигает наибольших значе-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050089 для авторизованных пользователей.

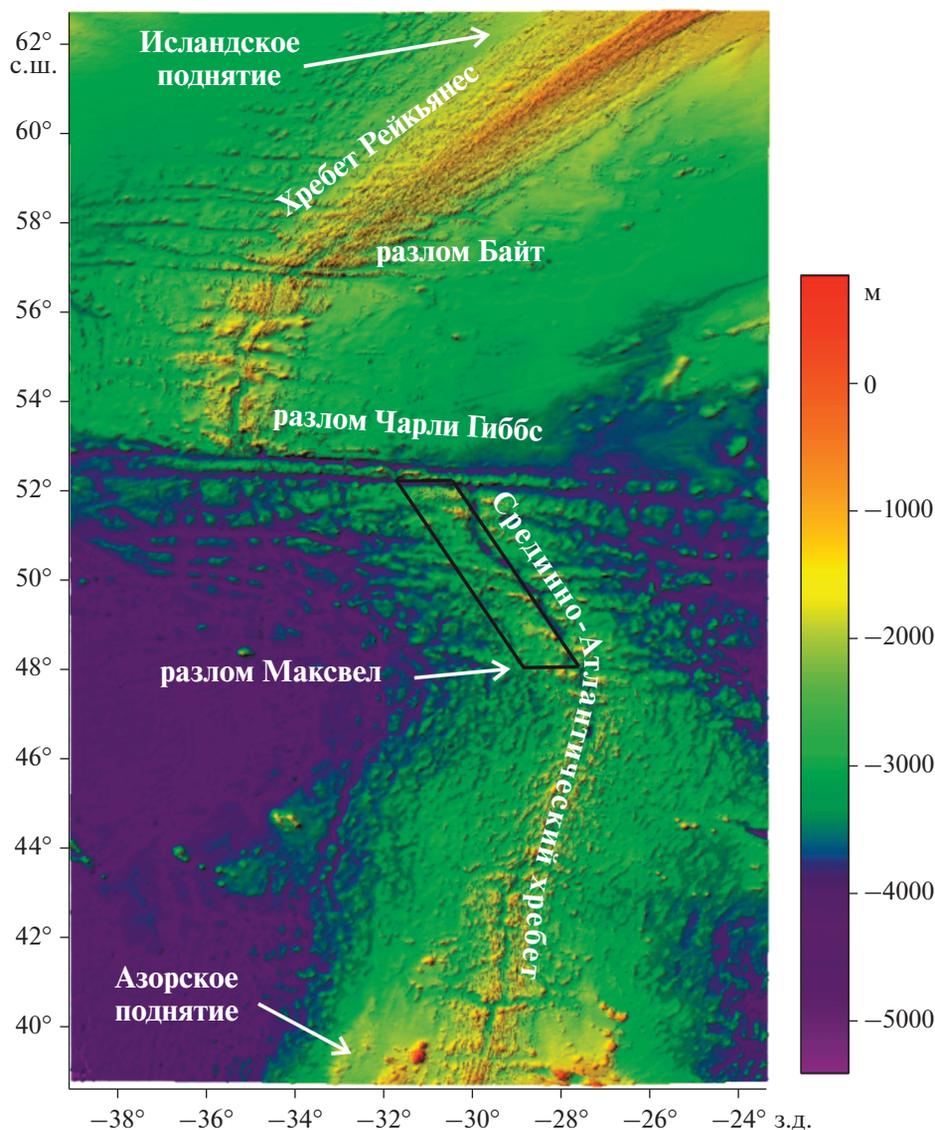


Рис. 1. Схема строения Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике (по данным [21]). Показан (контур) район проведения работ в 50-м и 53-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (шкала глубин – справа).

ний при наличии крупных плюмов, локализованных вблизи оси спрединга, к числу которых относятся Исландский и Азорский плюмы, находящиеся в Северной Атлантике [15, 40].

Влияние осевого Исландского плюма на процессы, происходящие в зоне спрединга к югу от него, отражено в структуре и составе пород спредингового хребта Рейкьянес и связано с вдольосевым подлитосферным растеканием плюмового вещества в юго-западном направлении, косо ориентированным по отношению к спредингу [26, 38] (рис. 1).

Окончание хребта Рейкьянес у трансформного разлома Байт (57° с.ш.) является южной границей

влияния Исландского плюма, поскольку далее к югу структуры Срединно-Атлантического хребта (САХ) простираются ортогонально спредингу [16]. Можно ожидать, что влияние Азорского плюма в северном направлении ограничивается разломом Максвелл (47.8° с.ш.) там, где простираение САХ меняется с северо-восточного на северо-западное [46, 49] (см. рис. 1).

В 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”, организованном Геологическим институтом РАН (г. Москва, Россия) и проходившем с 8 сентября по 23 октября 2020 г. в Северной Атлантике, при проведении геолого-геофизических исследований в районе трансформного разлома

Чарли Гиббс (52°–53° с.ш.), расположенного между разломами Байт и Максвелл, мы обнаружили, что к югу от трансформного разлома, хребты рифтовых гор, слабо изменяясь по высоте и ширине, достигают разлома [10, 50].

Эти наблюдения свидетельствуют об ослаблении охлаждающегося эффекта трансформного разлома, как правило, резко уменьшающего интенсивность магматизма, что может быть вызвано дополнительным нагревом подлитосферной мантии к югу от разлома Чарли Гиббс, и дает основание предположить, что источником дополнительного тепла было более горячее вещество подлитосферного вдольосевого потока со стороны Азорского плюма [33].

Однако характер вариаций осевой глубины и состава базальтов вдоль оси САХ в Северной Атлантике не позволяет сделать такой однозначный вывод. От Азорского поднятия и до разлома Максвелл глубина рифтовой долины, за исключением нескольких резких подъемов, постепенно возрастает в среднем от 2000 до 3000 м [21] (рис. 2, а).

Севернее параллели 49° с.ш. глубина рифтовой долины резко увеличивается в среднем до 3700 м и остается неизменной до 51.5° с.ш., снова уменьшаясь вблизи разлома Чарли Гиббс. От Исландского поднятия до разлома Байт глубина рифтовой долины постепенно увеличивается в среднем от 200 до 2700 м.

Между разломом Байт и 54.3° с.ш. наблюдается поднятие днища долины на среднюю глубину 2100 м, а затем резкое опускание днища до глубины 2700 м. От параллели 54.3° с.ш. и до северной ветви разлома Чарли Гиббс глубина днища долины постепенно увеличивается до 3000 м.

Между 49°–51.5° с.ш. находится наиболее погруженный участок рифтовой долины САХ между Азорским и Исландским поднятиями. В общем случае, чем больше глубина рифтовой долины, тем менее интенсивна магматическая аккреция коры, ниже температура верхней мантии и меньше степень ее частичного плавления [32]. Уменьшение степени плавления верхней мантии подтверждается высокими концентрациями Na_2O в базальтах этого участка (см. рис. 2, б).

Сегмент САХ между 49°–51.5° с.ш. — это участок наиболее холодной верхней мантии и то, что он является участком, не подверженным влиянию плюмов, вполне вероятно. Помимо температуры, индикаторами влияния плюмов служат повышенные концентрации литофильных элементов и ряда радиогенных изотопов в составе базальтов. Наблюдается встречное уменьшение значений La и других литофильных элементов, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах к северу от Азорского и к югу от Исландского плюмов до параллели 50° с.ш., которая может являться границей между сферами

влияния Исландского и Азорского плюмов [46, 49] (см. рис. 2, в–д).

Линия геологической границы между областями влияния Исландского и Азорского плюмов зависит от выбора параметров. Поскольку это вызывало необходимость в дополнительных исследованиях, то в 53-м рейсе НИС “Академик Николай Страх” было проведено детальное изучение процессов аккреции коры и структурообразования в сегменте САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс [4, 5].

Целью настоящей статьи является анализ результатов изучения состава и структурной приуроченности вулканических пород, поднятых в 53-м рейсе НИС “Академик Николай Страх”, состоявшемся в 2022 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе экспедиционных работ была проведена батиметрическая съемка дна с помощью глубоководного многолучевого эхолота SeaBat 7150 (фирма RESON). Проведенная съемка охватывает осевую и гребневую зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) в пространстве между 48° с.ш. и 51° с.ш. (далее — полигон Фарадей). Построенная на основе съемки батиметрическая карта послужила основой для выбора объектов опробования [4] (рис. 3).

На 32-х станциях драгирования была собрана коллекция пород из базальтов, габброидов, ультрабазитов, долеритов, метасоматитов, известняков и брекчий. Координаты точек отбора образцов даны в [4] (см. рис. 3). Мы провели изучение долеритов и базальтов.

Валовой состав пород изучался в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (г. Москва, Россия) методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре S4 Pioneer X-Ray (Bruker, Germany). В некоторых образцах методом РФА также определялись концентрации Sr, Zr, V, Cr, Ni. Результаты измерений представлены в Supplement 1 (Table S1).

После анализа валовых составов отбирались ключевые образцы для геохимических исследований. Концентрации элементов-примесей измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS) в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (г. Москва, Россия) на масс-спектрометре Element-2 (Thermo Fisher Scientific, Germany). Используемая методика определения микроэлементов в горных породах этим методом описана в работах [42, 43]. Результаты измерений представлены в Supplement 2 (Table S2).

После обработки геохимических данных в наиболее представительных образцах изучались соотношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$,

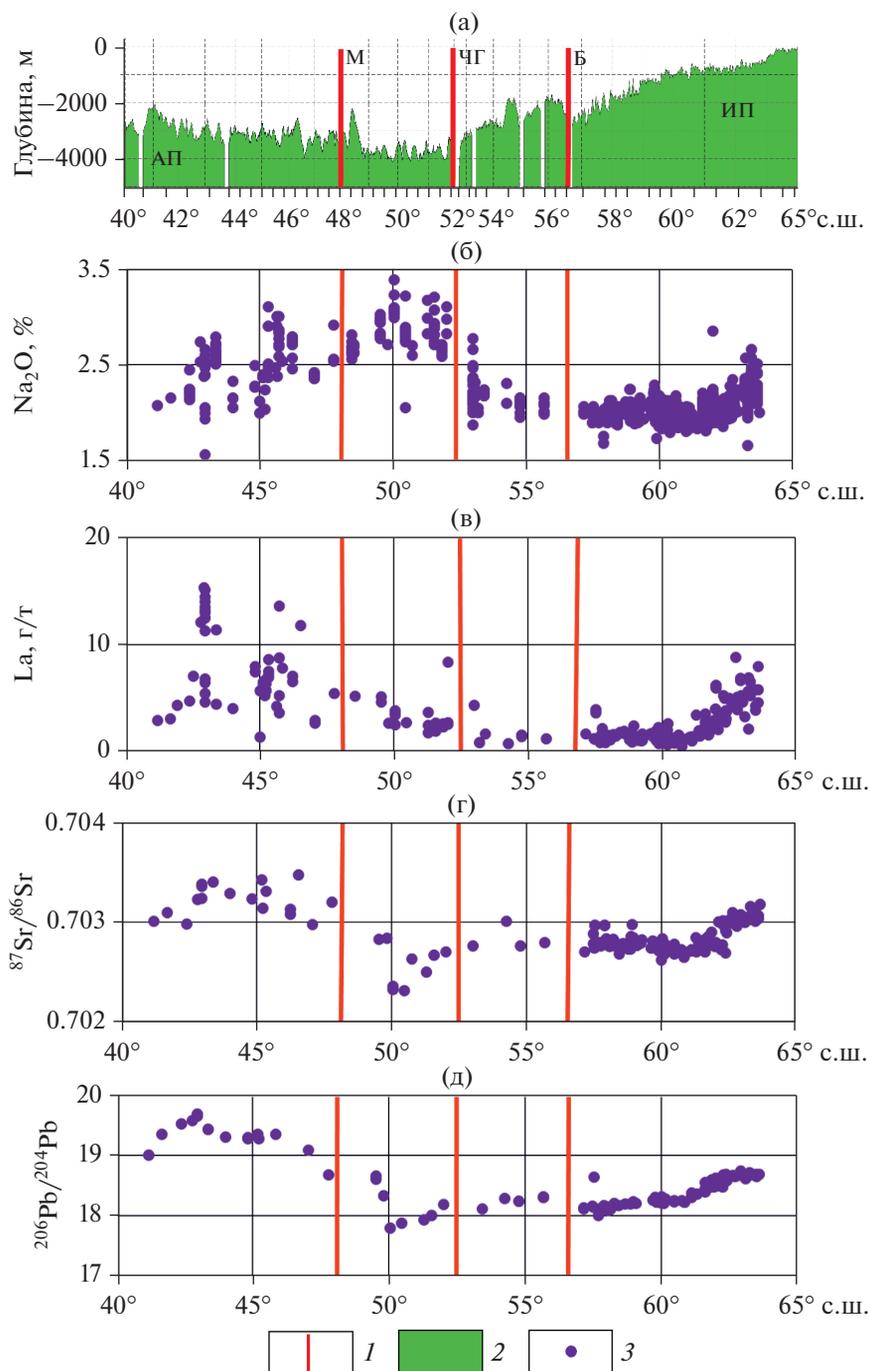


Рис. 2. Вариации осевой глубины, концентраций Na_2O (в %), La (в г/т) и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах Срединно-Атлантического хребта (САХ) между Азорским и Исландским поднятиями (по данным [21, 46, 58]). Поднятия: АП – Азорское; ИП – Исландское. Разломы: Б – Байт; ЧГ – Чарли Гиббс; М – Максвелла. 1 – положение разломов; 2 – профиль осевого рельефа САХ; 3 – точки значений

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Определения производились в ЦИИ ВСЕГЕИ МПРиЭ (г. Санкт-Петербург, Россия). Методика измерений изложена в работе [12], результаты измерений представлены в табл. 1.

Также, наряду с породами полигона Фарадей, мы изучили базальты, полученные в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (8 сент.– 15 окт. 2020 г.) в сегменте САХ между полигоном Фарадей и разломом Чарли Гиббс.

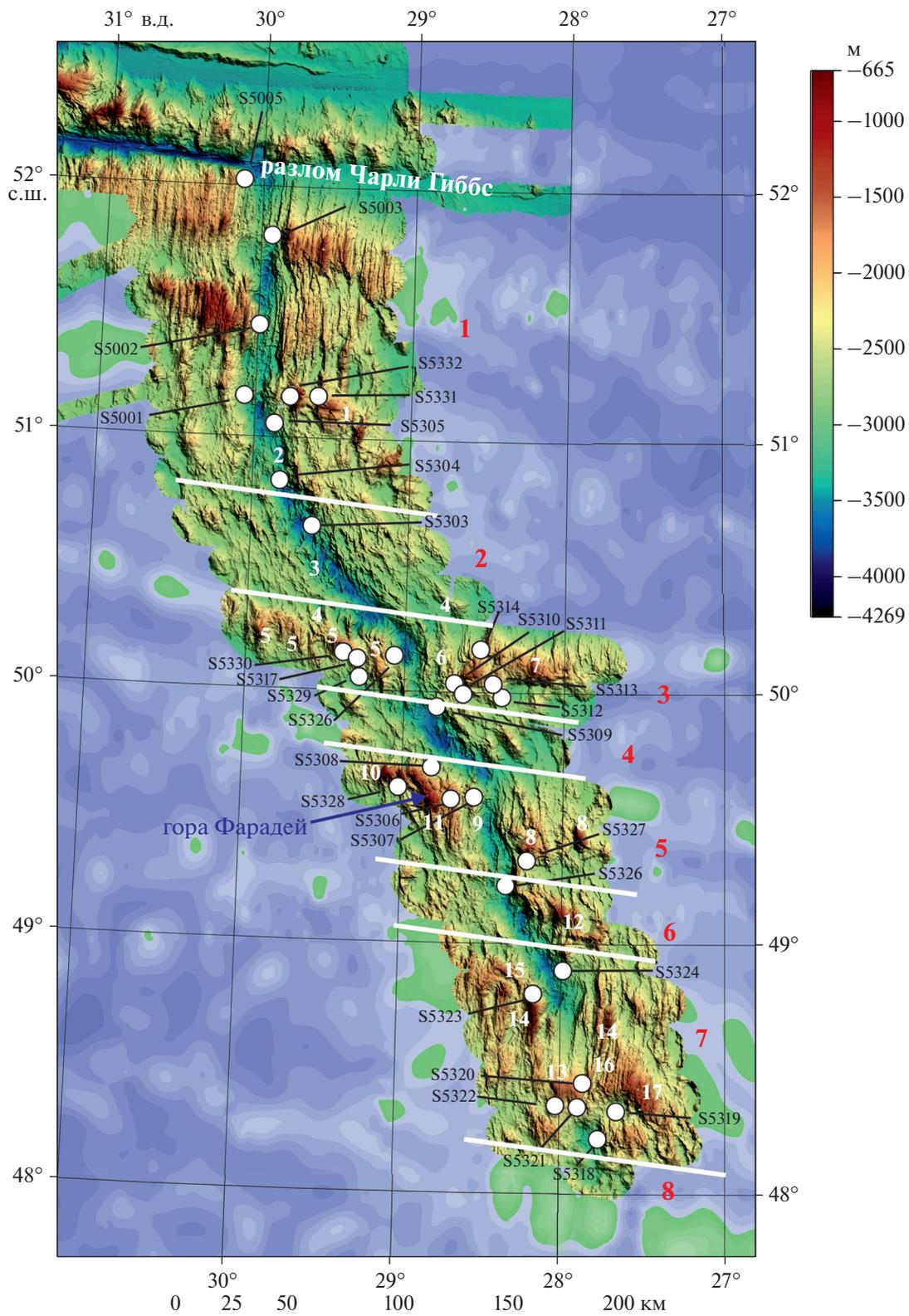


Рис. 3. Батиметрическая карта и схема опробования осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (по данным 50-го и 53-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» [4, 10, 50]). Показано: границы (линии белым) между участками разного строения; номера участков (цифры красным); станции успешного драгирования (кружки белым), указаны номера станций; шкала глубин (вверху справа). Обозначены (цифры белым) номера морфоструктур по порядку упоминания в тексте: внутриокеанические комплексы (1, 8, 12, 15); рифтовая впадина (2); неовулканическая гряда (3); нетрансформное смещение (4); рифтовые горы (5, 6, 9, 16); поднятие: овальное (7), вулканическое (10, 17), неовулканическое (13); гора Фарадей (11); депрессия (14).

Таблица 1. Изотопные составы отобранных образцов базальтов и долеритов.

№ п/п	Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	S5322/1	0.703402	0.513083	19.07	15.59	38.47
2	S5324/7	0.703711	0.512981	18.49	15.53	38.48
3	S5329/7	0.703598	0.513006	18.59	15.49	38.33
4	S5330/3	0.702917	0.513164	18.28	15.58	38.60

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЛИГОНА ФАРАДЕЙ

Полигон Фарадей находится севернее разлома Максвелл, где генеральное простирание Срединно-Атлантического хребта (САХ) изменяется с северо-восточного $\angle \sim 20^\circ$ на северо-западное $\angle \sim 337^\circ$, в этом районе направление спрединга субширотное и равно $\angle 96^\circ$ [5, 39] (см. рис. 1).

Полигон Фарадей охватывает осевую и гребневую зоны САХ между параллелями 48° с.ш. и 51.3° с.ш., по его простиранию сменяется несколько участков различного строения (см. рис. 3).

Строение участков полигона Фарадей

Участок-1. Данный участок протягивается от северной границы полигона до широты 50.70° с.ш. На этом участке простирание рифтовой долины ортогонально направлению спрединга и составляет 6° .

Участок-1 состоит из двух спрединговых ячеек, продолжающих друг друга практически без смещения [1, 23, 37]. Рифтовая долина шириной 15–17 км в центральных частях ячеек имеет наибольшую глубину до 3240 м, которая увеличивается к обеим дистальным частям на 500–550 м. В центральной части ячеек сформировались неовулканические хребты длиной до 10 км, шириной до 1.5 км и высотой до 100 м. Со склонов неовулканического хребта более южной ячейки на станции S5305 драгированы свежие пиллоу базальты.

В гребневой зоне САХ напротив этих ячеек распространены рифтовые горы, в основном параллельные рифтовой долине. В более северной ячейке это хребты шириной до 6 км и высотой до 700 м, в более южной ячейке – мелкие невысокие гряды (3 км и 400 м, соответственно). На восточном фланге более северной ячейки в пределах полигона имеются два куполовидные поднятия размером около 13×10 км, возвышающиеся до глубины 1030 м (см. рис. 3, 1).

На их поверхности видны борозды тектонического выпавивания, что указывает на то, что они являются внутренними океаническими комплексами (ВОК), т.е. структурами характерными для дистальных частей спрединговых ячеек с редуцированным магматизмом [19]. Это подтверждается

и данными по их опробованию, с их склонов подняты базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты (станции S5331 и S5332).

От участка-1 до разлома Чарли Гиббс располагаются три типичные спрединговые ячейки, слабо смещенные относительно друг друга по нетрансформным смещениям. Здесь рифтовые долины ортогональны спредингу и сложены базальтами. Дно рифтовой долины в центральной части самой северной ячейки достигает малых глубин 2750 м, а хребты рифтовых гор напротив этой ячейки, не изменяясь по ширине и высоте, стыкуются с долиной разлома Чарли Гиббс.

Из зоны интерсекта рифт-разлом, где обычно распространены глубинные породы, драгированы базальты (станция S5005). Эти факты указывают на большую интенсивность магматической активности в пределах этой спрединговой ячейки, которая слабо снижается охлаждающим воздействием крупного трансформного разлома Чарли Гиббс.

Участок-2. На следующем к югу участке-2, который протягивается до широты 50.25° с.ш., рифтовая долина в целом имеет косое по отношению к направлению спрединга простирание 320° , а спрединговые ячейки как таковые отсутствуют. Осевая зона состоит из нескольких глубоких изометричных в плане рифтовых впадин средним диаметром 8 км и глубиной дна до 4250 м (см. рис. 3, 2).

Каждая более северная впадина сдвинута к западу на 3–5 км относительно более южной впадины. Между собой впадины разделены небольшими поднятиями, достигающими глубины 3970 м, которые завершаются узкими невысокими неовулканическими грядами длиной 3–8 км, шириной до 2.5 км и высотой 100–250 м, в основном ортогональными направлению спрединга (см. рис. 3, 3). Со склонов двух таких поднятий (станции S5303 и S5304) подняты пиллоу базальты. В гребневой зоне развиты невысокие гряды в основном параллельные рифтовой долине.

Участок-3. Данный участок протягивающийся до параллели 49.90° с.ш., отделяется от участка-2 нетрансформным смещением с офсетом ~ 18 км, проходящим на широте 50.25° с.ш. и образованным впадиной глубиной до 4100 м (см. рис. 3, 4).

Осевая зона участка-3 представляет собой спрединговую ячейку, в центральной части которой дно рифтовой долины, имеющей субмеридиональное простирание, располагается на заметно меньших глубинах — 3500 м, чем в ее дистальных частях — 3750 м.

В центральной части протягивается узкий (до 1 км) неовулканический хребет высотой 250 м.

С западного борта рифтовой долины в ее северной дистальной части на станции S5316 драгированы серпентинизированные ультрабазиты, габбро и долериты. Оба фланга гребневой зоны представляют собой линейные поднятия вытянутые параллельно направлению спрединга. Их средняя глубина около 2100 м, а минимальные глубины доходят до 1430 м (на западе) и 1270 м (на востоке). Строение флангов асимметрично.

На западном фланге наблюдается система из субпараллельных хребтов с простиранием $\angle 340^\circ$, косо расположенных по отношению к направлению спрединга (см. рис. 3, 5). Некоторые хребты венчаются вулканическими постройками. Их длина (20–25 км) соразмерна длине спрединговой ячейки, ширина варьирует от 2 до 4 км, средняя высота над дном разделяющих их депрессий 500–750 м.

Со склонов одного из этих хребтов на станциях S5317, S5329 и S5330 драгированы главным образом базальты и незначительно долериты, габброиды и ультрабазиты. При этом на наиболее глубокой станции S5329 в базальтах вторичные минералы представлены хлоритом, на промежуточной по глубине станции S5317 — смектитом, на наиболее неглубоко расположенной станции S5330 базальты свежие. Этот факт указывает на то, что на данном хребте опробован относительно мощный базальтовый разрез, поскольку в соответствии с распределением глинистых минералов по разрезу базальтов в рифтовой долине хлорит сменяется смектитом на глубине около 500 м [14].

На восточном фланге непосредственно около рифта на протяжении ~ 20 км имеется несколько субпараллельных хребтов с простиранием ортогональным направлению спрединга, с вершинами на средней глубине 2700 м (см. рис. 3, 6).

Далее к востоку следует серия сочлененных овальных поднятий средним диаметром около 16 км, высотой 2000 м над окрестным дном (см. рис. 3, 7).

Со склонов овальных поднятий на станциях S5310, S5311, S5312, S5313 и S5314 подняты в основном серпентинизированные ультрабазиты, небольшое количество габброидов, базальтов и долеритов.

Участок-4. Данный участок со структурами косями по отношению к спредингу протягивается до широты 49.65° с.ш. Простирание рифтовой

долины и рифтовых гор составляет $\angle 330^\circ$. По своему строению этот участок аналогичен строению участка-2. Эшелонированные рифтовые впадины имеют глубину до 4250 м. Хребты рифтовых гор крупнее рифтовых гор на участке-2, в среднем их ширина 4–5 км, а вершины достигают глубин 2500 м. На станции S5309 с восточного борта рифтовой долины драгированы базальты.

Участок-5. Следующий к югу участок-5 со структурами ортогональными спредингу протягивается до широты 49.15° с.ш. и отделяется от участка-4 нетрансформным смещением с офсетом 6 км. Участок состоит из двух спрединговых ячеек, разделенных небольшим нетрансформным смещением с офсетом ~ 2 км.

В северной ячейке дно рифтовой долины в центральной части поднимается до глубины 3250 м, в дистальных частях опускается — на юге до глубины 4000 м и на севере до глубины 3900 м.

В наименее глубоких частях рифтовой долины сформировались небольшие неовулканические хребты. С бортов рифтовой долины на станциях S5307 и S5326 подняты базальты и немного долеритов и габбро.

На восточном фланге напротив северной ячейки наблюдается рельеф типичных рифтовых гор с хорошо развитыми хребтами параллельными рифтовой долине, часть из которых на юге сочленяется с куполовидными поднятиями, которые по своему структурному положению и размерам (в плане около 10×10 км, вершины на отметках до 2000 м) схожи с ВОК (см. рис. 3, 8).

Об этом свидетельствуют и данные опробования одного из них, поскольку с его склона на станции S5327 подняты исключительно серпентинизированные ультрабазиты.

На западном фланге в пририфтовой полосе развиты два хребта параллельные рифтовой долине (см. рис. 3, 9).

Далее к западу сформировалось поднятие из близко расположенных хребтов и овальных поднятий (см. рис. 3, 10).

Средний глубинный уровень поднятия около 2000 м, а наименьшая глубина наблюдается на горе Фарадей — менее 1000 м [21] (см. рис. 3, 11).

Хребты в составе этого массива имеют простирание от 330° и до 340° . С двух различных склонов горы Фарадей получены габбро, базальты свежие и со смектитом, а также долериты (станции S5306, S5308), с наиболее западной горы поднятия драгированы только базальты со смектитом (станция S5328).

В южной спрединговой ячейке на флангах рельеф низкий, только непосредственно пририфтовые хребты на обоих флангах более высокие и протяженные, а далее на флангах преобладает мелкогрядовый рельеф с доминированием

депрессий. Простираение структур косое по отношению к спредингу.

Участок-6. Более южный участок-6 со структурами косыми по отношению к спредингу протягивается до широты 48.85° с.ш., простираение рифтовой долины 345° . В осевой части он имеет строение близкое с другими участками, в которых рифтовая долина расположена косо (участок-2 и участок-4), но в гребневой зоне наблюдаются заметные отличия.

На западном фланге развит низкий мелкогрядовый рельеф, такой же, как и в южной части более северного участка-5. На восточном фланге рельеф существенно более высокий и состоит из высоких хребтов с простираением 345° , заключающих несколько куполовидных поднятий размером от 5×5 км до 10×10 км, достигающих глубин 1900 м (см. рис. 3, 12).

Со склонов одного из них на станции S5324 драгированы серпентинизированные перидотиты и небольшое количество базальтов.

Участок-7. Следующий к югу участок-7 со структурами ортогональными спредингу протягивается до широты 48.25° с.ш. На данный момент этот участок представляет собой одну протяженную спрединговую ячейку.

С обеих дистальных частей ячейки начинается быстрый подъем днища рифтовой долины с глубины 3500 м до 3000 м, а в центре ячейки, смещенном к ее южной части, рифтовая долина исчезает, поскольку здесь сформировалось крупное овальное поднятие диаметром ~ 20 км, достигающее глубины 1600 м, его высота над днищем рифтовой долины 1400 м (см. рис. 3, 13).

Оно имеет вулканическое происхождение, поскольку с его склона драгированы свежие базальты (станция S5322). От этого неовулканического поднятия в северном направлении отходят два неовулканических хребта шириной 2–4 км и высотой над дном рифтовой долины до 1000 м. Строение гребневой зоны показывает, что ранее в пределах участка-7 существовали две спрединговые ячейки, при этом напротив каждой из них на обоих флангах сформировались системы типовых рифтовых гор, разделенных на каждом фланге понижениями в рельефе (см. рис. 3, 14).

В северной ячейке некоторые хребты рифтовых гор на западном фланге сочленяются с овальными и продолговатыми поднятиями средним размером 10×12 км, слившимися друг с другом и поднимающимися в среднем до глубины 1300 м (см. рис. 3, 15).

Со склона одного из них драгированы только габброиды (станция S5323). Напротив южной спрединговой ячейки на восточном фланге гребневой зоны развиты узкие (2–3 км) высокие (вершины на глубине до 1700 м) протяженные, близко

расположенные хребты, с которых получены базальты (станции S5320 и S5321) (см. рис. 3, 16).

Эта система хребтов заканчивается на востоке крупным продолговатым высоким поднятием размером 20×30 км, поднимающимся до глубины 1400 м и завершённой мелкими грядами с простираением близким простираению рифтовой долины (см. рис. 3, 17). Мы полагаем, что данное поднятие также имеет вулканическое происхождение, т.к. с его склона подняты базальты и долериты (станция S5319).

В сравнительно недавнее время в пределах участка-7 произошла проградация южной спрединговой ячейки в область северной ячейки. Учитывая, что в это время в осевой зоне южной ячейки происходило формирование крупного неовулканического поднятия, можно ожидать, что причина этой проградации заключается в резком увеличении магматической активности в южной ячейке.

Участок-8. Последний к югу участок-8 протягивается до окончания полигона Фарадей и, по видимому, представлен только своим северным фрагментом, в котором наблюдается рифтовая впадина с небольшой неовулканической грядой, простирающейся ортогонально спредингу. На обоих флангах симметрично развита система рифтовых гор, образованных хребтами умеренной высоты с простираением $\sim 330^\circ$ косым по отношению к спредингу.

Структурные особенности полигона Фарадей

В строении полигона Фарадей нами выявлены две основные структурные особенности.

- На протяжении полигона Фарадей чередуются участки с низким и высоким рельефом дна вдоль оси САХ. На участках с высоким рельефом (1, 3, 5) глубина рифтовой долины варьирует от 3240 м до 4000 м, а на участках с низким рельефом (2, 4, 6) – 3970–4250 м (см. рис. 3).

На участке-7, на котором наиболее высокий рельеф, глубина рифтовой долины варьирует в диапазоне 3000–3500 м. Строение осевой зоны участков с высоким рельефом, за исключением участка-7, характерно для типичных спрединговых ячеек. Рифтовая долина наиболее глубокая в дистальных частях и ее днище поднимается к центральной части, которая является центром подосевого апвеллинга астеносферной мантии (диапиризма) и соответственно магматической активности, ослабевающей к дистальным частям ячейки [1, 17, 35, 44].

В центральных частях ячейки наиболее крупные неовулканические хребты. Гребневые зоны этих участков также обладают повышенным рельефом и имеют в разных участках разное строение, при

этом в каждом случае западный и восточный склоны ячейки асимметричны.

В наиболее северном участке-1 строение гребневой зоны наиболее типичное для таких зон. На обоих флангах сформировались рифтовые горы, близкие по строению, но в дистальной части южной ячейки на восточном фланге сформировалось несколько куполовидных поднятий ВОК.

На участке-3 на западном фланге развита система крупных высоких хребтов северо-западного простирания, разделенных широкими и глубокими депрессиями и сложенными базальтами. В строении восточного фланга этого участка доминирует система овальных поднятий, схожих с таковыми, образованными внутренними океаническими комплексами (ВОК). И хотя они также сложены глубинными породами, они не могут быть отнесены к ВОК, поскольку мелкие структуры, наложенные на их поверхность, ортогональны спредингу. Учитывая широкое распространение в пределах мелких структур серпентинизированных ультрабазитов, можно ожидать, что они сформировались в результате подъема блоков литосферы, вызванного процессами серпентинизации верхней мантии.

Близкий структурный парагенез наблюдался нами в районе мегатрансформной системы Долдрамс, где между трансформами Вернадского—Пушаровского—Богданова на западном фланге сформировались системы крупных хребтов, являющихся бывшими неовулканическими хребтами, а на восточном фланге — системы овальных поднятий, сложенных серпентинизированными ультрабазитами [9].

Было сделано предположение, что такой структурный парагенез образуется при дефиците магматического бюджета, при этом происходят редкие, но мощные импульсы магматизма, приводящие к возникновению крупных неовулканических хребтов. В промежутках между магматическими импульсами в пределах днища рифтовой долины происходит серпентинизация близко расположенного мантийного материала с последующим подъемом его отдельных блоков и формированием овальных поднятий. Мы полагаем, что аналогичный механизм формирования гребневых структур можно применить и для участка-3 полигона Фарадей.

На участке-5 на восточном фланге развиты типичные рифтовые горы и куполовидные структуры ВОК. Западный фланг участка-5 — это один из наиболее высоких фрагментов всего полигона Фарадей, здесь сформировалась система из высоких косых хребтов северо-западного простирания и слившихся с ними овальных и продолговатых поднятий, которые по размерам и морфологическим свойствам схожи с крупным неовулканическим поднятием участка-7. Одно из поднятий

сложено базальтами, что дает основание для предположения о вулканической природе этой системы хребтов и поднятий (блока). С подножия горы Фарадей, наряду с базальтами и долеритами, были подняты габброиды.

Основываясь на проведенном анализе полученных данных, мы считаем, что западный фланг участка-5 образовался в осевой зоне спрединга в условиях близких к таковым, какие существуют в настоящее время в осевой части участка-7, но в более раннюю эпоху. В соответствии с возрастом океанического дна, определенным при расшифровке полосовых магнитных аномалий [4, 5], это произошло ~2.58 млн лет назад, когда на этом участке магматическая активность была, по-видимому, много интенсивнее. Очевидно, что с момента своего образования этот участок дна испытал блоковое поднятие, в результате чего были вскрыты более глубинные породы — габброиды.

Участок-7 выделяется аномальным строением осевой зоны вследствие формирования здесь крупного вулканического поднятия, перегордившего рифтовую долину и сделавшего ее необычайно высокой в дистальных частях ячейки. Это является свидетельством того, что на данный момент этот участок является центром наиболее интенсивного магматизма. Всплески интенсивности были и в более ранние эпохи, чему соответствует формирование крупного вулканического поднятия на восточном фланге на участке дна с возрастом 2.58 млн лет [4, 5]. Вероятно, центр наибольшей магматической активности в изученном сегменте САХ ~2.58 млн лет назад сместился с участка-5, где сформировалась гора Фарадей, в район участка-7.

Участки низкого рельефа имеют другое строение. Здесь рифтовая долина состоит из отдельных глубоких рифтовых впадин, более северные впадины кулисообразно смещены к западу относительно более южных впадин. Впадины разделены мелкими неовулканическими грядами ортогональными спредингу.

На этих участках на флангах САХ сформировался низкий рельеф, образованный грядами и мелкими невысокими хребтами северо-западного простирания, разделенными широкими депрессиями. Иногда здесь наблюдаются куполовидные поднятия типа ВОК. По всем признакам участки с низким рельефом это области наименьшей магматической активности и продуктивности, как в настоящее время, так и раньше. В наиболее южном участке-6 высота хребтов на флангах значительно выше, чем в участке-2 и участке-4, — это свидетельствует о том, здесь повышена вулканическая активность в сравнении с участками, имеющими более низкий рельеф.

Особенности распределения интенсивности магматизма и аккреции коры по площади поли-

гона Фарадей подтверждаются характером распределения гравитационных аномалий в редукции Буге (АБ) [5]. Наиболее обширная область их наименьших значений, соответствующих наибольшей мощности коры и/или большому нагреву подлитосферной мантии, наблюдается в районе участка-7, в котором сформировались осевое вулканическое поднятие и высокие вулканические поднятия на восточном фланге.

Пятна наименьших значений обособляются также на других участках высокого рельефа: 1, 3 и 5, при этом участок-1 переходит также в очень обширную область низких значений АБ, расположенную непосредственно южнее разлома Чарли Гиббс [5]. В осевой зоне всех участков с низким рельефом преобладают поля существенно более высоких значений аномалий в редукции Буге, вытянутых в северо-западном направлении.

Таким образом, можно утверждать, что в строении полигона Фарадей чередуются участки с большей и меньшей интенсивностью магматической продуктивности коры и соответственно с большей и меньшей температурой верхней мантии:

- первые – это участки высокого рельефа,
- вторые – это участки низкого рельефа.

При этом средняя высота рельефа, как на участках низкого рельефа, так и на участках высокого рельефа уменьшается от участка-7 в северном направлении, снова возрастая непосредственно у разлома Чарли Гиббс.

Следующей структурной особенностью полигона Фарадей является наложение двух структурных планов:

- субмеридионального, ортогонального спредингу;
- северо-западного, косоуго по отношению к спредингу.

Субмеридиональные структуры доминируют на участках с высоким рельефом. Структуры северо-западного простирания преобладают на участках с низким рельефом, хотя здесь имеются и структуры субмеридионального простирания в виде небольших неовулканических гряд, сформировавшихся внутри рифтовых впадин.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

Петрография

В собранной коллекции преобладают афировые базальты. В шлифах хорошо раскристаллизованных разностей в интерстициях между микролитами плагиоклаза располагаются зерна клинопироксена неправильной формы и в подчиненном количестве опиковые зерна рудного минерала.

В большинстве базальтов распространены ромбовидные субфенокристы оливина (размером 0.25–0.5 мм, в количестве 1–3 об. %), иногда в сростках с субфенокристами плагиоклаза и клинопироксена (размером до 1 мм).

Среди порфировых базальтов доминируют плагиоклаз порфировые разности. По количеству вкрапленников они подразделяются на редко (1–2 об. %), умеренно (3–4 об. %) и обильно (6–10 об. %) порфировые.

Вкрапленники представлены фенокристами таблитчатой формы размером 1–12 мм и ксенокристами (3–15 мм) неправильной формы, часто в виде агрегатов из нескольких зерен. Некоторые ксенокристы содержат палочковидные включения апатита. Редко встречаются оливин (1–3 об. %), плагиоклаз и клинопироксен (1–3 об. %), плагиоклаз и оливин (1–2 об. %), порфировые базальты.

При этом размер вкрапленников клинопироксена и оливина 0.8–1.5 мм.

Среди базальтов выделяются разности с большим количеством рудного минерала (2–3 об. %), тогда как в подавляющем числе образцов оно не более 1 об. %. Базальты слабо и умеренно пористые (1–5 об. %). Округлые везикулы диаметром 0.15–3 мм чаще пустые.

Базальты, поднятые из рифтовой долины свежие, за ее пределами в них развиваются вторичные минералы (от 2–3 до 10 об. %), среди которых преобладает смектит, реже – хлорит, происходит частичная палагонитизация закалочного стекла.

Долериты резко отличаются от базальтов своей структурой, для которой характерны близкие размеры и степень идиоморфизма зерен плагиоклаза и клинопироксена. Среди них выделяются афировые и плагиоклаз (2–6 об. %) порфировые разности, имеются образцы с большим количеством рудного минерала (2–3 об. %). Долериты изменены от 2–3 об. % до 8–10 об. %. Хлорит, иногда в ассоциации с актинолитом, частично развивается по всем порообразующим минералам, плагиоклазы частично альбитизируются, рудный минерал может замещаться лейкоксеном.

Вариации валового состава пород

Изученные базальты и долериты отличаются большой пестротой составов, закономерности вариаций которых позволяет выявить анализ двойных вариационных диаграмм.

На основе вариационных диаграмм MgO–оксид, построенных на основе приложения Supplement 1: Table S1, выделено несколько групп (типов) базальтов и долеритов, объединенных общими петрохимическими параметрами, для их характеристики мы также привлекли данные по концентрациям Cr, Ni, V, Zr, Sr, определенным рентгенофлуоресцентным методом (рис. 4).

Несколько из этих групп (далее – когерентные группы) на одной или нескольких диаграммах образуют протяженные субпараллельные поля (см. рис. 4). К числу когерентных групп принадлежит и основная группа, которая объединяет большинство изученных вулканитов, имеющих умеренные концентрации рассматриваемых оксидов и элементов.

Породы основной группы на диаграммах $MgO-TiO_2$, Fe_2O_3 , Na_2O , Cr , Ni , V , Zr , Sr образуют компактные поля значений с отчетливыми трендами возрастания концентраций:

- TiO_2 (1.17–1.61%);
- Fe_2O_3 (10.93–12.14%);
- Na_2O (2.52–3.17%);
- V (236–310 г/т);
- Zr (80–100 г/т);
- Sr (100–120 г/т)

и уменьшения концентраций Cr (748–134 г/т) и Ni (191–83 г/т) с понижением значений MgO (8.3–4.9%).

На диаграмме $MgO-Al_2O_3$ (14.66–16.48%) поле значений обнаруживает слабую тенденцию к росту Al_2O_3 , а на диаграмме $MgO-CaO$ (10.85–11.65%) – к понижению CaO с уменьшением содержания MgO .

На диаграммах $MgO-SiO_2$ (48.64–50.66%), K_2O и P_2O_5 наблюдаются широкие поля значений базальтов основной группы. Такой характер вариаций отражает процесс фракционной кристаллизации первичных базальтовых расплавов, из которых в ходе их подъема из темноцветных минералов кристаллизуются более магнезиальные оливины и клинопироксены, с которыми уходят также Ca , Cr и Ni , что приводит к обогащению остаточного расплава Fe , Ti , Na , V , Zr , Sr и незначительно Al .

На диаграмме $MgO-TiO_2$ субпараллельно полю пород основной группы протягивается поле вулканитов, которые при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации TiO_2 в сравнении с породами основной группы, петрографически они выделяются большим содержанием $Fe-Ti$ рудных минералов (см. рис. 4, а).

Поле объединяет две группы образцов. Породы одной группы (образцы S5307/1,2,4,5, S5309/7, S5314/1, S5326/4, S5329/5) характеризуются также заметно более высокими концентрациями Fe_2O_3 и Zr , пониженными значениями Al_2O_3 (13.03–14.55%) и CaO (в дальнейшем группа высокотитанистых высокожелезистых пород). При этом с уменьшением значений MgO отчетливо возрастают содержания TiO_2 (1.66–2.03%), Fe_2O_3 (12.94–14.37%), Zr (90–138 г/т) и уменьшаются – CaO (11.58–9.77%).

Умеренно плагиоклаз порфиновый базальт S5314/1 из этой группы имеет более высокие зна-

чения Al_2O_3 (15.45%). У образцов второй группы концентрации Fe_2O_3 такие же, как и у вулканитов основной группы, но у них повышенные значения Na_2O (2.82–3.01%) и V (271–303 г/т) при TiO_2 (1.35–1.79%) (далее – группа высокотитанистых пород). Они представлены образцами S5309/1, S5005/3, 4, 5, 6, 9, 10, 11, 12, 14 (см. рис. 4).

На диаграмме $MgO-Fe_2O_3$ субпараллельно полю основной группы протягивается поле базальтов, которые при тех же самых значениях MgO имеют заметно более высокие концентрации Fe_2O_3 (12.08–14.62%) в сравнении с породами основной группы (см. рис. 4, б).

В это поле попадают образцы высокотитанистой высокожелезистой группы, а также большое количество базальтов, у которых концентрации TiO_2 такие же, как и у пород основной группы (в дальнейшем группа высокожелезистых пород).

Высокожелезистые базальты (S5304/5, S5309/4, 6, S5322/4, S5324/3, 5, S5329/6, S5330/5, S5332/2, 5) в сравнении с породами основной группы имеют более низкие концентрации Na_2O (2.48–2.77%) и Al_2O_3 (13.88–15.13%), отдельные базальты отличаются очень высокой концентрацией Cr (603–976 г/т).

У большой группы вулканитов (S5304/7, S5321/3, S5322/1, S5330/3, S5003/2, 6, 9, 12, 15, 18, 19, 21, 26, 29), в отличие от пород основной группы, определены более высокие концентрациями CaO (11.79–12.47%) (далее – группа высококальциевых пород) и более низкие – TiO_2 (1.24–1.44%), они хорошо выделяются на диаграмме $MgO-CaO$ (см. рис. 4, в).

На этой диаграмме также отчетливо выделяется поле составов с более низкими концентрациями CaO . Оно образовано вулканитами высокотитанистой высокожелезистой, высокотитанистой и высокожелезистой групп.

На диаграмме $MgO-Na_2O$ выделяется поле базальтов с более высокими концентрациями Na_2O (см. рис. 4, г).

Его значительную часть составляют выше охарактеризованные базальты высокотитанистой группы. Однако здесь также присутствуют образцы с Na_2O 2.99–3.18%, но с невысокими концентрациями TiO_2 (S5303/1, S5305/14, 15, S5332/6) (далее – группа высоконатровых пород).

На вариационных диаграммах обособляются две группы вулканитов, которые заметно отличаются по составу от пород когерентных групп. Более многочисленная из них выделяется на диаграмме $MgO-Al_2O_3$ более высокими концентрациями глинозема ($Al_2O_3 = 16.04–22.92%$), а на диаграмме $MgO-CaO$ более высокими значениями CaO (11.49–14.48%) при тех же самых зна-

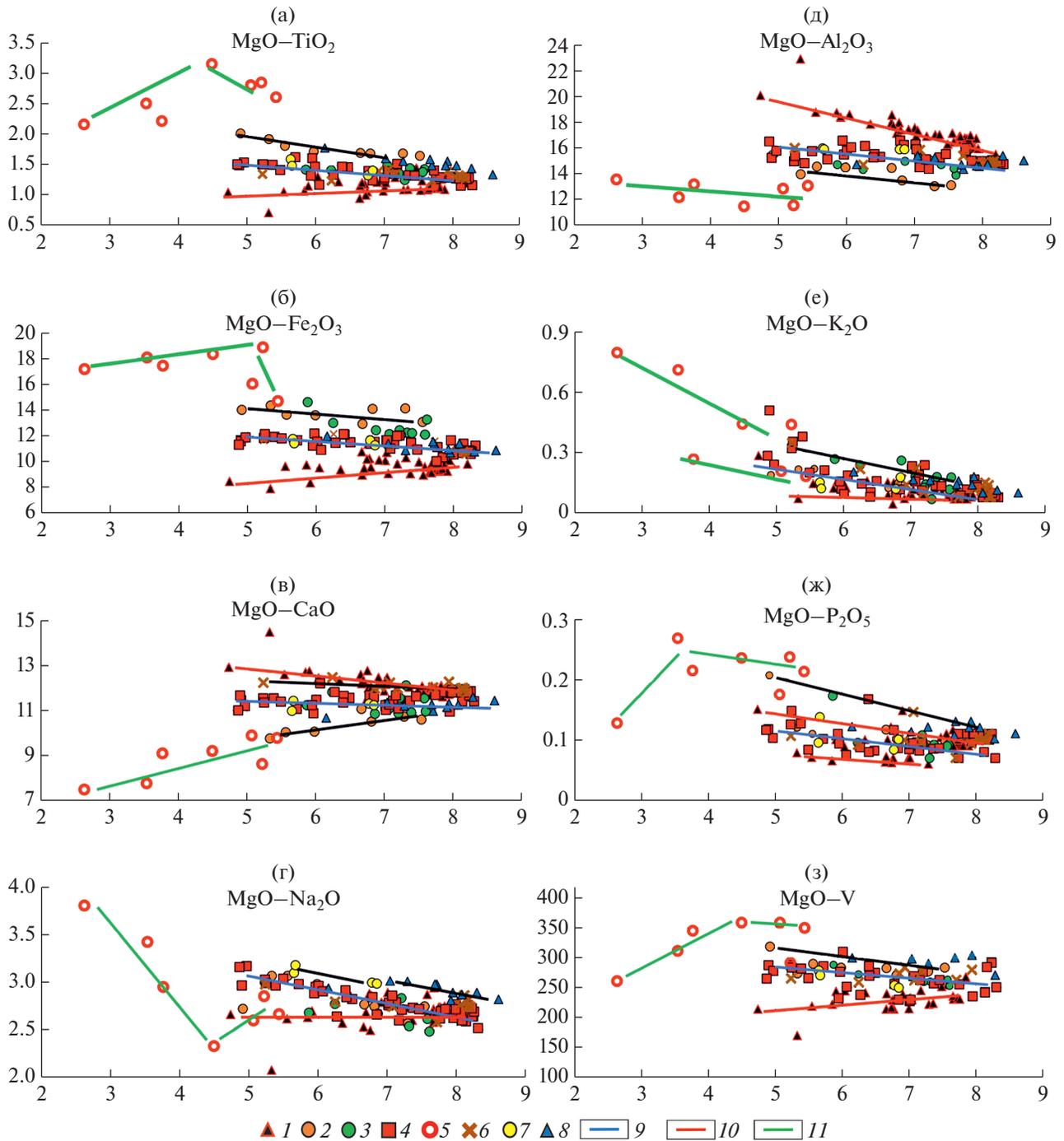


Рис. 4. Диаграммы вариаций концентраций петрогенных оксидов (в %) и V (в г/т) в зависимости от содержания MgO (в %) в базальтах и долеритах.

Тренды вариаций (линии черным) состава пород внутри групп:

(а) – высокотитанистой высокожелезистой и высокотитанистой; (б) – высокожелезистой и высокотитанистой высокожелезистой; (в) – высококальциевой (верхняя линия) и высокотитанистой высокожелезистой (нижняя линия); (г) – высоконатровой и высокотитанистой; (д) – высокотитанистой высокожелезистой; (е) – высококальциевой; (ж) – высокофосфористой; (з) – высокотитанистой.

1–8 – петрохимические группы базальтов и долеритов: 1 – высокоглиноземистых, 2 – высокотитанистых высокожелезистых, 3 – высокожелезистых, 4 – основной, 5 – низкоглиноземистых, 6 – высококальциевых, 7 – высоконатровых, 8 – высокотитанистых; 9–12 – тренды вариаций пород в петрохимических группах: 9 – основной, 10 – высокоглиноземистой, 11 – низкоглиноземистой

чениях MgO (в дальнейшем группа высокоглиноземистых пород) (см. рис. 4, д).

Данные породы характеризуются пониженными концентрациями SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, Na₂O, P₂O₅, V, Zr и повышенными – Sr, Cr и Ni. Среди высокоглиноземистых вулканитов выделяются две петрографические подгруппы:

- афировые (S5303/2, 4, 5, 7, S5322/5, 8);
- обильно плагиоклаз порфиновые (S5316/22, S5318/4, S5319/1, S5320/7, S5321/1, S5326/2, 7, 8, S5330/4, S5001/1–38, S5002/1–7, S5003/1, 25, 28, S5005/8, 13).

Несмотря на такое различие в минералогическом составе на большинстве диаграмм высокоглиноземистые вулканиты формируют единые обособленные поля фигуративных точек.

На диаграмме MgO–Al₂O₃ поле этих пород обнаруживает отчетливый тренд повышения концентрации Al₂O₃ с уменьшением значений MgO. На других диаграммах MgO–оксид, элемент с уменьшением MgO последовательно уменьшаются содержания TiO₂, Fe₂O₃, Cr, Ni, V, Zr и увеличиваются содержания CaO и Sr (см. рис. 4, д).

Такое поведение элементов в случае с плагиоклаз порфиновыми вулканитами отражает последовательное увеличение в породе доли вкрапленников плагиоклаза. Очевидно, в случае с афировыми породами, возможно ожидать, что в ходе их образования происходило последовательное растворение в расплаве вкрапленников плагиоклаза.

Базальты и долериты еще одной самостоятельной группы, в которую входят образцы S5324/7, S5328/4, S5329/2, 7, 9, S5331/1 и S5332/1, резко отличаются от остальных вулканитов существенно более низкими концентрациями глинозема (Al₂O₃ = 11.43–13.54%) (в дальнейшем группа низкоглиноземистых пород) (см. рис. 4, д).

Петрографически к ним относятся афировые и редко плагиоклаз порфиновые базальты и долерит S5329/7, все они с большим количеством рудного минерала. Базальты как свежие, так и измененные либо со смектитом, либо с хлоритом.

Для них свойственны существенно более высокие, в сравнении с основной массой изученных пород, концентрации:

- TiO₂ (2.17–3.16%);
 - Fe₂O₃ (14.70–18.90%);
 - P₂O₅, Zr, Sr, V (261–358 г/т)
- и более низкие содержания:
- MgO (2.63–5.44%);
 - CaO (7.49–9.88%);
 - Cr (41–271 г/т);
 - Ni (23–101 г/т).

Иной характер распределения базальтов и долеритов по группам наблюдается на диаграммах

MgO–K₂O, P₂O₅. На диаграмме MgO–K₂O основная часть образцов образует компактное поле составов с отчетливой тенденцией повышения концентраций K₂O (от 0.08% до 0.29%) с понижением содержания MgO (см. рис. 4, е).

Небольшое количество образцов (S5318/11, S5319/1, 4, S5314/1, S5320/1, 2, 4, 5, S5321/3, S5322/1, 5, S5324/3, S5330/3, S5332/2) имеет более высокие концентрации K₂O (0.15–0.51%) при тех же самых значениях MgO (в дальнейшем высококалиевые породы). Они также в целом имеют более высокие концентрации Sr (125–200 г/т) и P₂O₅ (0.10–0.17%). Среди высококалиевых образцов имеются представители нескольких выделенных выше когерентных групп, а также высокоглиноземистых вулканитов.

Низкоглиноземистые породы по уровню концентраций K₂O также подразделяются на низкокалиевые (K₂O = 0.18–0.27%) (S5329/2, S5331/1 и S5332/1) и высококалиевые (K₂O = 0.44–0.79%) (S5324/7, S5328/4, S5329/7, S5329/9) (см. рис. 4, е).

Высококалиевые вулканиты имеют более высокие концентрации P₂O₅ (0.13–0.27% против 0.17–0.21%), Zr (205–240 г/т против 118–179 г/т), Sr (253–301 г/т против 194–257 г/т). С понижением значений MgO в них возрастают концентрации Al₂O₃ и Na₂O и уменьшаются – CaO, Cr, Ni, V, что говорит об осаждении из их расплавов оливина и клинопироксена при незначительной доле плагиоклаза.

В этом же направлении наблюдается возрастание концентрации P₂O₅ до 0.27% у образца S5328/4, а затем она резко снижается до 0.13% у самого низкомагнезиального базальта S5324/7, указывая на осаждения из расплава апатита на последних этапах его дифференциации.

С понижением значений MgO концентрации TiO₂ сначала возрастают от 2.62% (образец S5332/1) до 3.16% (образец S5329/9), а затем снижаются, – у наиболее дифференцированного образца S5324/7 составляют 2.17%. Вместе с TiO₂ снижаются и концентрации Fe₂O₃, что свидетельствует об осаждении из расплава на поздних этапах дифференциации расплава Fe–Ti рудных минералов.

На диаграмме MgO–P₂O₅ две больших группы вулканитов образуют два поля составов с отчетливой тенденцией повышения концентраций P₂O₅ с понижением содержания MgO: более низкое (от 0.07% до 0.12%) и более высокое (от 0.10% до 0.17%) (см. рис. 4, ж).

В поле более низких концентраций входят представители разных когерентных групп, поле более высоких концентраций образовано главным образом частью вулканитов основной группы, базальтами высокотитанистой группы и не-

которыми представителями высокоглиноземистых пород (S5314/1, S5316/22, S5318/4, S5319/1, S5330/4, S5001/38, S5002/1, 3, 5, 7, S5005/8). В то же время основная часть высокоглиноземистых вулканитов образует поле пород с наиболее низкими концентрациями P_2O_5 (0.06–0.08%) (см. рис. 4, ж).

Очевидно, в высокоглиноземистых породах с повышенными концентрациями P_2O_5 среди вкрапленников плагиоклаза преобладают разности, являющиеся концентраторами фосфора. Учитывая, что в этих образцах среди вкрапленников преобладают ксенокристы, скорее всего, именно они и являются источником дополнительного фосфора в этих вулканитах, поскольку, как говорилось выше, в некоторых ксенокристах наблюдаются включения апатита.

На диаграмме $MgO-V$ от основной массы базальтов отчетливо отличаются высоко- и низкоглиноземистые породы, соответственно пониженными и повышенными концентрациями V (см. рис. 4, з). Также на этой диаграмме выделяются и высокотитанистые базальты с более высокими содержаниями V при тех же самых значениях MgO .

Концентрации элементов-примесей в изученных породах

Поведение элементов-примесей в изученных базальтах и долеритах изучалось на базе данных, полученных методом ISP-MS и представленных в Supplement 1: Table S2.

Спектры нормированных относительно хондрита концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) низкокалийевых и высококалийевых образцов когерентных групп отличаются друг от друга в области легких РЗЭ, если у низкокалийевых пород спектр РЗЭ от Sm к La понижается ($(La/Sm)_n$ 0.51–0.87), то у большинства высококалийевых образцов он повышается ($(La/Sm)_n$ 0.95–1.62) (рис. 5, а, б).

Это дает основание отнести низкокалийевые вулканиты когерентных групп к деплетированым океаническим толеитам N-MORB типа, а высококалийевые – к толеитам T-MORB.

В области тяжелых и средних РЗЭ у деплетированных пород спектр более пологий ($(Sm/Yb)_n$ 0.99–1.25), у обогащенных – более крутой ($(Sm/Yb)_n$ 1.01–1.77), что свидетельствует о большей глубине плавления расплавов T-MORB. Спектры более дифференцированных вулканитов располагаются на более высоком уровне, у них появляется отрицательная аномалия Eu , свидетельствующая о том, что в дифференцированных расплавах имело место фракционирование плагиоклаза.

Линии спектров РЗЭ низкоглиноземистых базальтов постоянно повышаются от тяжелых к лег-

ким лантаноидам, при этом повышение в области легких РЗЭ более крутое, чем у исследованных нами обогащенных пород $(La/Sm)_n = 1.63–2.13$ и $(Sm/Yb)_n = 1.59–2.71$, что позволяет отнести эти вулканиты к толеитам E-MORB (см. рис. 5, в).

Значения $(Sm/Yb)_n$ хотя и не достигают таковых у базальтов, плавившихся на уровне гранатовой фации глубинности, заметно превышают таковые у базальтов, генерированных на уровне шпинелевой фации глубинности [18]. Это означает, что формирование первичных расплавов низкоглиноземистых вулканитов проходило на более глубинном уровне, промежуточном между горизонтами шпинелевой и гранатовой фаций глубинности. На всех спектрах присутствует слабая отрицательная аномалия Eu , что указывает на незначительное фракционирование в их расплавах плагиоклаза.

Приведенное разделение изученных пород по характеру спектров РЗЭ находит подтверждение и в поведении других элементов-примесей, особенно тех из них, которые относятся к разряду гигромагматофильных, т.е. имеющих сродство к магматическому расплаву.

В толеитах N-MORB наиболее низкие концентрации этих элементов:

- La (2.13–5.15 г/т);
- Nb (1.45–4.33 г/т);
- Rb (0.65–4.84 г/т);
- Ba (7.6–29 г/т);
- Sr (103–157 г/т);
- Th (0.09–0.45 г/т);
- U (0.03–0.18 г/т).

В среднем концентрации элементов выше в толеитах T-MORB:

- La (3.05–8.64 г/т);
- Nb (2.90–11.08 г/т);
- Rb (2.42–10.73 г/т);
- Ba (29–89 г/т);
- Sr (125–200 г/т);
- Th (0.26–1.41 г/т);
- U (0.08–0.25 г/т).

Концентрации элементов существенно выше в вулканитах E-MORB:

- La (19–27 г/т);
- Nb (25–28 г/т);
- Rb (7–22 г/т);
- Ba (124–256 г/т);
- Sr (211–305 г/т);
- Th (1.65–2.81 г/т);
- U (0.41–0.72 г/т).

Диапазоны концентраций Pb примерно одинаковы в большинстве типов пород – 0.20–0.86 г/т, и только в толеитах E-MORB они заметно

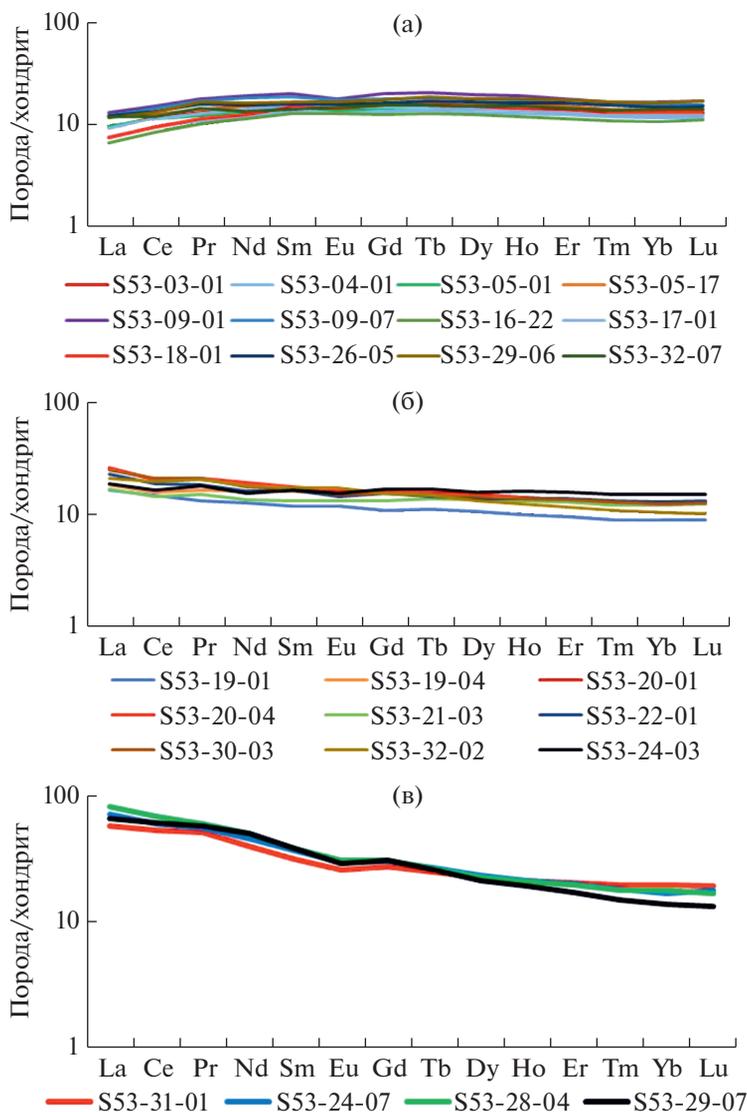


Рис. 5. Спектры редкоземельных элементов изученных базальтов и долеритов, нормированных относительно хондрита (нормирование производилось по [54]).
(а)–(в) – толеиты: (а) – N-MORB, (б) – T-MORB, (в) – E-MORB.

выше – 1.02–1.63 г/т. Также совпадают диапазоны вариаций Zr в базальтах когерентных групп: 42–128 г/т, которые существенно выше в породах E-MORB: 214–247 г/т.

Выделенные геохимические типы базальтов и долеритов отличаются характером спайдерграмм. У большинства толеитов N-MORB линии спектра, начав понижаться от Sm, продолжают понижаться и далее от La в сторону еще более некогерентных элементов Nb и Th, что отражается на величине отношений $(\text{Nb/La})_n$ 0.68–0.89 и $(\text{Th/Nb})_n$ 0.46–0.60 (рис. 6, а).

У типовых деплетированных базальтов линия спектра понижается и далее в сторону Ba и Rb, однако среди деплетированных толеитов полигона Фарадея таковых не встречено.

Линии спектра изученных пород понижаются либо к Ba ($(\text{Ba/Th})_n$ 0.52–0.87), затем немного поднимаются у Rb ($(\text{Rb/Th})_n$ 1.06–1.55), либо к Rb ($(\text{Rb/Th})_n$ 0.42–0.86), но при этом наблюдается небольшая положительная аномалия Ba ($(\text{Ba/Th})_n$ 1.07–1.44), либо сразу поднимаются к Ba и Rb.

Как и у типовых деплетированных базальтов для большинства изученных образцов характерны глубокие отрицательные аномалии Pb и U.

Sr образует сравнительно небольшие отрицательные аномалии или они отсутствуют.

Все деплетированные вулканы имеют на спайдерграммах положительную аномалию Zr ($(\text{Zr/Nd})_n$ 1.18–1.36) и небольшую отрицательную аномалию Hf.

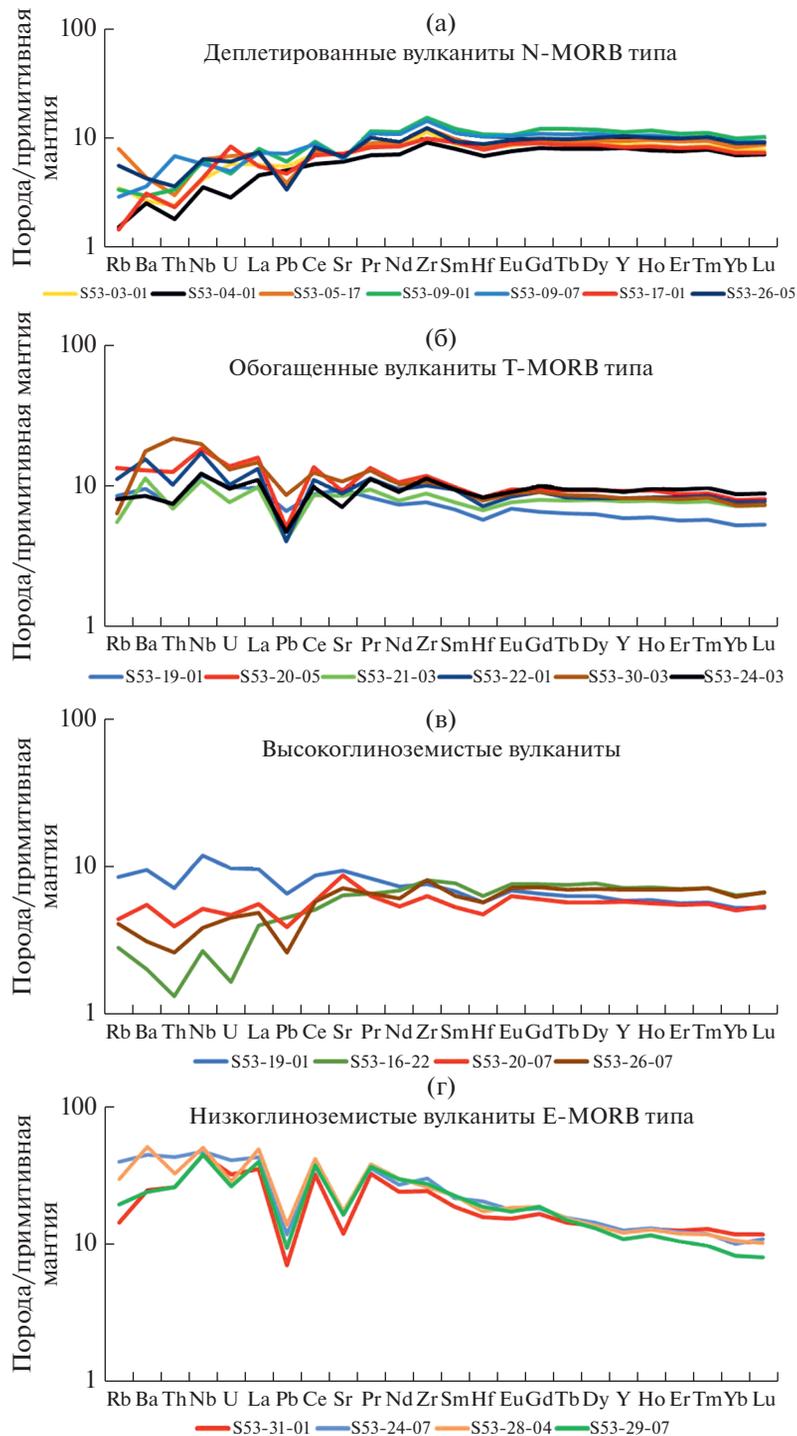


Рис. 6. Спайдерграммы редких элементов изученных базальтов и долеритов, нормированных относительно примитивной мантии (нормирование производилось по [27]). (а) – толеиты N-MORB; (б) – толеиты T-MORB; (в) – высокоглиноземистые вулканиты; (г) – толеиты E-MORB.

Рассмотренные спайдерграммы свидетельствуют, что широко распространенные деплетированные толеиты изученного сегмента САХ обогащены Zr, избирательно Ba и Rb, а отдельные образцы обогащены (см. рис. 6, а):

– Nb (S5305/1, S5332/7 ($(\text{Nb}/\text{La})_n$ 1.02–1.06));

– Th (S5309/7 ($(\text{Th}/\text{Nb})_n$ 1.18);
 – U (S5305/10,17, S5317/1, S5318/1 и S5329/3 ($(\text{U}/\text{La})_n$ 1.00–1.88));
 – Pb (S5305/1, S5309/7, S5332/7).

Спайдерграммы толеитов T-MORB во многом схожи с таковыми толеитов N-MORB. Для боль-

шинства из них характерны глубокие отрицательные аномалии Pb, U, небольшие отрицательные аномалии Hf, у некоторых наблюдается слабая положительная аномалия Zr (см. рис. 6, б).

Sr варьирует в небольших пределах, имея тенденцию увеличения отрицательной аномалии у более высокорасположенных спектров.

Специфика толеитов T-MORB состоит в том, что их линии спектров, начав повышаться от Sm, повышаются и далее от La к Nb ($(\text{Nb/La})_n$ 1.10–1.28). Их продолжение в сторону еще более некогерентных элементов такое же, как и у деплетированных образцов, линии спектров снижаются к Th ($(\text{Th/Nb})_n$ 0.58–0.69), а затем снова, но равномерно поднимаются в сторону Ba и Rb.

Наличие положительной аномалии Nb на спайдерграммах толеитов T-MORB указывает на участие в их плавлении вещества мантийного источника HIMU [56].

Также отдельные толеиты T-MORB обогащены (см. рис. 6, б):

- Th (S5330/3 ($(\text{Th/Nb})_n$ 1.09);
- U (S5319/1, S5320/4, S5330/3 ($(\text{U/La})_n$ 0.91–1.02);
- Pb (S5318/11, S5316/22 ($(\text{Pb/La})_n$ 0.78–1.28);
- Sr (S5332/2 ($(\text{Sr/Pr})_n$ 0.87).

Для спайдерграмм высокоглиноземистых вулканитов свойственна небольшая положительная аномалия Sr ($(\text{Sr/Pr})_n$ 1–1.39) и подъем линий спектра одновременно и к Ba, и к Rb (см. рис. 6, в).

Очевидно, что появление положительной аномалии Sr, высокое положение спектра в области Ba и Rb связано с большим количеством в породе вкрапленников плагиоклаза. У трех изученных образцов (S5316/22, S5319/1, S5320/7) кривые в области Pb выделяются высоким положением, что, по-видимому, связано с наличием в них ксенокристов плагиоклаза, которые могут быть концентраторами Pb.

Спайдерграммы низкоглиноземистых базальтов и долеритов отличаются от рассмотренных выше существенно более высоким уровнем наиболее гигромагматофильных элементов от La до Rb. Их общими чертами является наличие глубоких отрицательных аномалий Sr и Pb (см. рис. 6, г).

Близки между собой спайдерграммы образцов S5331/1 и S5329/7, у которых кривая спектра поднимается от La к Nb ($(\text{Nb/La})_n$ – 1.11–1.26), а затем резко снижается к Th ($(\text{Th/Nb})_n$ – 0.58–0.59) и менее резко к Ba ($(\text{Ba/Th})_n$ 0.91–0.93) и Rb.

Такой тип спектра характерен для базальтов, в плавлении которых участвует вещество мантийного компонента HIMU [56].

У образца S5328/4 в области наиболее некогерентных элементов спектр имеет пилообразный характер, образованный положительными ано-

малиями La, Nb и Ba, находящимися на одном уровне и разделенными отрицательными аномалиями U, Th и Rb (см. рис. 6, г).

У образца S5324/7 на линии спектра в этой области практически нет отрицательных аномалий и наблюдается плато от La до Rb (см. рис. 6, г).

Спектры образцов S5328/4 и S5324/7 указывают на участие в их плавлении обогащенной мантии типа EM, но, очевидно, что для каждого образца мантия имела свои особенности состава [56].

Рассмотрим некоторые закономерности ковариаций концентраций петрогенных оксидов и примесных элементов. Как было установлено, эти концентрации варьируют под влиянием двух факторов:

- степень дифференциации расплава;
- степень обогащенности расплава литофильными гигромагматофильными элементами.

Чтобы нивелировать влияние степени дифференциации будем оперировать отношением $(\text{La/Sm})_n$, т.е. тех элементов, которые близко реагируют на процессы фракционной кристаллизации расплавов. Различия в их поведении проявляются на наиболее поздних этапах фракционирования, характерных только для низкоглиноземистых пород, – эти различия нешироки и находятся в диапазоне $(\text{La/Sm})_n = 1.76–2.17$. На вариационной диаграмме $(\text{La/Sm})_n$ –Nb толеиты N-MORB и T-MORB объединены в единое узкое поле, в котором концентрации Nb возрастают с ростом $(\text{La/Sm})_n$ (рис. 7, а).

Низкоглиноземистые породы E-MORB образуют самостоятельное поле, не связанное с предыдущим и расположенное на существенно более высоком уровне значений Nb, которые варьируют слабо.

Субполя деплетированных и обогащенных разностей типа очень протяженные, что указывает на большую изменчивость $(\text{La/Sm})_n$ у обоих геохимических типов. Аналогичное распределение образцов показано на диаграмме $(\text{La/Sm})_n$ –Ba (см. рис. 7, б).

Отличие в том, что в пределах поля низкоглиноземистых вулканитов концентрации Ba меняются очень сильно. Основное количество образцов по концентрациям Th и Sr образует поля, как и в случае с Nb, а по концентрациям K_2O , Rb и U – как в случае с Ba.

Однако на этих диаграммах отдельные образцы выходят за пределы полей. Более высокими концентрациями Rb выделяются образцы как деплетированных (S5003/25, S5005/13, S5305/17), так и обогащенных толеитов (S5320/4), – образец S5320/4 также характеризуется повышенным содержанием K_2O , а образец S5005/13 имеет и повышенные концентрации Sr.

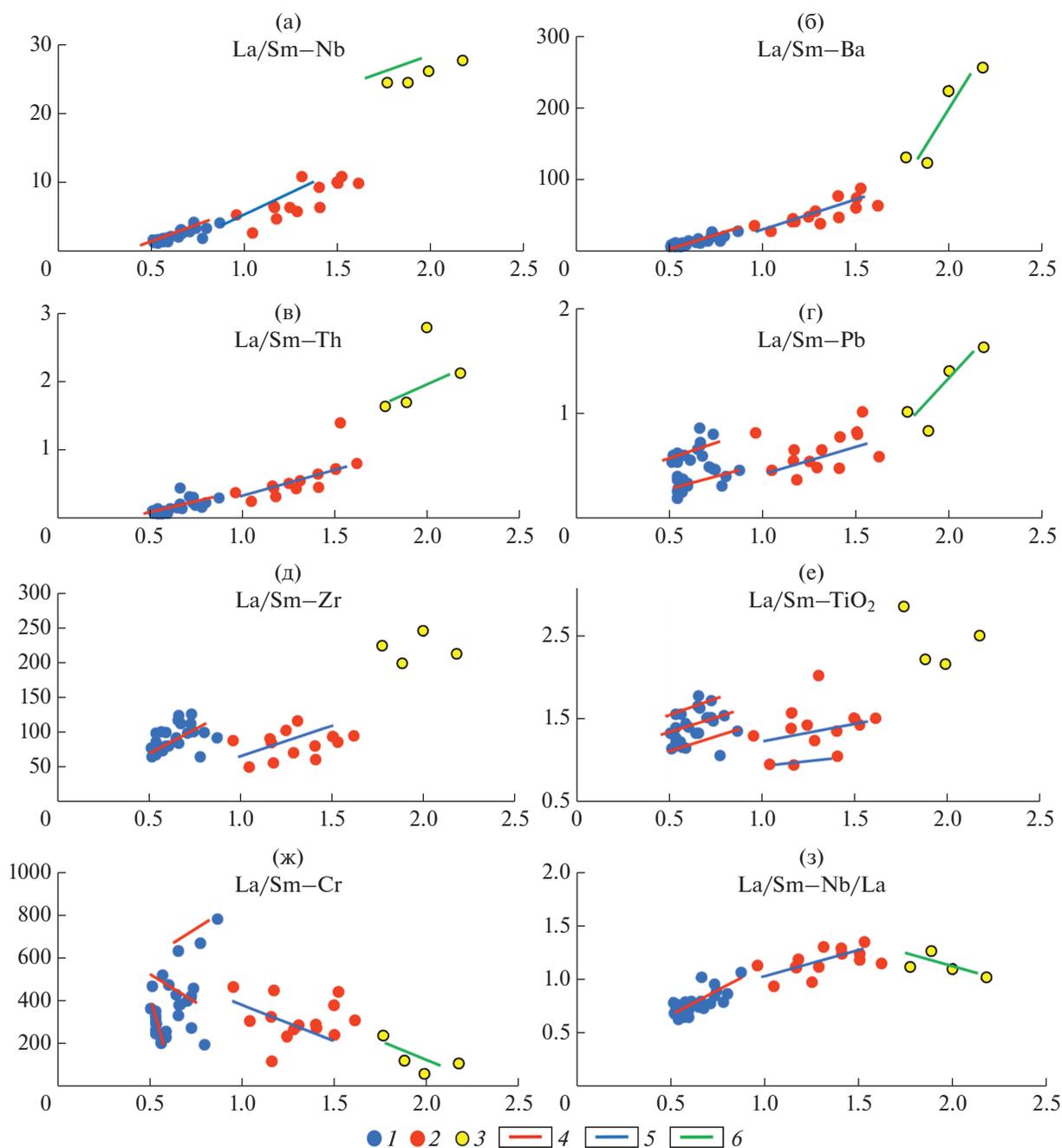


Рис. 7. Диаграммы вариаций концентраций петрогенных оксидов (%) и некоторых элементов-примесей (г/т) в зависимости от значения $(La/Sm)_n$ в базальтах и долеритах.

1–3 – геохимические типы пород: 1 – деплетированные N-MORB, 2 – обогащенные T-MORB, 3 – низкоглиноземистые E-MORB; 4–6 – тренды вариаций пород в геохимических типах: 4 – N-MORB, 5 – T-MORB, 6 – E-MORB

Низкоглиноземистый вулканит S5331/1 выпадает из своего поля из-за существенно более низких значений Sr. Более высокими концентрациями Th выделяются деплетированный базальт S5309/7, обогащенный вулканит S5330/3 и низкоглиноземистый высококалийевый базальт S5324/7 (см. рис. 7, в).

У деплетированных образцов S5317/1 и S5329/3 наблюдаются повышенные содержания U.

Похожий характер распределения составов пород на диаграммах $(La/Sm)_n$ –Pb, P_2O_5 (см. рис. 7, г).

Но в данном случае помимо тех двух полей, имеющих на всех предыдущих диаграммах, сформировалось еще одно поле, состоящее в основном из деплетированных базальтов с более высокими концентрациями Pb и P_2O_5 при тех же самых значениях $(La/Sm)_n$, при этом тренды ва-

риаций их концентраций экстраполируются в поле пород E-MORB.

Образцы с повышенным Pb подняты из рифтовой долины на протяжении всего изученного сегмента САХ на станциях S5303, S5304, S5305, S5307, S5309, S5316, S5317, S5318, S5003, S5005, многие из которых также имеют повышенные содержания P_2O_5 . К числу обогащенных базальтов с повышенным Pb относятся образцы S5318/11 и S5330/3 (он также обогащен Th), с повышенным P_2O_5 — S5314/1, S5319/4, S5332/2.

На диаграмме $(La/Sm)_n$ –Zr наблюдаются три отдельных поля, образованные породами N-MORB, вулканитами T-MORB и низкоглиноземистыми образцами E-MORB (см. рис. 7, д).

Концентрации Zr у деплетированных разностей такие же и даже выше, чем у обогащенных вулканитов. Тренд вариаций поля деплетированных пород экстраполируется в поле низкоглиноземистых базальтов и долеритов.

На диаграмме $(La/Sm)_n$ – TiO_2 наблюдается несколько полей: пород E-MORB, совместно вулканитов N-MORB и T-MORB, обогащенных толеитов с более низкими содержаниями TiO_2 при тех же самых значениях $(La/Sm)_n$ (S5319/1, S5320/7, S5322/5) и два поля деплетированных толеитов с последовательно более высокими содержаниями TiO_2 при тех же самых отношениях $(La/Sm)_n$ — два последних поля образованы образцами высокотитанистых пород и высокотитанистых высокожелезистых пород (см. рис. 7, е).

На диаграммах $(La/Sm)_n$ –Sr и Ni основная группа образцов образует три широких поля вулканитов N-, T- и E-MORB, в которых последовательно с ростом $(La/Sm)_n$ уменьшаются концентрации этих элементов (см. рис. 7, ж).

В то же время имеются образцы, выходящие за пределы этих полей как в сторону более высоких, так и более низких концентраций и образующие компактные группы. Образцы одновременно с повышенными содержаниями Sr и Ni относятся в основном к деплетированным разностям и встречаются во всех частях полигона. Также часто одни и те же образцы имеют пониженные концентрации Sr и Ni и большей частью они приурочены к участку, расположенному непосредственно к югу от разлома Чарли Гиббс.

Мы выявили следующие закономерности.

На вариационных диаграммах с участием литофильных элементов-примесей вулканиты N-MORB, T-MORB и E-MORB не образуют единого поля с единым трендом вариаций от пород N-MORB к E-MORB. Последние на всех диаграммах обособляются в самостоятельное поле наиболее обогащенных пород (по показателю обогащенности $(La/Sm)_n$) с существенно более высокими концентрациями литофильных эле-

ментов, в то же время они имеют более низкий показатель обогащенности $(Nb/La)_n$ в сравнении с вулканитами T-MORB типа (см. рис. 7, з).

На диаграммах $(La/Sm)_n$ –Nb, Rb, Ba, Sr, U, Th, K_2O единое поле, в котором последовательно возрастают концентрации этих элементов с ростом отношения $(La/Sm)_n$, образуют толеиты N-MORB и T-MORB, что дает основание утверждать, что серия этих пород образовалась при смешении вещества двух мантийных компонентов: деплетированной мантии и обогащенной мантии, содержащей вещество, как показывает характер спайдерграмм толеитов T-MORB типа, мантийного источника HIMU.

Отдельные образцы по концентрациям ряда элементов выходят за пределы этого поля в сторону более высоких значений, а на диаграммах $(La/Sm)_n$ –Pb, TiO_2 и P_2O_5 уже значительная часть образцов располагается за пределами этого единого поля толеитов N- и T-MORB, формируя самостоятельные поля с трендом вариаций, попадающим в поле составов толеитов E-MORB.

Эти факты свидетельствуют о том, что при образовании вулканитов N-MORB и T-MORB участвовал дополнительный компонент, которым могло быть вещество близкое к составу мантийного субстрата, из которого плавилась вулканиты E-MORB. Это участие имело избирательный характер.

Диаграмма $(La/Sm)_n$ –Zr показывает, что толеиты N-MORB более циркониевые, чем толеиты T-MORB, что не типично, поскольку, как правило, имеют противоположные соотношения.

На всех спайдерграммах деплетированных базальтов присутствует положительная аномалия Zr, что также не типично, обычно наблюдается отрицательная аномалия Zr.

Проведенный анализ подтверждает, что деплетированная мантия данного сегмента САХ обогащена Zr. Учитывая, что тренд вариаций толеитов N-MORB на этой диаграмме экстраполируется в поле составов толеитов E-MORB, очевидно, что обогащение могло быть результатом избирательного влияния вещества мантийного субстрата этих толеитов.

Изотопный состав образцов

Результаты определения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ в изученных базальтах и долеритах представлены в табл. 1. Изученные образцы включают два базальта (S5322/1 и S5330/3), относящихся к T-MORB, и два представителя низкоглиноземистых высококалийных пород E-MORB: базальт S5324/7 и долерит S5329/7. Также нами

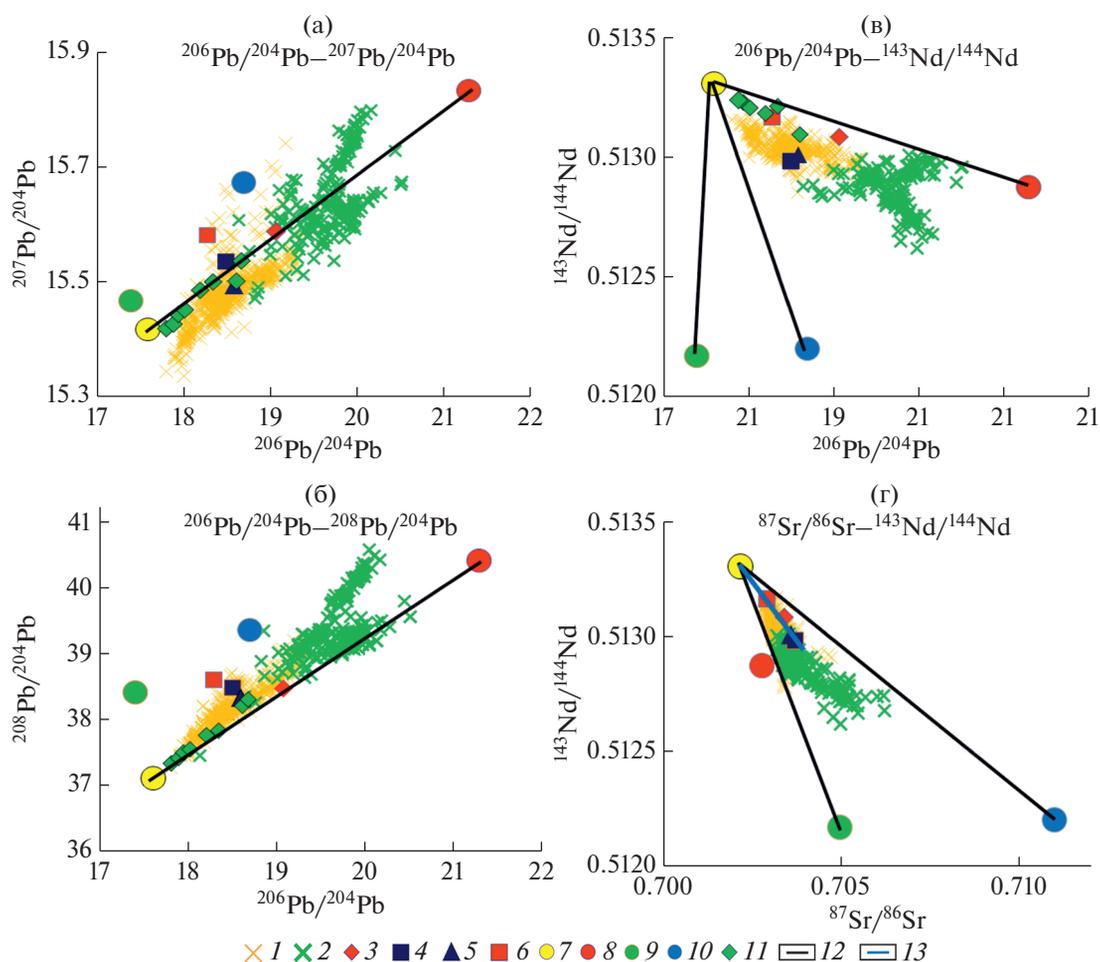


Рис. 8. Диаграммы вариаций изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах и долеритах.

1–2 – базальты: 1 – Исландского поднятия (по [22]), 2 – Азорского поднятия (по [22]); 3–6 – образец: 3 – S5322/1, 4 – S5324/7, 5 – S5329/7; 6 – S5330/3; 7–10 – мантийный источник: 7 – DM (по [25, 28]), 8 – HIMU (по [25, 28]), 9 – EM-1 (по [25, 28]), 10 – EM-2 (по [25, 28]); 11 – базальты сегмента САХ (по данным GEOROC [22]); 12 – линии, соединяющие составы мантийных источников; 13 – тренд вариации изотопных составов изученных образцов

были привлечены литературные данные по этому району [46, 58, 60].

Анализ положения изотопных отношений в измеренных нами образцах на вариационных диаграммах показывает, что они располагаются в области составов Исландского поднятия, но при этом отдельные из них оказываются на некоторых диаграммах в зоне наложения составов Исландского и Азорского поднятий [22] (рис. 8, а, г).

На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ большинство изученных и заимствованных образцов вытягиваются вдоль линии, соединяющей мантийные источники DM и HIMU, при этом наибольшая доля вещества источника HIMU не у низкоглиноземистых вулканитов E-MORB типа, а у базальта T-MORB S5322/01, что находится в соответствии с геохимическими данными, свидетельствующими о том, что отношения $(\text{Nb}/\text{La})_n$, являющиеся показате-

лем количества в толеитах вещества мантийного источника HIMU, также более высокие у базальтов T-MORB (см. рис. 8, а, б).

Базальт S5322/1 либо представляет крайний тип этого поля изотопных вариаций с наибольшим вкладом вещества мантийного источника HIMU, либо он результат смешения деплетированного расплава с расплавом, имеющим еще большую долю вещества источника HIMU. Этот образец отобран из крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося в южной части полигона Фарадей на участке-7.

Другие базальты, драгированные отсюда (станции S5320–S5322), геохимически близки к нему. Скорее всего, материал, более обогащенный веществом источника HIMU, не удалось получить в ходе опробования. Диаграммы $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также показывают, что в меньшем количестве, но вещество

мантийного источника HIMU участвует и в образовании пород E-MORB.

На этих диаграммах образцы S5330/3 и S5324/7 несколько сдвинуты от основной группы образцов в сторону мантийных источников EM-1 и EM-2. Установлено, что геохимически эти образцы характеризуются повышенными концентрациями Th (см. рис. 6).

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ видно, что все вулканисты, за исключением нескольких деплетированных базальтов, в той или иной мере отклоняются от линии смешения источников DM и HIMU в сторону мантийных источников EM-1 и EM-2 (см. рис. 8, в).

По диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ можно более определенно сказать, что в изученных базальтах присутствует вещество мантийного источника EM-2 (см. рис. 8, г).

Все анализируемые образцы на этой диаграмме образуют одно вытянутое поле, тренд вариаций которого начинается от мантийного источника DM и пересекает линию, соединяющую составы мантийных источников HIMU и EM-2, поле находится за пределами треугольника с вершинами в точках составов DM, HIMU и EM-1.

При этом деплетированные базальты N-MORB располагаются ближе к мантийному источнику DM, далее от него находятся базальты T-MORB и еще далее — низкоглиноземистые вулканисты E-MORB. Такое распределение хорошо соответствует геохимическим вариациям рассмотренное типов базальтов.

Пространственные вариации состава вулканистов

Наблюдающиеся вариации состава вулканистов широки и маскируют характер пространственных вариаций концентраций для большинства петрогенных оксидов вдоль оси САХ. Последние можно отметить только для MgO , K_2O и P_2O_5 . Эти вариации мы анализировали только для вулканистов когерентных групп, поскольку количества низкоглиноземистых пород недостаточно для этих целей, а вариации состава высокоглиноземистых образцов зависят от количества вкрапленников плагиоклаза.

На графике широта — MgO обнаруживается отчетливое повышение максимальных концентраций MgO к северу и к югу от района крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке 7 (48.41 — 48.46° с.ш.) (рис. 9, а).

Для сравнения мы используем наиболее высокие значения MgO , поскольку они характерны для наименее дифференцированных вулканистов. В северном направлении вначале происходит очень резкое возрастание концентраций на про-

тяжении сегмента 7 от 5.24% до 7.60%, а затем постепенно до 8.29% у разлома Чарли Гиббс.

На общем фоне повышения значений MgO на участке-6 и участке-2 происходит их резкое снижение до 6.06% и 7.16%, соответственно. Эти участки имеют наиболее низкие для данного сегмента САХ температуры верхней мантии и соответственно наиболее низкие степени частичного плавления, что (по [31]) приводит к низким концентрациям MgO в первичных базальтовых расплавах.

На участке-2 распространены и высоконатровые базальты, которые также являются индикаторами пониженных степеней частичного плавления.

Однако пониженные концентрации MgO характерны не только для вулканистов, распространенных на участках пониженных температур верхней мантии. В районе крупного неовулканического поднятия на участке-7, по всем признакам выделяющемся как область повышенных температур верхней мантии, развиты породы с наиболее низкими концентрациями MgO . Очевидно, что базальты неовулканического поднятия плавилась из менее магнезиального субстрата, при этом, как показывают вдольосевые вариации концентраций MgO в породах, доля этого субстрата в составе зоны магмогенерации уменьшается с юга на север.

Вдольосевые вариации концентраций Cr и Ni в целом повторяют таковые для MgO , однако в отличие от последних наблюдаются точки, незакономерно расположенные вдоль всего профиля, в которых встречены вулканисты с аномально высокими значениями Cr (603—976 г/т), сопровождаемые и повышенными концентрациями Ni (176—181 г/т). Очевидно, что в данных точках происходило плавление субстрата, обогащенного Cr и Ni.

Вдольосевые вариации концентраций K_2O и P_2O_5 имеют близкий между собой характер, обратный таковому для MgO .

Мы проанализировали график широта— K_2O (см. рис. 9б), при этом мы использовали самые низкие значения K_2O , поскольку они характеризуют наименее дифференцированные расплавы.

Наибольшие значения K_2O , равные 0.32% (у наиболее дифференцированных разностей они достигают 0.51%), наблюдаются в районе крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке-7 (48.41 — 48.46° с.ш.).

К северу на протяжении участка-7 они резко снижаются до 0.18% и затем постепенно до 0.08%, но от северной границы участка-1 и до разлома Чарли Гиббс снова постепенно возрастают до 0.10% (у наиболее дифференцированных разностей — 0.16%).

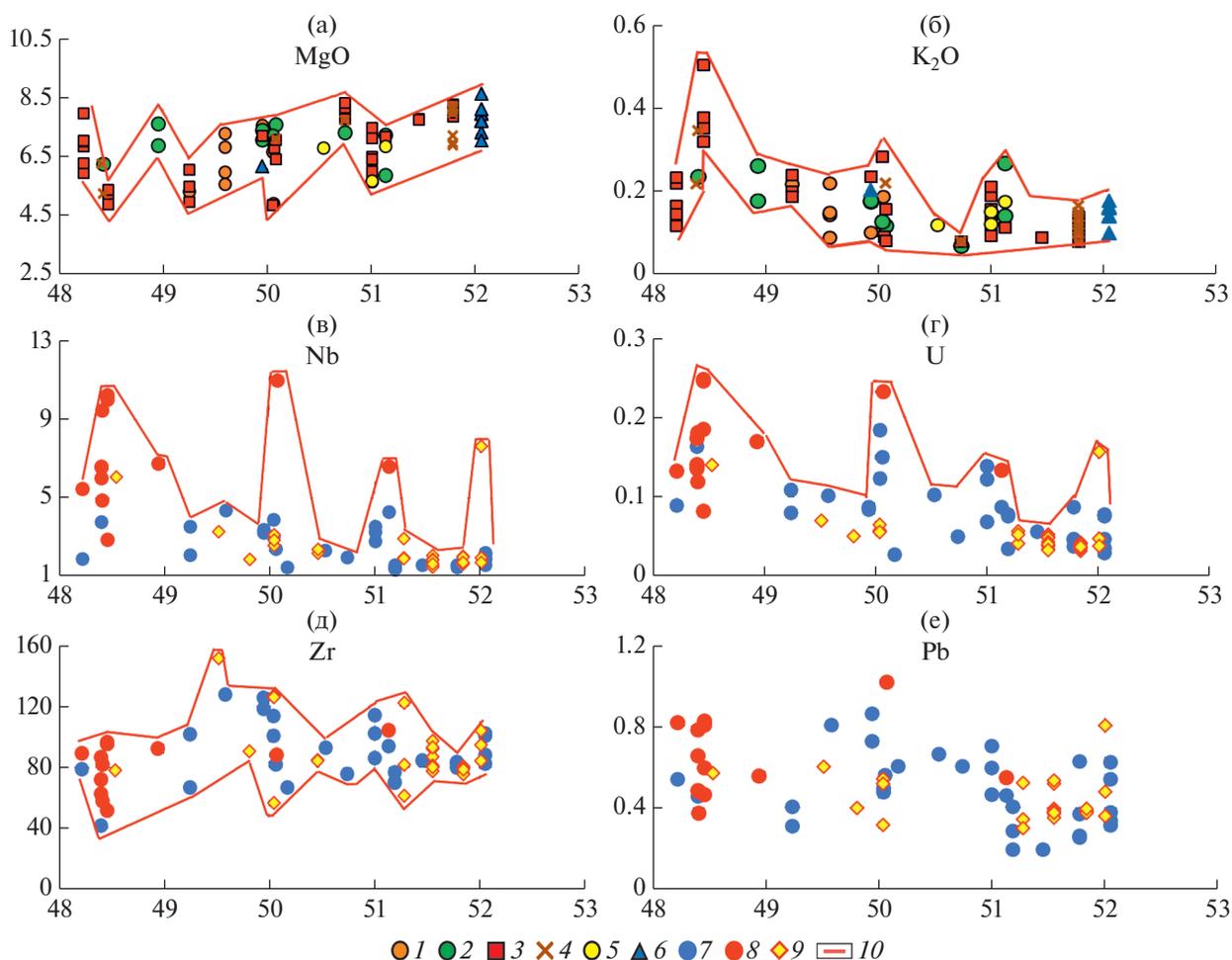


Рис. 9. Вдольосевые вариации концентраций MgO и K₂O (%), Sr, Nb, Zr и Pb (г/т) в базальтах и долеритах на участке Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелла.

По оси абсцисс даны градусы северной широты.

1–5 – петрохимические группы: 1 – высокотитанистая высокожелезистая, 2 – высокожелезистая, 3 – основная, 4 – высококальциевая, 5 – высоконатровая; 6 – высокотитанистая; 7–10 – геохимические типы: 7 – N-MORB, 8 – T-MORB; 9 – образцы (из базы данных GEOROC [22]); 10 – линии, ограничивающие нижний и верхний пределы вариаций концентраций MgO, K₂O и Zr и верхние пределы вариаций концентраций Nb и U

На фоне постепенного снижения концентраций K₂O с юга на север в районе участка-1 и участка-3 наблюдаются всплески содержания K₂O в связи с тем, что здесь на поднятиях, развитых в гребневой зоне, встречаются вулканы T-MORB.

Близкий к K₂O и P₂O₅ характер вдольосевых вариаций у большинства изученных литофильных элементов-примесей. Также как в K₂O и P₂O₅, они варьируют в очень широком диапазоне в районе неовулканического поднятия на участке-7.

На графике широта–Nb наиболее высокие содержания Nb (10 г/т) наблюдаются в базальтах крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке-7 (см. рис. 9, в).

В северном направлении они резко снижаются к северной границе участка 6 до 3.5 г/т, а затем постепенно к разлому Чарли Гиббс до 1.7 г/т, возрастая непосредственно у разлома до 2.2 г/т.

Высокоамплитудные всплески значений Nb (до 6–11 г/т) возникают в районе участка-1 и участка-3, а также непосредственно у разлома Чарли Гиббс, поскольку на этих участках, в том числе, развиты базальты T-MORB.

Небольшой всплеск (до 4.5 г/т) наблюдается также в районе участка-5, но здесь повышенный Nb имеют базальты N-MORB.

Практически такой же характер поведения у La, Ba, Rb, U, Sr и Th, при этом в районе участка-1 и участка-3, наряду с базальтами T-MORB, распространены и базальты N-MORB, обогащенные

этими элементами, особенно это характерно для U (см. рис. 9, г).

Иной характер вариаций имеет Zr (см. рис. 9, д).

Значения Zr и диапазон их вариаций на протяжении всего изученного сегмента САХ слабо изменяются и совпадают у деплетированных и обогащенных вулканитов – 41–104 г/т. Но в районе участков с высоким рельефом 1, 3, 5 распространено много пород, у которых концентрации Zr заметно выше – 114–152 г/т, при этом среди них преобладают деплетированные разности (см. рис. 9, д).

Сложный характер вариаций имеет Pb (см. рис. 9, е).

Несмотря на очень широкие вариаций значений Pb, можно отметить тенденцию снижения их уровня от крупного неовулканического поднятия на север от 0.38–0.81 г/т к 0.20–0.63 г/т. На фоне этого снижения в северной части изученного сегмента САХ вплоть до широты 49° с.ш. встречаются базальты с более высокими концентрациями Pb (0.73–1.02 г/т), особенно их много на участках высокого рельефа, при этом среди них преобладают базальты N-MORB.

Таким образом, среди вулканитов когерентных групп разности с наиболее высокими концентрациями литофильных элементов локализованы в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7. Здесь, за редким исключением, распространены только базальты T-MORB. Концентрации этих элементов в вулканитах в северном направлении резко падают, а затем постепенно снижаются вплоть до разлома Чарли Гиббс. Концентрации некоторых из них (K_2O , P_2O_5 , Nb, La) незначительно возрастают в приразломном участке.

В базальтах, распространенных к югу от неовулканического поднятия, концентрации литофильных элементов также резко ниже (см. рис. 9).

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что под осевой частью САХ в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7 плавится мантийный субстрат обогащенный литофильными элементами, количество которого в зоне магмогенерации сначала резко, а затем постепенно снижается к северу.

В соответствии с геохимическими и изотопными данными в составе этого субстрата важную роль наряду с деплетированной мантией играет вещество мантийного источника HIMU. Также этот мантийный субстрат имеет пониженные концентрации MgO, Sr и Ni. Толеиты T-MORB обнаруживают широкие вариации состава по всем компонентам. Это означает в соответствии с нашим анализом ковариаций геохимических параметров, что на данном участке происходит сме-

шение в различных пропорциях толеитовых расплавов N-MORB и T-MORB (см. рис. 7).

Севернее неовулканического поднятия распространены преимущественно вулканиты N-MORB, плавившиеся из деплетированной мантии, однако в них также присутствует вещество компонента HIMU, доля которого уменьшается к северу.

За пределами участка-7 толеиты T-MORB редко встречаются на поднятиях, сформировавшихся на участках с высоким рельефом, на которых также распространены и низкоглиноземистые породы E-MORB. Геохимически данные толеиты T-MORB отличаются более высокими концентрациями Sr, а образец S5330/3 также – и Th, Pb, Ba. Этот же образец в соответствии с изотопными данными имеет в своем составе больший вклад вещества мантийного источника EM-2 по сравнению с базальтами неовулканического и других поднятий участка-7.

На участках высокого рельефа деплетированные вулканиты избирательно обогащены различными литофильными элементами, о которых более подробно говорилось в предыдущих разделах. В северной части изученного сегмента САХ широко распространены деплетированные вулканиты, обогащенные Pb, и локально – породы с повышенными концентрациями Sr и Ni.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможные причины многообразия состава вулканитов

Анализ вариаций состава базальтов и долеритов, встреченных в исследуемой области, позволил объединить их в несколько петрохимических групп. Часть их образует кластер когерентных групп. Вытянутые поля составов вулканитов этих групп на вариационных диаграммах MgO – оксид имеют субпараллельные тренды вариаций (см. рис. 4).

Среди них основная группа вулканитов, объединяющая породы с умеренными концентрациями петрогенных оксидов и группы высококальциевых, высоконатровых, высокотитанистых, высокожелезистых и высокотитанистых высокожелезистых вулканитов, которые в сравнении с породами основной группы при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации CaO, Na_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , одновременно TiO_2 и Fe_2O_3 , соответственно.

Закономерности вариаций концентраций петрогенных оксидов и элементов-примесей в каждой выделенной группе близки и имеют следующий характер. С понижением концентраций MgO последовательно возрастают концентрации Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V, литофильных элементов-примесей – лантаноидов, Zr, Sr, Rb, Ba, Nb и

уменьшаются – CaO, Cr, Ni, намечается слабая тенденция к росту концентраций Al_2O_3 .

Такие вариации рассмотренных компонентов отражают процесс фракционной кристаллизации первичных базальтовых расплавов, из которых на пути их движения к поверхности, кристаллизуются и оседают оливины, плагиоклазы и клинопироксены, с которыми из расплава преимущественно уходят Mg, Ca, Sr и Ni, что приводит к последовательному обогащению остаточного расплава Fe, Na, Ti, P и гигромагматофильными элементами [34, 55].

Спектры РЗЭ и линии спайдерграмм менее магнезиальных, т.е. более дифференцированных пород занимают более высокий уровень по сравнению с более магнезиальными разностями и имеют отрицательные аномалии Eu на спектрах РЗЭ и Sr на спайдерграммах, последнее подтверждает фракционирование плагиоклаза в их расплавах.

На диаграммах MgO–оксид отдельное протяженное поле, не параллельное полям когерентных групп, образует группа низкоглиноземистых пород, объединяющая базальты и долериты (i), которые резко отличаются от остальных вулканитов при аналогичных значениях MgO более низкими концентрациями Al_2O_3 , CaO, SiO_2 , Na_2O , Sr и Ni и более высокими концентрациями – TiO_2 , Fe_2O_3 , K_2O , P_2O_5 , V, литофильных элементов-примесей (ii), при этом с понижением значений MgO возрастают концентрации Al_2O_3 и Na_2O и уменьшаются – CaO, Sr, Ni, V, что указывает на осаждение из их расплавов оливина и клинопироксена при незначительной доле плагиоклаза (см. рис. 4).

Тем не менее, об осаждении плагиоклаза также свидетельствуют отрицательные аномалии Eu и Sr на их спектрах РЗЭ и спайдерграммах, соответственно. Резкое снижение концентраций P_2O_5 , Fe_2O_3 и TiO_2 у наименее магнезиальных образцов указывает на осаждение из расплава апатита и Fe–Ti рудных минералов на последних этапах дифференциации расплавов пород этой группы. Наличие среди низкоглиноземистых пород высоко дифференцированных образцов свидетельствует о более длительном подьеме их расплавов.

Значимое влияние на состав изученных вулканитов оказывает степень их насыщенности вкрапленниками плагиоклаза. Обильно плагиоклаз порфиновые базальты и долериты образуют на вариационных диаграммах MgO – оксид отдельные поля высокоглиноземистых пород (см. рис. 4).

В пределах этой группы вариации состава вулканитов обусловлены вариациями количества вкрапленников плагиоклаза, чем их больше, тем выше концентрации Al_2O_3 и ниже концентрации других оксидов. Менее эта зависимость проявля-

ется для K_2O , P_2O_5 и большинства элементов-примесей, значения которых в вулканитах малы. В то же время высокоглиноземистые породы отличаются от вулканитов когерентных групп более высокой концентрацией Sr, возрастающей по мере роста содержания Al_2O_3 , их спайдерграммы имеют положительные аномалии Sr.

Некоторые образцы этой группы также выделяются повышенными концентрациями P_2O_5 и Pb, что, скорее всего, обусловлено наличием в них большого количества ксенокристов. Среди группы высокоглиноземистых вулканитов имеются и афировые разности, по всем параметрам и их вариациям они не отличаются от плагиоклаз порфиновых пород.

В этой связи, мы полагаем, что в афировых разновидностях высокоглиноземистых базальтов произошли сначала аккумуляция, а затем растворение вкрапленников плагиоклаза в расплаве по пути его следования к поверхности.

Наличие нескольких петрохимических групп вулканитов с близким характером фракционирования свидетельствует о том, что среди причин, вызывающих многообразие их составов, находятся и различия в условиях плавления первичных расплавов. Вулканиты основной группы широко распространены во всей исследуемой области, представляют все многообразие опробованных морфоструктур и наиболее часто встречаются совместно с базальтами других петрохимических групп.

Это дает нам основание считать базальты этой группы некоторым стандартом типичных условий плавления, характерных для этого сегмента САХ, проходившего при умеренных температурах, давлениях и степени частичного плавления.

В соответствии с экспериментальными данными по плавлению океанических толеитов в условиях характерных для шпинелевой фации глубинности мантии [31] и наблюдениями за вариациями состава базальтовых стекол вдоль САХ [32] понижение степени частичного плавления мантийного субстрата в связи с более низкой температурой плавления приводит к повышению в расплавах концентрации Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 , и, напротив, повышение степени частичного плавления из-за более высокой температуры вызывает повышение в расплавах концентрации CaO и MgO.

Следовательно, первичные расплавы выявленных нами вулканитов высоконатровой и высокотитанистой групп плавилась при меньших температурах и более низких степенях частичного плавления в сравнении с расплавами пород основной группы, что находит подтверждение и в характере пространственного распределения этих вулканитов.

В наибольшем количестве высоконапоровые образцы обнаружены на участке-2 с низким рельефом и вблизи разлома Чарли Гиббс и без пород других групп образцы получены только на станции S5303, установленной на одной из глубоких рифтовых впадин.

Низкий рельеф – показатель низких температур подосевой верхней мантии [32]. На станции S5005, находящейся в зоне сочленения рифтовой долины с разломом Чарли Гиббс, высоконапоровые базальты встречены совместно с высококатионистыми базальтами. Это участок, где есть охлаждающее влияние крупного трансформного разлома [33].

В соответствии с вышесказанным, первичные расплавы пород высококальциевой группы плавилась при более высоких температурах и степенях частичного плавления в сравнении с расплавами вулканитов основной группы, что также находит подтверждение в характере пространственного распределения данных вулканитов.

Они определены в небольшом количестве, но распространены во всей области исследования, при этом приурочены исключительно к поднятиям дна:

- станции S5321 и S5322 – крупное осевое вулканическое поднятие участка-7;
- станция S5330 – крупное поднятие на западном фланге участка-5;
- станция S5304 – поднятие, разделяющее глубокие рифтовые впадины на участке-2;
- станция S5003 – осевое поднятие в центральной части спрединговой ячейки на участке к югу от разлома Чарли Гиббс.

В других районах Атлантики высококальциевые базальты также наиболее часто встречаются в центральных частях спрединговых ячеек [7]. Таким образом, высококальциевые породы связаны с поднятиями дна рифтовой долины, которые формируются в центрах магматической активности над апикальными частями поднимающихся диапиров астеносферной мантии, где существуют более высокие температуры по сравнению с другими участками осевой зоны спрединга [1, 17, 35, 44].

Базальты высокожелезистой группы встречаются совместно с высококальциевыми образцами, и в целом они в сравнении с породами основной группы характеризуются повышенными концентрациями CaO и пониженными – Al_2O_3 и Na_2O при тех же самых значениях MgO (см. рис. 4).

Эти данные указывают на то, что высокожелезистые базальты плавилась в условиях повышенной температуры и степени частичного плавления на участках высокой магматической активности.

В соответствии с экспериментальными данными [31] и наблюдениями за вариациями состава базальтовых стекол вдоль САХ [32] концентрации Fe_2O_3 в базальтовых расплавах возрастают с увеличением глубины плавления. Таким образом, высокожелезистые базальты представляют более глубокие выплавки поднимающегося диапира астеносферной мантии.

В то же время уровень глубины их плавления не опускается ниже шпинелевой фации глубинности. Об этом свидетельствует субгоризонтальный характер спектра РЗЭ этих базальтов в области тяжелых и средних лантаноидов (см. рис. 5).

Низкоглиноземистые базальты и долериты распространены в основном на участках с высоким рельефом, где рифтовая долина ортогональна спредингу и имеет строение характерное для типичных спрединговых ячеек (участки -1, -3, -5, -7).

Они встречены на крупных поднятиях и хребтах в гребневой зоне (станции S5328, S5329, S5331, S5332) и только на участке-7 подняты с борта рифтовой долины (станция S5324). В этих морфоструктурах вместе с ними, но более представительно, распространены и другие типы вулканитов.

Следовательно, на этих участках плавление происходило как в условиях наиболее типичных для этого района САХ, так и при существенно иных условиях. Значительно более высокие значения отношения $(Sm/Yb)_n$ (2.15–2.74) в данных вулканитах говорят об их более глубоких условиях плавления на уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности верхней мантии. Очевидно, что это обстоятельство влияет на состав их первичных выплавок, однако данные по геохимии и изотопии этих пород указывают на иной состав плавящегося субстрата этих вулканитов. В соответствии с изотопными данными он представляет собой смесь трех мантийных источников – доминирующих DM, EM-2 и в меньшей мере HIMU.

Это означает, что в данном регионе в деплетированной мантии (мантийный источник DM) присутствует вещество мантийных источников EM-2 и HIMU. Низкоглиноземистые породы отличаются от всех базальтов когерентных групп существенно более высокими концентрациями РЗЭ, Nb, Rb, Ba, Sr, Th, Pb и U.

Веществом мантийного источника HIMU может быть океаническая кора, поступившая в зонах субдукции в мантию, достигшая границы ядро-мантия и в виде плюма поднимавшаяся вверх (рециклинговая океаническая кора) [52, 57, 61].

Типичными производными этого мантийного источника в Атлантическом океане являются вулканиты острова Св. Елены, в породах Исландского и Азорского плато наряду с веществом мантий-

ного источника HIMU в значительной мере присутствует вещество деплетированной мантии [53].

Не так однозначно происхождение вещества мантийного источника EM-2. Ряд исследователей [27] считают его также производным рециклинговой океанической коры, но содержащей терригенные осадки, а по мнению [28, 30] происходил рециклинг континентальной коры. В то же время по версии [41] появление вещества континентальной коры в зоне магмогенерации MORB базальтов связано с отрывом ее блоков в зоне субдукции и их поставкой непосредственно к зоне магмогенерации.

Многие исследователи подчеркивают важную роль в формировании мантийных источников EM процессов метасоматоза континентальной мантии, происходящих под воздействием либо щелочно-силикатных (EM-1), либо карбонатитовых расплавов (EM-2) [2, 29, 45]. Такая метасоматизированная мантия могла оказаться в зоне магмогенерации под осевой зоной спрединга в результате ее тектонической деляминации при расколе континента [36].

На основании полученных нами петрогеохимических и изотопных данных вещество мантийного источника EM-2 представляет преобразованную континентальную литосферу. Учитывая мозаичный характер распространения низкоглиноземистых пород континентальная литосфера присутствует в астеносферной мантии в виде блоков, сопоставимых по размерам с размерами участков, в которых встречаются низкоглиноземистые базальты и долериты (30–40 км в поперечнике), и располагающихся в слое промежуточном между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности.

Следует отметить, что субстрат, плавление которого привело к образованию низкоглиноземистых вулканитов, неоднороден по составу. Это следует из того, что среди них выделяются высококалийевые и низкокалийевые разности. Высококалийевые породы этой группы имеют более высокие концентрации P_2O_5 , Zr, Sr, La, Nb, Rb, Ba, Th и U и также неоднородны по составу, отличаясь концентрациями Rb, Ba, Sr и Th. На основании геохимических показателей низкоглиноземистые вулканиты отнесены к океаническим толеитам E-MORB.

Пространственное распределение высокотитанистых высокожелезистых базальтов коррелирует с таковым для низкоглиноземистых вулканитов, к которым они близки и по составу, выделяясь среди пород когерентных групп одними из наиболее высоких концентраций TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Zr и из наиболее низких — Al_2O_3 и CaO. По геохимическим особенностям они относятся к океаническим толеитам N-MORB. Учитывая пространственную и петрогеохимическую бли-

зость этих базальтов к низкоглиноземистым породам, очевидно, что наблюдаемые особенности их состава связаны с участием в их плавлении вещества того субстрата, из которого выплавлялись и низкоглиноземистые базальты и долериты, возможно, их низкокалийевые разности.

Расплавы высокотитанистых высокожелезистых базальтов плавильсь на уровне шпинелевой фации верхней мантии ($(Sm/Yb)_n$ около 1), это означает, что блоки континентальной литосферы простираются по вертикали вниз с глубин шпинелевой фации до промежуточных глубин между ней и гранатовой фацией.

Особенности состава плавящегося субстрата отражаются и на составе вулканитов когерентных групп, которые подразделяются на низкокалийевые и высококалийевые, последние также отличаются и повышенными концентрациями P_2O_5 .

Как показывает изучение геохимии и изотопии пород, низкокалийевые разности относятся к океаническим толеитам N-MORB и плавильсь из мантийного вещества по составу близкого к мантийному источнику DM. Высококалийевые разности являются толеитами T-MORB и плавильсь из субстрата, который представляет собой смесь трех мантийных источников: преобладающего DM, HIMU и в небольших количествах EM-2.

Геохимически от низкокалийевых пород они отличаются более высокими концентрациями La, Nb, Rb, Ba, Sr, Th и U. Анализ спайдерграмм толеитов N-MORB показал, что они повсеместно в пределах изученной области избирательно обогащены Ba и/или Rb, а отдельные образцы этого типа также обогащены и такими элементами как Nb, Th, U, Pb, хотя их концентрации в основном ниже, чем таковые в обогащенных разностях (см. рис. 6).

Таким образом, многообразие составов изученных вулканитов определяется следующими процессами и факторами:

- фракционной кристаллизацией расплавов в ходе их подъема к поверхности;
- накоплением в расплавах вкрапленников;
- условиями плавления первичных расплавов (температура, глубина, степень частичного плавления);
- неоднородностью состава плавящегося субстрата.

Неоднородности состава мантийного субстрата вулканитов

На основании изотопных данных доминирующим мантийным субстратом, из которого выплавлялись изученные вулканиты, является деплетированная мантия (мантийный источник DM), подчиненную роль играет вещество ман-

тийных источников НІМУ и ЕМ-2, присутствие которых обуславливает неоднородности состава верхней мантии в данном регионе.

Мантийный источник НІМУ связан с плюмами глубинной мантии, поднимающими рециклинговую океаническую кору. В нашем случае масштаб проявления мантийного источника НІМУ несопоставимо малый по сравнению с крупными провинциями обогащенных базальтов в Атлантике, где ожидаемо влияние плюмов.

Но примеров также малых по размерам локальных мантийных неоднородностей в осевой части САХ с составом близким к мантийному источнику НІМУ достаточно много. При этом преобладающий взгляд на природу этих неоднородностей заключается в том, что это так называемые пассивные хаотично распространенные в конвектируемой мантии неоднородности, обогащенные несовместимыми элементами и радиогенными изотопами [3, 11, 45, 51].

В частности, такие неоднородности с метками вещества мантийного источника НІМУ могут быть связаны с небольшими порциями материала, оторвавшимися от плюма и длительное время находившимися в мантии, пока не попали в зону плавления [13, 51]. Также в соответствии с [20, 24] при плавлении вещества растекающейся головной части плюма возникающие расплавы могут задерживаться в окружающей мантии в виде жил и шширов, приводя к ее заражению плюмовым материалом.

Однако проведенные нами исследования скорее указывают на то, что выявленная под неовулканическим поднятием участка-7 мантийная вещественная неоднородность, в которой принимает участие вещество мантийного источника НІМУ, носит не пассивный, а активный характер, т.е. это своеобразный микроплюм.

Об этом свидетельствуют два факта.

- Наиболее низкие во всей изученной области значения аномалий Буге в районе участка-7 указывают на то, что здесь имеется повышенная температура в мантии и/или высокая интенсивность магмогенерации, приведшая к повышенной мощности коры.

- Сначала резкое, затем постепенное уменьшение в вулканиках содержания литофильных элементов в северном направлении указывает на существование слоя обогащенной мантии и его истощения в этом направлении, свидетельствуя о том, что данный слой является вдольосевым подлитосферным субгоризонтальным потоком более горячей и обогащенной мантии,двигающимся в северном направлении и достигающим разлома Чарли Гиббс.

Южное направление неоднозначно, поскольку изучен только участок-8, непосредственно примыкающий к неовулканическому поднятию.

Плавление вещества потока по мере его движения обедняло его литофильными элементами и обогащало тугоплавкими элементами, поэтому новые выплавки на удалении от микроплюма были менее обогащены литофильными элементами, но более обогащены MgO, Cr и Ni. Косвенно о существовании такого потока также свидетельствует понижение рельефа осевой и гребневой зон на участках низкого рельефа с юга на север.

Диаметр такого микроплюма в соответствии с поперечным размером неовулканического поднятия на участке-7 около 20 км.

Признаки подобных подосевых субгоризонтальных потоков обогащенного материала близкого масштаба (первые сотни километров) имеются и в других районах Атлантики. К их числу относится участок САХ между трансформными разломами Сан Паулу и Страхова в северной части Экваториальной Атлантики [7]. Здесь поток движется со стороны плюма Сьерра Леоне, находящегося вблизи осевой зоны САХ около широты 1.7° с.ш. [47].

Этот плюм угасающий и его размеры невелики, на данный момент он фактически является микроплюмом. В качестве второго примера можно привести сегмент САХ между разломами Бодерде и Вознесения в южной части Приэкваториальной Атлантики [7], где в качестве микроплюма выступает ответвление от плюма Св. Елены, расположенного примерно в 400 км к востоку от оси САХ [48].

Происхождение микроплюма в изученном сегменте САХ предстоит выяснить в дальнейших исследованиях. По нашему мнению, это может быть одно из ответвлений небольших размеров от Азорского плюма, наличие которых к северу от Азорского поднятия предполагается в работах [58, 60]. Можно также ожидать, что это – другой, уже затухающий, плюм. В частности, в этом регионе ранее функционировал плюм, с которым была связана горячая точка Милна [59]. Есть еще одна точка зрения на происхождение микроплюмов, основанная на том, что структуры, схожие с неовулканическим поднятием участка-7 и сложенные обогащенными базальтами, с регулярностью 350–400 км появляются вдоль осевой части САХ в пределах Южной и Центральной Атлантики [7, 8].

В этих работах это явление объясняется предположительным существованием вдоль оси САХ системы цилиндрических конвективных ячеек средним диаметром 350–400 км. Восходящая ветвь астеносферной мантии, проходящая по оси цилиндра увлекает с собой ступки обогащенного материала с подошвы верхней мантии, где может быть сконцентрировано вещество с характеристиками мантийного источника НІМУ. Возможно, под неовулканическим поднятием участка-7

располагается восходящая ветвь одной из таких цилиндрических конвективных ячеек.

Ранее, рассматривая версии возможного происхождения мантийного источника EM-2, мы пришли к выводу, что, скорее всего, под изученным сегментом САХ вещество этого мантийного источника представлено блоками преобразованной континентальной литосферы, расположенными в деплетированной мантии, т.е. это типичные пассивные мантийные неоднородности. В недрах астеносферной мантии континентальная литосфера может оказаться при ее тектонической деляминации на этапе раскола континента [36].

Но в нашем случае предпочтительнее другой механизм. Он был предложен для объяснения очень разнообразного состава базальтов, распространенных к югу от крупнейшего в Атлантике разлома Романш [6] и основан на предположении о тектонической эрозии мощной континентальной литосферы, граничившей на начальных этапах океаногенеза по протяженному трансформному разлому с астеносферной мантией смежного океанского бассейна. Астеносферная океанская мантия находилась на близком глубинном уровне с континентальной литосферой и дезинтегрировалась на отдельные блоки, которые вовлекались в конвектируемую океанскую мантию.

Этот процесс вполне вероятен для разлома Чарли Гиббс, обладающего протяженным офсетом. Чем длиннее офсет, тем дольше длился контакт континентальной литосферы и океанской подосевой астеносферы на начальных стадиях раскрытия океана. Вовлечение в процесс плавления вещества этих блоков континентальной литосферы, приводило к образованию толеитов E-MORB.

Возможный сценарий формирования океанической коры и структуры дна в изученном сегменте САХ

Выстраивая возможный сценарий формирования океанической коры в изученном сегменте САХ, охватывающем полигон Фарадей и приразломный участок к югу от разлома Чарли Гиббс, мы опирались на результаты, полученные нами при анализе тектонической структуры этого сегмента, процессов плавления базальтов и долеритов, приведших к их наблюдаемому многообразию, гетерогенности мантийного субстрата вулканитов и связей между различными типами вулканитов и структурами океанского дна.

Проведенное исследование показало, что в этом сегменте САХ отсутствует прямое влияние Азорского и Исландского плюмов на процессы осевой аккреции коры. Этот сегмент выделяется наиболее низким рельефом на всем пространстве между Азорским и Исландским поднятиями, что

говорит и о наиболее низкой температуре верхней мантии под этим сегментом.

Структурно это выражается в широком развитии глубоких рифтовых впадин, разделенных небольшими неовулканическими грядами, и преобладанием низкогорядового рельефа в гребневой зоне, вещественно – в распространении на этих участках высоконатровых базальтов.

На этом фоне аномально выглядят участки высокого рельефа, где сформировались типичные спрединговые ячейки ортогональные спредингу в отличие от участков низкого рельефа со структурами, преимущественно имеющими простирание косое по отношению к спредингу. Сформированные спрединговые ячейки указывают на фокусированный апвеллинг (диапиризм) астеносферной мантии, который отсутствует в случае эшелонированного развития глубоких рифтовых впадин.

Участки высокого рельефа имеют разное происхождение и строение. На юге исследуемого района на участке-7 структуры с высоким рельефом имеют вулканическое происхождение: крупное неовулканическое поднятие в осевой зоне и крупные поднятия на восточном фланге, сложенные базальтами близкими к таковым неовулканического поднятия. Это наиболее мощный центр магматической активности в изученном сегменте САХ.

На севере полигона Фарадей на участке-1 структуры с высоким рельефом имеют тектоническое происхождение, это внутренние океанические комплексы, в составе которых широкое участие принимают габброиды и серпентинизированные ультрабазиты. На более южном участке 3 на восточном фланге развиты овальные поднятия, являющиеся тектоническими структурами, поднявшимися в результате серпентинизации ультрабазитов, а на западном фланге комплементарные им бывшие неовулканические поднятия.

Изученные тектонические структуры участков-1 и -3 являются индикаторами редуцированной магматической активности, тем не менее, очевидно, что она более интенсивна, чем на участках с низким рельефом, на что указывает строение их осевой зоны (типичные спрединговые ячейки) и обнаружение в их пределах высококальциевых и высокожелезистых пород.

На еще более южном участке-5 структуры с высоким рельефом, распространенные на флангах, имеют тектоно-вулканическое происхождение. По-видимому, изначально они, будучи сложенными вулканитами, были аналогичны крупному неовулканическому поднятию участка-7, но уже за пределами осевой зоны испытали подъем, в результате чего на поверхность дна были выведены наряду с вулканитами и габброиды.

Вулканиты, распространенные на аномальных участках с высоким рельефом, также аномальны

и по составу, при этом на вулканических структурах они преобладают, а на тектонических находятся в меньшем количестве в сравнении с деплетированными базальтами.

Как показало изотопно-петрогеохимическое изучение базальтов и долеритов, в рассматриваемом регионе в верхней мантии на уровне зоны магмогенерации выделяются два типа химических неоднородностей: пассивные и активные. Именно включение их в процесс плавления базальтовых расплавов и вызывает, с нашей точки зрения, локальные увеличения мощности коры, рост рельефа и возникновение спрединговых ячеек ортогональных спредингу.

Пассивные неоднородности это блоки вещества по составу близкие мантийному источнику EM-2, которые, как мы предположили, сложены континентальной литосферой. Мы полагаем, что засорение конвектируемой деплетированной океанской мантии этими блоками происходило в районе южного крыла трансформного разлома Чарли Гиббс при тектонической эрозии континентальной литосферы под воздействием океанской астеносферы в период, когда первая еще присутствовала на противоположном крыле этого разлома.

Эти блоки неоднородны по составу и находятся на разных глубинных уровнях, опускаясь до глубины, промежуточной между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности. При их вовлечении в процесс плавления на более глубинном уровне возникают низкоглиноземистые вулканы E-MORB, на менее глубинном уровне — высокотитанистые высокожелезистые базальты N-MORB.

Более глубинные выплавки не только изливались на поверхность, но также, возможно, вместе с флюидами метасоматически изменяли деплетированную мантию, образуя шлиры и жилы. При последующем плавлении метасоматизированной деплетированной мантии возникали базальты N-MORB, неравномерно обогащенные различными литофильными элементами: Rb, Sr, Th, U, Zr и Pb.

Плавление мантийных неоднородностей наряду с деплетированной мантией приводило к увеличению объема расплавов и соответственно к усилению подосевого апвеллинга (диапиризма) астеносферной мантии, что повлекло за собой уменьшение прочности литосферы, интенсификацию на этих участках магматизма, формирование более высокого рельефа и спрединговых ячеек ортогональных спредингу.

В качестве активной неоднородности выступает микроплюм более горячей и обогащенной мантии, локализованный под осевой частью САХ в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7, сложенного океаническими толеи-

тами T-MORB, по характеру распределения аномалий Буге этот участок имеет самую мощную в исследованной области кору и/или наиболее высокую температуру верхней мантии. Возможно, на участок-7 микроплюм переместился ~2.58 млн лет назад из участка-5, где сформировалась крупная гора Фарадей.

Вещество микроплюма в наибольшей для исследуемого региона степени содержит компонент по составу близкий мантийному источнику HIMU. Также в составе микроплюма присутствует вещество деплетированной мантии (мантийный источник DM) и в незначительной мере вещество мантийного источника EM-2, которым, судя по повышенным концентрациям Rb, Pb, K₂O и P₂O₅ в некоторых образцах базальтов неовулканического поднятия, микроплюм заражен неравномерно.

Поднимаясь через деплетированную мантию, микроплюм ассимилирует ее, а вместе с ней и вещество блоков континентальной литосферы, присутствующих в этом регионе.

После достижения определенного глубинного уровня микроплюм растекался. Учитывая, что (Sm/Yb)_n отношения (1.01–1.37) в базальтах T-MORB только незначительно превышают таковые у деплетированных базальтов, можно ожидать, что растекание происходило на уровне шпинелевой фации глубинности. Наиболее интенсивные потоки микроплюмового материала формировались в подосевой зоне спрединга, где наименьшая прочность окружающей мантии в силу ее более высоких температур в сравнении с таковой во фланговых частях САХ.

Мы имеем возможность оценить особенности только северной ветви этого потока, двигавшегося в соответствии с общим простиранием САХ в этом сегменте на северо-запад. Участки, расположенные к югу от участка-7, пока не изучены. По мере движения потока микроплюмового материала в нем происходило частичное плавление, а образовавшиеся расплавы смешивались с расплавами, генерированными в деплетированной мантии, что приводило к образованию толеитов N-MORB, но обогащенных Nb, Rb, Ba.

Плавление приводило к уменьшению массы потока и обеднению гигромагматофильными и обогащению тугоплавкими элементами. В наибольшей степени поток должен быть остывшим и обедненным литофильными компонентами вблизи разлома Чарли Гиббс. Дополнительно здесь на него действует охлаждающее влияние трансформного разлома, на что, в частности, указывает появление вблизи разлома высоконатровых и высокотитанистых базальтов.

Однако данные по аномалиям Буге и рельефе осевой и гребневой зон свидетельствуют о повышенных интенсивности магматизма и мощности

коры на этом участке. Это противоречие можно избежать, если предположить, что трансформный разлом, на противоположном крыле которого расположена холодная и более мощная литосфера, является препятствием дальнейшему продвижению потока, двигавшегося с юга.

В результате здесь происходит накопление вещества и увеличивается интенсивность магматической аккреции, что приводит к повышенному гребневому и осевому рельефу, необычной структуре сочленения рифта и разлома и, судя по распределению аномалий Буге, к повышенной мощности коры. Это вещество сохранило некоторые свои первоначальные метки, в виде слегка повышенных концентраций K_2O , P_2O_5 , Nb и La в деплетированных базальтах сегмента, примыкающего к разлому Чарли Гиббс, здесь же встречены единичные образцы толеитов T-MORB.

На участках, где поток пересекал или проходил над блоками континентальной литосферы, возникавшие в нем расплавы смешивались и с расплавами, генерированными при плавлении вещества этих блоков. Образованные таким образом вулканы T-MORB в своем составе содержат больше вещества мантийного компонента EM-2, в сравнении с базальтами T-MORB, встреченными на вулканических поднятиях участка-7. Выделяются они и повышенными концентрациями Th, Pb, Ba, Sr. Избирательно некоторыми из этих элементов, а также Zr обогащены и вулканы N-MORB, распространенные на этих участках.

В верхней мантии изученного сегмента САХ имеется еще два типа химических неоднородностей.

- Первый тип — это практически повсеместное обогащение деплетированной мантии Zr, а северной части изученного сегмента (от разлома Чарли Гиббс до 49° с.ш.) также и Pb и P_2O_5 . Учитывая, что тренды вариаций концентраций Zr и Pb в деплетированных базальтах из этих районов экстраполируются в поле составов базальтов E-MORB, можно предположить, что на одном из этапов эволюции состава астеносферной мантии произошло ее обогащение этими элементами в результате обширного метасоматоза при воздействии расплавов, выплавившихся из вещества блоков континентальной литосферы.

- Второй тип — это локальные участки обогащения деплетированной мантии Sr и Ni, встречающиеся по всей изученной площади. Одно из возможных объяснений этому феномену заключается в том, на данных участках в процессе плавления участвовало вещество деплетированной мантии, ранее уже претерпевшей плавление.

Простирается изученного сегмента САХ резко отличается от таковых как к северу от разлома Чарли Гиббс, так и к югу от полигона Фарадей. От Азорского поднятия к северу САХ протягивается

в северо-восточном направлении, которое, вероятно, задается потоками плюмового материала, идущего от Азорского плюма в северо-восточном направлении [46, 58].

В этом случае можно ожидать, что изменение простираения САХ около южного окончания полигона Фарадей могло быть связано с выклиниванием этого потока. Но встает вопрос почему более северный сегмент САХ ориентирован не субмеридионально, что было бы более ожидаемо, поскольку это направление ортогонально спредингу и более близкое к трансформному разлому Чарли Гиббс, а северо-западное. При этом не только хребет имеет такое простираение, но и многочисленные рифтовые и гребневые структуры, распространенные преимущественно на участках с низким рельефом.

Очевидно, что образование рифтовых структур северо-западного простираения было предопределено наличием зон наименьшей прочности литосферы северо-западного простираения, каковыми могут быть более прогретые участки литосферы. Последние возникают, как говорилось выше, на участках с большей магматической интенсивностью (участки с высоким рельефом) там, где в плавлении участвуют мантийные неоднородности с материалом источника EM-2, что способствует зарождению и подъему более крупных диапиров астеносферной мантии, которые становятся центрами магматической активности.

При движении с юга каждый следующий участок большей магматической интенсивности (участок с высоким рельефом) смещен к западу относительно предыдущего, так что все они находятся на одной линии северо-западного простираения. Диапиры прогревают литосферу, находящуюся как над ними, так и рядом с ними, а между диапирами возникает зона менее прочной литосферы северо-западного простираения, вдоль которой при спрединге развивается система эшелонированных трещин отрыва и впадин растяжения. Трещины отрыва провоцируют декомпрессионное плавление подлитосферной мантии на участках между диапирами, что приводит к образованию небольших неовулканических гряд.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в изученном сегменте САХ не наблюдается влияния на осевую аккрецию коры Исландского (севернее) и Азорского (южнее) плюмов. Возможные признаки влияния Азорского плюма на сегмент САХ непосредственно к югу от разлома Чарли Гиббс вызваны другими причинами — подъемом микроплюма обогащенной мантии близкого к составу мантийного источника NIMU в районе широт 48.41° — 48.46° с.ш. и подосевым его растеканием в северном направлении, а также наличием в верхней мантии на уровне зоны магмогенерации блоков вещества близкого к

составу EM-2, по-видимому, сложенных породами континентальной литосферы.

ВЫВОДЫ

1. Участки большей и меньшей магматической продуктивности чередуются вдоль оси САХ на пространстве между разломами Максвелл и Чарли Гиббс. Им соответствует более высокий и более низкий рельефа дна осевой и гребневой зон, при этом средняя высота рельефа тех и других уменьшается от крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося в южной части изученного района, в северном направлении, снова возрастая непосредственно у разлома Чарли Гиббс. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются спрединговые ячейки, ориентированные ортогонально спредингу.

В строении гребневых зон доминируют поднятия различной природы: от тектонических до вулканических. Участки низкого рельефа имеют северо-западное косое по отношению к спредингу простирание, здесь рифтовая долина состоит из отдельных глубоких рифтовых впадин, разделенных мелкими неовулканическими грядами, а на флангах развиты гряды северо-западного простирания, разделенные широкими депрессиями.

2. Многообразие составов изученных вулканитов определяется следующими процессами и факторами — фракционной кристаллизацией расплавов в ходе их подъема к поверхности, накоплением в расплавах вкрапленников, условиями плавления первичных расплавов: температура, глубина, степень частичного плавления, неоднородностью состава плавящегося субстрата.

3. Среди базальтов и долеритов, встреченных в исследуемой области, выделяется несколько петрохимических групп:

— основная группа, объединяющая породы с умеренными концентрациями петрогенных оксидов;

— группы высококальциевых, высоконатровых, высокотитанистых, высокожелезистых, высокотитанистых высокожелезистых, высокоглиноземистых вулканитов, которые в сравнении с породами основной группы при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации CaO, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃, одновременно TiO₂ и Fe₂O₃, Al₂O₃, соответственно;

— группа низкоглиноземистых пород с более низкими Al₂O₃ и CaO при более высоких концентрациях TiO₂ и Fe₂O₃.

4. За исключением высокоглиноземистых вулканитов, в которых большое количество вкрапленников плагиоклаза привело к высокой концентрации Al₂O₃, появление других групп базальтов и долеритов связано с различиями в условиях

плавления первичных базальтовых расплавов и в составе мантийного субстрата. Наиболее распространенные вулканиты основной группы формировались при наиболее типичных условиях плавления, характерных для этого сегмента САХ, проходившего при умеренных температуре, давлении и степени частичного плавления.

Породы высококальциевой группы образовались из высокотемпературных расплавов, плавившихся при высокой степени частичного плавления. Они встречаются в центрах наиболее интенсивной магматической активности над поднимающейся астеносферной мантией в центральных частях спрединговых ячеек и на вулканических поднятиях. Вместе с ними распространены базальты высокожелезистой группы, которые представляют более глубинные выплавки.

Породы высоконатровой и высокотитанистой групп кристаллизовались из расплавов, генерированных при более низких температуре и степени частичного плавления. Они присутствуют вблизи трансформного разлома Чарли Гиббс и на участках низкого рельефа дна с широким развитием глубоких рифтовых впадин, где могут возникать такие условия плавления.

Низкоглиноземистые базальты и долериты распространены в основном на поднятиях гребневой зоны участков САХ с высоким рельефом. Они сформировались из более глубинных выплавов, генерированных в слое, находящемся на промежуточном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности, из субстрата обогащенного литофильными элементами и радиогенными изотопами Sr, Nd и Pb.

Высокотитанистые высокожелезистые базальты, пространственно ассоциирующие с низкоглиноземистыми вулканитами, выплавлялись из субстрата близкого состава, но на уровне шпинелевой фации глубинности.

5. В изученных вулканитах выделяются океанические толеиты N-MORB, T-MORB и E-MORB. Океанические толеиты N-MORB широко распространены и выплавлялись преимущественно из деплетированной мантии (источник DM). Базальты и долериты E-MORB, петрохимически относящиеся к низкоглиноземистым породам, распространены на участках высокого рельефа. Их мантийный субстрат образован смесью материала DM и EM-2 при подчиненной роли HIMU.

Вулканиты T-MORB в основном локализованы на крупных вулканических поднятиях в южной части изученного сегмента САХ и выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала DM и HIMU при подчиненной роли EM-2. Небольшое количество образцов этого типа встречено совместно с вулканитами E-MORB, в них возрастает доля вещества EM-2, что выражается в более высоких концентрациях Sr, Ba, Th и

Pb. Вулканисты N и T-MORB образуют серию пород, сформировавшихся при смешении их расплавов.

6. Между разломами Чарли Гиббс и Максвелл отсутствует влияние Азорского плюма на процессы осевой аккреции коры. Предполагаемые признаки этого влияния вызваны гетерогенностью мантии в этой области. Реконструируются два типа мантийных неоднородностей – пассивные и активные, участвующие в плавлении.

Пассивные неоднородности представлены блоками континентальной литосферы по составу близкими к мантийному источнику EM-2, расположенными на разных глубинных уровнях, протянутыми участками метасоматизированной деплетированной мантии, обогащенной Zr либо Zr, P₂O₅ и Pb, а также блоками, возможно, ранее уже плавившейся деплетированной мантии, обогащенной Sr и Ni.

Активные неоднородности связаны с подъемом микроплюма обогащенной мантии по составу близкой к мантийному источнику NIMU и с его подосевым растеканием в северном направлении вплоть до разлома Чарли Гиббс. При движении микроплюмового материала происходило его частичное плавление, приводившее к его обеднению литофильными и обогащению тугоплавкими элементами. Образующиеся расплавы смешивались с расплавами, генерированными в деплетированной мантии и в мантии, в которой присутствовали пассивные неоднородности.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.Н. Диденко (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия), Е.П. Дубинину (Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовоу (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены в Геологическом институте РАН за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00036.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Модель аккреции океанической коры и ее геодинамические следствия – В кн.: Жизнь Земли. – Под ред. В.А. Садовниченко, А.В. Смурова – М.: МГУ, 2010. Вып. 32. С. 53–83.
2. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5–13.
3. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана – М.: Научный мир, 2002 (Тр. ГИН РАН. Вып. 548). 277 с.
4. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др. Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе “сухого” спрединга // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
5. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. и др. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 48–74.
6. Сколотнев С.Г. Природа многообразия вулканистов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Альманах Пространство и Время (электрон. науч. изд.). 2013. Т. 4. № 1. С. 6–42. <http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Том>
7. Сколотнев С.Г. Регулярные и региональные вариации состава и строения океанической коры и структуры океанического дна Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики – Автореф. дис.... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2015. 59 с.
8. Сколотнев С.Г. Разномасштабная сегментация медленносрединговых срединно-океанических хребтов и ее возможные причины (на примере Центральной и Южной Атлантики). – Мат-лы I Тектонич. совещ. “Проблемы тектоники и геодинамики земной коры” – М.: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 189–193.
9. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А. и др. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26.
10. Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
11. Суцевская Н. М., Бонатти Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш.–3° ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30–55.
12. Суцевская Н.М., Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде // Геохимия. 2022. № 6. С. 503–525.
13. Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E., Hofmann A.W. The chemical composition of the Earth // Ibid. 1995. Vol. 134. P. 515–544.
14. Alt J.C., Anderson T.F., Bonnell L. and Muehlenbachs K. Mineralogy, chemistry, and stable isotopic compositions of hydrothermally altered sheeted dikes: ODP Hole 504B, Leg 111. // Proc. ODP, Sci. Results. 1989. Vol. 111. P. 27–40.
15. Anderson D.L., Schramm K.A. Global hotspot maps – In: *Plates, Plumes, and Paradigms*. – Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Prensall, D.L. Anderson – GSA. Spec. Pap. 2005. Vol. 388. P. 19–29.
16. Benediktsdóttir B., Hey R., Martínez F. et al. A new kinematic model of the Mid-Atlantic Ridge between 55°55' N and the Bight Transform Fault for the past 6 Ma //

- J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. Vol. 121. № 2. P. 455–468.
17. Crane K. The spacing of rift axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying asthenosphere? // EPSL. 1985. Vol. 72. P. 405–414.
 18. Ellam R.M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology. 1992. Vol. 20. P. 153–156.
 19. Escartin J., Smith D.K., Cann J., and et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spread oceanic lithosphere // Nature. 2008. Vol. 455. P. 790–794.
 20. Fontignie D., Schilling J.G. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: A Nd–Sr–Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3° S–46° S) // EPSL. 1996. Vol. 142. P. 109–121.
 21. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Vers. 20141103. 2014. <http://www.gebco.net> (Accessed June, 2023).
 22. GEOROC Database (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents). Vers. 2023-06-01. 2023. <https://georoc.eu/georoc/> (Accessed June, 2023).
 23. Grindlay N.R., Fox P.J., Vogt P.R. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25° S–27°30' S) from sea beam and magnetic data // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B5. P.6983–7010.
 24. Hanan B.B., Kingsley R.H., Schilling J.G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge interactions // Nature. 1986. Vol. 322. P. 137–144.
 25. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // EPSL. 1988. Vol. 90. № 3. P. 273–296.
 26. Hey R., Martinez F., Höskuldsson A., and et al. Multi-beam investigation of the active North Atlantic plate boundary reorganization tip // EPSL. 2016. Vol. 435. P. 115–123.
 27. Hoffman A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust // EPSL. 1991. Vol. 90. P. 297–314.
 28. Hofman A.F. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219–229.
 29. Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): the effect of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 118–136.
 30. Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A., and et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas // Nature. 2007. Vol. 448. P. 684–687.
 31. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73. № 3. P. 287–310.
 32. Klein E.M., Langmuir Ch. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. № B8. P. 8089–8115.
 33. Langmuir Ch.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // EPSL. 1984. Vol. 69. P. 107–127.
 34. Langmuir Ch.H., Bender J.F., Bence A.E. et al. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // EPSL. 1977. Vol. 36. P. 133–156.
 35. Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. Vol. 344. P. 627–632.
 36. Lorinczi P., Houseman G.A. Lithospheric gravitational instability beneath the Southeast Carpathians // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 322–336.
 37. Macdonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities // Nature. 1988. Vol. 335. P. 217–225.
 38. Martinez F., Hey R., Höskuldsson A. Reykjanes Ridge evolution: Effects of plate kinematics, small-scale upper mantle convection and a regional mantle gradient // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 206. P. 1–24.
 39. Merkouriev S., DeMets C. A high-resolution model for Eurasia–North America plate kinematics since 20 Ma // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 173. P. 1064–1083.
 40. Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A. et al. Catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. Vol. 7. № 11. P. 1–69.
 41. Niu Y., O'Hara M.J. MORB-mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspective on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 1–17.
 42. Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M. et al. An investigation of the reliability of HF acid mixtures in the bomb digestion of silicate rocks for the determination of trace elements by ICP-MS // Geostandards and Geoanalyt. Res. 2016. Vol. 40. P. 583–597.
 43. Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubensky A.S. Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS // Microchem. J. 2018. Vol. 140. P. 123–128.
 44. Phillips M.G., Parmentier E.M., Lin J. Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. No. P. 12823–12836.
 45. Regelous M., Niu Ya., Abouchami W. et al. Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: Geochemical evidence from the Mid-Atlantic Ridge at 26° S // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 57–72.
 46. Schilling J. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79° N to 0° N – In: *The Geology of North America: The Western Atlantic Region*. – Eds. P.R. Vogt, B.E. Tucholke, (GSA Mem., Boulder, USA. 1986). P. 137–153.
 47. Schilling J., Hanan B., McCull B. and et al. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd–Sr–Pb isotopic study // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B6. P. 12005–12028.
 48. Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., and et al. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // Nature. 1985. Vol. 313. P. 187–191.
 49. Schilling J.G., Zajac M., Evants R., and et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // Am. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 510–586.

50. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., and et al.* Sea-floor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52°–53° N, Mid-Atlantic Ridge): Preliminary results from R/V “Akademik Nikolaj Strakhov” expedition S50 // *Ofioliti*. 2021. Vol. 46. № 1. P. 83–101.
51. *Sleep N.H.* Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: An alternative to mantle plumes? // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. № B12. P. 10029–10041.
52. *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled mantle-derived melts // *Science*. 2007. Vol. 316. P. 412–417.
53. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics in ocean basalt: Implication for mantle composition and processes – In: *Magmatism in the Ocean Basins* – Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ. USA. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
54. *Sun S.S., Nesbit R.W., Sharaskin A.Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *EPSL*. 1979. Vol. 96. P. 119–133.
55. *Thompson R.N.* Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts // *Earth-Sci. Rev.* 1987. Vol. 24. P. 161–210.
56. *Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J. et al.* Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1987. № 30. P. 253–267.
57. *White W.M.* Ocean island basalts and mantle plumes: The geochemical perspective // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. Vol. 38. P. 133–160.
58. *White W., Schilling J.G.* The nature and origin of geochemical variation in the Mid-Atlantic Ridge basalts from the central North Atlantic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. Vol. 42. P. 1501–1516.
59. *Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C.* The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 70. P. 79–107.
60. *Yu D., Fontignie D., Schilling J.G.* Mantle-plume interactions in the Central North Atlantic: Nd-isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30° N to 50° N // *EPSL*. 1997. Vol. 146. P. 259–272.
61. *Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S.* Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*. 1982. Vol. 298. P. 519–523.

Oceanic Crust Formation in the Mid-Atlantic Ridge Segment between Azores and Icelandic Plumes: Results of Geological and Petrogeochemical Studies

S. G. Skolotnev^{a,*}, A. A. Peyve^a, S. Yu. Sokolov^a, S. A. Dokashenko^a,
V. N. Dobrolyubov^a, O. I. Okina^a, B. V. Ermolaev^a, K. O. Dobrolyubova^a

^a*Geological Institute RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: sg_skol@mail.ru*

The structure of the ocean floor and the composition of basalts and dolerites of the MAR segment between the Maxwell and Charlie Gibbs FZs (North Atlantic) were studied based on the data of the 53rd cruise of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”. It was found that in this segment, along the spreading axis, areas of greater and lesser magmatic productivity alternate, which correspond to higher and lower bottom relief. In areas of high relief, spreading cells form in the axial zone, and rises of various nature dominate in the ridge zone: from tectonic to volcanic. In areas of low relief, the rift valley consists of deep rift basins, and low ridges are developed on the flanks, separated by wide depressions. Oceanic tholeites N, T and E-MORB are distinguished among the studied volcanites. The first of them are ubiquitous and were melted from mainly depleted mantle (source DM). Basalts and dolerites of E-MORB are found in areas of high relief. Their mantle substrate is formed by a mixture of DM and EM-2 material with the subordinate role of HIMU. T-MORB volcanites are mainly localized on large volcanic rises in the southern part of the studied MAR segment and were melted from a substrate formed by a mixture of DM and HIMU material with the subordinate role of EM-2. Two types of mantle inhomogeneities involved in melting are reconstructed: passive and active. The former are represented by blocks of the transformed continental lithosphere that are similar in composition to the EM-2 mantle source. Active inhomogeneities associate with the uplift near Maxwell FZ of the microplume of the enriched mantle with a composition close to HIMU and with its subaxial flow in the north direction up to the Charlie Gibbs FZ.

Keywords: oceanic crust, spreading, rift valley, bottom rise, mantle inhomogeneities, basalt, dolerite, Mid-Atlantic ridge, North Atlantic