

Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта

Л. В. Дмитриев

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

С. Ю. Соколов

Геологический Институт РАН

В. Г. Мелсон, Т. О'Хирн

Смитсоновский Институт, США

Аннотация. Для осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) в интервале от экватора до 80° с. ш. на представительном материале выполнено сопоставление петрологических параметров современного магматизма ТОР (Толеиты Океанических Рифтов), батиметрии, аномалий силы тяжести, сейсмичности и поверхности геоида. Установлено, что все перечисленные параметры коррелируют между собой с высоким разрешением (не менее $0,5$ дугового градуса по широте). Эта корреляция рассматривается как следствие взаимодействия всех процессов (от мантийного апвеллинга до вулканизма), участвующих в формировании новой литосферы САХ, еще не замаскированного будущими геологическими событиями. Показано, что две главные геодинамические обстановки, соответствующие одновременному образованию спрединговой и плюмовой ассоциациям ТОР, характеризуются резко контрастным проявлением масштабов мантийного апвеллинга, условий эволюции магматизма по давлению и температуре и распределением геофизических полей. Это подчеркивается модальностью ключевых петрологических и геофизических параметров и отражается в геодинамической сегментации САХ. Показано, что дискретность петрологических параметров является следствием дискретности внешних геодинамических условий, по отношению к которым магматизм представляется как геологическое явление второго порядка. Продуктивность магматизма служит надежным индикатором геодинамической обстановки.

Для разработки количественных геодинамических моделей, прежде всего, необходимы данные, свидетельствующие о взаимосвязи между разными геологическими процессами, участвующими в формировании исследуемого объекта. Понятно, что их взаимосвязь, и, следовательно, их иерархия могут быть установлены и охарактеризованы на примере геоло-

гически активных, развивающихся объектов, в пределах которых результаты действия того или другого процесса или их комбинаций еще не замаскированы последующими событиями. Одним из таких объектов являются срединно-океанические хребты (СОХ), точнее их осевые зоны. Геологические структуры этих зон создаются в настоящее время, а их образование тесно связано с современным магматизмом и новейшими тектоническими движениями. Результаты взаимодействия этих процессов записываются в конфигурации геофизических полей.

Характеристика взаимосвязи процессов разного уровня, приводящих к образованию срединно-океа-

©1999 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE99025.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1999.
URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE99025/RJE99025.htm>

нических хребтов, находит отражение в многочисленных работах последнего десятилетия, выполненных в рамках главной идеи проекта InterRIDGE, где срединно-океанические хребты рассматриваются как уникальные “Природные лаборатории”. К числу таких работ относятся, например, исследования Е. Г. Мирлина и Н. М. Суцевской [Мирлин, Суцевская, 1990, 1992], Д. Форсайта [Forsyth, 1993], Я. Ниу и Р. Хекиньяна [Niu and Hekinian, 1997], Г. Дика [Dick, 1989], Дж. Кэси и др. [Casey et al., 1996] и др. В работах Ч. Лангмура и др. [Langmuir et al., 1992] была убедительно показана взаимосвязь между петрологическими параметрами базальтового магматизма срединно-океанических хребтов и толщиной коры, записанной в рельефе рифтовой долины. В качестве петрологических параметров ими были предложены величины $Na_{(s)}$ (степень частичного плавления мантии и мощность образующейся базальтовой коры) и $Fe_{(s)}$ (глубина отделения расплава от мантийного источника). Эти же параметры были успешно использованы Э. Бонатти [Bonatti, 1996a, 1996b] при петрологическом районировании Срединно-Атлантического хребта (САХ). Связь между петрологическими параметрами магматизма и поверхностью геоида для всего Мирового океана недавно была охарактеризована в работе [Lecroart et al., 1997]. Индикаторная роль петрологических параметров была показана на примере взаимосвязи между геодинамической сегментацией САХ и масштабом адиабатического подъема вещества мантии до уровня его плавления [Дмитриев, 1998]. Перечисленные работы стимулируют исследование взаимосвязи между формированием геологических структур срединных хребтов и особенностями мантийного магматизма на количественном уровне.

В данной работе на примере наиболее изученного северного сектора САХ показан опыт сопоставления петрологических параметров базальтового магматизма, аномалий силы тяжести, сейсмичности и поверхности геоида осевой зоны хребта с использованием всей доступной информации.

Фактический материал и построение профилей вдоль САХ

Петрологические и геохимические параметры магматизма TOP (Толеиты Океанических Рифтов – альтернативный термин BCOX или MORB, предложенный нами [Дмитриев и др., 1978]), определены по составам их закалочных стекол из Каталога Смитсонниановского Института [Melson et al., 1977], существенно дополненного за последнее десятилетие нашими оригинальными данными и опубликованными материалами [Суцевская, Волокитина, 1995; Суцев-

ская и др., 1992, 1995, 1996; Niu and Batiza, 1993]. Для данного исследования были выбраны образцы современных базальтов, драгированных со дна и бортов осевой рифтовой долины САХ в интервале 0–80° с. ш. Выборка представительных анализов включает 4481 состав.

Для сопоставления петрологических и геохимических параметров с геофизическими данными, представленными в виде матриц значений с географической привязкой, а также набора точечных значений, была построена линия профиля, проходящая вдоль рифтовой зоны САХ. Привязка к такой линии позволяет одинаковым образом строить профили значений геофизических полей по разной сетке. Далее процедура сводится к проецированию трехмерного набора данных профиля (широта, долгота, значение поля) на субмеридиональную плоскость (широта, значение поля) и сопоставлению геофизических параметров с петрологическими и геохимическими в двухмерной системе координат, общей из которых является широта. Таким же образом на ось широт проецируются координаты землетрясений и петрологические и геохимические данные для закалочных стекол, драгированных вдоль оси САХ.

В работе использованы данные по гравитационным аномалиям в свободном воздухе с разрешением 2' по [Sandwell and Smith, 1997]. Эти данные ограничены 72° с. ш., поэтому они были дополнены данными по [McAdoo and Laxon, 1997], область которых ограничена 82° с. ш. Указанные наборы данных позволили построить единый профиль от экватора до 80° с. ш. Аномалии Буге изначально рассчитывались по сетке этих данных для трехмерной модели, и уже после этого было получено сечение аномалий по профилю. Методика вычислений аномалий Буге по данным альтиметрии изложена в [Мазарович, Соколов, 1999]. Отметим лишь, что данные по рельефу были взяты по сетке ETOPO5 с разрешением 5' [Global Relief CD, NOAA, 1993]; данные гравиметрии были пересчитаны на ту же сетку с понижением разрешения от 2' до 5'; была принята средняя плотность океанической коры 2,75 г/см³; поправка за рельеф вычислялась в области с радиусом 166 км. Информация о поверхности геоида использовалась по сетке с разрешением 15' [Lemoine et al., 1996] с получением соответствующего профиля значений вдоль оси САХ.

Информация о сейсмических событиях с магнитудой $M_b > 4$ была получена по каталогу CNSS за период с 1960 г. по июнь 1997 г. (Магнитуда M_b , широта, долгота, время, категория глубин 0–13 км, 13–35 км и более 35 км). Сейсмический момент $SM [J \times 10^{17}]$ (джоули) вычислялся для событий разных глубинных категорий по формуле:

$$\text{Lg}(SM) = 17,1 + 1,3 \times (M_b - 5).$$

Таблица 1. Соотношение объемов разных групп ТОР в Атлантическом и в Тихом океанах

Океан	ТОР-1	ТОР-2	ТОР-Na	ТОР-K	ТОР-Fe	ТОР-FeTi
Атлантика	26,4	38,2	5,6	10,5	19,2	0,1
Тихий	30,0	27,8	6,7	5,9	23,2	6,2

Значения сейсмических моментов каждого события и общее число событий суммировались для отрезков САХ длиной в один дуговой градус и отображались в виде профилей соответствующих значений (включая магнитуду) вдоль оси широт. Общая выборка событий для осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. составляет 4116 записей.

Магматизм и геодинамика САХ (краткий очерк)

Наиболее принципиальные результаты петрологического исследования ТОР, полученные к настоящему времени и используемые в настоящей работе, сводятся к следующему.

1. В конце 70-х была открыта бимодальность состава ТОР, устойчивая как в Атлантике, так и в Тихом океане. Тогда же возникла проблема геодинамического контроля магматизма, так как разрыв состава базальтов не объясним с позиций экспериментальной петрологии. В начале исследований, выделенные две группы базальтов получили название ТОР-1 и ТОР-2 [Дмитриев и др., 1978], а положение области разрыва составов было эмпирически установлено путем расчета восьмикомпонентной дискри-

минанты “D” [Суцеская и др., 1983]. Позже, по мере накопления нового материала были выделены и другие группы. Согласно предложенной нами классификации, основанной на кластерном анализе вариаций состава закалочных стекол ТОР (более 5000 микрондовых анализов) среди них выделяется шесть групп [Дмитриев и др., 1990]. Четыре из них – ТОР-1, ТОР-2, ТОР-Fe и ТОР-FeTi составляют вместе более 80% всех продуктов мантийного магматизма в Атлантическом и Тихом океанах. Меньше 20% приходится на группы ТОР-Na и ТОР-K (обогащенные этими элементами соответственно).¹

Соотношения разных групп ТОР для северной части САХ в координатах Fe₍₈₎-Na₍₈₎ [Klein and Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992] приведено на рис. 1.

2. Распространение перечисленных групп ТОР в Атлантике и в Тихом океанах показано в табл. 1. (Для Индийского океана таких оценок не проводилось из-за малого объема фактического материала).

Было установлено, также, что скорость спрединга контролирует характер пространственного распределения ТОР разных групп [Дмитриев и др., 1990]. Так, по простиранию СОХ с высокой скоростью спрединга (Восточно-Тихоокеанское Подняние, Галапагосский Центр спрединга) и с переменной скоростью (САХ к югу от экватора) все перечисленные группы ТОР распределены в беспорядке, мозаично. В то же время вдоль САХ к северу от экватора (низкая скорость спрединга) разные группы ТОР образуют протяженные провинции, ограниченные крупными трансформными разломами, разделяющими хребет на тектоно-магматические сегменты разного порядка, детально обоснованные с учетом материалов по магматизму, тектонике и геофизике, и показанные на рис. 2 [Дмитриев, 1998; Дмитриев и др., 1994].

3. При новой классификации ТОР бимодальность всей их совокупности сохранилась и для Атлантики

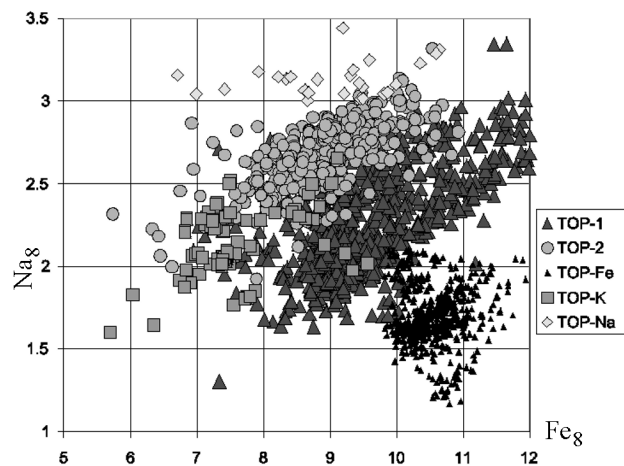


Рис. 1. Главные группы ТОР осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. в координатах Fe₍₈₎-Na₍₈₎ [Klein and Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992] (4021 анализ закалочных стекол).

¹ Кроме этого была установлена малочисленная группа низкотитанистых толеитов с ортопироксеном – ТОР-3 [Данюшевский и др., 1987] и в расплавах включениях определены сверхдеплетированные ТОР-УДМ [Соболев, Шимизу, 1992]. Недавно идентифицирована новая группа ТОР-Al, обогащенная глиноземом и магнием. Базальты этой группы встречаются редко и сильно локализованы в пространстве СОХ [Дмитриев, 1998; Plechova, 1998]. Все перечисленные новые группы ТОР в этой работе не рассматриваются.

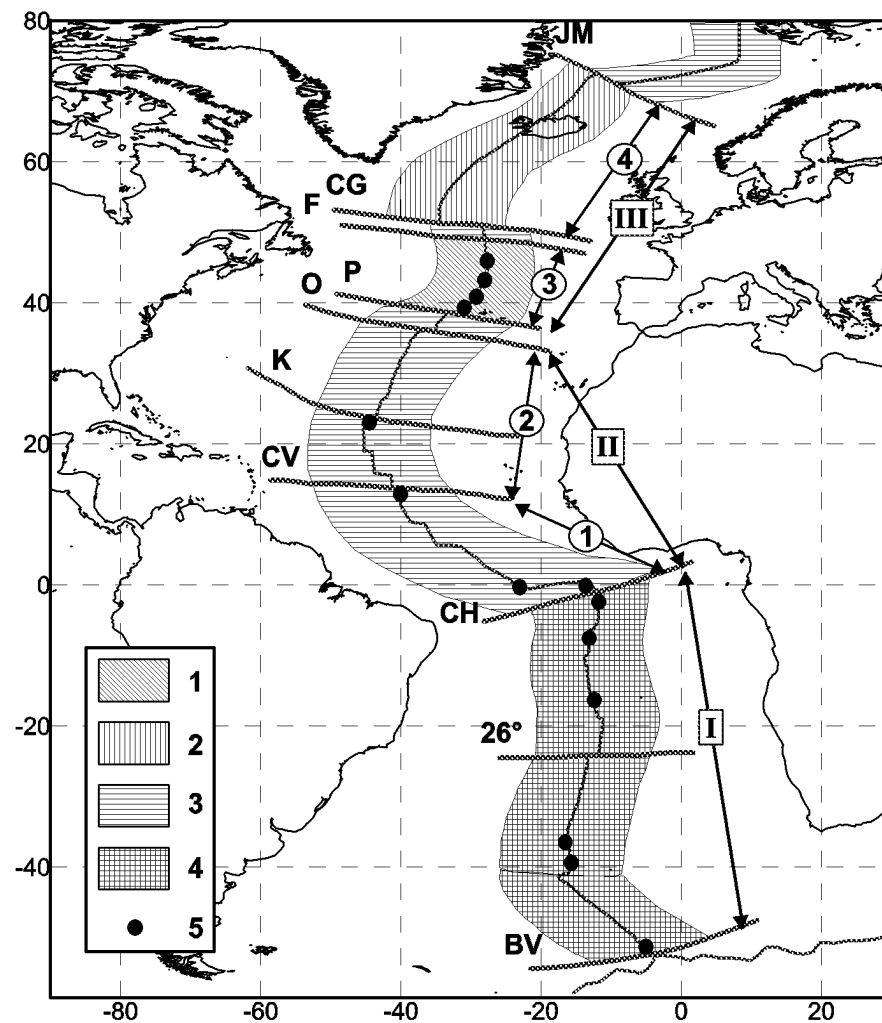


Рис. 2. Схема тектоно-магматической сегментации Срединно-Атлантического хребта [Дмитриев, 1998].

Обозначения: 1. TOP-1; 2. TOP-1+TOP-Fe; 3. TOP-2; 4. TOP-1 + TOP-2; 5. TOP-K.

I, II, III – сегменты 1 порядка: I – Южная Атлантика, II – Южный регион Северной Атлантики, III – Северный регион Северной Атлантики.

(1)–(4) – сегменты 2 порядка: (1) – приэкваториальный сегмент, (2) – центральный сегмент, (3) – Азорский сегмент, (4) – Исландский сегмент.

Зоны разломов: JM – Ян-Майен, CG – Чарли Гиббса, P – Пико, O – Океанограф, K – Кейн, CV – Зеленого мыса, CH – Чейн, 26° – Разлом вблизи 26° ю. ш., BV – Буве.

и для Тихого океана. Для TOP осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. по данным 4481 составов было рассчитано новое значение дискриминанты $D1 = 2,36 \text{ SiO}_2 + 15,61 \text{ TiO}_2 + 1,35 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,80 \text{ FeO} - 3,17 \text{ MnO} + 3,19 \text{ MgO} + 2,34 \text{ CaO} + 21,35 \text{ Na}_2\text{O} - 29,15 \text{ K}_2\text{O}$. На рис. 3 показана гистограмма $D1$ с хорошо выраженной узкой зоной минимума при значении $D1_0 = 255,5$. При дальнейшем использовании этой эмпирической дискриминанты выяснилось, что она является функцией важных петрологических параметров – таких как температура и давление ко-

тектической кристаллизации TOP, степени их дифференциации и др. В качестве примера на рис. 4 приведен график, иллюстрирующий связь между $D1$ и $\text{Na}_{(8)}$. На этом рисунке вблизи $D1_0$ хорошо видна граница между двумя ассоциациями групп TOP, которые показаны разными символами:

3.1. Ассоциация TOP суперплюмов – Азорского и Исландского [Dosso et al., 1999; Schilling, 1973, 1975, 1986], представленных TOP-1, TOP-Fe и TOP-K (TOP-FeTi в северной части САХ не установлен). В эту ассоциацию входят также сильно ограничен-

ные в пространстве проявления TOP-K (иногда с TOP-1), локализованные вблизи границ между сегментами САХ разного порядка.

3.2. Ассоциация TOP низкоскоростного спрединга, представленная TOP-2 и TOP-Na в виде обширной провинции в интервале 0–34° с. ш. и в пределах небольшого блока между 48–52° с. ш., разделяющего провинции Азорского и Исландского суперплюмов.

Сравнение разных групп TOP и их плюмовых и спрединговых ассоциаций по степени их геохимического обогащения показано на диаграмме D1–K₂O/TiO₂ (рис. 5). Здесь видно, что подавляющее большинство базальтов (кроме TOP-K) относятся к геохимически нормальным толеитам – N-MORB – по [Wilson, 1989]. Небольшая их часть принадлежит к переходному T-MORB. TOP-1 незначительно обогащен по сравнению с TOP-2. Наиболее обедненными являются TOP-Na, а самыми обогащенными – TOP-K, представленные преимущественно E-MORB. Предполагается, что TOP-K связан с “эмбриональной стадией” формирования внутриплитовых (или плюмовых) базальтов [Bougault et al., 1988].

Таким образом, рис. 5 подчеркивает, что степень обогащения TOP возрастает с глубиной их мантийного источника. Это свидетельствует о том, что в мантии исследуемого объекта, как источника расплавов, отсутствуют какие-либо значительные локальные геохимические неоднородности, связанные, например, с рециклингом вещества континентальной коры.

Распределение TOP разных групп вдоль простирания САХ показано на рис. 6.

Далее в этой работе значения D1 используются

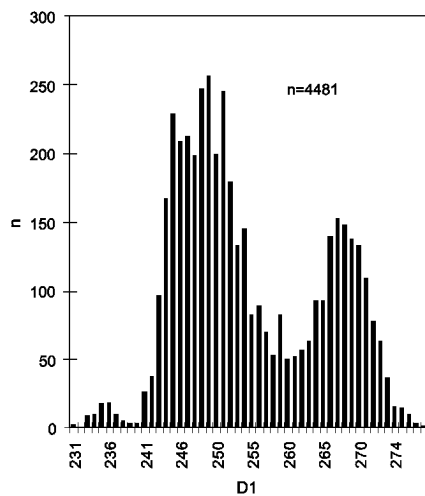


Рис. 3. Гистограмма дискриминанты D1, рассчитанной для TOP осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш.

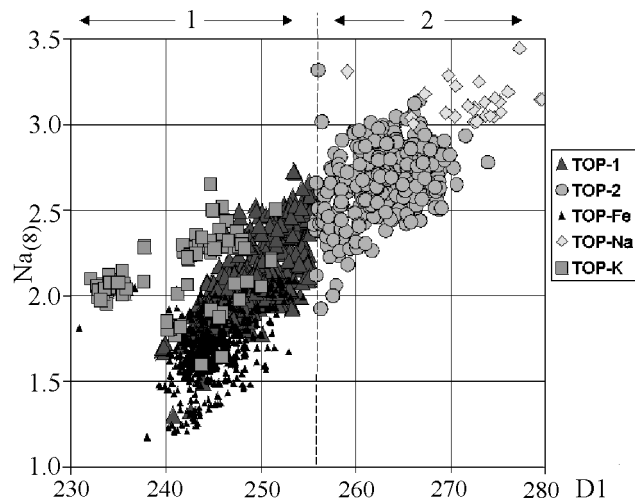


Рис. 4. Распределение TOP разных групп в координатах D1–Na₍₈₎ для осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш.; 1 – плюмовая ассоциация, 2 – спрединговая ассоциация.

в качестве универсального петрологического параметра, позволяющего идентифицировать TOP двух этих главных ассоциаций.

4. В табл. 2 приведены составы родоначальных расплавов TOP плюмовой и спрединговой ассоциаций и P-T условия их отделения от мантийного источника. Для TOP-1 и TOP-2 они были восстановлены путем прямого эксперимента (гомогенизация расплавных включений) и численного моделирования [Дмитриев и др., 1978; Sobolev and Dmitriev, 1989]. Для TOP-K прямые эксперименты не проводились. Здесь в качестве наиболее вероятного ро-

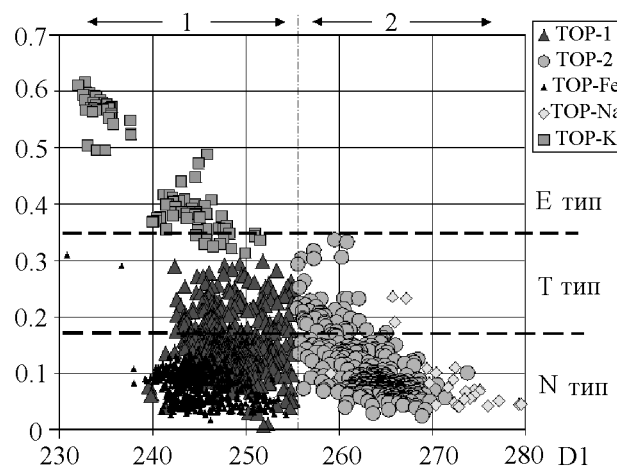


Рис. 5. Плюмовая (1) и спрединговая (2) ассоциации TOP в координатах D1 – K₂O/TiO₂ и их сопоставление с E, T и N-MORB по [Wilson, 1989].

Таблица 2. Составы родоначальных расплавов ТОР САХ и условия их отделения от мантийного источника

	Плюмовая ассоциация		Спрединговая ассоциация	
	ТОР-1	ТОР-К (субщелочные базальты Исландии, среднее по 2)	ТОР-2	ТОР-На (среднее по 2)
SiO ₂	48,9	46,5	49,6	49,2
TiO ₂	0,5	2,1	0,9	1,1
Al ₂ O ₃	15,7	13,9	18,6	17,1
FeO	7,7	8,7	7,2	8,1
MnO		0,1		0,1
MgO	13,9	12,6	9,4	10,9
CaO	11,8	12,5	12,0	10,6
Na ₂ O	1,5	2,2	2,3	2,7
K ₂ O	0,0	0,8	0,0	0,1
Сумма	99,9	99,4	100,0	99,9
T°С	1420	1388	1270	1315
Р кбар	15	20	9	12
Источник	[<i>Sobolev and Dmitriev, 1989</i>]	[<i>Гуренко и др., 1991</i>]	[<i>Sobolev and Dmitriev, 1989</i>]	Данюшевский (письменное сообщение см. текст)

родоначального расплава ТОР-К используются экспериментальные и расчетные данные [Гуренко и др., 1991; Соболев, Никогосян, 1994] по субщелочным базальтам Исландии, сходными по составу с ТОР-К. Прямое определение родоначального расплава ТОР-На также не проводилось. Здесь мы приводим данные о реконструкции его состава и условий его отделения от мантии полученные Л. В. Данюшевским по составу наиболее магнезиальных разностей закалочных стекол таких базальтов с использованием усовершенствованной программы "Petrolog" [Danyushevsky, 1998]. Подобные оценки, выполненные с применением программы ТОЛЕМАГ [Арискин и др., 1991], дают заниженные значения давления и температуры (Р – 5–6 кбар, Т – 1250°С) [Суцеская и др., 1995].

Численным моделированием было показано, что ТОР-Fe и ТОР-FeTi являются продуктами внутрикамерной дифференциации ТОР-1 в условиях пониженных давления и температуры (1–2 кбар, 1100–1200°С) [Дмитриев и др., 1990].

5. Были восстановлены значения давления, температуры и содержания воды, соответствующие котектической стадии кристаллизации ТОР (MgO <

8,5%) по методу [Danyushevsky et al., 1996] с ошибкой Р±2 кбар, Т±5°С и Н₂O±0,2%.

На рис. 7 в координатах давление (Р кбар) – температура (Т°С) показано положение продуктов котектической кристаллизации всех групп ТОР для северной части САХ (0–80° с. ш.) относительно линии солидуса мантии [Herzberg and Zhang, 1996] и адиабаты 3°С/кбар, принятой для декомпрессии первичных расплавов [Nisbet, 1982]. Даже с учетом ошибки расчетов график дает представление об условиях котектической кристаллизации расплавов после их отделения от мантийного источника. Хорошо видно, что наклон поля котектической кристаллизации заметно отличается от наклона адиабаты 3°С/кбар. Это должно быть связано с значительной потерей тепла в окружающую среду на пути доставки расплавов к поверхности и их кристаллизации. Обращает внимание расширение поля котектической кристаллизации с уменьшением давления, благодаря чему его нижняя граница становится круче верхней относительно адиабаты, что также, вероятно, сопровождается дополнительной потерей тепла. В особенности это заметно в области самых низких давлений на примере связи ТОР-1 – ТОР-Fe, что мы объясняем внутри-

камерной дифференциацией TOP-1 (см. выше). Не исключено, что расширение всего поля котектической кристаллизации TOP с уменьшением давления связано с более благоприятными условиями формирования промежуточных камер в верхних горизонтах литосферы.

Наиболее важным представляется резкое различие смены P-T условий эволюции расплавов при сравнении “плюмовой” ассоциации (TOP-1 – TOP-Fe – TOP-K) и “спрединговой” ассоциации (TOP-2 – TOP-Na). Прежде всего, видно, что поле кристаллизации плюмовой ассоциации смещено в область более низких значений давления и температуры по сравнению со спрединговой ассоциацией. Более наглядно это показано на графике D1 – давление котектической кристаллизации P, кбар (рис. 8).

Все упомянутые различия показаны на примере сравнения условий кристаллизации по средним составам всех групп TOP и их родоначальных расплавов (табл. 2 и 3, рис. 9). Здесь видно, что в случае “плюмовой” ассоциации декомпрессия не менее 15 кбар (от 15–20 кбар до 1–3 кбар) сопровождается снижением температуры расплавов от адиабаты 3°С/кбар до средних составов примерно на 200°С, а для “спрединговой” ассоциации эволюция расплавов происходит в интервале 4–5 кбар и менее

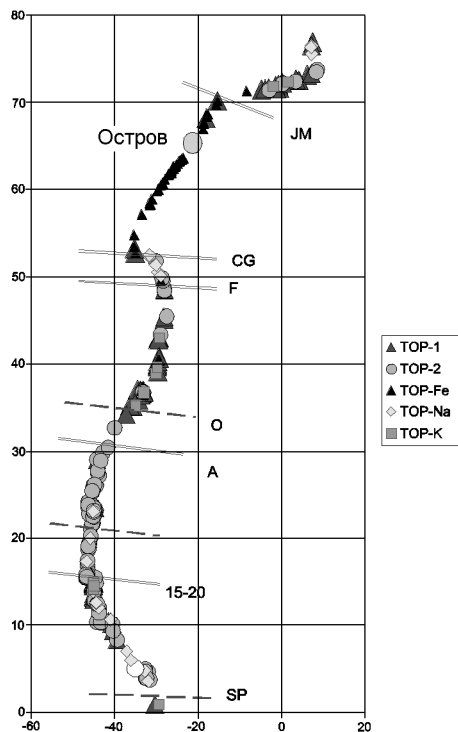


Рис. 6. Распределение TOP разных групп вдоль осевой зоны САХ. Заштрихованы регионы плюмовой ассоциации TOP.

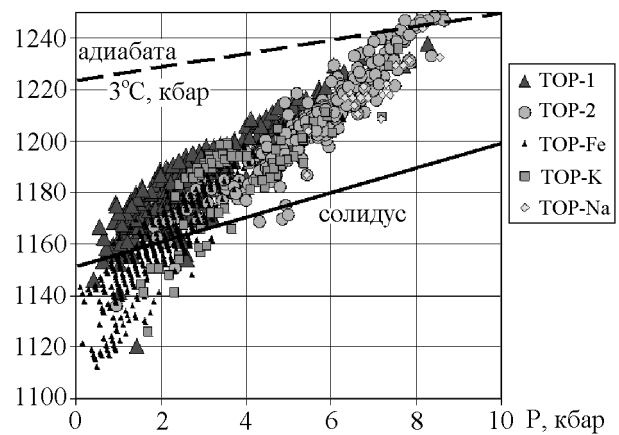


Рис. 7. Давление и температура котектической кристаллизации TOP разных групп. Линия солидуса по [Herzberg and Zhang, 1996]. Адиабата 3°С/кбар для декомпрессии первичного расплава по [Nisbet, 1982].

100°С соответственно. Для наглядности на рис. 9 схематически показаны поля эволюции магматизма обеих ассоциаций. Не исключено, что эти различия играют существенную роль при формировании разного теплового режима литосферы в условиях развития плюмов и при медленном спрединге, не осложненном другими процессами глобального масштаба. В первом случае, очевидно, литосфера должна быть более прогретой и менее вязкой по сравнению со вторым случаем, который по расчетам [Bonatti, 1996b] отвечает холодной, жесткой литосфере (“холодный пояс литосферы Атлантики”).

6. По данным о P-T условиях образования родоначальных расплавов TOP (табл. 2) было устано-

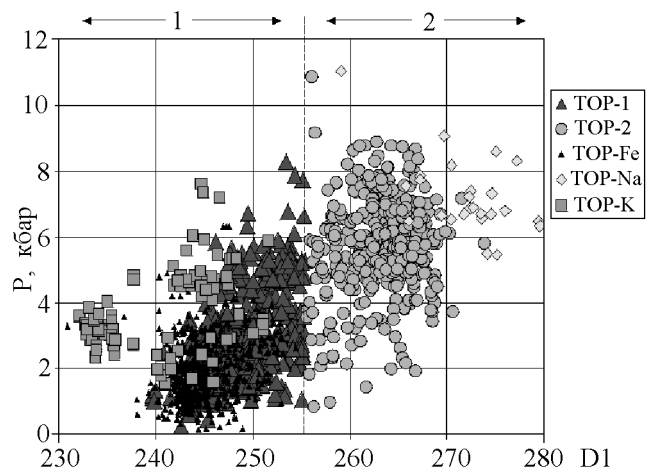


Рис. 8. Составы TOP плюмовой (1) и спрединговой (2) ассоциаций в координатах D1 – давление котектической кристаллизации, P, кбар.

Таблица 3. Средние составы (X), стандартное отклонение (S), дисперсия (δ) ТОР и их петрологических параметров. км – рассчитанная мощность базальтовой коры в км

	Плюмовая ассоциация									Спрединговая ассоциация					
	ТОР-1 n=2130			ТОР-Fe n=927			ТОР-K n=259			ТОР-2 n=1109			ТОР-Na n=69		
	X	S	δ	X	S	δ	X	S	δ	X	S	δ	X	S	δ
SiO ₂	50,81	0,85	0,73	50,79	0,57	0,33	50,34	0,85	0,71	50,71	0,61	0,37	50,84	0,82	0,67
TiO ₂	1,04	0,19	0,04	1,43	0,26	0,07	1,51	0,24	0,06	1,50	0,12	0,01	1,63	0,21	0,05
Al ₂ O ₃	15,45	0,74	0,54	14,06	0,48	0,23	15,88	0,54	0,29	15,69	0,49	0,24	15,77	0,63	0,40
FeO	9,25	0,58	0,34	12,33	0,99	0,97	8,46	0,94	0,89	9,45	0,38	0,14	9,64	0,76	0,57
MgO	8,19	0,71	0,50	6,94	0,56	0,31	7,44	0,59	0,35	7,71	0,43	0,18	7,57	0,49	0,24
CaO	12,43	0,61	0,37	11,68	0,47	0,23	12,38	0,94	0,88	11,40	0,33	0,11	10,87	0,53	0,28
Na ₂ O	2,14	0,21	0,04	2,09	0,11	0,01	2,33	0,24	0,06	2,81	0,12	0,01	3,31	0,18	0,03
K ₂ O	0,15	0,07	0,01	0,12	0,06	0,01	0,70	0,09	0,01	0,14	0,07	0,01	0,14	0,09	0,01
H ₂ O	0,20	0,36	0,13	0,21	0,08	0,01	0,53	0,25	0,06	0,31	0,20	0,04	0,29	0,21	0,04
K ₂ O/TiO ₂	0,14	0,04	0,01	0,08	0,03	0,01	0,48	0,11	0,01	0,10	0,05	0,01	0,09	0,06	0,01
P, кбар	4	2	5	2	1	1	4	1	1	6	1	2	7	1	2
T°C	1201	31	968	1158	17	301	1186	17	294	1211	19	375	1223	18	344
км	10	3,5	12	17	2	4	12	2	4	5	2	4	0,4	1,6	2,6
D1	248	3,5	12	245	3	9	239	6	36	263	3	10	273	5	26
Fe ₍₈₎	9,6	1,0	1,0	10,6	0,4	0,2	7,5	0,6	0,4	8,9	0,7	0,5	8,9	1,0	1,0
Na ₍₈₎	2,2	0,3	0,1	1,7	0,2	0,1	2,1	0,2	0,1	2,7	0,2	0,1	3,1	0,1	0,1

влено, что при двухслойной конвекции по [Richter and McKenzie, 1981], длина траекторий адиабатического подъема мантии от геотермы до пересечения солидуса с образованием родоначальных расплавов разных групп ТОР резко увеличивается при переходе от ТОР-2 (~200 км) к ТОР-1 (~400 км) и далее к ТОР-K (~700 км) [Дмитриев, 1998]. Расчет этих траекторий иллюстрируется рис. 10, который дополнен здесь данными об условиях образования родоначального расплава ТОР-Na и траекториями подъема мантии при однослойной конвекции [Трубицын, Рыков, 1998]. Длина этих траекторий по существу отражает скорость подъема вещества мантии при условии постоянства хода геотермы. Если максимально возможная скорость этого подъема, например по оценкам [Reid and Jackson, 1981], достигает 10 см в год (здесь ТОР-K в плюмовой ассоциации при двухслойной конвекции), то ее минимальное значение (ТОР-2 в спрединговой ассоциации при однослойной конвекции) должно быть на порядок меньше – около 1 см в год. Неравномерность апвеллинга мантии, выраженная в длине траекторий ее

подъема и показанная в плоской проекции разреза мантии вдоль оси САХ по данным о распределении разных групп ТОР хорошо согласуется с границами тектоно-магматических провинций и рассматривается здесь как одна из главных причин геодинамической сегментации [Дмитриев, 1998]. На рис. 11 этот разрез воспроизведен для северной части САХ и показан в двух вариантах – для двухслойной (а) и однослойной (б) конвекции. На этом же рисунке схематически показано положение зон разуплотненной мантии под двумя суперплюмами по [Zhang and Tanimoto, 1992].

Рис. 11 наглядно иллюстрирует корреляцию между неравномерностью мантийного апвеллинга, положением зон разуплотнения мантии и размещением “спрединговых” и “плюмовых” ассоциаций ТОР. Такая корреляция служит наглядным подтверждением взаимодействия глубинных мантийных процессов и магматизма в геодинамическом аспекте. Вместе с тем, совмещение в ограниченном пространстве и в современный период по времени столь контрастного проявления скоростей подъема мантии приво-

дит к сомнению относительно конвекции в глобальном масштабе под осевой зоной хребта [Дмитриев, 1998]. Сравнение траекторий для двухслойной (а) и однослойной (б) конвекции (см. также рис. 10) показывает, что в первом случае длина траекторий примерно в два раза больше по сравнению со вторым случаем. Отсюда следует, что если конвекция существует, то она скорее однослойная чем двухслойная, так как при однослойной конвекции различие в длине траекторий (скоростях подъема) выражено менее контрастно по сравнению с двухслойной.

То же самое следует и из распределения изотерм, восстановленных по траекториям подъема мантии для обоих случаев (рис. 12). При двухслойной конвекции контрастное изменение теплового поля под срединным хребтом начинается на глубине порядка 700–800 км (а), а при однослойной всего на 200–250 км (б).

Сопоставление геофизических и петрологических параметров

На рис. 13 попарно показано сопоставление петрологических и геофизических параметров вдали оси САХ. Вертикальными линиями обозначены разломы по границам между сегментами САХ разного порядка. Регионы плюмовой ассоциации TOP заштрихованы. На верхней паре (а) сопоставлены давление котектической кристаллизации TOP (P, кбар) и поверхность геоида, рассчитанная по [Lemoine et al., 1996]. Это сопоставление показывает, что взаимодействие процессов, участвующих в аккреции литосферы САХ и записанное в петрологических параметрах

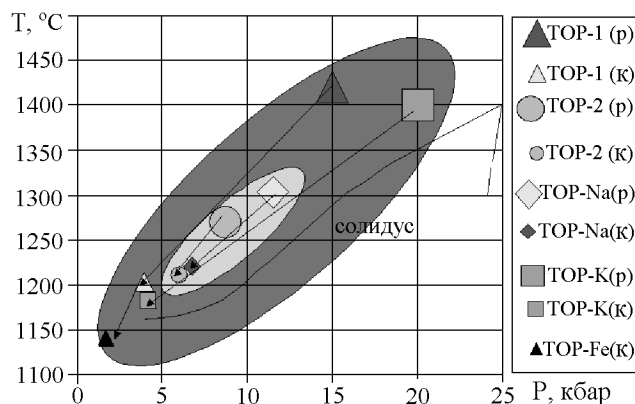


Рис. 9. Положение родоначальных расплавов TOP разных групп (р) и соответствующих им средних составов продуктов котектической кристаллизации (к) в координатах давление–температура. Линия солидуса по [Herzberg and Zhang, 1996]. В овалах показаны поля эволюции плюмовой ассоциации (заштриховано) и спрединговой ассоциации. Ссылки – см. текст и табл. 2 и 3.

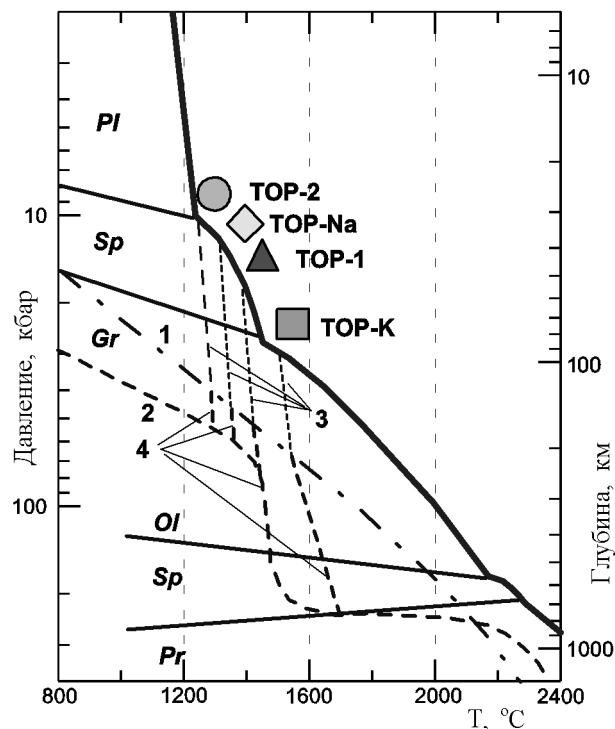


Рис. 10. Положение родоначальных расплавов разных групп TOP в координатах давление–температура. Линия солидуса по [Herzberg and Zhang, 1996]. 1 – геотерма для однослойной конвекции по [Трубицын, Рыков, 1998], 2 – геотерма для двухслойной модели мантийной конвекции по [Richter and McKenzie, 1981], 3 – траектории адиабатического ($1^\circ\text{C}/\text{кбар}$) подъема мантии от геотермы при однослойной конвекции до пересечения солидуса с образованием расплавов разных TOP, 4 – продолжение тех же траекторий для двухслойной конвекции.

трах магматизма влияет на формирование гравитационного поля планеты. Холодной литосфере спрединговой ассоциации соответствуют отрицательные значения геоида, а плюмовой ассоциации – положительные. На геоид влияет даже узкий блок холодной литосферы, разделяющий Азорский и Исландский суперплюмы.

На средней паре (б) сопоставлены дискриминанта D1 и кривая аномалий в свободном воздухе, по существу отражающая рельеф [Sandwell and Smith, 1997]. В этой аномалии эффект контрастной границы плотности кора–вода не снят и она в основном прямопропорциональна рельефу. Здесь также обе кривые зеркально противоположны, и показывают, что положительным формам рельефа отвечает плюмовая ассоциация, а понижению рельефа соответствует спрединговая ассоциация.

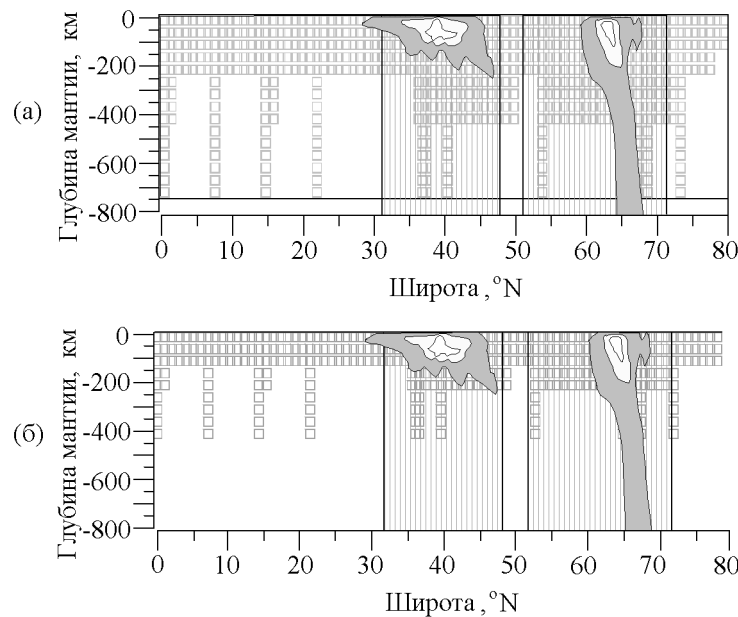


Рис. 11. Вертикальный разрез мантии вдоль плоской проекции осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. Показаны траектории подъема мантии для двухслойной (а) и однослойной (б) конвекции. Показаны зоны разуплотнения мантии с пониженными скоростями S-волн по [Zhang and Tanimoto, 1992]. Регионы плюмовой ассоциации TOP заштрихованы.

На нижней паре (в) мощность базальтовой коры, рассчитанная по параметру $Na_{(8)}$ сопоставлена с аномалией Буге [Мазарович, Соколов, 1999]. По существу мощность соответствует продуктивности магматизма (потеря базальтовой составляющей мантии в единицу времени). Видно, что продуктивность магматизма в районах проявления плюмов значимо выше, чем в условиях спрединга.

Над графиком мощности – кривая изменений аномалии Буге, которая в значительной степени соответствует вариациям плотности верхней литосферы. Аномалии Буге рассчитываются путем снятия влияния сильного контраста плотностей границы кора-вода, маскирующего структуру литосферных плотностных неоднородностей. Эта кривая является зеркальным отражением мощности базальтовой коры. Это объясняется тем, что плотность базальтов ниже плотности подстилающей мантии, и чем толще слой базальтов, тем меньше средняя плотность литосферы вблизи области наблюдений, что и создает зоны минимумов аномалий Буге.

Рис. 13 показывает, что коэффициент корреляции между параметрами силы тяжести и петрологическими параметрами достаточно высок.

На рис. 14 приведено два примера более детального сопоставления аномалии силы тяжести в свободном воздухе и дискриминанты D1. Здесь видно, что соответствие этих параметров выполняется с

разрешением не менее половины дугового градуса, т. е. порядка 40–50 км.

На рис. 15 на том же профиле сравнивается распределение магнитуды землетрясений с значениями $M_b > 4$ и их частоты на двух категориях глубины (0–15 км и 15–35 км) за последние 37 лет. Хорошо видно, что в условиях спрединговой ассоциации (левая часть профиля) магнитуда землетрясений повышена (преобладают светлые кружки), а частота их на обеих категориях глубины понижена, по сравнению с условиями плюмовой ассоциации (правая часть профиля, где преобладают темные значки). Это находит объяснение в том, что в условиях холодной, жесткой литосферы землетрясения происходят сравнительно редко, но обладают повышенной магнитудой, а в условиях разогретой, пластичной и сравнительно легко проницаемой литосферы плюмов большие напряжения не накапливаются и землетрясения происходят чаще, но с меньшей магнитудой. Такое объяснение не противоречит существующим сейсмологическим моделям [Болдырев, 1998] и является одним из признаков корреляции петрологических и геофизических параметров. Также следует отметить, что в условиях плюмовой ассоциации наблюдается явное преобладание частоты слабых мелкофокусных событий над более глубинными, что говорит о большей подвижности верхней части литосферы САХ в зоне плюмов чем в зоне спрединго-

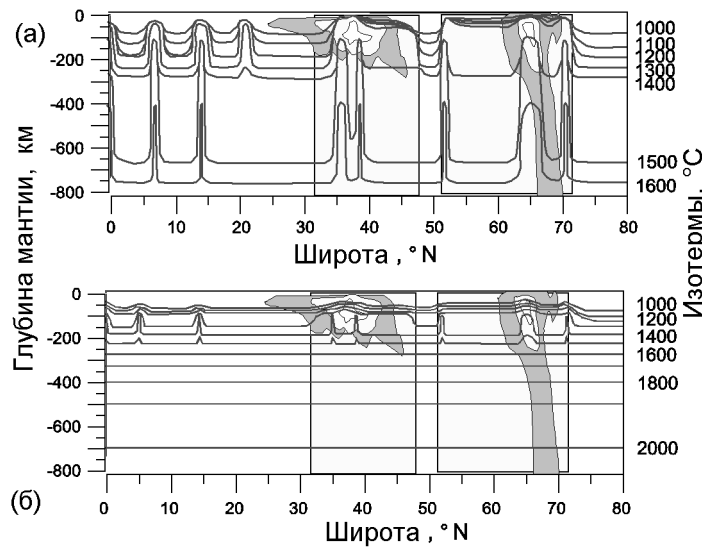


Рис. 12. Распределение изотерм в плоской проекции разреза мантии вдоль осевой зоны САХ (см. рис. 9) для двухслойной (а) и однослойной (б) конвекции.

вой ассоциации. Отмеченный выше общий тренд распределения сейсмичности в зоне плюмов нарушается узкими “всплесками” событий с большой магнитудой в районах Азорских островов, Исландии и разлома Чарли Гиббс, и сопутствующими им “всплесками” числа глубинных событий. Азорские острова в меньшей степени иллюстрируют указанные “всплески” как по магнитуде, так и по числу событий и находятся как бы в промежуточном положении по рассматриваемым характеристикам.

На рис. 16 представлены кривые распределения суммарного сейсмического момента на отрезок САХ длиной в один дуговой градус: 1 – Общий сейсмический момент по всем глубинным категориям. Хорошо видно, что за исключением указанных выше “всплесков”, суммарный момент более интенсивен в области спрединговой ассоциации. По-видимому, это может быть связано с общей тенденцией к сдвигу реализации сейсмической энергии в область больших магнитуд по сравнению с плюмовой зоной, в которой преобладает реализация сейсмической энергии слабыми порциями. Кроме того, большое количество слабых событий не поддается удаленной регистрации и выпадает из общей картины, занижая оценки суммарного момента в плюмовой зоне с преобладанием слабых событий. 2 и 3 – сейсмические моменты для глубинных категорий 13–35 км и 0–13 км соответственно. Эти профили в общих чертах наследуют закономерности поведения общего сейсмического момента, но хорошо заметно, что “всплески” в области Исландии и разлома Чарли Гиббс резко выделены в более глубокой категории и имеют большую магнитуду событий.

В целом этот материал иллюстрирует корреляцию петрологических и геофизических параметров с высоким разрешением. Такая корреляция является признаком взаимодействия, согласованности всех процессов (от глубинных мантийных до вулканизма), участвующих в наблюдаемом, современном процессе аккреции литосферы Срединно-Атлантического хребта. Изучение этого взаимодействия необходимо для разработки количественных геодинамических моделей магматизма. В свою очередь, эти модели найдут применение при палеогеодинамических реконструкциях.

Обсуждение результатов

Согласно петрологической модели [Klein and Langmuir, 1987; Langmuir et al., 1992] рельеф осевой зоны СОХ соответствует мощности образующейся базальтовой коры, которая в свою очередь зависит от продуктивности мантийного магматизма, т. е. от отношения объема базальтовой составляющей мантии, выведенной в единицу времени на поверхность или в промежуточные магматические камеры, к объему исходного вещества мантии. Согласно этой детально разработанной модели, продуктивность магматизма является функцией степени частичного плавления мантии и проницаемости литосферы, а выявленные связи между петрологическими параметрами и глубиной осевой зоны СОХ отражают “глобальный тренд” магматизма океанов. В этом исследовании вопрос о дискретности состава базальтов игнорируется. Вероятно, предполагается, что Р-Т

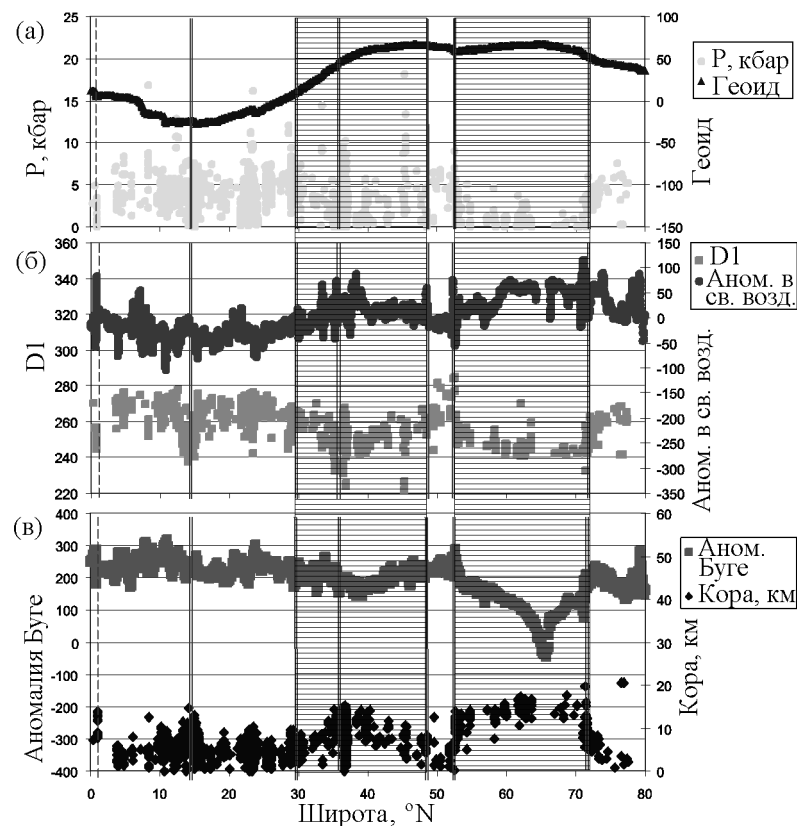


Рис. 13. Корреляция геофизических и петрологических параметров вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш. Вертикальные линии – границы между сегментами хребта по разломам (см. рис. 4). Регионы плюмовой ассоциации заштрихованы. (а) Поверхность геоида по [Lemoine et al., 1996] и давление котектической кристаллизации ТОР, Р кбар. (б) Аномалии силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell and Smith, 1997] и параметр D1. (в) Аномалия Буге и мощность базальтовой коры (см. текст).

условия плавления мантии и эволюции расплава, от которых зависят вариации состава базальтов, меняются непрерывно.

Дискретность состава ТОР (бимодальность, нарушение непрерывности во всем интервале составов, существование кластеров одного ряда) необъяснимая в рамках экспериментальной петрологии, обсуждается в наших работах [Дмитриев, 1998; Дмитриев и др., 1990, 1994]. Предполагается, что эта дискретность является функцией изменения внешних геодинамических условий океанского магматизма. В настоящем исследовании на большом фактическом материале по составу ТОР и геофизическим полям северной части САХ представляется возможность более детального обсуждения этого вопроса.

На рис. 17 приведены гистограммы ряда ключевых петрологических и геофизических параметров исследуемого отрезка осевой зоны САХ. Здесь, прежде всего, видно, что дискретность состава ТОР (гистограммы для D1, $Na_{(8)}$, Р, кбар) подчерки-

вается дискретностью аномалий силы тяжести в свободном воздухе в мГал. На этой гистограмме просматривается небольшой минимум при значении $mGal > 0$ и хорошо виден обособленный максимум для значений $mGal > 50$. На профиле осевой зоны САХ (например, рис. 13) эта дискретность выражена в том, что все отрицательные значения мГал приходятся на те участки САХ, где размещены ТОР спрединговой ассоциации, а положительные – на участки с плюмовой ассоциацией. Значения $mGal > 50$ локализованы в наиболее поднятой части Азорского сегмента, где распространены глубинные ТОР-К, а также на отрезках хребтов Рейкьянес и Кольбенсей, примыкающих к Исландии. Значения $mGal > 80$ (небольшой максимум в правой части гистограммы) непосредственно совпадают с выходами ТОР-К. Здесь же фиксируются и признаки наибольшей продуктивности магматизма (минимальные значения D1, $Na_{(8)}$ и максимальная мощность коры). Это соответствие подчеркивается также и тем, что макси-

мальные значения этих параметров и минимальная мощность коры (локализация ТОР-Na) совпадают в пространстве с положением минимальных значений $mGal < -40$, хотя на гистограмме это и не выражено, вероятно, из за малого распространения ТОР-Na.

Гистограмма для D1 отчетливо разделяет плюмовую и спрединговую ассоциации (см. выше). Кроме того, здесь виден небольшой максимум при самых низких значениях D1, соответствующий ТОР-K.

Гистограммы для $Na_{(8)}$ как функции продуктивности мантийного магматизма, и для давления котектической кристаллизации ТОР также содержат признаки их дискретности, хотя и с менее четко выраженными минимумами. Возможно это связано с тем, что $Na_{(8)}$ рассчитывается всего по двум элементам и на более ограниченном по объему и информативности материале, так как расчет ведется для составов с содержанием $MgO < 8,5\%$. То же относится и к давлению котектической кристаллизации, которое рассчитывается с ошибкой порядка 2 кбар.

Все упомянутое дает основание для вывода о том, что продуктивность мантийного магматизма и диапазон давления котектической кристаллизации ТОР в северной части САХ носит отчетливо дискретный характер. При формировании плюмовых ассоциаций ТОР продуктивность магматизма значимо выше, а давление (глубина) котектической кристаллизации значимо ниже, чем при формировании спрединговых ассоциаций. Это подчеркивается дискретностью аномалий силы тяжести в свободном воздухе. Другие гистограммы, приведенные на рис. 17, не показывают четкого разделения ТОР на плюмовую и спрединговую ассоциации. На гистограмме для K_2O/TiO_2 просматривается лишь небольшой минимум (при значениях около 0,3), отделяющий ТОР-K от остальных ТОР (см. рис. 5). Слабо выраженный минимум для $Fe_{(8)}$ (около 10), вероятно, отделяет группу ТОР-Fe (рис. 1), а гистограмма для $T^{\circ}C$ показывает, что интервалы температуры котектической кристаллизации ТОР обеих ассоциаций перекрывают друг друга.

На гистограмме для аномалии Буге (распределение силы тяжести в литосфере со снятым влиянием рельефа, образованного базальтовой корой) виден небольшой минимум при ее значениях около 150 мГал. Этот минимум отделяет Исландию с примыкающими участками хребтов Рейкьянес и Кольбенсей (рис. 13), как и для аномалии силы тяжести в свободном воздухе при значениях $mGal > 50$. Отсутствие минимума на гистограмме, разделяющего плюмовую и спрединговую ассоциации находит объяснение в том, что разная продуктивность магматизма, создающего базальтовую кору разной мощности в спрединговой и плюмовой зонах, особо подчеркивается аномалией силы тяжести в свободном

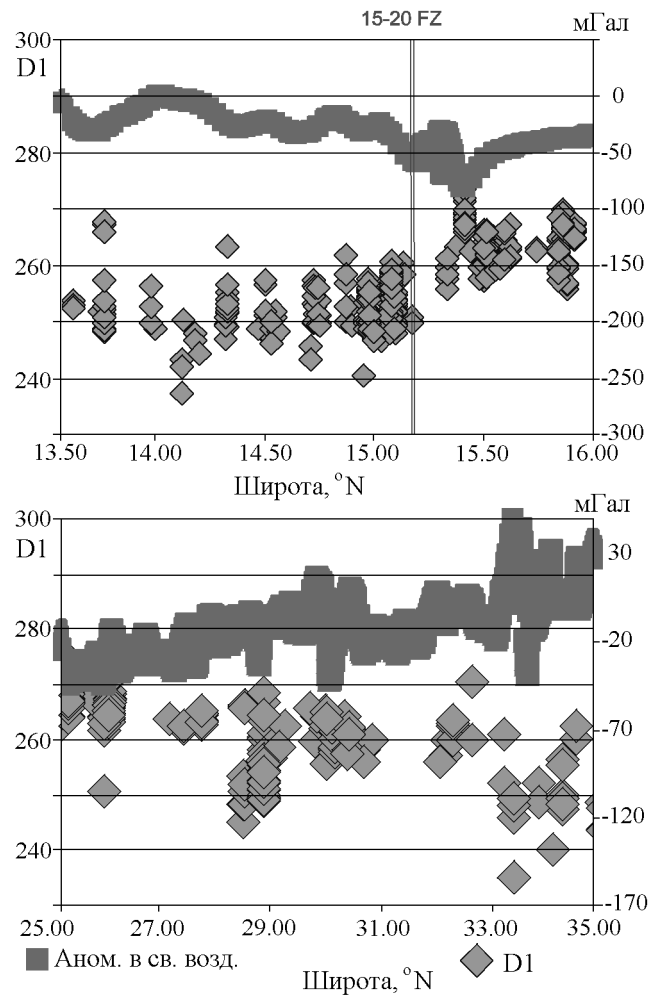


Рис. 14. Примеры детального сопоставления аномалии силы тяжести в свободном воздухе и дискриминанты D1.

воздухе без снятого влияния рельефа, так как продуктивность магматизма является сильным рельефообразующим фактором. Расчет аномалии Буге снимает влияние рельефа, увеличивая вклад внутренних неоднородностей верхней части литосферы в аномальном поле, и, таким образом, маскирует вклад базальтовой коры, имеющей меньшую плотность и мощность, чем те зоны литосферы, которые подчеркиваются после расчета аномалии. Контраст плотности кора – верхняя мантия меньше, чем кора – водный слой, что также объясняет отсутствие на гистограмме модальности, разделяющей ассоциации базальтов коры.

Связь между петрологическими параметрами и значениями геофизических полей хорошо согласуется с данными о землетрясениях. Как было показано на рис. 12 в спрединговых участках САХ землетрясения отличаются сравнительно высокой энер-

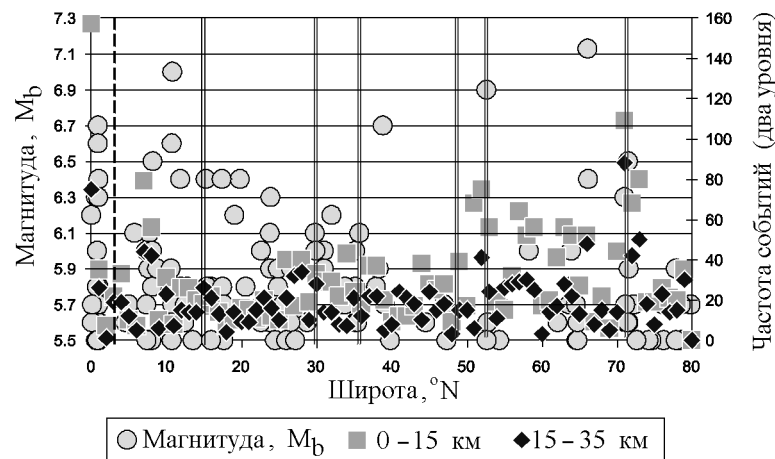


Рис. 15. Magnitude и частота землетрясений на двух уровнях глубины (обработка данных National Earthquake Information Center, USA, [NEIC, 1997] см. текст) вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш.

гией, но происходят относительно редко по сравнению с плюмовыми участками, где их энергия заметно меньше, но происходят они чаще. Это хорошо согласуется с представлением о разной продуктивности магматизма в тех и других участках хребта. Можно предположить, что в спрединговых участках хребта низкая продуктивность магматизма и сравнительно небольшое различие между Р-Т условиями отделения родоначальных расплавов от мантийного источника и их котектической кристаллизации не способствуют прогреву литосферы, которая здесь сохраняет жесткость и остается мало проницаемой (“холодный пояс литосферы Атлантики” по [Bonatti, 1996a, 1996b; Bonatti et al., 1993]). В этих условиях вывод на поверхность продуктов магматизма может быть связан с растрескиванием мощной литосферы при достижении критических значений усилий ее растяжения. Судя по близости Р-Т условий котектической кристаллизации магнезиальных разностей ТОР этой ассоциации и соответствующих им родоначальных расплавов, трещины в литосфере могут достигать здесь глубины генерации этих расплавов. Кроме того, все ТОР этой ассоциации кристаллизуются в сравнительно узком интервале температуры, но при переменном давлении (полибарическое фракционирование). Все это может быть признаком того, что вывод расплава на поверхность происходит быстро (для высокомагнезиальных разностей – почти мгновенно). Это не способствует его кристаллизационной дифференциации на пути подъема с отдачей тепла в литосферу. В результате слабо раскристаллизованные расплавы выливаются на поверхность дна при большой температуре и закаляются морской водой с образованием

афировых разностей базальтов с относительно толстыми корками стекла. Последнее подтверждается материалами многочисленных публикаций и экспедиционных отчетов. Вполне вероятно, что при такой геодинамической обстановке сейсмические события будут происходить относительно редко, но с высокой энергией.

Не исключено, что максимальные по энергии землетрясения будут проходить в верхних горизонтах литосферы, т. е. там, где она менее разогрета и обладает повышенной прочностью. Эти соображения подтверждаются при анализе рис. 11.

С этим же согласуются особенности проявления наиболее глубинного магматизма плюмовой ассоциации – ТОР-К – в пределах “холодного пояса литосферы”. Эти проявления здесь редки, сильно локализованы и сфокусированы вблизи тектонически подвижных зон глубокого заложения по границам между сегментами САХ разного порядка. Весьма показательным, что по данным сейсмической томографии в участках спрединговой ассоциации ТОР отсутствуют признаки разуплотнения мантии [Zhang and Tanimoto, 1992]. Особенно эффектным здесь выглядит узкий блок холодной литосферы на границе между двумя суперплюмами.

Сейсмические события в районах суперплюмов происходят чаще, но с меньшей энергией по сравнению с участками спрединговых ассоциаций. Это, по-видимому, связано с тем, что благодаря высокой скорости подъема нагретой мантии и повышенной продуктивности магматизма, литосфера здесь более прогрета, обладает пониженной вязкостью и сравнительно легко проницаема. Это согласуется и с данными о повышенных значениях здесь тепло-

вого потока, например, [Попова, Смирнов, 1985] и с материалами сейсмической томографии о наличии здесь обширных областей разуплотненной мантии. Расплавы здесь чаще поднимаются в верхние горизонты литосферы, а их кристаллизация и остывание происходит в широком интервале давления и температуры. В самых верхних горизонтах литосферы создаются благоприятные условия для аккумуляции магмы и ее дальнейшей кристаллизации в промежуточных камерах при постоянном и низком давлении с образованием ТОР-Fe. Существование таких камер недавно подтвердилось по результатам сейсмического эксперимента [Constable et al., 1997]. Последнее более характерно для Исландского суперплюма с его железистыми базальтами на хребтах Рейкьянес и Кольбенсей. В этом отношении Исландский суперплюм представляется более развитой стадией формирования плюмов по сравнению с Азорским.

В целом же геодинамическая обстановка формирования суперплюмов в Северной Атлантике (при самой низкой скорости спрединга) весьма напоминает таковую в Тихом океане (при самой высокой скорости спрединга), где также распространены ТОР-Fe как продукты внутрикамерной дифференциации при низком давлении. С одной стороны, это может служить подтверждением того, что скорость спрединга не влияет на условия формирования мантийных расплавов и их эволюцию, а лишь контролирует характер их распределения в пространстве [Дмитриев и др., 1990], а также на “глобальный тренд” магматизма океанов [Langmuir et al., 1992]. С другой стороны, это ставит вопрос о механизме формирования плюмов на хребтах с низкой скоростью спрединга.

Различие продуктивности магматизма обеих главных ассоциаций ТОР согласуется также с фактическим материалом глубинного сейсмического зондирования и с реальными данными опробования. Так, например, по данным [Горячев, Павлов, 1985] мощность коры в районе Исландского плюма достигает 30 км, а в “холодном поясе” она может вообще отсутствовать, как, например к югу от разлома Зеленого мыса (участки “сухого спрединга”, [Bonatti, 1996a, 1996b; Cannat, 1993; Karson, 1991]). Продуктивность магматизма отражается также на составе остаточного вещества мантии: составы базальтовых выплавов комплементарны составу остаточных перидотитов по степени обогащения [Силантьев и др., 1999; Bonatti, 1996a, 1996; Silantyev et al., 1995]. Гидротермальные источники в северной части САХ сосредоточены в районе развития плюмов. Редкие гидротермальные поля в спрединговой ассоциации расположены только вблизи сильно локализованных проявлений ТОР-К, а в самих блоках “холодной литосферы” они отсутствуют [Батуев и

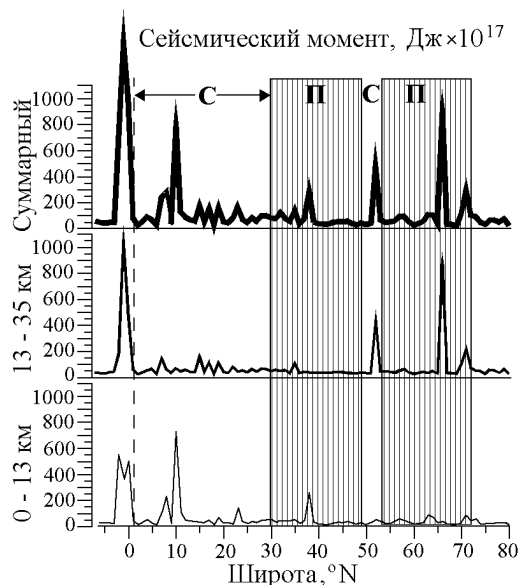


Рис. 16. Распределение суммарного сейсмического момента вдоль осевой зоны САХ (см. текст). С – регионы спрединговой ассоциации ТОР, П – регионы плюмовой ассоциации ТОР.

др, 1995; Rona and Scott, 1993]. Это можно объяснить тем, что для формирования гидротермальных реакторов необходимы стабильные источники тепла связанные, например, с магматическими камерами, расположенными на небольшой глубине. Очевидно такие камеры в спрединговой ассоциации отсутствуют и достаточно распространены в плюмовой ассоциации. Это может служить независимым подтверждением геодинамических различий между двумя главными ассоциациями ТОР.

Корреляция петрологических, геофизических и геодинамических параметров при развитии современного магматизма САХ служит надежным подтверждением идеи о взаимосвязи всех процессов любого уровня, участвующих в формировании литосферы. В свою очередь это служит реальной основой для выявления причин резкого различия условий эволюции магматизма плюмовых и спрединговых ассоциаций и их сосуществования в пространстве и времени. Для решения этих задач, очевидно, следует прежде всего обратить внимание на наиболее контрастное проявление тех или других петрологических и геодинамических параметров при сравнении обеих ассоциаций. Как показывает это исследование, наиболее контрастным представляется различие в скоростях подъема вещества мантии до пересечения солидуса и образования расплавов ТОР разного состава. В тех сегментах САХ, где преобладает спрединговая ассоциация ТОР скорость подъема мантии минимальна (вероятно в пределах

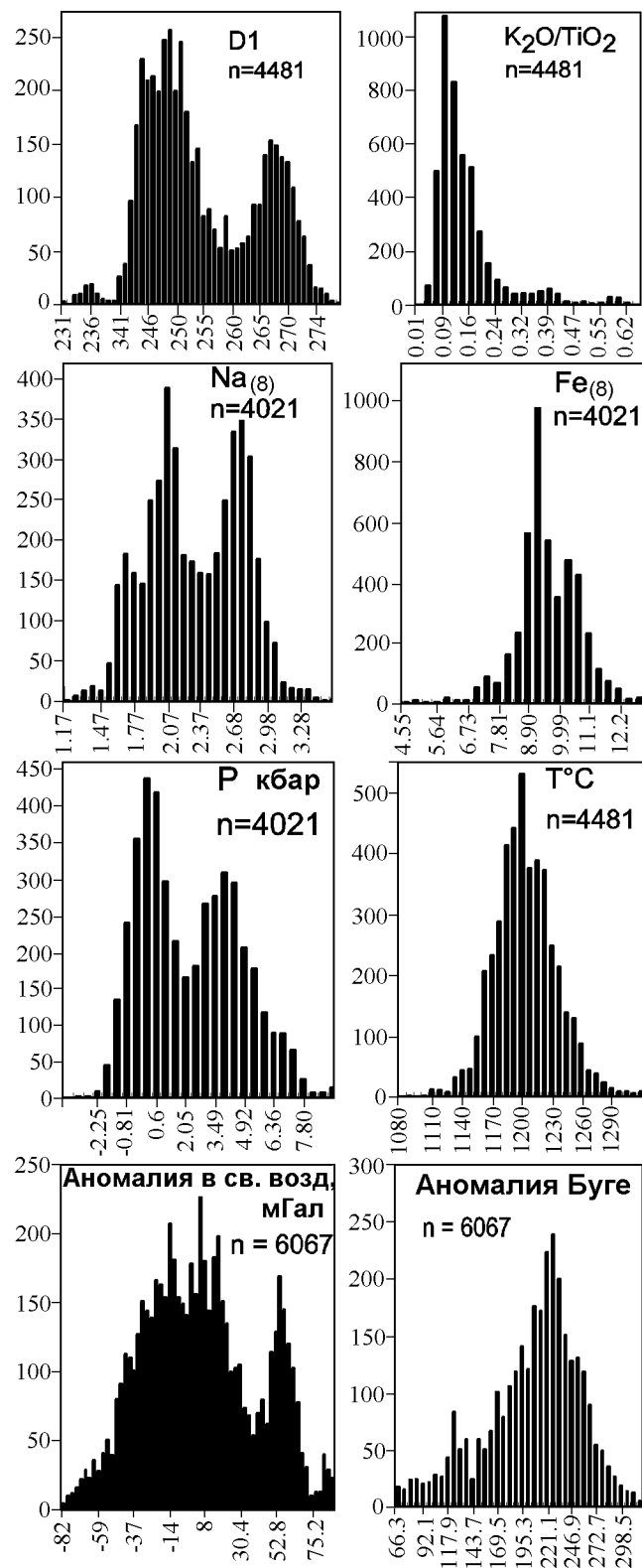


Рис. 17. Гистограммы петрологических и геофизических параметров вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80° с. ш.; n – число измерений.

1–3 см в год) и может быть согласована с принятой скоростью медленного спрединга. В обширных регионах развития суперплюмов скорость подъема мантии резко возрастает и может быть в несколько раз больше, чем в спрединговых сегментах. Соответственно, если исходить из моделей мантийной конвекции, скорость спрединга в плюмовых регионах должна быть близкой к максимальной, что не согласуется с общепринятыми оценками для северной Атлантики. Противоречие моделей конвекции и неравномерности мантийного апвеллинга обсуждалось в работе [Дмитриев, 1998] и здесь мы к этому возвращаться не будем. Добавим лишь, что если осевая часть САХ в интервале от экватора до 80° с. ш. в современный период располагается над восходящим потоком мантии, связанным с конвекцией, то исходя из количественных данных петрологии базальтового магматизма согласующихся с геофизическими полями, придется признать, что этот поток имеет чрезвычайно сложный характер (рис. 11, 12). Это должно стимулировать уточнение существующих моделей мантийной конвекции и оценок геотермального режима (например, [Anderson, 1998; Cordery and Phipps Morgan, 1993; Dobretsov and Kiryashkin, 1993; Sparks and Parmentier, 1993]). Благодаря недавним исследованиям В. П. Трубицына появляется возможность решения этой проблемы. Согласно этим исследованиям конфигурация восходящего конвективного потока сильно зависит от его температуры. При ее повышении возможно его расщепление и образование локализованных мантийных струй весьма малого сечения – порядка 200 км и менее (устное сообщение). Такие оценки уже приближаются к нашим оценкам минимального поперечного сечения индивидуального мантийного диаспира, производящего только один тип родоначального расплава ТОР [Дмитриев, 1998]. В любом случае представляется, что “средние” геотермы мало применимы для конкретных геодинамических реконструкций. В этих случаях необходимы детальные геотермические исследования на отдельных сегментах хребтов и на профилях вкрест их простираения.

В целом, материалы этого исследования свидетельствуют о том, что спрединговые и плюмовые ассоциации ТОР формируются в резко различных геодинамических обстановках на глубинном мантийном уровне.

Спрединговая и плюмовая ассоциации ТОР также контрастны по диапазону Р-Т условий эволюции магматизма, начиная от стадии формирования их родоначальных расплавов и заканчивая на стадии их котектической кристаллизации. Контрастность этих ассоциаций подчеркивается также бимодальным распределением величин давления котектической кри-

сталлизации. Наличие хорошо выраженного минимума на гистограмме величины двления указывает на то, что этот параметр играет большую роль как индикатор геодинамической обстановки по сравнению с температурой. Все отмеченное здесь также является признаком разной геодинамической обстановки формирования обеих ассоциаций, но уже на уровне аккреции литосферы, и как следствие физической неоднородности коры, ее проницаемости, характера взаимодействия между мантийным апвеллингом и спредингом, особенностей тектонического режима.

Контрастные проявления всех перечисленных процессов и их результатов могут быть причиной дискретности состава ТОР, петрологических параметров их эволюции, продуктивности магматизма, мощности образующейся базальтовой коры и, как следствие, характера геофизических полей. Обсуждение вопроса о том, какие глобальные геологические (или планетарные?) процессы приводят к столь контрастному проявлению мантийного апвеллинга и сосуществованию спрединговых и плюмовых геодинамических обстановок при аккреции океанской литосферы становится весьма актуальным (например, [Douglass and Schilling, 1999]). Обсуждение этой проблемы, составляющей предмет самостоятельного углубленного исследования в условиях явного недостатка полезной информации, выходит за рамки настоящей работы.

Заключение

На данном конкретном примере было показано, что любые геологические процессы, участвующие в аккреции северной части САХ, тесно связаны между собой, а их корреляция может быть охарактеризована на количественном уровне и с большим разрешением в пространстве. Последнее оказывается возможным в силу того, что объект исследования формируется в современный геологический период, когда результаты взаимодействия процессов еще не замаскированы будущими геологическими событиями.

На количественном уровне получено подтверждение того, что причиной дискретности петрологических параметров является дискретность внешних геодинамических условий, по отношению к которым магматизм можно рассматривать как геологическое событие второго порядка.

В ходе исследования установлено, что сосуществующие в этом регионе в настоящее время две принципиально разные геодинамические обстановки (спрединговая и плюмовая) характеризуются резко контрастным проявлением процессов разного уровня, что фиксируется формированием специфических

структур хребта, его сегментацией, и отражается на его геофизических полях.

Причины глобального масштаба, приводящие к синхронному сосуществованию этих обстановок еще не выяснены и нуждаются в дальнейшем исследовании. Анализ полученных результатов приводит к необходимости уточнения и пересмотра общепринятых представлений о мантийной конвекции и ее связи со спредингом, а также о геотермическом режиме срединно-океанических хребтов.

Представляется важным то обстоятельство, что продуктивность магматизма может быть использована в качестве универсального индикатора геодинамической обстановки, так как она является функцией скорости мантийного апвеллинга, степени частичного плавления, глубины и температуры источника расплавов и проницаемости литосферы. С ней связан характер дифференциации расплава, и от нее зависит состав остаточного вещества мантии. Вполне вероятно, что использование этого индикатора позволит реконструировать геодинамические обстановки за пределами осевой зоны СОХ и в палеоаналогах современной коры океанов.

Несомненно, связь между петрологическими и геофизическими параметрами осуществляется и в ходе формирования современных структур всей мировой системы срединно-океанических хребтов. Исследование этой связи представляет интерес, прежде всего, для решения проблемы неоднородности мантии в глобальном масштабе, проблемы взаимодействия конвекции и спрединга и их роли в формировании разных геодинамических обстановок в ходе аккреции литосферы.

Благодарности. Авторы признательны Б. А. Базылеву, Л. В. Данюшевскому, М. В. Портнягину, Ю. М. Пушаровскому, Л. Н. Рыкунову, С. А. Силантьеву, А. В. Соболеву, В. П. Трубицыну и А. Л. Яншину за плодотворное обсуждение работы. Авторы благодарны D. C. McAdoo and S. W. Laxon, любезно предоставившим данные по спутниковой альтиметрии для полярной области САХ. Расчет составов родоначальных расплавов ТОР-На выполнен Л. В. Данюшевским, в связи с чем авторы выражают ему благодарность. Работа выполнена при поддержке Министерства Науки и Технологий РФ по проекту "Процессы в зоне гребня Срединно-Атлантического хребта" и РФФИ, грант № 98-05-64-212 и грант № 97-05-65-359.

Литература

Арискин А. А., Цехоня Т. И., Френкель М. Я., ЭВМ-барометрия и генетическая интерпретация базальто-

- вых стекол Центральной Атлантики, *Геохимия*, (7), 1038–1047, 1991.
- Батуев Б. Н., Кротов А. Г., Марков В. Ф., Краснов С. Г., Лисицын Е. Д., Черкашев Г. А., Новые гидротермальные поля в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (14°45' с. ш.), *Доклады РАН*, 343, (1), 75–79, 1995.
- Болдырев С. А., *Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта*, 124 с., МГК, Москва, 1998.
- Горячев Ю. В., Павлов С. П., Мощность земной коры, *Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана*, с. 135–138, Недра, Ленинград, 1985.
- Гуренко А. А., Соболев А. В., Кононкова Н. Н., Щелочные рифтогенные базальты Исландии: новые данные по петрологии, *Геохимия*, (9), 1262–1274, 1991.
- Дмитриев Л. В., Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы, *Геология и геофизика*, (7), 81–85, 1986.
- Дмитриев Л. В., Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования, *Петрология*, 6, (4), 340–362, 1998.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцевская Н. М., Первичный расплав океанических толеитов и состав верхней мантии океана, *ДАН СССР*, 240, (1), 177–180, 1978.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г., Мелсон В. Дж., Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (Толенты Океанических Рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах, Кн. *Магматизм и тектоника океана*, Ред. Ю. М. Пушаровский, с. 43–108, Наука, Москва, 1990.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Данюшевский Л. В., Ахметов К. С., Сегментация Срединно-Атлантического хребта и ее связь с давлением кристаллизации и содержанием воды в базальтовых расплавах, кн. *Нелинейная геодинамика*, Ред. Ю. М. Пушаровский, с. 26–54, Наука, Москва, 1994.
- Данюшевский Л. В., Соболев А. В., Дмитриев Л. В., Ортопироксенсодержащие низкотитанистые толеиты – новый тип толеитов океанических рифтов, *ДАН СССР*, 292, (6), 1449–1452, 1987.
- Мазарович А. О., Соколов С. Ю., Разломы Ангольской котловины, *Российский журнал наук о Земле*, 1, (3), 1999, (Электронная публикация: http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/rjes_r00.htm).
- Мирлин Е. Г., Суцевская Н. М., Пространственно-временная неравномерность океаногенеза и ее структурно-петрологические следствия (на примере Атлантического океана), *Магматизм и тектоника океана*, Ред. Ю. М. Пушаровский, с. 108–122, Наука, Москва, 1990.
- Мирлин Е. Г., Суцевская Н. М., Тектономагматическая сегментация срединно-океанических хребтов, мантийный апвеллинг, асимметрия Земли, *Геотектоника*, (2), 3–21, 1992.
- Попова А. К., Смирнов Я. Б., Геотермическая активность срединно-океанического хребта, *Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана*, с. 145–151, Недра, Ленинград, 1985.
- Силантьев С. А., Базылев Б. А., Дмитриев Л. В., Плечова А. А., Петрологическая оценка геодинамических параметров мантийного диапиризма в Срединно-Атлантическом хребте, *“Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма”*, материалы совещания, т. 2, с. 123–126, ГЕОС, Москва, 1999.
- Соболев А. В., Никогосян И. К., Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан), *Петрология*, (2), 131–168, 1994.
- Соболев А. В., Шимизу Н., Сверхобедненные расплавы и проницаемость океанической мантии, *Доклады РАН*, 326, (2), 354–360, 1992.
- Суцевская Н. М., Волокитина Л. П., Тектоника и магматизм приэкваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта, *Океанология*, 35, (2), 252–265, 1995.
- Суцевская Н. М., Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов, *ДАН СССР*, 268, (6), 1475–1477, 1983.
- Суцевская Н. М., Пейве А. А., Цехоня Т. И., Сколотнев С. Г., Кононкова Н. Н., Петрология и геохимия магматизма активных частей разломов Романш, Сан-Паулу и сопряженных с ними частей Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (5), 697–719, 1995.
- Суцевская Н. М., Удинцев Г. Б., Цехоня Т. И., Кононкова Н. Н., Генезис и геохимические особенности толеитового магматизма Срединно-Атлантического хребта (3–5° с. ш.), *ДАН СССР*, 322, (1), 147–154, 1992.
- Суцевская Н. М., Цехоня Т. Е., Дубинин Е. П., Мирлин Е. Г., Кононкова Н. Н., Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана, *Геохимия*, (10), 936–975, 1996.
- Трубицын В. П., Рыков В. В., Мантийная конвекция и глобальная тектоника Земли, *Вестник ОГГГГ РАН, (электронная версия) (1(3))6*, 1998.
- Anderson D. L., The scales of mantle convection, *Tectonophysics*, 284, (Iss. 1–2), 1–17, 1998.
- Bonatti E., Long-lived oceanic transform boundaries formed above mantle thermal minima, *Geology*, 24, 803–806, 1996a.
- Bonatti E., Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 147–160, 1996b.
- Bonatti E., Seyer M., and Sushevskaya N. M., A cold sub-oceanic mantle belt at the Earth's equator, *Science*, 261, 315–320, 1993.
- Bougault H., Dmitriev L. V., Shilling J. G. et al., Mantle heterogeneity from trace elements MAR triple junction near 14°N, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 88, 27–36, 1988.
- Cannat M., Emplacement of mantle rocks in the sea floor at Mid-ocean Ridges, *Journ. Geoph. Res.*, 98, (B3), 4163–4172, 1993.
- Casey J. F., Zhou H., Pavlenko E., Xia C., Golod V., and Bryan W. B., Comparison of Gravity, Bathymetry, Mantle Tomography and Geochemistry of Basalts along the Northern Mid-Atlantic Ridge, FARA-IR Mid-Atlantic Ridge Symposium, 19th–22nd June 1996, Reykjavik, Iceland, Cambridge Publications Home Page, p. 767.
- Constable S., Sinha M., MacGregor L., Navin D., Peirce C., White A., and Heinson G., RAMESSES finds a magma chamber beneath a slow spreading ridge, *InterRidge News*, 6, 18–22, 1997.

- Cordery M. J., Phipps Morgan J., Convection and melting at mid-ocean ridges, *Journ. Geoph. Res.*, 98, 19,477–19,503, 1993.
- Danyushevsky L. V., The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas, *Abstr. AGU Spring Meeting. Eos* 79, (17/suppl), p. 375, 1998.
- Danyushevsky L. V., Sobolev A. V., and Dmitriev L. V., Estimation of pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique, *Mineralogy and Petrology*, 57, 185–204, 1996.
- Dick H. J. B., Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism, in: *Magmatism in the Ocean Basins*, A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.), pp. 71–105, Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1989.
- Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Reisner M. G., and Melson W. G., Quenched glasses of TOR: Petrochemical classification and distribution in Atlantic and Pacific oceans, *28th IGC*, pp. 1399–1401, Washington D.C. USA, Abstracts, 1989.
- Dmitriev L. V., Melson W. G., and Reisner M. G., The distribution of petrochemical types of the tholeiitic abyssal glasses, *International geological-geophysical Atlas of the Atlantic ocean*, p. 110, IOC, UNESCO, 1990.
- Dobretsov N. L., Kirdyashkin A. G., Experimental modelling of two layered mantle convection, *Ofoliti*, 18, (1), 61–81, 1993.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., Bollinger C., Bonnier O., and Etoubleau J., The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41° N), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170, 269–286, 1999.
- Douglass J., and Schilling J.G., Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40–45° S), *Journ. Geoph. Res.*, 104, (B2), 2941–2962, February 1999.
- Forsyth D. W., Crustal Thickness and the Average Depth and Degree of Melting in Fractional Melting Models of Passive Flow Beneath Mid-Ocean Ridges, *Journ. Geoph. Res.*, 98, (B9), 16,073–16,079, 1993.
- General Bathymetric Chart of the Oceans*, Digital Atlas, British Oceanographic Data Center, IOC, Proudman Oceanologic Laboratory, Bidston Observatory Birkenchead, 1997 (CD-ROM).
- Global Relief CD*, NOAA, 1993.
- Herzberg C., and Zhang J., Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1; composition of magmas in the upper mantle and transitional zone, *Journ. Geoph. Res.*, B 101, (4), 8271–8295, 1996.
- Karson J. A., Seafloor spreading on the Mid-Atlantic Ridge: Implication for the structure of ophiolites and oceanic lithosphere produced in slow-spreading environments, *Proceedings of the Symposium "Troodos 1978"*, Edited by J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou, C. Xenofontos, pp. 547–555, Nicosia, Cyprus, 1991.
- Klein E. M., and Langmuir C. H., Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *Journ. Geoph. Res.*, 92, 8089–8115, 1987.
- Langmuir C. H., Klein E. M., and Plank T., Petrological systematics of Mid-Ocean Ridge basalts: Constraints of melt generation beneath ocean ridges, *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, J. Phipps Morgan et al. (eds.), pp. 183–280, AGU, Washington DC, 1992.
- Lecroart P., Albarede F., and Cazenave A., Correlation of Mid-Ocean Ridge Basalt chemistry with the geoid, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, 37–55, 1997.
- Lemoine F. G. et al., The Development of the NASA GSFC and DMA Joint Geopotential Model, International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeo-Mar96), Univ. of Tokyo, Tokyo, Japan, September 30–October 5 1996, Geoid Undulation Grid from EGM96, NASA-NIMA, 1996.
- McAdoo D. C., and Laxon S. W., 1997, Antarctic Tectonics: Constraints from a new ERS-1 Satellite Marine Gravity Field, *Science*, 276, (5312), 556–561, 25 April, 1997.
- Melson W.G., and O'Hearn T., Basaltic glass erupted along the Mid-Atlantic Ridge between 0–37° N: relationship between composition and latitude, *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean Crust*, Edited by M. Talwani, C. G. Harrison and D. E. Hayes, pp. 249–260, AGU, Washington, D.C., 1979.
- Melson W. G., O'Hearn T., "Zero-age" variations in the composition of abyssal volcanic rocks along the axial zone of the Mid-Atlantic Ridge, *The Geology of North America, V. M, The Western North Atlantic Region, The Geological Society of America*, pp. 117–136, 1986.
- Melson W. G., Byerly G. R., Nelen J. A., et al., Catalog of major element chemistry of abyssal volcanic glasses, *Mineral Sci. Investigation. Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, 19, 31–60, 1977.
- NEIC (National Earthquake Informational Center), USA, 1997.
- Niu Ya., Batiza R., Chemical Variation Trends at Fast and Slow Spreading Mid-Ocean Ridges, *Journ. Geoph. Res.*, 98, (B5), 7887–7902, 1993.
- Niu Ya., and Hekinian R., Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges, *Nature*, 385, 326–329, 23 January 1997.
- Nisbet E. G., Tectonic setting and petrogenesis of komatiite, *Komatiites*, edited by G.A.a., pp. 501–520, Unwin, London, 1982.
- Plechova A. A., High alumina-water content tholeiite – the new type of mid-ocean ridge basalt, *6th Zonenshain Conference on Plate Tectonic*, 20 p., Moscow, Abstracts, 1998.
- Reid I., and Jackson H. R., Oceanic spreading rate and crustal thickness, *Marine Geoph. Res.*, 5, 165–172, 1981.
- Richter F. M., and McKenzie D. P., On some consequences and possible causes of layered mantle convection, *Journ. Geoph. Res.*, 86, 6133–6142, 1981.
- Rona P. A., and Scott S. D., A Special Issue on Sea-Floor Hydrothermal Mineralization: New Perspective. Preface, *Economic Geology*, (8), 1935–1975, 1993.
- Sandwell D. T., and Smith W. H., Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *Journ. Geoph. Res.*, 102, (B5), 10,039–10,054, 1997.
- Schilling J. G., Iceland mantle plume, *Nature*, 246, 141–143, 1973.
- Schilling J. G., Azores mantle blob: rare earth evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 103–115, 1975.
- Schilling J. G., Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79° N to 0° N, *The Geology of North America. V. M, The Western North Atlantic Re-*

- gion, Vogt P. R. and Tucholke B. E. (eds.), *The Geological Society of America*, pp. 137–157, 1986.
- Silant'ev S. A., Dmitriev L. V., Bazylev B. A., Casey J. F., Bougault H., Levsky L. K., Belyatsky B. V., and Ovchinnikova G. V., An Examination of Genetic Conformity Between Co-existing Basalt, Gabbro and Residual Peridotites from 15°20' N Fracture Zone, Central Atlantic: Evidence from Isotope Composition of Sr, Nd and Pb, *InterRidge News*, 4, (2), 18–21, 1995.
- Sobolev A. V., and Dmitriev L. V., Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals, *28th IGC*, pp. 147–148, Washington D.C. USA, Abstracts, 1989.
- Sparks D. W., and Parmentier E. M., The structure of three-dimensional convection beneath oceanic spreading centres, *Geophys. J. Int.*, 112, 81–91, 1993.
- Wilson M., *Igneous Petrogenesis*, London Unwin Hyman Dostal, 463 p., Boston, Sidney, Wellington, 1989.
- Zhang Y. S., and Tanimoto T., Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps, *Nature*, 355, 45–49, 1992.

(Поступила в редакцию 15 октября 1999.)