

## Миграция Азорского суперплюма по геофизическим и петрологическим данным

Л. В. Дмитриев<sup>1</sup>, С. Ю. Соколов<sup>2</sup>, Н. С. Соколов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ГЕОХИ РАН,

<sup>2</sup>ГИН РАН,

<sup>3</sup>МГУ им. Ломоносова

**Аннотация.** В ходе детального исследования наиболее изученной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) в интервале 0–80° с.ш., включающего сопоставление петрологических и геохимических параметров магматизма, данных спутниковой альтиметрии, сейсмологии, глубинной томографии и поверхности геоида, была установлена устойчивая корреляция перечисленных параметров вдоль его современной осевой зоны. Доказано сосуществование здесь плюмовых (ПБ) и спрединговых (СБ) ассоциаций базальтов, формирующихся в условиях двух принципиально различных геодинамических обстановок. Распределение этих ассоциаций в пространстве хребта согласуется с его тектоно-магматической сегментацией и соответствует корреляции петрологических и геофизических параметров. Полученные результаты стимулировали попытку реконструкции тектоно-магматических условий формирования литосферы Атлантики в историческом аспекте путем использования данных об изменчивости гравитационного поля вдоль изохронных профилей, совмещенных с линейными магнитными аномалиями. В этом аспекте исследована часть площади Атлантического океана в интервале 15–40° с.ш. Здесь вдоль САХ граница между ПБ и СБ проходит вблизи 30° с.ш., что соответствует южному окончанию Азорского мегалюма. Вдоль пар (западной и восточной) 5, 13, 21 и 30 линейных магнитных аномалий по данным [Sandwell and Smith, 1997] были построены изохронные профили значений аномалии Фая с разрешением 2 дуговые минуты. Детальное сопоставление пар изохронных профилей с профилем вдоль оси хребта позволяет предположить следующее: 1) Часть литосферы между разломами Кейн и Атлантик в течение последних 65 млн лет формировалась в условиях устойчивого спрединга практически вне влияния наложенных тектонических или магматических процессов. 2) Регионы, соответствующие провинциям ПБ и СБ в пределах исследуемой площади, существовали не менее 67 млн лет. 3) Нарушение симметрии гравитационного поля по обе стороны от оси хребта, вызванное наложенными магматическими или тектоническими событиями не может быть датировано по палеомагнитным данным. 4) Исходя из допущения о том, что корреляция петрологических и геофизических параметров, доказанная для современных событий вдоль оси САХ, сохранялась 67 млн лет, можно предположить, что за этот период времени геодинамическая обстановка, соответствующая условиям формирования Азорского мегалюма, мигрировала на юг от 41° до 30° с.ш. со скоростью около 18 мм/год.

### Введение

© 2001 Российский журнал наук о Земле.

Статья # ТЖЕ01076.

Онлайновая версия статьи опубликована 27 декабря, 2001.  
URL: <http://rjes.agu.org/v03/TJE01076/TJE01076.htm>

К числу нерешенных, но актуальных проблем геологии дна океана относится проблема эволюции мантийного магматизма при образовании океанской литосферы от начала раскола континентов до ее аккреции в современ-

ных структурах срединно-океанических хребтов (СОХ). Прямые и надежные сведения по магматизму относятся лишь к осевым и гребневым частям СОХ, т.е. характеризуют события в интервале примерно 1 млн лет. Расшифровка этих событий по данным петрологии и геохимии свидетельствует о глобальной и локальной неоднородности мантийного источника базальтов, о разном масштабе мантийного апвеллинга и продуктивности магматизма и др. Эти сведения необходимы для суждения о геодинамике формирования литосферы океанов на количественном (статистическом) уровне. Данные опробования магматических пород на внешних флангах СОХ с возрастом до 5–10 млн лет весьма отрывочны, а о составе пород фундамента ложа океанов с возрастом до 150–180 млн лет можно судить лишь по материалам глубоководного бурения. Согласно этим скудным данным базальты ложа океанов по вариациям состава сопоставимы с базальтами СОХ. Это позволяет сделать единственный, но принципиально важный вывод о том, что в глобальном масштабе, в целом геодинамические условия мантийного магматизма в течение всего периода формирования литосферы океанов оставались в тех же пределах, которые установлены для современных структур СОХ. Однако этого материала явно недостаточно для суждения об эволюции магматизма и геодинамики в пространственно-временном аспекте. Разработка упомянутой проблемы возможна путем использования данных о корреляции петрологических параметров магматизма, тектоники, данных по рельефу и по геофизическим полям тех или других структур, регионов и др. Такая корреляция для СОХ на качественном уровне отмечается во многих современных публикациях.

Недавно стали доступными материалы по геофизическим полям океана с высоким разрешением, накапливается новый фактический материал по магматизму СОХ. Это позволяет подойти к оценке корреляции петрологических и геофизических параметров для современного (“zero-age”) этапа формирования СОХ на количественном уровне. Такая оценка была выполнена для наиболее полно изученной северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) [Дмитриев и др., 1999]. В ходе этого исследования была определена устойчивая корреляция между главными параметрами мантийного магматизма, тектоно-магматической сегментацией хребта, значениями аномалий силы тяжести, поверхностью геоида, сейсмичностью и данными томографии. Это рассматривалось как следствие взаимодействия процессов всех уровней (мантийный апвеллинг, тектоника, магматизм и др.), участвующих в формировании СОХ, наблюдаемого в текущий момент времени, и еще не замаскированного будущими геологическими событиями. В результате этого исследования было установлено также, что мантийный магматизм здесь реализуется в условиях двух ясно выраженных в пространстве резко различных геодинамических обстановок, связанных с независимым формированием спрединговых и плюмовых ассоциаций базальтов. Такие ассоциации надежно идентифицируются по вариациям содержания главных петрогенных элементов в базальтах. Полученные результаты стимулировали попытку реконструировать петрологические параметры магматизма ложа океана в историческом аспекте по вариациям гравитационного поля вдоль линейных магнитных аномалий

разного возраста при допущении, что корреляция между этими величинами существенно не меняется со временем. Опыт такой реконструкции составляет задачу настоящего исследования.

## Выбор объекта исследований

Для надежного решения поставленной задачи необходимо было выбрать ограниченный район Северной Атлантики, формирование которого происходило с минимальными осложнениями, связанными с тектоникой и наложенным магматизмом, но включающем плюмовые и спрединговые ассоциации базальтов по простиранию САХ. Важным условием было также по возможности стабильное распределение линейных магнитных аномалий в этом районе. Таким требованием удовлетворяет район между 14° и 39° с.ш., выделенный на рис. 1, где представлена схема тектоно-магматической сегментации САХ по [Дмитриев, 1998] с дополнениями. Согласно этой схеме выбранный район расположен в пределах Южного региона Северной Атлантики (сегмент II первого порядка) и занимает целиком Центральный сегмент этого региона (сегмент 2 второго порядка). Детальное обоснование этой схемы дано в упомянутой работе, поэтому здесь мы укажем лишь то, что необходимо для дальнейших построений:

- 1) Выбранный сегмент представляет наиболее “древний” фрагмент литосферы Атлантики (время раскрытия порядка 170 млн лет).

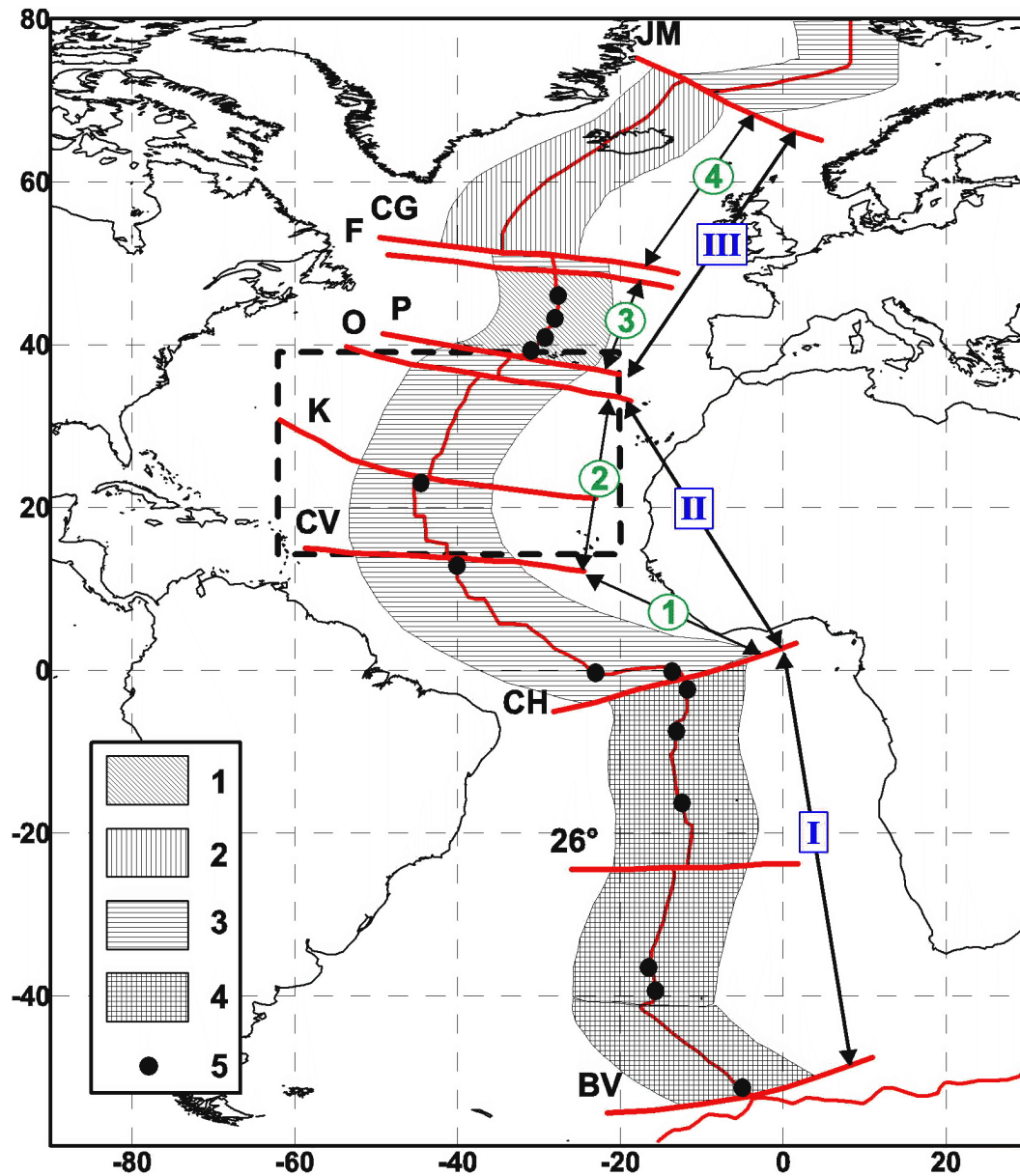
- 2) За весь период формирования этого фрагмента ведущим процессом был устойчивый медленный спрединг, скорость которого была, практически, постоянной (~3 мм/год).

- 3) Район характеризуется минимальным проявлением наложенных тектонических нарушений. Число трансформных разломов на единицу площади здесь значительно меньше по сравнению с другими сегментами Атлантики. Меньше также и амплитуда трансформного смещения по этим разломам.

- 4) Средняя часть района (широтная зона между 20° и 35° с.ш.) практически лишена влияния наложенных магматических процессов. Проявления внутриплитового магматизма отчетливо выражены лишь вблизи границ района.

- 5) Большая часть САХ (от разлома Зеленого мыса на 15° с.ш. до 30° с.ш.) сложена базальтами спрединговой ассоциации. Центр Азорского суперплюма приходится примерно на 45° с.ш. (за пределами района). Зона перехода от спрединговой ассоциации к плюмовой располагается между 30° и 40° с.ш., т.е. лежит в пределах выделенного сегмента.

Общее представление о батиметрии выбранного района дает карта, составленная по данным предсказанной топографии [Smith and Sandwell, 1997] и показанная на рис. 2. Здесь видно, что для большей части района характерен спокойный рельеф с постепенным повышением от ложа океана к осевой части хребта. Вдоль простирания



**Рис. 1.** Схема тектоно-магматической сегментации Срединно-Атлантического хребта [Дмитриев, 1998] с дополнениями. Обозначения: 1. ТОР-1; 2. ТОР-1+ТОР-Fe; 3. ТОР-2; 4. ТОР-1 + ТОР-2; 5. ТОР-К. ТОР-1, ТОР-2 и т. д. – пояснения в тексте. Плюмовая ассоциация включает ТОР-1, ТОР-Fe и ТОР-К; спрединговая ассоциация представлена ТОР-2. 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. Район исследований обведен пунктиром.

хребта рельеф плавно повышается от 30° с.ш. к северу. На рис. 3 показана карта гравитационного поля, построенная в том же масштабе по данным спутниковой альтиметрии с разрешением 2 дуговые минуты [Sandwell and Smith, 1997]. Карта распределения идентифицированных осей линейных магнитных аномалий в пределах выбран-

ного района, составленная по [Cande et al., 1993] показана на рис. 4. Здесь хорошо видно, что аномалии до возраста ~70 млн лет четко выражены на всем их протяжении. Видно также, что интервал пространства между ними достаточно выдержан по обе стороны от оси хребта. При таком устойчивом характере распределения линей-

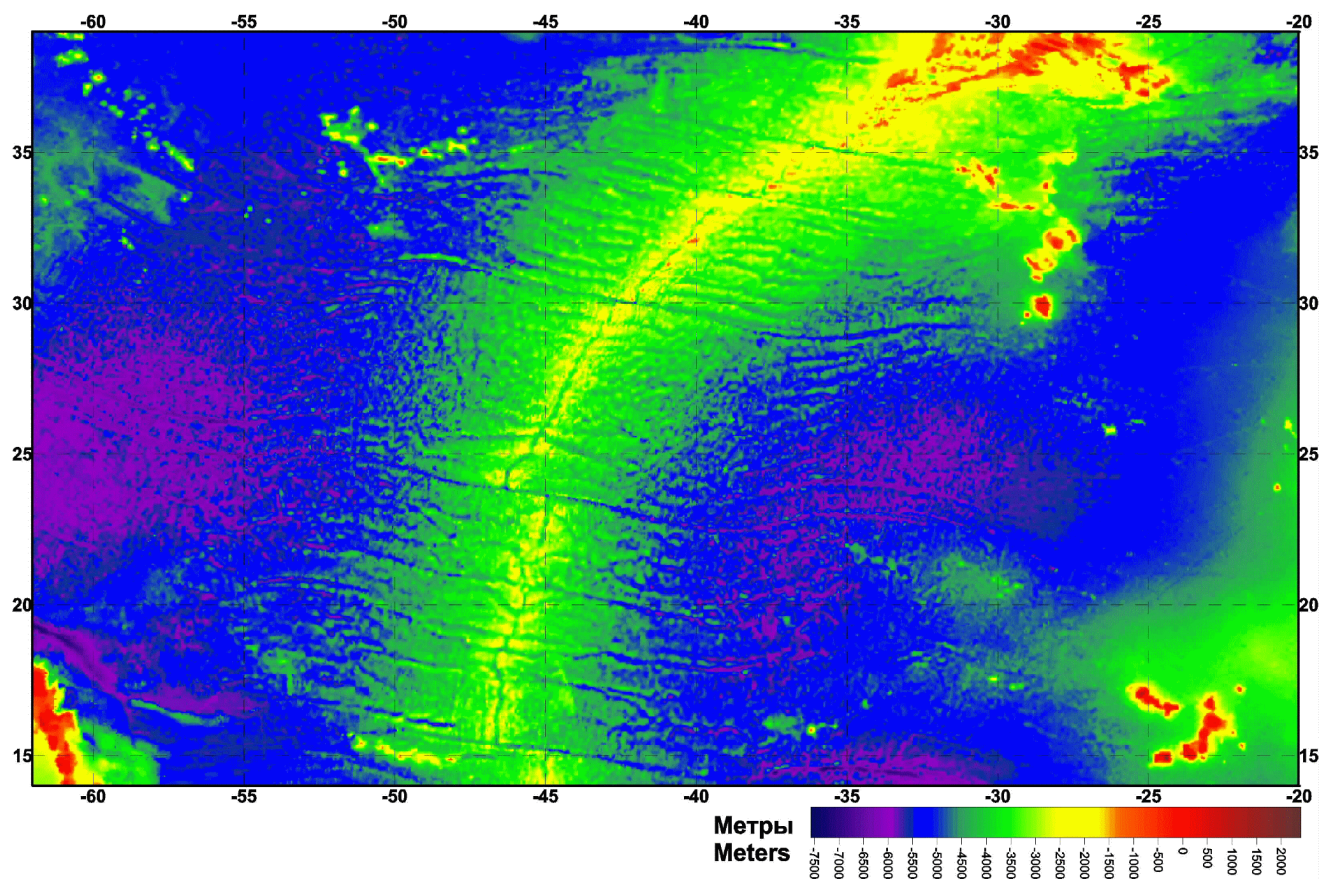


Рис. 2. Батиметрическая карта района исследований. Составлена по данным [Smith and Sandwell, 1997].

ных магнитных аномалий построение изохронных профилей представляется вполне надежным.

### Особенности магматизма и корреляция петрологических параметров с геофизическими полями

Как упоминалось, при формировании современных СОХ мантийный магматизм проявляется в условиях двух принципиально различных геодинамических обстановок – плюмовой и спрединговой. Детальная характеристика петролого-геохимических особенностей магматизма СОХ и обоснование связи геодинамических обстановок с формированием специфических ассоциаций базальтов дается в работах [Дмитриев, 1998; Дмитриев и др., 1999]. Здесь мы ограничимся лишь теми сведениями, которые необходимы для решения поставленной задачи. Плюмовая ассоциация базальтов образуется при интенсивном подъеме вещества мантии с глубин от 400 до 700 и более км (возможно до нижней мантии) и его частичном плавлении при повышенной температуре (более 1400°C), дающем начало базальтовому магматизму. Ассоциация

включает три группы ТОР (Толеинитовые базальты Океанических Рифтов): ТОР-1 – наиболее распространенная группа, родоначальные расплавы которой отделяются от мантийного источника при относительно высоких значениях температуры и давления. Большинство этих базальтов относятся к геохимическому N-типу по [Wilson, 1989] с признаками слабого обогащения. Группа ТОР-Fe, представляющая базальты, обогащенные железом – продукты внутрикамерной дифференциации ТОР-1. Группа редких ТОР-K – наиболее глубинных и высокотемпературных базальтов. Эти базальты геохимически заметно обогащены и относятся к T-типу по [Wilson, 1989]. Развитие плюмовой ассоциации сопровождается высокой продуктивностью вулканизма, образованием базальтового слоя повышенной мощности и формированием положительных форм рельефа.

Спрединговая ассоциация базальтов образуется при медленном подъеме вещества мантии с относительно небольшой глубины (менее 400 км). Ее плавление происходит при температуре ниже 1400°C. Для спрединговой ассоциации характерна низкая продуктивность вулканизма и образование маломощного базальтового слоя, вплоть до его отсутствия. Ассоциация включает наиболее распространенную группу обедненных базальтов ТОР-2

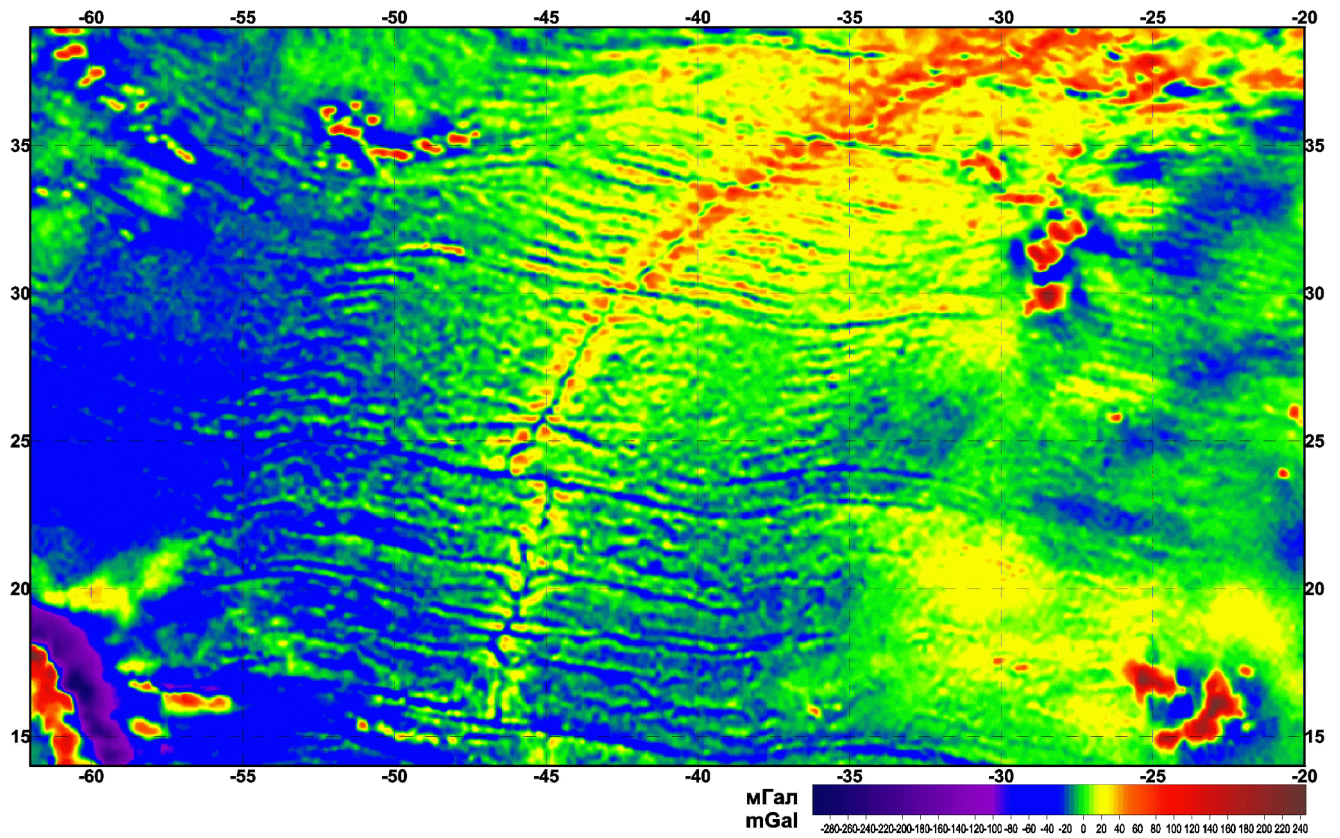


Рис. 3. Карта распределения гравитационных аномалий в свободном воздухе исследуемого района по данным альтиметрии [Sandwell and Smith, 1997].

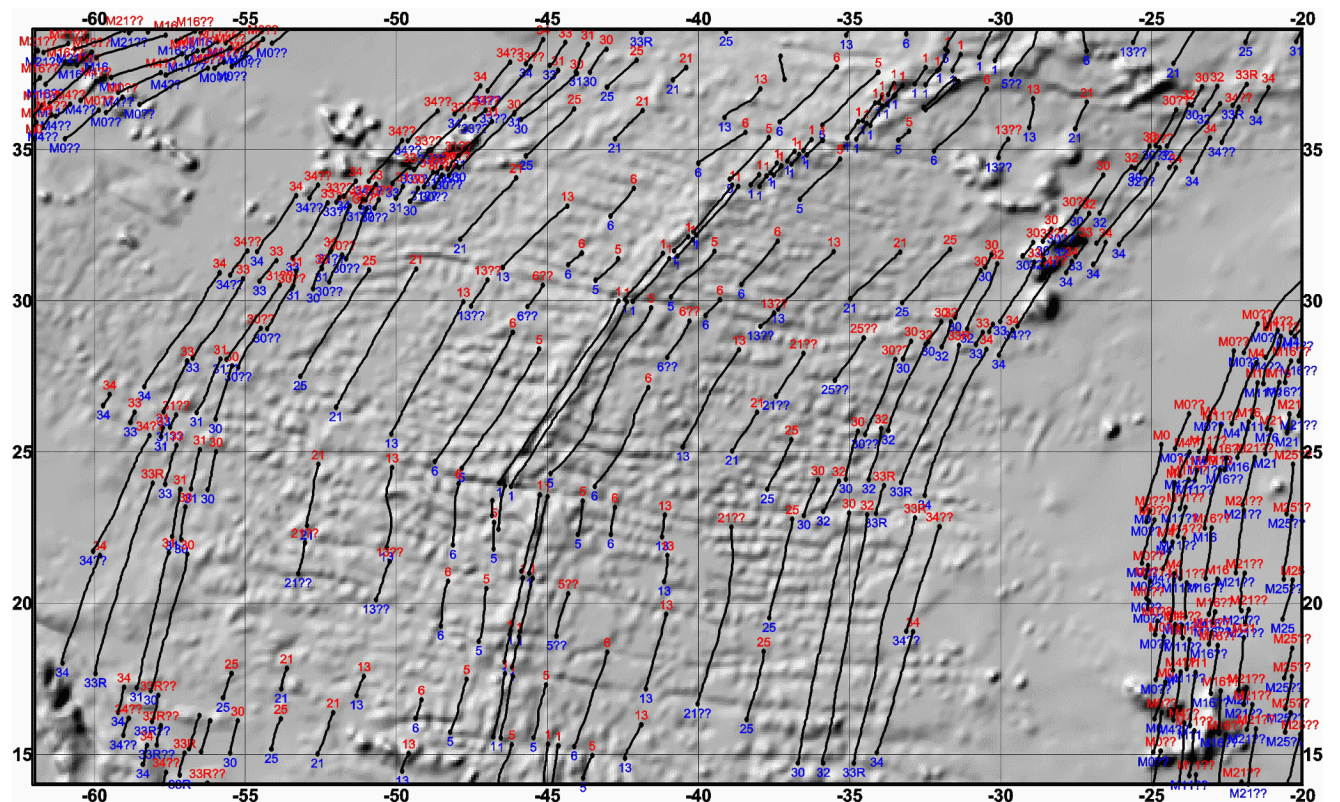
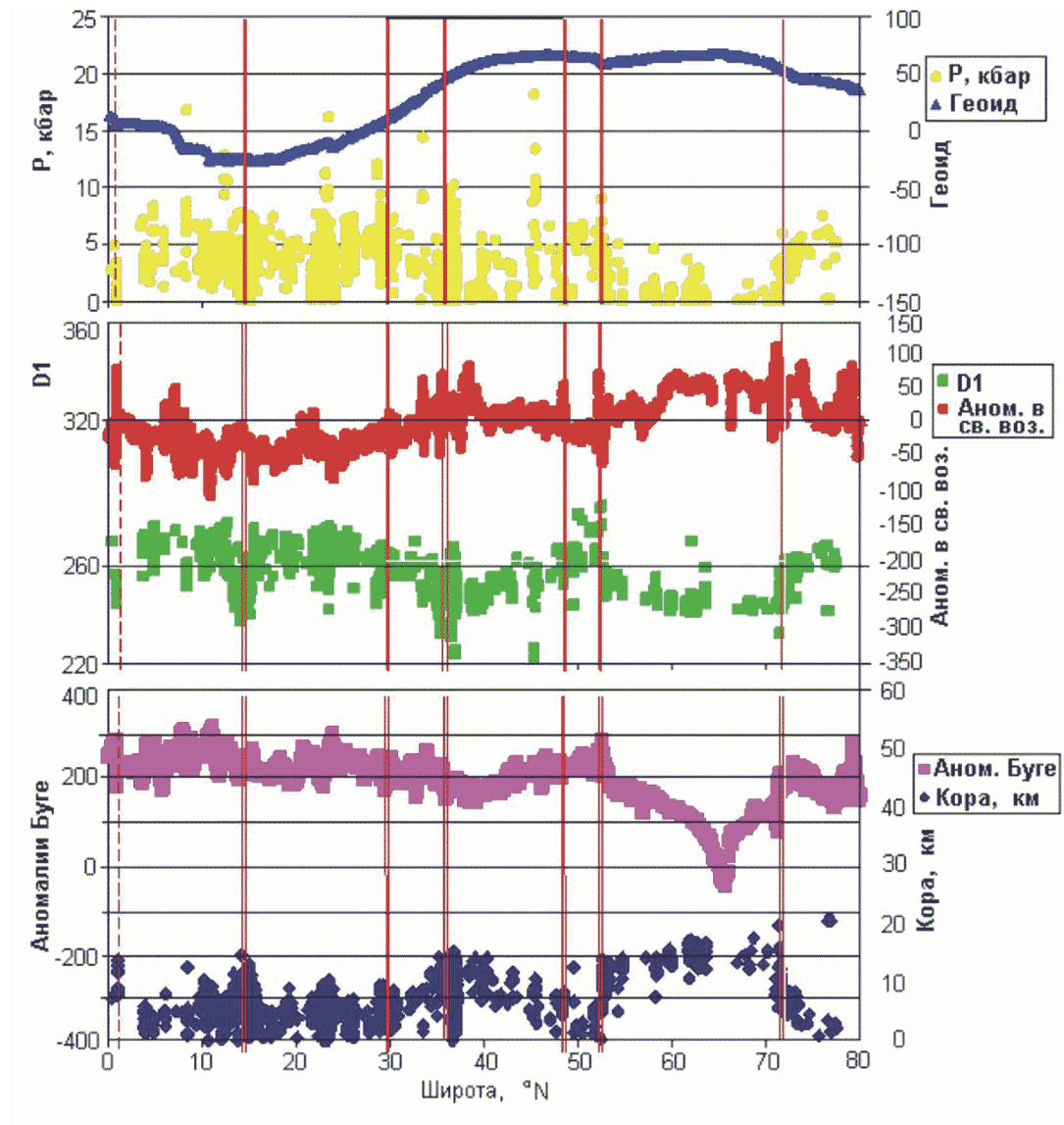


Рис. 4. Положение индексированных линейных магнитных аномалий в исследуемом районе по [Cande et al., 1993].



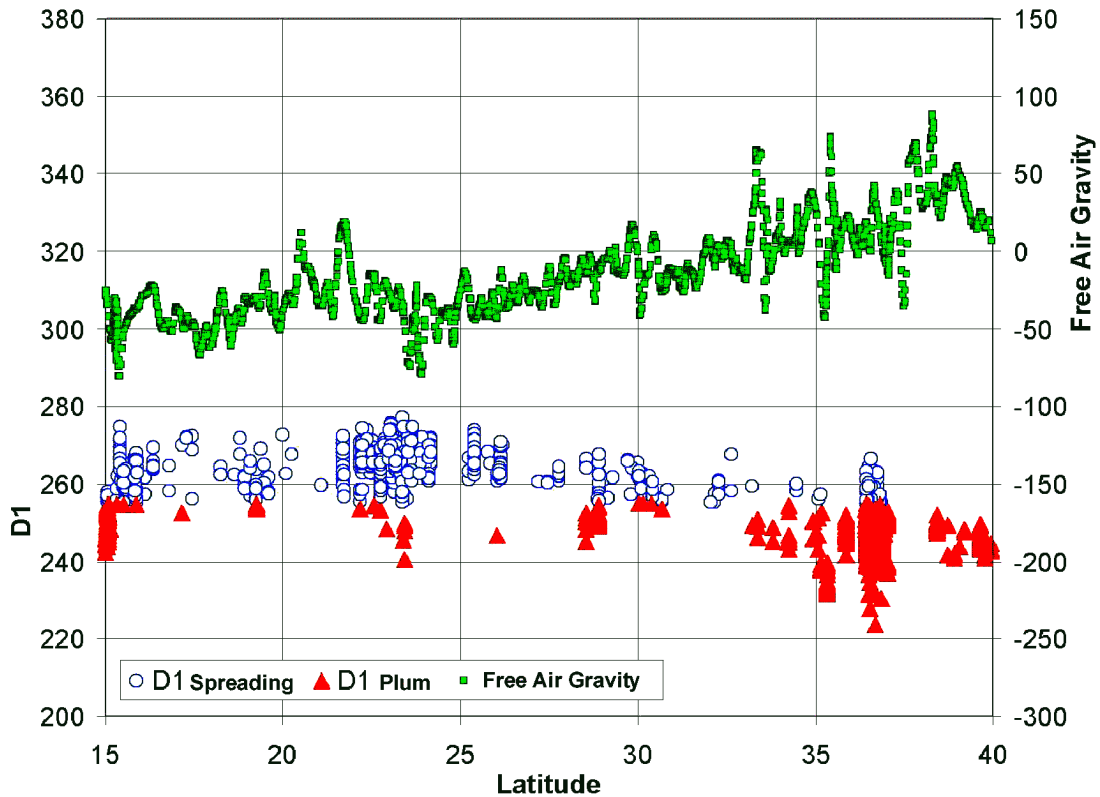
**Рис. 5.** Корреляция геофизических и петрологических параметров вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80° с.ш. Вертикальные линии – границы между сегментами хребта по разломам (см. рис. 4). Регионы плюмовой ассоциации заштрихованы. (а) Поверхность геоида по [Lemoine et al., 1996] и давление котектической 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).

(N-type) и группу ТОР-Na (менее распространенная разновидность наиболее обедненных ТОР-2 с повышенным содержанием натрия).

Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов надежно идентифицируются по составу их закалочных стекол с применением восьмикомпонентной дискриминанты D1, величина которой зависит от РТ условий формирования родоначальных расплавов и их эволюции. С увеличением скорости спрединга возрастает продуктивность магматизма, интервал РТ условий котектической кристаллизации, диапазон вариаций состава ТОР, увеличивается доля спрединговых ассоциаций относительно плюмовых.

При низкой скорости спрединга развитие плюмов представляется как независимый процесс, наложенный на спрединг. При этом плюмовые и спрединговые ассоциации ТОР резко обособлены в пространстве. В северной Атлантике это отчетливо прослеживается на примере четкой локализации Исландского и Азорского суперплюмов, а также микроплюмов южнее разлома Зеленого мыса, у 22° и 25° с.ш.. С возрастанием скорости спрединга границы между плюмовыми и спрединговыми ассоциациями исчезают.

Пример корреляции петрологических параметров (давление котектической кристаллизации базальтового рас-



**Рис. 6.** Корреляция аномалии Фая и дискриминанты D1 вдоль оси САХ в пределах исследуемого района. D1 рассчитана по выборке 2964 анализа закалочных стекол базальтов из базы данных ГЕОХИ РАН, включающей Volcanic Deep Sea Glass Data Base. W. G. Melson et al. Smithsonian Institution. Department of Mineral Sciences. 2000; Ridge Petrological Data Base. Lamont Doherty Earth Observatory. 2000, литературные и оригинальные данные. Распределение плюмовых и спрединговых ассоциаций базальтов показано разными символами.

плава, дискриминанта D1 и рассчитанная мощность базальтовой коры как функция продуктивности вулканизма) и геофизических полей (поверхность геоида, аномалия Фая и редукция Буге) для всего САХ от экватора до 80° с.ш. дается на рис. 5 из работы [Дмитриев и др., 1999]. В той же работе показано, что распределение петрологических параметров, отражающих динамику развития магматизма, хорошо согласуется с тектономагматической сегментацией САХ, его сейсмичностью, тепловым полем и с данными сейсмической томографии. Как отмечалось, корреляция всех упомянутых здесь параметров и геолого-геофизических характеристик САХ объясняется тесным взаимодействием всех геологических процессов, принимающих участие в формировании современной океанической литосферы данного объекта в региональном масштабе. Примеры корреляции петрологических и геофизических параметров при формировании плюмовых и спрединговых ассоциаций базальтов вдоль оси САХ в пределах выбранного региона приведены на рис. 6 и 7. На рис. 6 хорошо видна обратная корреляция значений дискриминанты D1 и аномалии Фая (гравитационное поле в свободном воздухе), по существу отражающей особенности рельефа. Обратная корреляция

аномалии Буге, отражающей распределение плотностей в коре и рассчитанной мощности базальтового слоя (или продуктивности вулканизма), показана на рис. 7.

### Реконструкция петрологических параметров по значениям аномалии Фая

Решение поставленной задачи включало два этапа.

1) Построение изохронных профилей вдоль оси хребта (“zero-age”) и вдоль пар линейных магнитных аномалий: 5 (9,5 млн лет), 13 (35,5 млн лет), 21 (46,5 млн лет) и 30 (67 млн лет) по шкале [Cande and Kent, 1992] по обе стороны от оси хребта. Эти профили, нанесенные на карту рельефа, построенную методом “shaded” по данным [ЕТОРО5, 1993], показаны на рис. 8. Сюда же нанесено положение плюмовых и спрединговых ассоциаций базальтов за пределами САХ (база данных ГЕОХИ РАН).

2) Вдоль этих профилей были восстановлены значения аномалии Фая, показанные на рис. 9. Здесь горизонтальные линии соответствуют нулевому значению аномалии. Положительные значения выделены красным цветом.

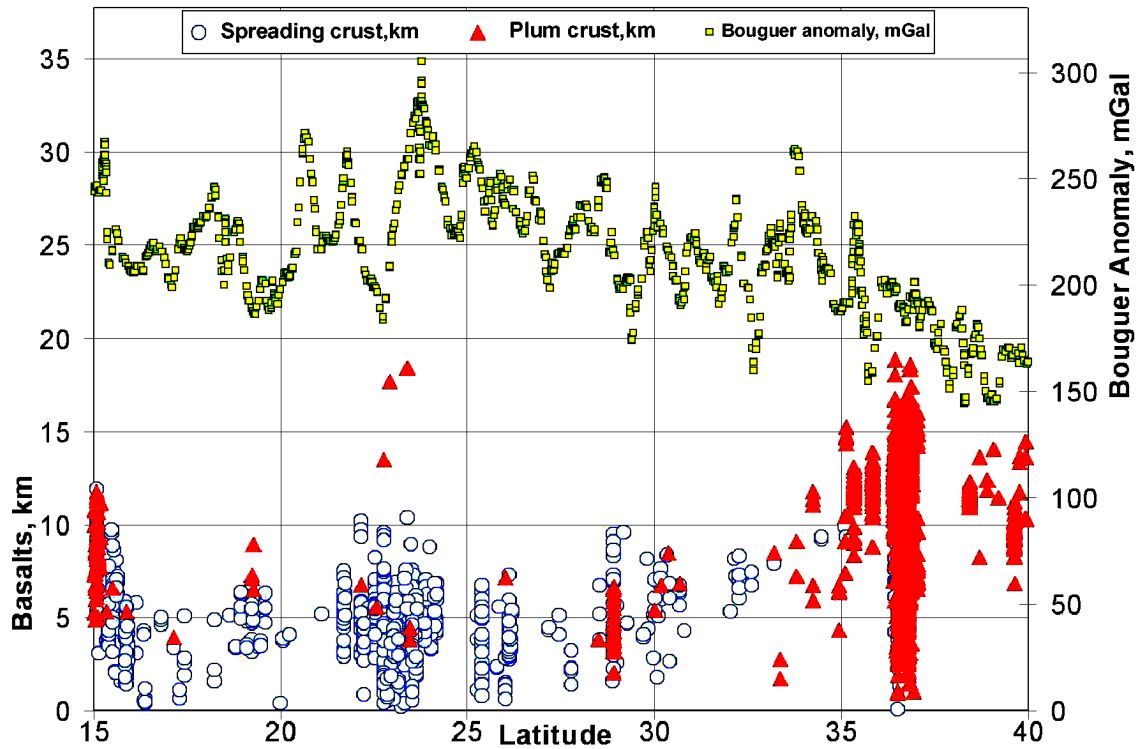


Рис. 7. Корреляция аномалии Буге и мощности базальтового слоя вдоль оси САХ в пределах исследуемого района. Мощность базальтового слоя рассчитана из той же выборки по параметру  $Na_{(8)}$  [Klein and Langmuir, 1987]. Распределение плюмовых и спрединговых ассоциаций базальтов показано разными символами.

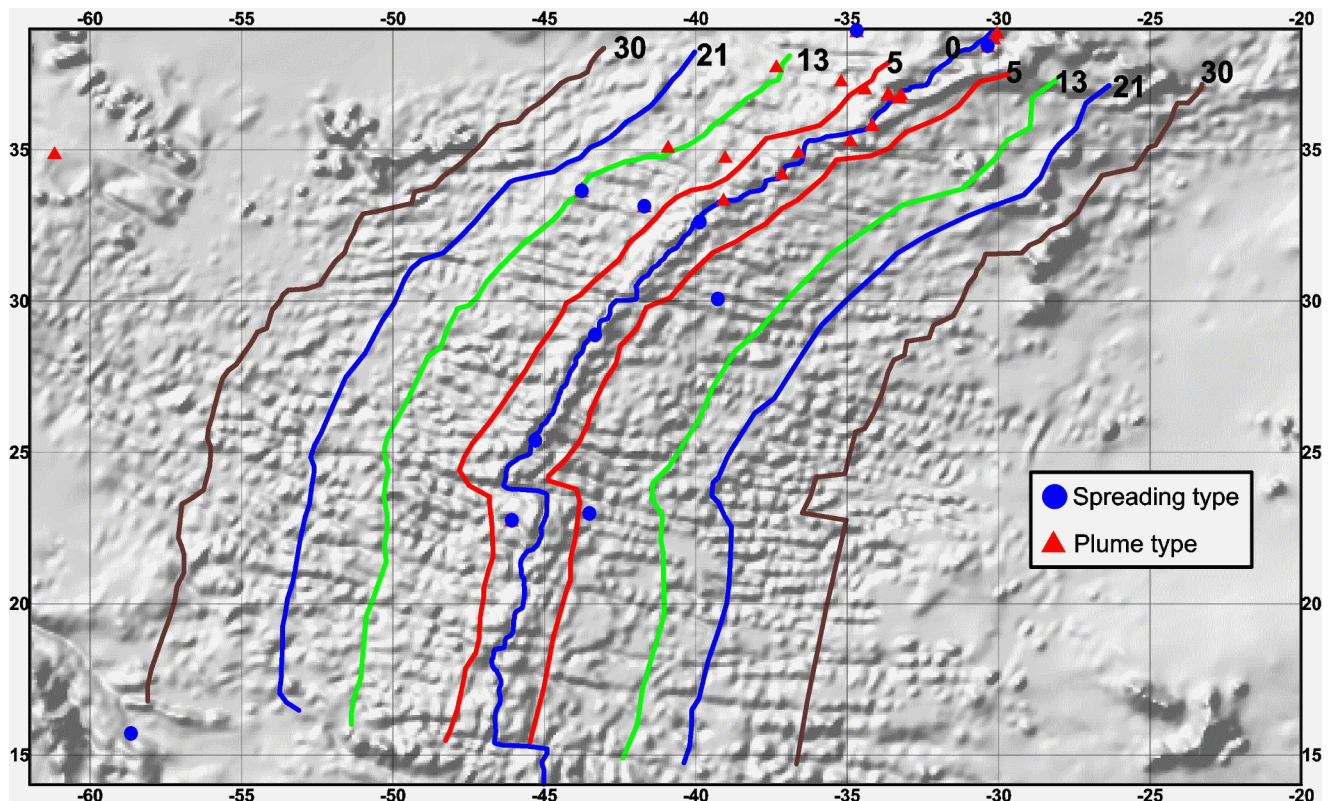


Рис. 8. Положение опорных изохронных профилей 0, 5, 13, 21 и 30 Ма в пределах исследуемого района и распределение плюмовых и спрединговых ассоциаций базальтов, поднятых вне зоны САХ.

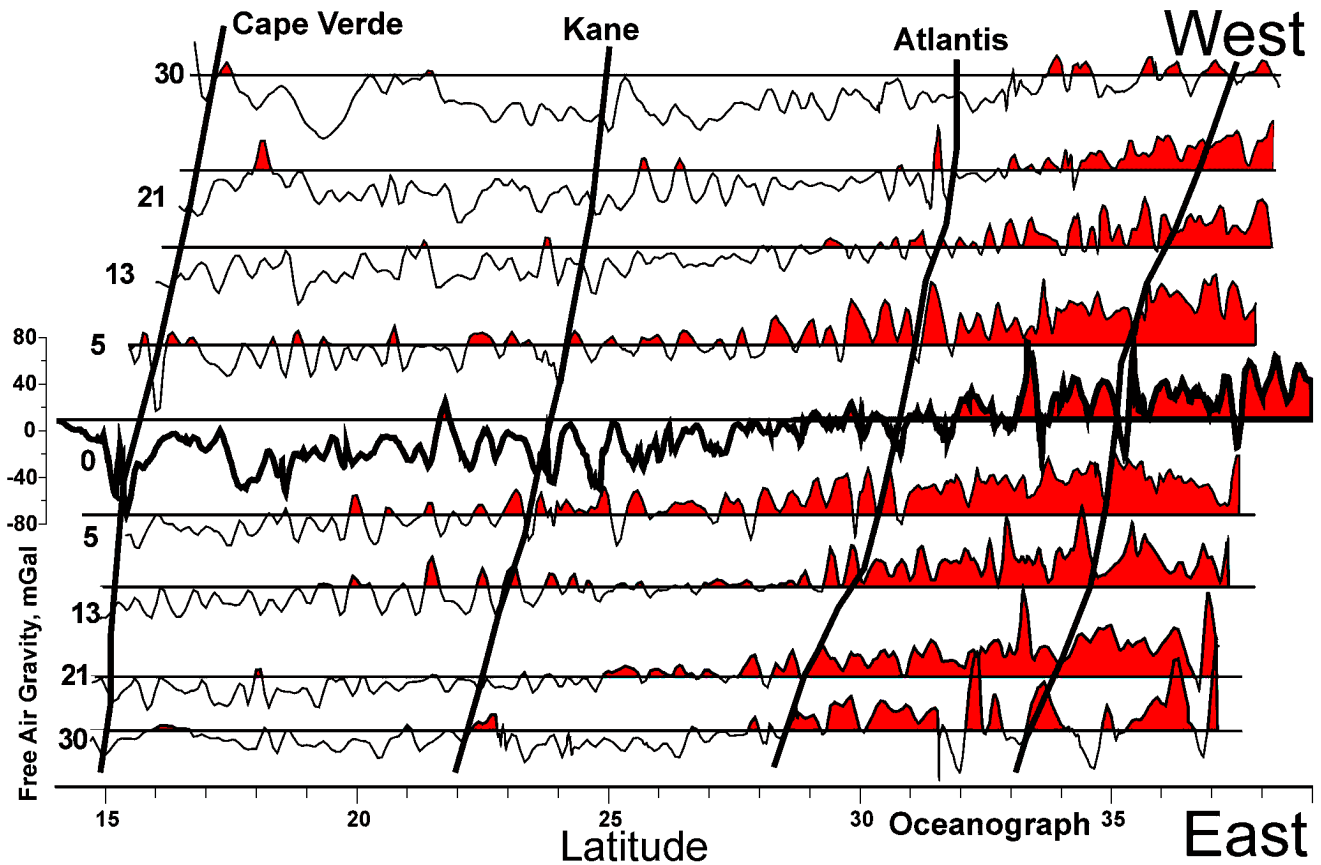


Рис. 9. Распределение значений аномалии Фая вдоль оси САХ и вдоль пар изохронных профилей 0, 5, 13, 21 и 30 Ма. Положительные значения аномалии выделены красным цветом.

Рис. 9 позволяет отметить следующие особенности распределения аномалии Фая в исследуемом районе.

1) Вдоль осевой рифтовой зоны общая смена отрицательных значений аномалии Фая на положительные (мы имеем ввиду смену среднего значения, а не превышения отдельных экстремумов) начинается к северу от 30° с.ш. Здесь же происходит переход от спредингговых ассоциаций базальтов к плюмовым (южное окончание Азорского мегаплума, см. выше).

2) Смена отрицательных значений на положительные с юга на север происходит вдоль всех пар изохронных профилей. При этом положения повышений значений аномалии формируют клин, имеющий симметричный характер: на 5 аномалии по обе стороны от оси хребта переход к положительным значениям происходит вблизи 23° с.ш., вдоль 13 аномалии – примерно на 30°. Та же тенденция сохраняется и для 21 и 30 западных аномалий с постепенным сдвигом их положительных значений к северу с увеличением их возраста. Для 21 и 30 восточных аномалий эта тенденция нарушена, так как смена отрицательных значений аномалии на положительные происходит здесь южнее, на 25° и 28° с.ш. соответственно. Отмеченный выше клин перехода аномалий от отрицательных значений к положительным нарушается в осевой зоне САХ. Это

объясняется тем, что на уровень гравитационных аномалий в свободном воздухе влияет общий уровень рельефа, который в основном определяется степенью остывания литосферы по мере удаления от оси САХ. Введение соответствующих коррекций в уровень аномалий в свободном воздухе от профиля к профилю устранило бы разницу среднего фонового значения на профилях в исследуемом сегменте, но при этом ни как бы не повлияло бы на положение клина, формируемого разными значениями аномалий вдоль профилей. Поэтому никаких коррекций не рассчитывалось.

3) Наиболее стабильное гравитационное поле и симметрия его распределения вдоль пар изохронных профилей сохраняется в интервале от 20° до 30° с.ш. (примерно между разломами Кейн и Атлантис).

### Обсуждение результатов

Анализ полученных результатов приводит к следующему.

Если исходить из допущения о том, что корреляция петрологических и геофизических параметров, установ-

ленная для нулевого возраста, сохраняется для всего периода формирования литосферы в пределах данного региона (см. выше), то можно считать, что повышение значений аномалии Фая связано с переходом от спрединговых ассоциаций базальтов к плюмовым. Отсюда следует, что клинообразное распределение положительных аномалий с расширением к северу обусловлено тем, что в ходе формирования литосферы региона за период 67 млн лет происходило постепенное смещение плюма с севера на юг.

Нарушение симметрии гравитационного поля в северо-восточной части региона (вдоль 21 и 30 восточных профилей) могло произойти в результате наложения локальных проявлений вулканизма с образованием здесь системы подводных гор Атлантис-Метеор. Осложнение распределения аномалии Фая в юго-западной части региона также могло быть вызвано наложенными геологическими процессами, в этом случае связанными с образованием таких структур как субширотный трог Ройял на западном фланге САХ.

В целом, показанный здесь материал не противоречит известным представлениям о динамике формирования плюмов и их взаимодействии со спредингом в системе срединно-океанических хребтов, о миграции плюмов и о результатах этого процесса, записанных в петрологических параметрах магматизма и в геофизических и геоморфологических особенностях литосферы, например, [Грачев, 1987; Ito and Lin, 1995; Ribe et al., 1995; Schilling, 1991; Sleep, 1996; Vogt, 1976; White et al., 1995; Yale and Phipps Morgan, 1998]. Результаты исследования миграции Азорского мегалюма за последние 10 млн лет, основанные на детальном сопоставлении подробных материалов по морфологии, тектонике, гравитационному полю, томографии САХ и взаимоотношению магнитометрических данных с батиметрией в интервале 36–40° с.ш. с данными петрологического моделирования приведены в работе [Cannat et al., 1999]. Согласно этому исследованию, миграция Азорского мегалюма имеет место со скоростью 60 мм/год в течение последних нескольких млн лет. Если согласиться с тем фактом, что обсуждаемый в данной статье клин аномалий Фая является следствием продвигающейся на юг в течение всего кайнозойской зоны плюмового магматизма, то угол наклона этого клина в координатах пространства (расстояние вдоль САХ)/время (возраст аномалии профиля) даст нам среднее значение скорости этого продвижения. Считая, что фронт плюма, выявленный по клину аномалий Фая, продвинулся приблизительно от широты разлома Океанограф до широты разлома Кейн (~11 дуговых градусов по широте или 1221 км) за период от 30 аномалий (67 млн лет) до настоящего времени, мы получим значение скорости продвижения ~18 мм/год, среднее для кайнозоа. Учитывая, что глобальные тектонические процессы на Земле происходят нелинейно (в импульсном режиме), можно с уверенностью констатировать, что среднее значение скорости за довольно большой период времени всегда будут меньше пиковых в отдельные эпохи. Таким образом, поведение Азорского мегалюма во времени, определенное по совокупности самых разнообразных данных многими исследователями, непротиворечиво определяет-

ся как нестационарное продвижение на юг с формированием наложенных на стандартную океаническую кору структур.

## Заключение

Выполненное исследование показывает, что в ходе формирования литосферы Атлантики в пределах выбранного района геодинамическая обстановка, соответствующая условиям образования плюмов, существовала не менее 60–70 млн лет. Смещение плюмовых ассоциаций базальтов за этот период времени на значительное расстояние (здесь не менее 1200 км) при сравнительно постоянной скорости спрединга свидетельствует о том, что формирование плюмов не зависит от спрединга и является по отношению к нему наложенным процессом. Этот вывод подтверждает заключение о независимости обоих процессов, высказанное в [Дмитриев и др., 1999].

Предложенный в этой работе новый подход для реконструкции петрологических параметров магматизма по данным изохронного профилирования значений аномалий гравитационного поля представляется перспективным для решения задачи об эволюции магматизма при формировании океанской литосферы в историческом аспекте. При использовании этого подхода необходимо учитывать ряд ограничений, связанных с неравномерной плотностью опробования магматических пород, с разной надежностью магнитометрических данных и разной сложностью тектонической истории при выборе того или иного района исследований. При развитии этого подхода возможно использование данных по аномалии Буге и материалов по тепловому потоку.

**Благодарности.** Авторы выражают признательность А. Ф. Грачеву, Н. В. Короновскому, С. А. Силантьеву и А. О. Мазаровичу за полезное обсуждение материалов статьи. Работа выполнена при поддержке грантами РФФИ # 01-05-64168 и гранта Министерства промышленности, науки и технологий России по проекту “Ключевые районы Срединно-Атлантического хребта”.

## References

- Грачев А. Ф., *Рифтовые зоны Земли*, с. 286, Недра, Москва, 1987.
- Дмитриев Л. В., Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования, *Петрология*, 6, (4), 340–362, 1998.
- Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О’Хирн Т., Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их запись в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта, *Российский журнал Наук о Земле*, 1, (6), 1999.
- Cande, S. C., and D. V. Kent, A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 97, 13,917–13,951, 1992.
- Cande, S. C., J. L. LaBrecque, R. L. Larson, and W. C. Pitman, III, X. Golovchenko, and W. F. Haxby, Magnetic Lineations of

- World's Ocean Basins (map), Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, OK, 1989, Digitized Set by G. Cole, Global Relief Data CD, NOAA Product # 1093-A27-001, 1993.
- Cannat, M., A. Briais, C. Deplus, J. Escarti, J. Georgen, J. Lin, S. Mercouriev, C. Meyzen, M. Muller, G. Pouliquen, A. Rabain, and P. da Silva, Mid-Atlantic Ridge–Azores hotspot interactions: along-axis migration of a hotspot-derived event of enhanced magmatism 10 to 4 Ma ago, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *173*, 257–269, 1999.
- ETOPO5, *Global Relief Data CD*, NOAA Product # G01093-CDR-A0001, 1993.
- Ito, G., and J. Lin, Oceanic spreading center–hotspot interactions: constraints from along-isochron bathymetric and gravity anomalies, *Geology*, *23*, 657–660, 1995.
- Klein, E. M., and C. H. Langmuir, Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, *92*, 8089–8115, 1987.
- Lemoine, F. G. et al., The Development of the NASA GSFC and DMA Joint Geopotential Model, International Symposium on Gravity, Geoid and Marine Geodesy (GraGeoMar96), Univ. of Tokyo, Tokyo, Japan, Sept. 30–Oct. 5, 1996, Geoid Undulation Grid from EGM96, NASA-NIMA, 1996 (<http://cddis.gsfc.nasa.gov/926/egm96/egm96.html>).
- Mueller, R. D., W. R. Roest, J. -Y. Royer, L. M. Gahagan, and J. G. Sclater, Digital age map of the ocean floor, SIO Reference Series 93-30. ([ftp://baltica.ucsd.edu/pub/global\\_age/](ftp://baltica.ucsd.edu/pub/global_age/)).
- Ribe, N. M., U. R. Christensen, and J. Theissing, The dynamics of plume–ridge interaction, 1: ridge-centered plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *134*, 155–168, 1995.
- Ridge Petrological Data Base*, Lamont Doherty Earth Observatory, 2000 (<http://petdb.ldeo.columbia.edu>).
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith, *Marine Gravity Anomaly from Satellite Altimetry*, map Geological Data Center, Scripps Institution of Oceanography, 1995.
- Sandwell, D. T., and W. H. F. Smith, Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, *J. Geophys. Res.*, *102*, (B5), 10,039–10,054, 1997 (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>).
- Schilling, J. -G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, *352*, 397–403, 1991.
- Sleep, N. H., Lateral flow of hot plume material ponded at sublithospheric depths, *J. Geophys. Res.*, *101*, 28,065–28,083, 1996.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, Global Seafloor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, *277*, (5334), Sept. 26, 1997 (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>, <http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/>).
- Vogt, P. R., Plumes, subaxial pipe flow, and topography along the mid-oceanic ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *29*, 309–325, 1976.
- Volcanic Deep Sea Glass Data Base*, W. G. Melson et al., Smithsonian Institution, Department of Mineral Sciences, 2000.
- White, R. S., J. W. Bown, and J. R. Smallwood, The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges, *J. Geol. Soc. London*, *152*, 1039–1045, 1995.
- Wilson, M., *Igneous Petrogenesis*, 463 pp., London Unwin Hyman Dostal, Boston, Sidney, Wellington, 1989.
- Yale, M. M., and J. Phipps Morgan, Asthenosphere flow model of hotspot – ridge interactions: a comparison of Iceland and Kerguelen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *161*, 45–56, 1998.
- Zhang, Y. -S., and T. Tanimoto, Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps, *Nature*, *355*, 45–49, 1992.

(Получена 3 декабря, 2001)