

УДК 552.313 (260)

ГЕОДИНАМИКА ТРЕХ КОНТРАСТНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЗМА ОКЕАНА И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ДАННЫХ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

© 2003 г. Л. В. Дмитриев*, С. Ю. Соколов**

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
119991 Москва, ул. Косыгина, 19, Россия; e-mail: ldmitr@geokhi.ru

**Геологический институт РАН,
119017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия; e-mail: geophys@geo.tv-sign.ru

Поступила в редакцию 16.03.2003 г.

По материалам геологии, петрологии и геофизики дано обоснование трех дискретных геодинамических обстановок современных океанов, приводящих к формированию следующих типов магматизма и соответствующих ассоциаций базальтов: 1 – спрединговые ассоциации (СА) срединно-океанических хребтов (СОХ); 2 – плюмовые ассоциации (ПА) СОХ и 3 – внутриплитный магматизм островов и подводных гор (ВМ). По данным эксперимента и расчетного моделирования для каждого типа магматизма приняты оптимальные *P-T* условия отделения родоначальных расплавов от мантийного источника. Различие длины траекторий адиабатического подъема мантии до пересечения солидуса с образованием расплава каждого типа магматизма свидетельствует о контрастном геодинамическом режиме их формирования. На основе анализа материалов о распределении трех главных типов магматизма в пространстве Мирового океана, о связи их с тектоникой, характером гравитационного поля и данными томографии сделаны следующие выводы. СА образуется в результате пассивного подъема мантии с глубины порядка 200 км, согласованного со скоростью спрединга. Наименее продуктивный магматизм СА локализован в областях холодной жесткой литосферы. Образование ПА связано с активным подъемом мантии с глубины от 400 до 1000 км в ограниченном пространстве вне зависимости от спрединга. Увеличение скорости спрединга приводит к смешиванию СА и ПА. ВМ связан с мантийными струями, поступающими из нижней мантии вплоть до границы с ядром. Наряду с ВМ, трассирующим движение плит, впервые установлен ВМ, занимающий фиксированное положение относительно глубинного источника в мантии (Канарские о-ва, о-ва Зеленого Мыса).

Мантийный магматизм океанов проявляется в условиях двух главных и принципиально различных геодинамических обстановок – при формировании глобальной системы срединно-океанических хребтов (СОХ) и в ходе внутриплитного магматизма, приводящего к образованию островов и подводных гор¹.

Для последних 10–15 лет характерно интенсивное изучение СОХ. Повышенный интерес к этому уникальному объекту объясняется тем, что здесь в современный геологический период начинается образование новой литосферы океанов. Детальное исследование всех геологических событий этого начального периода необходимо для реконструкции процессов формирования всей литосферы в историческом аспекте. Междисциплинарные исследования СОХ проводятся в координации с крупнейшим международным проектом InterRIDGE (Ridge InterDisciplinary Global Experiment). Внутриплитный магматизм океанов (ВМ) обычно связывают с мантийными плюмами (или

мантийными струями), берущими начало в нижней мантии. Внутриплитный магматизм развивается вне зависимости от магматизма СОХ и по отношению к нему и его продуктам является наложенным. Исследование плюмового магматизма привлекает внимание в связи с возможностью получения информации о составе глубокой мантии, ее физических свойствах, особенностях ее движений и их влиянии на формирование литосферы в свете относительно нового понятия “тектоника плюмов”, дополняющего понятие “тектоника плит”.

Междисциплинарное изучение океанов принесло ряд важных результатов, имеющих принципиальное значение для настоящего исследования. К ним мы относим следующие.

Мантийный магматизм. После классических работ А. Рингвуда и Д. Грина о зависимости состава магм от *P-T* условий их выплавления из мантийного источника параметры этого процесса и дальнейшей эволюции выплавки были значительно уточнены в ходе эксперимента и термодинамического моделирования. В настоящее время исследование мантийного магматизма развивает-

¹ Магматизм активных окраин (островные дуги, задуговые бассейны) здесь не рассматривается.

ся по пути изучения динамики отделения расплавов от источника, транспорта магм, формирования магматических камер, смешивания расплавов и их контаминации в условиях открытой системы. Проводятся детальные геохимические исследования в связи с вопросами гетерогенности мантии и рециклинга (например, Hoffman, 1997; Sobolev et al., 1999; Sobolev et al., 2000). Результаты этих исследований, несомненно, являются важным вкладом в решение проблемы мантийного магматизма и геодинамики. В данной работе ориентированной в основном на сопоставление петрологических и геодинамических особенностей мантийного магматизма СОХ и мантийных струй, используются данные по *P-T* параметрам формирования родоначальных расплавов и их эволюции для наиболее контрастных по составу главных типов базальтов СОХ и океанических островов.

Корреляция петрологических и геофизических параметров. Сделан вывод о корреляции петрологических и геохимических параметров магматизма, масштабов мантийного апвеллинга, тектонической сегментации и вариаций значений геофизических полей при формировании современных структур СОХ. Исследования в этом направлении особенно активно велись в последнее десятилетие. Здесь мы отметим недавние публикации (Dosso et al., 1999) о гетерогенности и возрасте мантийного источника магматизма под Срединно-Атлантическим хребтом (САХ), (Escartin, Cannat, 1999) о связи гравитационного поля с выходами гипербазитов САХ, (Vlastelic et al., 1999), о тепловой и химической неоднородности мантии под Восточно-Тихоокеанским поднятием (ВТП), об отражении состава базальтов в поверхности геоида (Lecroart et al., 1997), (Detrick et al., 2002), о корреляции геофизических и петрологических параметров при формировании Галапагосского центра спрединга, о связи состава базальтов SWIR с рельефом и сейсмической неоднородностью подстилающей мантии. Наши исследования в этом направлении опубликованы в (Дмитриев, 1998; Дмитриев и др., 1999; 2000).

Плюмовые процессы. Существенно продвинулось представление о “плюмах”, “мантийных струях”, “горячих точках” и “горячих полях”. Часто все эти понятия смешиваются или не имеют четкого определения. Однако в главном все согласны с тем, что это явление связано с локальным подъемом горячего вещества мантии в разном масштабе осложняющим геодинамический режим окружающей среды. Последнее привлекает особое внимание в связи с повышенным интересом к геодинамическим реконструкциям. Этот интерес стимулируется также появлением новых материалов по сейсмической томографии и моделированию мантийной конвекции. Интерес российских ученых к проблеме плюмов нашел отражение в Симпозиуме “Мантийные плюмы и ме-

таллогения” (Петрозаводск, сентябрь 2002), где на современном уровне были представлены результаты исследований этой проблемы по всем смежным направлениям в науках о Земле. Отметим недавние публикации по этой теме (Douglass, Schilling, 1999) и упомянутую ранее работу (Detrick et al., 2002) о взаимодействии плюмов и структур САХ, которые совмещены в пространстве–времени (Sobolev et al., 1999; Sobolev, Hofmann, 2000; Dixon et al., 2002), о признаках рециклированной литосферы в плюмовых ассоциациях СОХ и внутриплитного магматизма. В обобщающей работе (Courtillot et al., 2002) дается обоснование трех главных геодинамических обстановок формирования плюмов по ряду геологических, геофизических и геохимических признаков. В наших работах с использованием оригинального материала и обширного объема литературных данных (см. выше) было показано, что геодинамическая обстановка формирования СОХ носит дискретный характер, обусловленный контрастным проявлением масштаба мантийного апвеллинга. Это приводит к формированию двух независимых типов магматизма – спредингового и плюмового. Дискретность геодинамической обстановки формирования океанских секторов в целом подчеркивается также проявлениями глубинного внутриплитного магматизма (или магматизма мантийных струй). Эти три контрастных типа магматизма (спрединговый и плюмовый в системе СОХ и внутриплитный) приняты здесь в качестве опорных петрологических индикаторов геодинамической обстановки океанских секторов.

Доступ к глобальным данным. В последние годы стали доступными многие базы данных, например, по спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997), по моделям сейсмической томографии (Zhang, Tanimoto, 1992; Becker, Boschi, 2002; Ekstrom, Dziewonski, 1998; Grand et al., 1997) и т.д., позволяющие судить с разной степенью приближения и в разном масштабе о глубинном строении мантии и его отражении в рельефе и в конфигурации геофизических полей, а также в характере тектонических структур и в проявлениях магматизма.

В связи с изложенным представляет интерес анализ петрологических особенностей и распределения в пространстве океана трех упомянутых выше контрастных типов магматизма, их связи с тектоническими структурами и с глубинным строением мантии. Попытка такого анализа на основе представительных материалов по петрологии и геофизике составляет задачу настоящего исследования.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Фактический материал по петрологии представлен банком данных ГЕОХИ РАН по составу

закалочных базальтовых стекол Мирового океана, составленным по материалам RIDGE Petrological Data Base, LDEO, 1999; Smithsonian Volcanic Glass Data File, 2000; Niu, Batiza, 1993, а также оригинальными и опубликованными данными, включая более 18 000 микрозондовых анализов.

В качестве геофизического параметра, максимально достоверно отражающего взаимосвязь магматизма с глубинным строением мантии, были взяты дискретные срезы сейсмотомографической модели мантии, полученной по поперечным волнам (Grand et al., 1997) с параметризацией на сетке $2^\circ \times 2^\circ$ и гармониками до 31 порядка. Эта модель обеспечивает наиболее достоверную и детальную на сегодняшний день информацию о вариациях скорости прохождения поперечных волн. Считается (Ekstrom, Dziewonski, 1998; Becker, Boschi, 2002), что поперечные волны более адекватно отражают прогретое и частично расплавленное состояние глубинной среды, чем продольные волны. Расхождение результатов томографии, получаемых по продольным и поперечным волнам, представляет собой отдельную проблему, которую авторы не рассматривают, несмотря на то, что возможное решение этой проблемы может иметь петрологический аспект. Более того, для сравнения магматизма с глубинными срезами были выбраны такие интервалы, которые не совпадают с зонами минимумов взаимной корреляции (Becker, Boschi, 2002) моделей по продольным и поперечным волнам (400, 700 и 2000 км), то есть все срезы сделаны на таких глубинах, где термальная интерпретация аномалий скоростей прохождения волн одинаково приемлема для моделей обоих типов.

Корреляция моделей между собой хорошо проявляется при рассмотрении ограниченного числа сферических гармоник (не более 20), с помощью которых проводится аппроксимация поля вариаций скоростей. Все главные неоднородности мантии, отображаемые гармониками до 20 порядка, хорошо коррелируются от модели к модели в случае анализа только низкочастотных компонент моделей, построенных, например, до 31 (модель NGRAND, Grand et al., 1997) или до 36 (модель RG5.5, Zhang, Tanimoto, 1992) порядка. Но значение латерального пространственного разрешения (не лучше 3000 км), которое доступно при рассмотрении гармоник до 20 порядка, плохо удовлетворяет задаче анализа и корреляции зон проявления плюмов и микроплюмов с данными по магматизму. В связи с этим необходимо использование всего спектрального диапазона моделей, что дает горизонтальное разрешение около 800 км для 36 порядка (модель RG5.5, рассчитанная только до 500 км) и около 1200 км для 31 порядка (модель NGRAND).

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ МАГМАТИЗМА

К минимальному числу контрастных типов магматизма здесь отнесены те, для которых определены *P-T* условия отделения родоначальных расплавов от мантийного источника с достоверностью, позволяющей интерпретировать их в качестве реперов геодинамической обстановки. Процедура определения этих условий, включающая исследование расплавных включений в ликвидусных минералах, использование экспериментальных данных, материалов по геохимии и термодинамическое моделирование, детально описана в работах А.В. Соболева и его коллег (1978–1999). В качестве опорных используются следующие типы базальтов (по возрастанию *P-T* условий эволюции).

1. Базальты спрединговой ассоциации СОХ (СА). Эти базальты образуются в ходе развития магматизма вдоль осевых зон СОХ при спрединге и составляют основной фон магматизма океанов в целом. Эта ассоциация образуется в результате адиабатического подъема деплетированной мантии с глубины менее 200 км и ее слабого частичного плавления на глубине 15–30 км при температуре порядка 1200°C . Базальты СА сравнительно обогащены натрием и титаном и по классификации (Wilson, 1989) относятся к N-MORB. Для СА характерна низкая продуктивность вулканизма. По нашей классификации, разработанной на представительном материале с применением кластерного анализа (Дмитриев и др., 1990), СА включает три группы: TOP-2, TOP-Na и TOP-Fe(Ti)². TOP-2 составляет основу СА, а небольшая группа TOP-Na представляет наиболее обедненные базальты с высоким содержанием натрия. Для этой группы характерна самая низкая степень плавления и самая низкая продуктивность вулканизма. TOP-Na распространены в ограниченных участках СОХ с корой хессовского типа, образующейся в условиях медленного спрединга с низкой (до полного отсутствия) продуктивностью вулканизма (Dick, 1989; Forsyth, 1993; Cannat et al., 1995; Bonatti, 1996). По этим признакам TOP-Na являются наиболее контрастными по отношению ко всем другим типам магматизма океанов и выбраны в качестве одного из трех реперов по петрологии и геодинамике. *P-T* условия их эволюции определялись только расчетным методом, результаты которого оказались близкими к значениям для TOP-2, установленным с применением эксперимента (Sobolev, Dmitriev, 1989) и принятым здесь в качестве опорных. TOP-Fe(Ti) – базальты с повышенным содержанием железа и титана – являются продуктами внутрикамерной дифференциации TOP-2 при давлении 1–3 кбар.

² TOP – Толеиты Океанических Рифтов – термин предложенный нами как альтернатива BCOX или MORB (Дмитриев и др., 1987).

Они распространены преимущественно в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

2. Базальты плюмовой ассоциации СОХ (ПА).

Под термином “плюм” здесь понимается совокупность вещества мантии и ее магматических продуктов, занимающая ограниченный объем в пространстве СОХ и возникающая в результате подъема менее

деплетированной или заметно обогащенной мантии с глубины 300–400 км. ПА образуется при более высокой степени частичного плавления на глубине 50–100 км при начальной температуре около 1400°C. Базальты ПА сравнительно обогащены калием. Характерна высокая продуктивность вулканизма. ПА формируется независимо от СА и по отношению к ней является наложенной (Исландский и Азорский мегаплюмы, микроплюмы по простиранию СОХ).

Фон ПА составляет группа ТОР-1, слегка обогащенный аналог N-MORB, но с умеренным содержанием натрия. Сюда же входит небольшая группа ТОР-К, представляющая сравнительно обогащенные базальты, по вариациям состава сравнимая с T-MORB по (Wilson, 1989). Согласно А.В. Соболеву, ТОР-К могли сформироваться в результате смешения расплавов ТОР-1 и расплавов мантийных струй, имеющих более глубокие корни в мантии (Соболев, 1997).

Для ТОР-К так же, как и для ТОР-На, прямого экспериментального определения *P-T* условий формирования родоначальных расплавов не проводилось. Здесь эти параметры приняты по данным о сходстве вариаций состава ТОР-К и субщелочных пород Исландии (Гуренко и др., 1991). ТОР-К приняты в качестве второго репера, наиболее наглядно отражающего петролого-геодинамические условия формирования ПА СОХ. ПА дополняет группа ТОР-Fe – продукты внутрикамерной дифференциации ТОР-1. Эти базальты входят в самостоятельную провинцию, связанную с образованием Исландского мегаплюма (хребты Рейкьянес и Кольбенсей).

Отметим здесь, что переход от плюмовых ассоциаций к спрединговым соответствует “глобальному тренду” по (Klein, Langmuir, 1987), т.е. изменению условий формирования родоначальных расплавов в сторону уменьшения давления и степени плавления при их отделении от мантийного источника. В системе СОХ этот переход преимущественно происходит дискретно, за исключением тех случаев, когда осуществляется смешение расплавов, имеющих разный источник в мантии. “Локальный тренд” (по тем же авторам) соответствует здесь формированию отдельных серий, связанных с разными мантийными источниками при снижении температуры.

В таблице, составленной по материалам банка данных ГЕОХИ РАН, приведены средние соста-

Средние составы (*X*) и стандартное отклонение (δ) базальтов срединно-океанических хребтов (1), плюмовой ассоциации (2), спрединговой ассоциации (3)

Компоненты	Базальты СОХ		Плюмовая ассоциация						Спрединговая ассоциация					
	1		2						3					
			ТОР-1		ТОР-К		ТОР-Fe		ТОР-2		ТОР-На		ТОР-Fe(Ti)	
	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ	<i>X</i>	δ
SiO ₂	50.86	0.81	50.97	0.94	50.28	1.09	55.36	3.03	50.80	0.72	50.67	0.83	52.68	3.21
TiO ₂	1.54	0.43	1.28	0.35	1.57	0.32	1.96	0.58	1.69	0.40	1.61	0.23	2.84	0.67
Al ₂ O ₃	15.21	1.01	15.23	1.01	16.38	0.79	13.38	1.26	15.20	1.02	16.14	0.84	12.83	1.75
FeO	10.26	1.43	10.17	1.47	8.60	1.34	13.91	2.15	10.31	1.41	9.22	0.81	14.78	2.27
MgO	7.50	0.89	7.72	0.95	7.69	0.57	3.57	1.16	7.38	0.84	7.65	0.48	4.22	1.12
CaO	11.65	0.82	12.02	0.85	11.73	1.59	8.16	1.18	11.45	0.73	11.00	0.83	8.71	1.20
Na ₂ O	2.66	0.42	2.28	0.32	2.64	0.48	2.85	0.37	2.86	0.32	3.40	0.20	3.22	0.54
K ₂ O	0.19	0.20	0.22	0.28	0.87	0.53	0.49	0.26	0.17	0.14	0.18	0.06	0.38	0.26
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.12	0.09	0.23	0.14	0.31	0.21	0.15	0.08	0.13	0.09	0.33	0.15
K ₂ O/TiO ₂	0.12	0.13	0.16	0.19	0.57	0.40	0.28	0.20	0.10	0.07	0.11	0.04	0.60	0.09
Кора, км	7.65	3.04	8.77	1.59	8.16	1.93	13.10	2.17	6.95	1.47	3.34	1.81	10.93	2.38
<i>N</i>	17812		5812		216		184		10834		325		441	

Примечание. Кора, км – отражает продуктивность вулканизма, выраженную через мощность базальтового слоя в км, рассчитанную по параметру Na₍₈₎ (Klein, Langmuir, 1987). *N* – число анализов.



Рис. 1. Средние составы шести основных групп TOP относительно среднего состава TOP Мирового океана.
K/Ti–K₂O/TiO₂; H – продуктивность вулканизма, выраженная через мощность коры в км (см. таблицу).

вы базальтов СОХ, СА, ПА Мирового океана, рассчитанные по выборке микрозондовых анализов свежих закалочных стекол с суммой менее 101% и более 99%. Значение K₂O/TiO₂ на статистическом уровне достаточно надежно соответствует степени обогащения базальтов. В таблице приведена также приближенная оценка продуктивности вулканизма, выраженная через мощность базальтового слоя, рассчитанную по параметру Na₍₈₎ (Klein, Langmuir, 1987). Количество анализов примерно отражает распространенность соответствующих групп базальтов.

На рис. 1 для наглядности показано сравнение всех групп базальтов относительно среднего базальта СОХ Мирового океана. Диаграмма построена по тому же принципу, который обычно используется для сравнения пород по содержанию несовместимых редких элементов относительно хондритового состава. Анализ диаграммы показывает, что по вариациям содержаний SiO₂, Al₂O₃ и CaO базальты всех групп практически не отличаются друг от друга, хотя при детальном сопоставлении в ПА отношение CaO/Al₂O₃ несколько выше, чем в СА. В базальтах TOP-1, составляющих фон ПА, по сравнению с TOP-2 (фон СА) более высокое содержание K₂O и низкое Na₂O, TiO₂ и P₂O₅. По значению K₂O/TiO₂ TOP-2 заметно деплетированы, и продуктивность их вулканизма, оцениваемая по мощности базальтовой коры, в два раза ниже относительно TOP-1. Эти различия

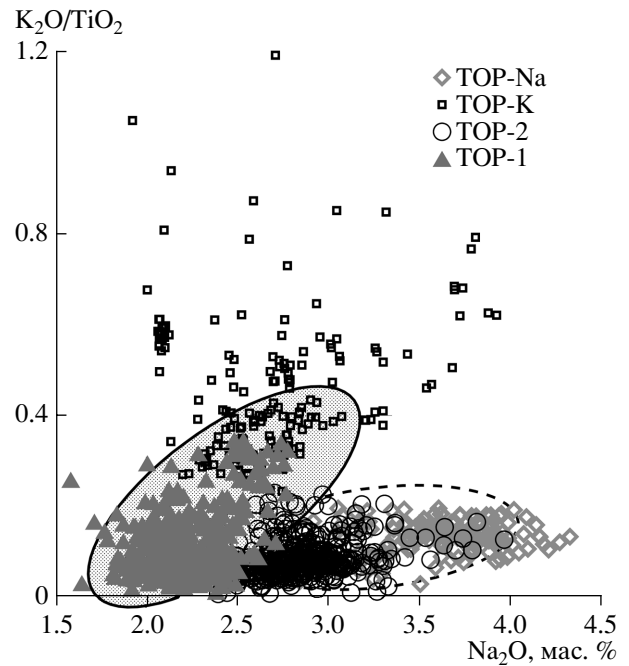


Рис. 2. Вариации состава 4-х групп TOP в координатах Na₂O–K₂O/TiO₂.

В овалах фоновые вариации главных групп: TOP-1 (контур показан сплошной линией, заштриховано), символы показаны с разрядкой через 15; TOP-2 (контур показан пунктиром), символы с разрядкой 25. Символы TOP-Na и TOP-K показаны с разрядкой 3. Объяснение см. текст.

сохраняются и становятся более выраженными при сравнении TOP-K (ПА) и TOP-Na (СА). Диаграмма подчеркивает минимальную продуктивность вулканизма для группы TOP-Na. В наиболее дифференцированных TOP-Fe и TOP-Fe(Ti) эти тренды также сохраняются, а отличие содержаний Fe и Ti от значений для среднего базальта СОХ достигает максимума.

Главные различия вариаций состава ПА и СА и принадлежность к ним отдельных групп базальтов показаны на следующих рисунках.

На рис. 2 в координатах Na₂O–K₂O/TiO₂ в овалах показаны составы TOP-1 и TOP-2 (СА), отражающие вариации фонового магматизма СОХ. При составлении графика символы наносились с интервалом 15 и 25 соответственно. Здесь же показаны составы TOP-K и TOP-Na с интервалом 3. На рисунке хорошо видно, что вариации состава TOP-1 и TOP-2 имеют тренды с разным наклоном в данных координатах, а составы TOP-K и TOP-Na продолжают эти тренды. Диаграмма подчеркивает контрастность TOP-K и TOP-Na по степени обогащения и по содержанию натрия и калия – индикаторов плюмового и спредингового магматизма.

Принадлежность наиболее дифференцированных TOP-Fe и TOP-Fe(Ti) к соответствующим ассоциациям (ПА или СА) отчетливо видна на рис. 3.

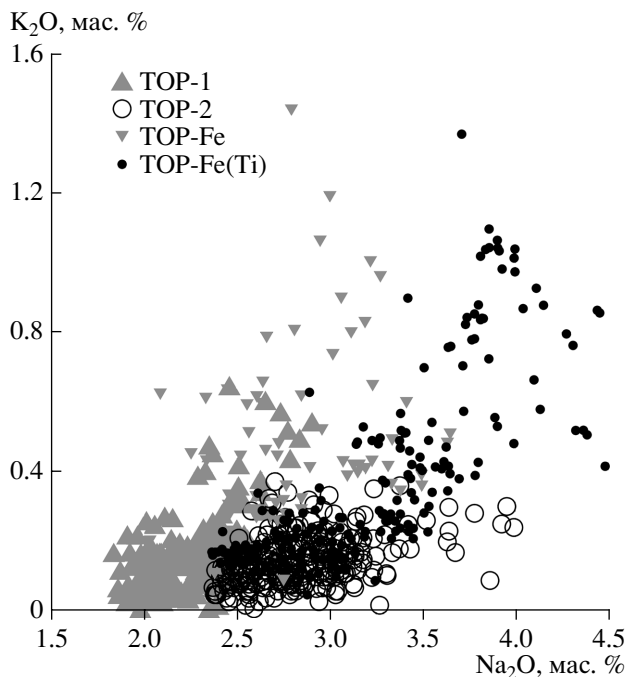


Рис. 3. Параллельные тренды вариаций состава плюмовой ассоциации (TOP-1 и TOP-Fe) и спрединговой ассоциации (TOP-2, TOP-Fe(Ti)) в координатах Na_2O – K_2O .

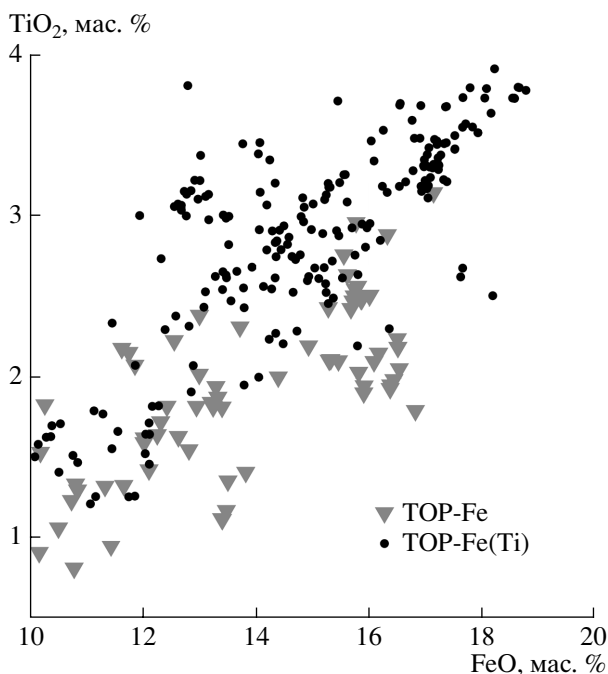


Рис. 4. Параллельные тренды вариаций состава TOP-Fe (плюмовая ассоциация) и TOP-Fe(Ti) (спрединговая ассоциация) в координатах FeO – TiO_2 .

График показывает увеличение содержаний Na_2O и K_2O при дифференциации ПА и СА вдоль параллельных трендов со смещением СА в сторону повышенного содержания Na_2O .

Два параллельных тренда внутрикамерной дифференциации ПА и СА в координатах FeO – TiO_2 показаны на рис. 4. Здесь видно, что TOP-Fe(Ti) заметно обогащены титаном относительно TOP-Fe. Это подчеркивает различие ПА и СА по содержанию TiO_2 и определяет название группы TOP-Fe(Ti).

Тренды котектической дифференциации базальтов СОХ в координатах давление–температура, рассчитанных по программе (Danyushevsky et al., 1996; Danyushevsky, 1998) с ошибкой $P \pm 2$ кбар и $T \pm 10^\circ\text{C}$, подробно рассмотрены в (Дмитриев и др., 2000). Согласно результатам этого исследования при уменьшении давления диапазон снижения температуры расплавов постепенно возрастает, что может быть связано с поступлением расплава в охлажденные горизонты литосферы. Резкое снижение температуры расплавов происходит при их подходе к поверхности и остывании в узком диапазоне давления (1–3 кбар) в магматических камерах. На рис. 5 приведены тренды дифференциации TOP-K и TOP-Na, выбранных в качестве двух реперов геодинамической обстановки магматизма СОХ. Отметим, что отрицательные значения на оси давления связаны с тем, что использованный метод рассчитан для котектических составов. При ошибке метода ± 2 кбар данные

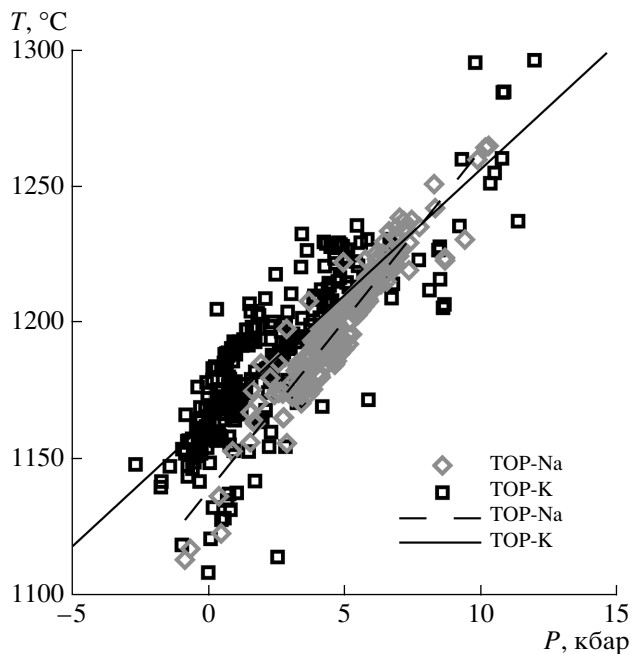


Рис. 5. Поля дифференциации TOP-Na и TOP-K в координатах P , кбар – T , $^\circ\text{C}$.

Линии тренда TOP-Na (пунктир) и TOP-K (сплошная линия) имеют разный наклон к осям координат.

расчета приемлемы для относительной оценки диапазона давления. На этом рисунке хорошо видно, что эти тренды различаются по наклону к осям координат – тренд TOP-K имеет более пологий наклон к оси давления, чем тренд TOP-Na. Это различие обусловлено тем, что составы TOP-K заметно смещены в сторону более высоких температур, что независимо подтверждается немного повышенным в них отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (см. выше). Это находит объяснение в следующем. Группа TOP-K, принадлежащая к ПА, дифференцирует в условиях относительно прогретой мантии и литосферы благодаря влиянию горячего плюма. Поэтому остывание поднимающегося расплава происходит медленно, и его температура остается относительно высокой. При подъеме к поверхности – более холодной относительно глубоких уровней мантии – остывание расплава происходит быстрее, что на графике отражается в значительном снижении температуры в области давления около 1 кбар. Возможно, это связано также с началом формирования магматических камер. Однако масштаб этого явления, по-видимому, незначителен, так как общий тренд дифференциации сохраняется. Более крутой наклон линии дифференциации TOP-Na к оси давления означает, по всей вероятности, что остывание соответствующего расплава происходит быстро. Это хорошо согласуется с представлением о том, что TOP-Na формируется при низкой степени частичного плавления, приводящей к низкой продуктивности вулканизма, не способствующей прогреву литосферы. В таких условиях образуется кора хессовского типа с пониженной толщиной базальтового слоя, вплоть до его полного отсутствия (см. выше). Обращает внимание и то, что при переходе в область низкого давления скорость снижения температуры почти не меняется, как это происходит при дифференциации TOP-K. Это означает, что при формировании TOP-Na режим остывания расплава остается сравнительно постоянным, а образование промежуточных магматических камер становится маловероятным. Такая оценка условий остывания TOP-Na согласуется с тем, что эта группа представлена в подавляющем большинстве афировыми базальтами, кристаллизация которых происходит в закалочном режиме.

Все изложенное находит подтверждение в обратной зависимости продуктивности вулканизма и давления кристаллизации TOP, показанной на рис. 6. Здесь продуктивность вулканизма выражена через мощность базальтового слоя, рассчитанную по параметру $\text{Na}_{(8)}$, а давление отвечает котектической стадии кристаллизации (см. выше). Из рис. 6 видно, что максимальная продуктивность вулканизма характерна для дифференциации TOP в промежуточных магматических камерах с образованием TOP-Fe и TOP-Fe(Ti), а минималь-

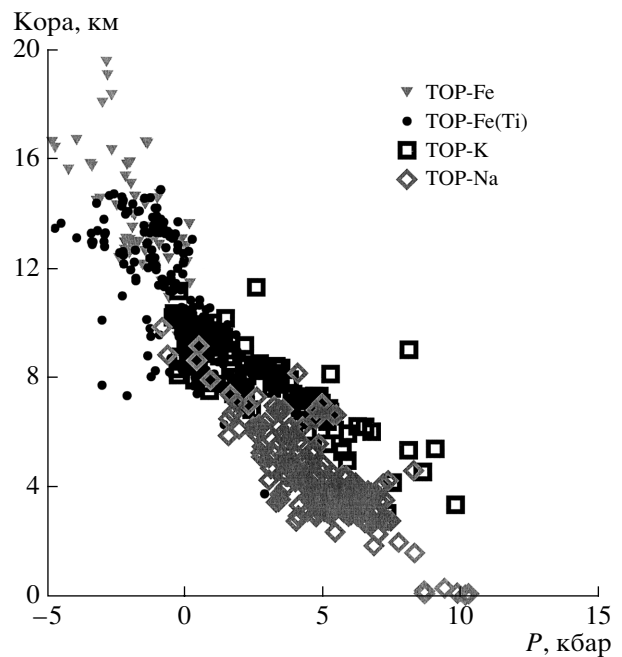


Рис. 6. Обратная корреляция давления котектической кристаллизации TOP и продуктивности вулканизма, выраженный через мощность базальтовой коры, рассчитанную по параметру $\text{Na}_{(8)}$ (Klein, Langmuir, 1987).

ная продуктивность сопровождается формированием TOP-Na при их слабовыраженной дифференциации на глубине с быстрой доставкой на поверхность. Оценка продуктивности вулканизма разных типов TOP не противоречит фактическим данным, согласно которым в районах плюмового магматизма базальтовый слой коры достигает максимума (например в районе Исландии второй сейсмический слой достигает мощности около 30 км (Zverev et al., 1990)), а в интервале 0–30° с.ш. Срединно-Атлантического хребта, там где наряду с TOP-2 установлены TOP-Na, присутствует кора хессовского типа.

3. Щелочные базальты мантийных струй (внутриплитного магматизма), образующие острова. Магматизм мантийных струй является производным наиболее глубоких и наиболее горячих мантийных расплавов, продукты дифференциации которых отличаются наибольшим разнообразием (толеиты, щелочные базальты, базаниты, нефелиниты, щелочные пикриты, карбонатиты и др.). Островной магматизм (и магматизм подводных гор) распространен в основном на ложе или на периферии океанов. Часть островов совмещена с осью Срединно-Атлантического хребта (САХ) или почти совпадает с ней. Компактный материал по вариациям состава магм островного магматизма океанов доступен через интернет в программе GEOKEM: <http://www.geokem.com>. Здесь мы используем наиболее надежные данные

по петрологии мантийных струй, основанные на исследовании расплавных включений в ликвидусных фазах лав Гавайских островов, острова Реюньон и Исландии и на сопоставлении результатов с обширными литературными данными по островному магматизму (Соболев, Никогосян, 1994; Соболев, 1997). Согласно обобщению авторов этого исследования родоначальные расплавы продуктов внутриплитного магматизма океанов образуются при подъеме мантии с глубины порядка 1000 км и ее плавлении на глубине 100–130 км при температуре 1400–1650°C. Максимальные значения этих параметров ($T = 1650^\circ\text{C}$, $P = 30$ кбар) приняты здесь в качестве петрологической характеристики третьего опорного типа магматизма океанов.

Расчет среднего состава вулканитов – продуктов островного магматизма всего Мирового океана не имеет смысла, так как эти продукты слишком разнообразны по составу и степени фракционирования. По этой причине оценка продуктивности магматизма островов на базе тех же критериев, которые были использованы для СОХ, весьма сомнительна. Однако по аналогии с Исландией можно предположить, что при образовании островов продуктивность магматизма достигает максимума. Во многих случаях это подтверждается глубинным сейсмическим зондированием (Zverev et al., 1990).

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Как упоминалось, в данном исследовании используются только те петрологические параметры, которые необходимы для геодинамической реконструкции. В первую очередь к ним относятся условия эволюции мантийного магматизма в координатах давление–температура. Информация об этих параметрах может быть получена на основе исследования фазовых равновесий в расплавах и в их мантийном источнике по соотношению главных петрогенных (образующих фазы) элементов (с учетом влияния летучих), данных эксперимента и петрологического моделирования. Фазовые равновесия в магматической системе не зависят от содержания в ней несовместимых редких элементов и изотопов, несущих важную информацию о геохимической неоднородности мантийного источника (мантийные резервуары, геохимические провинции и т. п.), и позволяют судить о степени геохимического сродства отдельных составляющих магматических систем. Таким образом, петрологические особенности магматизма не определяются геохимическим составом мантийного источника, а зависят от геодинамической обстановки (режим мантийного апвеллинга, градиенты температуры и давления, условия плавления и кристаллизации). Этот вывод был недавно подтвержден на

конкретном примере сопоставления магматизма Северной и Южной Атлантики – двух регионов с разной геохимической спецификой мантии (Дмитриев и др., 2000).

Несомненный интерес в геодинамическом плане представляет зависимость вариаций петрологических параметров от скорости спрединга. Этот вопрос обсуждается в ряде публикаций, где отмечается различие геоморфологии быстро- и медленноспрединговых хребтов (Francheteau, Ballard, 1983; Hayes, Kane, 1991; Small, Sandwell, 1989). Подчеркивается разная конфигурация гравитационного поля, обусловленная разным режимом мантийного апвеллинга: при низкой скорости спрединга подъем мантии происходит преимущественно за счет диапиризма, а при высокой скорости подъем захватывает широкую область, границы которой определяются конфигурацией раздвигающихся плит (Lin, Phipps Morgan, 1992; Parmentier, Phipps Morgan, 1990). В работе (Lin, Batiza, 1993) показано, что при низкой скорости спрединга реализуется “локальный тренд” по (Klein, Langmuir, 1987) за счет диапиризма, а при высокой скорости спрединга “глобальный тренд” за счет пассивного мантийного апвеллинга, согласованного с движением плит. В работах (Flower, 1980; Batiza, 1991; Sinton, Detrick, 1992) отмечается, что при высокой скорости спрединга – степень дифференцированности базальтов выше, чем при низкой.

На примере сравнения Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) нами было установлено следующее (Дмитриев и др., 2000).

* При низкой скорости спрединга реализуется устойчивая корреляция петрологических параметров магматизма и значений геофизических полей, согласованная с геодинамической сегментацией хребта. При возрастании скорости спрединга эта корреляция становится менее четкой.

* С увеличением скорости спрединга возрастает продуктивность магматизма, расширяется диапазон вариаций состава базальтов, увеличивается доля СА относительно ПА и появляются базальты с повышенным содержанием воды. Последнее подтверждается результатами недавних исследований (Asimov, Langmuir, 2003), согласно которым увеличение содержания воды при дифференциации приводит к уменьшению содержания железа. Этот эффект особенно резко проявляется в условиях низкого давления (при формировании промежуточных магматических камер). На рис. 7 показаны поля дифференциации спрединговых и плюмовых ассоциаций базальтов ВТП (высокая скорость спрединга) и северной части САХ (низкая скорость спрединга) в координатах MgO–FeO. На график нанесены линии, ограничивающие поля с разным содержанием воды, по данным ука-

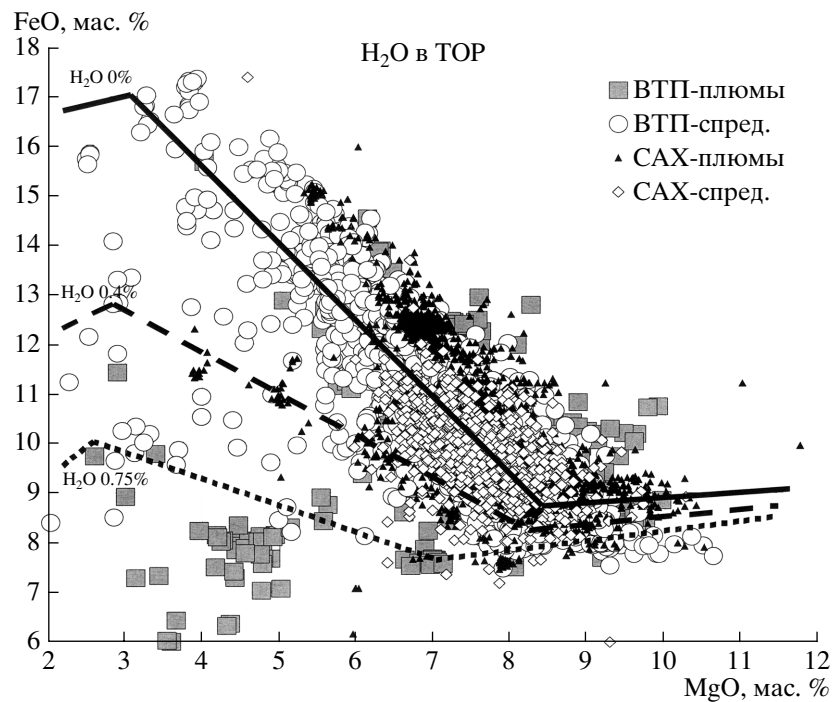


Рис. 7. Поля составов спрединговых и плюмовых ассоциаций базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и северной части Срединно-Атлантического хребта САХ в координатах MgO–FeO. Линии, ограничивающие поля с разным содержанием H_2O , нанесены по (Azimov, Langmuir, 2003). Объяснение см. текст.

занной выше работы. На этом рисунке отчетливо видно, что все составы обеих ассоциаций базальтов САХ лежат в поле “сухих” составов (выше линии 0.4% H_2O), а среди базальтов ВТП кроме “сухих” составов присутствуют базальты с повышенным содержанием воды. На этом же рисунке хорошо видно, что вариации состава базальтов ВТП (высокая скорость спрединга) заметно шире по сравнению с базальтами САХ (низкая скорость спрединга).

* При низкой скорости спрединга развитие плюмов представляется как независимый процесс, наложенный на спрединг. При этом СА и ПА резко обособлены в пространстве. С возрастанием скорости спрединга границы между СА и ПА исчезают. Этот вывод согласуется с упомянутыми выше работами и дает основание суммировать следующее. Быстрая скорость спрединга функционально связана с интенсивным подъемом нагретой мантии в региональном масштабе в течение длительного времени. Это должно способствовать прогреву литосферы на глубину в пределах большой площади, что может привести к ее синхронному плавлению в широком интервале давления, формированию расплавов переменного состава и их смешиванию. Такие условия благоприятны для реализации “глобального тренда”, отражающего непрерывное изменение состава расплава в зависимости от давления, температу-

ры и степени плавления. Очевидно, что при этом образование отдельных магматических серий, обособленных в пространстве и отличающихся по петрологическим признакам маловероятно, что и подтверждается стиранием границ между СА и ПА при формировании ВТП. Можно предположить, что в этом случае мантийный апвеллинг происходит в пассивном режиме. При низкой скорости спрединга, как упоминалось, плюмовый магматизм является наложенным на мало продуктивный магматизм СА, что приводит к формированию обособленных и независимых магматических серий с характерным “локальным трендом” дифференциации, что наглядно проявляется на примере северной части САХ. В этом случае, вероятно, подъем мантии при образовании ПА происходит в активном режиме вне зависимости от спрединга, а формирование СА согласуется с его скоростью, т. е. так же, как это происходит в случае ВТП.

* Общий диапазон петрологических условий магматизма не зависит от скорости спрединга и от геохимической специфики мантийного источника.

На рис. 8 схематически показана диаграмма P - T условий плавления “сухой” перидотитовой мантии. Напомним, что согласно подавляющему большинству оценок мантийный магматизм СОХ развивается в условиях сухой системы. Влияние

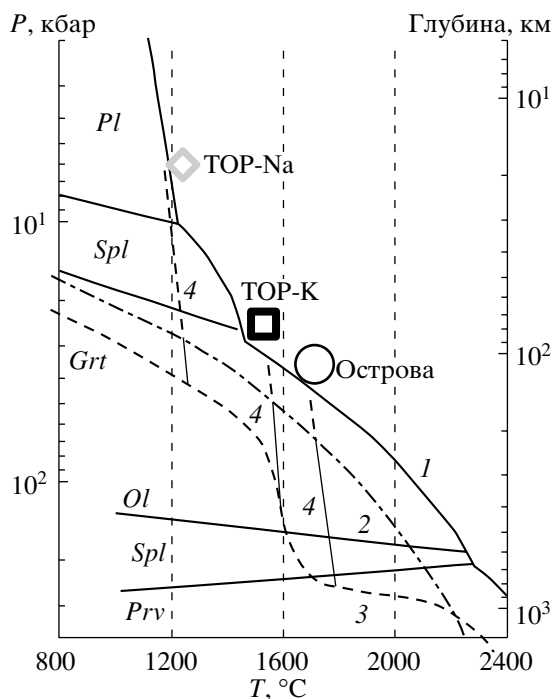


Рис. 8. Положение составов родоначальных расплавов трех контрастных типов магматизма океана в координатах температура T , °C – давление кбар (глубина, км).

1 – линия солидуса “сухой” мантии по (Herzberg, Zhang 1996); 2 – геотерма при однослойной конвекции по (Трубицын, Рыков, 1998); 3 – геотерма при двухслойной конвекции по (Dobretsov, Kirdyashkin, 1993); 4 – траектории адиабатического подъема мантии до пересечения солидуса с образованием разных групп расплавов. Объяснение см. текст.

воды в редких случаях отмечается при развитии плюмов и отражается на заключительной стадии дифференциации при формировании промежуточных камер в условиях низкого давления. Линия солидуса нанесена здесь по (Herzberg, Zhang, 1996), положение геотерм при однослойной конвекции мантии – по (Трубицын, Рыков, 1998) и при двухслойной – по (Dobretsov, Kirdyashkin, 1993). Условия плавления мантии с образованием трех главных типов расплавов в упрощенном виде показаны по упомянутым выше работам. Сюда же нанесены траектории адиабатического подъема мантии от геотерм до пересечения солидуса с образованием этих типов расплавов.

На этой схеме хорошо видно, что образование трех выделенных здесь главных контрастных типов магматизма зависит от дистанции подъема мантии, которая резко меняется в широком интервале значений: 100–200 км при выплавлении родоначальных расплавов СА, 300–400 км при образовании ПА и более 1000 км при формировании островного магматизма. Такое резкое различие дистанций подъема мантии, по всей вероятно-

сти, контролирует различие геодинамической обстановки развития магматизма и других сопутствующих геологических событий. Впервые связанные с этим вопросы обсуждались нами в (Дмитриев, 1986) и в ряде последующих, упомянутых выше работ. В ходе этих исследований была доказана корреляция масштаба мантийного апвеллинга с конфигурацией геофизических полей СОХ, продуктивностью вулканизма, тепловым полем литосферы, сейсмичностью, характером рельефа и тектонической сегментацией. Было показано, что существует взаимосвязь скорости спрединга с характером формирования базальтовых провинций СОХ. Был сделан вывод о дискретности подъема мантии при формировании системы СОХ, следствием чего является контрастность геодинамической обстановки и петрологических условий формирования главных типов магматизма. Эти выводы стимулируют детальное изучение связи магматизма с глубинным строением мантии. Существование такой связи недавно было показано в работах (Vlastelic et al., 1999; Добрецов и др., 2001; Дмитриев, Соколов, 2002; Винник и др., 2002; Vinnik, Farrag, 2002; Кабан, 2002).

Схема, показанная на рис. 8, позволяет по траекториям подъема мантии предположить, что при формировании СА мантия должна быть прогрета выше температуры, соответствующей нормальному геотермическому режиму, на глубину не более 200 км, при образовании ПА – не более 400 км, а для островного магматизма – на глубину 800 км и более. Согласно изложенному выше минимальная продуктивность вулканизма соответствует формированию TOP-Na СА, “промежуточная” – TOP-K ПА, а максимальная продуктивность вулканизма связывается с образованием островов. Представляется, что все перечисленное находит отражение в тектонике дна океана, батиметрии, характере геофизических параметров и в глубинном строении мантии.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С ДАННЫМИ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

Указанные выше главные типы магматизма четко ассоциированы с тектоническими структурами поверхности Земли. Геодинамическая интерпретация этих типов (по крайней мере первых двух – СА и ПА) не вызывает особых затруднений. Под этим понятием подразумевается анализ процессов выделения и затухания энергии в мантии и литосфере и образования соответствующих тектонических структур на поверхности Земли. Магматизм является одним из главных индикаторов энерговыделения в теле планеты. Диапазон глубин проявления магматических процессов (глубин, с которых происходит подъем вещества мантии, и глубин образования расплавов) колеб-

лется от 15–30 км до >1000 км. Зоны повышенных температур и частичного плавления с неизбежностью должны создавать отрицательные аномалии скоростей прохождения сейсмических волн. Наиболее чувствительными к этим зонам являются поперечные волны, и это обуславливает большое разнообразие сейсмотомографических моделей именно этого типа волн. Интерпретация сейсмотомографии явлениями, отличными от термальных, в настоящий момент развита слабо. Поэтому для интерпретации не использовались срезы в области глубин 400, 700 и 2000 км, где наблюдается потеря корреляции моделей по поперечным и продольным волнам. Сопоставление томографических срезов с точками проявления магматизма на поверхности, для которых проведено надежное определение типа (прежде всего ассоциированности типа с глубиной подъема вещества), является той методической основой, посредством которой осуществляется геодинамическая интерпретация поверхностных магматических образований и их связи с глубинными источниками.

Рассмотрим комплект срезов модели NGRAND (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002), представленный на рис. 9 совместно с положением вулканических построек центрального типа, которые предположительно имеют глубинные корни. Отметим, что в силу термальной интерпретации типов магматизма мы не показываем на этих срезах положительные отклонения вариаций скорости поперечных волн. Области, занятые положительными значениями, закрашены белым цветом. Кроме того, в силу разного диапазона значений аномалий скорости на разных срезах, шкалы аномальных значений на картах имеют различные лимиты. Общая картина распределения отрицательных аномалий вариаций скоростей, неоднократно отмеченная практически всеми авторами, исследующими данные томографии, заключается в наличии двух “суперплюмов” – тихоокеанского и атлантического, – берущих свое начало от границы мантия–ядро и испытывающих “древообразное” ветвление по мере приближения к поверхности. Отметим также еще и то, что в диапазоне глубин 500–800 км становится сложным интерпретировать какие-либо крупные локализации прогретого вещества. А после этого интервала по мере приближения к поверхности аномальные зоны начинают организовываться в систему, связанную с рифтовой системой Земли.

1. Геодинамическая интерпретация магматизма спрединговой ассоциации (СА). Для анализа СА мы используем составы TOP-Na, идентифицированные как наиболее контрастный тип этой ассоциации. Распределение TOP-Na, маркирующее области с наименее продуктивным вулканизмом в условиях холодной литосферы, показыва-

ет, что, действительно, они локализуются в тех участках СОХ, где по данным томографии отмечаются наиболее плотные области, распространяющиеся до глубины 400 км и более. К таким участкам относятся, например, САХ в интервале 10° – 30° с.ш., где распространена кора хессовского типа, в интервале 50° – 52° с.ш., где расположен узкий блок холодной литосферы на границе между Азорским и Исландским мегаплюмами, ряд участков в южной части САХ. Выходы TOP-Na здесь совпадают с отрицательными формами рельефа, с корой минимальной мощности и прослеживаются по данным гравиметрии (рис. 10). TOP-Na распространены также вдоль других хребтов с низкой скоростью спрединга: хребты Книповича и Гаккеля в Арктике, хребты Шписс и юго-западная часть Индоокеанского хребта в области Антарктического бассейна.

В работе (Humler, Besse, 2002) была впервые показана зависимость петрологических особенностей активного магматизма СОХ от расстояния между осью хребта и окраиной континента. Авторы данной работы связывают эту зависимость с экранирующим влиянием континентальной коры на распределение теплового поля океанической мантии. Согласно приведенным расчетам реализуется отрицательная корреляция между величиной теплового поля СОХ и его расстоянием от континента. Эти выводы подтверждаются характером распределения TOP-Na в Атлантике и способствуют объяснению их редкого распространения в Тихом океане.

Положение TOP-Na на томографических разрезах показано на рис. 11. Не вызывает сомнений тот факт, что этот тип магматизма морфологически и структурно взаимосвязан с системой СОХ (именно по этой причине он и получил свое название). Уже отмечалось, что базальты СА являются фоновым типом вещества новообразованной коры в области СОХ. Для их формирования необходим лишь адиабатический подъем вещества с глубин, не превышающих 200 км, что может происходить в результате пассивного (по отношению к мантии) процесса декомпрессии в результате “растаскивания” плит коры. Срезы на рис. 9 позволяют проследить аномалии скоростей, структурно взаимосвязанные с СОХ до глубин именно 200 км, что хорошо согласуется с условиями образования данного типа базальтов, полученными петрологическими методами. Далее система аномалий, связанная с СОХ, начинает распадаться и исчезает. Отметим, что тип СА проявляется более или менее равномерно вдоль СОХ вне зависимости от интенсивности аномалий скоростей вдоль его простираения. В центральной и западной частях Тихого океана TOP-Na как исключение обнаруживаются за пределами СОХ (рис. 11). Их появление там, по-видимому, связано со сложной тектоникой в условиях быстрого спрединга, что

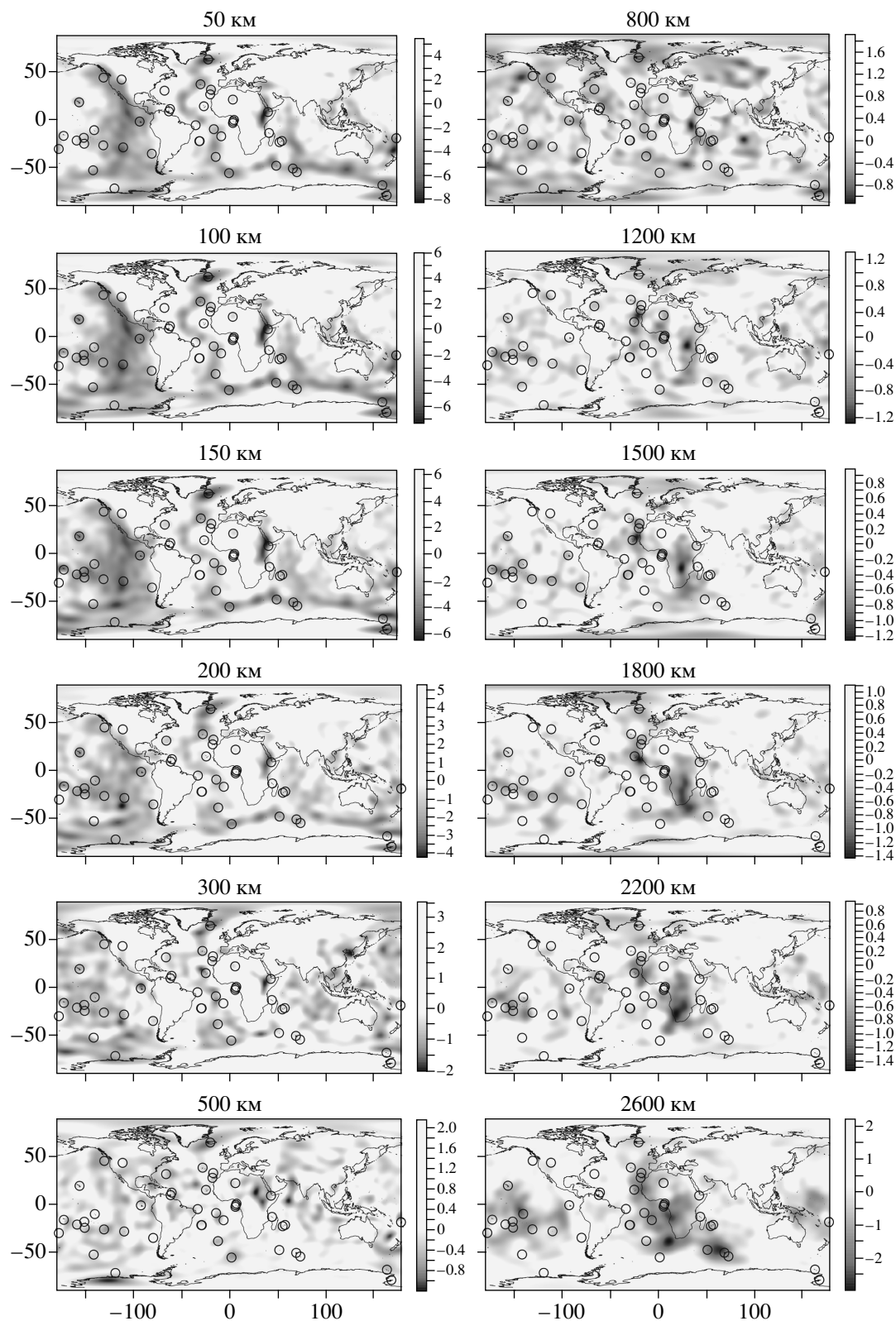


Рис. 9. Срезы сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al, 1997; Becker, Boschi, 2002) и положение вулканических построек центрального типа, предположительно имеющих глубинные корни.

Вариации скорости поперечных волн показаны в процентах отклонения от среднего значения на глубине среза.

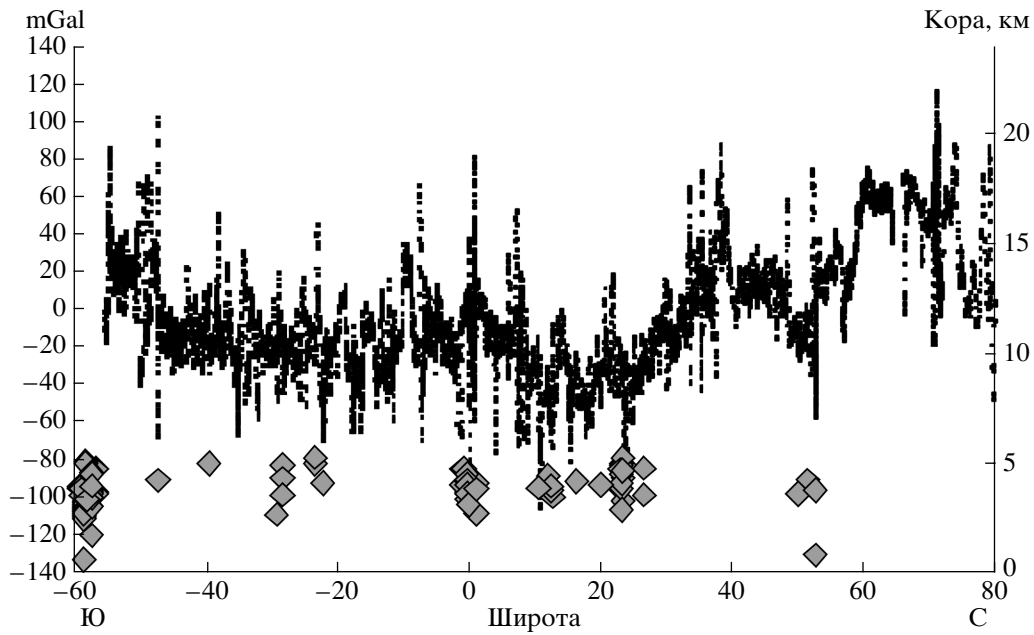


Рис. 10. Распределение аномалии Фая (mGal) вдоль оси Срединно-Атлантического хребта по данным (Sandwell, Smith, 1997), локализация выходов TOP-Na и интервал продуктивности их вулканизма, выраженный через мощность базальтовой коры в км. Группа точек TOP-Na в интервале 55°–60° ю.ш. соответствует проекции субширотного хребта Шписс на профиль осевой зоны САХ.

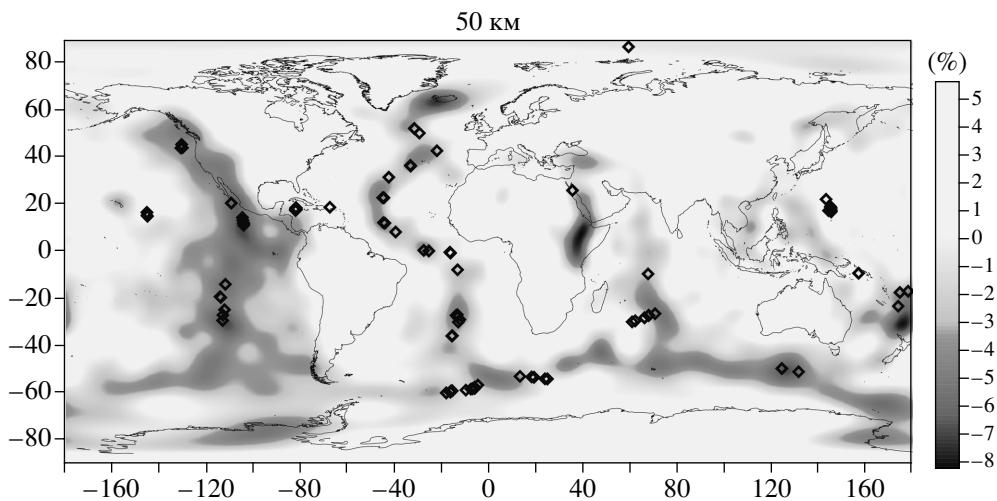


Рис. 11. Срез сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al, 1997; Becker, Boschi, 2002) на глубине 50 км и распределение TOP-Na. Вариации скорости поперечных волн показаны в процентах отклонения от среднего значения на глубине среза.

могло привести к созданию локальных условий для образования TOP-Na.

2. Геодинамическая интерпретация магматизма плюмовой ассоциации (ПА). Для анализа связи ПА с глубинной динамикой мантии мы используем составы TOP-K, представляющие наиболее продуктивный и высокотемпературный тип магматизма СОХ. Распределение TOP-K показано на

рис. 12. Они сосредоточены в тех зонах, где с СОХ совмещены сильные (–3% и более) аномалии скоростей (срез 50 км) и где после “рассыпания” системы аномалий СОХ на глубинах свыше 200 км (срез 300 км) сохраняются аномалии скоростей. Это означает, что данный тип магматизма является наложенным на магматизм СА и проявляется в тех местах, где под 200-километровой зоной мобилизации СА существуют аномалии ско-

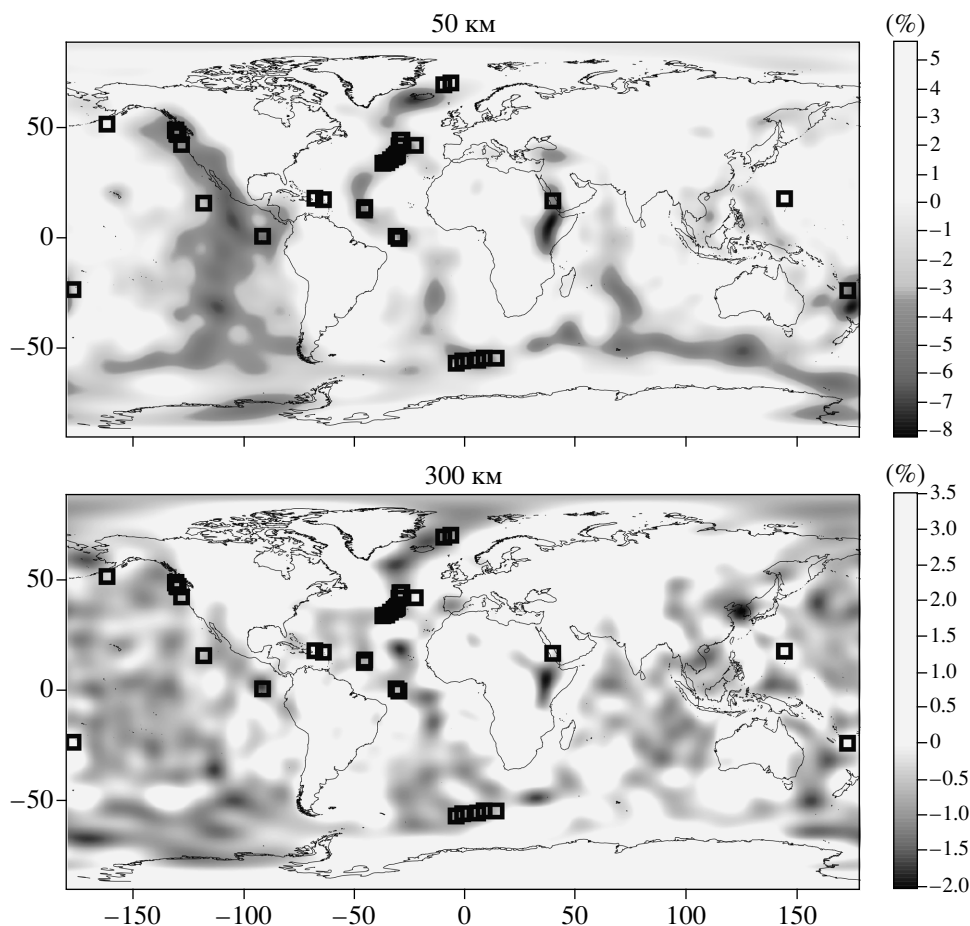


Рис. 12. Срезы сейсмотомографической модели NGRAND (Grand et al, 1997; Becker, Boschi, 2002) на глубине 50 и 300 км и распределение TOP-K.

Вариации скорости поперечных волн показаны в процентах отклонения от среднего значения на глубине среза.

ростей, имеющие более глубокие корни. Это вполне согласуется с условиями образования расплавов ПА, полученными по петрологическим данным. Таким образом, в тех местах, где активное формирование СА осложняется подъемом нагретого вещества ПА с глубин более 200–300 км, происходит смешивание расплавов обоих типов магматизма. В структурном плане это приводит к образованию отдельных вулканических построек центрального типа или системы вулканов с большой продуктивностью магматизма. Но эти образования еще нельзя назвать “горячими точками” в распространенном смысле этого термина. Если сравнить рис. 12 и рис. 9, то можно заметить, что корреляция аномалий скоростей, совмещенных с TOP-K на срезе 300 км, еще сохраняется для среза 500 км, а далее уже начинает “рассыпаться”. Исключение для этого типа магматизма составляет Исландский плюм, который имеет корни до 2000 км и структурно расположен в пределах зоны СОХ. Например, Азорский плюм таких глубоких корней уже не имеет, хотя есть возможность, что он

является ветвью более глубокого плюма, обеспечивающего магматическим материалом систему островов Зеленого Мыса и Канарских (рис. 9, срезы 1200 и 1500 км). Таким образом, ПА-магматизм является промежуточным типом между СА-магматизмом, существующим в узком диапазоне приповерхностных глубин, и магматизмом, подвод вещества которого осуществляется с глубин 1000 км и более с проникновением через толщу мантии и формированием “следа” движения. В структурном плане ПА так же, как и “горячие точки”, образуют вулканические постройки центрального типа (в отличие от линейных образований СОХ), но без “следа” движения. Тем не менее отметим, что вещество плюмов ПА, уже находящееся близко к поверхности, может осуществлять миграцию вдоль той ослабленной зоны, к которой оно подведено, и оставлять при этом подобие “следа”. Примером может служить уже упоминавшийся Азорский плюм, имеющий компоненту смещения вдоль СОХ в южном направ-

лении (Дмитриев и др., 2001), но не являющийся горячей точкой.

3. Щелочные базальты мантийных струй (внутриплитного магматизма – ВМ). Анализ ВМ проводился путем сопоставления положения в пространстве наиболее развитых и активных вулканических образований Земли со срезами томографии 1200 км и глубже. Ранее в работе (Courtillet et al., 2002) подобный анализ был выполнен с целью классификации горячих точек. Под горячими точками понимались любые проявления внутриплитного магматизма. По 5 признакам, главными из которых являются наличие следа, наличие трапловых базальтов в начале следа и присутствие томографической аномалии, авторы выделили 7 главных горячих точек (о-ва Гавайи, Луивилль, Пасхи, Реюньон, Тристан да Кунья, Афар, Исландия). Выделенные точки вполне могут быть идентифицированы без использованных в (Courtillet et al., 2002) данных по изотопии и расчету плавучести вещества. Вещественный состав не анализировался. Совмещение вулканических образований Земли с томографией на рис. 9 подтверждает вывод, сделанный авторами упомянутой работы о том, что главные горячие точки Земли (см. выше) ассоциированы с периферией Тихоокеанского и Атлантического суперплюмов. Подъем вещества этих точек “прожигает” мантию и оставляет “след” в виде вулканических построек. Вулканические образования, имеющие корни, не превышающие 500 км, также могут быть выделены в отдельный класс горячих точек (Courtillet et al., 2002). Но, по нашему мнению, магматические образования этого диапазона глубин должны классифицироваться по-другому, как это сделано в настоящей работе (см. выше). Рассмотрение вулканических образований с глубинами более 1000 км в принципе допускает подход, представленный в (Courtillet et al., 2002), но наталкивается на ряд трудностей. С глубин 2600 км и менее в Атлантике начинает формироваться аномалия скорости, связанная с постройками островов Зеленого Мыса и Канарских. Эта аномалия существует стабильно до глубин 1200 км и далее рассыпается. Последнее скорее всего связано с тем, что подводящие магматические каналы имеют эффективный диаметр менее разрешающей способности томографической модели (около 1200 км) и не фиксируются на картине аномалий. Таким образом, получается, что в то самое время (~0–100 млн. лет), когда основные горячие точки оставляли свой след на продвигающейся африканской плите, рядом с ними существовал прямой подвод вещества почти с тех же самых глубин около низов мантии (ярко выраженная аномалия), но при этом не оставил никакого следа и трапловых излияний. По данным (Мазарович, 2000), вулканические продукты этих островов наслаиваются друг на друга практически без

миграции в пространстве не менее 50 млн. лет, что соответствует минимальному временному интервалу, в течение которого, по данным (Courtillet et al., 2002), происходит остановка изменения палеоширот тихоокеанской и атлантической систем горячих точек, а также торможение их медленного смещения друг относительно друга. Если рассматривать движение африканской плиты по направлению вектора, задаваемого следом точки Афар и Тристан да Кунья, то почти такой же след должен быть оставлен системой островов Зеленого Мыса и Канарских. Но этого не произошло. Означает ли это, что вся колонна мантийного плюма в этом регионе двигалась вместе с плитой? Это маловероятно. Скорее всего в течение кайнозоя именно эта система вулканов оставалась действительно неподвижной горячей точкой, которая для этого периода времени была главным фиксированным репером для позиционирования абсолютной системы отсчета, несмотря на отсутствие у нее ряда определяющих признаков. Остальные главные горячие точки, возможно, совершали относительно нее некоторое вращение. Кроме того, движение системы плит относительно системы горячих точек происходило таким образом, что для района островов Зеленого Мыса и Канарских вектора смещения оказались почти равными нулю. Подобное предположение требует дополнительных исследований глобальной кинематики плит относительно упомянутых горячих точек, что выходит за рамки настоящего исследования. Отметим также еще факт, упомянутый в работе (Courtillet et al., 2002), о блуждании полюса вращения на 12.5° за период времени от 90 до 50 млн. лет, установленный по палеомагнитным данным вдоль следов горячих точек. Найти объяснение этому факту по данным о конвекции мантии представляется затруднительным. Скорее всего объяснение следует из эволюции системы Земля–Луна (Авсюк, 2001), в ходе которой колебание расстояния между планетой и спутником происходит с периодом около 200 млн. лет и сопровождается флуктуацией наклона оси вращения Земли в теле планеты именно на указанную величину. Период времени от 50 до 35 млн. лет приходится на интервал экстремума колебательного процесса, после которого планета и спутник начинают удаляться друг от друга.

ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ полученного материала позволяет высказать следующие соображения.

Поля наиболее разуплотненной мантии на глубинах до 100 км примерно соответствуют простиранию СОХ. Большинство площадей с выходами ПА также совпадает с зонами разуплотненной мантии в этом диапазоне глубин, что особенно наглядно видно на примере ВТП с высокой скоро-

стью спрединга. Это не противоречит представлениям о больших площадях нагретой литосферы в областях проявления плюмов. Вместе с тем ПА в условиях медленного спрединга распределяются в областях с различной степенью плотности, что требует обсуждения. Например, Исландский и Азорский суперплюмы расположены в областях со слабой или умеренной степенью разуплотнения, хотя здесь следовало бы ожидать развития обширного объема разуплотненного вещества в результате длительного прогрева на большой площади. Аналогичное несоответствие можно предположить для западной части Африкано-Антарктического хребта, включающего непрерывную цепь микроплюмов протяженностью порядка 1000 км, расположенную в зоне со слабым разуплотнением.

Существование микроплюмов в плотной и холодной литосфере экваториальной Атлантики можно объяснить малым сечением плюмов и коротким (современным) периодом их активности (см. выше).

Зона разуплотненной мантии, примерно ориентированная по простиранию СОХ, сохраняется только до глубины 200–300 км. На больших глубинах контуры зоны разуплотнения существенно отклоняются от этой ориентировки, а на глубинах более 500 км под Атлантикой эта зона практически отсутствует. Если такое распределение плотностей в мантии обусловлено конвекцией, то это означает, что строго вертикальный подъем вещества мантии в этом процессе не реализуется. Это ставит под сомнение связь конвекции с плюмами, для которых предполагается вертикальный подъем от ядра. Исходя из тех же соображений связь конвекции с плюмами в системе СОХ также сомнительна. В данном случае можно предположить подъем плюмов из разуплотненной мантии только от горизонта 250 км. В то же время детальные томографические исследования верхней мантии (Zhang, Tanimoto, 1992; Becker, Boschi, 2002) показывают, что корни Исландского плюма прослеживаются как минимум до глубины 800 км. В целом, если считать, что распределение плотностей в мантии обусловлено конвекцией, то ее связь с проявлениями плюмов маловероятна. Наши исследования хорошо опробованной северной части САХ также привели к сомнению в существовании прямой связи плюмов с конвекцией. Согласно выполненным расчетам подъем мантии с образованием базальтов СА, составляющих фон ПА, при однослойной конвекции происходит с глубины порядка 100 км (Дмитриев и др., 1999). В тех же условиях подъем мантии с образованием редких ТОР-К (см. выше) происходит с глубины порядка 200 км. При двухслойной конвекции базальты СА образуются при подъеме мантии с глубины 200 км, а ТОР-К – при подъеме мантии с глубин до 700 км и более. Это исследование показало,

что сосуществование здесь плюмовых и спрединговых ассоциаций обусловлено резко контрастным проявлением интервала подъема мантии в ограниченном пространстве, т.е. в результате комбинации пассивного и активного мантийного апвеллинга (как причины дискретности геодинамической обстановки, см. выше). Это не соответствует существующим представлениям о конфигурации и масштабах конвективной ячейки. Можно предположить, что в данном случае СА образуются за счет пассивного подъема мантии, заполняющей пространство при растяжении литосферы, только от поверхности конвективной ячейки, контролирующей геотермический режим. При однослойной конвекции эта поверхность находится на глубине 100 км, а при двухслойной – на глубине 200 км при постоянной скорости спрединга. Возможно, что при возрастании скорости спрединга эта глубина уменьшается. Мегаплюмы (Исландский, Азорский) образуются, вероятно, при активном подъеме мантии с глубины порядка 1000 км вне зависимости от процесса растяжения литосферы и от формы конвективной ячейки. Образование микроплюмов также может быть связано с активным подъемом мантии в ограниченном пространстве зон повышенной проницаемости, например в областях тройных сочленений. Эти плюмы, возможно, относятся ко 2-ому типу по (Courtillet et al., 2002).

Все перечисленное находится в согласии с теми оценками разного режима мантийного апвеллинга при формировании СА и ПА, которые были сделаны выше на основе петрологического анализа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты, естественно, не решают всех вопросов, связанных с геодинамикой мантии и литосферы океанов. Вместе с тем они свидетельствуют о перспективности междисциплинарного подхода к решению подобных задач в разном масштабе.

В заключение перечислим наиболее важные наблюдения, сделанные в результате геодинамического анализа петрологических и геофизических параметров.

1. СА локализируются в пространстве под системой СОХ, формируют его основные структурно-морфологические особенности и являются результатом пассивного мантийного апвеллинга, распространенность которого до глубин 200 км четко фиксируется данными томографии. Наименее продуктивный магматизм СОХ, индикатором которого является ТОР-На, совпадает в пространстве с участками наиболее холодной и жесткой литосферы СОХ с корой хессовского типа и чет-

ко отражается в отрицательных аномалиях силы тяжести.

2. ПА базальтов являются наложенными на систему СОХ, существующую вне зависимости от наличия аномалий скорости волн, фиксирующих подвод глубинного вещества плюмовыми образованиями, и формируют вулканические постройки центрального типа – отдельные или системы вулканов. Расплавы ПА смешиваются с расплавами СА в тех местах, где под системой СОХ фиксируются аномалии, расположенные глубже 300 км.

3. ВМ имеет сложные пути доставки вещества к поверхности, которые отслеживаются по древообразному ветвлению томографических аномалий в теле Земли. В местах выхода на поверхность ВМ формирует, как правило, системы вулканов центрального типа. Часть проявлений ВМ (горячие точки) сопровождаются “следами” движения плит над мантийным плюмом, однако есть несколько мест (острова Зеленого Мыса, Канарские острова), где следы, характерные для горячих точек, отсутствуют, но привязка к скоростным аномалиям существует до глубин 2600 км. Эта система вулканов скорее всего была абсолютно фиксированной в течение кайнозоя.

4. Проявления внутриплитного магматизма вне системы СОХ (например, островной магматизм на периферии Атлантического океана) по данным томографии совпадают с зонами разуплотнения на разных глубинах, но не менее 700 км.

5. В слое мантии от поверхности до глубины 700 км подводящие каналы внутриплитного магматизма, за некоторыми исключениями, в данном масштабе не фиксируются. Возможно, это связано с тем, что поперечное сечение таких каналов порядка 100 км, т.е. вне разрешающей способности используемых моделей томографии.

6. Разуплотнение мантии на глубинах более 700 км может отражать длительное существование здесь областей повышенной температуры как корневых зон внутриплитного магматизма.

Благодарности. Авторы выражают благодарность А.О. Мазаровичу (ГИН РАН), А.А. Плечовой и С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) за плодотворное обсуждение работы.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 01-05-64168 и грантом Министерства промышленности, науки и технологий РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы воздействующие на тектогенез / Под ред. Ю.М.Пушаровского. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.

Винник Л.П., Фарра В. Подкратонный низкоскоростной слой и траппы // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск, сентябрь. 2002. С. 105–106.

Гуренко А.А., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Щелочные рифтогенные базальты Исландии: новые данные по петрологии // Геохимия. 1991. № 9. С. 1262–1274.

Дмитриев Л.В. Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 81–85.

Дмитриев Л.В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 340–362.

Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Рейснер М.Г., Мелсон В.Дж. Петрохимические группы закалочных стеккол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах / Под ред. Ю.М. Пушаровского. Магматизм и тектоника океана. М.: Наука, 1990. С. 43–108.

Дмитриев Л.В., Силантьев С.А., Плечова А.А., Соколов С.А. Сравнение базальтового магматизма в условиях разной скорости спрединга на примере Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3. С. 207–226.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Соколов Н.С. Миграция Азорского мегаплюма по петрологическим и геофизическим данным // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 6. С. 395–404.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Плюмовые и спрединговые ассоциации базальтов в глобальной системе срединно-океанических хребтов // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск, сентябрь. 2002. С. 90–92.

Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Дж., О'Хирн. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов Срединно-Атлантического хребта и их отражение в петрологических и геофизических параметрах // Российский журнал Наук о Земле, 1999. Т. 1. № 6. С. 457–476.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. М.: Изд-во СО РАН, “ГЕО”, 2001. 410 с.

Кабан М.К. Мантийные плюмы и гравитационное поле // Мантийные плюмы и металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск, сентябрь. 2002. С. 35.

Мазарович А.О. Геологическое строение центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131–168.

Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дисс. доктор. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 227 с.

Трубицын В.П., Рыков В.В. Мантийная конвекция и глобальная тектоника Земли // Вестник ОГГГ РАН. 1998. № 1(3). (онлайн версия, <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h-dgggms/archive.html>).

- Asimov P.D., Langmuir C.H.* The importance of water to oceanic mantle melting regimes // *Nature*. 2003. V. 421. P. 815–820.
- Batiza R., Niu Y., Karsten J.L., Boger W.* Steady and not steady state magma chambers below the East Pacific Rise // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. P. 221–224.
- Batiza R.* The Pacific ocean basin / Ed. P.A. Flood *Oceanic Basalts*. Glasgow: Blackie, 1991. P. 246–288.
- Becker W.Th., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2002. P. 2001GC000168.
- Bonatti E.* Anomalous opening of the Equatorial Atlantic due to an equatorial mantle thermal minimum // *EPSL*. 1996. V. 143. P. 147–160.
- Cannat M., Mevel C., Maia M et al.* Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°–24°N) // *Geology*. 1995. V. 23. P. 49–52.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth mantle // *EPSL*. 2002. V. 6470. P. 1–14.
- Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V.* Estimation of pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // *Mineral. and Petrol.* 1996. V. 57. P. 185–204.
- Danyushevsky L.V.* The effect of small amount of H₂O on fractionation of mid-ocean ridge magmas // *Abstr. AGU Spring Meeting*. 1998. P. 375.
- Detrick R. S., Sinton J. M., Ito G. et al.* Correlated geophysical, geochemical and volcanological manifestation of plume-ridge interaction along the Galapagos spreading Center // *Geochem. Geophys. Geosist.* 2002. V. 3. (doi: 10.1029/2002GC000350, online version, <http://www.agu.org/journals/gc/>).
- Dick H.J.B.* Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism / Eds Sounders A.D., Norri M.J. *In Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989, 77–105.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G.* Experimental modelling of two layered mantle convection // *Ofioliti*. 1993. V. 18. № 1. P. 61–81.
- Douglass J., Schilling J.G.* Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40°–45°S) // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B2. P. 2941–2962.
- Ekstrom G., Dziewonski A.M.* The unique anisotropy of the Pacific upper mantle // *Nature*. 1998. V. 394. P. 168–172.
- Escartin J., Cannat M.* Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near the fifteen-twenty fracture zone (Mid-Atlantic ridge, 14°–16.5°) // *EPSL*. 1999. V. 171. P. 411–424.
- Flower M.J.F.* Thermal and kinematic control of ocean-ridge magma fractionation: contrast between Atlantic and Pacific spreading axes // *J. Geol. Soc. London*. 1980. V. 138. P. 695–712.
- Forsyth D.W.* Crustal Thickness and the average depth and degree of melting in fractional melting model of passive flow beneath Mid-Ocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B9. P. 16.073–16.079.
- Francheteau J., Ballard R.D.* The East Pacific Rise near 21°N, 13 and 20°S: inferences from along-strike variability of axial processes of the mid-ocean ridges // *EPSL*. 1983. V. 64. P. 93–116.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. V. 7. P. 1–7.
- Hayes D.E., Kane A.K.* The dependence of seafloor roughness on spreading rate // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V. 18. P. 1425–1428.
- Herzberg C., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1; composition of magmas in the upper mantle and transitional zone // *J. Geophys. Res.* 1996. V. B. 101. № 4. P. 8271–8295.
- Hoffman A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Humler E., Besse J.* A correlation between mid-ocean ridge basalt chemistry and distance to continent // *Nature*. 2002. V. 419. P. 607–609.
- Klein E.M., Langmuir C.H.* Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 8089–8115.
- Lin J., Phipps Morgan J.* The spreading rate dependence of three-dimensional Mid-Ocean ridge gravity structure // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. P. 13–16.
- Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T.* Petrological systematics of Mid-Ocean ridge basalts: Constraints of melt generation beneath ocean ridges / Eds Phipps Morgan et al. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. AGU. Washington DC. 1992. P. 183–280.
- Lecroart P., Albarede F., Cazenave A.* Correlation of Mid-Ocean ridge basalt chemistry with the geoid // *EPSL*. 1997. V. 153. P. 37–55.
- McAdoo D., Laxon S.* Antarctic Tectonics: Constraints from a new ERS-1 satellite marine gravity field // *Science*. 1997. V. 276. № 5312. P. 556–561.
- Niu Ya., Hekinian R.* Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges // *Nature*. 1997. V. 385. P. 326–329.
- Niu Ya., Batiza R.* Chemical variation trends at fast and slow spreading Mid-Ocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B5. P. 7887–7902.
- Parmentier E.M., Phipps Morgan J.* Spreading rate dependence of three dimensional structure in oceanic spreading centers // *Nature*. 1990. V. 348. P. 325–328.
- RIDGE Petrological Data Base, LGEO, 1999.
- Sandwell D.T., Smith W.H.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B5. P. 10–039 – 10–054.
- Sinton J.M., Detrick R.S.* Mid-Ocean ridge magma chambers // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 197–216.
- Small C., Sandwell D.T.* An abrupt change in ridge axis gravity with spreading rate // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 17.383–17.392.
- Smithsonian Volcanic Glass Data File, <http://www.nmnh.si.edu/minsci/research/glass/index.htm>. 2000.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K. et al.* Preservation of local source heterogeneities through convection and remelting // *EOS, Transactions, AGU*. 1999. V. 80. № 46. P. 1171–1172.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Nikogosian I.K.* Recycled oceanic crust observed in “ghost plagioclase” within the source of Mauna Loa lavas // *Nature*. 2000. V. 404. P. 986–990.

- Sobolev A.V., Dmitriev L.V.* Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals // 28th IGC, Washington DC, USA, Abstracts. 1989. P. 147–148.
- Vinnik L., Farra V.* Subcratonic low-velocity layer and flood basalts // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 4. (doi: 10.1029/2001GL014064, online version, <http://www.agu.org/journals/gl/>).
- Vlastelic I., Aslanian D., Dosso L. et al.* Large-scale chemical and thermal division of the Pacific mantle // *Nature*. 1999. V. 399. P. 345–350.
- Wilson M.* *Igneous Petrogenesis*. London-Boston-Sidney-Wellington. Unwin Hyman Dostal, 1989. 463 p.
- Zhang Y.S., Tanimoto T.* Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps // *Nature*. 1992. V. 355. P. 45–49.
- Zverev S.M., Purdy G.M., Illarionov V.K. et al.* Transatlantic seismic refraction sections / Ed. Udintsev G.B. *International Geological-Geophysical Atlas of Atlantic Ocean*. IHO (UNESCO). USSR Ministry of Geology. USSR Academy of Sciences. GUGK USSR. Moscow. 1989–1990. P. 117–118.