

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ В РАЙОНАХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА, ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ И ПЛЮМА (НА ПРИМЕРЕ БАЗАЛЬТОВ СКВ. 332В, 37 РЕЙС DSDP, СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)¹

© 2021 г. Н. М. Сушевская^{a, *}, Е. П. Дубинин^b, В. Д. Щербаков^b,
Б. В. Беляцкий^{c, **}, А. В. Жилкина^a

^aИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Музей землеведения, Воробьевы горы, Москва, 119991 Россия

^cВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ “ВСЕГЕИ”), Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: nadyas@geokhi.ru

**e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Поступила в редакцию 25.03.2020 г.

После доработки 05.08.2020 г.

Принята к публикации 03.09.2020 г.

Новое петро-геохимическое изучение базальтов (содержание литофильных элементов и изотопный состав Sr, Nd и Pb) района 37° с.ш., вскрытых в скважине 332В глубоководного бурения DSDP, показало, что 3 млн лет назад область генерации глубинных толеитов (генетический тип TOP-1) испытала воздействие Азорского плюма. Это привело к образованию слабообогатщенных толеитов, источником обогащения, которых могло быть вещество, по составу близкое к обогащенным базальтам Азорских островов. В свою очередь источники базальтовых расплавов Азорского архипелага сравнимы с источником обогащенных щелочных магм Иберийской окраины, образование которых связано с плавлением фрагментов континентальной литосферы Евразии. Впервые в толеитах скважины DSDP 332В района Азорского Тройного Сочленения (АТС) установлено два типа оливинов с различными трендами фракционирования примесных компонентов (Ni, Co, Ca). Оливины с повышенным содержанием Ni близки по составу оливинам базальтов Азорского архипелага и указывают на присутствие в области генерации толеитовых магм фрагментов литосферной мантии. Наблюдаемые глобальные и локальные неоднородности мантийного состава могли возникнуть в процессе сложной геодинамической эволюции района АТС, формирование которого сопровождалось воздействием Азорского плюма вблизи трансформной зоны, перескоками осей спрединга и вовлечением в процесс плавления фрагментов континентальной литосферы.

Ключевые слова: Азорский плюм, толеитовый магматизм, состав оливина, мантийный источник

DOI: 10.31857/S0016752521090065

ВВЕДЕНИЕ

Появление аномальных, обогащенных толеитов в пределах спрединговых зон Мирового океана часто связывают с процессом взаимодействия развивающейся спрединговой зоны и эволюционирующего крупного плюма (Shilling et al., 1985; Magde et al., 2000; Ito et al., 2003; Humphreys, Niu, 2009; Davies et al., 2015; Дубинин и др., 1999). Взаимодействие рифтов с горячими мантийными плюмами подтверждается геофизическими дан-

ными, свидетельствующими о существовании регионов, в которых наблюдаются утолщенная кора, аномально низкая мантийная плотность, аномальная сейсмическая структура, а также данными о геохимической гетерогенности формирующихся магм, увеличивающейся с глубиной выплавления (Ito et al., 2003). При этом магматизм в океанических обстановках, сопровождающийся либо термальными (Dalton et al., 2014), либо химическими (Niu, O’Hara, 2008) аномалиями, происходит при плавлении разнообразных источников: деплетированной астеносферной мантии, вещества мантийных глубинных плюмов с примесью рециклированных коровых компонентов и континенталь-

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизованных пользователей по doi 10.31857/S0016752521090065.

ных неспрединговых блоков, что и обуславливает геохимическую гетерогенность рифтового магматизма океанов (Hofmann, White, 1982). При взаимодействии плюма и рифта не менее важную роль играет присутствие вблизи спрединговой зоны трансформного разлома, часто влияющего на характер распространения плюмового вещества и на его эволюцию. Примерами такого формирования океанических поднятий вблизи медленно-спрединговых зон и крупных трансформных разломов могут служить Азорское поднятие в Северной Атлантике и Восточно-Индийский хребет (ВИХ) в восточной части Индийского океана. И в том, и в другом случае воздействие плюма происходило вблизи уже существующего крупного трансформного разлома. Для Азорского плюма — это, как полагают (Krause, Watkins, 1970), Азоро-Гибралтарская (Восточно-Азорская) разломная зона, которая может представлять собой восточное окончание Альпийской тектонической зоны. Для плюма Кергелен, образовавшего структуру хребта ВИХ, — это система протяженных древних трансформных разломов (Srinivasa Rao, Radhakrishna, 2014).

Плюмы, расположенные вблизи хребтов, оказывают динамическое и тектоническое воздействие на спрединговые зоны, включая проградацию рифтов, образование переходных микроплит, инициацию перескока хребта в сторону плюма и, как следствие, приводят к большим смещениям вдоль трансформных разломов (Shilling et al., 1985, 1991; Gente et al., 2003). Латеральный поток плюмового материала под основанием литосферы может ее ослабить, образовать новый рифт и привести к перемещению потока в сторону горячей точки. Этот механизм был предложен для объяснения эволюции нескольких горячих точек вблизи хребта, таких как Исландия и район Азорского тройного сочленения (Shilling et al., 1991, 1985).

В настоящее время вопрос о глубинном происхождении Азорского плюма остается открытым. Так, результаты сейсмической томографии свидетельствуют, что Азорский плюм формируется в верхней мантии (Yang et al., 2006). Но, повышенное содержание летучих в магмах Азорских островов (Asimow et al., 2004; Veier et al., 2010, 2018; Turner et al., 2017) противоречит глубинному происхождению в мантии, поскольку термодинамическое моделирование однозначно указывает, что в глубинной мантии находятся номинально безводные минералы (Litsov et al., 2003). Щелочной магматизм Азорских островов (Turner et al., 1997; Veier et al., 2015; 2018) сформировался при плавлении обогащенной, богатой летучими, мантии, при температуре, превышающей всего на 35°C температуру плавления окружающей мантии (Magde et al., 2000), что ставит под сомнение модель образования островов по воздействию глубинного плюма. Решение проблемы взаимодей-

ствия плюмового и астеносферного магматизма может обеспечить детальное высококачественное геохимическое изучение его проявлений.

Цель данной работы — на основании петролого-геохимического изучения базальтов, возрастом 10 млн лет, вскрытых скважиной глубоководного бурения 332В вблизи САХ, района 37° с.ш. (Dmitriev, 1977; Leg 37 cruise synthesis, 1977), установить наличие/отсутствие связи спредингового магматизма с Азорским плюмом, а также корреляции тектонического развития региона Азорского тройного сочленения (АТС) с рифтовым магматизмом. Результаты полученных анализов приведены в виде таблиц в электронном приложении.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ БАЗАЛЬТОВ СКВАЖИНЫ DSDP 332В

В 37 рейсе DSDP было пробурено 5 скважин, вскрывших толщу второго сейсмического слоя со временем формирования от 10 до 3.5 млн лет назад. Для изучения были отобраны образцы пород наиболее глубокой скважины DSDP (более 580 м) — 332В (рис. 1), расположенной в 30 км к западу от оси Срединно-Атлантического хребта неподалеку от Азорских островов (36°52.72' N, 33°38.46' W) на глубине 1808 м. Мощность осадочного чехла в районе скважины варьирует от 100 до 150 м. Осадки переслаиваются с тонкими прослоями серого вулканического пепла. Древнейшие осадки принадлежат к позднему плиоцену (N₂), граница раннего и позднего плиоцена. Керна скважины, главным образом, состоит из массивных пиллоу-лав основного состава с прослоями осадков, и зонами брекчий или обломков базальтов.

Вскрытая толща базальтов была разделена на 11 литологических горизонтов (Leg 37 cruise synthesis, 1977). По магнитным данным установлено, что отдельные потоки извергались за короткие промежутки времени от 10 до 1000 лет. Считается, что разбуренная толща базальтов сформирована в спрединговой зоне САХ в течение среднего — позднего плиоцена за период от 100000 до 200000 лет (Aumento, Kempe, 1977). Базальты относятся к порфировым, реже афировым разновидностям. В пределах района исследования из 223 проанализированных образцов керна скважин 37 рейса около 44% (Leg 37 cruise synthesis, 1977) представлены слабо дифференцированными толеитами, около 36% плагиоклазовыми базальтами с 16–24 мас. % Al₂O₃, а 15% от всей выборки базальтов составляют высокомагнезиальные толеиты. Вкрапленники представлены идиоморфным и субидиоморфным оливином, количество которого колеблется от 0 до 20 об. %, а также сростками и отдельными лейстами плагиоклаза, содержание которого достигает 15–20 об. %. В зернах оливина имеются

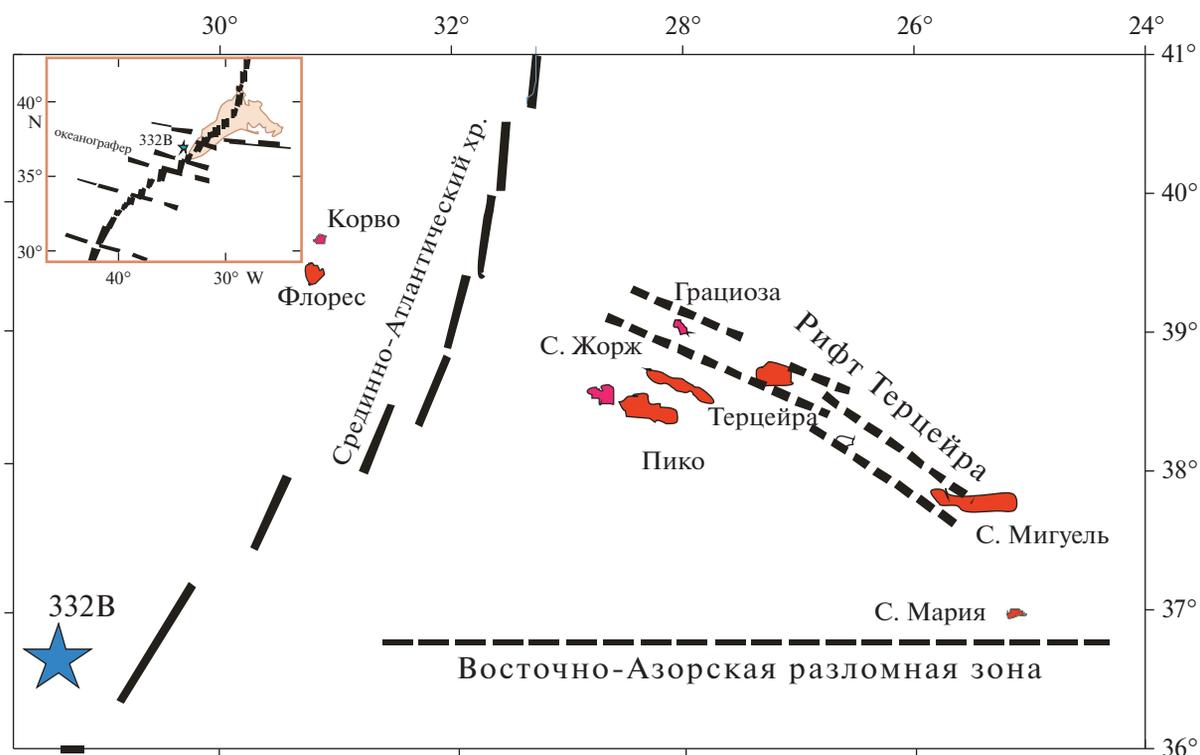


Рис. 1. Схема расположения спрединговой зоны САХ, Азорских островов и скв. DSDP 332В. На врезке показан район Азорского тройного сочленения (АТС) в зоне пересечения Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Азорской разломной зоны, а также область Азорского поднятия.

включения хромшпинелидов и расплавные включения. Основная масса сложена хаотично расположенными идиоморфными, иногда вилкообразными скелетными лейстами плагиоклаза и мелкими зернами клинопироксена, часто игольчатой формы, который образует сростки в виде метелочек, вееров и гребешков. Рудного материала (магнетит) немного, около 5%, он встречается между микролитами пироксена. Местами отмечается нераскристаллизованное стекло. Базальты слабопористые, поры ровные, округлые, количество пор не превышает 1–3%. Основная масса частично хлоритизирована с присутствием миндалинов хлорита и карбоната.

На рис. 2, на основании данных по составам базальтов скв. DSDP 332В (таблица* приложения, Leg 37 cruise synthesis, 1977), хорошо различимы тренды с кумуляцией вкрапленников оливина и плагиоклаза, с повышением содержания MgO в оливин-порфириновых разностях до 18% и Al₂O₃ до 24 мас. % в плагиоклаз-порфириновых базальтах. По соотношению K₂O/TiO₂ — показатель степени деплетированности источника и степени вторичного изменения пород, отмечаются как деплетированные базальты с величиной этого соотношения близкой к 0.2, так и обогащенные, в которых это отношение достигает 0.4–0.8. Вариации содержания элементов и величины их соот-

ношений не зависят от глубины опробования, что свидетельствует о повторяющемся чередовании излияющихся потоков магм в течение 100 тыс. лет и более.

Для изучения были отобраны образцы, для которых ранее содержания примесных элементов и изотопный состав Sr, Nd и Pb не определялись. Особое внимание было уделено оливин-порфирировым образцам, вкрапленники оливинов которых использовались для оценки состава ликвидусных фаз. На рис. 2 изученные образцы и интервалы глубины керна отмечены соответствующими номерами.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Содержание литофильных элементов определялось в Центральной Аналитической Лаборатории ГЕОХИ РАН (Москва) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МС-ИСП) по разработанной оригинальной методике (Колотов и др., 2020).

Система разложения представляет собой блок нагрева и стаканы с полусферическим дном, устанавливаемые в отверстия блока нагрева. Рабочие градуировочные растворы для МС-ИСП готовились последовательным разбавлением исходных растворов многоэлементных ICP-MS-68 стан-

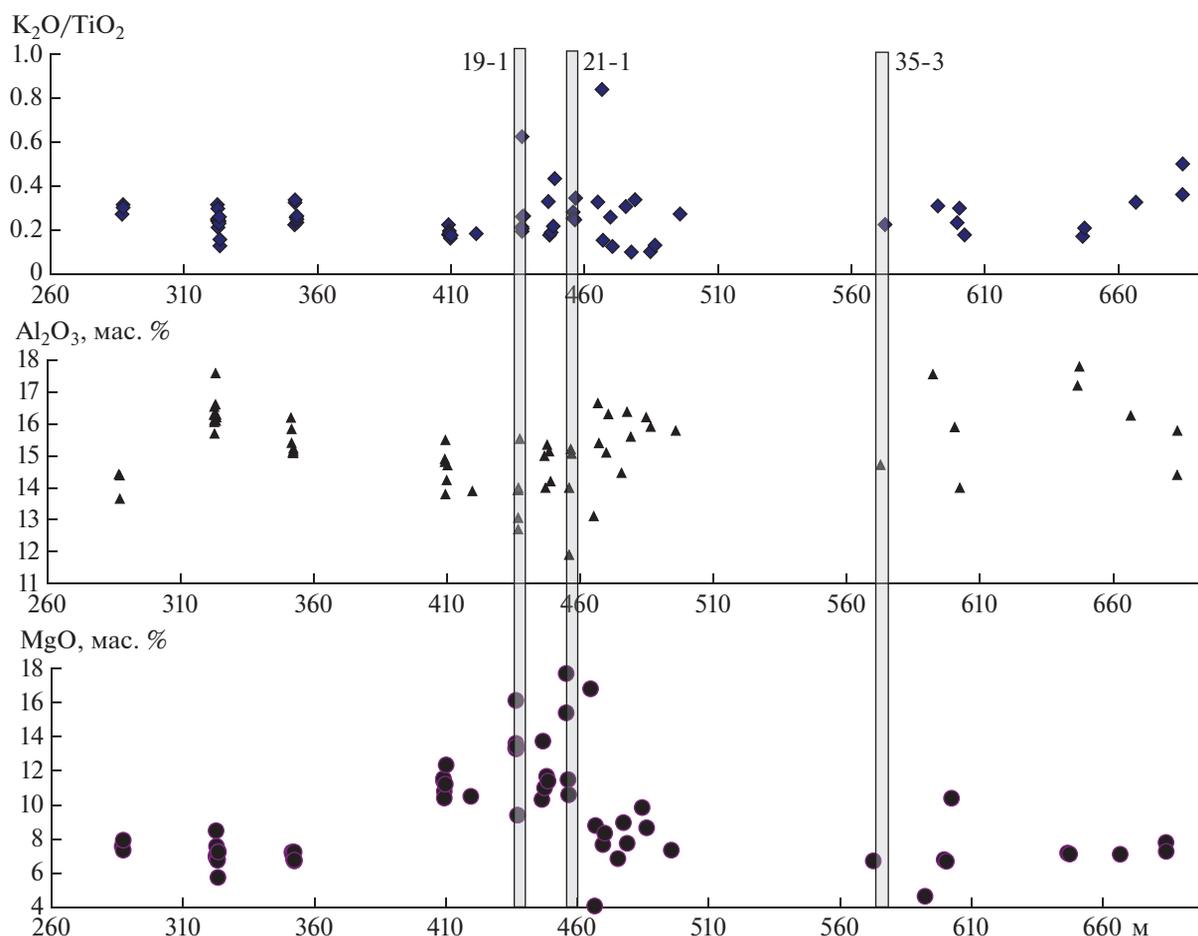


Рис. 2. Изменение содержаний (мас. %) MgO и Al₂O₃, и K₂O/TiO₂ в базальтах скв. DSDP 332B в зависимости от глубины скважины. Показаны составы базальтов, из которых были отобраны и проанализированы составы оливина (табл. 1*, приложение).

дартных растворов до концентраций 10 мкг/л для раствора А, 10 и 5 мкг/л для раствора В. Многоэлементный стандартный раствор на группу РЗЭ с концентрацией каждого элемента 10 мкг/л готовили смешиванием растворов стандартов индивидуальных элементов.

Для определения содержания элементов использовался квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой XSeries II (Thermo Scientific, Германия), снабженный концентрическим распылителем и кварцевой циклонной распылительной камерой, охлаждаемой элементом Пельтье (2°C). Аналитические параметры процедуры: выходная мощность генератора 1400 Вт, расход плазмообразующего газа (Ar) 13 л/мин, вспомогательного 0.95 л/мин, поток Ar через распылитель 0.87 л/мин, расход образца 0.8 мл/мин. Масс-спектры измерялись с использованием двух режимов сканирования: обзорный (Survey Scan) с 5 проходами от 5 до 240 *m/z* и по точкам (Peak Jumping) с 1 каналом на массу, и временем интегрирования 20 мс и 25 проходами. Все изме-

рения выполнялись с PlasmaScreen. При соблюдении всех настроек прибора уровень оксидных ионов CeO⁺/Ce⁺ составлял не более 2%, а уровень двухзарядных ионов (Ba⁺⁺/Ba⁺) не более 3%. Обработка “сырых” данных МС-ИСП производилась с помощью программы iPlasmaProQuad (Thermo Scientific). Для тестирования процедуры анализа использовались стандартные образцы базальтов (BHVO-2, BIR-1, BCR-2). Долговременная воспроизводимость анализа для большинства элементов – 2–5%, для тугоплавких металлов (Mo, W, Ta), Cd и Cs 5–7%, РЗЭ 5–10%. Результаты приведены в табл. 1 (приложение).

Анализ состава оливинов и шпинелей проведен в лаборатории локальных методов исследования геологического факультета МГУ на микроанализаторе Jeol JXA-8230 по разработанной методике (Nosova et al., 2018) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 100 нА. В качестве стандартов при анализе оливина использовались – оливин Сан-Карлос (Mg, Fe, Si), синтетические оксиды (Al, Ni, Cr), синтетический MnTiO₃ (Ti, Mn),

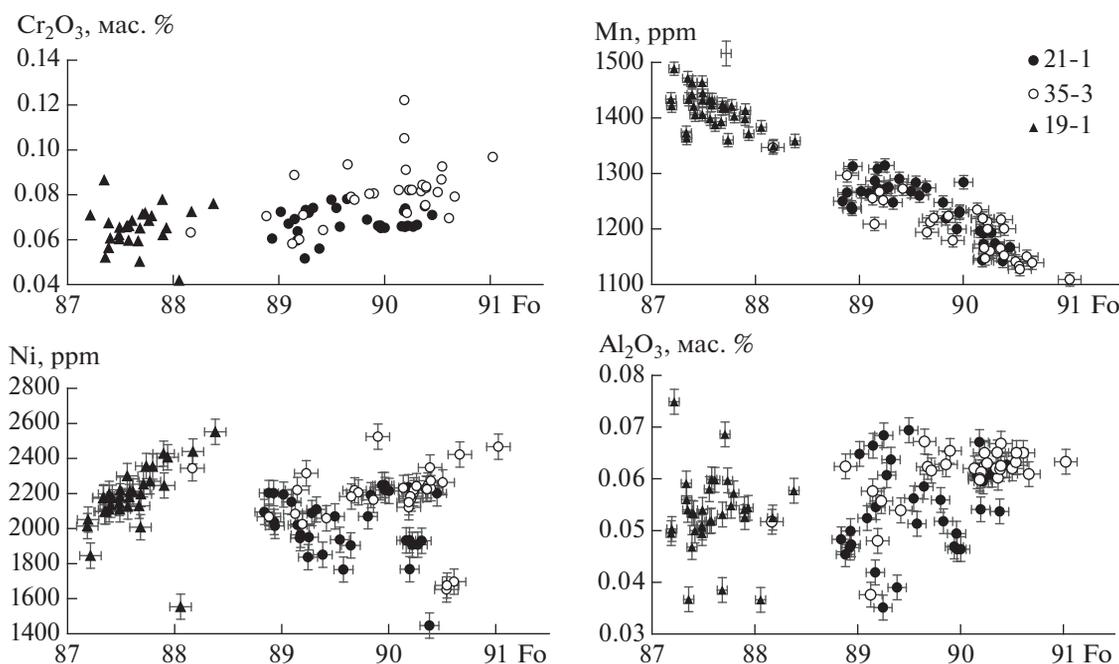


Рис. 3. Вариации содержания элементов-примесей в зависимости от магнезиальности оливина (табл. 2 приложение). Неоднородность составов вкрапленников оливина отражает процесс смешения отдельных выплавок или потоков магм в области генерации или при излиянии в пределах рифтовой долины.

воластонит (Ca), апатит (P). Долговременная воспроизводимость анализа контролировалась регулярным измерением соответствующего стандарта. Погрешность определения содержания в мас. % не более: 0.07 для MgO, 0.02 для Al₂O₃, 0.06 для SiO₂, 0.02 для CaO, 0.01 для Cr₂O₃, 0.05 для MnO, 0.06 для FeO и 0.03 для NiO. Результаты приведены в табл. 2 (приложение). Для определения концентраций Mg, Al, Si, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni (табл. 3, приложение) при анализе состава шпинели были использованы следующие стандарты: синтетические оксиды (Al, Mg), чистые элементы (Si, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni), воластонит (Ca). Погрешность определения содержания составила не более 0.05 для MgO, 0.06 для Al₂O₃, 0.02 для SiO₂, 0.03 для CaO, 0.09 для Cr₂O₃, 0.05 для MnO, 0.07 для FeO и 0.04 для NiO (мас. %).

Изотопный состав Sr, Nd и Pb в породах определялся в Центре изотопных исследований ФГБУ "ВСЕГЕИ" (С.-Петербург, табл. 4, приложение). Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионообменных колонках. Бланки (холостой опыт) при проведении анализов не превышали 0.01 и 0.1 нг для Rb и Sr, и 0.02 нг для Sm, Nd, и 0.01 нг для Pb. Содержание элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (Thermo Scientific) в статическом режи-

ме регистрации масс-спектров. Для нормализации измеренных изотопных отношений использовались природные значения отношений $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав международных стандартов в процессе аналитических сессий соответствовал: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512109 \pm 0.000006$ (JNdi-1), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710225 \pm 12$ (NBS-987), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.913 \pm 0.001$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.451 \pm 0.001$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.594 \pm 0.001$ (NIST-981).

СОСТАВЫ ЛИКВИДУСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Последовательность кристаллизации толеитовых магм: оливин + шпинель—плагноклаз—клинопироксен, однозначно устанавливается при анализе шлифов. В изученных образцах оливины встречаются в виде вкрапленников в основной, часто стекловатой массе. В целом, зёрна довольно однородны, однако многие имеют прямую неявно выраженную зональность с более магнезиальной центральной частью. Составы вкрапленников оливинов находятся в диапазоне от Fo₈₇ до Fo₉₁ (рис. 3, табл. 2 приложение).

На рис. 3 показано изменение содержания элементов примесей в оливинах: Mn, Ni, Cr и Al по мере фракционирования расплава. Очевидно, что Mn имеет отчетливо выраженную отрицательную корреляцию с магнезиальностью оливина, тогда как изменение содержания Ni показы-

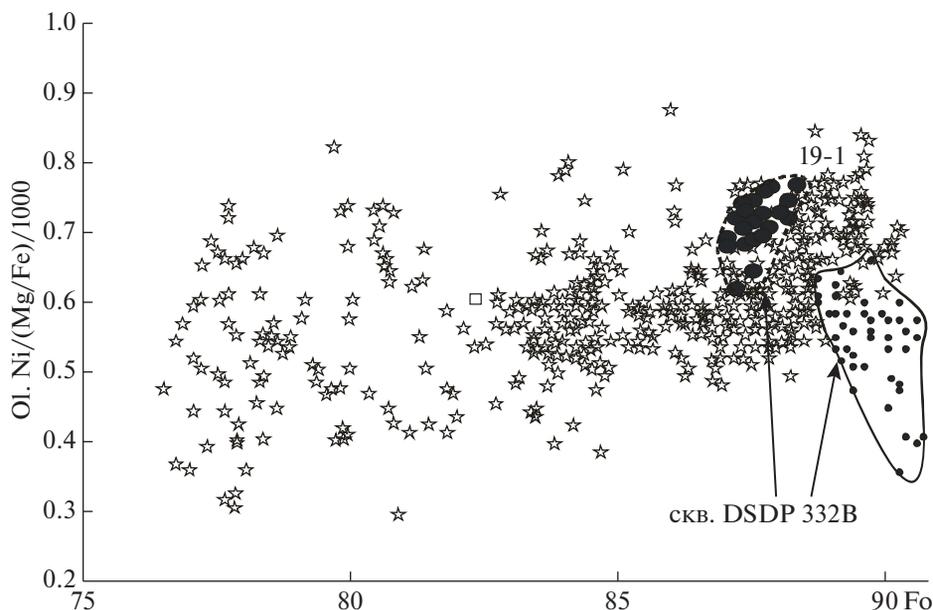


Рис. 4. Сравнение состава оливинов из толеитов скв. DSDP 332B и щелочных магм Азорских островов. Звездочками показаны составы оливинов по (Turner et al., 2017), полями вариации состава оливинов скв. DSDP 332B. Повышенные содержания Ni отмечены в оливинах зерна 19-1 (штриховой контур), а более низкие содержания Ni в зернах базальтов 35-3 и 21-1 (мелкие точки в поле со сплошным контуром) типичны для океанических толеитов (Sobolev et al., 2007).

вает неявную положительную закономерность. Важно отметить, что имеются группы образцов с разными трендами — так, оливин образца 19-1, наименее магнезиальный, характеризуется наиболее явным трендом с положительной корреляцией, а оливин образца 35-3 — существенно менее выраженным трендом, тогда, как в оливинах зерна 21-1 какой-либо тренд и вообще отсутствует. В вариациях содержания Al никаких закономерностей не наблюдается. В двух образцах (зерна 21-1 и 35-3) с наиболее магнезиальными оливинами (Fo_{90-91}) содержание NiO находится в интервале 0.18–0.33, MnO 0.15–0.17, CaO 0.30–0.34, Al_2O_3 0.04–0.7, Cr_2O_3 0.06–0.1, $TiO_2 < 0.01$, SiO_2 39.5–41.5 (мас. %). При экстраполяции составов оливинов зерна 19-1 до Fo_{90} (оливины, равновесные с лерцолитовой мантией) содержания NiO будут, значительно выше, чем в оливинах зернов 21-1 и 35-3; для них также отмечаются повышенные содержания Cr и Al (рис. 3).

Проведенное сравнение составов оливинов скв. DSDP 332B и магм Азорских островов (Turner et al., 2017) показало, что оливины с повышенными содержаниями Ni зерна 19-1 попадают в группу составов оливинов Азорских островов (рис. 4), в то время как все остальные проанализированные оливины имеют более низкие значения концентрации никеля, типичные для оливинов океанических толеитов (Sobolev et al., 2007). Установленная неоднородность состава вкрапленников оливина может отражать повсеместное проявление процесса смешения отдельных вы-

плавков или потоков магм в области генерации или при излиянии в пределах рифтовой долины.

Шпинели, представленные микровключениями в оливинах, либо в сростках с ними, имеют магнезиальность 0.57–0.7 и хромистость 0.39–0.55 (табл. 3, приложение), и относятся к типичным шпинелям толеитовых магм (Sigurdsson, Schilling, 1976). Для шпинелей океанических областей интервал Al_2O_3 составляет 25–30 мас. % (Sigurdsson, Schilling, 1976), в то же время для шпинелей зерна 19-1 содержание глинозема пониженное — около 15 мас. %, а для образца 21-1 оно достигает 35 мас. %. Это может отражать их более раннюю кристаллизацию или более глубинные условия кристаллизации. Расчеты показывают (рис. 5а) — кристаллизация (интервал по оливину $Fo_{90,5-88,8}$) расплавов, согласно термометрам (Coogan et al., 2014), происходила в диапазоне температур 1280–1200°C, что близко к температурам гомогенизации (около 1280°C) расплавных включений в магнезиальных оливинах толеитов глубинного типа TOP-1 (Sobolev, Dmitriev, 1989). Кристаллизация происходила в условиях фугитивности кислорода ниже буфера QFM для магм зернов 35-3 и 21-1, и чуть выше для зерна 19-1 (рис. 5б).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМ И ОЦЕНКА УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Петрохимические особенности состава и условий кристаллизации магм хорошо фиксируются

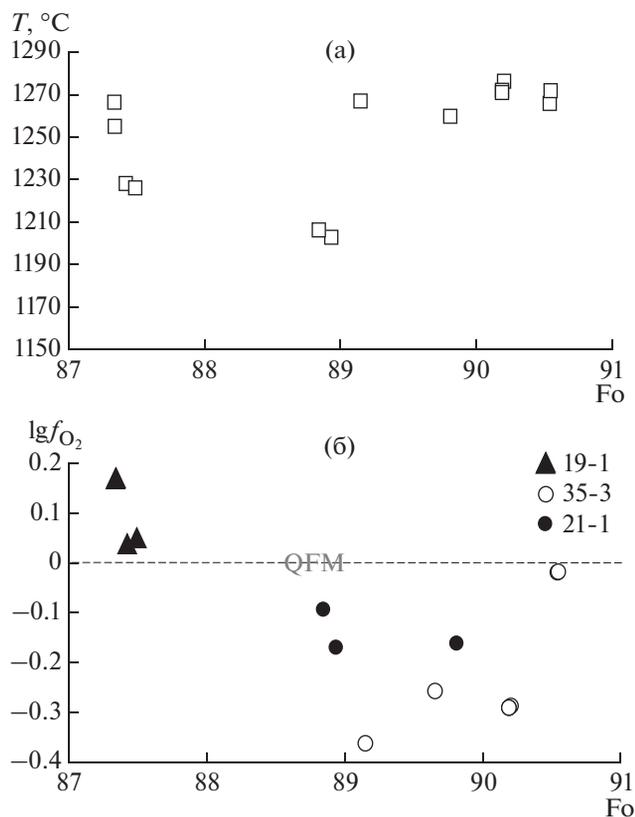


Рис. 5. Оценка условий кристаллизации магм скв. DSDP 332B: (а) температуры кристаллизации, рассчитанной по термометру (Coogan et al., 2014); (б) окислительно-восстановительных условий фракционирования магм по (Ballhaus et al., 1991).

по составу закаленных матричных стекол, встречаемых практически во всех горизонтах скважины DSPD 332B. На рисунке 6 показаны вариации составов стекол по ранее опубликованным данным, а также приведены результаты расчета кривых эволюции состава расплава при разных условиях. Моделирование процесса кристаллизации было выполнено в программном комплексе COMAGMAT (Ariskin et al., 1993) версии 3.72, учитывающим влияние воды на температуры равновесий минерал-расплав, согласно (Almeev et al., 2007, 2012). Родоначальный состав толеитов района 37° с.ш. TOP-1, ранее определенный по составу расплавных включений в наиболее магниезных оливинах (Sobolev, Dmitriev, 1989), был использован для расчета процесса фракционной кристаллизации магм (рис. 6). Кристаллизация моделировалась в диапазоне давления 0.001–6 кбар и содержании воды в родоначальном расплаве 0–2 мас. %.

Моделирование кристаллизации во всем диапазоне давлений, за исключением водосодержащих составов при давлении >6 кбар, воспроизводит кристаллизацию в последовательности: оливин → плагиоклаз → авгит. В присутствии воды и

давлении >6 кбар кристаллизация авгита начинается раньше кристаллизации плагиоклаза. Содержание форстеритового минала в оливине изменяется в диапазоне 91.7–84.2 мол. % при кристаллизации стартового состава до 8 мас. % MgO.

В модельных экспериментах в сухих условиях ликвидусный оливин равновесен с расплавом при температуре 1313–1330°C при давлении 1–6 кбар, что превышает оценки температуры кристаллизации по оливин-шпинелевому равновесию на 30–50°C. Добавление в стартовый состав расплава 0.7 мас. % воды приводит к снижению температуры кристаллизации ликвидусного оливина до 1282–1290°C, что удовлетворительно воспроизводит оценки температуры природных образцов.

Среди матричных стекол лавовых потоков выделяются четыре группы, составы которых не ложатся на единый тренд дифференциации, что указывает на вариации параметров кристаллизации магм, формировавших разные потоки. Различие состава стекол отчетливо проявляется на диаграммах в координатах MgO–CaO и MgO–Al₂O₃ (рис. 6). Все группы составов стекол характеризуются высоким содержанием алюминия и воспроизводятся в модельных расчетах только в присутствии воды в исходном расплаве, что приводит к более поздней кристаллизации плагиоклаза в системе. Составы двух групп стекол воспроизводятся при моделировании изобарической кристаллизации при давлении 3 и 6 кбар в то время, как составы двух других групп при давлении около 1 кбар.

Сравнение природных и модельных составов позволяет заключить, что:

- 1) две группы составов формируются при ~1 кбар (изобарическая кристаллизация) и 0.1–0.8 мас. % воды в исходном расплаве;
- 2) другая группа стекол формируется при ~3 кбар (изобарическая кристаллизация) в присутствии 0.7–1 мас. % воды в исходном расплаве;
- 3) наиболее дисперсная группа стекол требует давления порядка 5–6 кбар и воды в пределах 0.3 мас. % (рис. 6).

Содержание K и Ti в природных стеклах демонстрирует значительно большую дисперсию по сравнению с модельными составами из одного родоначального расплава.

Таким образом, кристаллизация расплавов скважины DSPD 332B происходила при давлении 5–6 кбар и содержании воды около 0.3 мас. %. В то же время отмечаются группы составов, содержащие около 0.7–1 мас. % H₂O, фракционирующие при 3 кбар, а также расплавы с содержанием H₂O 0.1–0.8 мас. %, кристаллизация которых происходила в близповерхностных условиях. Отмечаемая нестабильность процессов формирования расплавов может быть объяснена варьирующим содержанием воды в первичных расплавах,

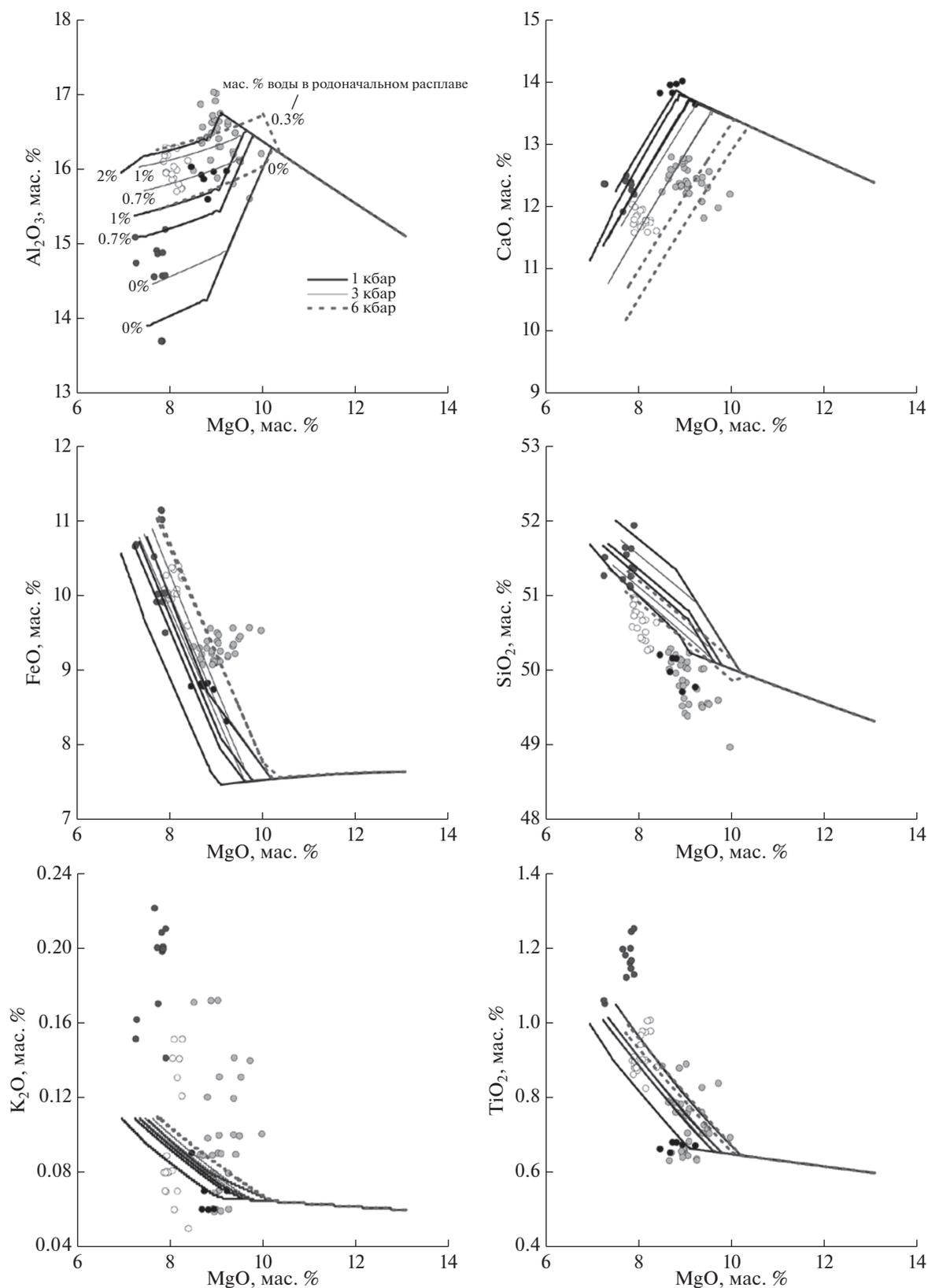


Рис. 6. Вариации составов стекол скв. DSDP 332В по (Leg 37 cruise synthesis, 1977) и модельная эволюция состава расплава при кристаллизации с разным содержанием воды и давлениями 1–6 кбар. Кружками с различной заливкой показаны группы стекол разного состава скв. DSDP 332В. Разными линиями показана эволюция состава расплава при разном давлении. На диаграмме MgO–Al₂O₃ для линий указано соответствующее начальное содержание воды в расплаве.

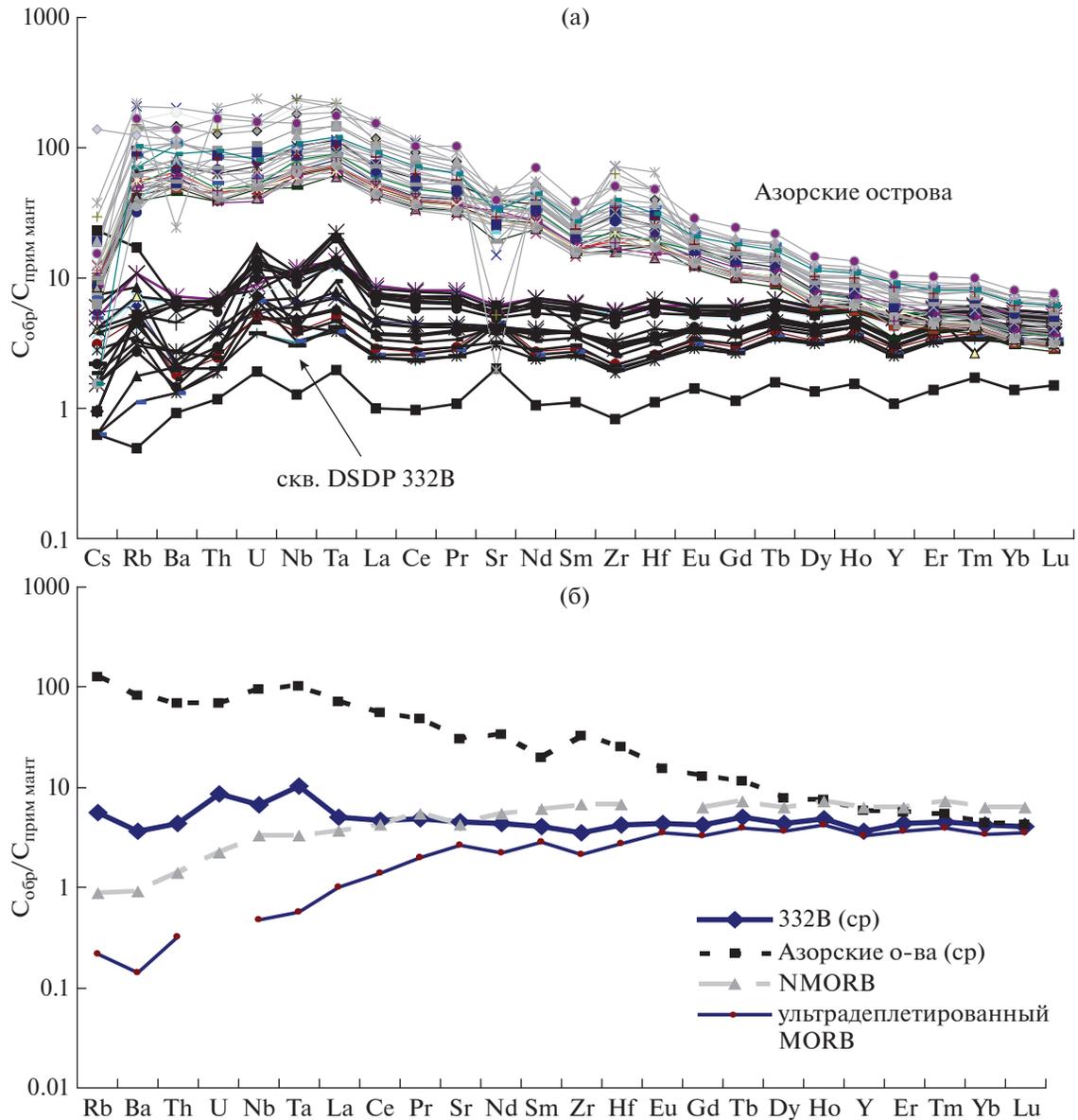


Рис. 7. Характер распределения литофильных элементов в базальтах скв. DSDP 332B (табл. 1, приложение). (а) сравнение нормированных составов исследованных образцов пород с составом базальтов Азорских островов (база GeoRock). (б) средний состав базальтов скв. DSDP 332B, деплетированного (NMORB) и ультрадеплетированного MORB по (McDonough, Sun, 1995). Составы нормированы на содержание элементов в примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995).

возможно обусловленным дегазацией при транспортировке и последующем извержении, а также отсутствием долгоживущей промежуточной камеры в данном районе под САХ, что типично для медленноспрединговых хребтов в отличие от участков САХ, расположенных вблизи горячих точек (Дубинин и др., 2013).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБОГАЩЕННЫХ ТОЛЕИТОВ

Геохимическая специфика обогащенных магм скв. DSDP 332B изучена нами на основании со-

держания 28 примесных элементов в базальтах (табл. 1, приложение). На рис. 7 полученные результаты показаны в виде спайдерграмм нормированных концентраций литофильных элементов (рис. 7а), а для сравнения приведены соответствующие характеристики щелочных базальтов Азорских островов. Общий характер спектров распределения несовместимых элементов базальтов скв. DSDP 332B для изученного интервала времени достаточно устойчивый и не зависит от степени фракционной кристаллизации. К особенностям спектров распределения можно отнести незначительное обогащение несовместимыми литофиль-

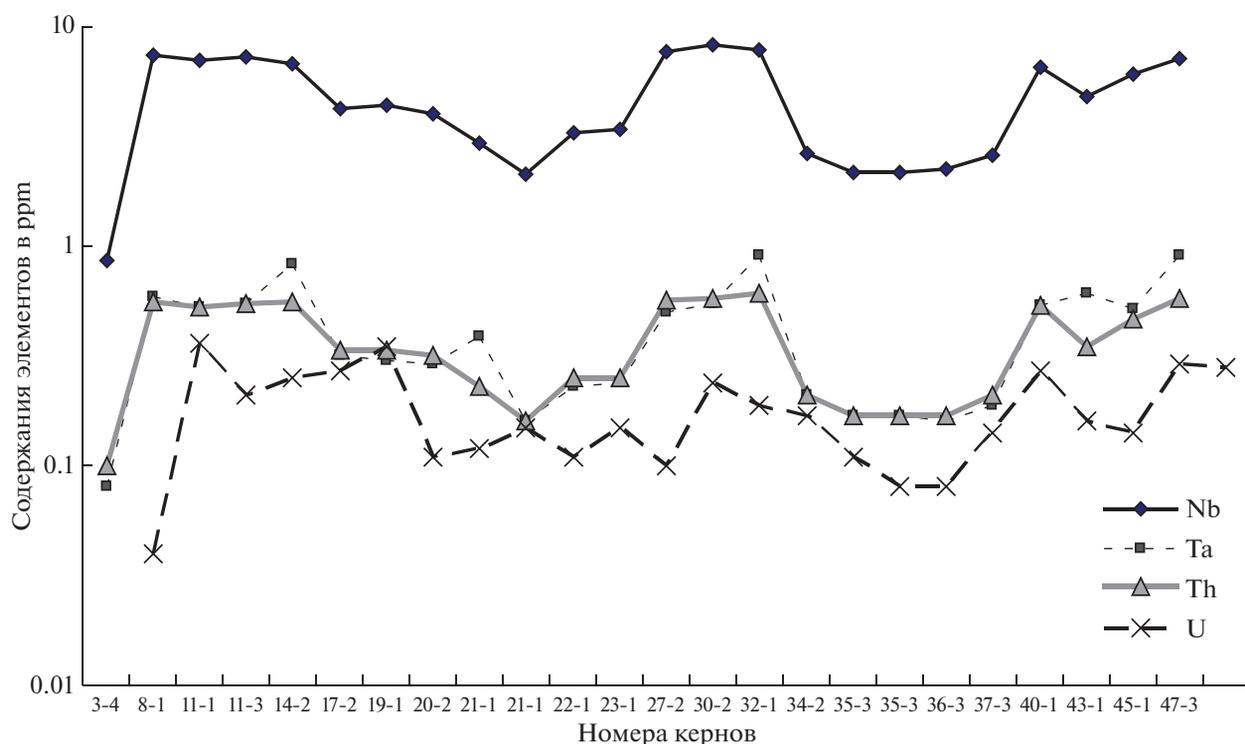


Рис. 8. Вариации содержаний U, Th, Ta и Nb в изученных базальтах скв. DSDP 332B в зависимости от глубины опробования. Содержание элементов в ppm.

ными элементами: $(La/Sm)_n$ в диапазоне 0.9–4. Наименьшими содержаниями несовместимых элементов характеризуются образцы верхних горизонтов скважины, представляющие собой плагиофировые базальты, при этом для них же характерна и минимальная степень обогащения: величина отношения $(La/Sm)_n$ меньше 1. В целом, характер распределения элементов близок к таковому для базальтов Азорских островов – незначительное обогащение Ta и относительное обеднение Nb и Th (рис. 7а), может свидетельствовать о смешанном происхождении базальтов скв. DSDP 332B за счет обогащенных магм (производных Азорского плюма) и деплетированных астеносферных (САХ). В тоже время средний состав обогащенных толеитов скважины DSDP 332B (рис. 7б) отличается более низким содержанием менее совместимых элементов: от Nd до Lu, по сравнению с типичным усредненным составом деплетированного MORB (NMORB, McDonough, Sun, 1995). Это может служить указанием на происхождение толеитов скважины DSDP 332B за счет астеносферного источника, по составу близкому к источнику ультрадеплетированных базальтов САХ, обнаруженных в некоторых районах Атлантики (Jenner et al., 2012). Как показано в работе (Willig et al., 2020) на основании сравнительного изучения Ce–Nd–Hf изотопного состава океанических базальтов, состав деплетированной ман-

тии может существенно отличаться, в зависимости от примеси материала рециклированной океанической коры, верхней и нижней мантии. В данном случае поднимающаяся в регионе 30° – 39° с.ш. астеносферная мантия по содержанию литофильных элементов относится к ультрадеплетированному типу. Добавление к ультрадеплетированному расплаву 20% вещества, по составу близкому к обогащенному щелочному расплаву Азорских островов, может привести к образованию толеитовых магм аналогичных изливавшимся в пределах САХ около 3.5 млн лет назад.

Вариации содержания Nb, Ta, Th и U (рис. 8) по разрезу вскрытой толщи базальтов отражают их ковариантные изменения при дифференциации и кумуляции вкрапленников. Особенно это показательно для урана, содержание которого не сильно зависит от степени проявления вторичных процессов изменения и повторяет вариации Nb, Ta, Th, хотя дисперсия содержания урана больше. При кристаллизационном фракционировании литофильные элементы часто накапливаются в остаточном расплаве (рис. 9а), на диаграмме видны лишь незначительные отклонения U от линии тренда. Накопление V и Sc свидетельствует об отсутствии значимой кристаллизации клинопироксена, т.к. коэффициенты распределения клинопироксен/расплав больше 1 (Hofmann, 1997). Содержания Cu, Co, Zn и Cr в наиболее

примитивных изученных магмах составляют около 100, 70, 90 и 1000 ppm (табл. 1, приложение), соответственно, и отражают первичную характеристику толеитовых магм района. В процессе кристаллизации Cu, Co и Cr переходят из расплава в кристаллизующиеся шпинели и сульфиды, а Zn ведет себя как несовместимый элемент, накапливаясь в расплаве (рис. 9а). Величина отношений несовместимых к более совместимым элементам (Th/U, Rb/Sr) при фракционировании увеличивается (рис. 9а).

Использование отношения Nb/U для характеристики источника расплавов было предложено А. Хофманном (Hofmann, 2003), так как из-за близости коэффициентов распределения этих элементов, оно наиболее инертно к процессу кристаллизационного фракционирования (рис. 9б). Несмотря на вторичные изменения океанических базальтов под воздействием океанской воды, в процессе которого U может выноситься из силикатной матрицы породы, в целом, для общей выборки толеитов (166 анализов) величина отношения Nb/U достаточно постоянна, в среднем составляя 47 ± 11 (Hofmann, 2003). Базальты океанических островов характеризуются более высокими значениями 52 ± 15 , тогда как средняя величина этого соотношения для континентальной коры на порядок ниже: 8 (Hofmann, 2003). Величина отношения Nb/U для изученных базальтов скв. DSDP 332B варьирует в диапазоне: 10–70: от значений, типичных для толеитов до величин, указывающих на возможную примесь континентальной литосферы (рис. 9б). Вариации Th/U отношения в базальтах скважины DSDP 332B находятся в пределах 0.5–3.5, Nb/Yb отношения в пределах 1.5–3 (табл. 1, приложение) и близки к средним характеристикам обогащенных базальтов САХ (McDonough, Sun, 1995). Исходя из величины отношения Nb/U (рис. 9б), магмы изученных образцов должны иметь примесь литосферного источника (нижне- и верхнекорового).

Толеиты, формирующие САХ в районе 38° с.ш., отличаются в среднем слабообогащенным типом распределения литофильных элементов. При этом поведение многих примесных элементов соответствует ведущей роли фракционной кристаллизации с накоплением несовместимых элементов в более фракционированных базальтах. Однако вариации соотношений некоторых литофильных элементов могут отражать гетерогенность плавящегося источника, который представлен астеносферной деплетированной мантией и обогащенной, связанной с магматизмом Азорского архипелага.

Характеристика изотопного Sr–Nd–Pb состава: Изученные образцы базальтов отличаются устойчивым изотопным составом (табл. 4, приложение) – так, при вариации содержания самария и неодима в три раза ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0.180 до 0.213)

изотопный состав неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) изменяется всего лишь от 0.513126 до 0.513192, т.е. не более 0.01%; содержание рубидия изменяется более чем на порядок при вариации содержания стронция в два раза ($^{86}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ от 0.03 до 0.16), что объясняется частично проявленными процессами вторичных изменений (хлоритизация и образование вторичного карбоната). Изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) варьирует от 0.702885 до 0.703920, т.е. 0.15%, на этом же уровне находятся вариации изотопного состава свинца, не превышающие 2%. Примечательным фактом является и отсутствие зависимости вариаций изотопного состава базальтов от глубины опробования. Так, наиболее радиогенный состав Nd и наименее радиогенный Sr установлены для наименее глубинного образца с 200 метров, а самый глубинный из проанализированных образцов (700 м) имеет сходные характеристики изотопного состава стронция – 0.702945, и чуть менее радиогенный состав неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.513139, что, как указывалось ранее, является следствием переслаивания различных вулканических потоков.

Предполагается, что современный магматизм САХ района 30°–39° с.ш. продолжает испытывать влияние Азорского плюма (Dosso et al., 1999), но в изотопных характеристиках его влияние более заметно для базальтов района 33°–39° с.ш. (рис. 10). Сравнение полученных результатов анализа изотопного состава базальтов скв. DSDP 332B (табл. 4) и изотопного состава современных обогащенных толеитов показывает удовлетворительное совпадение. При этом современные магмы района 33°–39° с.ш. имеют большие интервалы вариации изотопного состава: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.2 до 19.5 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0.5129 до 0.5131 по сравнению с магмами скважины DSDP 332B: 18.5–18.9 и 0.51313–0.51319, соответственно (рис. 10).

Обогащенный источник магм Азорских островов, который может совпадать с конечным обогащенным источником толеитов скв. DSDP 332B, отличается повышенными значениями отношений изотопов Pb и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, и пониженными величинами отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Beguelin et al., 2017; Beier et al., 2015, 2018), что сопоставимо с характеристиками модельного обогащенного источника EM-II (Stracke, 2012; White, 2010), присутствие вещества которого фиксируется в базальтах большинства океанических островов (рис. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источник магм Азорских островов согласно U–Th изотопным соотношениям, негативно коррелирующим с величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в базальтах (Turner et al., 1997), характеризуется долгоживущей гетерогенностью. В тоже время выявлены значительные различия в характере

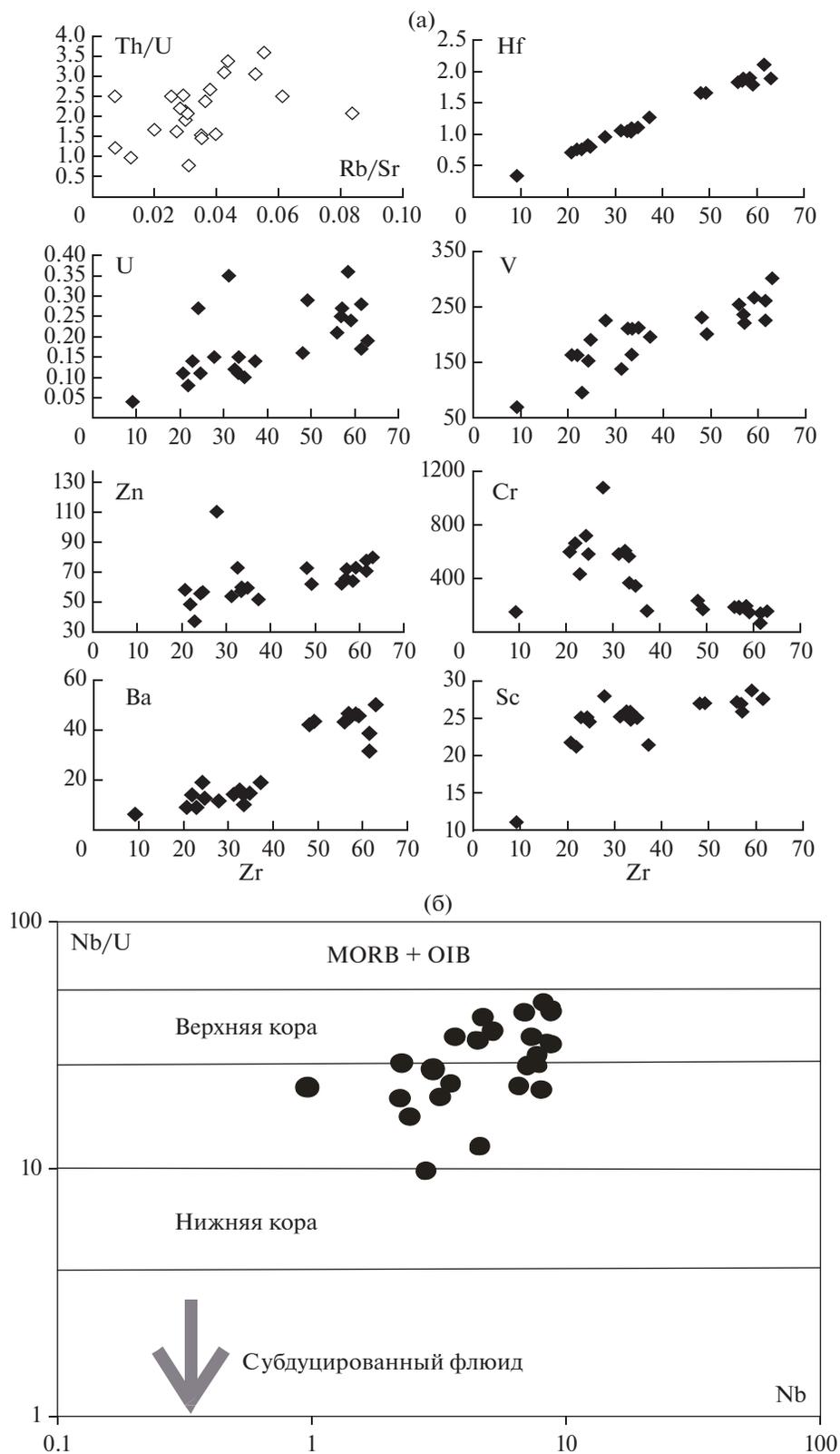


Рис. 9. Изменение содержаний примесных элементов в базальтах скв. DSDP 332B: (а) при фракционировании; (б) вариации отношения Nb/U в магмах скв. DSDP 332B. Значения Nb/U для магм различных геодинамических обстановок по (Hofmann, 2003).

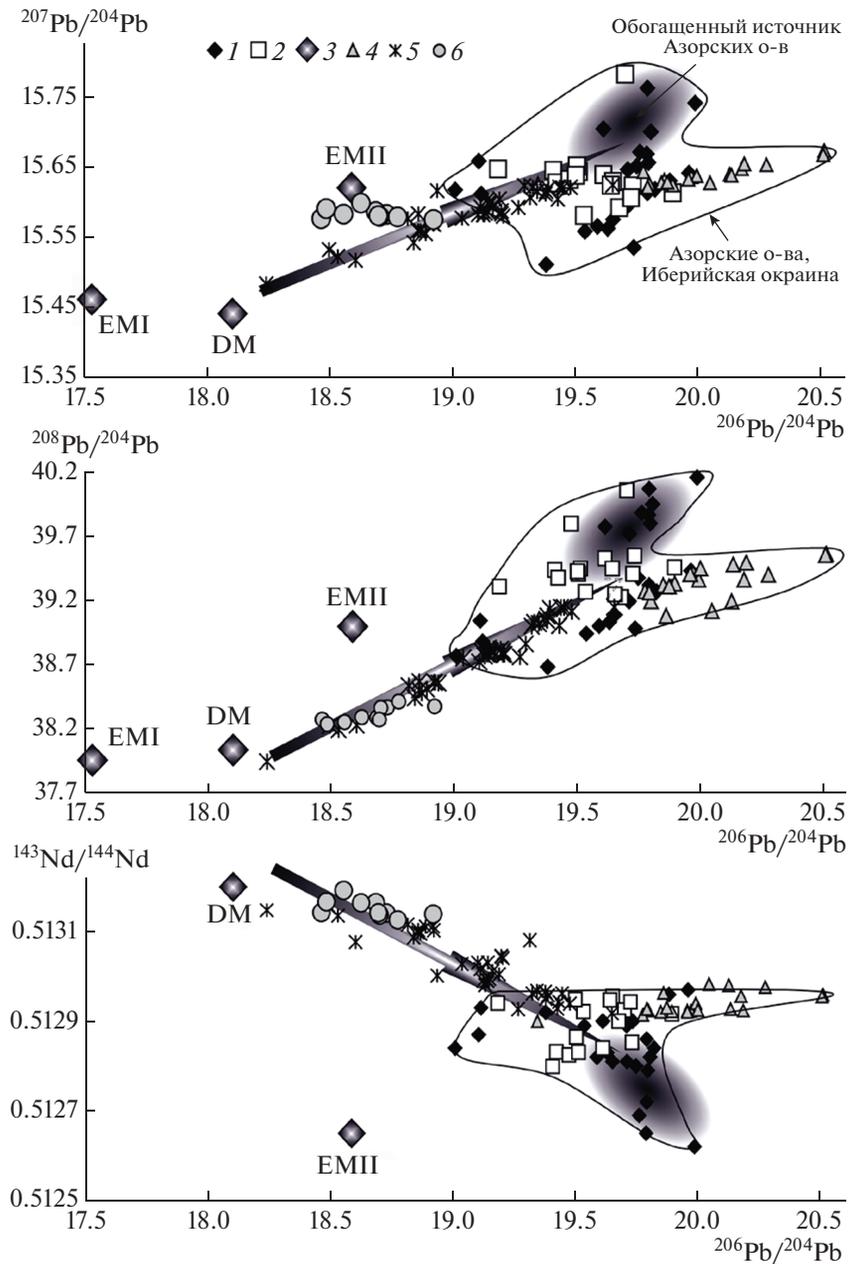


Рис. 10. Вариации изотопного состава Pb, Nd и Sr в магмах скв. DSDP 332В и Иберийской окраины, а также расплавов САХ северной Атлантики. Показаны составы базальтов: (1) Азорских островов (Мигуель, Джорж, Терцейра, Пико, Фаял) по (Turner et al., 1997); (2) Иберийской окраины по (Bernard-Griffiths et al., 1997); (4) острова Джорж по (Millet et al., 2009); (5) стекла района САХ 36°–39° с.ш. (Dosso et al., 1999); (6) составы базальтов скв. 332В, данные табл. 4 (приложение). (3) модельные геохимические мантийные источники (DM, EMI, EMII) по (Armienti, Longo, 2011). Стрелкой показан тренд изменения изотопных составов базальтов, производных смешанных расплавов деплетированного и обогащенного мантийного источника (темное поле) в районе 30°–39° с.ш. САХ.

изотопного обогащения для разных островов (Millet et al., 2009; Madureira et al., 2011; Veier et al., 2012, 2015; Neves et al., 2013), что отражено на рис. 10. Так, для источника расплавов островов Сан Мигуель и Терцейра предполагается примесь осадков (Turner et al., 1997; Bourdon et al., 2005; Elliott et al., 2007). В тоже время изотопный состав осмия базальтов (Widom, Shirey, 1996) указывает

на субхондритовый состав источника магм, который может быть связан с плавлением древней деплетированной субконтинентальной мантии, развитой в пределах Иберийской окраины. Начало магматической активности на Иберийской окраине фиксируется в конце юры – начале мела (146–142 млн лет) на западе Лузитанского бассейна, где наблюдаются мелкие щелочные субвулка-

нические тела монцодиоритов и микрогаббро (Grange et al., 2008; Miranda et al., 2009). Основные породы, ассоциирующие с перидотитами, представленные небольшим объемом базальтов, долеритов и габбро из скважин на Иберийской абиссальной равнине, имеют обогащенный характер (Cornen et al., 1996). Как было установлено, щелочные базальты массива Серра-де-Мончик на атлантическом побережье Португалии и подводной горы Ормонд на северо-восточной оконечности банки Горринж образовались за счет плавления метасоматизированной континентальной мантии (Bernard-Griffiths et al., 1997). При этом существуют специфические отличия магм Иберийской континентальной окраины от обогащенных магм Северной Атлантики (Schärer et al., 2000; Merle et al., 2006; Меланхолина, Сущевская, 2013). Изотопная гетерогенность магматизма островов и подводных гор района 30°–39° с.ш. с участием вещества обогащенных источников: ЕМІ-типа – на подводной горе Годзилла (Geldmacher et al., 2008), НІMU-типа на подводной горе Жозефина и поднятии Тора-Мадейра и ЕМІІ-типа для силла скважины ODP Leg 210 (Hart, Blusztajn 2006), объясняется долговременным развитием мантийного плюма (не менее 100 млн лет, Merle et al., 2009, 2019) или термальной аномалии, которая продуцирует отдельные магматические всплески на очень большой площади, с отдельными вулканическими постройками в районе Азорского поднятия и поднятия Тора (Grange et al., 2010). В целом, щелочной магматизм, проявленный вдоль Атлантического побережья Португалии от мелового до настоящего времени (Merle et al., 2018), формируется при плавлении сублитосферного источника с примесью обогащенной деплетированной океанической мантии (Grange et al., 2010).

Изотопный состав Pb, Sr и Nd магматитов Иберийской окраины близок составам магм Азорского плюма (рис. 10). Примесь обогащенного вещества для мантийного источника толеитов скв. DSDP 332В близка по изотопным характеристикам к геохимическому модельному компоненту ЕМІІ-типа (возможно, НІMU), характерному для щелочных магматитов Азорских островов и Иберийской окраины, но отличается от мантийного источника базальтов острова Сен Джорж (Hildenbrand et al., 2008; Veier et al., 2018). Изотопные характеристики этого обогащенного компонента могут быть определены, в первом приближении, как: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19.5–20; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.55–15.75; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 39.4–40 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0.5128 до 0.5126 (рис. 10). Сходство изотопных характеристик щелочных магм Азорских островов и Иберийской окраины Атлантики может свидетельствовать о том, что в пределах АТС могли сохраниться при раскрытии Атлантики блоки древней литосферы, подобной развитой на Иберийской окраине (Меланхолина, Сущевская, 2013). Когда

началось проявление наземного вулканизма в пределах Азорского трансформного разлома, около 3 млн лет назад, магматизм в пределах формирующейся спрединговой зоны испытывал влияние Азорского плюма, что обусловило смешение астеносферных магм и плюмовых. Но, примесь плюмового вещества была невелика, и в магматизме Азорских островов она ограничена проявлением обогащенного компонента с радиогенным изотопным составом Pb. Вариации литофильных элементов в обогащенных магмах района 37° с.ш. повторяют геохимические характеристики и соотношения элементов, известные для щелочных базальтов Азорских островов. В тоже время, производные океанической мантии – толеитовые расплавы, источник которых относился к ультрадеплетированному (обедненному) литофильными элементами типу, не достигали земной поверхности, а повсеместно смешивались с расплавами обогащенного источника, развитого в районе Азорских островов. Как уже говорилось, толеиты района 37°–39° с.ш. относятся к глубинному типу (ТОР-1), уникальному для современных океанов (Дмитриев и др., 1984). Высокотемпературные первичные расплавы (1350–1320°C) вполне могли стать причиной плавления сохранившихся континентальных блоков при динамической эволюции района сочленения Евро-Азиатской и Африканской плит. Высокотемпературная мантия пересекает солидус на большей глубине и приводит к появлению расплавов с большей степенью плавления (Gale et al., 2014). Последующее фракционирование расплавов происходит нестабильно на различных глубинах без длительного перемешивания магм в условиях долгоживущих очагов, которые часто образуются под хребтом вблизи долгоживущей горячей точки. Помимо обогащения деплетированных расплавов литофильными элементами происходило и увеличение содержания летучих, в первую очередь, воды, что могло сказаться на условиях кристаллизации расплавов. Но, при подъеме магмы и ее дегазации, степень которой, очевидно, была неравномерной, оценить корректно содержание воды в первичных расплавах не представляется возможным.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЗМА РАЙОНОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА, ТРАНСФОРМНОЙ ЗОНЫ И ПЛУМА

Появление горячих точек вблизи рифтовых зон приводит к выплавлению обогащенных литофильными элементами и радиогенными изотопами толеитовых магм, что связано с подтоком обогащенных магм в область генерации толеитов. Азорское плато сформировано за относительно короткий интервал времени 4–10 млн лет вблизи

тройного сочленения плит Евразийской, Африканской и Американской между 37° и 40° с.ш. в результате действия Азорской горячей точки (Adam et al., 2013; Beguelin et al., 2017; Georgen, 2011). Оно достигает 350 км в диаметре и мощности коры 12–14 км, что вдвое превышает мощность типичной океанической коры (Yang et al., 2006). Изотопный состав He, Ne и Os базальтов подтверждает глубинное (плюмовое) происхождение Азорского архипелага (Moreira et al., 2012; Madureira et al., 2005, 2014; Schaefer et al., 2002), в то время как геодинамические данные (отсутствие прогрессивного изменения возраста островов, богатый летучими источниками) противоречат подобной модели (Beier et al., 2015; Neves et al., 2013; Vogt, Jung, 2018).

Полученные геохимические данные, характеризующие толеитовый магматизм района САХ вблизи Азорского тройного сочленения, свидетельствуют, что 3 млн лет назад магматизм уже испытывал на себе воздействие Азорского плюма. Зона Азорского трансформного разлома, по сути, является демаркационной. К югу от нее располагается Центрально-Атлантическая область, в которой проявлен наиболее древний спрединг с возрастом 200 млн лет, а с севера примыкает Иберийско-Ньюфаундлендская область, на севере ограниченная разломом Чарли-Гиббса, отделяющим более горячую Северо-Атлантическую литосферу с возрастом 61–53 млн лет (Мирлин, Сушевская, 1992). Удаленная от влияния плюмов, Иберийско-Ньюфаундлендская провинция характеризуется значительной длительностью предраскольного растяжения континентальной коры (гиперрастяжение) с эксгумацией мантийных пород и последующим остыванием и упрочением литосферы (Nirrengarten et al., 2017), а также крайне ограниченным плавлением в относительно холодной мантии (Mohn et al., 2015). В прилегающей полосе спрединга и развитии коровых нарушений, формировалась тектонизированная океаническая кора. Столь сложная история этой провинции могла сказаться и на развитии ее южной границы, находящейся под влиянием Азорского плюма.

Следует подчеркнуть, что по времени раскрытия океана вся Северная Атлантика является наиболее молодой провинцией и специфика региона 33°–70° с.ш. проявляется как в относительном повышении рельефа дна, так и в аномальном гравитационном поле (Sclater et al., 1975), благодаря термическому влиянию Исландского и Азорского плюмов. Позднее это предположение подтвердилось и характером магматизма САХ, развитого от зоны Азоро-Гиблартарского разлома до Исландии: первичные расплавы отличались от расплавов центральной Атлантики глубиной генерации и степенью плавления (Дмитриев и др., 1984; Klein, Langmuir, 1989; Сушевская и др., 2005). Зона АТС, происхождение которой связано как с

отделением Северной Америки от Европы, так и с закрытием бассейна Тетис в позднем мелу, в своей южной части, вероятно, еще в палеозое заложена на континенте. Изменение скорости и направления раскрытия 60–40 млн лет назад вызвало образование в ее пределах серии второстепенных сбросов, по которым заложилась депрессия, пересекающая главный разлом (Дубинин, 1987). Возникновение в пределах Азорского трансформного разлома серии вулканических построек, возможно связано с подъемом супердеплетированной астеносферной высокотемпературной мантии, подплавляющей на своем пути оставшиеся фрагменты древней литосферы и образующей вблизи АТС горячую точку – Азорский плюм.

Реализация плюмовой активности происходит вблизи Азорского тройного сочленения, где соединяются сегменты САХ и Восточно-Азорского разлома. Около 20 млн лет назад формируется трансформная зона Терцейра, преобразованная в медленноспрединговую зону, в пределах которой формируются молодые вулканы, наибольший возраст которых 8–4 млн лет (Yang et al., 2006). Образование вулканических островов связывают с действием Азорской горячей точки, что подтверждается наличием глубинных сейсмических аномалий и формированием обширного подводного плато (рис. 11а). От своего начального положения 36 млн лет назад, пересечение САХ и Восточно-Азорской разломной зоны, АТС передвинулось на северо-восток до своего современного положения (38.55° N, 30.0° W) с изменением кинематического типа сочленения от хребет–разлом–разлом до хребет–хребет–разлом. Причина перестройки не ясна. Возможно, 53–36 млн лет назад произошло растяжение океанической литосферы, что привело к формированию разлома Терцейра (Yang et al., 2006).

Еще одним примером, где активная магматическая деятельность плюма проявляется вблизи зоны пересечения спредингового хребта с трансформным разломом, является плюм Кергелен (рис. 11б). Активное функционирование плюма Кергелен относят к периоду 120–100 млн лет назад после отделения Индии от единого Австрало-Антарктического материка, которое произошло 130–120 млн лет назад (Лейченков и др., 2014, 2018). В это время была сформирована крупная магматическая провинция и плато Кергелен. После кинематической перестройки, связанной с отделением Австралии от Антарктиды и Индии от Антарктиды, изменилась геометрия спрединговых хребтов. Плюмовая магматическая активность начинается уменьшаться в интервале 84–65 млн лет назад, а процессы растяжения, ориентированные в СВ–ЮЗ направлении, достигают максимума своей интенсивности. Быстрая миграция Индийской плиты к северу, в течение 35–40 млн лет (от 80 до 43 млн лет назад), привела к формированию Во-

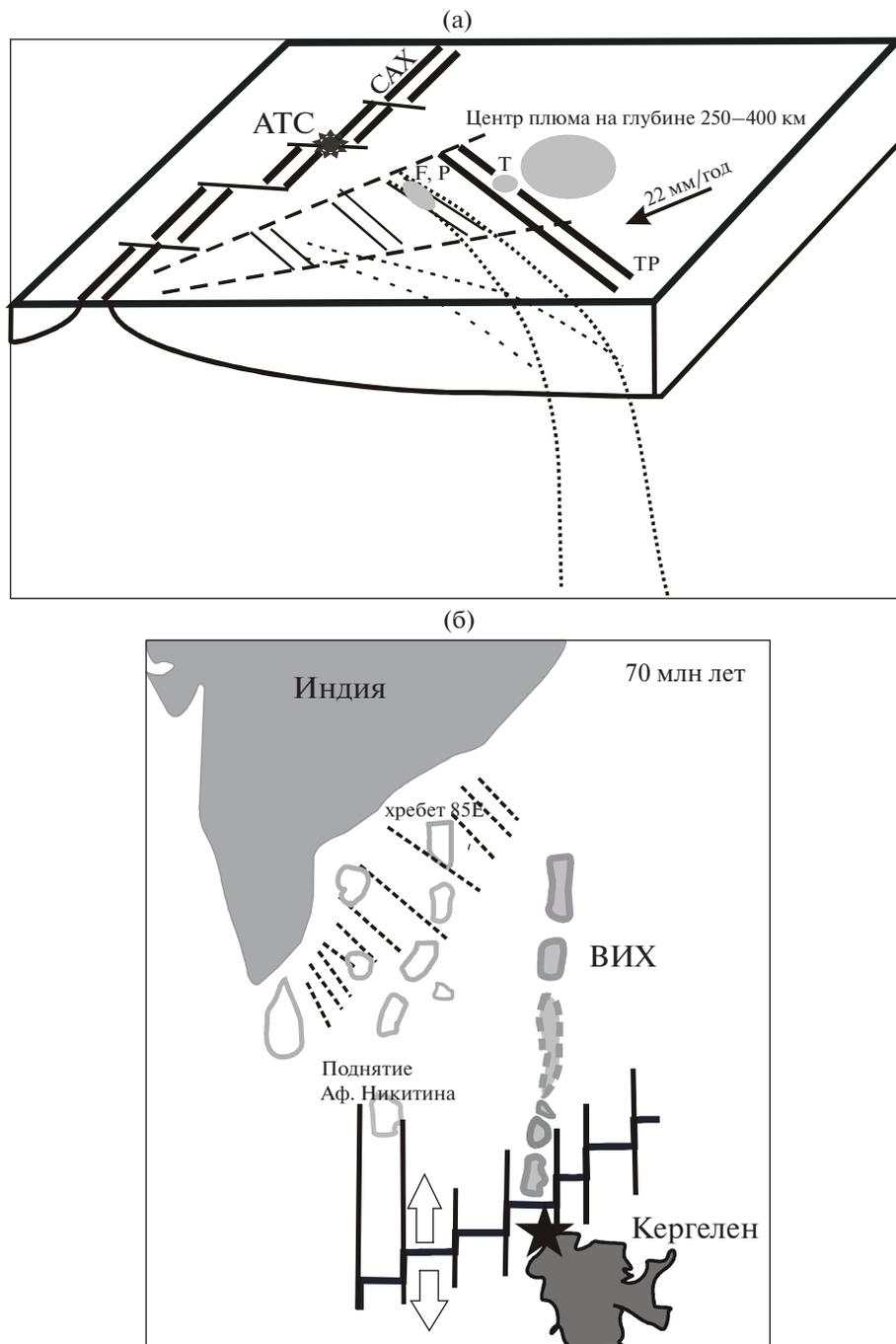


Рис. 11. Схема развития океанических поднятий вблизи трансформных разломов под влиянием плюмов. (а) Развитие Азорского плюма по (Yang et al., 2006). Показано направление движение Африканской плиты, современное положение Азорского тройного сочленения (АТС), Срединно-Атлантического хребта (САХ), островов F, P (Файал, Пико), T (Терсейра) и ТР – рифта Терсейра. (б) Формирование структуры Восточно-Индийского хребта (ВИХ) под воздействием плюма Кергелен. Реконструкция на 70 млн лет назад (Srinivasa Rao, Radhakrishna, 2014). Звездочкой показано положение плюма.

сточно-Индийского хребта (ВИХ) вдоль трансформного разлома субмеридионального простирания, разделяющего литосферу Центрально-Индийской котловины и котловины Вартон, на которой располагалась целая система субпараллельных трансформных разломов (рис. 11б).

Глубоководное бурение на ВИХ показало, что хребет сложен океанической корой. Южная часть хребта имеет возраст 43 млн лет вблизи хребта Брокен (скв. DSDP 258) и 77 млн лет (скв. ODP 758) вблизи северного окончания ВИХ (Krishna et al., 2012). Для того, чтобы сформиро-

валась такая гигантская структура протяженностью около 5 тыс км, как Восточно-Индийский хребет, необходимо выполнение, по крайней мере, трех условий: активного функционирования мантийного плюма в течение длительного периода времени; наличия активного трансформного разлома достаточно большой длины (возможно типа “хребет-дуга”), разделяющего разновозрастные блоки литосферы и обеспечивающего повышенную проницаемость литосферы для миграции магмы; и значительная величина скорости спрединга, позволяющая объяснить столь быструю миграцию Индийской плиты. Возможно, как отмечал К. Кришна с соавторами (Krishna et al., 2012) в процессе аккреции новой коры вблизи мантийного плюма происходила серия перескоков оси спрединга в сторону плюма, что также приводило к изменению длины активного участка трансформного разлома. Выполненный морфоструктурный анализ показал, что в эволюции трансформного разлома большое значение, по видимому, имело интенсивное растяжение, как в широтном, так и меридиональном направлении (Левченко и др., 2014). Избыточный магматизм под действием плюма образует вулканические поднятия, расположенные вдоль древнего трансформного разлома. Их состав – обогащенные толеиты, образованные при участии плюмовых магм плато Кергелен, расположенного вблизи хребта.

В отличие от взаимодействия Азорского плюма и формирующегося рифта, влияние Кергелен-плюма более существенно и происходило в течение более продолжительного интервала времени, что приводило к возрастанию температур плавления в области генерации толеитовых магм, а степень плавления 70–50 млн лет назад достигала уникальных для спрединговых областей величин в 30% (Сушевская и др., 2016). Формирование ВИХ сопровождалось образованием толеитовых магм, источник обогащения которых связан с обогащенными магмами плато Кергелен, постоянно проникающими в зону генерации первичных расплавов под спрединговой зоной. Тогда, как для Азорского плюма, развивающегося на океанической коре, спустя 40 млн лет после раскрытия океана, характерно образование серии вулканических построек с магмами щелочного состава, по своим геохимическим характеристикам, близким к субконтинентальным расплавам, возникшим за счет плавления фрагментов континентальных блоков. В процессе образования щелочных магм происходило их смешение с деплетированными магмами в зоне генерации, но толеитовые расплавы преобладали, а примесь обогащенных щелочных магм была незначительной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые среди оливинов из базальтов скважины DSDP 332В в районе АТС было выявлено два типа, состав которых отличается трендами примесных компонентов (Ni, Co, Ca). Оливины с повышенным содержанием Ni по составу близки оливинам щелочных базальтов Азорских островов (Turner et al., 2017).

Вскрытые скважиной толеитовые магмы (от деплетированных до обогащенных разностей) характеризуются специфичными спектрами распределения литофильных элементов и связаны с обогащенным источником, аналогичным источнику щелочных магм Азорских островов. По изотопным характеристикам (Sr, Nd, Pb) источник магм обогащенных толеитов района АТС и Азорских островов близок источнику щелочных расплавов Иберийской окраины, образованных за счет плавления метасоматизированной континентальной мантии.

В целом, первичные расплавы района АТС генерировались из ультрадеплетированной высокотемпературной океанической гипербазитовой мантии, что могло явиться причиной возникновения Азорского плюма. Астеносферная мантия при подъеме могла вовлекать в процесс плавления отдельные фрагменты литосферной обогащенной мантии, присутствующей в районе трансформной зоны Терсейра, в пределах которой около 8 млн лет назад возникла цепочка вулканических построек. Последующее взаимодействие Азорского плюма и развивающейся спрединговой зоны с возможными перескоками осей спрединга приводило к участию в плавлении фрагментов континентальной литосферы.

Авторы приносят благодарность за внимание к работе Колотова В.П., за подготовку проб к анализу и частичное участие в анализе пород и минералов Лобанову А.Ю., за высококачественный анализ изотопного состава Pb, Nd, Sr Крымского Р.Ш. Авторы очень признательны М. Портнягину за рецензирование рукописи и ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 19-05-00680-а, а также с использованием оборудования, приобретенного за счет средств программы развития МГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сушевская Н.М. (1984) Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана. 27-й МКГ. Геология Мирового океана. М.: Наука, 6(1), 147.
- Дубинин Е.П. (1987) Трансформные разломы океанической литосферы. Геодинамический анализ. Ред. С.И. Ушакова. М.: МГУ. 350 с.

- Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. (1999) История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве. *Российский журнал наук о земле*. **1**(5), 423.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сушевская Н.М. (2013) Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов. *Геотектоника*. (3), 3.
- Колотов В.П., Жилкина А.В., Широкова В.И., Догадкин Н.Н., Громяк И.Н., Догадкин Д.Н., Зыбинский А.М., Тюрин Д.А. (2020) Новый подход к минерализации образцов в открытой системе для анализа геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с улучшенными метрологическими характеристиками. *Журнал Аналитической Химии*. **75**(5), 394.
- Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. (2014) Тектоника восточно-Индийского хребта. *Океанология*. **54**(2), 231.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. (2014) Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики. *Геотектоника*. (1), 8.
- Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. (2018) Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана. *Геотектоника*. (5), 3.
- Меланхолина Е.Н., Сушевская Н.М. (2013) Особенности развития магматизма при формировании пассивных окраин Северной Атлантики. *Геотектоника*. (2), 12.
- Мирлин Е.Г., Сушевская Н.М. (1992) Тектоно-магматическая сегментация срединно-океанских хребтов, мантийный апвеллинг, асимметрия Земли. *Геотектоника*. (2), 3.
- Сушевская Н.М., Черкашов Г.А., Баранов Б.В., Томаки К., Сато Х., Нгуен Х., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И. (2005) Особенности толеитового магматизма в условиях ультрамедленного спрединга на примере хребта Книповича (Северная Атлантика) *Геохимия*. (3), 254.
- Sushchevskaya N.M., Cherkashov G.A., Baranov B.V., Tomaki K., Sato X., Nguen X., Belitsky B.V., Tsekhonina T.I. (2005) "Tholeiitic Magmatism of an Ultraslow Spreading Environment: An Example from the Knipovich Ridge, North Atlantic," *Geochem. Int.* **43**, 222-241.
- Сушевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. (2016) Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика. *Геохимия*. (3), 256.
- Sushchevskaya N.M., Levchenko O.V., Dubinin E.P., Belyatsky B.V. (2016) Ninetyeast Ridge: Magmatism and Geodynamics *Geochem. Int.* **54**(3), 237-256.
- Adam C., Madureira P., Miranda J.M., Lourenco N., Yoshida M., Fitzenz D. (2013) Mantle dynamics and characteristics of the Azores plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.* **362**, 258-271.
- Almeev R.R., Holtz F., Koepeke J., Parat F., Botcharnikov R.E. (2007) The effect of H₂O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa. *American Mineralogist*. **92**(4), 670-674.
- Almeev R.R., Holtz F., Koepeke J., Parat F. (2012) Experimental calibration of the effect of H₂O on plagioclase crystallization in basaltic melt at 200 MPa. *American Mineralogist*. **97**(7), 1234-1240.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Y., Barmina G.S., Nielsen R.L. (1993) COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes. *Computers & Geosciences* **19**(8), 1155-1170.
- Armienti P., Longo P. (2011) Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space. *Intern. J. Geosci.* **2**, 231-239.
- Asimow P.D., Dixon J.E., Langmuir C.H. (2004) A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **5**, Q01E16. <https://doi.org/10.1029/2003GC000568>
- Aumento F., Kempe D.R.C. (1977) Geochemistry, normative mineralogy, and differentiation trends of basalt glasses. In: Initial Reports of DSDP 37: Washington (U.S. Government Printing Office), 729.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. (1991) High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral Petrol.* **107**, 27-40. <https://doi.org/10.1007/BF00311183>
- Beguelin P., Bizimis M., Beier C., Turner S. (2017) Rift-plume interaction reveals multiple generations of recycled oceanic crust in Azores lavas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **218**, 132-152.
- Beier C., Haase K.M., Abouchami W., Krienitz M.-S., Hauff F. (2008) Magma genesis by rifting of oceanic lithosphere above anomalous mantle: Terceira Rift, Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **9**(12), Q12013. <https://doi.org/10.1029/2008GC002112>
- Beier C., Turner S.P., Plank T., White W. (2010) A preliminary assessment of the symmetry of source composition and melting dynamics across the Azores plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **11**(1), Q02004. <https://doi.org/10.1029/2009GC002833>
- Beier C., Haase K.M., Turner S.P. (2012) Conditions of melting beneath the Azores. *Lithos*. **144-145**, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.019>
- Beier C., Haase K.M., Abouchami W. (2015) Geochemical and geochronological constraints on the evolution of the Azores Plateau. in: Neal C.R., Sager W.W., Sano T., Erba E. (eds.) *The Origin, Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces. Geological Society of America Special Paper*. **511**, 27-55. [https://doi.org/10.1130/2015.2511\(02\)](https://doi.org/10.1130/2015.2511(02))
- Beier C., Haase K.M., Brandl Ph.A. (2018) Melting and mantle sources in the Azores. In *Volcanoes of the Azores. Active volcanoes of the world*. Kueppers U., Beier C. (eds.) https://doi.org/10.1007/978-3-642-32226-6_11
- Bernard-Griffiths J., Gruau G., Cornen G., Azambre B., Macu J. (1997) Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde complexes. *J. Petrol.* **38**, 115. <https://doi.org/10.1093/петрол/38.1.115>
- Bourdon B., Turner S.P., Ribe N.M. (2005) Partial melting and upwelling rates beneath the Azores from a U-series isotope perspective. *Earth Planet. Sci. Lett.* **239**, 42-56. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.08.008>
- Cornen G., Beslier M.O., Girardeau J. (1996) Petrology of the mafic rocks cored in the Iberia Abyssal Plain. In: Proc. ODP. Sci. Results, Vol. 149: College Station, TX (Ocean

- Drilling Program), (Eds.): Whitmarsh R.B., Sawyer D.S., Klaus A., Masson D.G., 449.
- Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. (2014) Aluminium-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces. *Chem. Geol.* **368**, 1-10.
- Dalton C.A., Langmuir C.H., Gale A. (2014) Geophysical and geochemical evidence for deep temperature variations beneath Mid-Ocean Ridges. *Science*. **344**(6179), 80-83. <https://doi.org/10.1126/science.1249466>
- Davies D.R., Goes S., Sambridge M. (2015) On the relationship between volcanic hotspot locations, the reconstructed eruption sites of large igneous provinces and deep mantle seismic structure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **411**, 121-130.
- Dmitriev L.V. (1977) Petrochemistry of basalts and plutonic rocks, leg 37, Deep Sea Drilling Project. In: Initial Reports of DSDP 37. Washington (U.S. Government Printing Office), 681.
- Dmitriev L.V., Sobolev A.V., Sushchevskaya N.M., Zapunny S.A. (1985) Abyssal glasses, petrological mapping of the oceanic floor and "Geochemical Leg". In: (Eds.) Bougault S.C., Cande S.C. et al. Initial Reports DSDP 82. Washington (U.S. Govt. Printing Office), 509.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir Ch., Bollinger C., Bonnier O. l Etoubleau J. (1999) The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41° N). *Earth Planet. Sci. Lett.* **170**, 269.
- Elliot T., Blichert-Toft J., Heumann A., Koetsier G., Forjaz V. (2007) The origin of enriched beneath São Miguel, Azores. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **71**, 219-240.
- Gale A., Langmuir C.H., Dalton C.A. (2014) The global systematics of ocean ridge basalts and their origin. *J. Petrol.* **55**(6), 1051-1082. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu017>
- Geldmacher J., Hoernle K., Klügel A., van den Bogaard P., Bindeman I. (2008) Geochemistry of a new enriched mantle type locality in the northern hemisphere: implications for the origin of the EM-I source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **265**, 167-182.
- Gente P., Dyment J., Maia M., Goslin J. (2003) Interaction between the Mid-Atlantic ridge and the Azores hotspot during the last 85 Myr: emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **4**(10), Q8514.
- Georgen J.E. (2011) Lithospheric control on the spatial pattern of Azores hotspot seafloor anomalies: constraints from a model of plume-triple junction interaction. *Geophys. Res. Letters*. **38**, L19305.
- Grange M., Schorer U., Cornen G., Girardeau J. (2008). First alkaline magmatism during Iberia–Newfoundland rifting. *Terra Nova*. **20**(6), 494-503.
- Grange M., Scharer U., Merle R., Girardeau J., Cornen G. (2010) Plume – lithosphere interaction during migration of Cretaceous alkaline magmatism in SW Portugal: evidence from U-Pb ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *J. Petrol.* **51**(3), 1143-1170.
- Hart S.R., Blusztajn J. (2006) Age and geochemistry of the mafic sills, ODPsite 1276, Newfoundland margin. *Chem. Geol.* **235**(3–4), 222-237.
- Hildenbrand A., Madureira P., Marques F.O., Cruz I., Henry B., Silva P. (2008) Multi-stage evolution of a sub-aerial volcanic ridge over the last 1.3 Myr: S.Jorge Island, Azores Triple Junction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, 289-298.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. **385**, 219.
- Hofmann A.W. (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on Geochemistry*. **2**, 61-101.
- Hofmann A.W., White W.M. (1982) Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 421.
- Humphreys E.R., Niu Y.L. (2009) On the composition of ocean island basalts (OIB): the effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*. **112**(1–2), 118-136.
- Initial Reports of DSDP: Leg 37 cruise synthesis. 1977. 37. Washington (U.S. Government Printing Office).
- Ito G., Lin J., Graham D. (2003) Observational and theoretical studies of the dynamics of plume–mid-ocean ridge interaction. *Reviews of Geophysics*. **41**(4), 1017.
- Jenner F.E., Arculus R.J., Mavrogenes J.A., Dyriw N.J., Nebel O., Hauri E.H. (2012) Analysis of 60 elements in 616ocean floor basaltic glasses. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. **13**(1), 1.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1989) Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: a reply. *J. Geophys. Res.* **94**, 4241.
- Krause D.C., Watkins N.D. (1970) North Atlantic crustal genesis, in the vicinity of the Azores. *Geophys. L R. Astr. Soc.* **19**, 261.
- Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W., Pringle M.S., Frey F., Gopala Rao D., Levchenko O.V. (2012) Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge. *J. Geophys. Res.* **117**, B04101.
- Litasov K. Ohtani E., Langenhorst F., Yurimoto H., Kubo T., Kondo T. (2003) Water solubility in Mg-perovskites and water storage capacity in the lower mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **211**(1–2), 189-203.
- Madureira P., Moreira M., Mata J., Allegre C.J. (2005) Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planetary Sci. Lett.* **233**, 429-440.
- Madureira P., Mata J., Mattielli N., Queiroz G., Silva P. (2011) Mantle source heterogeneity, magma generation and magmatic evolution at Teceira Island (Azores archipelago): constraints from elemental and isotopic (Sr, Nd, Hf and Pb) data. *Lithos* **126**, 402-418.
- Madureira P., Moreira M., Mata J., Nunes J.C., Gautheron C., Lourenco N., Caralho R., Abreu M.P. (2014) Helium isotope systematics in the vicinity of the Azores triple junction: constraints on the Azores geodynamics. *Chem. Geol.* **372**, 62-71.
- Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R., Detrick R.S., Collins J.A. (2000) Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35° N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **175**(1–2), 55-67.
- McDonough W., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**(3–4), 223-253.
- Merle R., Scharer U., Girardeau J., Cornen G. (2006) Cretaceous seamounts along the continent-ocean transition of the Iberian margin: U-Pb ages and Pb–Sr–Hf isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **70**, 4950-4976.

- Merle R., Jourdan F., Marzoli A., Renne P.R., Grange M., Girardeau J. (2009) Evidence of multi-phase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Tore-Madeira Rise and neighbouring seamounts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *J. Geological Society, London*. **166**, 879-894.
- Merle R., Jourdan F., Girardeau J. (2018) Geochronology of the Tore-Madeira Rise seamounts and surrounding areas: a review. *Australian J. Earth Sciences*. **65**, 591-605.
- Merle R.E., Jourdan F., Chiaradia M., Olierook H.K.H., Manatschal G. (2019) Origin of widespread Cretaceous alkaline magmatism in the Central Atlantic: a single melting anomaly? *Lithos*. **342–343**, 480-498.
- Michael W., Stracke A., Beier C., Salters V.J.M. (2020) Constraints on mantle evolution from Ce–Nd–Hf isotope systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **272**, 36-53.
- Millet M.-A., Doucelance R., Baker J., Schiano P. (2009) Reconsidering the origins of isotopic variations in Ocean Island Basalts: Insights from fine-scale study of São Jorge Island, Azores archipelago. *Chem. Geol.* **265**, 289-302.
- Miranda R., Valadares V., Terrinha P., Mata J., Azevedo M.R., Gaspar M., Kullberg J.C., Ribeiro C. (2009) Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the Iberian Margin. *Cretaceous Research*. **30**, 575-586.
- Mohn G., Karner G.D., Manatschal G., Johnson C.A. (2015) Structural and stratigraphic evolution of the Iberia–Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. In: Gibson G.M., Roure F., Manatschal G. (eds.) *Geol. Soc. (Lond.) Spec. Publ.* **413**, 53-91.
- Moreira M., Kanzari A., Madureira P. (2012) Helium and neon isotopes in Sao Miguel island basalts, Azores Archipelago: new constraints on the “low ^3He ” hotspot origin. *Chem. Geol.* **322–323**, 91-98.
- Neves M.C., Miranda J.M., Luis J.F. (2013) The role of lithospheric processes on the development of linear volcanic ridges in the Azores. *Tectonophysics*. **608**, 376-388.
- Niu Y., O'Hara M.J. (2003) Origin of ocean island basalts; a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *J. Geophys. Research*. **108**(B4).
- Nirrengarten M., Manatschal G., Tugend J., Kuszniir N., Sauter D. (2017) Kinematic evolution of the Southern North Atlantic: implications for the formation of hyperextended rift systems. *Tectonics*. **37**, 89-118.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Smirnova M.D., Lapin A.V., Shcherbakov V.D. (2018) Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **173**(7), 55.
- Schärer U., Girardeau J., Cornen G., Boillot G. (2000) 138–121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamic implications. *Earth and Planetary Sci. Lett.* **181**, 555-572.
- Schaefer B.F., Turner S., Parkinson I., Rogers N., Hawkesworth C. (2002) Evidence for recycled Archaean oceanic mantle lithosphere in the Azores plume. *Nature*. **420**, 304-307.
- Schilling J.-G. (1991) Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. *Nature*. **352**, 397-403.
- Schilling J.G., Thompson G., Kinzley R., Humphris S.E. (1985) Hotspot-migrating ridge interaction in South Atlantic: geochemical evidence. *Nature*. **313**(5999), 187-191.
- Sclater J.G., Lawver L.A., Parsons B. (1975) Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implication for the thickness of the lithospheric plate. *J. Geophys. Res.* **88**, 1031.
- Sigurðsson H., Schilling J.-G. (1976) Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: chemistry and occurrence. *Earth Planet. Sci. Lett.* **29**, 7-20.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V. (1989) Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals. Abstracts IGC. Washington D.C., P. 147.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung S., Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M.O., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Kerr A.C., Krivolutsкая N.A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I.A., Sushchevskaya N.M., Teklay M. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*. **316**, 412.
- Srinivasa Rao, Radhakrishna M. (2014) Crustal structure and nature of emplacement of the 85E Ridge in the Mahanadi offshore based on constrained potential field modeling: Implications for intraplate plume emplaced volcanism. *J. Asian Earth Sciences*. **85**, 80-96.
- Stracke A. (2012) Earth's heterogeneous mantle: a product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chem. Geol.* **330–331**, 274-299.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., King P. (1997) U-Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores. *Chem. Geol.* **139**(1–4), 145-164.
- Turner M., Turner S., Mironov N., Portnyagin M., Hornle K. (2017) Can magmatic water contents be estimated from clinopyroxene phenocrysts in some lavas? A case study with implications for the origin of the Azores Islands. *Chem. Geol.* **466**, 436-445.
- Vogt P.R., Jung W.-Y. (2018) The “Azores geosyncline” and plate tectonics: research history, synthesis, and unsolved puzzles. in: *Volcanoes of the Azores, Active Volcanoes of the World*, Kueppers U., Beier C. (eds.) 27-77.
- Yang T., Shen Y., van der Leeb S., Solomon S.C., Hung Sh.-H. (2006) Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* **250**, 11-26.
- White W.M. (2010) Oceanic island basalts and mantle plumes: the geochemical perspective. *Annual Review of Earth Planet. Sci. Lett.* **38**, 133-160.
- Widom E., Shirey S.B. (1996) Os isotope systematics in the Azores: implications for mantle plume sources. *Earth Planet. Sci. Lett.* **142** (3–4), 451-465.
- Willig M., Stracke A., Beier C., Salters V.J.M. (2020) Constraints on mantle evolution from Ce–Nd–Hf isotope systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **272**, 36-53.