

УДК 550.41

ХРЕБЕТ ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА) — ОСТАНЕЦ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ?

© 2024 г. Н. М. Сущевская^{a, *}, Г. Л. Лейченков^{b, c, **}, Б. В. Беляцкий^{d, ***},
Д. А. Агапитова^b

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

^bВсероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана им. И.С. Грамберга,
Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121 Россия

^cСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^dВсероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, ФГБУ “Институт Карпинского”,
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: nadyas@geokhi.ru

**e-mail: german_l@mail.ru

***e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Поступила в редакцию 08.06.2024 г.

После доработки 01.08.2024 г.

Принята к публикации 09.08.2024 г.

В результате исследования магматических пород базальт-андезитового ряда, драгированных на хребте Шака в Южной Атлантике, установлено, что они отличаются от базальтов СОХ и океанических островов и имеют сопоставимый с проявлениями мантийного плюма Кару-Мод в центральной Гондване возраст: 183.8 ± 2.2 млн лет. Геохимические и Sr-Nd-Pb изотопно-геохимические особенности изученных магматических пород указывают на их сходство с юрскими базитовыми комплексами провинции Феррар в Антарктиде и Фолклендских островов, которые сформировались в результате внедрения плюма Кару-Мод и под воздействием палеотихоокеанской субдукции. Поступление обломочного материала в район исследований за счет ледового разноса признано маловероятным. На основании выполненных исследований сделан вывод — хребет Шака представляет собой континентальный блок, перемещенный в раннемеловое-раннемиоценовое время при раскрытии Южной Атлантики вдоль протяженного трансформного разлома от континентальной окраины Африки в современное положение в область тройного сочленения Буве.

Ключевые слова: Южная Атлантика, срединно-океанический хребет, трансформные разломы, хребет Шака, мантийный плюм, горячая точка, континентальная кора, геохимия, геохронология

DOI: 10.31857/S0016752524120034, EDN: IDSHOR

ВВЕДЕНИЕ

Формирование южной части Атлантического океана началось 130 млн лет назад в результате распада Западной Гондваны под влиянием мантийных плюмов с разделением Африки, Южной Америки и Антарктиды (Dalziel et al., 2000; Elliot, Fleming, 2000; Лейченков и др., 2003; Leitchenkov et al., 2008). Процесс разрастания морского дна характеризовался сложной геодинамикой, определяемой возникновением протяженных трансформных разломов и тройных сочленений, перескоками

осей спрединга, отделением микроконтинетов, а также воздействием горячих точек и появлением многочисленных вулканических поднятий и плато (Дубинин и др., 2024). Этот район Мирового океана является наименее изученным, и многие этапы раскрытия Атлантики, а также роль мантийных плюмов в строении и эволюции ее литосферы остаются до сих пор неясными.

Сформировавшаяся структура океанической коры южной части Атлантического океана и примыкающего к ней Индийского океана

включает в себя медленноспрединговые хребты: Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Срединно-Атлантический хребет (САХ) и Америко-Антарктический хребет (ААХ), сходящиеся в районе тройного сочленения Буве (ТСБ) (рис. 1). Их сложная многоэтапная эволюция имеет свои особенности для каждого из указанных хребтов, которые проявлялись в динамике движения плит, темпах разрастания коры и магматизме (Cannat et al., 2003, 2008; Сушевская и др., 2016; Дубинин и др., 2024).

Западное окончание Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), к которому принадлежит трансформный разлом и хребет Шака, отличается ультрамедленным спредингом со скоростью раскрытия 1.5–1.6 см/год. Трансформный разлом Шака находится на границе двух областей западного окончания ЮЗИХ, к востоку от него сформировалась область хребта, практически лишенная вулканических поднятий. Хребет Шака расположен в северо-западном борту одноименного трансформного разлома (рис. 1), смещающего ЮЗИХ в юго-западном направлении почти на 100 км. Хребет имеет длину около 300 км, ширину от 8 до 12 км и высоту над окружающим дном океана более 1000 м. По своей морфологии он похож на хребет Агульяс, который развит на северо-западной сто-

роне протяженного палеотрансформного разлома Агульяс (Uenzelmann-Neben, Gohl, 2004; рис. 1).

Первые исследования морского дна, сопровождаемые отбором образцов каменного материала, юго-восточной части Атлантического океана в районе ЮЗИХ и смещающих его трансформных разломов, включая долину трансформного разлома Шака, были выполнены в 1980 году Океанографическим институтом Вудс-Хола (WHOI, Вудс-Хол, США) и Университетом Кейп-Тауна (рис. 1; Le Roex et al., 1983). Коллекция образцов океанического дна, общей массой около 450 кг, включала преимущественно афировые и плагиофировые обедненные базальты океанических хребтов (Le Roex et al., 1983). В 2001–2003 г.г. Океанографический институт продолжил изучение Южной Атлантики (многолучевое эхолотирование и отбор образцов, рис. 1), в результате которого было установлено, что северный фланг зоны разлома Шака перекрыт рядом реликтовых вулканических конусов. Находка расслоенных отложений пеплового потока и лапилевых туфов (Lin et al., 2003) при драгировании одного из этих конусов, а также наличие отрицательной остаточной мантийной гравитационной аномалии в редукции Буве к востоку от острова Буве (спутниковая альтиметрия), позволили высказать предположение о формировании хребта Шака в результате взаимодействия

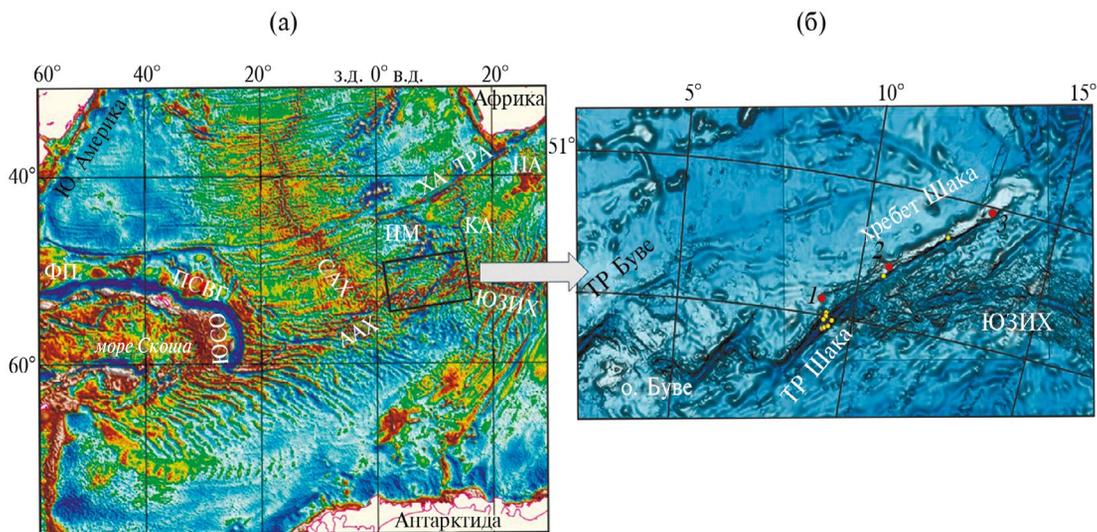


Рис. 1. Район работ НИС «Академик Федоров» 2016 г. в пределах хребта Шака.

(а) Поле силы тяжести (редукция в свободном воздухе) южной части Атлантического океана (данные альтиметрии, Sandwell et al., 2014). Рамкой показан район исследований.

ААХ — Америко-Антарктический хребет; КА — котловина Агульяс, ПА — плато Агульяс, ПМ — поднятие Метеор, ПСВГ — поднятие Северо-Восточная Георгия, САХ — Срединно-Атлантический хребет, ХА — хребет Агульяс, ТРА — трансформный разлом Агульяс, ФП — Фолклендское плато, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет, ЮСО — Южные Сэндвичевы острова.

(б) Батиметрия района хребта Шака (Summary of recommendations..., 2019 с дополнениями). Красными точками показаны номера станций драгирования 2016 г. Желтыми точками показаны пункты драгирования Океанографического института Вудс-Хола, выполненные в 1982 (в южной части ТР Шака) и 2001 г. (в центральной части хребта Шака). ТР — трансформный разлом, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет.

мигрирующей горячей точки Буве с трансформным разломом Шака (Lin et al., 2003; Georgen et al., 2001).

В марте 2016 г. было выполнено драгирование хребта Шака на трех станциях и многолучевое эхолотирование в его юго-западной части. Работы выполнялись специалистами ФГБУ «ВНИИОкеангеология» на научно-экспедиционном судне «Академик Федоров» в рамках договора между Норвежским Нефтяным Директоратом (NPD) и ОАО «ГНИНГИ» по программе расширения внешней границы континентального шельфа Норвежских территорий в соответствии со статьей 76 «Конвенции ООН по морскому праву» (Summary of recommendations..., 2019). Норвежская сторона любезно предоставила часть собранного за время экспедиции донно-каменного материала российской стороне для дальнейших научных исследований.

По мнению норвежских специалистов, поднятые образцы горных пород, как ожидаемые магматические породы, так и экзотические для океана — граниты, гнейсы, алевриты и др., попали на океаническое дно из Антарктики или островов окружающих море Скоша за счет ледового разноса, и только единичные образцы базальтов можно связать с магматизмом хребта Шака, обусловленным проявлением (следом) горячей точки Буве (Brekke et al., 2016; Summary of recommendations..., 2019).

Основной целью настоящего исследования является оценка геохимического характера базальтового магматизма хребта Шака и возраста его вулканоплутонической активности.

ДРАГИРОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате проведенного в рейсе НЭС «Академик Федоров» 2016 года драгирования склонов хребта Шака на трех станциях было поднято около 700 кг донно-каменного материала, представленного обломками пород различного состава и разной степени окатанности, размером от 5 до 80 см. Драгирование на станциях 2 и 3 выполнялось вверх по падению юго-восточного склона хребта Шака, имеющего углы 12–20°, а на станции 1 — на локальной возвышенности в пределах платообразного участка хребта. При этом на станциях 2 и 3 поднято примерно равное по весу количество материала: 297 кг (9 образцов) и 366 кг (64 образца), соответственно, а на станции 1, наиболее близкой к поднятию Буве, всего 36 кг (15 образцов). Результаты визуального анализа свидетельствуют, что из всех поднятых образцов горных пород около 44% являются полуокатанными, 40% — полуугло-

ватыми, 10% — угловатыми и 6% — окатанными, при этом какой-либо корреляции степени окатанности с составом пород не установлено. Вес образцов варьирует от сотен грамм до 50–70 кг (Summary of recommendations..., 2019). На станции 1 (южное подножие локальной возвышенности на ЮЗ оконечности хребта Шака) среди драгированного материала преобладают туфы и базальтоиды, но присутствуют также (по одному образцу) окатанные валуны гнейса, гранита и известняка; на станции 2 (на восточном склоне локальной возвышенности в южной части хребта Шака) поднято 6 образцов базальта и долерита и 3 образца осадочных пород; а на станции 3 около 56% поднятого материала представлено базальтами, долеритами и габбро, в том числе апобазальтоидными кристаллическими сланцами (35 образцов), 39% — гнейсами, гранитами (преимущественно) и осадочными породами (25 образцов), и 5% — вулканическим шлаком (4 образца). Первично магматические породы мафического состава с содержанием SiO₂ менее 54% представлены всего 15 образцами из 36 изученных (табл. S1; дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи).

Для геохимической характеристики базальтового магматизма хребта Шака и оценки возможной его генетической связи с горячей точкой Буве (в настоящее время фиксируемой в районе ТСБ) нами было отобрано 11 образцов (вся коллекция составляет 88 образцов) наименее измененных интрузивных (габбро-долериты, диориты, гранодиориты) и эффузивных (от базальтов до дацитов и риолитов) пород со всех трех станций драгирования (табл. 1). Результаты анализов по составам главных компонентов и литофильных элементов, выполненных методами XRF (ГЕОХИ РАН), дополнены данными, полученными норвежскими коллегами (см. электронное приложение, табл. S1) при анализе всех 36 образцов магматических пород (анализ выполнен методом ИСП-МС при сплавлении растертой пробы с тетраборатом лития, контроль воспроизведения результатов анализа по составу BCR-2 — не превышает 1–2%, за исключением MnO ~9%, геол. факультет, университет Бергена, Норвегия).

Определение состава базальтов методом XRF

Валовые составы базальтов (табл. 1) определены методом XRF в ГЕОХИ РАН на рентгеноспектральном флуоресцентном спектрометре AXIOS Advanced (PANalytical B.V.). Прибор оснащен рентгеновской трубкой с Rh анодом, мощностью 3кВт сканирующим каналом с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством. Пробы для анализа были изготовлены путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш

Таблица 1. Составы образцов драгированных пород на хребте Шака

Элементы, мас.%	Номера образцов										
	FB-1-1-14 (вулканический туф дацитового состава)	FB-1-1-5 (вулканический туф дацитового состава)	FB-2-3-4 (дацит)	FB-2-3-3 (риодацит)	FB-3-1-1 (долерит)	FB-3-2-23 (оливиновый базальт)	FB-3-2-28 (апобазальтовый кристаллосланец)	FB-3-2-33 (афировый андезито- базальт)	FB-3-2-44 (риолит)	FB-3-2-57 (хлоритиз. базальт)	FB-3-2-58 (базальт)
SiO ₂	64.53	63.75	66.46	72.06	55.271	55.176	61.314	61.766	78.82	48.109	44.961
TiO ₂	0.863	0.784	0.724	0.164	1.808	0.758	0.847	0.766	0.249	0.923	1.609
Al ₂ O ₃	14.81	14.33	16.29	16.87	13.279	18.571	18.87	17.634	13.1	11.439	13.044
Fe ₂ O ₃	6.64	6.22	4.66	1.43	15.522	7.887	6.1	5.744	1.35	16.189	11.366
MnO	0.124	0.118	0.046	0.025	0.166	0.139	0.032	0.102	0.021	0.193	0.177
MgO	0.75	0.61	1.39	0.32	2.532	4.4	1.288	1.86	0.1	6.934	11.589
CaO	4.48	4.59	1.02	0.16	6.926	9.084	0.249	1.198	0.81	10.183	6.343
Na ₂ O	4.21	4.39	1.87	1.68	2.578	2.655	1.345	1.777	4.4	1.827	3.576
K ₂ O	1.75	1.64	3.17	4.76	1.455	0.552	3.44	3.07	0.48	1.517	0.001
P ₂ O ₅	0.17	0.153	0.158	0.042	0.218	0.096	0.14	0.16	0.043	0.1	0.132
п.п.п.	1.52	3.24	4.05	2.3	0	0.52	6.18	5.68	0.55	2.38	6.99
сумма	99.847	99.825	99.838	99.811	99.755	99.838	99.805	99.757	99.923	99.794	99.788

исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связывающего вещества полистирола в соотношении 5:1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании.

Определение изотопного состава Sr, Nd и Pb

Изотопный состав Sr, Nd и Pb пород драгированных образцов определялся в Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского» (С.-Петербург, табл. 2). 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. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера (^{84}Rb - ^{87}Sr , ^{149}Sm - ^{150}Nd). Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON TI (Thermo Scientific) в статическом режиме 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). Погрешность соответствующего изотопного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2s, abs) или процентах (2s, %).

Методика определения возраста

Для датирования было выбрано 8 наименее измененных образцов, которые характеризовались исходно угловатой формой, отражающей минимальное участие в поверхностном разное (денудация, ледовый разнос). Все отобранные образцы имеют типично магматическую текстуру, минеральный и химический состав, соответствующий габбро-долеритам со среднезернистой массивной текстурой, образованной выделениями плагиоклаза размером до 1.5 мм (до 40% по объему породы) и пироксена до 2 мм (до 60%). В некоторых образцах присутствуют отдельные зерна оливина, а также отмечается частичная хлоритизация и поверхностное ожелезнение при взаимодействии с морской водой.

Предварительный поиск минералов-геохронометров производился на сканирующем электронном микроскопе (CamScan MX2500S, Oxford Instruments, Англия) по серии прозрачно-полированных шлифов с идентификацией минеральных

выделений крупнее 1 мкм по пику циркония (бадделейт, циркон). В трех образцах были обнаружены мелкие (от 5 до 10 мкм) выделения циркона, титанина, апатита и бадделейта, и только в двух изученных образцах бадделейт оказался достаточно крупным для последующего выполнения локального уран-свинцового анализа на вторично-ионном микрозонде (SHRIMP-IIe). Концентрирование и выделение фракции бадделейта производилось гидросепарацией на вибростоле (Holman-Wilfley 800) из предварительно измельченной и растертой до 100–200 мкм (истиратель ЛДИ-65) фракции навески образца 100 г по оригинальной методике (аттестованная методика предприятия ФГБУ «Институт Карпинского» №106/2018). В результате сепарации было выделено из каждого образца от 30 до 50 единичных зерен бадделейта или их обломков, и смонтированы в микропрепарат из эпоксидной смолы вместе с международными геохронологическими стандартами «бадделейт Палабора» и циркон 91500. Для выбора участков (точек) для датирования на поверхности зерен использовались как оптические изображения (в проходящем и отраженном свете), так и в обратно отраженных электронах и катодо-люминесцентные, отражающие внутреннюю структуру и зональность бадделейта (накопленные на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S).

Дальнейший локальный U-Pb изотопный анализ бадделейта производился на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-IIe (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II with multicollector) в Центре изотопных исследований во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П.Карпинского (Санкт-Петербург) по методике, описанной ранее в (Родионов и др., 2009; Rodionov et al., 2012). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, пучок фокусировался так, чтобы диаметр пятна (кратера) составлял не более 30 мкм. U-Pb изотопные отношения нормализовались по величине 0.37652, приписанной стандарту «бадделейт Палабора», что соответствует возрасту 2060 млн лет (Heaman, 2009). Концентрации ^{238}U и ^{232}Th в измеренных зернах бадделейта оценивались относительно стандарта циркона 91500 с концентрацией урана 81.2 мкг/г. Поскольку бадделейт относится к минералам с пониженным Th/U отношением, коррекция на содержание нерадиогенного свинца производилась по измеренному сигналу 208 изотопа Pb (^{208}Pb -метод коррекции, Hinthorne et al., 1979; Compston, et al., 1984).

Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) в таблице уран-свинцовых данных (см. электронное приложение, табл. S2) приводят-

Таблица 2. Содержания и изотопные отношения Sr, Nd и Pb в долеритах хр. Шаки

Образец	Вес, г	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2 σ %	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 σ %	2 σ abs.
FB 3-1-1	0.12084	54.1	146	1.07211	0.177	0.712765	0.0015	0.000011
FB 3-2-23	0.10686	12.7	197	0.18761	0.120	0.703891	0.0007	0.000005
FB 3-2-58	0.10160	0.855	83.4	0.02966	0.116	0.705153	0.0015	0.000010
Образец	Вес, г	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ %	2 σ abs.
FB 3-1-1	0.12084	5.88	24.1	0.14704	0.330	0.512390	0.0004	0.000002
FB 3-2-23	0.10686	2.20	7.65	0.17380	0.121	0.512944	0.0006	0.000003
FB 3-2-58	0.10160	3.78	10.8	0.21172	0.149	0.513093	0.0006	0.000003
Образец	Вес, г	I ^{206}Pb mV	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.
FB 3-1-1	0.12084	7136	18.9213	0.0005	15.6571	0.0006	38.8084	0.0021
FB 3-2-23	0.10686	2671	18.6162	0.0008	15.5923	0.0009	38.5665	0.0027
FB 3-2-58	0.10160	2121	18.6092	0.0007	15.5788	0.0007	38.4773	0.0018

Изотопные значения, пересчитанные на возраст излияния 180 млн лет

Образец	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{180}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{180}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{180}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{180}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{180}$
FB 3-1-1	н.о.	н.о.	18.6090	15.6416	38.3953
FB 3-2-23	0.703411	0.512739	18.3858	15.5809	38.2931
FB 3-2-58	0.705077	0.512843	18.4904	15.5729	38.3503

ся на уровне одной сигмы, а погрешность вычисленных конкордантных возрастов на уровне двух сигм (95% доверительный интервал). Обработка результатов измерений («сырых» данных) осуществлялась с использованием программы SQUID1 (Ludwig, 2000). Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX ver.3.4 (Ludwig, 2003).

Локальный элементный анализ бадделеита (PЗЭ и Hf) проводился на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-IIe. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода O^{2-} составляла 3–4 нА, диаметр аналитического кратера 25–30 мкм. Вторичные положительно заряженные ионы направлялись с помощью ускоряющего напряжения 10 кВ в масс-спектрометр и регистрировались электронным умножителем в одно-коллекторном режиме. Применение энергетического фильтрования обеспечивало частичное подавление избыточной интенсивности сигнала от изотопа ^{91}Zr (опорный пик) при одновременном подавлении паразитических сигналов наложения ионов гидридов, окислов и других комплексов, что в совокупности с масс-разрешением 4000–5000 (1% высоты пика)

позволило уверенно отделять каждый измеряемый сигнал изотопов PЗЭ. Во время анализа регистрировалось 3 масс-спектра нижеперечисленных изотопов: ^{91}Zr , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{143}Nd , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{149}Sm , ^{151}Eu , ^{153}Eu , ^{155}Gd , ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{161}Dy , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{167}Er , ^{169}Tm , ^{171}Yb , ^{172}Yb , ^{175}Lu , ^{178}Hf , ^{180}Hf . Время регистрации вторичного тока ионов составляло: 2 с для ^{91}Zr , от 15 до 40 секунд для лёгких PЗЭ, 5–10 с для тяжёлых PЗЭ и двух изотопов Hf, общая длительность анализа не превышала 40 мин. Массовые доли PЗЭ и гафния рассчитывались с использованием программы MS Excel по измеренным отношениям каждого элемента к измеренной интенсивности изотопа ^{91}Zr и известной его концентрации в стандарте NIST-611, при пересчете использовалась стехиометрическая формула бадделеита ZrO_2 . Регистрация парных изотопов PЗЭ позволяла осуществлять дополнительный контроль качества анализа по степени совпадения полученных оценок содержания элемента (с учетом природной распространенности). Контроль качества анализа определялся по воспроизводимости результатов оценки содержания PЗЭ международного стандарта “бадделеит Палабора”, измеряемого в качестве вторичного стандарта в каждой аналитической сессии.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Краткая характеристика состава магматических пород

В целом драгированные на хребте Шака магматические породы (туфы и базальтоиды) имеют значительные вариации состава, однако, какой-либо пространственной приуроченности различных по составу пород не отмечено, хотя сами станции драгирования разнесены на значительные расстояния: между станциями отбора 1 и 2 расстояние 85 км, а между станциями 2 и 3 — 224 км. Составы проанализированных долеритов и андезитов отличаются присутствием вкрапленников плагиоклаза от 50 до 80% в андезитах, клинопироксена от 40 — 50 до 5 — 10%, незначительным присутствием оливина (0.1 — 0.7%) и *Orx* 0 — 5%. Основная масса состоит из плагиоклаза и стекла (до 35 — 50% от основной массы).

На рис. 2 приведены вариации главных компонентов в зависимости от содержания MgO в изученных образцах пород (табл. 1) в сравнении с ранее полученными данными при анализе образцов этой коллекции (см. Румянцева и др., 2021; см. электронное приложение, табл. S1). На основании имеющихся данных можно наметить тренд дифференциации состава от базальтов и андезитов, до дацитов и риолитов. Химический состав изученных образцов варьирует в широких пределах (рис. 2): так интервал содержания MgO от 0.1 до 11.6 мас.%, SiO₂ от 45 до 78.8 мас.%, Al₂O₃ 11.4 — 18.6 мас.%, CaO 0.2 — 10 мас.%, Na₂O 1.4 — 4.4 мас.%, K₂O (на рис. 2 не показано) 0.01 — 4.8 мас.%. Базальты и андезиты, в целом, относятся к низко-титанистым сериям: в базальтах содержание TiO₂ достигает 0.9 — 1.5 мас.%, а в андезитах колеблется от 0.2 до 1.8 мас.%, что определяется примесью магнетита. Для сравнения на рис. 2 приведены вариации главных компонентов для обогащенных в разной степени литофильными элементами толеитовых базальтов района ТСБ (Сушевская и др., 1999). Как видно из графиков составы толеитовых базальтов района ТСБ в целом близки составам базальтов хребта Шака. Однако вариации состава базальтов ТСБ не образуют столь протяженных трендов дифференциации, что не типично для островного магматизма. Основным отличием базальтовых магм ТСБ и хребта Шака являются более высокие содержания TiO₂ и железа в толеитах ТСБ, а также, возможно, повышенный уровень SiO₂ и Al₂O₃ в долеритах хребта Шака. Необходимо отметить, что породы хребта Шака претерпели и большую степень изменения. Близость трендов дифференциации магм хребта Шака и ТСБ в высокомагнезиальной области может отражать высокие степени плавления первичных

базальтовых расплавов хребта Шака (по аналогии с расплавами ТСБ). Изливающиеся в районе ТСБ магмы образованы при дифференциации первичных расплавов, генерация которых происходила при полибарическом фракционном плавлении лерцолитовой мантии в интервале давлений 20 — 9 кбар, суммарной степенью плавления 16 — 18%, и температурах 1350—1300 °С (Сушевская и др., 1999). Эволюция магматической системы ТСБ проходила по классической схеме кристаллизационной дифференциации толеитовых расплавов: $Ol \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + Cpx \pm Mgt$ (Сушевская и др., 1999; Migdisova et al., 2004). Близкая схема фракционирования возможна и для магм хребта Шака, в которых главными породообразующими фазами являются $Ol + Pl + Cpx \pm Mgt$ (рис. 3). Подтверждением этому служит более ранняя кристаллизация плагиоклаза по сравнению с магнезиальным клинопироксеном, температура кристаллизации которого 1000—1200 °С, а давление не превышает 5 кбар, и кристаллы которого встречаются в плагиоклазе (габбро-долерит образца FB-3-2-59, Румянцева и др., 2023).

Возраст базальтового магматизма

Возраст базальтового магматизма хребта Шака, как было указано выше, определялся на основании локального уран-свинцового изотопного датирования единичных зерен бадделеита из двух образцов долерита (станции драгирования 1 и 3) с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-IIe («Институт Карпинского», С.-Петербург).

Результаты локального анализа бадделеита: Всего было выполнено 37 локальных уран-свинцовых изотопных анализов в 35 зернах бадделеита пробы долерита FB-1-1-2. Размеры зерен в отдельных случаях позволяли провести два замера из одного зерна, но в целом ширина зерен не превышала 20—30 мкм, что приводило к частичному захвату вещества матрицы эпоксидной смолы при позиционировании ионного пучка на поверхность зерна бадделеита и, соответственно, повышенной доле нерадио-генного свинца в анализе (до 4% во фракции ²⁰⁶Pb, см. электронное приложение, табл. S2). Однако высокое содержание урана от 60 до 890 мкг/г (среднее: 292±126 мкг/г) и низкое тория (2—60 мкг/г) при умеренном содержании радио-генного свинца (2—22, при среднем 7.25±3.0 мкг/г) позволило измерить изотопные отношения с индивидуальной погрешностью на уровне 3.4—3.8% для отношения ²³⁸U/²⁰⁶Pb и не хуже 6—7% для отношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и рассчитать средневзвешенный возраст по отношению ²⁰⁶Pb*/²³⁸U при коррекции изотопного состава свинца на долю нерадио-ген-

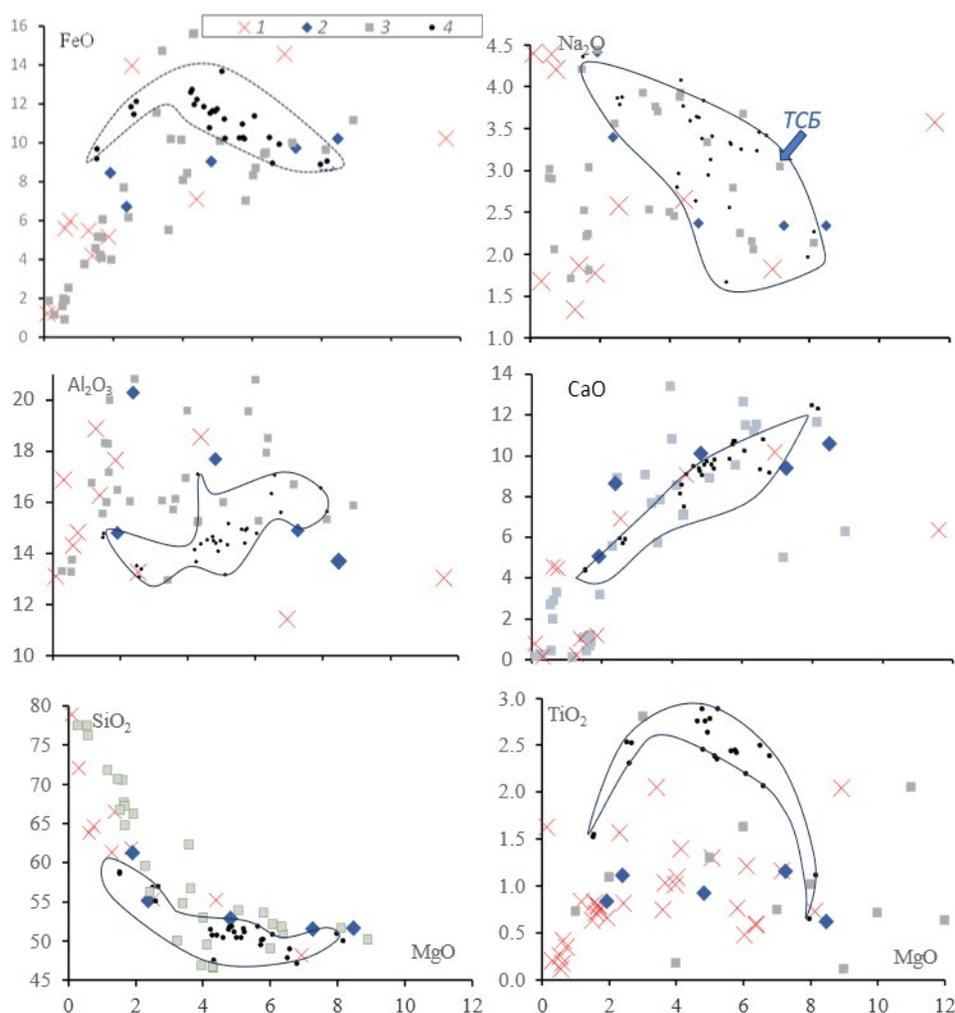


Рис. 2. Содержание оксидов главных элементов (мас.%) в габбро-долеритах хребта Шака.

1 — данные табл.1, 2 — данные (Румянцева и др., 2021), 3 — данные 2017 г. (см. электронное приложение, табл. S1), 4 — базальты района тройного сочленения Буве (ТСБ) по данным (Сушевская и др., 1999). Полям показаны толеиты ТСБ.

ного по 208-изотопу (величина Th/U 0.05 ± 0.03) 181.3 ± 2.8 млн лет, при вариации индивидуального возраста зерен от 168 до 200 млн лет. Однако повышенная величина среднего квадрата взвешенных отклонений (СКВО) 1.7 при расчете этого возраста указывает на относительную негетомогенность выборки, возможно, обусловленную несоответствием модельного изотопного состава нерадиоогенного свинца при расчете радиоогенных отношений. При удалении 5 анализов с наиболее экстремальными значениями возраста (как с высокими, так и низкими) средневзвешенная оценка возраста составляет 182.4 ± 2.7 млн лет при СКВО равном 1.2 (вероятность 0.2). Построение диаграммы в координатах измеренных отношений и расчет линейной корреляции смещения радиоогенной компо-

ненты с нерадиоогенной позволяет оценить возраст по пересечению с конкордией в 180.3 ± 3.7 млн лет при СКВО равном 1.6 и составом нерадиоогенной компоненты $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 0.4855 ± 0.005 . Удаление двух анализов из совокупности позволяет рассчитать линейную корреляцию со СКВО равным 1.4 и возрастом радиоогенной компоненты 180.2 ± 2.9 млн лет и тем же составом нерадиоогенной компоненты. Неопределенность изотопного состава нерадиоогенной компоненты, тем не менее, позволяет рассчитать конкордантный возраст по всей совокупности выполненных локальных анализов (37), как в координатах Тера-Вассербурга, так и Аренса-Везерилла (рис. 4а): 182.4 ± 2.5 млн лет (СКВО и вероятность конкордантности 0.2 и 0.6, соответственно) и 181.2 ± 2.5 млн лет (СКВО

0.3, вероятность 0.6), соответственно. Однако разброс аналитических данных и в этом случае остается значительным СКВО 1.4. Поэтому в качестве наиболее вероятной оценки возраста образования уран-свинцовой системы бадделеита образца FB-1-1-2, и его кристаллизации, а также времени внедрения габбро-долерита юго-западной оконечности хребта Шака мы принимаем величину 182.4 ± 2.7 млн лет (средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ по 32 анализам).

Изученный бадделеит образца FB-3-1-1 представлен удлиненными кристаллами с хорошо развитыми гранями пинакоида $20 \times 50-60$ мкм или обломками кристаллов изометричной формы 20×20 мкм. Всего проведено 26 анализов в 20 зернах (см. электронное приложение, табл. S2). Повышенная доля нерадиогенного свинца от 0.3 до 13.5% (среднее $2.5 \pm 1.9\%$) при содержании урана 300–1800 мкг/г (среднее 834 ± 391), тория 7–100 (среднее Th/U 0.04 ± 0.01) и радиогенного свинца 6–47 (ср. 22.8 ± 9.8) мкг/г обеспечили аналитическую погрешность измерений индивидуальных отношений $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ на уровне 4.3–4.6%, а $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от 2.7 до 9%. Вариации возраста единичных зерен, рассчитанного по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (с коррекцией на долю нерадиогенного свинца по измеренному 208 изотопу Pb), соответствуют интервалу от 169 до 216 млн лет, а расчет средневзвешенного возраста по всей совокупности измерений бадделеита этого образца — 188.1 ± 5.2 млн лет при СКВО равном 1.9. Удаление 4 анализов из расчета (с наиболее экстремальными значениями возраста) позволяет рассчитать средневзвешенную оценку возраста 186.5 ± 3.8 млн лет при величине СКВО 1.04. Расчет линии смещения в координатах измеренных отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ определяет возраст радиогенной компоненты 189.7 ± 6.1 млн лет, но с повышенной величиной СКВО до 2.2. При удалении из расчета четырех анализов линия смещения рассчитывается с хорошей величиной СКВО 1.2 (вероятность 0.23) и возрастом радиогенной компоненты 186.1 ± 4.0 млн лет и величиной $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 0.770 ± 0.005 для нерадиогенной компоненты (22 анализа). Расчет конкордантного возраста в координатах $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ — $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ по 23 анализам из 26 выполненных приводит к сопоставимой величине 185.9 ± 3.5 млн лет (СКВО конкордантности 0.6, вероятность 0.5) и 186.8 ± 3.8 млн лет (СКВО конкордантности 0.8, вероятность 0.4), соответственно (рис. 46, диаграмма с конкордией в координатах Тера-Вассербурга). Принимая во внимание относительно большую долю нерадиогенной компоненты во всех единичных анализах бадделе-

ита этого образца и неопределенность ее состава, приводящую к повышенным погрешностям определения соотношения радиогенный изотоп/материнский, за наиболее вероятную оценку возраста образования уран-свинцовой системы и кристаллизации самого бадделеита мы принимаем величину 186.5 ± 3.8 млн лет (средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ по 22 анализам).

Для геохимической характеристики датированного бадделеита был выполнен локальный анализ состава и содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в 6 зернах образца FB-3-1-1 (см. электронное приложение, табл. S3). Суммарное содержание РЗЭ в изученных зернах варьирует от 200 до 1100 мкг/г (медиана \pm среднее отклонение, 540 ± 240 мкг/г, с аномально высоким суммарным содержанием РЗЭ в одном зерне до 5400 мкг/г). При этом нормированное на состав хондрита распределение РЗЭ характеризуется фракционированным составом с $(\text{Lu}/\text{La})_n$ от 30 до 10300 (2028 ± 3430), с относительно более фракционированными тяжелыми РЗЭ и менее выраженным фракционированием легких: $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ 11–48 (33.9 ± 8.9) и $(\text{Sm}/\text{La})_n$ 0.4–97 (45.7 ± 43.6). Хорошо проявленные аномалии, положительные на церии и отрицательные на европии: $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ 1.3–28 (12.9 ± 10) и $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$ 0.03–0.2 (0.07 ± 0.05) свидетельствуют об окисленных условиях кристаллизации расплавов и наличии котектического плагиоклаза, фракционирующего из расплава двухвалентный европий в значительном количестве. Необходимо отметить, что уровень содержания РЗЭ и их распределение в изученном бадделеите значительно отличается от аналогичных характеристик бадделеита карбонатитовых массивов (Палабора или Ковдор), используемого как геохронологический стандарт. Так суммарное содержание РЗЭ в бадделеите из карбонатитов обычно на один-два порядка меньше, при среднем содержании 20 ± 13 мкг/г, европиевая аномалия выражена слабо $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$: 0.8–1.2 (среднее 1.1 ± 0.1), а цериевая аномалия более выраженная $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$: 40–90 (среднее 60 ± 21), а распределение РЗЭ по фракционированию легких РЗЭ сопоставимо: среднее $(\text{Sm}/\text{La})_n$: 50 ± 28 и существенно менее фракционированное на тяжелых РЗЭ: среднее $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$: 14.6 ± 2.4 . В целом, и по содержанию титана, и гафния, как и по отношению Zr/Hf , изученный бадделеит также существенно отличается от этих стандартов: в бадделеите долерита хребта Шака Ti 3700 ± 1340 и Hf 9080 ± 990 мкг/г, при отношении Zr/Hf 83 ± 8 , тогда как в бадделеите карбонатитовых массивов: содержание титана варьирует от 20 до 1300 мкг/г (среднее 130 ± 120 для массива Ковдор, и 790 ± 380 мкг/г для массива Палабора),

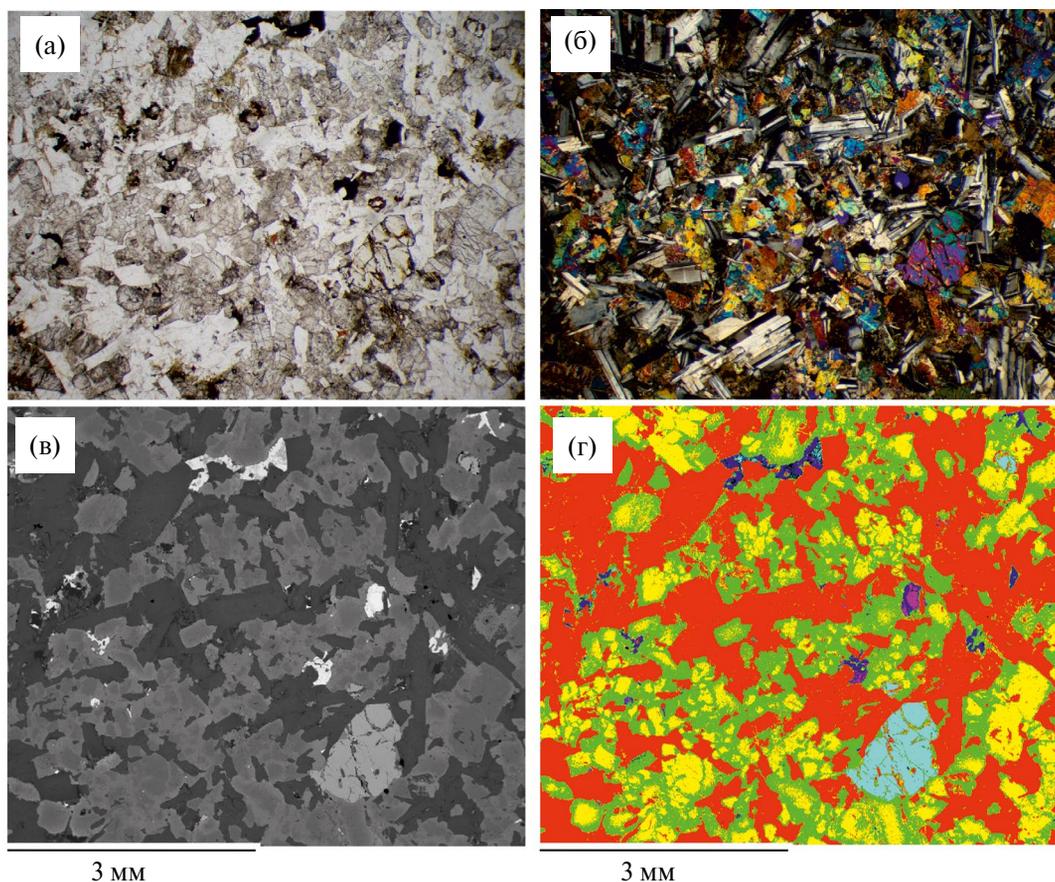


Рис. 3. Микрофотографии прозрачно-полированного шлифа образца долерита FB-1-1-2. а – проходящий свет (параллельные николи); б – проходящий свет (николи скрещены); в – обратно-рассеянные электроны; г – цветокодированное изображение: красное – плагиоклаз (47%), желтое – пироксен (авгит) (22%), зеленое – пироксен (пижонит) (28%), светло-синее – оливин (2%), синее – ильменит (1%), фиолетовое – титаномагнетит (<1%).

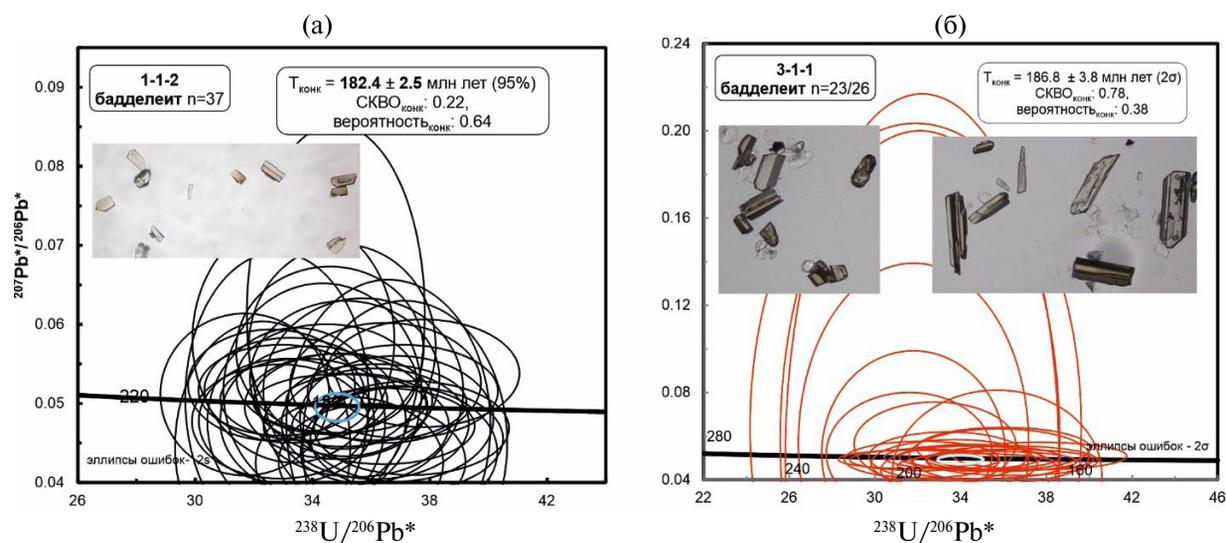


Рис. 4. Уран-свинцовые диаграммы с конкордией в координатах Тера-Вассербурга для измеренных единичных зерен бадделеита из образцов долерита со станций драгирования на хребте Шака: а – станция 1, образец FB-1-1-2; б – станция 3, образец FB-3-1-1. Поправка на долю обычного (нерадиогенного) свинца введена по измеренному содержанию 208 изотопа (^{208}Pb -метод). На врезках показаны изученные зерна бадделеита, оптическое изображение в проходящем свете. $^{206}\text{Pb}^*$ – доля радиогенного Pb (см. текст).

среднее содержание гафния 8000 — 8150 мкг/г, и Zr/Hf 100 — 150. В то же время, уровень содержания РЗЭ и высокозарядных элементов в изученном бадделеите сопоставим со средними характеристиками бадделеита долеритов и базит-ультрабазитов расслоенных массивов (рис. 5).

Геохимические особенности

Используя изотопно-геохимический состав драгированных пород хребта Шака, мы попытались установить характеристические черты мезозойских магм, развитых на хребте Шака в районе трансформного разлома Шака в непосредственной близости от ТСБ. Для типизации изотопно-геохимических особенностей базальтового магматизма хребта Шака было выбрано три образца долерита, наиболее магнезиальных и слабоизмененных, со станции драгирования 3 (FB-3-1-1, FB-3-2-23, FB-3-2-58, табл.1).

Изученные образцы хребта Шака имеют умеренно радиогенный состав свинца и стронция: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.5$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.6$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.35$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7042$, но относительно нерадиогенный состав неодима: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.5128$. Очевидно, что долериты хребта Шака (рис. 6), в целом, отличаются от обогащенных магм района ТСБ (хотя последние характеризуются большой гетерогенностью изотопных составов) и особенно базальтов острова Буве (Сушевская и др., 1999). Магматизм в районе спрединговых

хребтов и острова Буве представлен как типично деплетированными рифтовыми расплавами, так и обогащенными выплавками (Сушевская и др., 1999). При этом наиболее обогащенные толеиты были драгированы со склонов острова Буве, тогда как большая часть базальтов ТСБ обладает более радиогенными составами Pb и Sr, что типично для источника NIMU-типа (Hofmann, 2007).

Различия в геохимических особенностях состава магм ТСБ и хребта Шака отчетливо выражены в спектрах распределения литофильных элементов (рис. 7 а,б) по результатам анализа 36 образцов пород трех станций драгирования (см. электронное приложение, табл. S1). Так все приведенные спектры характеризуются преимущественным обогащением (в 10 и более раз) несовместимыми элементами по сравнению с более совместимыми, заметным Nb минимумом и Pb максимумом. Этим они отличаются от большинства базальтов района ТСБ (Сушевская и др., 1999), для которых типичны спектры с отрицательной аномалией свинца (рис. 7а,б). В тоже время на рис. 7б приведены спектры трех образцов, драгированных на склонах хребта Шака, обладающих несколько иным характером распределения, а именно пониженными значениями совместимых элементов по сравнению со спектрами ТСБ. Данные образцы относятся к кумулятивным долеритам — два с повышенным содержанием глинозема (около 16 мас.%), а один (FB-1-1-4) к обогащенному MgO, содержание

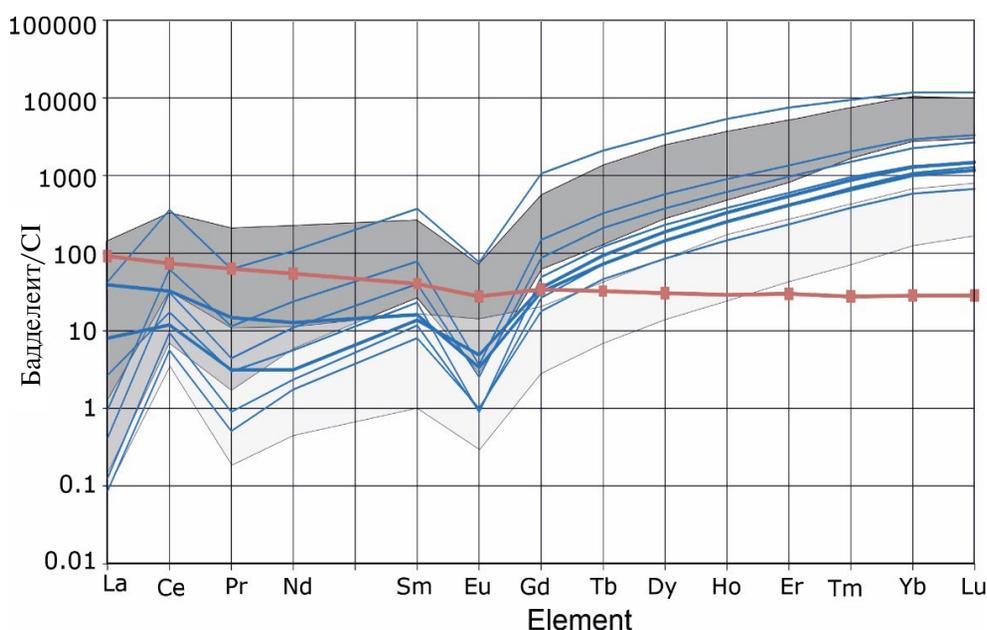


Рис. 5. Распределение РЗЭ (локальный SHRIMP-Пе анализ) в изученных бадделеитах образца долерита FB-3-1-1 (синие линии), для сравнения показаны: состав РЗЭ в бадделеите протерозойских долеритовых даек Карельского блока (темно-серое поле) и базит-ультрабазитовых пород Мончегорского расслоенного комплекса (Groshev et al., 2018), Балтийского щита (светло-серое поле), а также состав РЗЭ вмещающей бадделеит породы (красная линия).

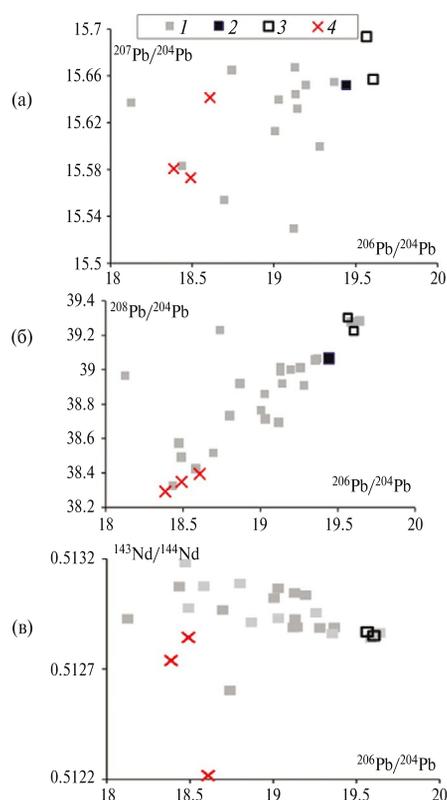


Рис. 6. Вариации изотопного состава долеритов хребта Шака и базальтов ТСБ в координатах изотопных отношений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (в). 1 — базальты Тройного Сочленения Буве, 2 — долерит с острова Буве (Kurz et al., 1998), 3 — долериты острова Буве (неопубликованные данные, Беляцкий), 4 — долериты хребта Шака, с коррекцией на радиогенную компоненту и возраст 180 млн лет (табл. 2).

которого достигает 15 мас.%. На этом же графике показано распределение литофильных элементов в образце долерита (G9614/22), драгированного со склона хребта Шписс, расположенного на самом западном окончании ЮЗИХ вблизи ТСБ (Беляцкий и др., 2010), существенно отличающегося по составу от всех базальтов ТСБ. В то же время его геохимические характеристики близки к таковым для базальтов хребта Шака. Необходимо отметить, что среди толеитов в секторе ЮЗИХ от 12° до 26° в.д. установлены разности, которые отличаются спектрами распределения элементов с устойчивой отрицательной аномалией Nb и Ba, и положительной аномалией Pb, которые типичны для островодужных базальтов (Le Roex et al., 1983). Присутствие толеитов такого состава, на наш взгляд, является типичным для всей западной провинции ЮЗИХ и драгированные образцы андезитобазальтов хребта Шака близки по составу и геохимическим особенностям к данным находкам.

Как уже упоминалось, активизация плюма Кару–Мод 182 млн лет назад привела к расколу Гондваны и отделению Африки от Антарктиды

и затронула области современного расположения горячих точек Буве и Шона (Дубинин и др., 1999). Сложная последующая эволюция южной части Атлантического океана привела 20 млн лет назад к образованию современного положения ТСБ, а 2 млн лет назад к формированию острова Буве. При этом развитие рифтового магматизма происходило при раздвижении более ранней океанической коры. Все это сказывалось, прежде всего, на геохимических особенностях магматизма, с примесью обогащенного компонента, характеризующегося радиогенными составами Pb и Sr, NIMU-типа, которые существенно отличались от установленных геохимических параметров магматизма хребта Шака.

В то же время сходный с базальтоидами хребта Шака характер распределения литофильных элементов отмечен для низкотитанистых базальтов магматической провинции Феррар (Kyle, 1980; Kyle et al., 1981; Elliot, Fleming, 2021; Hergt et al., 1989; Mortimer et al., 1995), сформированной ~ 183 млн лет назад практически синхронно с проявлением магматизма в провинции Кару (Южная Африка) и на Земле Королевы Мод (ЗКМ, Восточ-

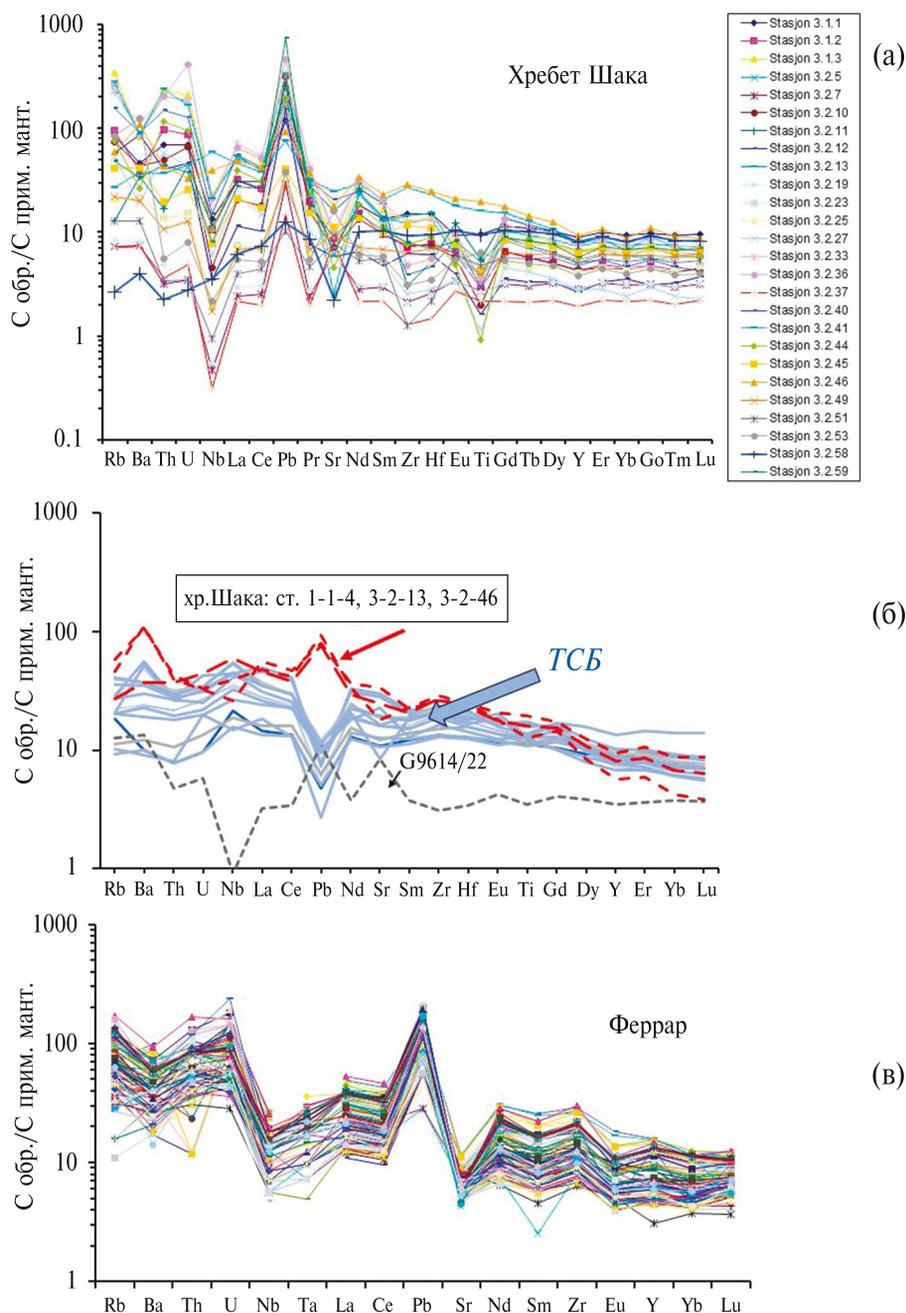


Рис. 7. Спектры нормированного на состав примитивной мантии (McDounagh, Sun, 1995) содержания литофильных элементов (спайдер-диаграммы) для пород хребта Шака (см. электронное приложение, табл. S1), базальтов района ТСБ и магматической провинции Феррар (Антарктида) по (Сушевская и др., 1999, 2022).

ная Антарктида) под воздействием плюма Кару–Мод (рис. 7в). Однако большая часть базальтовых расплавов провинции Феррар отличается повышенными содержаниями калия по сравнению с мезозойскими базальтами Восточной Антарктики и Южной Африки.

Некоторые разновидности магм всех трех регионов (провинция Кару, ЗКМ и Феррар), связанных с плюмом Кару–Мод, также имеют отрицательные

Nb и Ta аномалии (Сушевская и др., 2022). Такие же характеристики имеют и магмы древних даек, сформированные в пределах провинции Феррар 500 — 1000 млн лет назад, что указывает на древнюю литосферу Гондваны, как на возможный источник для тех и других. Как было показано ранее, магматизм провинции Феррар формировался при плавлении метасоматически измененной гондванской мантии вблизи зоны субдукции, окружавшей

южную часть Гондваны, достаточно активной во время воздействия плюма Кару–Мод. Это привело к обогащению первичных расплавов U, Th, Rb и Pb, элементами из метасоматический измененного под действием мантийного флюида мантийного источника (Сущевская и др., 2022).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст долеритов

В пределах погрешности определения возраст, установленный локальным U–Pb SHRIMP–Пе методом по бадделеиту для габбро–долеритов двух станций опробования хребта Шака, расстояние между которыми достигает 300 км, совпадает: 182.4 ± 2.7 (юго-западное окончание хребта, станция 1) и 186.5 ± 3.8 (северо-восток хребта, станция 3) млн лет (средневзвешенный возраст 183.8 ± 2.2 , СКВО 3.1). Однако средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ по всем выполненным анализам бадделеита двух образцов (63 анализа) 182.3 ± 2.3 млн лет рассчитывается при повышенном СКВО (1.5) и удалении 3 экстремальных анализов с индивидуальными возрастными более 200 млн лет, отражая большую долю в выборке анализов образца станции 1 с наименьшими значениями возраста. Лишь при ужесточении параметров скрининга (< 2 стандартных отклонений) по выборке из 55 анализов средневзвешенный возраст (по $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$) соответствует 183.2 ± 2.0 млн лет при СКВО равном 1.2 (вероятность 0.1). Линия смещения радиогенной компоненты с нерадиогенной, рассчитанная для всей совокупности анализов, также отражает присутствие переменного, но значимого количества нерадиогенного свинца в изученных зернах бадделеита, и соответствует возрасту радиогенной компоненты 183.8 ± 2.8 млн лет при повышенном СКВО 2.1, отражающим разницу в составе нерадиогенной компоненты $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ образца первой станции и третьей: 0.486 и 0.770, соответственно. Но, в координатах $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* - ^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (рис. 8а) по всем выполненным анализам можно рассчитать конкордантный возраст 184.7 ± 2.2 млн лет при СКВО конкордантности равном 1.0 и вероятности 0.3, тогда как в координатах $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ конкордантный возраст рассчитывается только для совокупности из 60 анализов: 182.4 ± 1.8 млн лет и СКВО конкордантности равном 0.9 (вероятность 0.34). Таким образом, если предполагать, что интрузивный магматизм базальтового состава на хребте Шака проявлялся субсинхронно, охватывая всю структуру, то наиболее вероятной оценкой возраста этого события является величина 183.8 ± 2.2 млн лет.

В недавно опубликованной статье Румянцевой с соавторами (Румянцева и др., 2022; Rumyantseva

et al., 2022) возраст долерита образца FB-3-1-1 был определен на основании локального SHRIMP–Пе уран–свинцового датирования циркона как 180 ± 3 млн лет (СКВО = 0.9, 10 анализов). При этом особенности локального состава зерен этого циркона (содержание редкоземельных и высокозарядных элементов, изотопный состав кислорода) позволили авторам сделать однозначный вывод о магматическом мантийном происхождении и температурах кристаллизации циркона $617-754^\circ\text{C}$ из базальтоидного расплава. Однако высокое содержание не только РЗЭ (средняя сумма РЗЭ 4860 мкг/г), но и таких «неформульных» элементов, как кальций (до 100 мкг/г), стронций (до 3.6 мкг/г), барий (до 5.1 мкг/г), ниобий (до 77 мкг/г), фосфор (до 690 мкг/г) и иттрий (до 14400 мкг/г) вызывает некоторые сомнения в справедливости такого вывода. И хотя повышенные содержания последних элементов (иттрия и фосфора) авторами связываются с наличием изоморфного замещения в изученных цирконах ксенотимового-типа, высокое содержание урана и тория (до 2800 и 12210 мкг/г, соответственно), и высокое содержание легких редкоземельных элементов свидетельствует, о более позднем образовании этого циркона из остаточного обогащенного флюида (что не противоречит «ксенотимовому»-замещению), чем о кристаллизации из магматического расплава. Более того, проведенный авторами статьи анализ уран–свинцовой системы этих цирконов не позволяет получить единый конкордантный кластер при вариации рассчитанного по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ возраста единичных цирконов от 173 до 191 млн лет (средневзвешенный возраст 180.9 ± 3.6 млн лет при СКВО равном 4.3 по 11 анализам табл. 2 Rumyantseva et al., 2022), свидетельствуя о частичных потерях радиогенного свинца. Наиболее гомогенная выборка из 8 анализов этого циркона (удалены анализы с аномально высоким содержанием тория, и суммой тория и урана) позволяет рассчитать средневзвешенный возраст по отношению $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 182.0 ± 2.4 млн лет при СКВО равном 1.3 (вероятность 0.3).

Как указывалось выше, оценка возраста кристаллизации бадделеита, выделенного из этого же образца долерита, соответствует 186.5 ± 3.8 или 183.8 ± 2.2 млн лет (средневзвешенная оценка возраста по двум образцам бадделеита и предположении об их синхронном образовании в базальтовом расплаве во всем объеме структуры хребта Шака — на северном и южном окончании хребта). Разница в оценке возраста образования уран–свинцовой системы циркона и бадделеита образца долерита FB-3-1-1 в 2–4 млн лет может отражать реальное изменение во времени условий кристаллизации расплава, фракционирование его

состава, изменение температуры и увеличение доли флюидной компоненты. Такие условия могли реализоваться при кристаллизации расплава в малоглубинных сублитосферных условиях промежуточной магматической камеры или при внедрении относительно малообъемных порций расплава (дайки, силлы). Отсутствие каких-либо реакционных взаимоотношений циркона и бадделита в изученном образце долерита (развитие цирконовой поликристаллической оболочки по бадделиту сопровождающей увеличение активности кремнекислоты в базитовом расплаве или замещение циркона агрегатом бадделита при увеличении щелочности и уменьшении SiO_2 расплава, см. (Allibon et al., 2011)), свидетельствует о кратковременном сосуществовании этих двух циркониевых минералов в пределах вмещающей их кристаллизующейся базальтовой матрицы. Что также указывает на условия образования при внедрении малообъемных базальтовых расплавов в приповерхностные коровые горизонты в зонах активного тектогенеза.

Геохимическая специфика магматизма

Возраст долеритов хребта Шака 186 — 182 млн лет близок времени формирования изверженной провинции, связанной с воздействием плюма Кару–Мод, в Южной Африке, на Фолклендском плато и Восточной Антарктиде. Геохимические характеристики изученных мафических пород хребта Шака близки характеристикам магматизма островных дуг, а также магмам изверженной провинции Феррар в Восточной Антарктиде (рис. 8). В то же время, магматизм хребта Шака отличается от состава расплавов провинций Кару и ЗКМ повышенным содержанием K_2O и пониженным TiO_2 . Характеризующиеся умеренно радиогенным составом свинца и стронция, изученные магматы хребта Шака, подобно магмам провинции Феррар, отличаются от состава мантийного источника обогащенных магм провинции Кару и ЗКМ более высокими значениями отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при сходных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Изотопные характеристики магматических пород хребта Шака отличаются и от состава магм острова Буве, которые являются типичными производными мантийного источника НМУ-типа (рис. 8).

Образование магматической провинции Феррар происходило за счет латерального распространения плюма Кару–Мод при плавлении метасоматически измененной гондванской мантии под влиянием палео-тихоокеанской зоны субдукции (рис. 9). Это влияние отразилось на химическом составе первичных расплавов провинции Фер-

рар — обогащением крупноионными литофильными элементами, такими как U, Th, и Rb под действием мантийного флюида. Началу спрединга в западной части Гондваны предшествовал рифтогенный раскол континентальной литосферы, отчасти инициированный воздействием плюма Кару–Мод 188–178 млн лет назад (Hastie et al., 2014). Под его влиянием в пределах западной части Фолклендских островов были сформированы дайки плагиоклаз-клинопироксен-оливиновых долеритов В-3 направления (Richards et al., 2013), имеющие значительную дисперсию составов. Однако некоторые из них имеют очевидное сходство с юрскими магматическими породами Южной Африки (Квазулу-Натал, Riley et al., 2006) и горами Терон на Земле Котса в Антарктиде (Mitchell et al., 1999), переходными по составу между магматическими породами провинций Феррар и Кару (рис. 8а). Как отмечалось ранее, мантийный источник мафических пород Фолклендских островов отличается геохимическими метками вещества континентальной литосферы (Hole et al., 2016). На рис. 8 б,в хорошо видно, что изотопный состав Sr и Pb магм Фолклендских островов близок изотопным характеристикам базальтов провинции Феррар и хребта Шака, но отличаются от состава большинства расплавов провинций Кару и ЗКМ.

Происхождение драгированного донно-каменного материала

Одной из проблем в изучении природы и истории формирования хребта Шака и других океанических вулканических поднятий в высоких и средних широтах Южного полушария остается происхождение драгированных пород, нетипичных для океанического дна (например, пород континентального генезиса). Как уже указывалось выше, коллекция донно-каменного материала, собранного во время экспедиции 2016 года в район хребта Шака, представлена различными по составу породами: как ожидаемыми вулканогенно-осадочными и магматическими породами базитового состава, так и экзотическими для океана — гранитами, гнейсами, кристаллосланцами, алевритами и другими породами континентального генезиса. Норвежские исследователи, изучавшие коллекцию в 2016–2017 годах, предположили, что весь комплекс драгированных образцов представляет собой результат ледового разноса, а магматизм хребта Шака, возможно, характеризуется только 1–3 образцами базальтоидов, обогащенных несовместимыми элементами (не более 5% всей коллекции проанализированных образцов (см. электронное приложение, табл. S1). Эти оливиновые базальты имеют щелочной состав,

что типично для базальтов океанических островов, и могут являться проявлением (следом) горячей точки Буве согласно (Brekke et al., 2016; Summary of recommendations..., 2019).

Происхождение драгированных пород океанических вулканических поднятий высоких и средних широт Южного полушария (и в частности, хребта Шака), нетипичных для океанического дна (породы континентального генезиса), является ключевой проблемой при реконструкции природы и эволюции Южного океана. Если одни исследователи полагают, что большие объемы «нетипичных» пород связаны исключительно с ледовым разносом (Needham, 1962; Jokat et al., 2017), то другие допускают их автохтонную природу и наличие континентальных фрагментов земной коры на некоторых океанических возвышенностях, таких

как плато Кергелен, Агульяс, и Мадагаскарское, поднятия Конрада и Рио-Гранде (Sato et al., 2024; Allen, Tucholke, 1981; Hoyer et al., 2022; Лейченко и др., 2018). Материал ледового разноса песчаной фракции, переносимый айсбергами, широко развит в осадках Южного океана и обнаруживается во всех скважинах глубоководного бурения (Nielsen et al., 2007; McKay et al., 2022), но плотность развития относительно крупных обломков, гораздо реже попадающих в лёд, систематически не изучалась, хотя их присутствие на морском дне очевидно (Needham, 1962; Cullen, 1962; Cook et al., 2017; Licht, Hemming, 2017; Bigg, 2020).

Некоторая часть обломочного материала, драгированного на хребте Шака в экспедиции 2016 г., возможно могла попасть на дно южной части Атлантического океана за счет ледового разноса

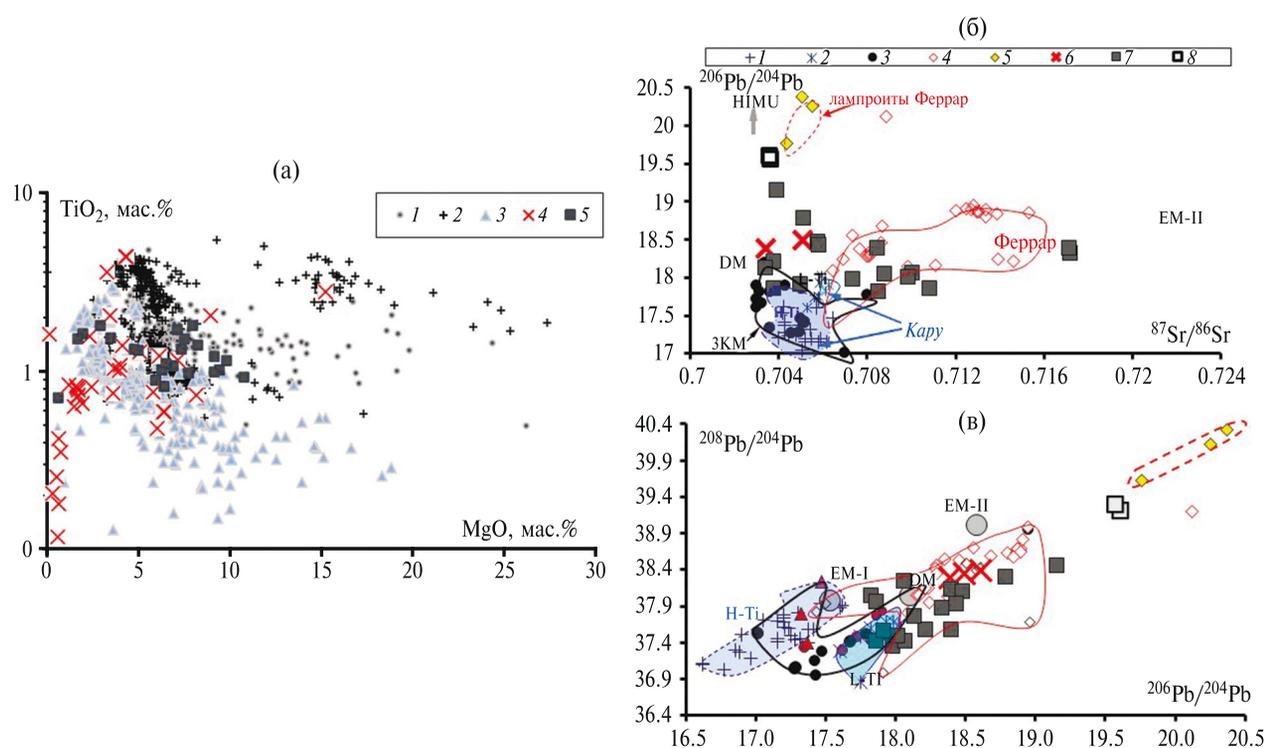


Рис. 8. Вариации состава мафических пород хребта Шака и магм, связанных с плюмом Кару-Мод: в координатах $\text{MgO} - \text{TiO}_2$ (а); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (в).

(а) магмы провинций: ЗКМ (1), Кару (2), Феррар (3) по (Сушевская и др., 2023); хребта Шака (4) (табл. 1); Фолклендских островов (5) по (Hole et al., 2016).

(б, в) низкотитанистый тип магм провинции Кару (1); высокотитанистый тип магм провинции Кару (2); базальтовые магмы Земли Королевы Мод (3); базальтовые расплавы провинции Феррар (4) по (Сушевская и др., 2023); магнезиальные лампрофиры центральной части провинции Феррар (5) (Riley et al., 2003); долериты хребта Шака (6) (табл. 2); породы Фолклендских островов (7) по (Hole et al., 2016); долериты острова Буве (8) (неопубликованные данные, Беляцкий). Серыми кружками показаны модельные мантийные источники (DM, EM-I, EM-II) по (Armienti, Longo, 2011). Полями очерчены отдельные провинции: высоко- и низкотитанистых базальтов провинции Кару, и других, связанных с активностью плюма Кару-Мод. Изотопный состав пересчитан на соответствующий возраст внедрения.

из Антарктиды (особенно это касается окатанных и полуокатанных образцов), но возникает явное несоответствие в пропорции обломков различного состава. Преимущественное развитие в Антарктиде имеют породы фельзического состава, а в драгированном материале с хребта Шака доля мафических пород (базальтов, габбро, долеритов) по сравнению с условно фельзическими породами (гнейсами, гранитами, и осадочного происхождения) составляют 30%.

Изученные нами образцы долеритов по возрасту и геохимической специфике могут быть сопоставлены с магматическими комплексами и долеритовыми дайками Южной Африки, Восточной Антарктиды (Земля Королевы Мод, Земля Котса), Фолклендских островов, долеритами Феррар в Трансантарктических горах и габброидами массива Дюфек. Поступление обломков юрских долеритов с Фолклендских островов практически можно исключить, так как долеритовые дайки имеют незначительное развитие на островах, а породы вмещающих их палеозойских осадочных комплексов (песчаники, аргелиты, кварциты; Clark et al., 1995), в драгированном материале не обнаружены. Кроме того, ледники на Фолклендских островах могли возникать только в периоды плейстоценовых оледенений, но и тогда они имели локальное развитие, и образование айсбергов было минимальным (Clapperton, 2017).

Хорошо изученные обнажения расслоенного массива Дюфек в Антарктиде сложены пироксеновыми габброидами, богатыми магнетитом, пироксенитами, лейкогаббро, анортазитами и гранофирами (Ford, 1976), но среди драгированных образцов такие породы отсутствуют. В Трансантарктических горах юрский магматизм имеет широкое распространение. Вынос льда, дренирующего эту горную систему, происходит через шельфовый ледник Росса. А айсберги, которые могут содержать обломки долеритов, распространяются в Тихом океане подхватываются прибрежным течением и, огибая Антарктиду с востока на запад, попадают в Южную Атлантику. Таким путём обломочный материал действительно может достичь хребта Шака, однако следует учесть, что за время столь длительного перемещения значительная часть обломочного материала должна теряться. Кроме того, вместе с долеритами, как и в вышеуказанных случаях, должны захватываться и вмещающие их породы палеозойских-раннемезозойских осадочных отложений (преимущественно песчаники и алевролиты), но среди драгированного материала они отсутствуют. Косвенным подтверждением незначительного влияния ледового разноса в Южной Атлантике могут служить драгировки, выполненные ранее в районе ТСБ и хребта Шписс, среди



Рис. 9. Реконструкция Гондваны на 180 млн лет назад. 1 — проявление основного магматизма с возрастом около 180 млн лет, обусловленного мантийным плюмом Кару-Мод, 2 — область проявления плюма Кару(Африка)—Мод (ЗКМ, Антарктида) в литосфере центральной Гондваны по (White, McKenzie, 1989), 3 — провинция Феррар, юрский магматизм Трансантарктических гор, связанный с плюмом Кару—Мод (Сушевская и др., 2022), 4 — зона субдукции. ВА — Восточная Антарктида, ЗА — Западная Антарктида, ЗКМ — Земля Королевы Мод, ЗК — Земля Котса, ФП — Фолклендское плато, ТАГ — Трансантарктические горы, ФО — Фолклендские острова. Континентальный блок хребта Шака располагался между оконечностью Фолклендского плато, Восточной Антарктидой и Южной Африкой.

поднятого донно-каменного материала которых не обнаружено присутствия «нетипичных» для океанического дна пород (Сушевская и др., 1999).

Таким образом, мы полагаем, что изученные нами долериты юрского возраста, а также, вероятно, и другие мафические породы с такими же геохимическими характеристиками, являются автохтонными образованиями и связаны с воздействием плюма Кару. В этом случае магматические комплексы внедрялись в континентальную кору, фрагмент который сохранился на хребте Шака. Вполне возможно, что породы континентального генезиса (гнейсы, граниты), драгированные в основном на станциях 2 и 3, тоже имеют местное происхождение и представляют собой кристаллический фундамент континентального блока земной коры Гондваны. Известно, что фрагменты

континентальной коры сохранялись даже в пределах современной спрединговой зоны Южной Атлантики, на 50° ю.ш., и принимали участие в выплавлении андезитовых расплавов (Kamenetsky et al., 2000).

Модель тектонической эволюции хребта Шака

Геодинамическим процессом, который может объяснить существование останца континентальной структуры внутри относительно молодой океанической коры южной части Атлантического океана, является его захват при сдвиге в пределах трансформного разлома в случае переориентации трансформной границы литосферных плит или в условиях развития широкой зоны сдвиговых деформаций, где возможно волочение узких блоков земной коры. Такие механизмы впервые были предложены для трансформного разлома Романш в центральной части Атлантического океана, где на палеоценовой океанической коре были обнаружены раннемеловые известняки (Bonatti et al., 1996; Gasperini et al., 2001). Наиболее близким аналогом хребта Шака является хребет Агульяс (рис. 1), в пределах которого тоже предполагается существование фрагментов континентальной коры (Uenzelmann-Neben, Gohl, 2004). Возможно, определенную роль в изоляции континентальных

блоков внутри трансформных разломов играли и перескоки срединно-океанических хребтов. По крайней мере, один из таких перескоков оси спрединга с образованием бассейна Агульяс в южной части Атлантического океана, установлен на основании батиметрических и геофизических данных (Дубинин и др., 2023). Палеотрансформный разлом Шака с хребтом Шака в северо-западном борту хорошо прослеживается до отмершего хребта в котловине Агульяс, но и далее к востоку его продолжение предполагается по изменению в морфологии океанического дна, поля силы тяжести, а также структуры линейных магнитных аномалий (рис. 10 а,б). Далее в направлении Африки он маскируется вулканическим плато Агульяс (тоже предположительно подстилаемого континентальной корой (Parsiegla et al., 2008)).

Можно предположить, что до начала распада Гондваны континентальный блок хребта Шака находился между Африкой, Фолклендским плато и Антарктидой и 180 млн лет назад он испытал растяжение с внедрением магматических комплексов (рис. 9, 10). Подобно магматизму, проявленному в Феррарской провинции и Фолклендских островах, в процесс плавления вовлекался метасоматически измененный под влиянием палеосубдукционной зоны мантийный субстрат.

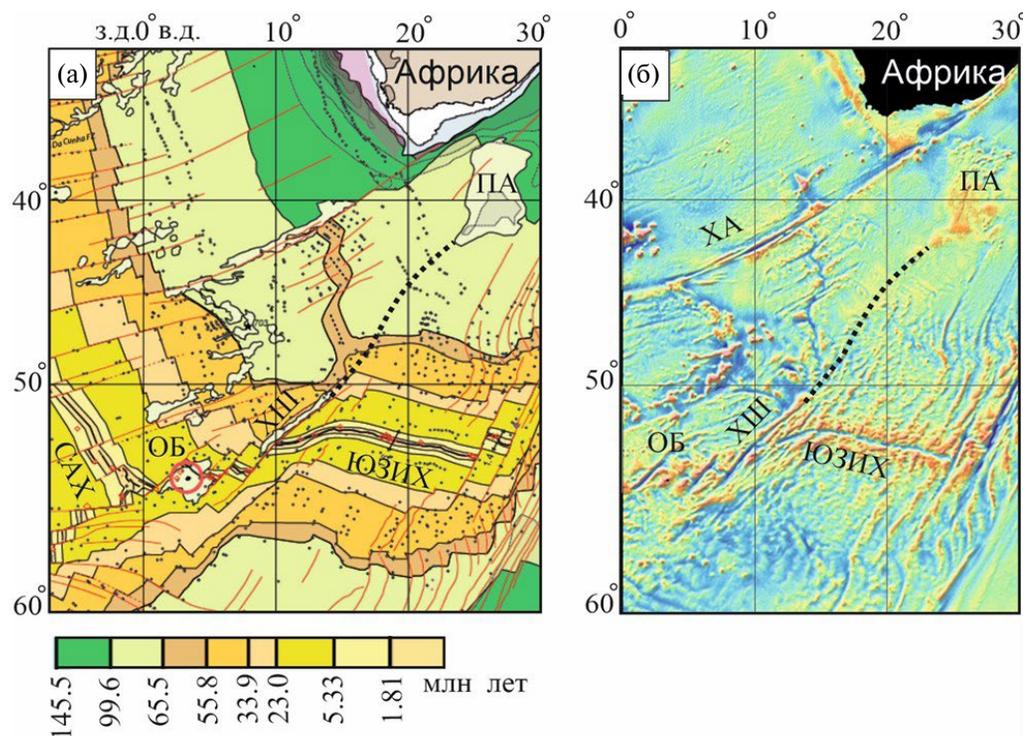


Рис. 10. Положение палеотрансформного разлома, в пределах которого могли перемещаться блоки континентальной коры, формирующие хребт Шака (показан жирной черной линией). а — структурно-тектоническая схема Южной Атлантики (Miles, 2012); б — поле силы тяжести (редукция в свободном воздухе) Южной Атлантики по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell et al., 2014).

Магматизм хребта Шака, как и основные расплавы провинции Феррар, испытали подобное влияние, однако в магматизме Фолклендских островов субдукционные характеристики расплавов менее выражены (Hole et al., 2016). В период раскрытия океана, континентальный блок хребта Шака мигрировал на запад вдоль трансформного разлома, а в миоцене закончил свое движение в современной географической позиции, сохраняя признаки континентальной коры.

Возможна и более сложная модель образования останца континентальной структуры в центральной части Южной Атлантики. Она лучше объясняет отсутствие явных признаков палеотрансформного разлома в восточном крыле котловины Агульяс от палеохребта до плато Агульяс, но требует других, пока не подтвержденных, допущений. В этой модели на начальной стадии раскрытия Южной Атлантики хребет Шака в пределах Южноамериканской плиты двигался на запад вместе с Фолклендским плато. В конце нижнего мела должен был произойти перескок центра спрединга (его положение не установлено) с обособлением континентального блока на Африканской плите, а затем ещё два: около 100 и 60 млн лет назад, т.е. в период времени, когда формировалась котловина Агульяс (Дубинин и др., 2023). Позднее 60 млн лет назад происходило перемещение континентального блока хребта Шака в западном направлении в пределах уже отчетливо проявленного в поле силы тяжести (рис. 10) трансформного разлома Шака.

Предложенная эволюция хребта Шака не исключает возможности миграции горячей точки Буве вдоль трансформного разлома и проявления молодого плюмового магматизма в его пределах, как предполагается норвежскими специалистами (Summary of recommendations..., 2019). Из множества изученных нами драгированных мафических пород хребта Шака коллекции 2016 года только 3 образца оливиновых базальтов, обогащенных несовместимыми микроэлементами и имеющими щелочной уклон, связываются с действием горячей точки Буве (Summary of recommendations..., 2019), и из них только один образец имеет свежий скол, который может свидетельствовать о непосредственном отрыве от коренных пород океанического дна, а два других имеют полуокатанную форму и их происхождение неясно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные образцы мафических пород, драгированные в пределах хребта Шака, свидетельствуют о преимущественном развитии в этом районе магматизма базальт-андезитовой серии. Возраст долеритов, представленных в драгах, как

с западного, так и с восточного окончания хребта, соответствует 183.8 ± 2.2 млн лет. Магматизм такого возраста известен в Южной Атлантике на Фолклендских островах (Hole et al., 2016), а также на территории Южной Америки в Патагонии (массив Десеадо, комплекс Чок Айка, Pankhurst et al., 2000; Navarrete et al., 2024; Bastias et al., 2021). Начальные этапы магматической активности плюма Кару–Мод на территории Южной Африки и Восточной Антарктиды, которая привела к расколу Гондваны и последующему отделению Африки от Антарктиды, также имеют близкий возраст 182 ± 0.8 млн лет (Лейченков и др., 2003).

По химическому составу изученные магматические породы всех трех станций пробоотбора близки между собой и обладают специфическими характеристиками нормированного распределения литофильных элементов: отрицательной Nb–Ta аномалией и положительными Ba и Pb, и существенно отличаются от типичных составов базальтов океанических островов (ОИВ), включая и толеитовые базальты района ТСБ. По характеру обогащения литофильными элементами наиболее близкими к изученным базальтам хребта Шака являются базальты провинции Феррар и Фолклендских островов.

Умеренно радиогенный состав свинца (и стронция) базальтов хребта Шака отличается от состава мантийного источника обогащенных магм провинции Кару и ЗКМ более высокими значениями изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при сопоставимых величинах отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Указанные изотопные характеристики существенно отличаются и от характеристик мантийного источника НИМУ-типа, присущих плюмовым магмам океанических островов. Sr–Nd–Pb изотопный состав магматитов хребта Шака может отражать геохимические характеристики флюидного компонента субдукционного происхождения, ответственного за обогащение мантийных расплавов. Присутствие материала такого состава установлено в мантийном источнике расплавов провинции Феррар и Фолклендских островов, возраст формирования которых близок магматизму хребта Шака.

Полагая, что изученные образцы магматических пород имеют местное происхождение, а не являются материалом ледового разноса, и отражают состав слагающих хребет вулканогенно-плутонических пород, мы связываем происхождение хребта Шака с предшествующей расколу восточной Гондваны геологической эволюцией, в условиях субдукционной зоны, но более древней, чем известные субдукционные зоны западной части Атлантики. Таким образом, хребет Шака может рассматриваться

как неспрединговый блок-останец, оказавшийся пространственно сближенным с поднятием Буве, благодаря сложной истории раскрытия Южного океана под воздействием плюма Кару–Мод.

Авторы признательны д-р Харальду Брекке из Норвежского нефтяного директората (NPD) за представленные геохимические данные, которые использованы в настоящем исследовании. Авторы выражают большую благодарность научному редактору Андрею Владиславовичу Гирнису, а также Евгению Павловичу Дубинину и анонимному рецензенту за доброжелательные рецензии и ценные конструктивные замечания, которые помогли существенно доработать материал статьи.

Работа выполнена при поддержке темы Государственного задания ГЕОХИ РАН.

Работы по анализу локального состава и U-Pb датированию бадделейта осуществлялись в рамках государственного задания “Опытно-методические работы 2021–2023 гг., включающие лабораторно-аналитические исследования, связанные с региональным геологическим изучением недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа”, выполняемого Центром изотопных исследований ФГБУ “Институт Карпинского”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Крымский Р.Ш., Лепехина Е.Н., Мигдисова Н.А., Сушевская Н.М. (2010) Изотопно-геохимические особенности состава толеитов хребта Шписс (Южная Атлантика). *XIX Симпозиум по геохимии изотопов*. Москва: ГЕОХИ РАН, 29–32.
- Дубинин Е.П., Сушевская Н.М., Грохольский А.Л. (1999) История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного соединения Буве. *Российский журнал наук о Земле* **1** (5), 423–443.
- Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Чупахина А.И., Грохольский А.Л., Булычев А.А. (2023) Строение литосферы и условия формирования подводных поднятий приантарктической части Южной Атлантики на основе плотностного и физического моделирования. *Геотектоника* **4**, 32–55. doi:10.31857/S0016853X23040057
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сушевская Н.М. (2024) Тектоническое строение и эволюция литосферы приантарктической части Южной Атлантики. *Океанология* **64** (1), 94–111. doi: 10.31857/S0030157424010072
- Лейченков Г.Л., Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В. (2003) Геодинамика атлантического и индийского секторов Южного океана. *ДАН* **391** (2), 228–231.
- Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. (2018) Формирование и развитие микроконтинентов плато Кергелен, Южная часть индийского океана. *Геотектоника*. **5**. 3–21.
- Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников. *Геология и геофизика* **58** (11), 1633–1648. doi: 10.15372/GiG20171102.
- Родионов Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. (2009) Уран-свинцовый возраст бадделейта (ионный микрозонд SHRIMP-II) и его использование для датирования карбонатитовых массивов. *ДАН* **428** (2), 244–248.
- Румянцева Н.А., Ванштейн Б.Г., Скублов С.Г. (2021) Петрохимическая характеристика толеитов хребта Шака (Южная Атлантика). *Записки Горного Института* **248**, 223–231. doi: 10.31897/PMI.2021.2.6
- Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ванштейн Б.Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Л. (2022) Циркон из габброидов хребта Шака (Южная Атлантика): U-Pb возраст, соотношение изотопов кислорода и редкоэлементный состав. *Записки РМО СЛ* (1), 44–73. doi: 10.31857/S0869605522010099
- Румянцева Н.А., Березин А.В., Ванштейн Б.Г., Скублов С.Г. (2023) Состав клинопироксена как индикатор условий кристаллизации габброидов из хребта Шака (Южная Атлантика). *Новые данные о минералах* **57** (1), 14–23. doi: 10.25993/FM.2023.57.2023.002
- Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А., Хворов Д.М., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С., Мигдисова Н.А., Сколотнев С.Г. (1999) Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве. *Российский журнал наук о Земле*. **1** (3), 221–250.
- Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. (2016) Региональные и локальные аномалии магматизма и особенности тектоники рифтовых зон между Антарктической и Южно-Американской плитами. *Геохимия* (6), 505–521. doi:10.7868/S0016752516050101.
- Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Dubinin E.P., Belyatsky B.V. (2016) Regional and local magmatic anomalies and tectonics of rift zones between the Antarctic and South American plates. *Geochem. Int.* **54**(6), 494–508. doi:10.1134/S0016702916050104
- Сушевская Н.М., Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. (2022) Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде. *Геохимия*, **67** (6), 503–525. doi: 10.31857/S0016752522060097.
- Sushchevskaya N.M., Leitchenkov G.L., Belyatsky B.V., Zhilkina A.V. (2022) Evolution of the Karoo-Maud plume and formation of Mesozoic igneous provinces in Antarctica. *Geochem. Int.* **60** (6), 509–529. doi: 10.1134/S001670292206009X
- Allen R.B., Turcholke V.E. (1981) Petrography and implications of continental rocks from the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean. *Geology* **9** (10), 463–468. doi: 10.1130/0091-7613(1981)9<463:PAIOCR>2.0.CO;2
- Allibon J., Ovtcharova M., Bussy F., Cosca M., Schaltegger U., Bussien D., Lewin E. (2011) Lifetime of an ocean island volcano feeder zone: constraints from U-Pb dating on coexisting zircon and baddeleyite, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age determinations, Fuerteventura, Canary Islands. *Canadian J. Earth Sci.* **48**, 567–592. doi: 10.1139/E10-032
- Armienti P., Longo P. (2011) Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space. *Intern. J. Geosci.* **2**(3), 231–239. doi: 10.4236/ijg.2011.23025

- Bastias J., Spikings R., Riley T., Ulianov A., Grunow A., Chiaradia M., Hervé F. (2021) Data on the arc magmatism developed in the Antarctic Peninsula and Patagonia during the Late Triassic–Jurassic: A compilation of new and previous geochronology, geochemistry and isotopic tracing results. *Data in Brief*. **36**, 107042. doi: 10.1016/j.dib.2021.107042
- Bigg G.R. (2020) The impact of icebergs of sub-Antarctic origin on Southern Ocean ice-rafted debris distributions. *Quaternary Science Reviews*. **232**, 106204. doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106204
- Bonatti E., Ligi M., Borsetti A.M., Gasperini L., Negri A., Sartori R. (1996) Lower Cretaceous deposits trapped near the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Nature*. **380** (6574), 518–520. doi:10.1038/380518a0
- Brekke H., Sandsta N.R., Minakov A., Tkacheva D., Vakueva O., Pedersen R.B., Sushchevskaya N., Faleide J.I., Zarubin S., Alekseyev A., Nikitina D., Sand M., Leitchenkov G., Cherkashov G. (2016) Visiting the Shaka Ridge — a part of the Bouvet hotspot trail. *Abstract to 35 IGC Paper N 3560*.
- Cannat M., Rommevaux-Jestin C., Fujimoto H. (2003) Melt supply variations to a magma-poor ultra-slow spreading ridge (Southwest Indian Ridge 61° to 69°E). *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4** (8), 9104. doi: 10.1029/2002GC000480
- Cannat M., Sauter D., Bezos A., Meyzen C., Humler E., LeRigoleur M. (2008) Spreading rate, spreading obliquity, and melt supply at the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **9**(4), Q04002. doi: 10.1029/2007GC001676
- Clark R., Edwards E., Luxton S., Shipp T., Wilson P. (1995) Geology in the Falkland Islands. *Geology Today* **11** (6), 217–223. doi:10.1111/j.1365–2451.1995.tb00115.x
- Clapperton C.M. (2017) Evidence of cirque glaciation in the Falkland Islands. *Journal of Glaciology* **10**(58), 121–125. doi:10.3189/S0022143000013058
- Cook C.P., Hemming S.R., van der Flierdt T., Pierce Davis E.L., Williams T., Galindo A.L., Jimenez-Espejo F.J., Escutia C. (2017) Glacial erosion of East Antarctica in the Pliocene: a comparative study of multiple marine sediment provenance tracers. *Chem. Geol.* **466**, 199–218. doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.06.011
- Compston W., Williams I.S., Meyer C. (1984) U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.* **89**, B525–B534. doi: 10.1029/JB089iS02p0B525
- Cullen D.J. (1962) The significance of a glacial erratic from the Chatham Rise, east of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* **5**(2), 309–313. doi:10.1080/00288306.1962.10423119
- Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Murphy J.B. (2000) Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth Planet. Sci. Lett.* **178**, 1–11. doi:10.1016/S0012–821X(00)00061–3
- Elliot D.H., Fleming T.H. (2000) Weddell triple junction: the principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. *Geology* **28**, 539–542. doi: 10.1130/0091–7613(2000)28<539:WTJTPF>2.0.CO;2
- Elliot D.H., Fleming T.H. (2021) Ferrar large igneous province: petrology. *Geological Society, London, Memoirs* **55**, 93–119. doi: 10.1144/M55–2018-39
- Ford A.B. (1976) Stratigraphy of the layered gabbroic Dufek intrusion, Antarctica. *Geological Survey Bulletin* **1405-D**, 1–36. doi:10.3133/b1405D
- Gasperini L., Bernoulli D., Bonatti E., Borsetti A.M., Ligi M., Negri A., Sartori R., von Salis K. (2001) Lower Cretaceous to Eocene sedimentary transverse ridge at the Romanche Fracture Zone and the opening of the equatorial Atlantic. *Marine Geology* **176**, 101–119. doi:10.1016/S0025–3227(01)00146–3
- Georgen J.E., Lin J., Dick H.J.B. (2001) Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: effects of transform offsets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **187**, 283–300. doi: 10.1016/S0012–821X(01)00293–X
- Groshev N.Yu., Pripachkin P.V., Karyowski B.T., Malygina A.V., Rodionov N.V., Belyatsky B.V. (2018) Genesis of a magnetite layer in the Gabbro-10 intrusion, Monchegorsk Complex, Kola Region: U–Pb SHRIMP-II dating of metadiorites. *Geology of Ore Deposits* **60**, (6), 486–496. doi: 10.1134/S1075701518060028
- Hastie W.W., Watkeys M.K., Aubourg C. (2014) Magma flow in dyke swarms of the Karoo LIP: implications for the mantle plume hypothesis. *Gondwana Research* **25**, 736–755. doi: 10.1016/j.gr.2013.08.010
- Heaman L.M. (2009) The application of U–Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: an evaluation of three mineral standards. *Chem. Geol.* **261**, 43–52. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.10.021
- Hergt J.M., Chappell B.W., Faure G., Mensing T.M. (1989) The geochemistry of Jurassic dolerites from Portal Peak, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**, 298–305. doi: 10.1007/BF00373722
- Hinthorne J.R., Andersen C.A., Conrad R.L., Lovering J.F. (1979) Single-grain ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb and U/Pb age determinations with a 10 mkm spatial resolution using the ion microprobe mass analyzer (IMMA). *Chem. Geol.* **25**, 271–303. doi: 10.1016/0009–2541(79)90061–5
- Hofmann A.W. (2007) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace element. *Treatise on Geochemistry* **2**, 1–44. doi: 10.1016/B0–08-043751–6/02123–X
- Hole M.J., Ellam R.M., Macdonald D.I.M., Kelley S.P. (2016) Gondwana break-up related magmatism in the Falkland Islands. *Journal of the Geological Society, London* **173**, 108–126. doi: 10.1144/jgs2015–027
- Hoyer P.A., Haase K.M., Regelous M., O'Connor J.M., Homrighausen S., Geissler W.H., Jokat W. (2022) Mantle plume and rift-related volcanism during the evolution of the Rio Grande Rise. *Communications Earth & Environment* **3**, 1–18. doi: 10.1038/s43247–022-00349–1
- Jokat W., Hagen C. (2017) Crustal structure of the Agulhas Ridge (South Atlantic Ocean): Formation above a hotspot? *Tectonophysics* **716**, 21–32. doi: 10.1016/j.tecto.2016.08.011
- Kamenetsky V.S., Maas R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A. (2001) Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. *Geology* **29** (3), 243–246. doi: 10.1130/0091–7613(2001)029<0243:ROGCLI>2.0.CO;2
- Kurz M.D., Le Roex A.P., Dick H. (1998) Isotope geochemistry of oceanic mantle near the Bouvet triple junction. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62** (5), 841–852. doi: 10.1016/S0016–7037(97)00383–9
- Kyle P.R. (1980) Development of heterogeneities in the subcontinental mantle: evidence from the Ferrar Group, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 89–104. doi: 10.1007/BF00376262

- Kyle P.R., Elliot D.H., Sutter J.F. (1981) Jurassic Ferrar Supergroup tholeiites from the Transantarctic Mountains, Antarctica, and their relation to the initial fragmentation of Gondwana. *Gondwana Five: Proceedings of the Fifth Gondwana Symposium*. Cresswall M.M., Vella P. (eds). A.A.Balkema, Rotterdam, 283–287.
- LeRoex A.P., Dick H.J.B., Erlank A.J., Reid A.M., Frey F.A., Hart S.R. (1983) Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11°E.J. *Petrol.* **24**, 267–318. doi: 10.1093/petrology/24.3.267
- Licht K.J., Hemming S.R. (2017) Analysis of Antarctic glaciogenic sediment provenance through geochemical and petrologic applications. *Quaternary Science Reviews* **164**, 1–24. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.03.009
- Lin J., Geogren J.E., Dick H. (2003) Ridge-hotspot interactions at ultra-slow spreading conditions: Bouvet/Marion hotspots and the SW Indian Ridge. Abstracts. InterRidge Symposium and workshop. Ridge-hotspot interaction: Recent Progress and Prospects for Enhanced International Collaboration. Brest. France. 30.
- Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00, a user's manual. *BGC Special Publication No.2*, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *BGC Special Publication No.1a*, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
- McDonough W., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120** (3–4), 223–253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
- McKay R., Albot O., Dunbar G.B., Lee J.I., Lee M.K., Yoo K.-C., Kim S., Turton N., Kulhanek D., Patterson M., Levy R. (2022) A comparison of methods for identifying and quantifying ice rafted debris on the Antarctic margin. *Paleoceanography and Paleoclimatology* **37**, e2021PA004404. doi:10.1029/2021PA004404
- Migdisova N.A., Sushchevskaya N.M., Luttinen A.V., Mikhail'skii E.M. (2004) Variations in the composition of clinopyroxene from the basalts of various geodynamic settings of the Antarctic region. *Petrology* **12** (2), 206–224.
- Miles P. (2012) Structural map of the Atlantic Ocean. CGMW. Paris, 1 sheet.
- Mitchell C., Ellam R.M., Cox K.G. (1999) Mesozoic dolerite dykes of the Falkland Islands: petrology, petrogenesis and implications for geochemical provinciality in Gondwanaland low-Ti basaltic rocks. *Journal of the Geological Society, London* **156**, 901–916. doi: 10.1144/gsjgs.156.5.0901
- Needham H.D. (1962). Ice-rafted rocks from the Atlantic Ocean off the coast of the Cape of Good Hope. *Deep-Sea Research* **9**, 475–486. doi: 10.1016/0011-7471(62)90098-0
- Nielsen S.H.H., Hodell D.A., Kamenov G., Guilderson T., Perfit M.R. (2007) Origin and significance of ice-rafted detritus in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **8** (12), Q12005. doi: 10.1029/2007GC001618
- Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.P. (2000) Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* **41**(5), 605–625. doi: 10.1093/petrology/41.5.605
- Parsieglia N., Gohl K., Uenzelmann-Neben G. (2008) The Agulhas Plateau: structure and evolution of a Large Igneous Province. *Geophys. J. Int.* **174**, 336–350. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03808.x
- Richards P.C., Stone P., Kimbell G.S., McIntosh W.C., Phillips E.R. (2013) Mesozoic magmatism in the Falkland Islands (South Atlantic) and their offshore sedimentary basins. *Journal of Petroleum Geology* **36**(1), 61–74. doi: 10.1111/jpg.12542
- Riley T.R., Leat Ph.T., Storey B.C., Parkinson I.J., Millar I.L. (2003) Ultramafic lamprophyres of the Ferrar large igneous province: evidence for a HIMU mantle component. *Lithos* **66**, 63–76. doi: 10.1016/S0024-4937(02)00213-X
- Riley T.R., Curtis M.L., Leat P.T., Watkeys M.K., Duncan R.A., Millar I.L., Owens W.H. (2006) Overlap of Karoo and Ferrar magma types in KwaZulu-Natal, South Africa. *J. Petrol.* **47**, 541–556. doi: 10.1093/petrology/egi085
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2012) Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Research* **21** (4), 728–744. doi: 10.1016/j.gr.2011.10.005
- Rumyantseva N.A., Skublov S.G., Vanshtein B.G., Li X.H., Li Q. (2022) Zircon from gabbroids of the Shaka Ridge (South Atlantic): U–Pb age, oxygen isotope ratios, and trace element composition. *Geology of Ore Deposits* **64**(8), 622–645. doi: 10.1134/S1075701522080104
- Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R. (2014) New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science* **346** (6205), 65–67. doi: 10.1126/science.1258213
- Sato H., Machida S., Meyzen C.M., Ishizuka O., Senda R., Bizimis M., et al. (2024) The Conrad Rise revisited: Eocene to Miocene volcanism and its implications for magma sources and tectonic development. *J. Geophys. Res.* **129**, e2023JB027380. doi: 10.1029/2023JB027380
- Summary of recommendations of the commission on the limits of the continental shelf in regard to the submission made by Norway in respect of Bouvet and Dronning Maud Land on 4 may 2009. *UN Convention on the Law of the Sea*, 2016–2019, 1–43. https://2019_02_08_com_sumrec_nor.pdf (последнее обращение 30.06.2024)
- Uenzelmann-Neben G., Gohl K. (2004) The Agulhas Ridge, South Atlantic: the peculiar structure of a fracture zone. *Marine Geophys Res.* **25**, 305–319. doi 10.1007/s11001-005-1338-8
- White R.S., McKenzie D. (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* **94**, 7685–7730. doi: 10.1029/JB094iB06p07685

**SHAKA RIDGE (SOUTH ATLANTIC) —
A REMNANT OF CONTINENTAL CRUST?****N.M. Sushchevskaya^{a,*}, G.L. Leitchenkov^{b,c,**}, B.V. Belyatsky^{d,***}, D. A. Agapitova^b**

^a*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI), Russian Academy of Sciences, Kosigina, 19, Moscow, 119991 Russia*

^b*Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Angliyskiy av., 1, St. Petersburg, 190121 Russia*

^c*St-Petersburg State University, University Emb., 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia*

^d*Karpinsky All-Russia Research Geological Institute (VSEGEI), Sredniy pr., 74, St. Petersburg, 199106 Russia*

**e-mail: nadyas@geokhi.ru*

***e-mail: german_1@mail.ru*

****e-mail: bbelyatsky@mail.ru*

Received June 08, 2024

Revised August 01, 2024

Accepted August 09, 2024

As a result of a study of igneous rocks of the basalt — andesite series, dredged on the Shaka Ridge in the South Atlantic, it was found that they differ from the basalts of mid-ocean ridges and ocean islands, and have an age of 183–186 Ma, corresponding to the time of manifestation of the Karoo-Mod mantle plume in central Gondwana. The input of ice-rafted debris into the study area due to ice transportation is considered unlikely. Geochemical and isotopic features of the studied igneous rocks show their similarity with the Jurassic mafic complexes of the Ferrar province in Antarctica and the Falkland Islands, formed during the intrusion of the Karoo Maud plume and paleo-Pacific subduction. Based on the all data obtained, it was concluded that the Shaka Ridge is a continental block that was moved during the opening of the South Atlantic in the Early Cretaceous-Early Miocene from the continental margin of Africa along an extended transform fault into the present Bouvet triple junction area.

Keywords: South Atlantic, mid-ocean ridge, transform faults, Shaka Ridge, mantle plume, hot spot, continental crust, geochemistry, geochronology