



УДК 552.11

Петрохимическая характеристика толеитов хребта Шака (Южная Атлантика)

Н.А.РУМЯНЦЕВА¹✉, Б.Г.ВАНШТЕЙН¹, С.Г.СКУБЛОВ^{2,3}¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С.Грамаберга, Санкт-Петербург, Россия*² *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*³ *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Румянцева Н.А. Петрохимическая характеристика толеитов хребта Шака (Южная Атлантика) / Н.А.Румянцева, Б.Г.Ванштейн, С.Г.Скублов // Записки Горного института. 2021. Т. 248. С. 223-231. DOI: 10.31897/PMI.2021.2.6

Аннотация. В статье представлены оригинальные данные по химическому составу толеитовых базальтоидов и андезитов, драгированных из хребта Шака (Южная Атлантика) в ходе экспедиционных исследований весной 2016 г. на научно-экспедиционном судне «Академик Федоров». Аналитическая часть работы по определению содержаний петрогенных, редких и редкоземельных элементов выполнялась при помощи классического метода («мокрой химии»), рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) и ICP-MS. Изучаемые образцы демонстрируют повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов LILE (Ba, Rb, Pb) и легких редкоземельных элементов LREE (La, Ce, Nd, Sm) относительно высокозарядных HFSE (Nb, Ta) и тяжелых редкоземельных элементов HREE (Dy, Yb, Lu). Особенности геохимии редких элементов предполагают значительный вклад корового или субдукционного компонентов в магмы хребта Шака. Дискриминационные диаграммы для базальтоидов и близких к ним пород с полями различных геодинамических обстановок свидетельствуют о том, что они образовывались в обстановке срединно-океанического хребта MORB. Причина появления в породах субдукционных и коровых меток, возможно, связана с процессами ассимиляции магмами корового вещества или заключается в их унаследовании от мантийного источника.

Ключевые слова: хребет Шака; Южная Атлантика; геохимия; толеитовые базальты; контаминация

Введение. Изучение океанических пород в последние десятилетия показало, что они демонстрируют широкие вариации химического состава как в региональном масштабе океанического бассейна, так и в локальном – в пределах сегмента срединно-океанического хребта [10, 14, 15, 17, 20].

Район хребта Шака в Южной Атлантике до сих пор остается малоизученным. Исследуемый регион является уникальным объектом, поскольку здесь происходит взаимодействие мантийного плюма и срединно-океанического хребта (СОХ), что позволяет реконструировать геологические процессы для понимания химического состава и неоднородности мантии Земли.

Изучение обстановок формирования океанических пород осложняется фактором возможной контаминации, что приводит к «размытию» типовых геохимических характеристик. Ранее «загрязненные» базальтоиды с нетипичными для СОХ геохимическими характеристиками уже были найдены в пределах Срединно-Атлантического [15] и Юго-Западного Индийского хребтов в Южной Атлантике [10]. В настоящее время нет единой теории, которая могла бы объяснить их происхождение.

Характеристика района. Территория исследования располагается в пределах хребта Шака, западной оконечности Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) (рис.1). Достоверной информации о происхождении и становлении хребта Шака в настоящее время нет. ЮЗИХ – современный ультрамедленный срединно-океанический хребет, вдоль которого скорость спрединга составляет 14-18 мм/год. Его формирование началось в результате распада суперконтинента Гондвана в мезозойскую эру [11]. Хребет протягивается на 8000 км от тройного сочленения Буве (ТСБ) в Южной Атлантике до тройного сочленения Родригес в центральной части Индийского океана. Остров Буве, являющийся горячей точкой, располагается примерно в 300 км восточнее ТСБ и в 55 км от ближайшего сегмента ЮЗИХ [4, 13]. ЮЗИХ характеризуется интенсивно расчлененным рельефом с перепадом высот до 4 км и более, а также присутствием значительного количества трансформных разломов (ТР), многие из которых имеют собственные имена. Одним из таких ТР является разлом Шака, на северо-восточном фланге которого расположился одноименный хребет Шака в виде подводной возвышенности, протягивающийся на северо-восток.

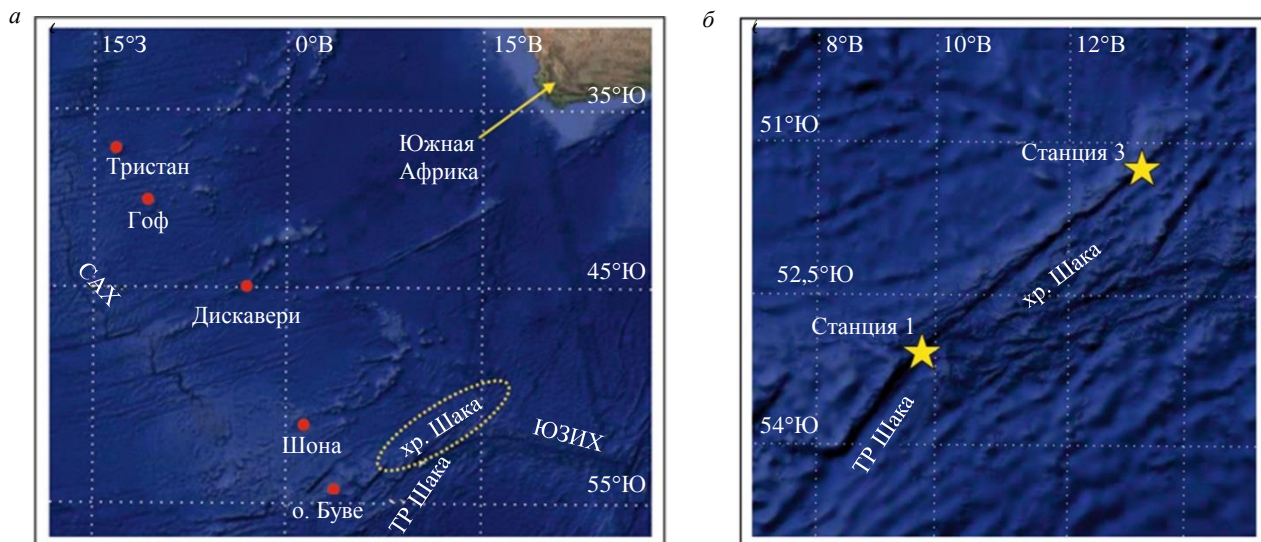


Рис.1. Карта района хребта Шака (а) и станции драгирования вдоль хребта Шака (б)
В качестве топографической основы использована информация из открытых источников <https://www.google.com/maps>

Первые детальные геолого-геофизические исследования в районе, где располагается хребет Шака, были проведены сотрудниками Вудсхоулского океанографического института (WHOI) в рамках программы геофизического картирования и драгировочных работ ЮЗИХ между 9° в.д. и 16° в.д. в декабре 2000 – январе 2001 г. В результате проведенных исследований были сделаны выводы о мантийной неоднородности района, выражающейся в различных показателях гравитационного поля, и взаимодействии горячей точки Буве с ТР Шака примерно 20 млн лет назад [13].

Фактический материал и аналитические методы. Образцы изучаемых пород были отобраны с двух станций драгирования вдоль хребта Шака в ходе экспедиционных работ на судне «Академик Федоров» весной 2016 г. Все пробы отбирались при помощи пробоотборника типа «драга» с заранее выбранных станций драгирования. Суммарно в пределах исследуемой акватории было поднято около 696 кг донно-каменного материала (ДКМ). Поднятый ДКМ представляет собой породы различного состава – от осадочных алевролитов до магматических базальтоидов. В качестве объекта исследования были выбраны породы схожего состава, преимущественно сложенные Pl и Srx, с минимальными признаками вторичных изменений (серицитизация и хлоритизация наблюдаются исключительно в образцах долеритов). Расположение станций драгирования изучаемых образцов показано на рис.1, б и в табл.1.

Таблица 1

Расположение и координаты станций драгирования изучаемых образцов

Станция драгирования	Местоположение	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, м
F-B-2016-3-2	Северо-восточный фланг средней части хребта Шака	-51,0578	13,1649	1450
F-B-2016-1-1	Южное подножие местного нагорья на юго-западной оконечности хребта Шака	-52,5717	9,4455	2300

Аналитические работы по определению содержания главных и редких элементов проводились в нескольких научных организациях. Содержание петрогенных элементов определялось методом классического анализа («мокрой химии») на базе химико-спектральной лаборатории Аналитического центра ВНИИОкеангеология. Содержание редких элементов было определено при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ и рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) во ВНИИОкеангеологии по стандартным методикам.

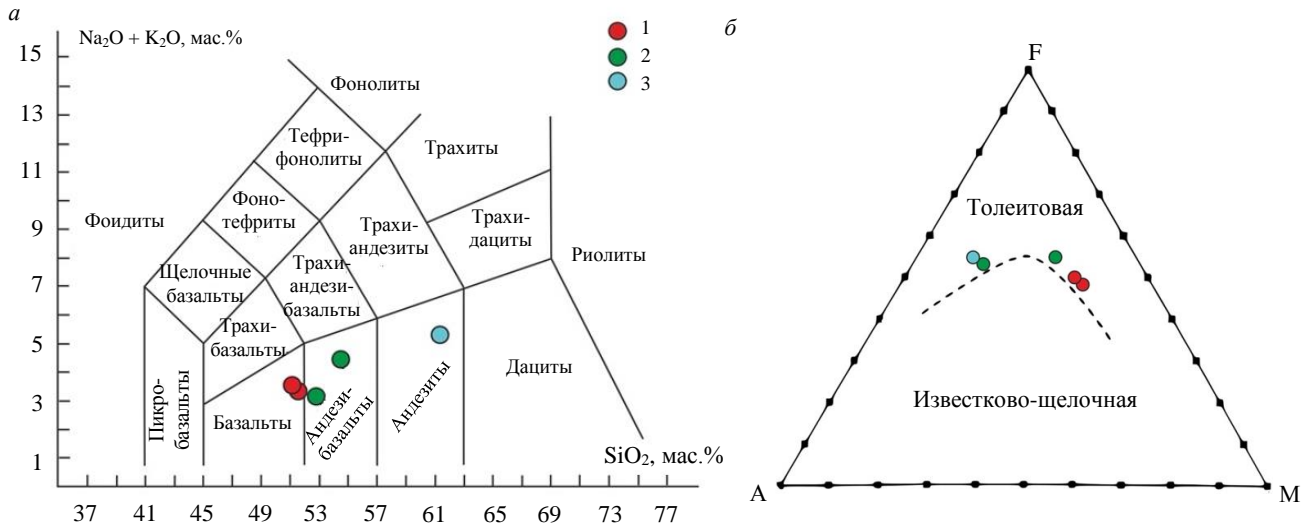


Рис.2. TAS-диаграмма ($\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для пород хребта Шака с полями по [3] (а), тройная диаграмма AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (A) – $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (F) – MgO (M)) по [9] (б)
1 – семейство базальтов; 2 – андезибазальтов; 3 – андезитов

Петрохимическая характеристика. Согласно классификационной диаграмме TAS (рис.2, а) изучаемые образцы пород попадают в диапазон от базальтов до андезитов нормальной щелочности. На диаграмме AFM (рис.2, б) все фигуративные точки лежат в толетовом поле.

Семейство базальтов (обр. 1-1-2, 3-2-45 в табл.2, рис.3, а, б). Представлено гипабиссальными аналогами базальтов – долеритами. Вкрапленники: An_{40-55} – 53-55 %, Срх – 40-42 %, Ol – 0-5 %, Orx – 0-5 %, Vt – 0-5 %. Содержание SiO_2 в породах семейства базальтов выдержанное, в интервале от 51,5 до 51,6 мас. %. Сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3,34$ до 3,66 мас. %. При этом наблюдается незначительное преобладание натрия над калием $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,77-2,34$. Коэффициент магнезиальности $\text{Mg}\#$ изменяется в узком диапазоне от 0,43 до 0,45. Также породы характеризуются достаточно высоким содержанием Al_2O_3 – в среднем 14,3 мас. % и относительно низким содержанием суммарного железа Fe_2O_3 – в среднем 10,2 мас. %, MgO – 7,86 мас. % и CaO – 9,99 мас. %. Среднее содержание MnO – 0,19 мас. %, TiO_2 – 0,89 мас. %, P_2O_5 – 0,15 мас. %.

Таблица 2

Состав толентов хребта Шака

Компонент	Образец				
	1-1-2	1-1-3	1-1-9	3-2-45	3-2-49
SiO_2	51,6	52,9	61,2	51,5	55,1
TiO_2	0,62	0,93	0,84	1,16	1,12
Al_2O_3	13,7	17,7	14,8	14,9	20,3
Fe_2O_3	2,16	2,78	1,40	2,15	2,51
FeO	8,27	6,54	7,20	7,80	4,46
FeO^*	10,4	9,32	8,60	9,95	6,97
MnO	0,19	0,18	0,33	0,19	0,19
MgO	8,47	4,82	1,91	7,26	2,38
CaO	10,6	10,12	5,08	9,41	8,65
Na_2O	2,34	2,37	4,42	2,34	3,40
K_2O	1,00	0,75	1,00	1,32	0,75
P_2O_5	0,11	0,08	0,04	0,19	0,12
LOI	1,12	0,83	1,32	1,37	1,02
Сумма	100,11	100,00	99,63	99,58	100,02
Ba	123	127	343	244	127
Rb	36	27	30	41	24
Th	3,10	0,96	2,08	1,49	0,90
U	0,62	0,27	0,56	0,48	0,25
Nb	3,03	0,69	3,23	4,30	0,72



Окончание табл.2

Компонент	Образец				
	1-1-2	1-1-3	1-1-9	3-2-45	3-2-49
Ta	0,12	0,05	0,14	0,19	0,05
La	6,58	4,68	7,98	11,7	4,50
Ce	14,2	12,3	19,6	25,4	11,9
Pb	10,0	9,00	14,0	9,00	9,00
Nd	8,65	8,85	13,2	14,8	8,20
Hf	1,81	1,88	3,24	2,92	1,82
Zr	61,9	61,9	104	105	56,9
Sm	2,25	2,83	4,05	3,63	2,52
Eu	0,72	0,86	1,09	1,02	0,89
Gd	2,87	3,49	4,39	3,91	3,09
Dy	3,66	3,86	5,25	4,19	3,67
Y	21,4	21,9	30,6	24,2	21,4
Yb	2,19	2,32	3,30	2,54	2,23
Lu	0,35	0,37	0,50	0,39	0,33
Ce/Pb	1,42	1,37	1,40	2,82	1,32
Nb/U	4,89	2,56	5,77	8,96	2,88
Nb/Y	0,14	0,03	0,11	0,18	0,03
Zr/Y	4,34	2,83	3,40	4,34	2,66
Zr/Nb	20,4	89,7	32,2	24,4	79,0
Y/Nb	7,06	31,7	9,47	5,63	29,7
ΔNb	0,01	-0,63	-0,26	-0,23	-0,55
Eu/Eu*	0,87	0,84	0,79	0,82	0,97

Примечание. $FeO^* = Fe_2O_3 + FeO$.

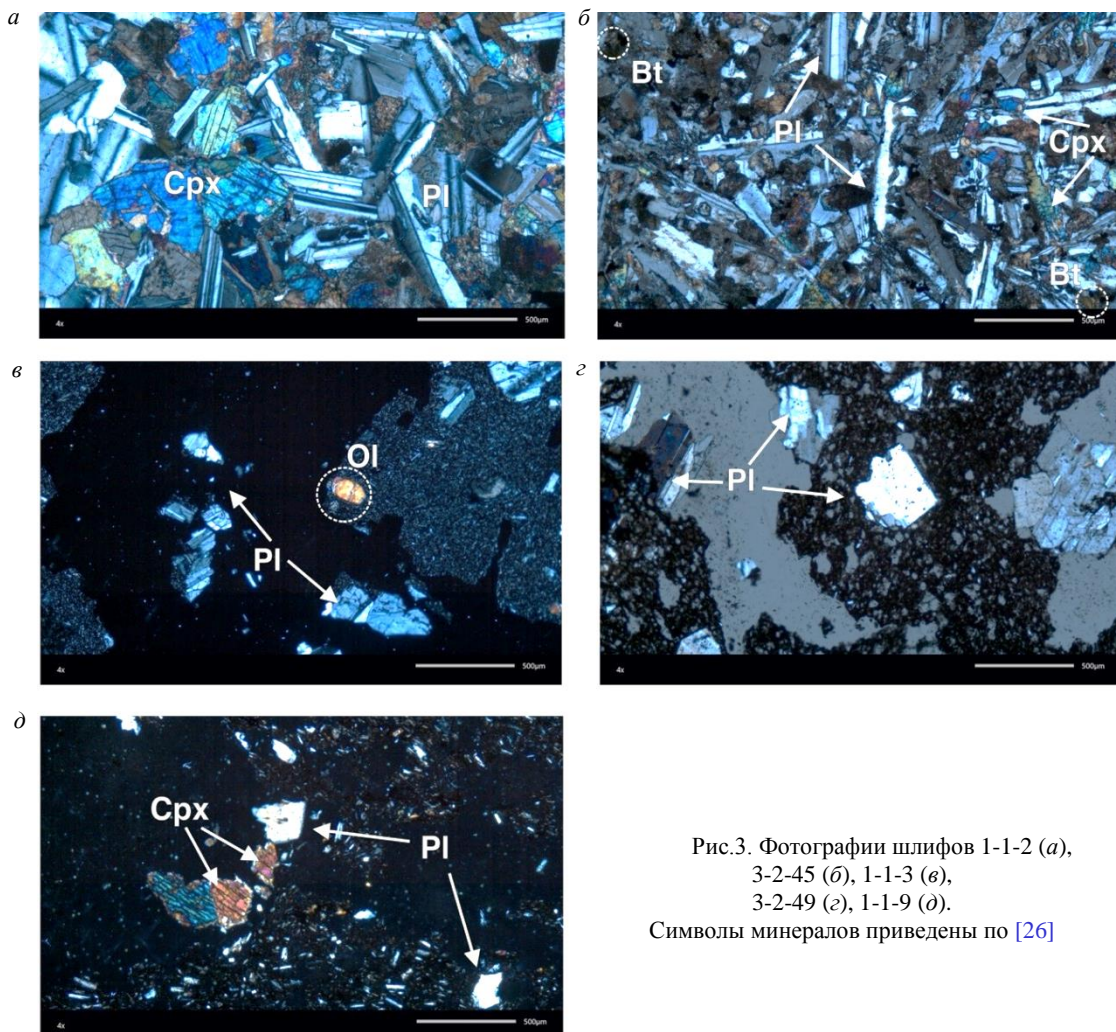


Рис.3. Фотографии шлифов 1-1-2 (а),
 3-2-45 (б), 1-1-3 (в),
 3-2-49 (г), 1-1-9 (д).
 Символы минералов приведены по [26]



Семейство андезибазальтов (обр. 1-1-3, 3-2-49 в табл.2, рис.3, в, з). Вкрапленники: Al_{40-50} – 90-94 %, Sr_x – 5-10 %, O_l – 0-1 %. Основная масса: Pl – 50-90 %, стекло – 42-50 %. Доля вкрапленников от объема всей породы составляет ~30-80 %. Содержание кремнезема SiO_2 варьирует в узком диапазоне от 52,89 до 55,08 мас. %. Сумма щелочей $Na_2O + K_2O$ – от 3,12 до 4,15 мас. %. Отмечается преобладание натрия над калием Na_2O/K_2O – в среднем 3,85. Коэффициент магнезиальности $Mg\#$ в этом семействе пород ниже: 0,26 – 0,34. Породы отличаются высоким содержанием Al_2O_3 – 19,0 мас. % и относительно низким содержанием суммарного железа Fe_2O_3 – 8,15 мас. %, MgO – 3,60 мас. % и CaO – 9,39 мас. %. Содержания MnO – 0,19 мас. %, TiO_2 – 1,03 мас. %, P_2O_5 – 0,10 мас. %.

Семейство андезитов (обр. 1-1-9 в табл.2, рис.3, д) представлено образцом исландита. Вкрапленники: Al_{40} – 50 %, Sr_x – 50 %; Основная масса: стекло – 50 %, Pl – 40 %, Sr_x – 10 %. Доля вкрапленников от объема всей породы – 20 %. Содержание SiO_2 в породе составляет 61,2 мас. %. Сумма щелочей $Na_2O + K_2O$ – 5,42 мас. %. Натрий преобладает над калием ($Na_2O/K_2O = 4,42$). Коэффициент магнезиальности $Mg\#$ – 0,18. Отмечается относительно высокое содержание Al_2O_3 – 14,84 мас. % и относительно низкое содержание суммарного железа Fe_2O_3 – 8,60 мас. %, MgO – 1,91 мас. % и CaO – 5,08 мас. %, все эти значения несколько ниже, чем в ранее описанных семействах. Среднее содержание MnO – 0,33 мас. %, TiO_2 – 0,84 мас. %, P_2O_5 – 0,04 мас. %.

Исследуемые образцы характеризуются преимущественно натриевым и натриево-калиевым типом щелочности. Все они принадлежат толеитовой серии. Магнезиальность пород варьирует от средней до низкой. В данном случае коэффициент магнезиальности связан с количественным содержанием Sr_x в породах. Для всех пород наблюдается низкое содержание титана.

Геохимическая характеристика. Изучение океанических пород часто осложняется неоднозначностью диагностических геохимических характеристик. Особенно полезны для исследования соотношения несовместимых элементов, поскольку они более устойчивы в процессе изменения пород, являясь чувствительными индикаторами характеристик мантийного источника.

На мультиэлементных спайдер-диаграммах (рис.4), нормированных к примитивной мантии, для изучаемых образцов примечательной особенностью являются повышенные концентрации крупноионных литофильных элементов LILE (Ba, Rb, Pb) и легких редкоземельных элементов LREE (La, Ce, Nd, Sm) относительно высокозарядных HFSE (Nb, Ta) и тяжелых редкоземельных элементов HREE (Dy, Yb, Lu). Общий характер спектров различных семейств горных пород схож между собой. В целом мультиэлементные спектры близки к спектрам континентальной коры (continental crust) и субдущированному осадку (GLOSS). Н.Грин [7] отмечал, что обогащение LILE и LREE относительно Nb и Ta в базальтовых магмах может отражать наличие субдукционного компонента или компонента континентальной коры в очаге плавления. М.Вилсон [27] в своих исследованиях сравнивала составы N-MORB с контаминированными базальтами путем построения спайдер-диаграмм. При содержании хотя бы 5 % вещества земной коры в составе расплава на

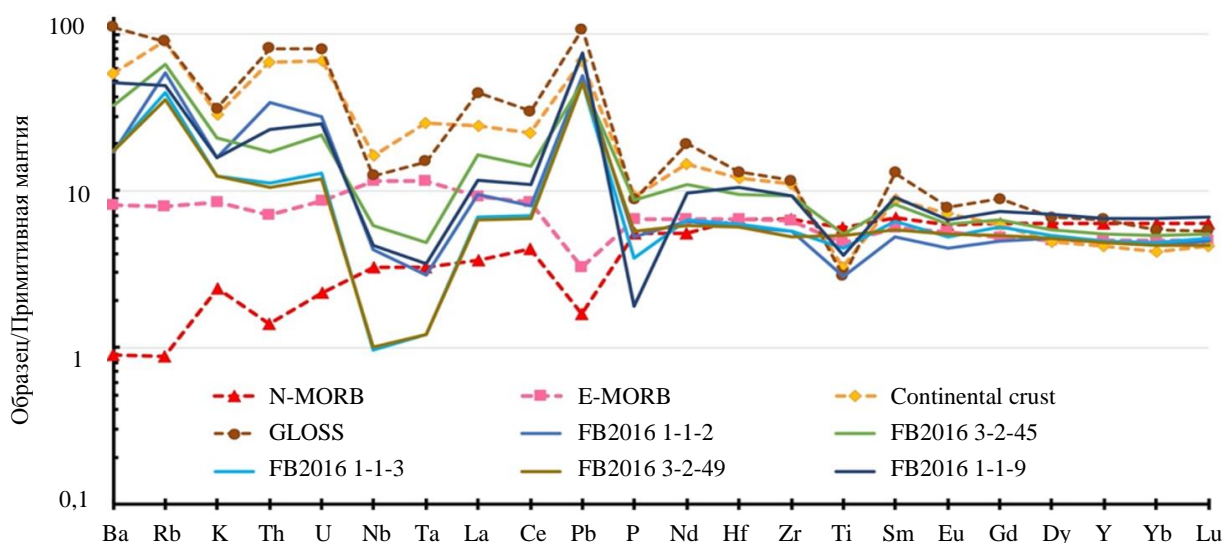


Рис.4. Распределение редких элементов в породах хребта Шака, нормированное на примитивную мантию [24]

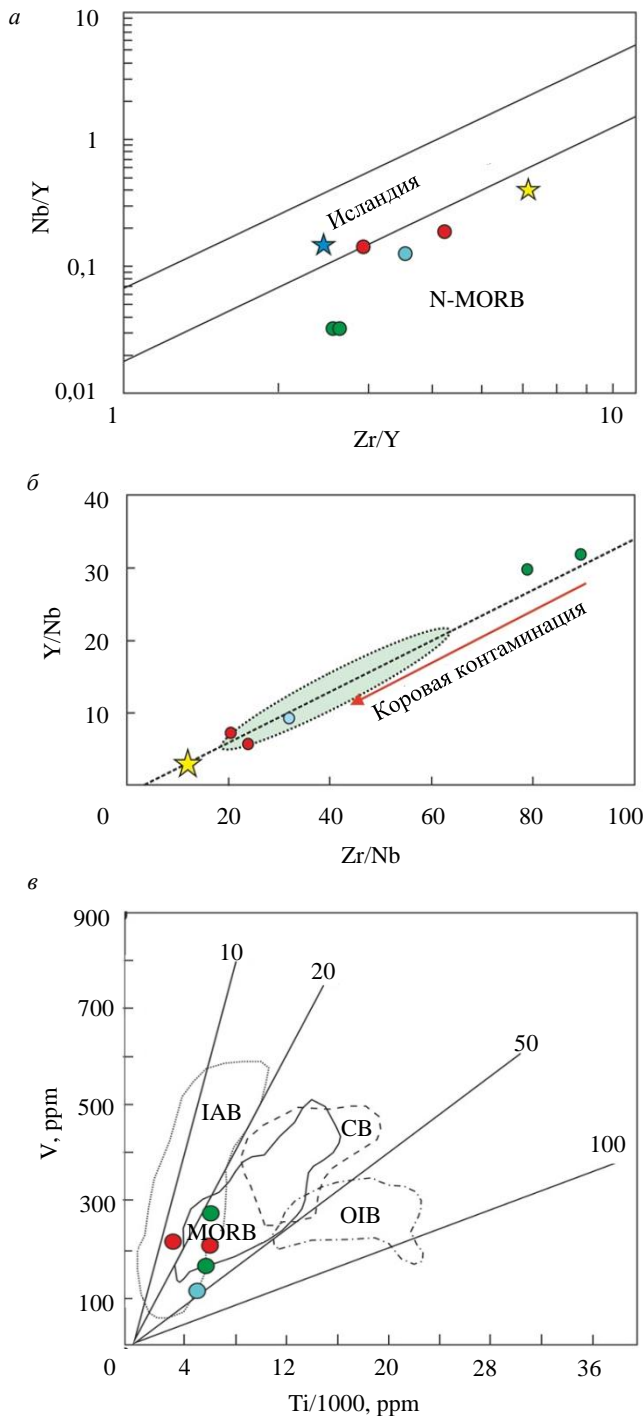


Рис.5. Дискриминационная диаграмма Nb/Y – Zr/Y для пород хребта Шака [25] (а), синяя звезда – значение состава примитивной мантии [24], желтая звезда – средний состав континентальной коры [19]; соотношение Zr/Nb – Y/Nb для пород хребта Шака (б), пунктир – расчетная кривая смешения между обогащенным компонентом и обедненным родоначальным [27], стрелка – возрастание степени контаминации пород коровым материалом, звезда – средний состав континентальной коры [21], поле, выделенное пунктиром – состав N-MORB вдоль Юго-Западного Индийского хребта [5]; дискриминационная диаграмма Ti/1000 – V для пород хребта Шака [22] (в), MORB – базальты COX, IAB – островодужные базальты, OIB – базальты океанических островов, CB – базальты континентальных рифтов

мультиэлементном спектре возрастает общее содержание редких элементов и начинает проявляться Nb-Ta аномалия. При содержании 15 % корового материала на мультиэлементном спектре эти тенденции становятся еще более отчетливыми и он приобретает сходный характер со спектрами для магм, связанными с зоной субдукции.

Толейты хребта Шака имеют низкие соотношения Ce/Pb (1,32-2,82) и Nb/U (2,56-8,96), что указывает на коровую контаминацию, либо на вклад субдуцированного компонента [28]. Океанические базальтоиды часто сравниваются по значению отношений Nb/Y и Zr/Y с полями составов для аналогичных пород Исландии (рис.5, а). Избыток или недостаток Nb по отношению к нижнему пределу Исландского массива можно количественно оценить с помощью параметра $\Delta Nb = 1,74 + \log(Nb/Y) - 1,92 \log(Zr/Y)$. На него не влияет фракционная кристаллизация оливина и плагиоклаза, так как Nb, Zr и Y в этих фазах крайне несовместимы. В рассматриваемых образцах значение параметра ΔNb варьирует от +0,01 до -0,63. Толейты хребта Шака в основном расположились в поле ниже данных для массива Исландии, таким образом попадая в поле N-MORB (рис.5, а, табл.2).

Корреляция отношений Zr/Nb и Y/Nb (рис.5, б) в изучаемых породах хорошо согласуется с расчетными кривыми смешения между обогащенным и обедненным источниками. Все фигуративные точки расположились вдоль вероятной линии смешения. Семейства базальтов и андезитов компактно расположились в «обогащенной» области, близко к составам континентальной коры. Точки, соответствующие составам семейства андезибазальтов, находятся на удалении от остальных в деплетированном поле. Из этого можно сделать вывод, что базальтоиды и андезиты приобрели свой обогащенный характер в процессе контаминации. Андезибазальты же имеют менее обогащенный характер и, соответственно, меньший вклад корового материала в родоначальные магмы.

Геодинамическая обстановка формирования пород была оценена при помощи дискриминационных диаграмм, которые основаны на содержаниях и отношениях немобильных элементов, включая высокозарядные элементы Nb, Zr, Ti, Y, Yb. На диаграмме Ti/V (рис.5, в) фигуративные точки, отвечающие составу изучаемых пород, в основном ложатся в поле

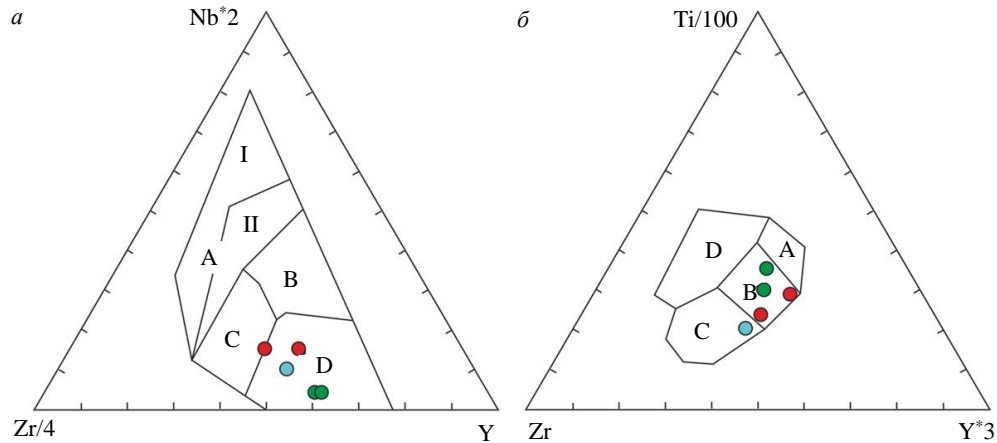


Рис.6. Дискриминационные диаграммы $Zr/4 - 2Nb - Y$ [16] (а),
 А-I –щелочные внутриплитные базальты, А-II – внутриплитные толеитовые базальты,
 В-Е – MORB, С – внутриплитные толеитовые базальты и базальты океанических дуг,
 D-N – MORB и базальты океанических дуг;
 $Zr - Ti/100 - 3Y$ [18] (б); А – толеиты островных дуг,
 В – MORB, толеиты островных дуг и известково-щелочные базальты,
 С – известково-щелочные базальты, D – внутриплитные базальты

перекрытия базальтов островных дуг (IAB) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). Тектоническая обстановка образцов была визуализирована и на нескольких тройных диаграммах. На рис.6, а все точки ложатся в поле нормальных базальтов COX – MORB и базальтов океанических дуг одновременно. На рис.6, б фигуративные точки попадают в поле, отвечают составам пород MORB, базальтам островных дуг и известково-щелочным базальтам одновременно, кроме одной. Она ложится в поле базальтов известково-щелочной серии, но приближена к границе с полем, куда легли остальные точки.

Сумма REE в рассматриваемых толеитах района хребта Шака варьирует от 215 до 329 ppm. Изучаемые образцы пород демонстрируют слабо дифференцированные, с незначительным наклоном от LREE к HREE спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI (рис.7). Для большинства спектров характерна слабая отрицательная Eu-аномалия. Значение Eu/Eu^* варьирует от 0,79 до 0,97. Это свидетельствует о слабо проявленном процессе фракционирования плагиоклаза [1]. Образцы андезибазальтов практически повторяют спектры друг друга. Отличие лишь в величине Eu-аномалии, в образце 3-2-49 она практически отсутствует ($Eu/Eu^* = 0,97$), а также в содержании Gd. Наибольшее обогащение LREE демонстрирует образец долерита 3-2-45. В области HREE спектры в целом схожи и отличаются только суммарным содержанием этих элементов. Спектры рассматриваемых образцов укладываются в поле между спектрами континентальной коры и N-MORB, значения которых приведены по работе [26].

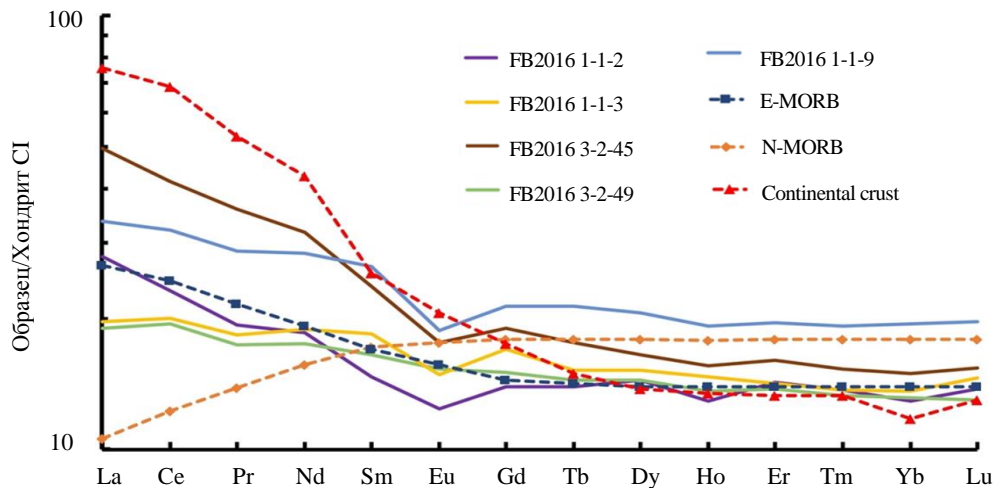


Рис.7. Распределение REE в породах хребта Шака, нормированное на хондрит CI [25]



Обсуждение результатов. Рассматриваемые образцы толеитовых долеритов, андезибазальтов и андезитов демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии Nb–Ta в сочетании с обогащением крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Th, U). Подобные метки характеризуют как коровый материал, так и субдукционный. Аналогичные характеристики наблюдались ранее для базальтов Атлантического и Индийского океанов [2, 6, 10, 12, 15].

В работе [14] приведены несколько вероятных источников гетерогенности вдоль САХ: расщепление деплетированного плюмового компонента, расслоенная субгондванская литосфера, рециклинг корового материала и пелагических осадков. По мнению авторов, все эти альтернативные версии не взаимоисключают друг друга.

В исследованиях А.А.Пейве и С.Г.Сколотнева [2] подобные находки с коровыми (субдукционными) характеристиками были обнаружены близ острова Буве. Высказано мнение, что метки может обеспечить континентальная мантия или древняя океаническая кора. Район работ имеет сложную предысторию своего становления, а именно: долгоживущая зона субдукции, зарождение и проявление мантийных плюмов, распад суперконтинента Гондвана, открытие океанического бассейна Атлантического океана. В результате этих многочисленных процессов блоки континентальной коры могли сохраниться среди более молодой океанической литосферы.

Дать однозначный ответ на вопрос, как изучаемые породы хребта Шака приобрели метки островных дуг или континентальной коры, на данном этапе исследований затруднительно.

Выводы. На основании петрографического описания и петрохимических характеристик среди толеитов района хребта Шака выделены несколько семейств горных пород: базальты, андезибазальты и андезиты. Особенности геохимии редких элементов для изучаемых пород предполагают значительный вклад субдукционного и корового материала в очаг плавления. Причина появления в породах субдукционных и коровых меток, возможно, связана с процессами ассимиляции магмами корового вещества или заключается в их унаследовании от мантийного источника. Сложная предыстория района, включающая в себя долгоживущую зону субдукции, зарождение и проявление мантийных плюмов, распад суперконтинента Гондвана, открытие океанического бассейна Атлантического океана, дальнейшее плавление мелких осколков субгондванской литосферы в пределах астеносферной мантии, вероятнее всего, повлекла за собой проявление неоднородностей и контаминацию магм в данном регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
2. Пейве А.А. Особенности вулканизма и геодинамика области тройного сочленения Буве (по составам базальтов) / А.А.Пейве, С.Г.Сколотнев // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 1. С. 11-20.
3. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб: Изд-во Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П.Карпинского, 2008. 200 с.
4. *Georgen J.E.* Evidence from gravity anomalies for interactions of the Marion and Bouvet hotspots with the Southwest Indian Ridge: Effects of transform offsets / J.E.Georgen, J.Lin, J.B.H.Dick // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 187. Iss. 3-4. P. 283-300. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00293-X
5. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees East / A.P.Le Roex, H.J.B.Dick, A.J.Erlank et al.// *Journal of Petrology*. 1983. Vol. 24. Iss. 3. P. 267-318. DOI: 10.1093/petrology/24.3.267
6. Geochronology and geochemistry of the northern Scotia Sea: A revised interpretation of the North and West Scotia ridge junction / T.R.Riley, A.Carter, P.T.Leat et al. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. Vol. 518. P. 136-147. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.04.031
7. *Green N.L.* Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system // *Lithos*. 2006. Vol. 87. Iss. 1-2. P. 23-49. DOI: 10.1016/j.lithos.2005.05.003
8. Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau: new perspectives from ODP Leg 120 sites / F.A.Frey, D.Weis, A.Yu.Borisova, G.Xu // *Journal of Petrology*. 2002. Vol. 13. Iss. 7. P. 1207-1239. DOI: 10.1093/petrology/43.7.1207
9. *Irvine T.N.* A guide to chemical classification of the common volcanic rocks / T.N.Irvine, W.R.A.Baragar // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. Vol. 8. № 5. P. 523-548. DOI: 10.1139/e71-055
10. *Janney P.E.* Hafnium isotope and trace element constraints of the nature of mantle heterogeneity beneath the central Southwest Indian Ridge (13°E to 47°E) / P.E.Janney, A.P.Le Roex, R.W.Carlson // *Journal of Petrology*. 2005. Vol. 46. Iss. 12. P. 2427-2464. DOI: 10.1093/petrology/egi060
11. *Johnson G.L.* Marine geology in the environs of Bouvet Island and the South Atlantic triple junction / G.L.Johnson, R.N.Hey, A.Lowrie // *Marine Geophysical Researches*. 1973. Vol. 2. P. 23-36. DOI: 10.1007/BF00451868



12. Karsten J.L. Subduction zone geochemical characteristics in ocean ridge basalts from the southern Chile Ridge: Implications of modern ridge subduction systems for the Archean / J.L.Karsten, E.M.Klein, S.B.Sherman // *Lithos*. 1996. Vol. 37. Iss. 2-3. P. 143-161. DOI: 10.1016/0024-4937(95)00034-8
13. Lin J. Ridge-hotspot interactions at ultra-slow spreading conditions: Bouvet/Marion hotspot and the SW Indian Ridge / J.Lin, J.E.Georgen, H.Dick // Ridge-hotspot interaction: Recent progress and prospects for enhanced international collaboration. InterRidge symposium and workshop, 8-10 September 2003, Brest, France. InterRidge, 2003. P. 30.
14. Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54.5°S and 51°S: Evidence for geochemical enrichment / A.P.Le Roex, H.J.Dick, L.Gulen et al. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. Vol. 51. Iss. 3. P. 541-555. DOI: 10.1016/0016-7037(87)90068-8
15. Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle / P.J.Le Roux, A.P.Le Roex, J.-G.Schilling et al. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 203. Iss. 1. P. 479-498. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00832-4
16. Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb–Zr–Y diagram // *Chemical Geology*. 1986. Vol. 56. Iss. 3-4. P. 207-218. DOI: 10.1016/0009-2541(86)90004-5
17. O’Nions R.K. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts / R.K.O’Nions, P.J.Hamilton, N.M.Evensen // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. Vol. 34. Iss. 1. P. 13-22. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90100-5
18. Pearce J.A. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses / J.A.Pearce, J.R.Cann // *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. Vol. 19. Iss. 2. P. 290-300. DOI: 10.1016/0012-821X(73)90129-5
19. Plank T. Chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle / T.Plank, C.H.Langmuir // *Chemical Geology*. 1998. Vol. 145. Iss. 3-4. P. 325-394. DOI: 10.1016/S0009-2541(97)00150-2
20. Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge / V.S.Kamenetsky, R.Maas, N.M.Sushchevskaya et al. // *Geology*. 2001. Vol. 29(3). P. 243-246. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0243:ROGLI>2.0.CO;2
21. Rudnick R.L. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R.L.Rudnick, D.M.Fountain // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33. Iss. 3. P. 267-309. DOI: 10.1029/95RG01302
22. Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 59. Iss. 1. P. 101-118. DOI: 10.1016/0012-821X(82)90120-0
23. Storey B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland // *Nature*. 1995. Vol. 377. P. 301-308. DOI: 10.1038/377301a0
24. Sun S.-S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S.Sun, W.F.McDonough // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. Vol. 42. P. 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
25. Thermal and chemical structure of the Iceland plume / J.G.Fitton, A.D.Saunders, M.J.Norry et al. // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. Vol. 153. Iss. 3-4. P. 197-208. DOI: 10.1016/S0012-821X(97)00170-2
26. Whitney D.L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D.L.Whitney, B.W.Evans // *American Mineralogist*. 2010. Vol. 95. P. 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371
27. Wilson M. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.
28. Xu W. Crustal contamination versus an enriched mantle source for intracrustal mafic rocks: Insights from early Paleozoic mafic rocks of the South China Block / W.Xu, X.Xu, G.Zeng // *Lithos*. 2017. Vol. 286. P. 388-395. DOI: 10.1016/j.lithos.2017.06.023

Авторы: Н.А.Румянцева, инженер I категории, rumyanacevanat@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1173-4101> (Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, Россия), Б.Г.Ванштейн, канд. геол.-минерал. наук, заместитель генерального директора – заведующий отделом литологии и геохимии, vanshbor@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3460-741X> (Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, Россия), С.Г.Скублов, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, профессор, skublov@yandex.ru, <http://www.ipgg.ru/ru/staff/skublov-sg> (Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья поступила в редакцию 20.11.2020.

Статья принята к публикации 29.03.2021.