

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ И НЕОДИМА В ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКЛАХ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА, 12°–31° с.ш.

© 2023 г. А. Р. Цховребова^а, *, В. В. Шабыкова^а, С. А. Силантьев^а, А. И. Буйкин^а

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

*e-mail: tsann3@gmail.com

Поступила в редакцию 12.05.2023 г.

После доработки 29.06.2023 г.

Принята к публикации 10.07.2023 г.

В статье приводятся результаты изотопно-геохимических (Sr–Nd систематика, H₂O, Cl) исследований закалочных стекол базальтов Срединно-Атлантического хребта (САХ), отобранных в шести участках осевой зоны, расположенных между 31°–12° с.ш. Полученные данные согласуются с существующими представлениями о крупномасштабной геохимической сегментации САХ. Показано, что образцы из сегментов, сложенных преимущественно серпентинитами, имеют более узкий диапазон вариаций изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = от 0.7027 до 0.7032) в сравнении с образцами, отобранными из районов, в строении корового разреза которых преобладают базальты ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = от 0.7024 до 0.7041). Вариации изотопного состава неодима в этих двух группах образцов почти идентичны (ϵNd = от +4.9 до +10.9 и от +5.9 до +11.6 в серпентинитовых и базальтовых сегментах, соответственно), хотя в целом, серпентинитовые сегменты имеют несколько более обогащенный состав. Широкие вариации изотопного состава неодима и повышенные содержания Cl, H₂O, U, а также повышенные величины отношений K₂O/TiO₂ и La/Sm в образцах из серпентинитовых сегментов, наиболее вероятно, могут быть связаны с участием в магматизме осевой зоны САХ различных, неоднородных в геохимическом отношении, источников. В некоторых сегментах нельзя исключить влияние обогащенного вещества плюмового типа. Более уверенно судить об этом позволяют данные по изотопному составу благородных газов.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, закалочные стекла базальтов, Rb–Sr, Sm–Nd, H₂O, Cl

DOI: 10.31857/S0016752523120051, EDN: LRTFOA

ВВЕДЕНИЕ

В ходе многолетних исследований особенностей состава магматических пород океанической коры Срединно-Атлантического хребта (САХ), была установлена его геохимическая сегментация (Schilling et al., 1983; Klein, Langmuir, 1987; Dosso et al., 1991; Силантьев, 2003 и др.). Прямым свидетельством, обнаруженной сегментации, является чередование районов осевой зоны, представленных базальтами типа N-MORB и их геохимически обогащенными разновидностями, именуемыми E-MORB. Большинство авторов связывают эту неоднородность либо с гетерогенностью состава мантийных источников магматизма, либо с участием в магматизме рифтовой долины САХ нескольких резервуаров: это может быть результатом как смешения двух контрастных мантийных источников, так и попадания корового океанического материала в мантийный (Sun, 1979; Shilling, 1986; Dosso, 1991; Шарков, 2005; Силантьев, 2008; и др.).

Сравнительный анализ геохимических и изотопных данных позволяет получить принципиально важную информацию о природе неоднородности источников магматизма рифтовой долины САХ и помогают верифицировать текущие представления о механизме их образования. Одной из наиболее распространенных гипотез образования мантийной гетерогенности, является модель рециклинга измененной океанической коры (Moorbath, 1978; DePaolo, 1980, 1983; Jacobsen, 1988 и др.). Вместе с тем, как было указано в статье Hoffman (2003), данные о вариациях изотопного состава свинца в MORB ставят под сомнение процесс рециклинга, как универсального механизма образования мантийной гетерогенности. В статье этого автора также указывается, что и “плюмовый” сценарий не следует применять ко всем обогащенным участкам, но такая интерпретация, например, уместна для рифтовой долины САХ вблизи 14° с.ш. Именно в этом районе, по результатам изотопных исследований закалоч-

ных стекол базальтов осевой зоны САХ (Dosso et al., 1991; Соболев и др., 1992; Silantyev et al., 1998; Силантьев и др., 2008) на участке 10° – 17° с.ш. выявлено изменение изотопных отношений Nd и Sr в зависимости от широты и зафиксирована геохимическая аномалия, названная “Аномалия 14° с.ш.”. Согласно статье (Dosso et al., 1991) аномальность этого сегмента проявляется в обогащенном составе базальтов: отмечаются повышенные Rb/Sr отношения (>0.025) и пониженные Sm/Nd (<0.3), изотопные отношения неодайма варьируют от 0.512944 до 0.513097. Однако изотопное отношение стронция отвечает значениям, соответствующим N-MORB: 0.70262–0.70288. Авторы объясняют это как результат смешения источника N-MORB и некоего обогащенного компонента, в качестве которого, может быть субконтинентальная литосфера или древняя океаническая кора. Другие гипотезы формирования обогащенных базальтов в сегментах 14° с.ш. подробно рассматриваются в работах (Bougault, 1988; Némond et al., 2006), в которых обсуждаются модели образования гетерогенной мантии с разным масштабом аномальных участков, а также участия плюмового компонента.

В большинстве работ, посвященных рассматриваемой проблеме геохимической и изотопной сегментации САХ, игнорируется возможное влияние на геохимические особенности базальтов рифтовой долины САХ гидротермальных процессов, широко проявленных в осевой зоне хребта (Shilling, 1973; Le Roex, 1983; Zindler et al., 1986). В статье Buikin et al. (2022) на основании вариаций изотопного состава аргона и азота и содержания H_2O и Cl, а также анализа поведения летучих компонентов в зависимости от вариаций содержаний K, Ti, и Mg в нескольких образцах закалочных стекол из района рифтовой долины САХ $16^{\circ}07'$ – $17^{\circ}11'$ с.ш. было выдвинуто предположение о взаимодействии магматического расплава с высокотемпературным гидротермальным флюидом. Авторы пришли к важному выводу о том, что именно такое взаимодействие, даже при очень небольшой доле флюида, может быть *универсальным* механизмом формирования изотопной гетерогенности благородных газов и азота в базальтах САХ. Ранее изучению влияния гидротермальных процессов на геохимическую неоднородность океанических базальтов были посвящены работы (Verma, 1992; Силантьев, 1995; Kent et al., 1999; Stroncik et al., 2016; Kendrick et al., 2011, 2013, 2017). Полученные этими авторами данные продемонстрировали подвижное поведение при метаморфизме и низкотемпературном изменении базальтов срединно-океанических хребтов главных (SiO_2 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O) и редких (LREE) элементов, а также летучих компонентов (в первую очередь, Cl и H_2O). В работах (Verma, 1992; Силантьев, 1995) было показано, что преоб-

разование базальтового субстрата в условиях океанического ложа приводит к росту величины изотопного отношения стронция. Выводы, сделанные цитируемыми авторами, свидетельствуют о тесном взаимодействии магматических и гидротермальных систем в океанических центрах спрединга и согласуются с выводами, изложенными в Buikin et al. (2022). С целью ревизии этой идеи нами было инициировано исследование большего количества образцов на более протяженном участке САХ – с 12° по 31° с.ш. Первым этапом исследования было изучение геохимического состава главных, редких и летучих компонентов (Силантьев и др., 2023). На основе полученных содержаний макро- и микрокомпонентов (в частности, Cl, U и Sr) в закалочных стеклах базальтов был сделан вывод о влиянии типа вмещающего субстрата на их геохимические характеристики. Также эмпирически определена приуроченность закалочных стекол базальтов типа E-MORB к “серпентинитовым” участкам осевой зоны, в то время как стекла, относящиеся к базальтам N-MORB, совпадают по расположению с “базальтовыми” сегментами (далее в тексте сегменты будут именоваться базальтовыми или серпентинитовыми, в зависимости от преимущественно слагающих их пород). Кроме того, было высказано предположение о возможном участии реликтов древней континентальной литосферы в формировании родительских расплавов типа E-MORB (Силантьев и др., 2023). В настоящей статье мы представляем результаты изучения Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем, а также вариаций содержания воды в закалочных стеклах из района 12° – 30° с.ш.

МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предметом исследования является коллекция из 33 образцов закалочных стекол, драгированных в шести сегментах осевой зоны САХ, которые расположены между 31° и 12° с.ш. (рис. 1). Интервал глубин отбора образцов составляет от 2337 до 4186 м. Океаническая кора в изучаемом районе рифтовой долины делится на два типа: пенроузский – представленный базальтами, – и чередующийся с ним хессовский, который сложен преимущественно габброидами и перидотитами (Némond et al., 2006). Расположенные по соседству с точками опробования гидротермальные поля, также делятся на базальтовые (16° – 18° с.ш., 20° – 21° с.ш., 26° с.ш., 30° – 31° с.ш.) и серпентинитовые (12° – 14° с.ш., 14° – 15° с.ш.), соответственно.

Детальное описание районов отбора изученных образцов приводится в работах (Силантьев и др., 2008, 2023). Номера образцов, вошедших в коллекцию, координаты станций, на которых они были отобраны, и близрасположенные гидротермальные поля представлены в табл. 1. Более подробное описание образцов, районов и сопут-

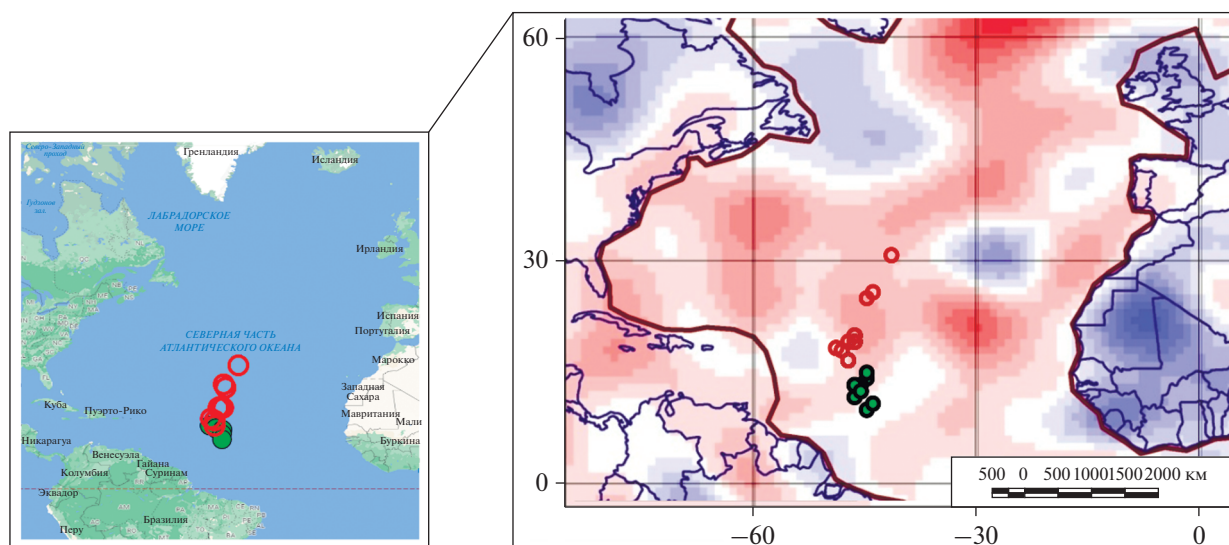


Рис. 1. Карта отбора образцов. На основной карте показано распределение вариаций скорости распространения сейсмических волн вдоль оси простираения САХ относительно средних значений на глубинном срезе мантии, соответствующем 300 км по (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002). На географической карте, а также на всех последующих графиках, разным цветом обозначены районы отбора образцов в зависимости от характера строения осевой зоны САХ: незатитые круги приурочены к областям преобладания в разрезе океанической коры базальтов (16°–18°, 20°–21°, 26°, 30°–31° с.ш.); затитые — отвечают участкам, сложенным преимущественно серпентинитами (12°–13°, 14°–15° с.ш.).

ствующих пород можно найти в статьях Силантьев и др. (2008, 2023).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения Rb—Sr и Sm—Nd изотопных систем выбраны образцы закалочных стекол САХ, в которых ранее (Силантьев и др., 2008, 2023) изучалось содержание главных, редких и редкоземельных элементов.

Rb—Sr и Sm—Nd изотопные исследования проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН. Для анализа пробы предварительно были измельчены в пудру. Далее навески образца ~0.02–0.03 г помещали в тefлоновые бюксы и разлагали с помощью 1 мл смеси плавиковой и азотной кислот, в соотношении 5 : 1 на шейкере под лампами накаливания в течение трех дней.

После растворы выпаривали и к сухому остатку добавляли по 1 мл концентрированной соляной кислоты с последующим выпариванием, эту операцию повторяли трижды. Затем в бюксы добавляли 1.1 мл 2.2 N соляной кислоты, переносили содержимое в конические пробирки объемом 2 мл и загружали в центрифугу на 10 мин. Выделение необходимых элементов проводили методом колоночной хроматографии. На первом этапе во фторопластовые хроматографические колонки с ионнообменной смолой Dowex 50 × 8 (Sigma-Aldrich) поэтапно добавляли элюент в зависимости от выделяемого элемента: для Rb — соляная кис-

лота 2.2 N, для Sr и суммы PЗЭ — 3.9 N. На втором этапе из фракции PЗЭ Sm и Nd разделяли аналогичным методом колоночной хроматографии с ионнообменной смолой Ln-Resin (Eichrom) ступенчатым элюированием соляной кислотой: 0.15 N, 0.3 N и 0.7 N.

Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd и изотопный состав Sr и Nd определены методом изотопного разбавления с использованием смешанных трасеров $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm} + ^{150}\text{Nd}$.

Изотопный анализ элементов осуществляли на твердофазном мультиколлекторном масс-спектрометре Triton Finnigan TE, с использованием одноленточного источника ионов для Sr (и добавлением Ta эмиттера с фосфорной кислотой) и двухленточного — для Rb, Sm, Nd. Измеренные изотопные отношения неодима были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$, стронция — по $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} \equiv 0.1194$ с использованием экспоненциального закона фракционирования. Для контроля правильности и воспроизводимости измерений изотопного состава стронция и неодима с каждой серией образцов проводили измерения международных стандартов: для Sr — SRM987, для Nd — JNdi-1.

Содержание воды и хлора в образцах закалочных стекол определялось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославском Филиале Физико-Технологического Института им. К.А. Валиева РАН (ЯФ ФТИАН РАН) с использованием ионного зонда CAMECA IMS-4F.

Таблица 1. Районы опробования САХ, в которых были драгированы исследуемые закалочные стекла

Номер образца	Судно и номер рейса	Район отбора образца	Соседствующее гидротермальное поле и его широта	Широта, северная	Долгота, западная	Глубина, метры
16ABP7-8	“Академик Борис Петров”, 16	ОПРД	Брокен Спур (29)	30.58	41.88	3470–3319
64gl-TAG	“Профессор Логачев”, 6	РД	ТАГ (26)	26.14	44.81	*
14-3/1 gl-TAG	“Профессор Логачев”, 6	»	»	26.06	44.85	*
36L12d-3	“Профессор Логачев”, 36	ВБРД	Сюрприз (20.75)	20.76	45.64	2915–2826
36L16d-3	»	НТРЗ	»	20.66	45.79	2904–2819
36L29-4	»	ВБРД	»	20.59	45.79	3153–3041
36L46d-2	»	»	Юбилейное (20.15)	20.15	45.62	2739–2510
36L40d-3	»	ЗБРД	Зенит-Виктория (20.13)	20.14	45.75	2458–2337
36L44d-3	»	»	»	20.14	45.73	2970–2706
36L235-1	»	ВБРД	»	17.94	46.61	3201–3180
36L233-1	»	»	»	17.90	46.58	3350–3000
L20-737-6	“Профессор Логачев”, 20	ЗБРД	»	17.38	46.53	3150–2905
L20-741-3a	»	»	»	17.20	46.52	3920–3670
L20-743-9a	»	»	»	17.18	46.56	3392–3195
L20-733-12	»	ОПРД	»	17.18	46.52	3910–3780
L20-744-9	»	ОПРД	»	17.15	46.48	3960–3590
L20-806-3	»	»	Краснов (16.38)	16.14	46.58	3531–3355
16ABP54	“Академик Борис Петров”, 16	ЗБРД	»	15.42	46.68	4186–3700
16ABP65-34	»	ЗБРД**	»	15.08	44.98	2500–2450
16ABP70-32	»	»	»	15.08	44.98	2500–2450
16ABP71-13	»	»	»	15.08	44.98	2500–2450
16ABP67-7	»	ЗБРД	»	14.86	45.03	3813–3562
16ABP67-9	»	ЗБРД	»	14.86	45.03	3813–3562
16ABP69-10	»	»	Логачев (14.75)	14.76	45.10	3500–3225
16ABP69-11	»	»	»	14.76	45.10	3500–3225
16ABP69-13	»	»	»	14.76	45.10	3500–3225
2PD 43-3	“Академик Борис Петров”, 2	ОПРД	»	14.50	44.83	3850
2PD 44/1	»	ЗБРД	»	14.33	45.05	3295
2PD 44/3	»	»	»	14.33	45.05	3295
2PD 45	»	ОПРД	Семенов (13.50)	13.77	45.03	3510
L20-853-3	“Профессор Логачев”, 20	ЗБРД	»	12.92	44.90	2827
L20-852-15	»	»	»	12.91	44.89	4050
L20-912-4	»	»	»	12.83	44.98	3053–2894

Примечания. РД – рифтовая долина, ВБРД – восточный борт рифтовой долины, ЗБРД – западный борт рифтовой долины, ОПРД – осевое поднятие в рифтовой долине, НТРЗ – нетрансформная разломная зона, * – данные отсутствуют. В скобках под обозначением соседствующего гидротермального поля указаны его координаты, приведенные в десятичном масштабе; ЗБРД** – внутреннее угловое поднятие, расположенное на пересечении рифтовой долины с разломом “15°20’”.

При анализе содержания воды применялись стандартные меры понижения уровня фона. До начала измерений каждый образец находился в условиях высокого вакуума (10^{-8} Торр) аналитической камеры масс-спектрометра не менее 12-ти часов. Анализ предварялся процедурой очистки

области анализа от проводящей пленки золота и слоя поверхностных загрязнений, осуществляемой ионной бомбардировкой, и процедурой автоподстройки потенциала образца. Статический первичный пучок перекрывал область сбора вторичных ионов, имеющую диаметр 10 мкм, совме-

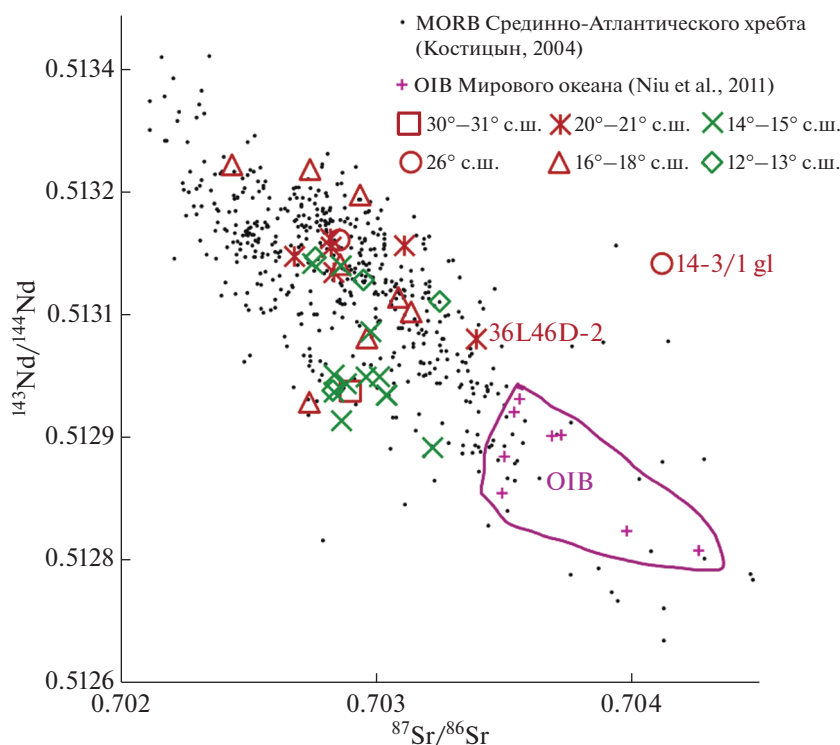


Рис. 2. Вариации изотопных отношений стронция и неодима в изученных образцах. Показаны также изотопный состав базальтов Срединно-Атлантического хребта по (Костицын, 2004); а также усредненные данные для ОИВ Мирового океана по (Niu et al., 2011).

шенную с центром подготовленной площадки размером около 40×40 мкм.

Шашки, на которых были смонтированы исследуемые образцы, содержали зерно безводного силиката (оливина), на котором производилось измерение уровня фона, определяемого адсорбцией водородсодержащих молекул из остаточной атмосферы аналитической камеры прибора. Общее время измерения составляло около 10 мин и включало 5 аналитических циклов. Концентрации воды вычислялись из отношения ионных токов $^1\text{H}^+/^{30}\text{Si}^+$ на основании калибровочных зависимостей:

$$\frac{C[\text{H}_2\text{O}]}{C[\text{SiO}_2]} = \frac{(I(^1\text{H}^+) - I(^1\text{H}^+)\text{bg})}{I(^{30}\text{Si}^+)} \times \text{КОЧ} \times K(\text{SiO}_2).$$

Здесь $C[\text{H}_2\text{O}]$ и $C[\text{SiO}_2]$ — концентрации H_2O и SiO_2 в мас. %, $I(^1\text{H}^+)$, $I(^1\text{H}^+)\text{bg}$ и $I(^{30}\text{Si}^+)$ — измеренные интенсивности вторичных ионов в имп/с, $I(^1\text{H}^+)\text{bg}$ — интенсивность фоновых сигналов, КОЧ — коэффициент относительной чувствительности. Поправочный коэффициент $K(\text{SiO}_2)$ учитывает зависимость КОЧ от содержания SiO_2 , для которой использовалась линейная аппроксимация:

$$K(\text{SiO}_2) = (1 - (\text{SiO}_2 - 50) \times 0.0185).$$

Аналогичный подход использовался при расчетах концентраций хлора. Точность определе-

ния содержаний воды и хлора составляет 10–15 отн. %. Более подробно методика изложена в работах (Соболев, 1996; Портнягин и др., 2002).

Результаты изотопных исследований Sr и Nd, а также измерений содержаний хлора и воды представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гидротермальные поля, которые расположены в исследуемых сегментах рифтовой долины, можно классифицировать как базальтовые и серпентинитовые, в соответствии с петрографическим типом вмещающего их субстрата океанической коры (Силантьев и др., 2023). На рис. 2 показаны сопряженные изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных нами образцах закалочных стекол, а также приведены литературные данные по базальтам САХ (Костицын, 2004).

Как видно из рис. 2, закономерных различий между стеклами базальтовых и серпентинитовых сегментов в распределении изотопного отношения стронция не наблюдается. Однако образцы из серпентинитовых сегментов преимущественно обеднены радиогенным изотопом неодима. Все точки полученных данных, за исключением одного образца из сегмента 26° с.ш., попадают в поле составов, типичных для источника N-MORB.

Таблица 2. Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем, а также содержаний хлора и воды в образцах закалочных стекол САХ

Образец	Сегмент	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}	Cl, г/т	H ₂ O, г/т
16ABP7-8	30-31(б)	11.17	204	0.1585	0.702900	± 15	3.6	14.5	0.1507	0.512956	± 5	6.2	360	6780
14-3/1 gl-TAG	26(б)	3.98	127	0.0908	0.704118	± 10	3.2	9.2	0.2079	0.513112	± 5	9.3	60	2920
64gl-TAG		2.68	117	0.0666	0.702857	± 17	3.4	10.1	0.2056	0.513141	± 11	9.8	40	3580
36L12d-3	20-21(б)	1.86	156	0.0346	0.702681	± 7	3.2	9.6	0.2018	0.513121	± 7	9.4	40	3330
36L29-4		1.80	132	0.0394	0.702836	± 20	3.4	10.2	0.2018	0.513101	± 3	9.0	60	2980
36L46d-2		4.62	150	0.0889	0.703392	± 5	3.3	10.2	0.1960	0.513020	± 6	7.5	30	2550
36L40d-3		2.61	172	0.0440	0.703112	± 20	2.9	8.2	0.2152	0.513134	± 8	9.7	40	2690
36L44d-3		2.24	172	0.0378	0.702823	± 12	3.7	10.9	0.2064	0.513143	± 3	9.8	30	2980
36L16d-3		1.71	93	0.0535	0.702825	± 17	2.5	6.8	0.2197	0.513133	± 3	9.6	30	2350
36L233-1	16-18(б)	3.27	129	0.0730	0.702740	± 5	4.2	13.6	0.1866	0.512943	± 6	5.9	90	2910
36L235-1		1.92	110	0.0505	0.702437	± 17	4.6	13.3	0.2100	0.513233	± 5	11.6	50	3420
L20-737-6		8.67	214	0.1170	0.703088	± 5	3.6	12.3	0.1789	0.513071	± 9	8.4	61*	1600*
L20-741-3а		2.72	118	0.0666	0.702938	± 6	3.7	10.6	0.2091	0.513196	± 12	10.9	60*	1840*
L20-743-9а		4.70	136	0.0997	0.702964	± 4	2.9	8.7	0.1995	0.513022	± 7	7.5	55*	1390*
L20-733-12		4.48	116	0.1115	0.702743	± 7	4.5	13.4	0.2046	0.513227	± 12	11.5	100*	2930*
L20-744-9		1.81	98	0.0534	0.702861	± 5	1.7	4.4	0.2359	0.513111	± 24	9.2	31*	590*
L20-806-3		6.19	154	0.1163	0.703138	± 5	3.1	10.2	0.1846	0.513053	± 6	8.1	130*	2700*
16ABP54	14-15(с)	5.29	160	0.0955	0.702752	± 3	4.0	12.9	0.1857	0.513112	± 2	9.3	160	8370
16ABP67-7		6.69	162	0.1191	0.703043	± 8	2.9	10.5	0.1663	0.512952	± 7	6.1	200	8030
16ABP67-9		10.79	209	0.1495	0.702866	± 5	3.6	14.3	0.1499	0.512920	± 6	5.5	270	10400
16ABP69-10		4.93	143	0.0995	0.702962	± 7	2.3	8.0	0.1722	0.512974	± 7	6.5	130	8250
16ABP69-11		4.77	145	0.0950	0.703014	± 13	2.4	8.6	0.1723	0.512974	± 13	6.6	130	5730
16ABP69-13		5.28	158	0.0966	0.703222	± 6	2.5	8.9	0.1695	0.512888	± 7	4.9	140	11800
16ABP65-34		9.01	177	0.1473	0.702884	± 16	3.1	12.0	0.1568	0.512965	± 13	6.4	310	10600
16ABP70-32		9.36	202	0.1342	0.703040	± 10	3.7	14.7	0.1536	0.512952	± 4	6.1	330	12200
16ABP71-13		4.57	150	0.0883	0.702980	± 8	2.3	8.2	0.1715	0.513029	± 14	7.6	110	7040
2PD 44/1		10.69	224	0.1377	0.702837	± 11	3.8	14.8	0.1527	0.512955	± 28	6.2	280	10900
2PD 44/3		11.31	250	0.1310	0.702837	± 8	3.9	15.5	0.1529	0.512976	± 8	6.6	450	11000
2PD 43-3		6.24	157	0.1152	0.702864	± 12	3.8	12.5	0.1818	0.513110	± 4	9.2	200	n.a.
2PD 45	12-13(с)	10.76	214	0.1452	0.702832	± 14	3.7	14.6	0.1530	0.512958	± 31	6.2	410	10500
L20-852-15		5.97	137	0.1256	0.702951	± 8	3.3	10.9	0.1841	0.513092	± 7	8.9	160*	2770*
L20-853-3		6.26	135	0.1340	0.702763	± 4	4.3	13.8	0.1872	0.513120	± 4	9.4	130*	3540*
L20-912-4		4.86	136	0.1033	0.703249	± 5	3.4	10.8	0.1882	0.513066	± 9	8.3	110*	2700*

Примечания. Погрешности относятся к последним цифрам изотопного отношения; п.а. — не анализировался. (б) — области, где в разрезе океанической коры преобладают базальты; (с) — серпентиниты; * — данные взяты из статьи Силантьев и др. (2008).

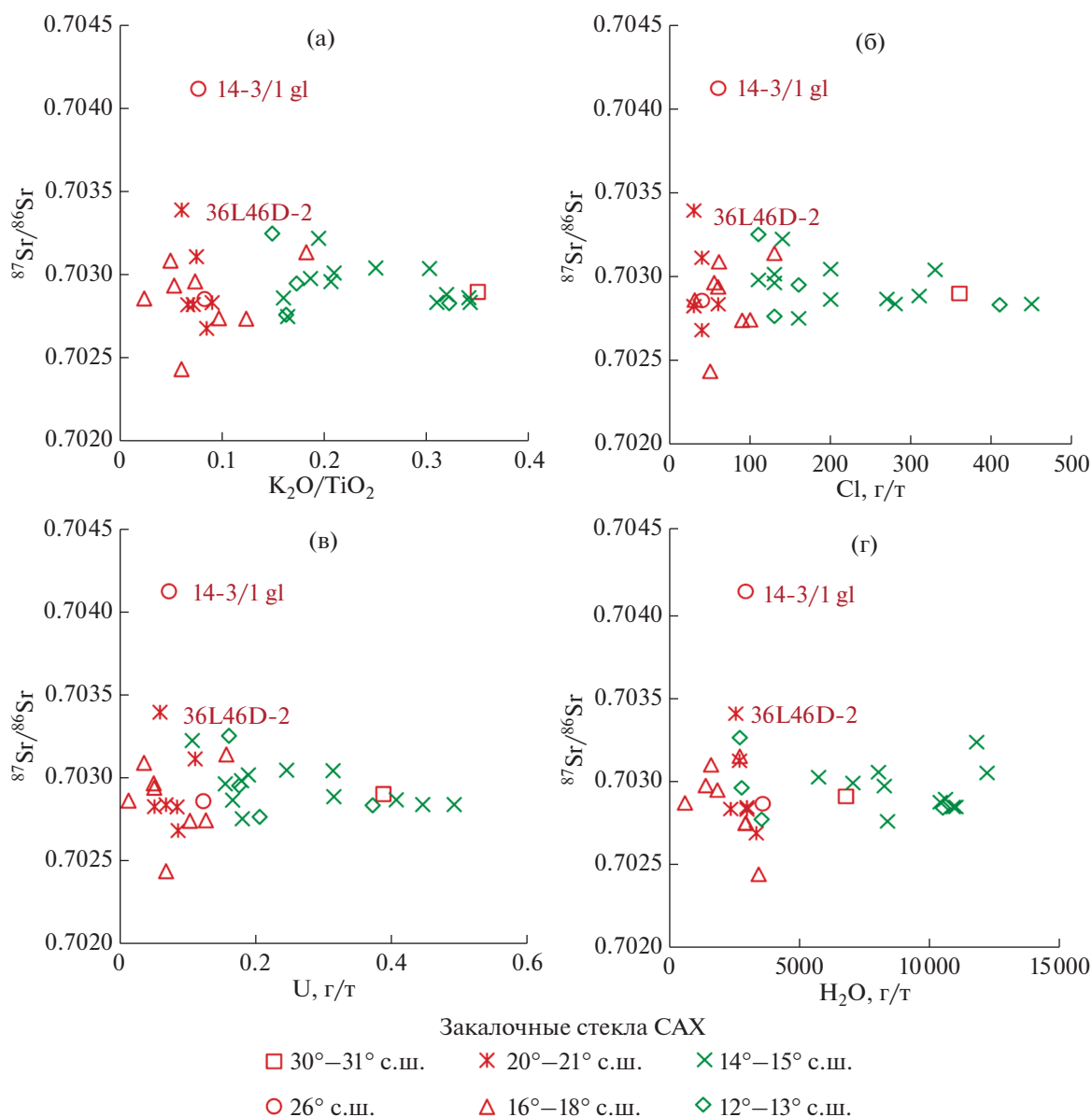


Рис. 3. Вариации изотопного отношения Sr в исследуемых закалочных стеклах рифтовой долины САХ в зависимости от величины отношения K_2O/TiO_2 (а) и распределения содержания Cl (б), U (в) и H_2O (г) и в тех же образцах. Данные по содержанию урана и отношению K_2O/TiO_2 взяты из Силантьев и др. (2008, 2023).

Тем не менее, в характере распределения точек изотопного состава стронция и неодима наблюдается мелкомасштабная неоднородность, проявленная как в образцах из базальтовых сегментов, где $^{86}Sr/^{87}Sr$ варьирует от 0.7024 до 0.7041, а ϵNd от +5.9 до +11.6, так и в серпентинитовых, в которых $^{86}Sr/^{87}Sr$ меняется от 0.7027 до 0.7032, ϵNd имеет диапазон от +4.9 до +10.9.

Ранее полученные данные по распределению главных, летучих и редкоземельных элементов в закалочных стеклах приведены в статье (Силантьев и др., 2023). На рисунках 3 (а–в) отчетливо видно, что большинство стекол, относящихся к

базальтовым сегментам, имеют пониженные содержания Cl, U, H_2O и образуют более компактный диапазон вариаций, в отличие от стекол из серпентинитовых участков. Исключением является единственный имевшийся в нашей коллекции образец из сегмента 30°–31° с.ш., который имеет аномально высокие (в сравнении с другими образцами из базальтовых сегментов) содержания хлора, урана, воды и самое высокое отношение K_2O/TiO_2 среди образцов в целом — по этим параметрам он попадает в поле наиболее обогащенных образцов из серпентинитовых сегментов. Однако по изотопному отношению стронция

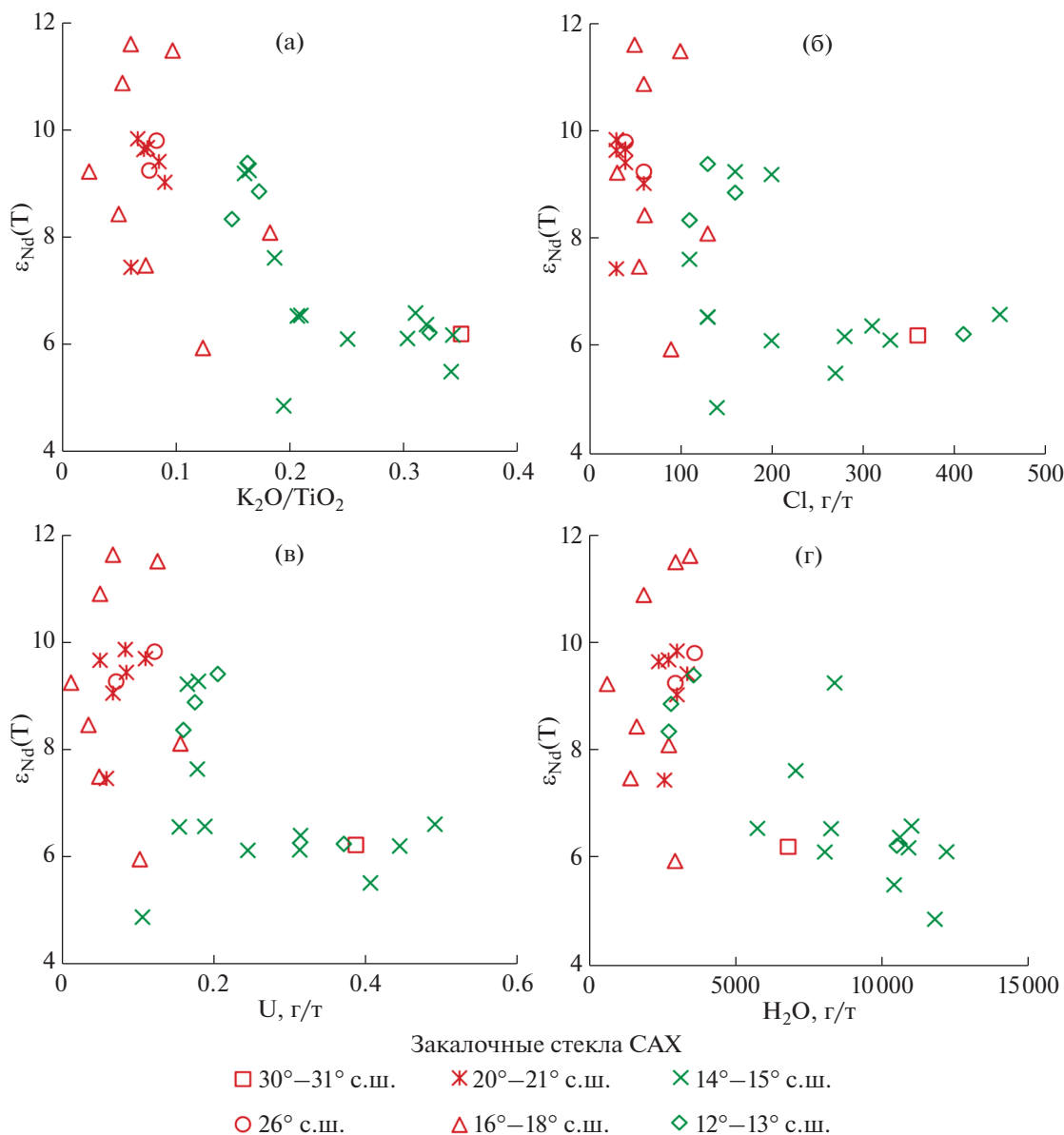


Рис. 4. Вариации изотопного состава Nd (ϵ_{Nd}) в исследуемых закалочных стеклах рифтовой долины САХ в зависимости от величины отношения K_2O/TiO_2 (а), а также от содержаний Cl (б), U (в) и H_2O (г).

этот образец не отличается от других стекол из базальтовых сегментов.

Следует заметить, что в двух образцах из сегментов 20°–21° и 26° с.ш., несмотря на близкое к другим образцам своего сегмента содержание Cl, U и отношение K_2O/TiO_2 , изотопное отношение Sr значительно выше (0.7034 и 0.7041 в 36L46d-2 и 14-3/1glTAG соответственно). Поскольку во всех изученных закалочных стеклах нет признаков вторичных изменений и наложенных процессов, а содержания летучих компонентов умеренные и умеренно-низкие, можно сделать вывод, что повышенные изотопные отношения стронция в образцах 36L46d-2 и 14-3/1glTAG объяснить влиянием морской воды не представляется возможным.

Характер распределения изотопного отношения неодиима показывает более отчетливую зависимость от содержания Cl, U, H_2O и величины отношения K_2O/TiO_2 (рис. 4а–4г). Как оказалось, изотопная система неодиима лучше отражает разницу между стеклами из серпентинитовых и базальтовых сегментов, чем стронциевая. Аномальный по содержанию летучих элементов образец из базальтового сегмента между 30°–31° с.ш. (квадрат) характеризуется пониженным изотопным отношением неодиима, как и образец 36L233-1, отобранный в сегменте 17°–18° с.ш. Однако по всем остальным приведенным параметрам последний образец соответствует своему сегменту. Интересно, что оба “аномальных” по изотопному составу

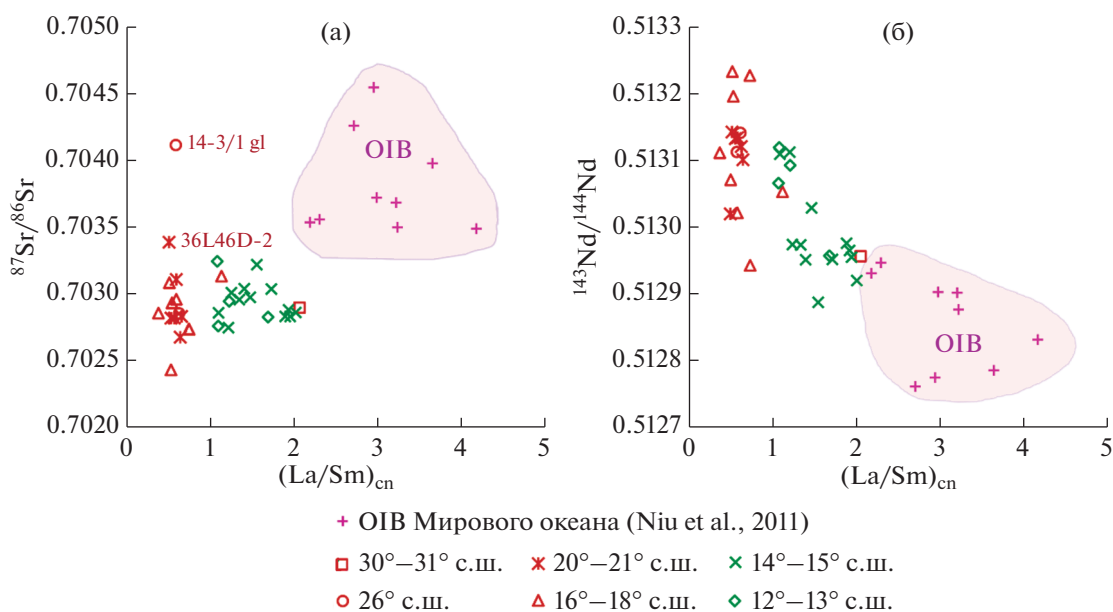


Рис. 5. Зависимость вариаций изотопного отношения Sr (а) и Nd (б) от величины отношения $(La/Sm)_{cn}$ в изученных закалочных стеклах. Нормирование для La и Sm производилось к хондриту CI по (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения показано поле усредненных составов OIB Атлантического, Индийского и Тихого океанов по (Niu et al., 2011).

стронция образца из базальтовых сегментов (36L46d-2 и 14-3/1glTAG), отмеченных на рис. 3, ничем примечательным по изотопному составу неодиима не отличаются.

На рис. 5а совокупность образцов из базальтовых и серпентинитовых сегментов, при добавлении поля составов OIB по (Niu et al., 2011), образует тренд, определяющий характер распределения изотопных отношений стронция и величины La/Sm отношения. Еще более явно эта тенденция прослеживается для изотопного состава неодиима (рис. 5б). Как видно из рис. 5, стекла из серпентинитовых сегментов по изотопному отношению неодиима и отношению La/Sm стремятся к облаку составов OIB, происхождение которых часто связывают с плюмовым магматизмом.

Как следует из рис. 6, образцы закалочных стекол демонстрируют мелкомасштабную пространственную гетерогенность по изотопным составам Sr и Nd. По неодииму повторяется общий тренд распределения изотопного состава, составленный по базе данных MORB (Костицын, 2004; Силантьев и др., 2008; Pertsev et al., 2021). По стронцию имеются некоторые аномальные значения, но, в целом, данные по нашим образцам согласуются с общим трендом распределения по литературным данным.

Вариации изотопного состава Sr и Nd в исследованных закалочных стеклах САХ на участке 12°–18° с.ш., 20°–21° с.ш., 26° и 30°–31° с.ш. указывают на мелкомасштабную изотопную неоднородность, которой характеризуется мантийный

источник базальтов в изучаемых регионах. Полученные нами данные подтверждают различия между базальтовыми и серпентинитовыми сегментами, как по изотопному отношению неодиима, так и по содержанию хлора, урана, воды и РЗЭ. Обнаруженная в стеклах из серпентинитовых сегментов тенденция распределения изотопного отношения неодиима и отношения La/Sm в сторону значений OIB (рис. 5б), позволяет сделать предположение о связи исследуемых стекол с расплавами, которые являются родоначальными для OIB. А значит, и о возможном участии плюмового магматизма в формировании сегментов 12°–13° с.ш. и 14°–15° с.ш. Другим объяснением геохимической обогащенности стекол из этих сегментов может быть контаминация магматического расплава вмещающим серпентинитовым субстратом. Однако, как известно, серпентиниты характеризуются повышенными изотопными отношениями стронция, что неизбежно должно было бы приводить к обогащенному изотопному составу стронция в контаминируемых ими расплавах. А это в изученных нами образцах из серпентинитовых сегментов не наблюдается. Возможно, наиболее корректным объяснением будет механизм, предложенный в работе (Костицын, 2007). Он заключается в вовлечении в процесс плавления блоков древнего мафитового материала, который может быть представлен фрагментами древней океанической коры или продуктами дифференциации внутримантийного магматизма. Фрагменты древней океанической коры имеют повышенные Rb/Sr отношения и по-

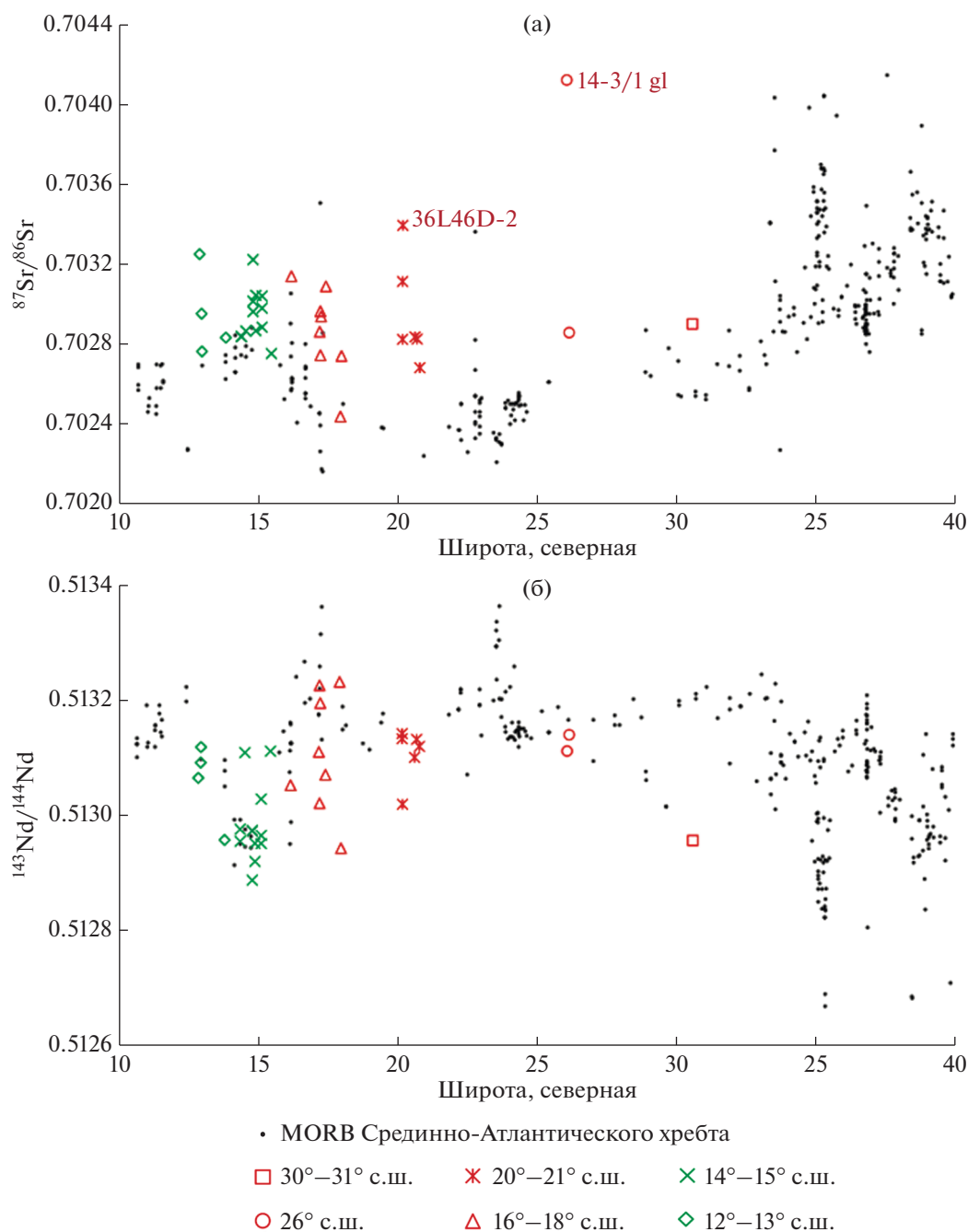


Рис. 6. Вариации изотопного состава стронция (а) и неодима (б) вдоль оси САР между 10° и 40° с.ш. Черные кружки соответствуют составам MORB, заимствованным из (Костицын, 2004; Силантьев и др., 2008; Pertsev et al., 2021).

ниженные Sm/Nd. Поэтому со временем в них образуются повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и пониженные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, являющиеся аномальными по отношению к N-MORB. При попадании такого материала в зону частичного плавления будут формироваться материнские расплавы, характеризующиеся разной степенью изотопной обогащенности и повышенными содержаниями некогерентных редкоземельных элементов и летучих компонентов. Ранее подобный

механизм образования изотопной гетерогенности был предложен для района пересечения рифтовой долины САР с трансформным разломом Вима в (Костицын и др., 2018).

ВЫВОДЫ

Результаты проведенного исследования позволяют сделать ряд выводов о возможных механизмах, определяющих различия базальтовых стекол,

отобранных в двух контрастных по строению сегментах САХ:

1. Совокупность полученных данных по изотопному составу Sr и Nd и содержанию летучих компонентов в изученных закалочных стеклах хорошо согласуется с существующими представлениями о геохимической сегментации САХ. В целом они подтвердили сделанный нами ранее вывод о принадлежности образцов, отобранных в базальтовых сегментах к семейству N-MORB, а образцов из серпентинитовых сегментов к E-MORB.

2. Несмотря на то, что по существующим представлениям, изотопный состав стронция является одним из индикаторов степени участия гидротермального компонента в магматических системах, продуцирующих MORB, представленные данные по изотопному составу стронция не обнаруживают признаков взаимодействия гидротермальных и магматических систем в рассмотренных сегментах САХ. Это может указывать на то, что если в каких-то из исследуемых сегментов такое взаимодействие и было, то имело весьма ограниченный характер.

3. Широкий диапазон значений ϵ_{Nd} , повышенные содержания летучих (Cl , H_2O) и U, а также повышенные величины отношений K_2O/TiO_2 и La/Sm в стеклах из серпентинитовых сегментов, возможно, связаны с взаимодействием разных объемов серпентинитового и магматического резервуаров или с участием в магматизме осевой зоны САХ различных, неоднородных в геохимическом отношении, мантийных источников. Одним из них может быть источник плюмового типа. Более уверенно судить об этом позволят данные по изотопному составу благородных газов.

Авторы благодарят рецензентов С.Г. Скублова и К.Н. Шатагина за сделанные правки и ценные замечания. Авторы признательны за консультирование и предложения по улучшению текста и графиков Ю.А. Костицыну, а также научному редактору А.В. Чугаеву за работу с текстом рукописи.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00815.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф., Монтеро П., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В. (2022) Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга. *Петрология*. **30**(1), 3–30.
- Костицын Ю.А. (2004) Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология*. **12**(5), 451–466.
- Костицын Ю.А. (2007) Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии. *Геохимия*. (12), 1267–1291.
- Kostitsyn Yu. A. (2007) Relationships between the Chemical and Isotopic (Sr, Nd, Hf, and Pb) Heterogeneity of the Mantle. *Geochem. Int.* **45**(12), 1173.
- Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыхова В.В., Сколотнев С.Г. (2018) Возраст плутонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников. *Геохимия*. (2), 1–23.
- Kostitsyn Yu.A., Silant'ev S.A., Anosova M.O., Shabykova V.V., Skolotnev S.G. (2018) Age of Plutonic Rocks from the Vema Fracture Zone (Central Atlantic) and Nature of Their Mantle Sources. *Geochem. Int.* **56**(2), 89–110.
- Крымский Р.Ш., Сушевская Н.М., Беляцкий Б.В., Мигдисова Н.А. (2009) Особенности изотопного состава осмия базальтовых стекол западного окончания юго-Западного Индийского хребта. *ДАН*. **428**(1), 87–92.
- Портнягин М.В., Симакин С.Г., Соболев А.В. (2002) Фтор в примитивных магмах офиолитового комплекса Троодос (о. Кипр): методика определения и основные результаты. *Геохимия*. **7**, 691–699.
- Portnyagin M.V., Simakin S.G., and Sobolev A.V. (2002) Fluorine in Primitive Magmas of the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus: Analytical Methods and Main Results. *Geochem. Int.* **40**(7), 625–632.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия. *Петрология*. **20**(2), 115–135.
- Силантьев С.А. (1995) Метаморфизм в современных океанических бассейнах. *Петрология*. **1**(4), 450–473.
- Силантьев С.А. (2003) Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма. *Петрология*. **11**(4), 339–362.
- Силантьев С.А., Данюшевский Л.В., Плечова А.А., Доссо Л., Базылев Б.А., Бельтенов В.Е. (2008) Геохимические и изотопные черты продуктов магматизма рифтовой долины САХ в районах $12^{\circ}49'–17^{\circ}23'$ с.ш. и $29^{\circ}59'–33^{\circ}41'$ с.ш.: свидетельство двух контрастных источников родительских расплавов. *Петрология*. **16**(1), 38–65.
- Силантьев С.А., Бортников Н.С., Шатагин К.Н., Бычкова Я.В., Краснова Е.А., Бельтенов В.Е. (2015) Перидотит-базальтовая ассоциация САХ на $19^{\circ}42'–19^{\circ}59'$ с.ш.: оценка условий петрогенезиса и баланса вещества при гидротермальном преобразовании океанической коры. *Петрология*. **23**(1), 1–23.
- Силантьев С.А., Буйкин А.И., Цховребова А.Р., Шабыхова В.В., Бельтенов В.Е. (2023) Вариации состава закалочных стекол MORB Срединно-Атлантического хребта, $12^{\circ}–31^{\circ}$ с.ш.: отражение эволюции состава родительских расплавов и влияния гидротермального компонента. *Петрология*. **31**(5), 4xx–4xx.
- Соболев А.В. (1996) Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации. *Петрология*. **4**(3), 228–239.
- Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатилов О.А., Зингер Т.Ф., Бельтенов В.Е., Чистяков А.В. (2005) Третий слой океанической коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.). *Петрология*. **13**(6), 592–625.

- Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.G., Sobolev A., Joron J.L., Needham H.D. (1988) Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N. *Earth Planet. Sci. Lett.* **88**, 27-36.
- Buikin A.I., Silantyev S.A., Verchovsky A.B. (2022) N–Ar–He–CO₂ systematics combined with H₂O, Cl, K abundances in MORB glasses demonstrate interaction of magmatic and hydrothermal systems: a case for MAR at 16°07'–17°11' N. *Geochem. Int.* **60**(11), 1068-1086.
- DePaolo D.J. (1980) Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **44**, 1185-1196.
- DePaolo D.J. (1983) The mean life of continents: estimates of continental recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. *Geophys. Res. Lett.* **10**, 705-708.
- Dosso L., Hanan B.B., Bougault H., Schilling, J.G., Joron J.L. (1991) Sr–Nd–Pb geochemical morphology between 10° and 17° on MidAtlantic Ridge: a new MORB isotope signature. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, 29-43.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **46**(9), 912-927.
- Hemond C., Hofmann A.W., Vlastelic I., Nauret F. (2006) Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 24°N. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7** (12), Q12010. <https://doi.org/10.1029/2006GC001317>
- Hofmann A.W. (2003) Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. *Treaties Geo Chem.* **2**, 61-101.
- Humphris S.E., Tivey M.K., Tivey M.A. (2015) The Trans-Atlantic Geotraverse hydrothermal field: A hydrothermal system on an active detachment fault. *Deep Sea Res., Part II.* **121**, 8-16.
- Jackson M.G., Dasgupta R. (2008) Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **276**, 175-186.
- Jacobsen S.B. (1988) Isotopic constraints on crustal growth and recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**, 315-329.
- Kendrick M. A., Arculus R., Burnard P., Honda M. (2013) Quantifying brine assimilation by submarine magmas: Examples from the Galápagos Spreading Centre and Lau Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **123**, 150-165.
- Kendrick M.A., Hémond C., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L., Devey C.W., Rodemann T., Jackson M.G., Perfit M.R. (2017) Seawater cycled throughout Earth's mantle in partially serpentinized lithosphere. *Nat. Geosci.* **10**(3), 222-228.
- Kendrick M.A., Scambelluri M., Honda M., Phillips D. (2011) High abundances of noble gas and chlorine delivered to the mantle by serpentinite subduction. *Nat. Geosci.* **4**(11), 807-812.
- Kent A.J.R., Norman M.D., Hutcheon I.D., Stolper E.M. (1999) Assimilation of seawater-derived components in an oceanic volcano: evidence from matrix glasses and glass inclusions from Loihi seamount, Hawaii. *Chem. Geol.* **156**, 299-319.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Geophys. Res.* **92**, 8089-8115.
- Le Roex 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 degrees east. *Petrology.* **24**, 267-318.
- Moorbath S. (1978) Age and isotopic evidence for the evolution of continental crust. *Philos. Trans. R. Soc. Ser.* **288**(1355), 401-413.
- Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara M.J. (2011) The origin of Intra-plate Ocean Island Basalts (OIB): the lid effect and its geodynamic Implications. *Petrology.* **51**(7-8), 1443-1468.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Narkisova V.V., and Simakin S.G. (2002) Minor Elements in Clinopyroxene from Paleozoic Volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals. *Geochem. Int.* **40**(3), 219-232.
- Pertsev A.N., Aranovich L.Ya., Prokofiev V.Y., Solovova I.P., Ageeva O.A., Borisovskiy S.E., Shatagin K.N., Zhilicheva O.M. (2021) Potassium-rich granite melt inclusions in zircon from abbo-hosted felsic stringers, Mid-Atlantic Ridge at 13°34' N: E-MORB connection. *Lithos.* 400-401, 106300.
- Rona P.A. (1980) TAG Hydrothermal Field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26° N. *J. Geol. Soc.* **137**, 385-402.
- Schilling J.G. (1973) Icelandic mantle plume: geochemical evidence along the Reykjanes Ridge. *Nature.* **242**, 565-571.
- Shilling J.C. (1986) Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79° to 0° N. *Geol. Soc. Amer.* **M**, 137-156.
- Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G., Portnyagin M.V., Simakin S.G., Potapov E.V. (1995) Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H₂O. *EOS Trans. AGU.* **76**(17), 270.
- Stroncik N.A., Niedermann S. (2016) Atmospheric contamination of the primary Ne and Ar signal in mid-ocean ridge basalts and its implications for ocean crust formation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **172**, 306-321.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ. London.* **42**, 313-345.
- Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A.Y. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**(1), 119-138.
- Verma S.P. (1992) Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr–Nd–Pb isotope systematics of Mid-Ocean Ridge Basalt // *Geochemical J.* **26**. P. 159-177.
- Workman R.K., Hart S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.* **231**(1-2), 53-72.
- Zindler A., Hart S. (1986) Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493-571.