

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $^{226}\text{Ra}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{238}\text{U}$ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2022 г. М. М. Доманов\*, В. И. Гагарин, М. В. Буханов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36

\*e-mail: domanov@ocean.ru

Поступила в редакцию 27.12.2021, после доработки 23.05.2022, принята к публикации 30.05.2022

Рассмотрены особенности распределения концентраций  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в поверхностном слое донных осадков северной части моря Лаптевых. Получены данные о распределении  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в донных отложениях шельфовой зоны моря, континентальном склоне и абиссальных глубинах. Содержание  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{232}\text{Th}$  изменялось в интервале 17–36.3 и 28.7–38.1 Бк/кг соответственно, а концентрация  $^{238}\text{U}$  – в пределах 12.5–38.7 Бк/кг. Предполагается, что обогащение осадков  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  с глубиной обусловлено восстановлением части карбонатов, содержащих  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$ , с последующей сорбцией  $^{226}\text{Ra}$  из морской воды и осаждением гидролизных форм  $^{238}\text{U}$  на дно. Увеличение концентраций  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  в осадке с глубиной на восточном разрезе при снижении концентрации  $C_{\text{неорг}}$  согласуется с таким предположением. При этом концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  отрицательно коррелируют с содержанием  $C_{\text{неорг}}$  ( $R = -0.98$  и  $-0.94$  соответственно). Концентрация  $^{232}\text{Th}$  коррелирует с содержанием  $C_{\text{орг}}$  ( $R = 0.85$ ). В области внешнего шельфа и в проливе Вилькицкого концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в поверхностном слое осадков зависят от фракционного состава осадка и меняются при изменении соотношения фракций. Концентрации  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  коррелируют друг с другом ( $R = 0.84$ ) и с содержанием неорганического углерода ( $R = 0.75$  и  $0.87$  соответственно).

**Ключевые слова:** море Лаптевых, донные осадки, радий, торий, уран

**DOI:** 10.31857/S0033831122060132, **EDN:** MGVVEU

## ВВЕДЕНИЕ

Море Лаптевых представляет собой наименее изученный водоем северных побережий Азии. Изучение этого региона активизировалось в настоящее время в связи с хозяйственным освоением северного шельфа, а также с целью изучения влияния изменений климата на биоту арктических морей и на процесс размораживания древних донных осадков, сопровождающийся выделением реликтового металла.

В Арктике многолетние морские льды являются важным геологическим фактором, влияющим на формирование осадочного покрова Северного Ледовитого океана. Большой речной сток, низкая температура, метановые сипы и аутигенное образование карбонатов в современных осадках определяют закономерности осадкообразования и рас-

пределения естественных радионуклидов в море Лаптевых [1–6].

Исследование геохимического поведения урана и тория в осадках прибрежной, мелководной юго-восточной части моря Лаптевых [7] выявили специфику распределения  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  в этом районе. Абсорбция  $^{238}\text{U}$  аутигенными карбонатами отмечена в работе [8] в северо-восточной части моря Лаптевых. Получены данные о распределении  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  в донных отложениях шельфовой зоны моря [9], которые сопоставимы с концентрациями  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  в осадках Восточно-Сибирского моря [10]. Однако эти результаты получены в области малых глубин 45–85 м. Необходимы сведения о распределении радионуклидов в осадках глубоководной части Арктики и, в частности, в специфических условиях моря Лаптевых, для которого таких данных нет. Цель настоящей работы – получить данные о

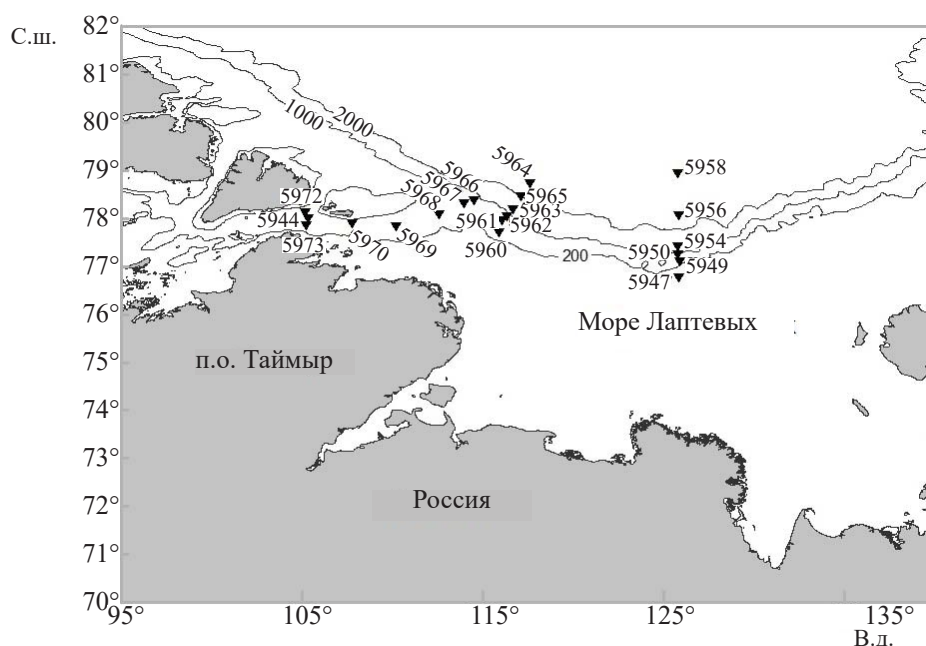


Рис. 1. Схема расположения района работ.

связи распределения  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  с характеристиками донных осадков, необходимые для изучения механизма накопления естественных радионуклидов в осадках глубоководной абиссальной части моря Лаптевых и на континентальном склоне с постоянным ледовым покровом

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Материал для исследования был получен в 72-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» в августе–сентябре 2018 г. в северной части моря Лаптевых в районе перехода от внешнего шельфа к континентальному склону, непосредственно на склоне и в абиссали. Выполнено 2 разреза – восточный и западный с юга на север и разрез в проливе Вилькицкого с прилегающим районом континентального склона. Пробы взяты боксорером (box corer)  $50 \times 50 \times 60$  см из поверхностного слоя 0–5 см донных осадков. Район работ и положение станций показано на рис. 1.

Пробы осадка промывали через сито с размером ячейки 50 мкм. Это стандартный размер сита, используемый для определения наиболее дисперсной фракции осадка (мелкий алевроит + пелит) [11], что позволяет сопоставлять наши данные с известными стандартными данными о фракционном составе

осадка. Содержание органического ( $C_{\text{орг}}$ ) и неорганического углерода ( $C_{\text{неорг}}$ ) в осадках определяли на анализаторе общего органического углерода TOC-L с блоком SSM-5000A фирмы Shimadzu.

Химический анализ проб донных осадков выполняли методами атомной эмиссии (Plasmaquant-110, укомплектованный системой ультразвукового распыления пробы U-5000AT и системой генерирования гидридов Hydrid-/Hg-System BSH 960) для Al, Ba, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, La, Mg, Mn, Nb, Ni, Sc, Sr, Ti, V, Y, Zn, Zr и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (Agilent 7500c) для Pb, Rb, As, Nd, Th, U. Точность метода определения 5–10%. Концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  в осадке определяли в Центральной лаборатории радиационного контроля Национального исследовательского ядерного университета «МИФИ» с помощью  $\gamma$ -спектрометра с детектором из сверхчистого германия GC-3020 с относительной эффективностью по линии  $^{60}\text{Co}$  (1.332 МэВ), равной 30%, и разрешением по этой линии 1.8 кэВ. Использовали программное обеспечение GENIE-400 PC. После выдерживания пробы для установления радиоактивного равновесия  $^{226}\text{Ra}$  определяли по дочернему продукту  $^{214}\text{Bi}$  (энергия 609 кэВ). Для измерения использовали сухие растертые пробы массой 26.3–32.4 г. Время экспозиции 11–55 ч. Точность определения  $^{226}\text{Ra}$  4–7%,  $^{232}\text{Th}$  7–12%,  $^{238}\text{U}$  5–10%.

**Таблица 1.** Концентрации радионуклидов (Бк/кг) в поверхностном слое осадка (5 см)

Станция	Широта, N	Долгота, E	Глубина, м	$^{226}\text{Ra}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
5947	76.77	125.83	72	$17.0 \pm 0.6$	$32.5 \pm 0.9$	$12.5 \pm 1.2$	2.61
5949	77.09	125.89	547	$26.4 \pm 0.5$	$31.6 \pm 0.9$	$24.9 \pm 1.4$	1.27
5950	77.25	125.79	1058	$30.2 \pm 1.0$	$29.2 \pm 0.9$	$30.6 \pm 2.1$	0.96
5954	77.41	125.79	1545	$34.3 \pm 1.2$	$36.2 \pm 1.1$	$38.7 \pm 1.9$	0.94
5956	78.06	125.82	2370	$24.2 \pm 0.9$	$36.7 \pm 1$	$24.2 \pm 1.9$	1.52
5958	78.95	125.78	2996	$26.5 \pm 1$	$33.0 \pm 0.9$	$36.3 \pm 2.7$	0.91
5960	77.70	115.87	357	$26.5 \pm 0.9$	$35.4 \pm ??$	$33.6 \pm 1.6$	1.05
5961	77.96	116.08	765	$27.4 \pm 0.8$	$37 \pm 1.3$	$28.9 \pm 1.6$	1.28
5962	78.04	116.31	1090	$28.4 \pm 1$	$31.8 \pm 0.9$	$28.9 \pm 1.2$	1.1
5963	78.19	116.64	1484	$35.5 \pm 1$	$38.1 \pm 1.1$	$36.3 \pm 2.5$	1.05
5964	78.74	117.58	2446	$27.4 \pm 0.9$	$36.4 \pm 1.1$	$24.1 \pm 1.9$	1.51
5965	78.45	117.08	1994	$28 \pm 0.9$	$37.2 \pm 1$	$27.4 \pm ??$	1.36
5966	78.38	114.49	715	$26.4 \pm 0.8$	$35.5 \pm 1$	$30.4 \pm 2$	1.17
5967	78.32	113.96	426	$26.4 \pm 0.9$	$37.5 \pm 1.1$	$33.4 \pm 2$	1.12
5968	78.08	112.57	350	$36.3 \pm 1.3$	$37.2 \pm 1.2$	$29.2 \pm 2.2$	1.27
5969	77.83	110.22	277	$30.4 \pm 0.9$	$33.6 \pm 0.9$	$26.7 \pm 2$	1.26
5970	77.89	107.79	239	$23.5 \pm 0.7$	$33.5 \pm 1.1$	$29.9 \pm 2.1$	1.12
5972	78.11	105.15	210	$30.8 \pm 1.05$	$36.3 \pm 2$	$30.6 \pm 2.1$	1.19
5973	77.85	105.24	209	$20.62 \pm 0.72$	$28.7 \pm 0.9$	$25.6 \pm 2.2$	1.12
5944	78.00	105.34	217	$27.53 \pm 0.81$	$32.6 \pm 1$	$26.4 \pm 2$	1.23
Среднее				$27.7 \pm 3.2$	$34.5 \pm 2.4$	$28.9 \pm 2.5$	$1.25 \pm 0.20$

Анализ спектров  $\gamma$ -излучения образцов донных отложений проводили в энергетическом диапазоне 50–3000 кэВ. В обработке участвуют все пики, найденные в указанной области спектра. При этом каждый пик рассматривается как композиция, образованная за счет наложения (интерференции) пиков, обусловленных регистрацией нескольких линий  $\gamma$ -излучения с близкими энергиями (пиков полного поглощения), пиков истинных и случайных совпадений и пиков утечки (пики одиночного и двойного вылета). В процессе обработки спектр рассматривается как единый объект, состоящий из набора  $\gamma$ -линий конечного числа радионуклидов. Такой подход обеспечивает возможность корректно

учитывать указанную выше интерференцию пиков в спектре [12, 13].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты измерения концентраций радионуклидов представлены в табл. 1. Характеристики придонного слоя воды и донных осадков приведены в табл. 2.

Содержание  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{232}\text{Th}$  изменялось в интервале 17–36.3 и 28.7–38.1 Бк/к соответственно, а концентрация  $^{238}\text{U}$  – в пределах 12.5–38.7 Бк/кг. Концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{232}\text{Th}$  в области шельфа на станции 5947 (17.0 и 32.5 Бк/кг, соответственно)

Таблица 2. Характеристики придонного слоя воды и донных осадков

Глубина, м	Станция	Фракция <50 мкм, %	$S_{орг}$ , %	$T$ придонного слоя воды, °С	Соленость, ‰	$S_{неорг}$ , %	Кислород, мл/л	Описание осадка
72	5947	77	0.81	-1.2	34.34	0.072	7.33	Обводненный, оливково-коричневый, алевроито-пелитовый
547	5949	96.7	0.59	-0.4	34.80	0.056	7.00	Коричневый плотный пелит
1058	5950	78.3	0.49	-0.1	34.90	0.043	6.82	Плотный, коричневый алевроито-пелитовый с песком
1545	5954	98.1	1.04	0	34.92	0.038	6.75	Плотный, темно-коричневый пелит
2370	5956	99.95	0.89	0.4	34.94	0.055	6.65	Коричневый алевроито-пелитовый
2996	5958	91.82	0.95	0	34.94	0.048	6.73	Коричневый алевроито-пелитовый
357	5960	95	0.77	-0.02	34.78	0.049	6.94	Светло-коричневый алевроито-пелитовый
765	5961	98.1	0.86	0.6	34.87	0.065	6.96	Светлокоричневый алевроито-пелитовый
1090	5962	90	0.81	0.6	34.91	0.052	6.79	Коричневый, плотный, алевроито-пелитовый
1484	5963	92.5	0.98	0.7	34.92	0.052	6.76	Плотный, коричневый пелит
2446	5964	98.6	1.13	0.8	34.94	0.080	6.75	Плотный, коричневый пелит
1994	5965	99.9	1.24	0.4	34.93	0.052	6.80	Алевроито-пелитовый, коричневый
715	5966	98.4	0.71	0.8	34.85	0.058	7.14	Коричневый алевроито-пелитовый
426	5967	96.1	0.67	0.7	34.82	0.058	7.01	Плотный, светлокоричневый пелит
350	5968	96.3	0.77	-0.2	34.78	0.072	7.03	Плотный, темнокоричневый пелит
277	5969	93.5	0.79	0.6	34.74	0.034	6.98	Обводненный коричневый пелит
239	5970	67.3	0.93	-0.4	34.67	0.044	7.16	Обводненный темнокоричневый алевроито-пелитовый
210	5972	98.61	0.91	-0.74	34.65	0.035	7.03	Коричневый алевроито-пелитовый
209	5973	51.2	0.85	-0.85	34.35	0.002	7.03	Светлокоричневый алевроито-пелитовый
217	5944	99	0.85	-0.4	34.63	0.013	7.11	Оливково-коричневый пелит

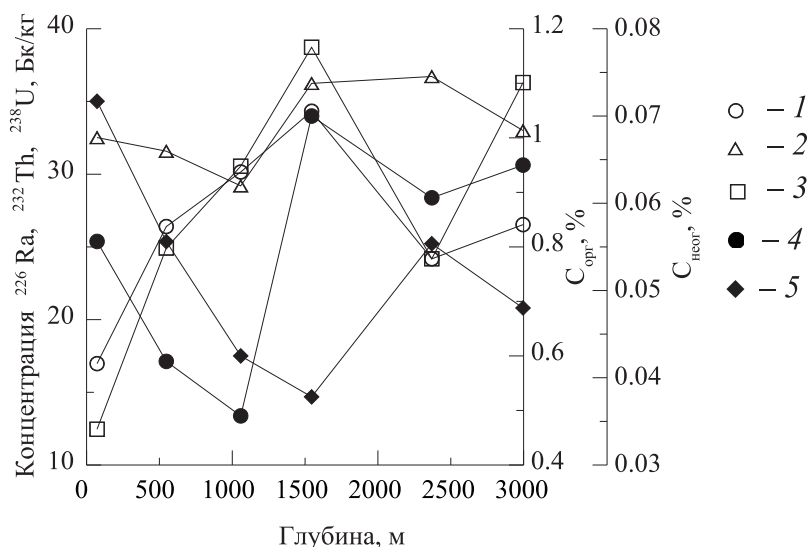


Рис. 2. Концентрация  $^{226}\text{Ra}$  (1),  $^{232}\text{Th}$  (2),  $^{238}\text{U}$  (3) и содержание  $C_{\text{орг}}$  (4),  $C_{\text{неорг}}$  (5) на восточном разрезе.

сопоставимы с концентрациями ( $^{226}\text{Ra}$  16.0,  $^{232}\text{Th}$  35.0 Бк/кг), измеренными на шельфе моря Лаптевых в работе [9].

Среднее значение концентрации  $^{232}\text{Th}$  ( $34.5 \pm 2.4$  Бк/кг) и  $^{238}\text{U}$  ( $28.9 \pm 2.5$  Бк/кг) сопоставимы с кларками среднего содержания  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  для верхней части континентальной коры (37.8 Бк/кг и 31.2 Бк/кг соответственно), найденными в работе [14]. Отношение концентраций  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  для всего массива измерений изменялось в пределах 0.91–2.61. Среднее отношение  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$   $1.25 \pm 0.20$  близко к величине  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  1.23, приведенной в работе [15] для океанических островов, а также к отношению активности кларков  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  для верхней части континентальной коры 1.21 [14] и к значению 1.15, определенному в работе [16].

Содержание  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{неорг}}$  в осадках исследуемого района изменялось в пределах 0.49–1.24 и 0.0019–0.079% соответственно. Среднее содержание органического углерода в терригенных осадках прибрежной зоны составляет 1.9% [7]. Средняя величина отношения  $C_{\text{орг}}/C_{\text{неорг}}$   $0.060 \pm 0.020$  сопоставима с отношением  $C_{\text{орг}}/C_{\text{неорг}}$ , измеренным в поверхностном слое аутигенных осадков в работе [8].

Изменение концентраций  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  с глубиной на восточном разрезе сопоставлено с содержанием в осадке органического и неорганического углерода (рис. 2). С увеличением глубины до 1000 м концентрация  $^{232}\text{Th}$  снижается, что указывает на уменьшение в осадке терригенного материала

на этом интервале глубин. Количество  $C_{\text{орг}}$  и  $C_{\text{неорг}}$  в осадке также снижается, а концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  возрастают.

В области континентального склона на глубине 1545 м в осадке резко увеличивается содержание  $C_{\text{орг}}$  и  $^{232}\text{Th}$ . Концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  увеличиваются с глубиной до максимальных значений. Максимальные концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  (34.3, 36.2, 31.2 Бк/кг) найдены на глубине 1545 м в зоне изменения уклона континентального склона при переходе к глубинам абиссальной зоны. Эти максимальные концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  соответ-

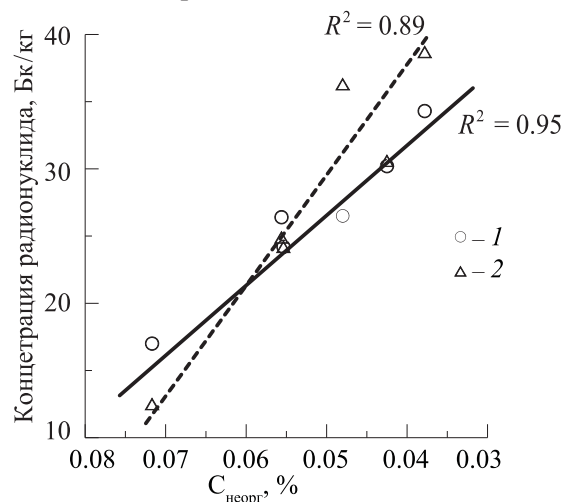


Рис. 3. Зависимость величины концентрации  $^{226}\text{Ra}$  (1) и  $^{238}\text{U}$  (2) в осадке на восточном разрезе от концентрации в осадке  $C_{\text{неорг}}$ .

**Таблица 3.** Корреляционная матрица связи концентраций радионуклидов (Бк/кг) с параметрами среды на восточном разрезе (при уровне вероятности  $P = 0.95$  и числе пар 6 достоверная величина коэффициента корреляции равна 0.811)

Параметр	Глубина, м	$C_{\text{орг}}, \%$	$^{226}\text{Ra}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$	$C_{\text{неорг}}, \%$	Кислород, мл/л	Соленость, ‰
Глубина, м	1.00						-0.84	
$C_{\text{орг}}, \%$		1.00		0.85				
$^{226}\text{Ra}$			1.00		0.90	-0.98		
$^{232}\text{Th}$				1.00				
$^{238}\text{U}$					1.00	-0.94		
$C_{\text{неорг}}, \%$						1.00		-0.84
Кислород, мл/л							1.00	-0.96
Соленость, ‰								1.00

ствуют максимальному содержанию в осадке  $C_{\text{орг}}$  и минимальной концентрации  $C_{\text{неорг}}$ .

Концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  связаны с содержанием в осадке  $C_{\text{неорг}}$  и увеличиваются при снижении его количества (рис. 3).

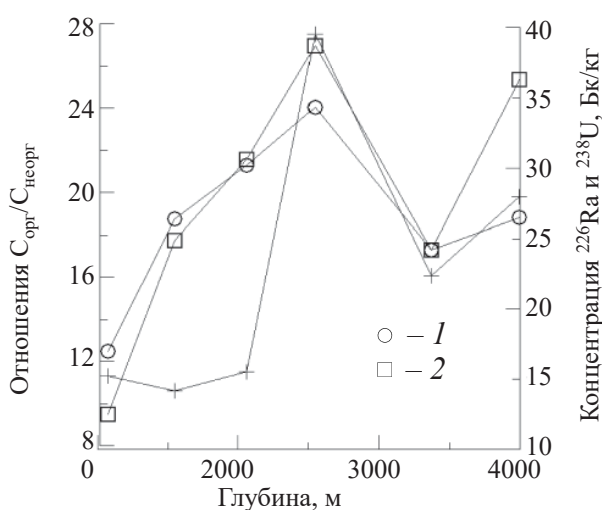
Отношение  $C_{\text{орг}}/C_{\text{неорг}}$  изменяется с глубиной (10.6–27.5) и имеет максимальное значение на континентальном склоне на глубине 1545 м, где концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  также максимальны (рис. 4).

Коэффициенты корреляции, характеризующие связь концентрации радионуклидов в осадках с параметрами среды на восточном разрезе, приведены в табл. 3.

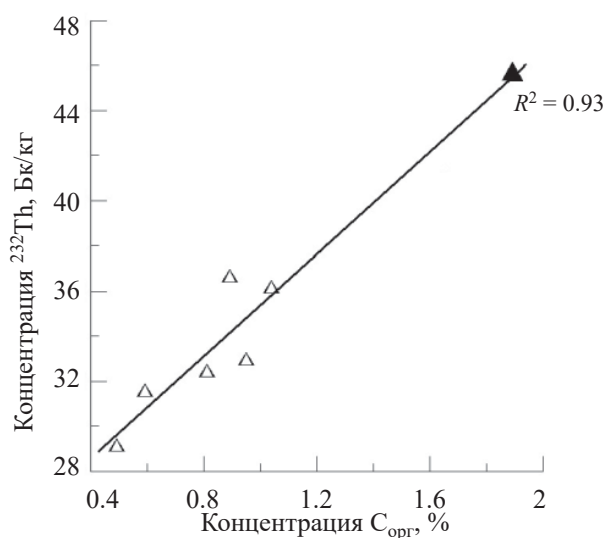
Отрицательная корреляция содержания  $C_{\text{неорг}}$  в осадке с соленостью указывает на связь этих па-

раметров с распресненными водами, выносящими осадки из зоны современного шельфа в район континентального склона. Такой вывод не противоречит выводу о влиянии трансгрессии холодных шельфовых вод на формирование осадков в зоне континентального склона [6, 17].

Концентрация  $^{232}\text{Th}$  коррелирует с  $C_{\text{орг}}$ , что указывает на общий терригенный источник их поступления в осадки. Средние значения концентраций  $^{232}\text{Th}$  и  $C_{\text{орг}}$  в терригенных осадках прибрежной зоны моря Лаптевых составляют 45.6 Бк/кг и 1.9% для  $^{232}\text{Th}$  и  $C_{\text{орг}}$  соответственно [7]. Среднее значение  $^{232}\text{Th}$  для осадков прибрежной зоны моря Лаптевых согласуется с зависимостью  $^{232}\text{Th}$  от  $C_{\text{орг}}$ , полученной для восточного разреза (рис. 5).



**Рис. 4.** Зависимость концентрации  $^{226}\text{Ra}$  (1) и  $^{238}\text{U}$  (2) в осадке на восточном разрезе и отношения  $C_{\text{орг}}/C_{\text{неорг}}$  от глубины.



**Рис. 5.** Зависимость концентрации  $^{232}\text{Th}$  от концентрации  $C_{\text{орг}}$ . Черным треугольником обозначено среднее значение для прибрежной зоны моря Лаптевых [7].



**Таблица 4.** Корреляционная матрица связи концентраций радионуклидов с параметрами среды на разрезе в проливе Вилькицкого (при уровне вероятности  $P = 0.95$  и числе пар 8 достоверная величина коэффициента корреляции равна 0.71)

Параметр	Глубина, м	Фракция менее 50 мкм, %	$C_{\text{орг}}$ , %	$^{232}\text{Th}$ , Бк/кг	$^{238}\text{U}$ , Бк/кг	$C_{\text{неорг}}$ , %	$T$ , °C	Соленость, ‰
Глубина, м	1		-0.77				0.75	
Фракция менее 50 мкм, %		1		0.80				0.78
$C_{\text{орг}}$ , %			1				-0.85	
$^{232}\text{Th}$ , Бк/кг				1	0.84	0.87		0.89
$^{238}\text{U}$ , Бк/кг					1	0.75		0.77
$C_{\text{неорг}}$ , %						1	0.90	0.88
$T$ , °C							1	0.82
Соленость, ‰								1

Изменение концентраций  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  и содержание в осадке органического углерода с глубиной на западном разрезе представлены на рис. 6.

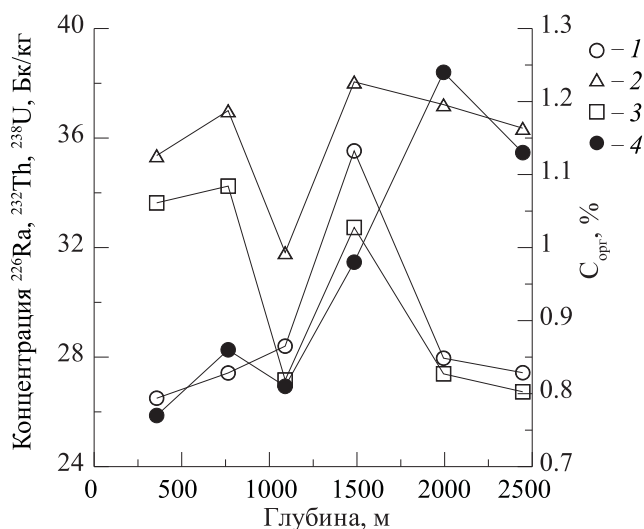
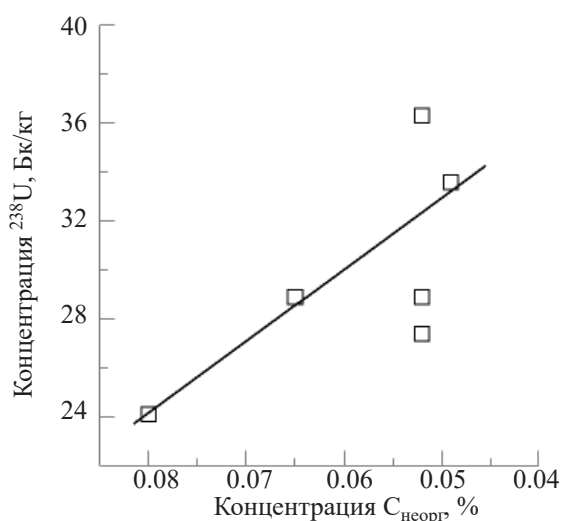
На западном разрезе, так же как и на восточном, максимальные концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  найдены на глубине 1484 м в нижней части континентального склона. На этом разрезе концентрация  $^{238}\text{U}$ , так же как и на восточном разрезе, повышается с уменьшением  $C_{\text{неорг}}$ , однако эта связь менее выражена (рис. 7).

В области континентального склона на глубинах более 1000 м концентрация  $^{226}\text{Ra}$  коррелирует с концентрацией  $^{238}\text{U}$  ( $R = 0.99$ ).

Распределения  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  на рассмотренных меридиональных разрезах имеют общие осо-

бенности. На шельфе моря Лаптевых с увеличением глубин концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  на континентальном склоне растут до максимальных величин в области глубин 1484–1545 м в нижней части континентального склона. При переходе к абиссальным глубинам содержание  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  снижается в области нераспространения грубых осадков.

Подобное распределение  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  с максимумом в области континентального склона отмечено и в районе Антарктического шельфа [18]. При этом было показано, что в осадках шельфа основная часть урана и тория содержится в обломках континентальных материалов, а в глубоководных морских осадках основная часть урана происходит из урана морской воды [19]. При этом концентрация

**Рис. 6.** Концентрация  $^{226}\text{Ra}$  (1),  $^{232}\text{Th}$  (2),  $^{238}\text{U}$  (3) и  $C_{\text{орг}}$  (4) на западном разрезе.**Рис. 7.** Изменение концентрации  $^{238}\text{U}$  с уменьшением содержания  $C_{\text{неорг}}$  на западном разрезе.

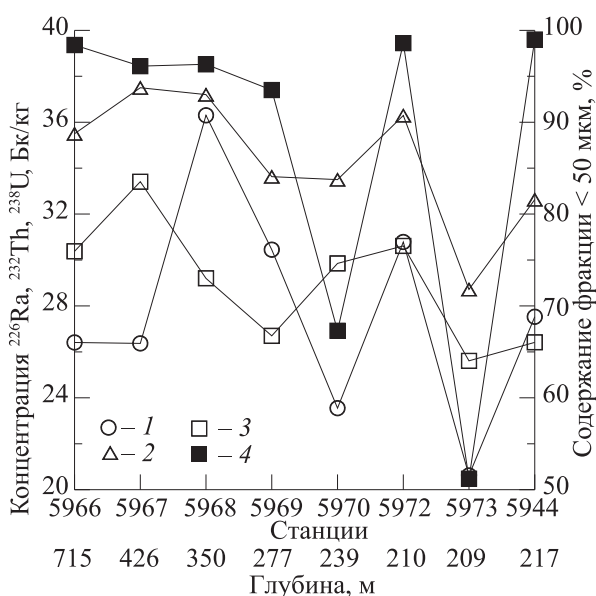


Рис. 8. Концентрации  $^{226}\text{Ra}$  (1),  $^{232}\text{Th}$  (2),  $^{238}\text{U}$  (3) и содержание фракции < 50 мкм (4) в проливе Вилькицкого.

$^{226}\text{Ra}$  с ростом глубины увеличивается до максимальных значений в нижней части континентального склона, а затем снижается в абиссальной части океана, что обусловлено, как было показано в работе [18], уменьшением сорбционной емкости матрицы осадка.

Исследование механизма удаления радия из морской воды, выполненное И.Е. Стариком, А.П. Лищиным и Ю.В. Кузнецовым [18], показало, что увеличение концентрации  $^{226}\text{Ra}$  в глубоководных осадках связано с растворением части карбоната кальция, содержащего абсорбированный радий, и обогащением придонных вод радием, который затем сорбируется остаточной частью осадка.

Известно, что мелководные шельфовые моря Арктики особенно агрессивны по отношению к карбонатным осадкам [20]. В анаэробных условиях в осадке идет деструкция органического вещества сульфатредуцирующими бактериями, восстановление сульфатов морских вод до сероводорода, образование  $\text{CO}_2$ , восстановление железа и марганца, при этом понижается pH и происходит растворение карбонатов [21]. Кроме того, аэробное окисление метана на границе раздела вода–осадок приводит к повышению кислотности, способствуя растворению карбонатов [22].

Механизм такого биогеохимического процесса восстановления карбонатов в арктических морях

рассмотрен в работах [23–25]. Распределение урана, так же как и радия, связано с изменением окислительно-восстановительного потенциала в осадке. В восстановительных условиях на границе придонный слой воды–осадок может происходить разрушение карбонатных комплексов урана с последующим осаждением гидролизных форм на дно. При этом концентрация урана в осадке увеличивается [26–28].

Возможно, в море Лаптевых на разрезах континентальный склон–абиссаль также реализуется такой механизм обогащения осадка радием. Увеличение концентраций  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  в осадке с глубиной на восточном разрезе при снижении концентрации  $\text{C}_{\text{неорг}}$  согласуется с таким предположением.

Данных о содержании  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  в приповерхностном слое вод в море Лаптевых нет. Имеются данные о концентрации этих радионуклидов в глубинных водах центральной Арктики. Концентрация  $^{226}\text{Ra}$  в глубинных водах этого района варьирует в пределах 84.8–97.3 распад/(мин·м<sup>3</sup>) (1.41–1.62 Бк/м<sup>3</sup>). Максимальная концентрация в глубинных водах (1.62 Бк/м<sup>3</sup>) получена на глубине 3850 м (станция 176, 88°0' N, 158°51.8' E) [29]. Концентрация  $^{238}\text{U}$  в глубоководной части Арктического Океана составляет 3.42–3.49 мкг/л (42.7–43.6 Бк/м<sup>3</sup>). Максимальная концентрация (43.6 Бк/м<sup>3</sup>) найдена на глубине 3000 м (82°63' N, 158°55' E) [30]. Донные воды из Центрального Арктического бассейна через желоб Садко поступают в придонный слой вод моря Лаптевых, формируя свойства его глубинных вод.

Распределение радионуклидов в проливе Вилькицкого и прилегающей части континентального шельфа показано на рис. 8.

На разрезе в проливе Вилькицкого концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в поверхностном слое осадков зависят от фракционного состава осадка и меняются при изменении соотношения фракций. Осадки представлены терригенным материалом, фракционный состав которого сильно изменяется от станции к станции.

Коэффициенты корреляции, характеризующие связь концентрации радионуклидов в осадках с параметрами среды на разрезе в проливе Вилькицкого, приведены в табл. 4.



Концентрации  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  коррелируют друг с другом ( $R = 0.84$ ) и с содержанием неорганического углерода ( $R = 0.75$  и  $0.87$  соответственно). В диапазоне глубин 277–209 м (станции 5969–5944) концентрация  $^{226}\text{Ra}$  положительно коррелирует с долей мелкоалевритовой и пелитовой фракции менее 50 мкм ( $R = 0.93$ ). Для данной реализации (5 пар) предельно достоверная величина коэффициента корреляции  $R = 0.878$ .

С увеличением глубины характер связи концентраций  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  с содержанием в осадке этой фракции меняется. Концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  снижаются с увеличением доли фракции. Станции 5966 и 5967 расположены на континентальном склоне при выходе в глубокую Арктику (глубины здесь достигают 700 м). В этом районе меняются условия седиментации и гидрологическая обстановка, что обусловлено взаимодействием шельфовых вод моря Лаптевых, вод Карского моря и вдоль-склонового течения, несущего модифицированные атлантические воды в юго-восточном направлении [31].

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенность распределения  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  на меридианных разрезах в поверхностном слое осадков северной части моря Лаптевых определяется восстановительными условиями в зоне контакта осадок–придонная вода, где при повышении кислотности происходит растворение части карбонатов, содержащих  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$ , с последующей сорбцией  $^{226}\text{Ra}$  из морской воды и осаждением гидролизных форм  $^{238}\text{U}$  на дно. Возможно, в море Лаптевых на разрезах континентальный склон–абиссаль реализуется именно такой механизм обогащения осадка радием. Увеличение концентраций  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  в осадке с глубиной на восточном разрезе при снижении концентрации  $C_{\text{неорг}}$  согласуется с таким предположением. При этом концентрации  $^{226}\text{Ra}$  и  $^{238}\text{U}$  отрицательно коррелируют с содержанием  $C_{\text{неорг}}$  ( $R = -0.98$  и  $-0.94$  соответственно). Концентрация  $^{232}\text{Th}$  коррелирует с содержанием  $C_{\text{орг}}$  ( $R = 0.85$ ). Полученные данные подтверждают концепцию об определяющем вкладе сорбционного извлечения  $^{226}\text{Ra}$  из морской воды в накопление  $^{226}\text{Ra}$  в поверхностном слое морских осадков. Среднее значение концентрации  $^{232}\text{Th}$   $34.5 \pm 2.4$  Бк/кг и  $^{238}\text{U}$   $28.9 \pm$

$2.5$  Бк/кг в поверхностном слое осадков северной части моря Лаптевых сопоставимы с кларками среднего содержания  $^{232}\text{Th}$  и  $^{238}\text{U}$  для верхней части континентальной коры. В области внешнего шельфа и в проливе Вилькицкого концентрации  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  в поверхностном слое осадков зависят от фракционного состава осадка и меняются при изменении соотношения фракций. Концентрации  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  коррелируют друг с другом ( $R = 0.84$ ) и с содержанием неорганического углерода ( $R = 0.75$  и  $0.87$  соответственно).

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.А. Полухина за предоставленные данные по биогидрохимии моря Лаптевых, А.В. Дубинина за полезные советы при подготовке статьи и Д.Ф. Будко за помощь в определении редкоземельных элементов.

### ФОНДОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 0128-2021-0007.

### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. С. 18–60.
2. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития // Отв. ред.: Х. Кассенс, А.П. Лисицын, Й. Тиде [и др.]. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. 608 с.
3. Kuptsov V.M., Lisitzin A.P. // Marine Chem. 1996. Vol. 53. P. 301–311.
4. Nurnberg D., Futterer D.K., Niessen F., Norgaard-Pedersen N., Schubert C.J., Spielhagen R.F. et al. // Polar Res. 1995. Vol. 14. P. 43–54.
5. Яшин Д.С. // ВНИИОкеангеология. 2000. Вып. 3. С. 57–67.
6. Купцов В.М., Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. // Геология морей и океанов: XIII Междунар. школа морской геологии. М., 1999. Т. I. С. 135.

7. Рубан А. С. Геохимические особенности современных донных осадков восточной части моря Лаптевых: на примере губы Буор-Хая: Дис. ... к.г.-м.н. Томск. Нац. исслед. Томский политехн. ун-т, 2017. 166 с.
8. Kravchishina M.D., Lein A.Yu, Flint M.V., Baranov B.V., Miroshnikov A.Yu, Dubinina E.O., Dara O.M., Boev A.G., Savvichev A.S. // *Front. Mar. Sci.* 2021. Vol. 8. 690304.  
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.690304>.
9. Борисенко Г.С., Надточий В.А. // Сб. тр. Междунар. конф. «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека». Томск, 13–16 сентября 2016 г. Томск: СТУ, 2016. С. 135–137.
10. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Эн Э., Кравчишина М.Д., Лукаша В.Л., Усачева А.А., Рябчук Д.В., Комаров Вл.Б. // *Океанология.* 2020. Т. 60, № 4. С. 595–610.
11. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
12. Исследование технических путей создания низкофоновое гамма-спектрометрического комплекса для анализа проб в Центральной лаборатории радиационного контроля (шифр «Спектр»): Итоговый научно-технический отчет по НИР. М.: МИФИ, 2005.
13. Внедрение расчетно-методического комплекса радионуклидного анализа «Ge Spectra Analysis System» на низкофоновый HPGe спектрометр ЛВРК НВ АЭС: Аннотационный отчет по НИР. М.: МИФИ, 2009.
14. Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.
15. Тумаева Н.А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во МГУ, 2000. 336 с.
16. Taylor S.R. and McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
17. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. // *Global Planet. Change.* 2001. Vol. 31. P. 125–139.
18. Старик И.Е., Лисицын А.П., Кузнецов Ю.В. Антарктика // Доклады Межведомственной комиссии по изучению Антарктики 1961 г. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 70–133.
19. Старик И.Е., Кузнецов Ю.В., Лезгин В.К. // *Радиохимия.* 1959. Т. 1, № 3. С. 321–324.
20. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö. et al. // *Nature Geosci.* 2016. Vol. 9. P. 361–365.
21. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. // Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
22. Reeburgh W. S. // *Chem. Rev.* 2007. Vol. 107. P. 486–513.
23. Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б., Павлова Г.А., Пименов Н.В., Русанов И.И., Саввичев А.С., Иванов М.В. // *Океанология.* 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.
24. Savvichev A.S., Sigalevich P.A., Pimenov N.V., Kravchishina M.D., Galkin S.V., Novigatskii A.N., Flint M.V., Kadnikov V.V., Merkel A.Y., Ravin N.V. // *Geomicrobiol. J.* 2018. Vol. 35, N 5. P. 411–423.
25. Леин А.Ю., Маккаев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В. // *Океанология.* 2013. V. 53, № 5. С. 643–679.
26. Anderson R.F. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. Vol. 46. P. 1293–1299.
27. Тумаева Н.А. Геохимия природных радиоактивных рядов распада. М.: Геос, 2005. 226 с.
28. Wignall P.B., Myers K.J. // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 5. P. 452–455.
29. Van der Loeff M.M.R., Key R.M., Scholten J., Bauch D., Michel A. // *Deep-Sea Res. II.* 1995. Vol. 42, N 6. P. 1533–1553.
30. Ku T.-L., Knauss K.G., Mathieu G.G. // *Deep-Sea Res. II.* 1977. Vol. 24, N. 6. P. 1005–1017
31. Маккаев П.Н., Полухин А.А., Щука С.А., Степанова С. В. // *Океанология.* 2020. Т. 60, № 3. С. 355–363.