

НЕРАВНОВЕСНЫЙ УРАН ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ: ОКЕАНИЧЕСКИЙ РЕЗЕРВУАР

© 2021 г. И. В. Токарев^{а, *}, Е. Ю. Яковлев^{б, **}, С. Б. Зыков^б, И. А. Зиминая^с

^аСанкт-Петербургский государственный университет, Научный парк, РЦ РДМИ, пер. Декабристов, д. 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

^бФедеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академ. Н.П. Лаверова Российской академии наук, Набережная Северной Двины, 109, Архангельск, 163000 Россия

^сСеверное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, ул. Маяковского, 2, Архангельск, 163020 Россия

*e-mail: tokarevigor@gmail.com

**e-mail: yakovlev_eu@inbox.ru

Поступила в редакцию 12.03.2020 г.

После доработки 09.08.2020 г.

Принята к публикации 18.11.2020 г.

В природных водах, как правило, наблюдается нарушение радиоактивного равновесия между родительским ^{238}U и дочерним ^{234}U (обычно $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 0.8-3$ по активностям). В подземных водах зафиксированы отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 50$, которые могут быть объяснены климатическими вариациями, когда в периоды похолоданий мерзлые породы накапливают ^{234}U , а при таянии теряют его быстрее, чем ^{238}U . Проверка этой гипотезы возможна по данным об изотопном составе урана в хемо- и биогенных образованиях Мирового океана. Наиболее значительные обогащения ^{234}U отмечены в северных и внутренних морях в периоды климатических потеплений, что согласуется с гипотезой о влиянии становления и деградации мерзлоты на аномальное повышение отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах. Опробование Баренцева моря показывает, что обогащение океанической воды ураном-234 проявляется тем сильнее, чем более изолирован участок моря от общей океанической циркуляции, чем больше относительная длина береговой линии и вклад континентальных вод в химический баланс водоема.

Ключевые слова: неравновесный уран, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, климатические вариации, мерзлота, Мировой океан

DOI: 10.31857/S0016752521090077

ВВЕДЕНИЕ

Нарушение изотопного равновесия для растворенного в природных водах урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) открыто П.И. Чаловым (1954, 1959, 1975) и В.В. Чердынцевым (1955, 1967) и объяснено радиокинетическим эффектом – повышением миграционной подвижности дочерних продуктов по сравнению с родительскими изотопами. Для подавляющего большинства водных объектов отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ лежит в интервале 0.8–3 (здесь и далее по активностям, если не оговорено другое). В средних и высоких широтах Земного шара в подземных водах наблюдается устойчивое смещение этого отношения в область 10–20, а в отдельных случаях фиксируются величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 50$ (Поляков, 1991; Arndt, West, 2004).

Сверхвысокие обогащения ураном-234 обычно объясняют выбросом атомов отдачи (^{234}Th) из минеральной матрицы в водную среду (Calsteren, Thomas, 2006; Cochran, Krishnaswami, 1980; Hen-

derson, Burton, 1999; Henderson et al., 1999; Ivanovich, Harmon, 1992; Ku, 1965; Ku et al., 1977; Russell et al., 1994a; Russell et al., 1994b). Ограничением данной гипотезы является то обстоятельство, что значительное обогащение ураном-234 возникает только при высокой дисперсности зерен минерала-хозяина $r < 10^{-5}$ м и относительно длительном времени $t > 10^4$ лет контакта воды с породой.

Поляковым В.А. (1991) выдвинута идея о том, что ураганные избытки урана-234 следует связать с пребыванием пород в мерзлом состоянии и последующем их таянии. В периоды похолоданий в отсутствие жидкой воды ^{234}U накапливается во вмещающих породах, а затем экстрагируется из них талой водой, образованной при таянии мерзлоты, более высокими темпами, чем ^{238}U . Автором данной статьи гипотеза подтверждена при изучении подземных вод, включавшем определение $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и гелиевое датирование

(Токарев, 2008; Токарев и др., 2009а; Токарев и др., 2009б; Tokarev et al., 2006). Однако, более фундаментальная проверка гипотезы возможна на базе данных об изотопном составе урана в хемо- и биогенных образованиях в Мировом океане.

Океан, включая донные отложения, органические образования и водную массу, — резервуар, наиболее значимо усредняющий изотопные сигналы, возникающие за счет поступления урана с континентов. В воде современного океана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.144 \pm 0.002$ (Chen et al., 1986) или $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.145 \pm 0.003$ (Henderson, Anderson, 2003) при среднем составе речного стока $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1.25$ (Chabaux et al., 2003). Если бы реки были единственным источником избытка ^{234}U то, учитывая среднее время пребывания U в океанах ~400 тыс. лет (Ku et al., 1977; Dunk et al., 2002), в океанической воде отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ было бы ~1.08 (Chen et al., 1986; Cheng et al., 2000; Robinson et al., 2004).

Указанное различие в расчетных и наблюдаемых отношениях $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океанической воде не может быть объяснено увеличением речного стока и/или уменьшением времени пребывания урана в океане (Henderson, 2002). Следовательно, должен быть постоянный или периодически действующий источник избыточного урана-234. В соответствии с гипотезой о вылете ядер отдачи ^{234}Th , как основной причине нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, рост потока ^{234}U с континентов объясняют увеличением степени физической дезинтеграции пород в периоды оледенений (Kronfeld, 1974; Kronfeld et al., 1975; Kronfeld, Vogel, 1991). Предполагают также существование аналогичного источника урана-234 в периоды похолоданий вследствие увеличения площади осушенного шельфа при падении уровня океана (Esat, Yokoyama, 2000).

Из гипотез, связывающих рост избытков ^{234}U с увеличением потока ядер отдачи ^{234}Th , следует, что наибольшие нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в океанической воде должны наблюдаться в ледниковые эпохи (ниже будет показано, как это противоречит наблюдениям). Указанные гипотезы также не отвечают на следующие вопросы.

1. Почему малы потери ядер отдачи ^{234}Th мелкообломочными частицами на континентальном этапе переноса? В зоне развития мелкодисперсных пород на континентах — едомы (ледового комплекса), лесов и черноземов, происхождение которых связывают с ветровым разносом пылевого материала в ледниковые эпохи, значительного нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в грунтовых водах, как правило, не наблюдается.

2. Допустим, что увеличение потока ядер отдачи ^{234}Th , действительно, обусловлено ростом поступления пыли в океан в эпохи похолоданий, ко-

торый, действительно, имел место (Muhs, 2013; Rea, 1994). И пыль и торий в составе химических соединений имеют весьма малое среднее время пребывания в океанической воде (Anderson et al., 2016; Broecker et al., 1973; Moore, 1981). Каков механизм, обеспечивающий достаточный поток избыточного ^{234}U (без ^{238}U) из поровой воды осадков в океаническую воду? Во-первых, в целом, подвижность урана в поровых водах понижена, так как окислительные условия отмечаются только в тонком придонном слое осадков и при отсутствии органического материала, который сразу переводит обстановку в восстановительную. Во-вторых, диффузионный вынос урана из поровых растворов в свободную воду затрудняется накоплением новых порций осадков, за исключением океанической абиссали, где процесс аккумуляции сильно замедлен. При этом изредка наблюдаемые избытки урана ^{234}U в поровых водах океанических осадков с отношениями $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1.14$ (Cochran, Krishnaswami, 1980; Henderson et al., 1999c; Russell et al., 1994) именно в абиссали и не отмечены.

Обобщение данных по кораллам, створкам моллюсков и карбонатным морским отложениям демонстрирует заметное изменение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во времени (рис. 1). Минимум избытков урана-234 в океане отмечается в период последнего оледенения, что противоречит гипотезе, связывающей рост избытков ^{234}U с увеличением потока ядер отдачи ^{234}Th .

Наблюдаемое распределение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во времени значительно лучше объясняется гипотезой, связывающей рост потока урана-234 с таянием мерзлоты. В микулинское межледниковье, которое было несколько теплее нынешнего, избытки урана-234 оказывались несколько выше современных, по-видимому, в связи с большей степенью таяния мерзлоты. Для кривой распределения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ во времени обнаруживается тонкая структура, когда небольшие возрастания отношения соответствуют периодам временного потепления внутри эпохи последнего похолодания. Отметим также, что значительных избытков урана-234 в кораллах, створках моллюсков и карбонатных отложениях экваториальной зоны океана не обнаруживается (Henderson, Anderson, 2003).

Быстрое в геологическом масштабе времени перемешивание (Львович, 1986), однако не обеспечивает однородность воды современного океана по параметру $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Экваториальная зона наиболее однородна по данному параметру. Напротив, Северный Ледовитый океан, как относительно изолированный и испытывающий наибольшее удельное влияние континентального стока из зоны распространения мерзлоты, демонстрирует максимальные вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

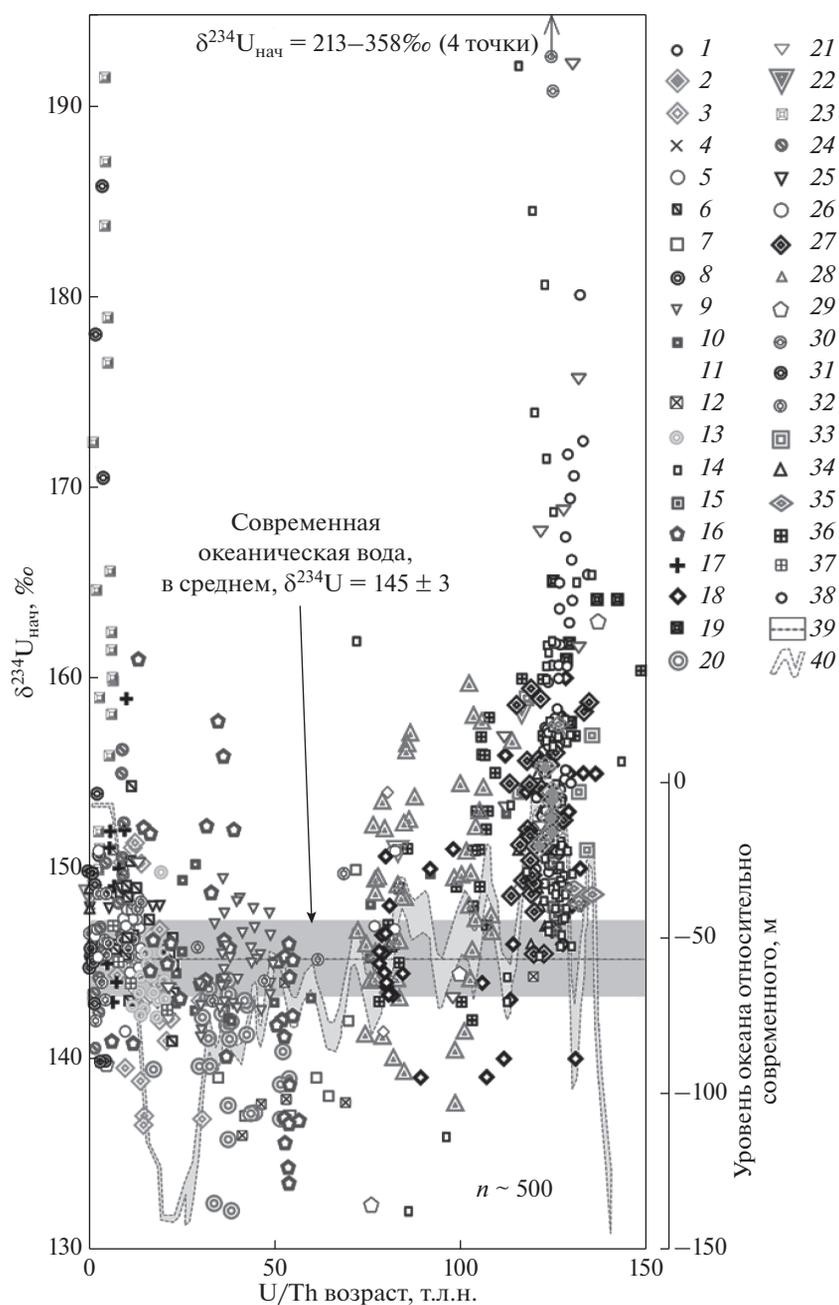


Рис. 1. Начальный изотопный состав урана ($\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - 1) \times 1000, \text{‰}$) в кораллах и карбонатах приполярных и арктических областей Мирового океана: 1 – Bar-Matthews et al., 1993; 2 – Thompson et al., 2011; 3 – Bard et al., 1990; 4 – Bard et al., 1991; 5 – Bard et al., 1996; 6 – Cabioch, Ayliffe, 2002; 7 – Chappel et al., 1996; 8 – Copard et al., 2012; 9 – Chui et al., 2005; 10 – Cutler et al., 2003; 11 – Cutler et al., 2004; 12 – Dia et al., 1992; 13 – Douarin et al., 2013; 14 – Dutton et al., 2015; 15 – Dutton et al., 2017; 16 – Eisele, 2010; 17 – Eisenhauer et al., 1993; 18 – Esat et al., 1999; 19 – Esat, Yokoyama, 2000; 20 – Esat, Yokoyama, 2006; 21 – Hamelin et al., 1991; 22 – Gallup et al., 1994; 23 – Gutjahr et al., 2013; 24 – López Correa et al., 2012; 25 – Ludwig et al., 1991; 26 – Ludwig et al., 1996; 27 – Muhs et al., 2002; 28 – Potter et al., 2004; 29 – Potter et al., 2005; 30 – Roberts et al., 2009; 31 – Shaked et al., 2004; 32 – Shen et al., 2008; 33 – Stein et al., 1993; 34 – Stirling et al., 1998; 35 – Thomas et al., 2012; 36 – Thompson et al., 2003; 37 – Yokoyama, Esat, 2004; 38 – Yokoyama et al., 2001a; 39 – изотопный состав урана в современном океане $\delta^{234}\text{U} = 145 \pm 3\text{‰}$ (Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003); 40 – флуктуации уровня океана (Spratt, Lisiecki, 2016).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

В рейсе “Трансарктика-2019” (НЭС “Михаил Сомов”, 15.05–14.06.2019 г.) выполнено определение содержаний кислорода (O_2), pH, темпера-

туры (T) и солёности (S) воды Баренцева моря (рис. 2). Температуру и солёность измеряли зондом STD, а pH и растворенный кислород – в судовой лаборатории. Концентрации и изотопный

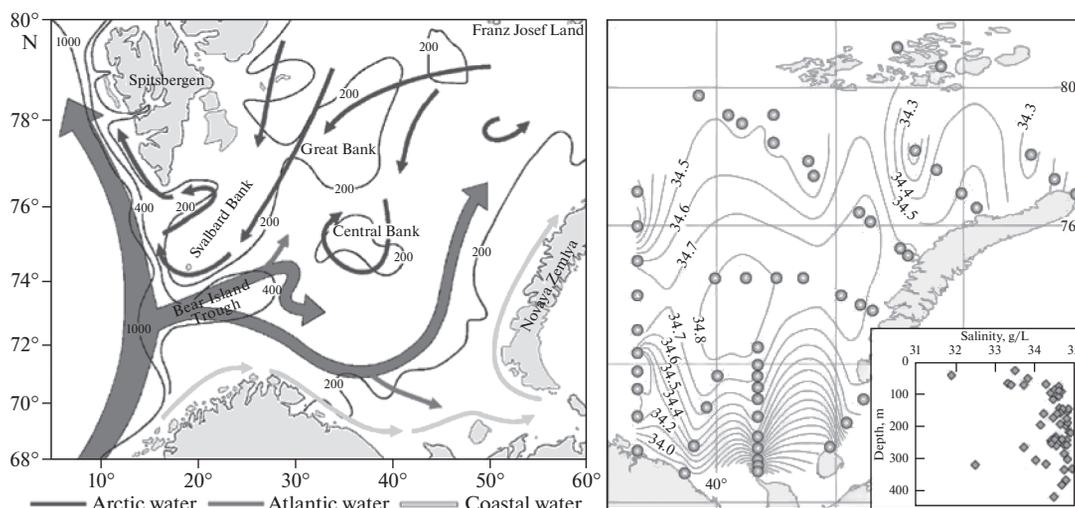


Рис. 2. Схема течений Баренцева моря (слева, по (Asplin et al., 2001) с измерениями); точки опробования и соленость поверхностного слоя воды (г/л) в рейсе “Трансарктика-2019” (справа, на врезке – зависимость солености поверхностного слоя воды от глубины моря).

состав ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) урана определялись в поверхностном слое воды, для чего отбирались пробы объемом 20–30 л (2019 г. – 55, а также в 2014 г. – 9 и 2012 – 28 штук). Радиохимическая подготовка и лабораторные альфа-спектрометрические измерения проводились по методикам (Чалов и др., 1991; Методика..., 2013). Погрешность измерения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ составляла 4–7%.

Соленость поверхностного слоя воды Баренцева моря в 2019 г. была почти постоянна, за исключением прибрежной зоны и области влияния арктических вод (аномалии солености при глубинах моря менее 100 м и около 300 м, соответственно, рис. 2). Температура и химический состав вод Баренцева моря указывают на многокомпонентность источников растворенных веществ и воды (рис. 3), аналогичное распределение следует также из изотопного состава кислорода воды ($\delta^{18}\text{O}$, данные с сайта <https://data.giss.nasa.gov>).

Статистический анализ данных 2019 г. выделяет 7 факторов, объясняющих 100% наблюдаемых вариаций (табл. 1). Измеренный в 2012, 2014 и 2019 г. в водах Баренцева моря изотопный состав

растворенного урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0.97–2.08$, существенно отличается от среднего для Мирового океана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.145$, также выявляя многокомпонентное смешение (рис. 4).

Аномальные, по сравнению со средним для океана, отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \neq 1.145$ обусловлены, по-видимому, действием двух факторов.

Первый – поступление вод из арктического бассейна, которые в некоторых случаях могут иметь пониженную соленость (рис. 2, 3), возможно, за счет таяния льда.

Второй – вклад континентальных вод, который, в свою очередь, следует разделить на речной и подземный. В речном стоке отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ может быть как выше, так и ниже среднего для океана (Киселев, 1999; Зыкова, Зыков, 2017). В подземном стоке отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, как правило, выше среднеокеанического.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Данные по солености Баренцева моря можно использовать для расчета доли пресных вод, по-

Таблица 1. Баренцево море – факторные нагрузки (с вращением осей) для измеренных параметров (рейс “Трансарктика-2019”, значимые компоненты факторов выделены шрифтом)

Компонент	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5	Фактор 6	Фактор 7
O ₂	−0.95	0.04	−0.06	−0.02	−0.06	−0.18	−0.22
U	0.04	−0.99	−0.08	−0.06	−0.08	0.00	0.02
pH	0.06	0.08	0.98	−0.07	0.01	−0.04	0.11
S	0.02	0.06	−0.08	0.98	0.06	−0.03	0.15
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	0.05	0.08	0.01	0.06	0.99	0.05	0.02
T	0.16	0.01	−0.04	−0.03	0.05	0.98	0.01
Глубина	0.22	−0.02	0.13	0.17	0.02	0.01	0.95

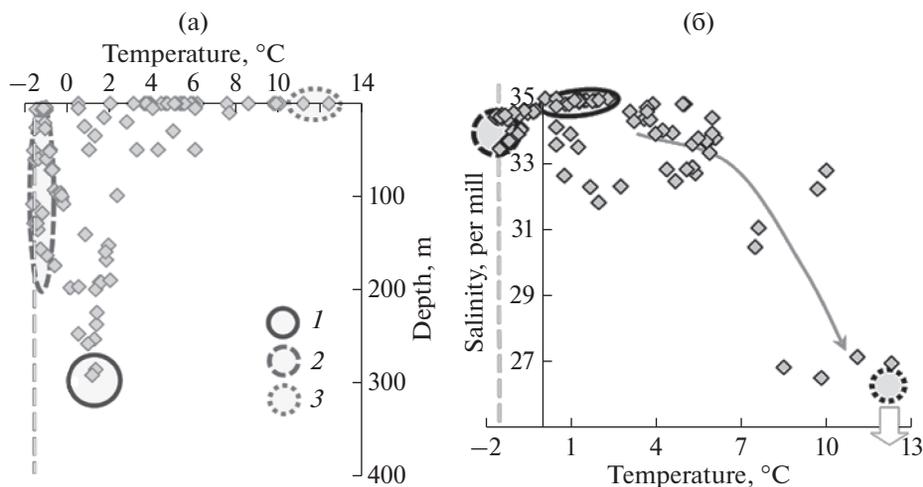


Рис. 3. Зависимость температуры воды от глубины отбора пробы (а) и соотношение между температурой и соленостью воды Баренцева моря (б), данные с сайта <https://data.giss.nasa.gov/>. Крайние члены смесей: 1 – воды северной Атлантики; 2 – воды Арктического океана (следует обратить внимание на двучленность данного компонента – воды с пониженной соленостью возникают, по-видимому, при таянии льда); 3 – речные воды этого компонента показаны на графике условно); штриховой линией отмечена температура заморзания океанической воды -1.8°C .

ложив $S_{\text{СОЛ}} = 34.6$ г/л (среднее для рейса “Трансарктика-2019”) и $S_{\text{ПРЕСН}} = 0.1$ г/л. Для проб с $S < 34.6$ г/л вклад “пресной компоненты” варьирует от 1 до 4%, составляя, в среднем 2.6%. Используя среднее для 2019 г. значение $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{МОРЕ}} = 1.16$, полученное для проб, равномерно распределенных по акватории Баренцева моря (пункт 1, рис. 4 врезка), можно рассчитать, что в пресных водах изотопный состав урана составит, в среднем, ориентировочно $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 4.9$ (для проб с $S < 34.6$ г/л, пункт 2, рис. 4 врезка). То есть, при отсутствии значительного ветрового перемешивания даже небольшой вклад континентальных вод может дать заметную аномалию изотопного состава урана в зоне прибрежных течений.

Отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1.25$ встречены только в зоне прибрежных течений (пункт 3, рис. 4 врезка). Максимальные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.73$ (2019 г.) и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.91$ (2014 г.) найдены около западного побережья Северного острова Новой Земли. В 2014 г. величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2.08$ обнаружена на траверсе полуострова Рыбачий.

Рассчитать вклад пресных вод для этих проб воды не представляется возможным, так как их соленость практически идентична среднему для Баренцева моря. То есть, вклад континентальных вод в смеси этого типа мал. Таким образом, отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в компоненте-примеси, обуславливающим наибольшие аномалии, должно быть весьма велико. Наиболее вероятно, этот компонент представляет собой подземный сток со значительным вкладом талой мерзлоты. Косвенно на возможность появления талых мерзлотных вод

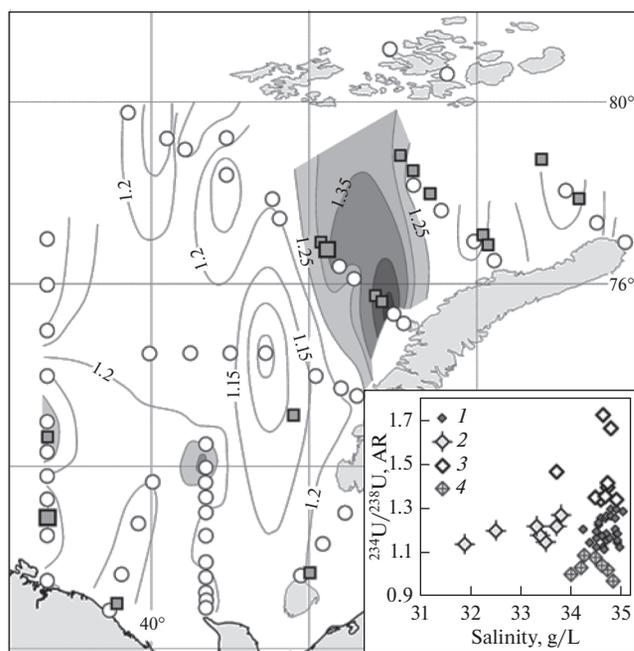


Рис. 4. Изотопный состав урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$), растворенного в водах Баренцева моря; заливкой показаны участки, для которых $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1.25$ в период рейса “Трансарктика-2019”; квадраты – точки 2012 и 2014 г. в которых $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1.25$, крупные значки – точки с максимальными отношениями в 2012 и 2014 г. ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2.08$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.91$, соответственно). На врезке: 1 – пробы воды более или менее равномерно распределенные по акватории Баренцева моря; 2, 3 – зона вдольбереговых течений (2 – область влияния материкового стока; 3 – область влияния стока с архипелага Новая Земля в восточной части Баренцева моря); 4 – зона влияния течений арктического бассейна.

указывает то обстоятельство, что в двух случаях наибольшие величины $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ обнаружены около Северного острова архипелага Новой Земли в зоне распространения горного оледенения.

Используя работу (Дубинина и др., 2019), можно рассчитать, что в составе континентального стока должен присутствовать минорный компонент с $\delta^{18}\text{O} \sim -22\text{...}-26\text{‰}$. Компонент такого изотопного состава идентифицирован как “талые ледниковые воды” в (Gerber et al., 2017) и соответствует составу полигонально-жильных льдов западного сектора российской Арктики (Стрелецкая, 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температура, химический и изотопный ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $\delta^{18}\text{O}$) состав вод Баренцева моря указывают на многокомпонентность источников растворенных веществ и воды. Измеренный в 2012, 2014 и 2019 г. изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0.97-2.08$, существенно отличается от среднего для Мирового океана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.145$. Пониженные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1.13$, по-видимому, обусловлены поступлением вод Арктического океана и речным стоком. Повышенные отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1.25$ авторы связывают с поступлением подземного стока, в котором избытки урана-234 обусловлены присутствием талой воды, возникшей при деградации мерзлоты в ходе климатического потепления.

Имеющиеся на сегодняшний день данные по вариациям изотопного состава урана в водах Мирового океана, а также кораллах, створках моллюсков и карбонатных отложениях поддерживают гипотезу о том, что рост потока ^{234}U (по сравнению с ^{238}U) в океан происходит вследствие увеличения стока талых вод, образующихся при деградации мерзлоты на континентах в теплые климатические эпохи. Опробование Баренцева моря показывает, что обогащение океанической воды ураном-234 проявляется тем сильнее, чем более изолирован участок моря от общей океанической циркуляции, чем больше относительная длина береговой линии и вклад континентальных вод в химический баланс водоема. Нарращивание базы данных по изотопному составу урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в океанических водах, осадках, карбонатных формациях прояснит возможность использования этого параметра для палеорекоkonструкций.

Авторы выражают благодарность начальнику отдела гидрометеорологии моря Северного УГМС – руководителю экспедиции на НЭС “Михаил Сомов” О.Н. Балакиной за создание благоприятных условий для проведения научно-исследовательских работ и постоянное внимание к исследованиям. Авторы также глубоко признательны капитану и команде НЭС “Михаил Сомов” за различного рода помощь в решении вопросов, неизбежно возникавших в ходе экспедиции.

Экспедиционные работы выполнены в рамках проекта Трансарктика 2019.

Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для молодых ученых МК-1919.2020.5. Интерпретация материалов проведена в рамках выполнения проекта Российского научного фонда № 20-77-10057.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. (2019) Источники и механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным (δD , $\delta^{18}\text{O}$) данным. *Океанология*. 59(6), с. 928-938.
- Зыкова Е.Н., Зыков С.Б. (2017) Изменения изотопного состава поверхностных вод р. Северная Двина. *Приволжский научный вестник*. 5(69), 25-29.
- Зыков С.Б., Киселев Г.П., Зыкова Е.Н. (2013) Новые данные об уран-изотопном составе вод Баренцева моря. В *Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека*. Томск. 214-217.
- Киселев Г.П. (1999) *Четные изотопы урана в геосфере*. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 220 с.
- Львович М.И. (1986) *Вода и жизнь*. М.: Мысль. 254 с.
- Методика измерений объемной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в пробах природных (пресных и минерализованных), технологических и сточных вод альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой. ФР.1.40.2013.15389. М.: ВИМС, 2013, 15 с.
- Поляков В.А. (1991) Изучение изменений гидрохимии и ресурсов подземных вод прибрежных водозаборов в Эстонии по изотопным данным. В *Тезисы Всесоюзной конференции по гидрогеологии*. Звенигород. 60-62.
- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. (2015) Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов. *Криосфера Земли*. XIX(2), 98-106.
- Токарев И.В. (2008) Использование изотопных данных ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) при изучении процессов деградации мерзлоты в результате долговременных вариаций климата. *Записки Горного института*. 176, 191-195.
- Токарев И.В., Зубков А.А., Румынин В.Г., Поздняков С.П., Поляков В.А., Кузнецов В.Ю. (2009а) Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 1) Палеорекоkonструкция условий формирования подземных вод. *Водные ресурсы*. 36(2), 219-227.
- Токарев И.В., Зубков А.А., Румынин В.Г., Поздняков С.П. (2009б) Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 2) Исследование водообмена в многослойной системе изотопными методами. *Водные ресурсы*. 36(3), 363-374.
- Чалов П.И. Исследование отношений $\text{U(II)}/\text{U(I)}$ в некоторых природных объектах. Автореф. дисс. канд. Алма-Ата, 1954.
- Чалов П.И. (1959) Изотопное отношение $\text{U}234/\text{U}238$ в некоторых вторичных минералах. *Геохимия*. (2), 165-170.
- Чалов П.И. (1975) *Изотопное фракционирование природного урана*. Фрунзе, Илим. 204 с.
- Чалов П.И. (1991) *Методическое руководство по уран-изотопному моделированию динамики подземных вод в*

- условиях активного водообмена. Бишкек: Изд-во Илим, 88 с.
- Чердынцев В.В. (1955) Изотопный состав радиоэлементов в природных объектах и их значение в геохронологии. Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 175-233.
- Чердынцев В.В. (1967) *Уран-234*. М.: Атомиздат. 238 с.
- Anderson R.F., Cheng H., Edwards R.L., Fleisher M.Q., Hayes C.T., Huang K.-F., Kadko D., Lam P.J., Landing W.M., Lao Y., Lu Y., Measures C.I., Moran S.B., Morton P.L., Ohnemus D.C., Robinson L.F., Shellen R.U. (2016) How well can we quantify dust deposition to the ocean? *Phil. Trans. R. Soc. A*. **374**, 20150285.
- Arndt M.F., West L. (2004) A Study of the factors affecting the gross alpha measurement, and a radiochemical analysis of some groundwater samples from the state of Wisconsin exhibiting an elevated gross alpha activity. *Wisconsin groundwater management practice monitoring project, DNR-176*. 57 p.
- Bar-Matthews M., Wasserburg G.J., Chen J.H. (1993) Diagenesis of fossil coral skeletons: Correlation between trace elements, textures, and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **57**, 257-276.
- Bard E., Fairbanks R.G., Hamelin B., Zindler A., Hoang C.T. (1991) Uranium-234 anomalies in corals older than 150,000 years. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **55**, 2385-2390.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. (1990) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*. **346**, 456-458.
- Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. (1996) Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*. **382**, 241-244.
- Broecker W.S., Kaufman A., Trier R.M. (1973) The residence time of thorium in surface sea water and its implications regarding the rate of reactive pollutants. *Earth Planet. Sci. Lett.* **20**(1), 35-44.
- Cabioch G. and Ayliffe L.K. (2001) Raised coral terraces at Malakula, Vanuatu, Southwest Pacific, indicate high sea level during Marine Isotope Stage 3. *Quat. Res.* **56**, 357-365.
- Calsteren van, Thomas L. (2006) Uranium-series dating applications in natural environmental science. *Earth-Sci. Rev.* **75**, 155-175.
- Chabaux F., Riotte J., Dequincey O. (2003) U-Th-Ra fractionations during weathering and river transport. *Rev. Mineral. Geochem.* **52**(1), 533-576
- Chappell J., Omura A., Esat T., McCulloch M., Pandolfi J., Ota Y., Pillans B. (1996) Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth Planet. Sci. Lett.* **141**, 227-236.
- Chen J.H., Edwards R.L., Wasserburg G.J. (1986) ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth Planet. Sci. Lett.* **80**, 241-251.
- Cheng H., Adkins J.F., Edwards R.L., Boyle E.A. (2000) ^{230}Th dating of deep-sea corals. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **64**(14), 2401-2416.
- Cochran J.K., Krishnaswami S. (1980) Radium, thorium, uranium and ^{210}Pb in deep-sea sediments and sediment pore waters from the north equatorial Pacific. *Am. J. Sci.* **280**, 849-889.
- Copard K., Colin C., Henderson G.M., Scholten J., Douville E., Sicre M.-A., Frank N. (2012) Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **313-314**, 34-44.
- Cutler K.B., Edwards L.R., Taylor F.W., Cheng H., Adkins J., Gallup C.D., Cutler P.M., Burr G.S., Bloom A.L. (2003) Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.* **206**, 253-271.
- Cutler K.B., Gray S.C., Burr G.S., Edwards R.L., Taylor F.W., Cabioch G., Beck J.W., Cheng H., Moore J. (2004). Radiocarbon calibration and comparison to 50 Kyr BP with paired ^{14}C and ^{230}Th dating of corals from Vanuatu and Papua New Guinea. *Radiocarbon*. **46**, 1127-1160.
- Dia A.N., Cohen A.S., O'Nions R.K., Shackleton N.J. (1992) Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles. *Nature* **356**, 786-788.
- Douarin M., Elliot M., Noble S.R., Sinclair D., Henry L.-A., Long D., Moreton S.G., Roberts J.M. (2013) Growth of north-east Atlantic cold-water coral reefs and mounds during the Holocene: A high resolution U-series and ^{14}C chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **375**, 176-187.
- Dunk R.M., Mills R.A., and Jenkins W.J. (2002) A reevaluation of the oceanic uranium budget for the Holocene. *Chem. Geol.* **190**, 45-67.
- Dutton A., Rubin K., McLean N., Bowring J., Bard E., Edwards R.L., Henderson G.M., Reid M.R., Richards D.A., Sims K.W.W., Walker J.D., Yokoyama Y. (2017) Data reporting standards for publication of U-series data for geochronology and timescale assessment in the earth sciences. *Quat. Geochr.* **39**, 142-149.
- Eisele M.H. (2010) The long-term development of cold-water coral mounds in the NE-Atlantic. Diss. zur Erlangung des akadem. Grades eines Doktors der Naturwiss. Bremen. 115 p.
- Esat T.M., McCulloch M.T., Chappell J., Pillans B., Omura A. (1999) Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the Penultimate Deglaciation. *Science*. **283**, 197-201.
- Esat T.M., Yokoyama Y. (2000) Correlated Uranium and Sea-Level Fluctuations in Late Quaternary Oceans. Goldschmidt-2000, September 3rd-8th, 2000. Oxford, UK. *J. Conf. Abstr.* **5**(2), 387-388.
- Esat T.M., Yokoyama Y. (2006) Variability in the uranium isotopic composition of the oceans over glacial-interglacial timescales. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **70**, 4140-4150.
- Eisenhauer A., Wasserburg G.J., Chen J.H., Bonani G., Collins L.B., Zhu Z.R., Wyrwoll K.H. (1993) Holocene sea-level determination relative to the Australian continent: U/Th(TIMS) and ^{14}C (AMS) dating of coral cores from the Abrolhos Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* **114**, 529-547.
- Gallup C.D., Edwards R.L., Johnson R.G. (1994) The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*. **263**, 796-800.
- Gutjahr M., Vance D., Hoffmann D.L., Hillenbrand C.-D., Foster G.L., Rae J.W.B., Kuhn G. (2013) Structural limitations in deriving accurate U-series ages from calcitic cold-water corals contrasts with robust coral radiocarbon and Mg/Ca systematics, *Chem. Geol.* **355**, 69-87.
- Hamelin B., Bard E., Zindler A., Fairbanks R.G. (1991) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ mass spectrometry of corals: How accurate is the U-Th age of the last interglacial period? *Earth Planet. Sci. Lett.* **106**, 169-180.
- Henderson G.M. (2002) Seawater ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) during the last 800 thousand years. *Earth Planet. Sci. Lett.* **199**(1-2), 97-110.

- Henderson G.M., Anderson R.F. (2003) The U-series toolbox for paleoceanography. *Rev. Mineral. Geochem.* **52**(1), 493-531.
- Henderson G.M., Burton K.W. (1999) Using ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) to assess diffusion rates of isotope tracers in ferromanganese crusts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **170**, 169-179.
- Henderson G.M., Slowey N.C., Haddad G.A. (1999) Fluid flow through carbonate platforms: constraints from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and Cl- in Bahamas pore-waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**(1-2), 99-111.
- Ivanovich M., Harmon R.S. eds. (1992) Uranium-series Disequilibrium. 2nd ed. Clarendon Press, Oxford. xxxiv + 910 p.
- Kronfeld J. (1974) Uranium deposition and Th-234 alpha-recoil: an explanation for extreme U-234/U-238 fractionation within the Trinity aquifer. *Earth Planet. Sci. Lett.* **21**, 327-330
- Kronfeld J., Gradsztajn E., Müller H.W., Radin J., Yaniv A., Zach R. (1975) Excess ^{234}U : an aging effect in confined waters. *Earth Planet. Sci. Lett.* **27**, 342-345.
- Kronfeld J., Vogel J.C. (1991) Uranium isotopes in surface waters from southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.* **105**, 191-195.
- Ku T.L. (1965) An evaluation of the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ method as a tool for dating pelagic sediments. *J. Geophys. Res.* **70**(14), 3457-3474.
- Ku T.L., Knauss K.G., Mathieu G.G. (1977) Uranium in open ocean: Concentration and isotopic composition. *Deep Sea Res. Part II Topical Stud. in Oceanogr.* **24**(11), 1005-1017.
- López Correa M., Montagna P., Joseph N., Rüggeberg A., Fietzke J., Flögel S., Dorschel B., Goldstein S.L., Wheeler A., Freiwald A. (2012) Preboreal onset of cold-water coral growth beyond the Arctic Circle revealed by coupled radiocarbon and U-series dating and neodymium isotopes. *Quat. Sci. Rev.* **34**, 24-43.
- Ludwig K.R., Szabo B.J., Moore J.G., Simmons K.R. (1991) Crustal subsidence rate off Hawaii determined from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ages of drowned coral reefs. *Geology.* **19**, 171-174.
- Ludwig K.R., Muhs D.R., Simmons K.R., Halley R.B., Shinn E.A. (1996) Sea-level records at ~80 ka from tectonically stable platforms: Florida and Bermuda. *Geology.* **24**(3), 211-214.
- Moore W.S. (1981) The thorium isotope content of ocean water. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**(3), 419-426.
- Muhs D.R. (2013) The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Res.* **9**, 3-48
- Potter E.-K., Stirling C.H., Wiechert U.H., Halliday A.N., Spötl C. (2005) Uranium-series dating of corals in situ using laser-ablation MC-ICPMS. *Int. J. Mass Spectrometry.* **240**, 27-35.
- Rea D.K. (1994) The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev. Geoph.* **32**(2), 159-195.
- Roberts G.P., Houghton S.L., Underwood C., Papanikolaou I., van Calsteren P., Wigley T., Cooper F.J., McArthur J.M. (2009) Localization of Quaternary slip rates in an active rift in 105 years: An example from central Greece constrained by U-234-Th-230 coral dates from uplifted paleoshorelines. *J. Geophys. Res.* **114**, B1046.
- Robinson L.F., Belshaw N.S., Henderson G.M. (2004) U and Th isotopes in seawater and modern carbonates from the Bahamas. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **68**(8), 1777-1789.
- Russell A.D., Emerson S.R., Nelson B.K., Erez J., Lea D. (1994a). Uranium in foraminiferal calcite as a recorder of seawater uranium concentrations. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**(2) 671-681.
- Russell A.D., Edwards R.L., Hoff J.A., McCorkle D., Sayles (1994b) Sediment source of ^{234}U suggested by $d^{234}\text{U}$ in North Pacific pore waters. Fall Meeting Supplement. *EOS.* **75**(44), 332.
- Shaked Y., Agnon A., Lazar B., Marco S., Avner U., Stein M. (2004) Large earthquakes kill coral reefs at the north-west Gulf of Aqaba. *Terra Nova.* **16**, 133-138.
- Shen C.-C., Li K.-S., Sieh K., Natawidjaja D., Cheng H., Wang X., Edwards R.L., Lam D.D., Hsieh Y.-T., Fan T.-Y., Meltzner A.J., Taylor F.W., Quinn T.M., Chiang H.-W., Kilbourne K.H. (2008) Variation of initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ and limits of high precision U-Th dating of shallow-water corals. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **72**, 4201-4223.
- Scholten J.C., Botz R., Paetsch H., Stoffers P., Weinelt M. (1994) High-resolution uranium-series dating of Norwegian-Greenland Sea sediments: ^{230}Th vs. $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy. *Marine Geol.* **121**(1-2), 77-85.
- Spratt R.M., Lisiecki L.E. (2016) A Late Pleistocene sea level stack. *Clim. Past.* **12**, 1079-1092
- Stein M., Wasserburg G.J., Aharon P., Chen J.H., Zhu Z.R., Bloom A., Chappell J. (1993) TIMS U-series dating and stable isotopes of the last interglacial event in Papua New Guinea. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**, 2541-2554.
- Stirling C.H., Esat T.M., Lambeck K., McCulloch M.T. (1998) Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral growth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **160**, 745-762.
- Thomas A.L., Fujita K., Iryu Y., Bard E., Cabioch G., Camoin G., Cole J.E., Deschamps P., Durand N., Hamelin B., Heindel K., Henderson G.M., Mason A.J., Matsuda H., Ménabréaz L., Omori A., Quinn T., Sakai S., Sato T., Sugihara K., Takahashi Y., Thouveny N., Tudhope A.W., Webster J., Westphal H., Yokoyama Y. (2012) Assessing subsidence rates and paleo water-depths for Tahiti reefs using U-Th chronology of altered corals. *Marine Geol.* **295-298**, 86-94.
- Thompson W.G., Spiegelman M.W., Goldstein S.L., Speed R.C. (2003) An open-system model for U-series age determinations of fossil corals. *Earth Planet. Sci. Lett.* **210**(1-2), 365-381.
- Thompson W.G., Curran H.A., Wilson M.A., White B. Sea-level oscillations during the last interglacial highstand recorded by Bahamas corals. *Nature Geosci. Lett.* Published online: 11 September 2011.
- Tokarev I.V., Zubkov A.A., Rumynin V.G., Polyakov V.A., Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E. (2006) Origin of high $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratio in post-permafrost aquifers. In *Uranium in the Environment (Mining Impact and Consequences)*. (B.J. Merkel and A. Hasche-Berger eds.). Taylor & Francis. 847-856.
- Yokoyama Y., Esat T.M., Lambeck K. (2001) Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the Last Ice Age. *Earth Planet. Sci. Lett.* **193**, 579-587.
- Yokoyama Y., Esat T.M. (2011) Global climate and sea level: Enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. *Oceanography.* **24**(2), 54-69.
- Yokoyama Y., Esat T.M. (2004) Long term variations of uranium isotopes and radiocarbon in the surface seawater recorded in corals. In *Global Environmental Change in the Ocean and on Land* (Eds. M. Shiyomi H. Kawahata, H. Koizumi, A. Tsuda and Y. Awaya). TERRAPUB, Tokyo, 279-309.
- Esat T.M., Yokoyama Y. (2006) Variability in the uranium isotopic composition of the oceans over glacial-interglacial timescales. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **70**, 4140-4150.

Электронные ссылки

<https://data.giss.nasa.gov/>. Дата обращения 10.02.2020.