

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАМЕТРА $\delta^{18}\text{O}$ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ ИСТОЧНИКОВ РАСПРЕСНЕНИЯ ВОД В ПРОЛИВЕ ФРАМА И НА ШЕЛЬФЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

инженер И.А. СЕМЕРЮК, канд. геогр. наук А.А. НАМЯТОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: Irinasemeryuk@aari.ru

ВВЕДЕНИЕ

В проливе Фрама и на шельфе Баренцева моря, акватории которых являются ключевыми районами в формировании ледово-гидрологического режима СЛО, происходит трансформация атлантических водных масс в результате процессов взаимодействия океана, льда и атмосферы, опреснения в результате таяния морского льда в летний период и поступления речных или талых вод от ледников Гренландии, а также перемешивания с поверхностными арктическими водами, поступающими в пролив Фрама из Арктического бассейна.

Важная роль распресненных вод в формировании региональных особенностей гидрологического режима в районе пролива Фрама и на северо-западе Баренцева моря неоднократно рассматривалась в различных работах, в том числе (Rabe et al., 2013, 2014). Для оценки вклада пресных вод различного происхождения в процесс трансформации водных масс многими авторами успешно использовался параметр $\delta^{18}\text{O}$ (Намятов, Семерюк, 2013; Craig, Gordon, 1965; Östlund, Hut, 1984; Bauch et al., 1995).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ определяется как разница отношений содержания изотопов кислорода ^{18}O к ^{16}O в образце воды и в стандарте и рассчитывается по формуле (1) и выражается в промилле.

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{образец}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \right] \cdot 1000, \quad (1)$$

где SMOW — стандарт средней океанической воды.

Влияние гидрологического цикла на распределение изотопов кислорода ^{18}O и ^{16}O в различных водных средах было описано Г. Крейгом в 1965 г. (Craig, Gordon, 1965). В процессе изотопного фракционирования более легкий изотоп ^{16}O первым участвует в фазовом переходе, в то время как более тяжелый изотоп ^{18}O обычно остается в менее подвижной фазе. В результате испарения морская вода становится обогащенной изотопом кислорода ^{18}O по отношению к изотопу ^{16}O и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) принимает положительные значения, тогда как в результате выпадения осадков водяной пар становится насыщен изотопом кислорода ^{16}O и $\delta^{18}\text{O}$ (‰) имеет отрицательные значения.

Целью настоящей работы является использование параметра $\delta^{18}\text{O}$ как гидрохимического трассера водных масс для количественной оценки вклада основных

пресноводных составляющих массового баланса поверхностных вод, а также идентификации причин и источников распределения.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА

В работе были использованы данные, опубликованной на сайте NASA (<http://data.giss.nasa.gov/o18data/>), включающие в себя величины температуры, солёности и данные определения $\delta^{18}\text{O}$. Выборка была произведена для района пролива Фрама, включая Норвежское, Гренландское и Баренцево моря в период с 1972 по 2008 г. с мая по сентябрь включительно. Все данные были разделены на три временных промежутка с 1972 по 1989 (рис. 1 а), с 1990 по 1999 (рис. 1 б) и с 2000 по 2008 г. (рис. 1 в), которым соответствует распределение по районам пролив Фрама — Баренцево море, Норвежское — Гренландское моря и Восточно-Шпицбергенское течение — Стур-фьорд.

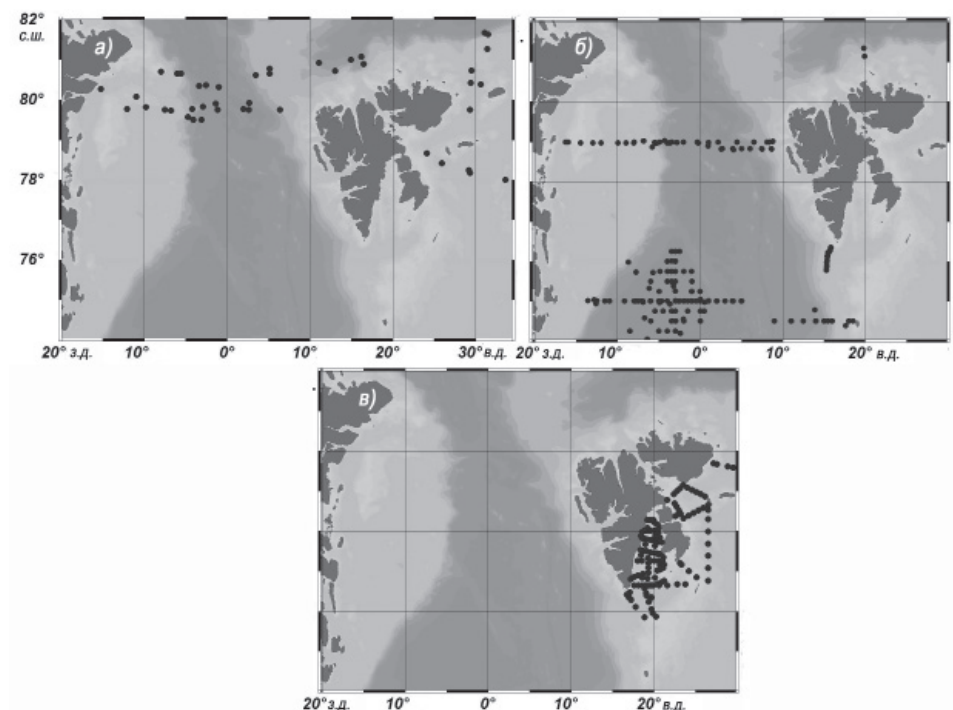


Рис. 1. Распределение данных по временным промежуткам с 1972 по 1989 г. (а), с 1990 по 1999 г. (б), с 2000 по 2008 г. (в).

Изотопный метод идентификации водных масс включает в себя количественный, заключающийся в расчете фракций, составляющих водную массу, и качественный подход, использующий возможность идентификации фракций при помощи диаграмм «изотоп кислорода — солёность» ($\delta^{18}\text{O}$ —S).

В рамках количественного подхода каждый образец воды был рассмотрен как смесь морской (f_{mar}) и речной (f_r) воды и воды, полученной в результате таяния/образования морского льда (f_l), и рассчитаны соответствующие фракции (табл. 2). В данном случае под морской водой (f_{mar}) понимается «чистая» атлантическая водная масса.

Расчет фракций был выполнен на основе следующей системы уравнений, предложенной в (Bauch et al., 1995):

$$\begin{aligned}
 f_{mar} + f_r + f_i &= 1, \\
 f_{mar} \cdot S_{mar} + f_r \cdot S_r + f_i \cdot S_i &= S_{meas}, \\
 f_{mar} \cdot O_{mar} + f_r \cdot O_r + f_i \cdot O_i &= O_{meas},
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

где f_{mar} , f_r и f_i — фракции морской и речной воды и воды, полученной в результате таяния/образования морского льда; S_{meas} и O_{meas} — значения солёности и $\delta^{18}\text{O}$, измеренные в образце; S_{mar} , S_r , S_i и O_{mar} , O_r , O_i — значения солёности и $\delta^{18}\text{O}$ «чистой» морской и речной воды и льда соответственно.

Использованные значения S_{mar} , S_r , S_i и O_{mar} , O_r , O_i (табл. 1) были приведены в статьях (Bauch et al., 1995; Brezgunov et al., 1983, Brezgunov, 1990; Letolle et al., 1993), где морской воде (атлантической водной массе) с солёностью 34,94 ‰ соответствует содержание $\delta^{18}\text{O}$, равное 0,3 ‰, речным водам на шельфе Баренцева моря с солёностью 0 ‰ содержание $\delta^{18}\text{O}$, равное –14,4 ‰. Водные массы, образовавшиеся в результате таяния ледников Гренландии и Шпицбергена, с солёностью 0 ‰ имеют значение $\delta^{18}\text{O}$, равное –18,9 ‰ (среднее между –13,4 ‰ и –24,4 ‰ (Letolle et al., 1993)) и –10,0 ‰ соответственно. Для морского льда солёность принимается равной 4 ‰, а величина $\delta^{18}\text{O}$ рассчитывается как значение $\delta^{18}\text{O}$ для поверхностных вод в данной точке плюс 2,6 (величина, учитывающая изотопное фракционирование в процессе таяния/образования льда).

Таблица 1

Значение солёности и содержания изотопа кислорода ^{18}O
(Bauch et al., 1995; Brezgunov et al., 1983, Brezgunov, 1990; Letolle et al., 1993)

Тип фракции	Солёность (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Морская вода	34,94	0,3
Таяние ледников Шпицбергена*	0	–10,0
Речная воды (река Печора)	0	–14,4
Таяние ледников Гренландии*	0	–18,9
Таяние/образование морского льда	4	поверхн. +2,6

Примечание: * — по (Letolle et al., 1993).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для всех данных поверхностного слоя 2–10 м в рамках качественного подхода были построены $\delta^{18}\text{O}$ – S и T – S -диаграммы. Как видно из рис. 2, положение водных масс, трансформированных речными водами (или таянием ледника) и таянием морского льда, на T – S -диаграммах совпадают или находятся в одном диапазоне изменений температурно-солёностных характеристик.

На рисунке 2 (б, г, е) приведены T – S -диаграммы для рассматриваемых районов исследования. Солёность и температура изменялись от 30,0 до 35,0 ‰ и от –1,90 до 7,00 °C соответственно. «Выбросы» отдельных точек объясняются летним периодом проведенных измерений.

Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ – S (рис. 2 а, в, д) позволяет разделить водные массы по источнику их опреснения и показывает связь изотопного состава и солёности водных масс. Точки на диаграмме могут располагаться выше или ниже прямой смешения речных и морских вод, построенной по координатам (–18,9; 0) и (0,3; 34,94). Т.е. точки, соответствующие нетрансформированным морским водным массам, находятся на прямой

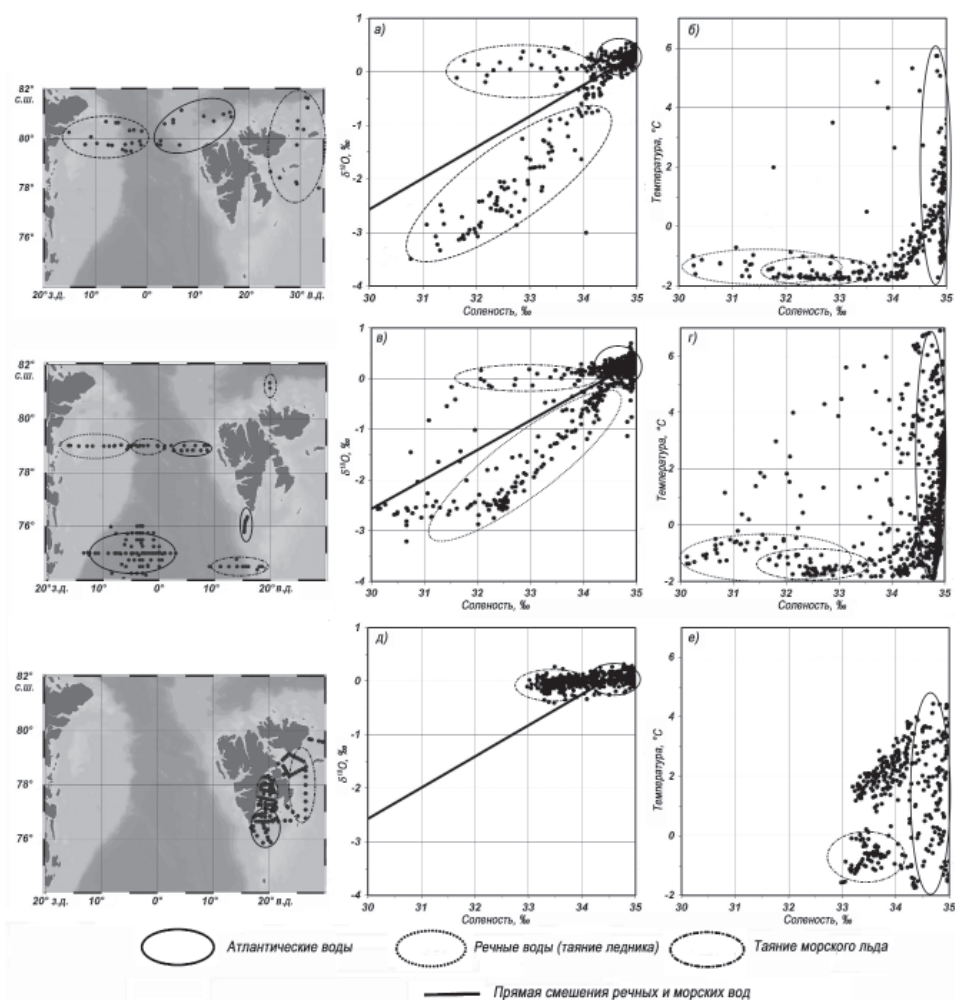


Рис. 2. Диаграммы $\delta^{18}\text{O}$ — соленость (а, в, д) и T - S (б, г, е) для трех групп данных: пролив Фрама — Баренцево море (1972–1989) (а, б), Норвежское — Гренландское моря (1990–1999) (в, г) и Восточно-Шпицбергенское течение — Стур-фьорд (2000–2008) (д, е). На диаграммах $\delta^{18}\text{O}$ — соленость (а, в, д) изображена прямая смешения речных и морских вод, построенная по координатам (–18,9;0) и (0,3;34,94) из табл. 1.

смешения в диапазоне изменения солености 34,0–35,0 ‰. Опреснение морских вод в результате таяния льда незначительно сказывается на изотопном составе, и точки на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – S сдвигаются выше прямой смешения вдоль линии постоянного (мало изменяющегося) изотопного состава. В случае поступления речных вод или вод, опресненных в процессе таяния ледника, не только изменяется соленость, но и происходит обеднение тяжелым изотопом кислорода ^{18}O . Таким образом, точки на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – S лежат ниже прямой смешения.

Процентное содержание фракции водных масс, рассчитанное в рамках количественного подхода изотопного метода (табл. 2), изменяется в диапазоне 92–100 %

Характеристика водных масс по диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ -S и рассчитанные фракции

Тип водных масс	Содержание $\delta^{18}\text{O}$, ‰	Соленость, ‰	Процентное содержание фракции, %		
			1972–1989	1990–1999	2000–2008
Атлантические воды (<i>fmar</i>)	–0,5... 0,3	34,0–35,0	92–100	91–100	95–100
Воды, трансформированные речным стоком (таянием ледника) (<i>fr</i>)	–4,0... –1,8	30,0–33,0	0–16	0–19	–
Воды, трансформированные в процессе таяния морского льда (<i>fi</i>)	–1,8... 0,3	31,5–33,5	0–8	0–6	0–5

для атлантических вод; для вод, образовавшихся в результате таяния морского льда, содержание фракции меняется в пределах 0–8 %; а для речных 0–19 %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют дать более детальную характеристику составляющих водных масс.

Атлантические воды

Теплые и соленые атлантические водные массы, попадающие в Арктический бассейн через пролив Фрама и шельф Баренцева моря, хорошо прослеживаются на представленных диаграммах. Диапазон изменения величин солености и $\delta^{18}\text{O}$ составляет: в районе пролива Фрама – Баренцево море (рис. 2 а, б) — 34,0–35,0 ‰ и –0,5–0,3 ‰ соответственно; в районе Норвежского – Гренландского морей (рис. 2 в, г) — 34,0–35,0 ‰ и –0,2–0,3 ‰ соответственно; в районе Восточно-Шпицбергенского течения — Стур-фьорд (рис. 2 д, е) — 34,5–35,0 ‰ и –0,1–0,3 ‰ соответственно.

Итак, в атлантической водной массе величина параметра $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в пределах (–0,5 – +0,3) ‰ (рис. 2 а, в, д; табл. 2), что соответствует значению $\delta^{18}\text{O}$ для атлантической водной массы, не подвергнутой значительным трансформациям. Величина фракции *fmar* составляет 92–100 %. Подобные значения были получены и другими авторами (Brezgunov et al., 1983; Brezgunov, 1990).

Воды, модифицированные в процессе таяния морского льда и поступления речного стока (таяния ледника)

Как показано выше, разделение источников распреснения водных масс, происходящего в результате таяния морского льда или за счет поступления речных вод (таяния ледника), по изменению значений температуры и солености сделать сложно.

Величина солености распресненных водных масс, выделенных на шельфе Баренцева моря, в акватории Стур-фьорда арх. Шпицберген, в районе к северу от Гренландии и в юго-западной части пролива Фрама (рис. 2 б, г, е), варьируется от 30,0 до 33,5 ‰ (табл. 2). Области распределения двух видов распресненных вод частично перекрываются на TS-диаграмме.

Но в то же время значения содержания изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$ распределяются выше или ниже кривой смешения на $\delta^{18}\text{O}$ -S-диаграмме в зависимости от причины и степени опреснения вод (рис. 2 а, в, г).

Распресненные водные массы к северу от Гренландии, а также на шельфе Баренцева моря, в юго-западной части пролива Фрама (рис. 1 и рис. 2 а, б, в и г)

характеризуются тем, что источниками распреснения являются как пресные воды речного происхождения (таяние ледника) во фьордах Индепенденс (Independence fjord) и Денмарк (Denmark fjord), так и таяние морского льда. Точки на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ –S располагаются как выше, так и ниже от прямой простого смешения пресных и соленых вод (рис. 2 а, в). В поверхностном слое содержание вод от таяния ледников максимально может составлять 19 %, а содержание вод от таяния морского льда достигает 6–8 %.

В акватории Стур-фьорда арх. Шпицберген (рис. 1) величины $\delta^{18}\text{O}$ на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ –S располагаются выше прямой простого смешения пресных и соленых вод, что говорит о том, что пресноводный сток от таяния ледников на Шпицбергене фактически не оказывает влияния на величины распреснения поверхностного слоя морских вод. Основным источником распреснения являются воды, образованные от таяния морского льда. Содержание талых вод здесь может достигать 5 %.

Таким образом, использование параметра $\delta^{18}\text{O}$ позволяет разделить водные массы с близкой соленостью и определить факторы, влияющие на их трансформацию в результате распреснения.

ВЫВОДЫ

По данным наблюдений летом (май–сентябрь) 1972–1989, 1990–1999, 2000–2008 гг. в районе пролива Фрама, включающего области Норвежского, Гренландского и Баренцева морей, на основе качественного и количественного подходов изотопного метода, основанного на исследовании соотношения содержания изотопов ^{16}O и ^{18}O , была выполнена идентификация источников распреснения водных масс. При рассмотрении водных масс пролива Фрама и шельфа Баренцева моря было выявлено, что уменьшение солености вод имеет различные причины. Изотопный метод идентификации источников распреснения позволил разделить распресненные воды с близкой соленостью по типу их образования. В первом случае причиной распреснения является поступление вод в результате таяния гренландских ледников во фьордах Индепенденс (Independence fjord) и Денмарк (Denmark fjord), во втором распреснение происходит в процессе таяния морского льда. Процентное содержание фракции водных масс изменялось в диапазоне 92–100 % для «чистых» атлантических вод, для вод, образовавшихся в результате таяния морского льда, в пределах 0–8 %, а для речных вод 0–19 %.

В акватории Стур-фьорда арх. Шпицберген пресноводный сток от таяния ледников на Шпицбергене фактически не оказывает влияния на величины распреснения поверхностного слоя морских вод. Основным источником распреснения являются воды, образованные от таяния морского льда. Содержание талых вод здесь может достигать 5 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Намятов А.А., Семерюк И.А. Применение параметра $\delta^{18}\text{O}$ для анализа происхождения водных масс на примере моря Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 35–42.
- Bauch D., Schlosser P., Fairbanks R.F. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of H_2^{18}O // Progress in Oceanography. 1995. Vol. 35. P. 53–80.
- Beszczyńska-Møller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // Journal of Marine Science. 2012. doi:10.1093/icesjms/fss056.

Brezgunov V.S., Debolskii V.K., Nechaev V.V., Ferronskii V.I., Yakimova T.V. Characteristics of the formation of the oxygen isotope composition and salinity upon mixing of sea and river waters in the Barents and Kara Seas // *Water Resources*. 1983. Vol. 9 (4). P. 335–344.

Brezgunov V. S., Study of water exchange in sea-river water mixing zones using the isotopic composition-salinity diagram // *Nuclear Geology*. 1990. Vol. 4. № 1. P. 71–77.

Letolle R., Martin J.M., Thomas A.J., Gordeev V.V. Gusarova S., Sidorov L.S. ^{18}O abundance and dissolved silicate in the Lena delta and the Laptev Sea (Russia) // *Mar. Chem.* 1993. Vol. 43. P. 47–64.

Craig H., Gordon L.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto, Italy. Pisa. 1965. P. 9–130.

Ostlund H.G., Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data // *Journal of Geophysical Research*. 1984. Vol. 89. P. 6373–6381.

Rabe B., Karcher M., Kauker F., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kikuchi T., Su J. Arctic Ocean basin liquid freshwater storage trend 1992–2012 // *Geophysical Research Letters*. 2014. Vol. 41 (3). P. 961–968. doi:10.1002/2013GL058121.

Rabe B., Dodd P., Hansen E., Falck E., Schauer U., Mackensen A., Beszczynska-Möller A., Kattner G., Rohling E., Cox K. Liquid export of Arctic freshwater components through the Fram Strait 1998–2011 // *Ocean Science*. 2013. Vol. 9. P. 91–109. doi:10.5194/os-9-91-2013.