

УДК 551.465

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ВОДНЫХ МАСС

© 2014 г. А. В. Дубинин¹, Е. О. Дубинина²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
e-mail: dubinin@ocean.ru

Поступила в редакцию 14.03.2013 г., после доработки 19.09.2013 г.

Детально изучен изотопный состав водорода и кислорода в воде центральной части Черного моря и на континентальном склоне. Распределение величин δD и $\delta^{18}O$ по вертикали позволяет выделить четыре водные массы: от поверхности моря до ядра ХПС, от ядра ХПС до 500 м в пределах пикноклина, глубинная водная масса 500–1750 м и придонный конвективный слой ниже 1750 м. Поверхностный слой однороден в центре моря, несмотря на образование вихрей циклонической и антициклонической направленности. Основные изменения величин δD и $\delta^{18}O$ происходят в пределах пикноклина ниже ядра ХПС до глубины 500 м. Соленость увеличивается на 3‰, величина $\delta^{18}O$ на 0.8‰ и δD на 5‰. Ниже горизонта 500 м до дна, включая ПКС, величины δD и $\delta^{18}O$ практически не меняются. Изотопный состав кислорода и водорода воды линейно связан с изменением солёности. Этот факт позволяет описать формирование вод Черного моря в рамках простой модели смешения воды нижнебосфорского течения и гипотетического пресноводного компонента, изотопный состав которого формируется за счет речного стока, атмосферных осадков и испарения.

DOI: 10.7868/S0030157414050037

ВВЕДЕНИЕ

Черное море является закрытым морским бассейном с преобладающим источником пресноводного речного стока. Единственным источником солей в воде Черного моря является нижнебосфорское течение с солёностью ~37‰ [17, 19, 22]. Сток воды из Черного моря через пролив Босфор (верхнебосфорское течение) составляет 317–612 км³/год и превышает более чем в два раза по объёму нижнебосфорское течение (176–312 км³/год) (табл. 1) [2, 4, 7]. Водная толща Черного моря стратифицирована по солёности и температуре. Поверхностная вода характеризуется содержанием солей 17–18‰ и сезонным термоклином, который максимален в июле–сентябре. В феврале–марте происходит охлаждение верхнего слоя, температура выравнивается и становится возможным конвективное перемешивание. Зимняя конвекция ограничена снизу галоклином, холодный промежуточный слой (ХПС) выделяется по минимальным температурам между сезонным и постоянным термоклином. Анализ $T-S$ диаграмм черноморских вод показывает, что стратифицированная толща может быть сформирована смешением составов ХПС и придонного конвективного слоя [5, 19]. Придонный конвективный слой (ПКС) находится на глубинах больше 1700–1750 м, отличается однородным распределением до дна потенциальной температуры, солёности, щёлочности, содержания сероводорода [1, 19]. Однородное

распределение гидрофизических и гидрохимических параметров объясняется конвективным перемешиванием, которое вызвано высоким геотермальным потоком на дне Черного моря. Он дестабилизирует плотностную стратификацию придонных вод. Вертикальная гомогенизация придонных вод происходит примерно за 40 лет [21]. Поток тепла и солей из ПКС формирует плотностную стратификацию водной толщи Черного моря, которая затрудняет поступление растворенного кислорода из поверхностных вод глубже пикноклина. В результате в воде с условной плотностью 16.10–16.20 кг/м³ [28] появляется сероводород за счет процессов бактериальной редукции сульфатов. Максимальные содержания сероводорода отмечаются в ПКС ($379 \pm 6 \mu M$).

Имеющиеся в литературе данные по изотопному составу кислорода и водорода воды Черного моря в основном относятся к водным массам не глубже 1500 м [21, 23]. Изотопный состав кислорода и водорода в придонном конвективном слое детально не изучался, известны отдельные определения [25]. Кислород и водород воды верхней части водной толщи (0–20 м) отличается относительно низкими содержаниями изотопов ^{18}O и D ($\delta^{18}O = -2.84‰$, $\delta D = -23.03‰$) [21, 23, 25]. Поверхностные воды Черного моря оказались однородными по изотопному составу кислорода и водорода в пределах полученной воспроизводимости анализа [25] и, как представляется, именно

Таблица 1. Оценка составляющих водного баланса Черного моря по [4] с данными по изотопному составу кислорода и водорода воды

Составляющие водного баланса, км ³ /год	Симонов, Альтман, 1991	Ünlüata et al., 1990	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Источник
Баланс пресных вод, V_f	178	299	-6.4	-51.3	Наши данные
Речной сток, V_r	338	352	-9.7	-69.4	[19]
Осадки, V_p	236	300	-7.7	-50.0	[8]
Испарение, V_e	396	353	-10.0/-10.8	-66.0/-68.3	Наши данные
Сток Босфор	371	612	-2.84	-23.03	[18]
Приток Босфор	176	312	+1.58	+10.26	[18]

Примечание. Для составляющих водного баланса (авторы Симонов и Альтман, 1991) не показан приток и сток воды через Керченский пролив соответственно 50 и 33 км³/год. В числителе для изотопного состава кислорода и водорода испаряющейся воды приведены данные для водного баланса (авторы Симонов и Альтман), в знаменателе — для баланса по данным авторов Ünlüata et al.

их изотопный состав кислорода и водорода характерен для верхнебосфорского течения (см. табл. 1). Глубинные воды (более 500 м) содержат больше изотопа ¹⁸O и дейтерия ($\delta^{18}\text{O} = -1.77\text{‰}$, $\delta\text{D} = -15.87\text{‰}$). Причиной обогащения является смешение поверхностных вод с водой нижнебосфорского течения, для которого изотопные параметры составляют $\delta^{18}\text{O} = +1.58\text{‰}$ и $\delta\text{D} = +10.26\text{‰}$ (см. табл. 1) [23]. Также было показано, что в пределах пикноклина изотопный состав кислорода и водорода вод Черного моря прямо зависит от условной плотности.

Поверхностные воды Черного моря находятся под влиянием течений в основном циклонической направленности. Основное черноморское течение (ОЧТ) опоясывает Черное море в области континентального склона, отделяя области развития прибрежных антициклонических вихрей от центральной части моря. Благодаря циклоническому характеру ОЧТ, изопикнические поверхности приподняты в центрах круговоротов. Циклоническая направленность течений характерна не только для поверхностных, но и для глубинных вод Черного моря [15]. В теплое время года ОЧТ может быть слабо выражено, распадаясь на отдельные участки (рис. 1). Обходя квазистационарный Батумский антициклонический круговорот, ОЧТ пересекает море в его центральной части. На рис. 1 показано распределение скорости течений, построенное на основании космических снимков для 27 августа 2008 г. (данные А.Г. Зацепина). Такая структура поверхностных течений сохранялась до 3 сентября 2008 г. Станции 3425 и 3426 были отобраны 28 и 29 августа соответственно. Первая станция находилась в области антициклонической завихренности водных масс, вторая — на периферии циклонического вихря. Вихревая динамика поверхностных вод оказывает влияние не только на гидрофизические характеристики водной массы, но и на ее гидрохимические

показатели. Часовников и соавторами [9] считали, что вихревая динамика вод является основным фактором изменения гидрохимической структуры поверхностного слоя моря.

Цели настоящего исследования — определение изотопного состава кислорода и водорода черноморских вод для изучения процессов динамики и смешения водных масс, исследования их источников и процессов формирования стратификации водной толщи.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на данных по изотопному составу кислорода и водорода для всего интервала глубин водной толщи в центре моря (станции 3425 и 3426) и в области континентального склона (ст. 2344) северо-восточной части Черного моря. Пробы воды были отобраны в 146-м рейсе (август 2008 г.) (см. рис. 1) и в 91-м рейсе НИС “Акванавт” (сентябрь 2005 г.) при помощи гидрофизического комплекса “Розетта”. В состав комплекса входил гидрофизический зонд “Sea Bird-19” фирмы Sea-Bird Electronics, Inc. (США) с альтиметром и двенадцать пластиковых 5-литровых батометров Нискина.

Станция 2344 расположена на расстоянии 11 миль от Голубой бухты (44°24.04' с.ш., 37°53.03' в.д.). Глубина отбора проб составила 1243 м. Станции 3425 (42°40.5' с.ш., 38°26.75' в.д., глубина 2110 м) и 3426 (42°54.65' с.ш., 37°47.73' в.д., глубина 2141 м) отобраны на месте предыдущих работ в 51-м рейсе НИС “Акванавт” в 2002 г. (станции 1320 и 1322 соответственно) [8]. Для станций 3425 и 3426 отбор проб начинался в 1 м от дна.

Определения содержаний кислорода и сероводорода выполнены на борту судна по методикам, описанным в работах [3, 6]. Изотопный состав кислорода и водорода воды был получен в

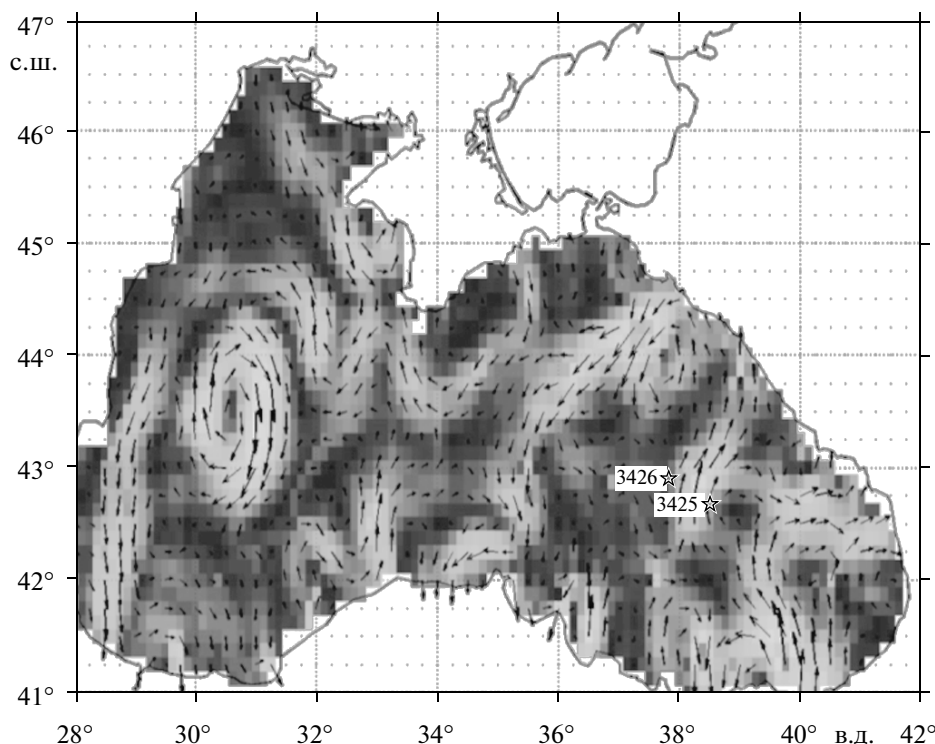


Рис. 1. Расположение станций 3425 и 3426 в Черном море. На схеме стрелками показаны направление и скорость течений на поверхности моря 27.08.2008 г. Светлые участки на поверхности моря соответствуют зонам с повышенными скоростями течений, длина стрелок пропорциональна скорости течений, максимальная скорость – 0.5 м/с.

129 пробах воды Черного моря (33 пробы – ст. 2344, 36 проб – ст. 3425 и 60 проб – ст. 3426) в ИГЕМ РАН, результаты измерений приведены в табл. 2. Определение изотопного состава кислорода выполнялось методом изотопного уравнивания с CO_2 . Измерения проводились в режиме непрерывного потока гелия (CF IRMS) на масс-спектрометре DELTA V+, в комплексе с периферийным оборудованием GasBench II и автосэмплером PAL. Объем образца воды составлял 0.5 см^3 . При анализе каждой серии, состоящей из 40 образцов, через каждые 6–8 проб проводились измерения внутрилабораторного стандарта, что позволяло учесть возможный инструментальный дрейф. Воспроизводимость полученных величин $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0.2\text{‰}$ (1σ). Изотопный анализ водорода проводился методом высокотемпературного восстановления водорода на металлическом хrome. Объем образца воды составлял 1 мкл. Измерения проводились в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DeltaPlus с помощью периферийного оборудования H/Device. Погрешность измерений величин δD составила $\pm 0.3\text{‰}$ (1σ). В качестве стандартов при определении изотопного состава кислорода и водорода воды использовались образцы сравнения МАГАТЭ ОН-1, ОН-2, ОН-3 и ОН-4, абсолютные значения которых были откалиброваны в шкале VSMOW. Результаты

определений $\delta^{18}\text{O}$ и δD в образцах морской воды выражены относительно VSMOW в промилле (‰):

$$\delta\text{D}_{\text{обр}} = \left\{ \frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{обр}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{VSMOW}}} - 1 \right\} \times 10^3 \text{ и}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{обр}} = \left\{ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{обр}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} - 1 \right\} \times 10^3.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вертикальная структура распределения солёности, температуры, кислорода, сероводорода и величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD воды в центральной части моря. Растворенный кислород является наиболее характерным гидрохимическим параметром, отражающим вихревые структуры открытого моря [9]. Это объясняется большей растворимостью кислорода при сравнительно низкой температуре поднимающих вод в результате циклонического круговорота (рис. 2). Влияние антициклона прослеживается по увеличению глубины изопикнических поверхностей, появления или исчезновения тех или иных гидрохимических параметров в редокс зоне Черного моря. К примеру, появление сероводорода приурочено к изопикнической поверхности с условной плотностью $16.10\text{--}16.20 \text{ кг/м}^3$ [28]. На ст. 3426 в условиях циклонической направленности течений она находится на глубине 109 м. Эта глубина появления сероводорода характерна для центральной части моря. В антициклоническом

Таблица 2. Соленость, потенциальная температура и изотопный состав кислорода и водорода воды Черного моря

Давление, дбар	Потенциальная температура, °C	Соленость, psu	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
Станция 2344				
0.3	24.396	17.829	-2.8	-22.3
12.7	24.081	17.824	-2.9	-22.2
48.7	8.092	18.254	-2.8	-21.6
77.5	7.417	18.477	-2.6	-21.3
81.9	7.475	18.594	-2.6	-20.9
108.4	7.947	19.712	-2.3	-19.7
114.0	8.052	19.961	-2.4	-19.1
122.2	8.155	20.201	-2.3	-18.7
132.4	8.251	20.443	-2.2	-18.1
136.7	8.279	20.506	-2.2	-18.2
139.0	8.302	20.576	-2.1	-18.4
140.8	8.330	20.644	-2.2	-18.3
145.7	8.363	20.721	-2.0	-18.0
149.7	8.382	20.775	-2.1	-17.9
152.6	8.398	20.820	-2.2	-17.4
156.7	8.428	20.903	-2.1	-17.8
161.2	8.446	20.966	-2.1	-17.8
168.2	8.494	21.070	-2.3	-17.2
185.9	8.553	21.210	-2.1	-17.0
206.5	8.626	21.368	-2.1	-16.7
249.6	8.706	21.539	-1.9	-16.7
297.2	8.766	21.699	-1.9	-16.0
349.3	8.799	21.810	-2.1	-16.4
399.3	8.819	21.898	-2.0	-16.2
449.4	8.829	21.962	-1.9	-16.3
496.0	8.834	22.012	-2.0	-15.6
595.5	8.839	22.102	-2.0	-15.8
695.4	8.843	22.166	-2.0	-15.8
797.0	8.848	22.213	-2.0	-15.5
995.6	8.862	22.267	-1.9	-15.3
1096.0	8.869	22.283	-1.9	-15.6
1193.8	8.875	22.292	-1.9	-15.1
1243.6	8.879	22.298	-1.9	-15.6
Станция 3425				
1.5	26.968	18.086	-2.6	-21.4
15.2	26.569	18.092	-2.5	-21.0
30.3	9.527	18.098	-2.4	-21.4
45.1	8.180	18.213	-2.3	-21.4
60.0	7.789	18.419	-2.4	-21.2
90.6	8.107	19.570	-2.2	-19.2
130.5	8.355	20.659	-2.1	-17.9
137.9	8.400	20.777	-1.9	-18.3
138.8	8.406	20.793	-1.8	-17.3

Таблица 2. Продолжение

Давление, дбар	Потенциальная температура, °С	Соленость, psu	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
143.7	8.429	20.863	-2.1	-17.6
147.6	8.456	20.931	-2.0	-17.3
154.2	8.486	21.012	-1.9	-17.5
174.8	8.592	21.260	-1.7	-16.7
200.3	8.652	21.416	-1.9	-17.2
250.2	8.740	21.622	-1.8	-16.8
300.1	8.789	21.754	-1.8	-15.5
500.0	8.839	22.039	-1.6	-14.9
750.2	8.846	22.207	-1.6	-14.6
1000.6	8.862	22.284	-1.6	-15.0
1250.4	8.875	22.313	-1.6	-14.6
1500.1	8.885	22.325	-1.7	-15.0
1704.6	8.900	22.333	-1.7	-14.7
1709.9	8.898	22.333	-1.6	-14.4
1726.6	8.900	22.334	-1.5	-14.6
1730.5	8.900	22.333	-1.6	-15.0
1750.1	8.900	22.334	-1.7	-15.0
1800.9	8.900	22.333	-1.8	-15.3
1900.9	8.900	22.333	-1.7	-15.1
2001.2	8.900	22.333	-1.7	-15.1
2059.5	8.900	22.333	-1.7	-15.1
2089.2	8.900	22.333	-1.7	-15.2
2099.0	8.900	22.333	-1.5	-15.2
2101.4	8.901	22.333	-1.7	-15.2
2103.5	8.900	22.333	-1.5	-15.5
2105.3	8.900	22.333	-1.6	-15.5
2107.5	8.900	22.333	-1.7	-15.2
Станция 3426				
1.2	26.896	18.398	-2.4	-21.2
7.9	26.767	18.408	-2.3	-21.9
15.6	17.445	18.274	-2.4	-22.0
20.2	11.173	18.298	-2.5	-21.8
25.1	9.277	18.395	-2.5	-22.1
30.3	8.239	18.411	-2.5	-22.0
34.9	7.946	18.464	-2.5	-21.2
39.8	7.599	18.544	-2.4	-21.5
45.4	7.729	19.000	-2.5	-20.9
49.9	7.815	19.167	-2.3	-20.1
55.0	8.052	19.518	-2.2	-19.8
60.1	8.091	19.794	-2.3	-20.0
66.0	8.146	19.992	-2.3	-19.3
71.0	8.174	20.117	-2.3	-18.9
76.1	8.207	20.243	-2.1	-18.7
80.6	8.250	20.382	-2.2	-18.6

Таблица 2. Окончание

Давление, дбар	Потенциальная температура, °C	Соленость, psu	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
87.0	8.304	20.529	-2.1	-18.6
90.2	8.344	20.627	-2.0	-18.6
97.4	8.382	20.766	-2.2	-17.3
98.7	8.387	20.782	-1.9	-17.2
102.8	8.412	20.848	-1.9	-17.0
109.5	8.437	20.917	-2.0	-16.8
114.5	8.465	20.986	-1.9	-16.5
125.2	8.513	21.108	-1.9	-16.8
149.9	8.600	21.300	-2.0	-16.2
175.1	8.649	21.421	-1.9	-15.9
200.3	8.696	21.532	-1.7	-15.7
250.0	8.761	21.698	-1.7	-16.6
300.0	8.800	21.818	-1.8	-15.1
350.0	8.817	21.897	-1.7	-15.2
399.8	8.829	21.962	-1.7	-15.2
449.7	8.836	22.016	-1.7	-15.1
500.3	8.840	22.061	-1.7	-15.8
550.0	8.841	22.103	-1.7	-15.4
600.2	8.842	22.133	-1.8	-15.6
649.7	8.843	22.166	-1.8	-15.3
700.1	8.845	22.193	-1.9	-15.5
749.9	8.846	22.213	-1.7	-15.6
800.5	8.849	22.234	-1.8	-15.0
899.7	8.857	22.264	-1.7	-15.0
1000.1	8.862	22.283	-1.7	-15.3
1125.1	8.870	22.302	-1.8	-15.1
1250.2	8.876	22.313	-1.7	-15.1
1375.0	8.881	22.321	-1.6	-15.2
1500.4	8.886	22.325	-1.6	-15.6
1700.0	8.893	22.331	-1.7	-15.3
1714.9	8.894	22.331	-1.7	-15.1
1725.2	8.895	22.331	-1.7	-15.6
1750.6	8.896	22.332	-1.6	-15.4
1774.6	8.899	22.333	-1.6	-15.6
1800.5	8.900	22.333	-1.7	-15.3
1900.4	8.900	22.333	-1.6	-15.6
2000.5	8.900	22.333	-1.6	-15.7
2090.2	8.900	22.333	-1.5	-15.5
2120.5	8.900	22.333	-1.7	-14.6
2131.4	8.900	22.333	-1.7	-14.8
2134.2	8.901	22.333	-1.5	-14.8
2136.5	8.901	22.333	-1.6	-14.6
2138.7	8.901	22.333	-1.6	-14.5
2139.4	8.901	22.333	-1.7	-14.4

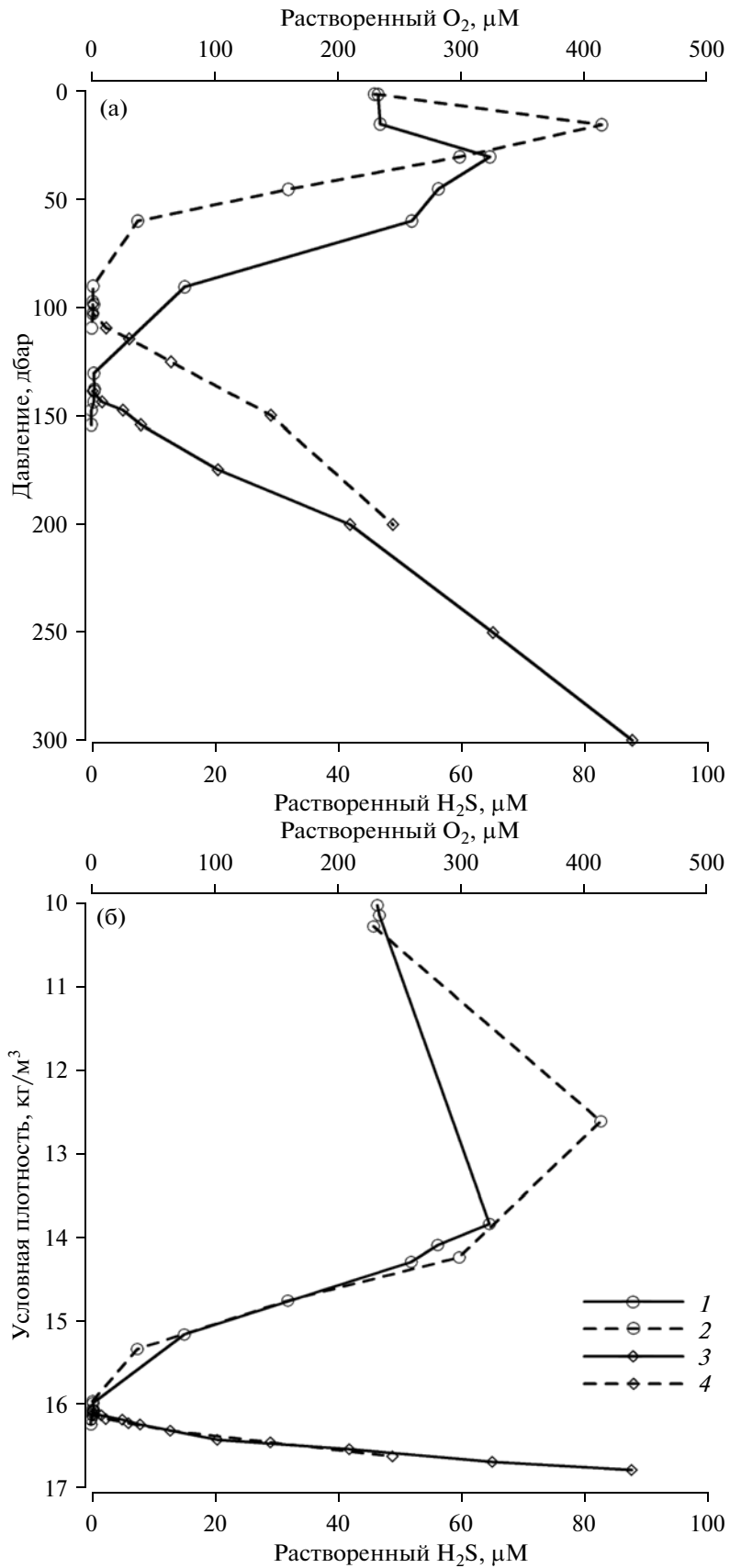


Рис. 2. Распределение кислорода (1, 2) и сероводорода (3, 4) на станциях 3425 (1, 3) и 3426 (2, 4) относительно давления (а) и условной плотности (б).

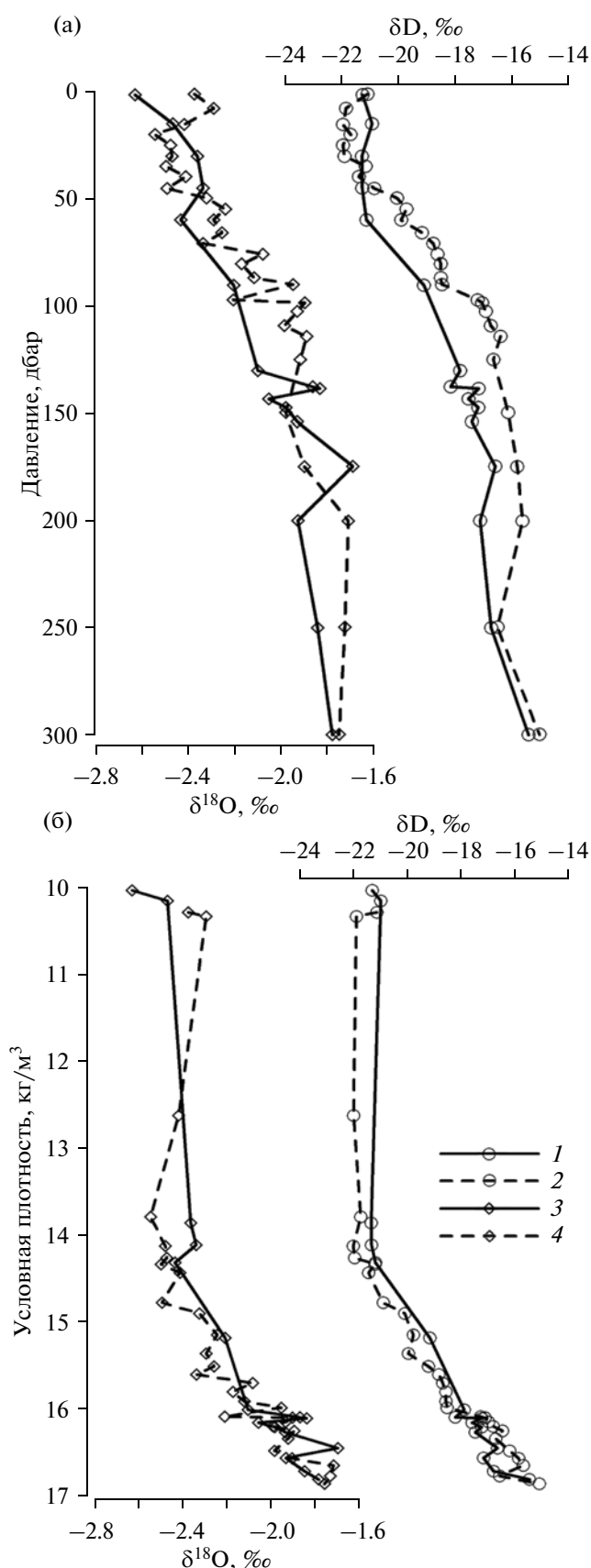


Рис. 3. Распределение величин δD и $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части водной толщи относительно давления (а) и условной плотности (б) на станциях 3425 (1, 3) и 3426 (2, 4).

круговороте глубина появления сероводорода увеличивается, на ст. 3425 она находится на 144 м.

В антициклоническом круговороте ст. 3425 соленость в поверхностном слое до ядра ХПС равна 18.2 psu (practical salinity unit) и значимо не отличается от таковой для ст. 3426 – 18.4 psu. В пределах точности методов анализа, изотопный состав кислорода и водорода воды также не различается между этими двумя станциями (рис. 3 и табл. 3). Средняя величина $\delta^{18}\text{O}$ для обеих станций выше ядра ХПС равна $-2.4 \pm 0.1\text{‰}$, а δD – $-21.3 \pm 0.2\text{‰}$ для станции 3425 и $-21.7 \pm 0.4\text{‰}$ для станции 3426. Изотопный состав водорода – более чувствительный параметр, так как при близкой воспроизводимости с величинами $\delta^{18}\text{O}$, интервал вариаций величин δD значительно шире (см. табл. 2). Из проведенного выше сравнения можно сделать вывод, что верхний слой до ядра ХПС в центральной части моря однороден даже летом, несмотря на наличие термоклина. Ниже ХПС величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD линейно возрастают относительно плотности в пределах пикноклина (см. рис. 3). В пикноклине происходит смешение водных масс за счет турбулентного перемешивания воды с разным изотопным составом водорода и кислорода, а, следовательно, разного происхождения.

Придонный конвективный слой имеет постоянное содержание солей ($S = 22.333$ psu) и одинаковую потенциальную температуру ($\theta = 8.900^\circ\text{C}$) [8, 19]. В нем практически не меняются по глубине содержания сероводорода, аммония, щелочности и марганца [1]. Средние величины как $\delta^{18}\text{O}$, так и δD воды в ПКС также не показывают значимых различий для двух станций, если рассматривать всю толщу ПКС, включая придонные области (см. табл. 2 и 3). Однако на рис. 4 видно, что на ст. 3426 для 6 образцов, представляющих нижние 20 м, изотопный состав водорода заметно более “тяжелый” (в среднем $\delta\text{D} = -14.6 \pm 0.2 (1\sigma)\text{‰}$). Верхняя часть ПКС (гор. 1800–2090 м) изотопно более “легкая” (в среднем $\delta\text{D} = -15.5 \pm 0.2 (1\sigma)\text{‰}$). На верхней границе ПКС (1700–1775 м) изотопные составы кислорода и водорода соответствуют составам конвективного слоя. Вплоть до основного галоклина (глубина 500 м, $S = 22.01\text{--}22.06$ psu) изотопный состав кислорода и водорода не имеет значимых отличий от ПКС (см. табл. 3).

Рис. 4. Изменение солености и величин $\delta^{18}\text{O}$ (а) и δD (б) на станциях 3425 (1) и 3426 (2) при давлении свыше 1000 дбар в воде Черного моря.

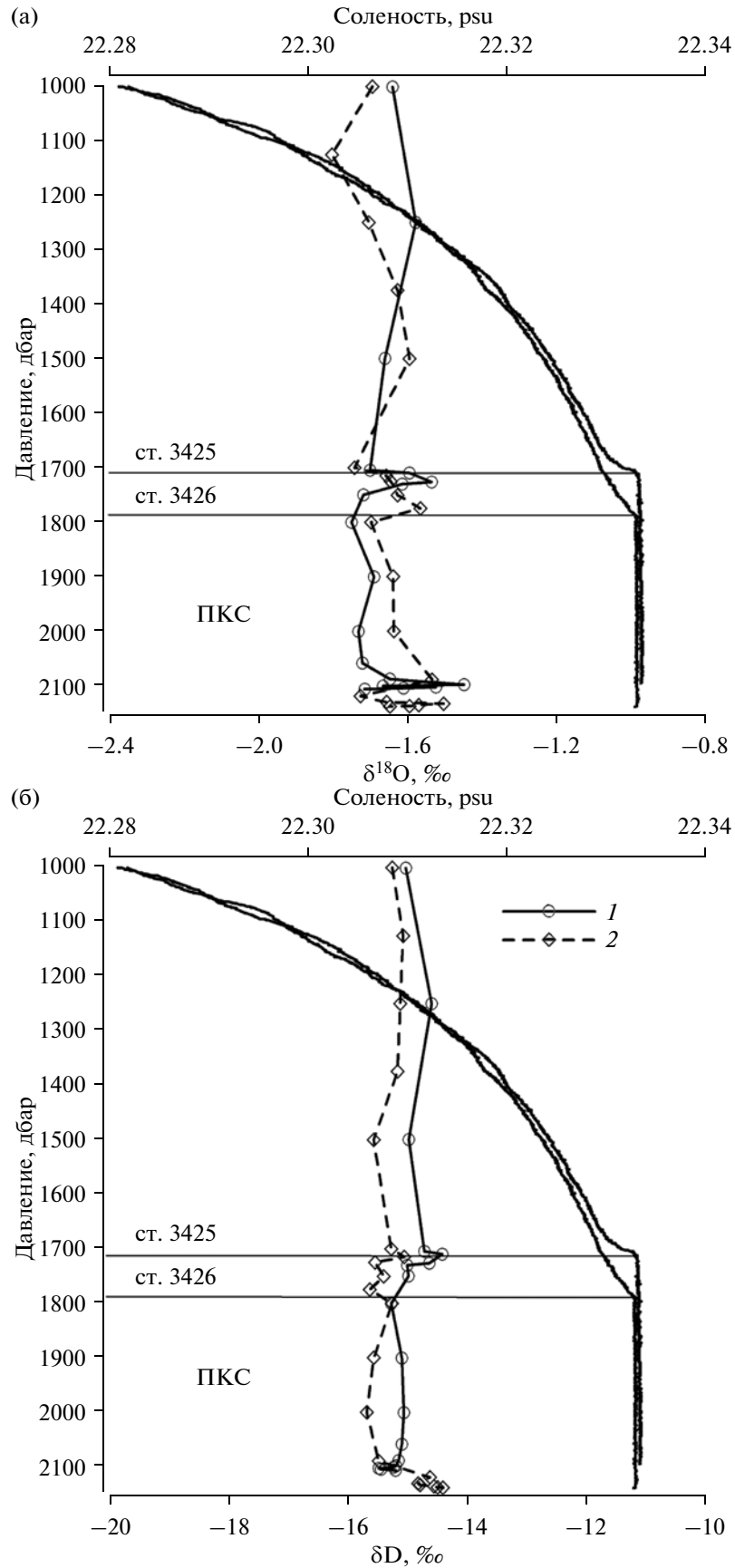


Таблица 3. Средние содержания и пределы колебаний солёности и изотопного состава кислорода и водорода (‰) воды Черного моря

Станция	Параметр	Глубина горизонта воды													
		Поверхность – ядро ХПС				Ядро ХПС – 500 м				500 м – граница ПКС				ПКС	
		среднее	SD	RSD		максимум	минимум	среднее	SD	RSD	среднее	SD	RSD	SD	RSD
2344	Глубина, количество проб	<77.5 м, n = 4				78–500 м, n = 22				>500 м, n = 7				–	
	δD	-21.9	-0.5	2.2		-20.9	-16	-15.5	-0.2	1.5	-	-	-	-	-
	$\delta^{18}O$	-2.8	-0.1	4.5		-2.6	-1.9	-2.0	-0.1	2.7	-	-	-	-	-
	S, psu	18.1	0.3	1.8		18.6	22.0	22.20	0.10	0.47	-	-	-	-	-
3425	Глубина, количество проб	<60 м, n = 5				60–500 м, n = 11				500–1710 м, n = 7				>1727 м, n = 13	
	δD	-21.3	-0.2	0.84		-19.2	-15.5	-14.7	-0.2	1.6	-15.2	-0.2	1.5	-	1.5
	$\delta^{18}O$	-2.4	-0.1	4.7		-2.2	-1.7	-1.6	-0.05	3.0	-1.6	-0.1	5.9	-	5.9
	S, psu	18.18	0.14	0.79		19.57	21.75	22.26	0.11	0.49	22.333	0.000	0.002	-	0.002
3426	Глубина, количество проб	<42 м, n = 8				42–500 м, n = 24				500–1750 м, n = 18				>1775 м, n = 10	
	δD	-21.7	-0.4	1.7		-20.9	-15.1	-15.4	-0.2	1.6	-15.0	-0.5	3.3	-	3.3
	$\delta^{18}O$	-2.4	-0.1	3.1		-2.5	-1.7	-1.7	-0.08	4.9	-1.6	-0.1	4.9	-	4.9
	S, psu	18.40	0.09	0.47		19.00	22.02	22.25	0.09	0.40	22.333	0.000	0.000	-	0.000

Примечание. SD – стандартное отклонение, RSD – относительное стандартное отклонение, выраженное в %.

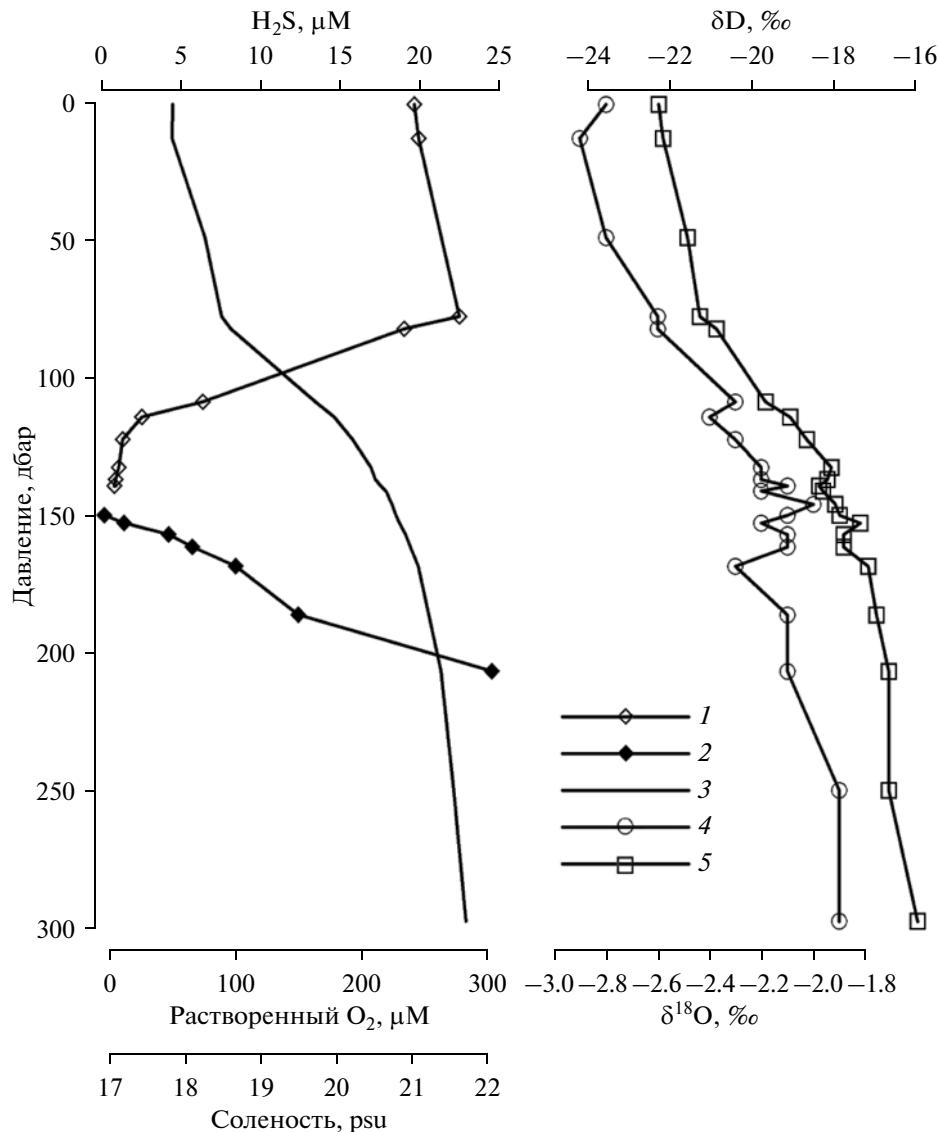


Рис. 5. Изменение солёности, содержания кислорода, сероводорода, изотопного состава кислорода и водорода воды в верхних 300 м водной толщи ст. 2344. 1 – растворенный кислород, 2 – сероводород, 3 – солёность, 4 – $\delta^{18}\text{O}$, 5 – δD .

Для ст. 3425 в придонной области величины δD и $\delta^{18}\text{O}$ практически постоянны для всей толщи ПКС (см. табл. 3). Величина δD несколько возрастает над ПКС в толще воды на глубинах 500–1710 м (до -14.7 ± 0.2 (1σ) ‰). Изотопный состав кислорода выше ПКС является постоянным до основного галоклина.

Изотопный состав кислорода и водорода воды в области континентального склона. Для проведения сравнения изотопного состава кислорода и водорода в центральной части моря и в области континентального склона был исследован состав воды ст. 2344. Распределение солёности, содержаний кислорода и сероводорода в верхних 300 м водной толщи показаны на рис. 5. Сероводород в воде появляется на глубине 152.6 м. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD

в поверхностном слое отличаются меньшими значениями, чем в пелагической области (см. табл. 3). Содержание изотопов ^{18}O и D увеличивается с глубиной по мере роста солёности уже в пределах верхнего слоя до ХПС, ядро которого расположено на 77.5 м (7.42°C). Величины $\delta^{18}\text{O}$ меняются в поверхностном слое от -2.9 – -2.8 до -2.6 ‰, а δD – от -22.3 до -21.3 ‰. Наблюдаемое изменение солёности, сопряженное с изменением величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , свидетельствует об отсутствии гомогенности в этом слое. Неоднородность распределения связана с большим влиянием притока пресных вод в области континентального склона, что приводит к уменьшению солёности на поверхности до 17.8 psu в сравнении с 18.1–18.4 psu в центре моря. Ниже ядра ХПС на га-

локлине изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD максимальны. Глубже 500 м эти величины остаются постоянными в пределах воспроизводимости методов анализа ($-2.0 \pm 0.1 (1\sigma)\text{‰}$ и $-15.5 \pm 0.2 (1\sigma)\text{‰}$). Эти значения при одинаковой солености выше таковых для станции 3425 и близки к величине δD для ст. 3426 в центральной части моря.

Зависимость изотопного состава кислорода и водорода воды от солености. Наибольшие изменения изотопный состав водорода и кислорода воды претерпевает в зоне галоклина при максимальных градиентах солености от ядра ХПС (глубина примерно 50 м) до 500 м (см. табл. 3). Глубина ядра ХПС варьирует от станции к станции. Зависимость величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD от солености для всех трех исследованных станций является линейной с высокими коэффициентами корреляции (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдаемое поведение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD и изменение солености в пределах водной толщи Черного моря позволяет выделить 4 интервала глубин: (1) поверхностный слой моря, который в наибольшей степени подвержен сезонным климатическим изменениям, (2) пикноклин до ядра ХПС (50–500 м), (3) слой между пикноклином и ПКС (500–1750 м) и (4) придонный конвективный слой (дно – 1750 м). Установленная [21, 23] линейная зависимость изотопного состава водорода и кислорода воды от условной плотности в Черном море обусловлена, на наш взгляд, линейной связью величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD с соленостью, вклад которой в расчет условной плотности является определяющим [19]. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и δD от солености линейна во всем диапазоне содержания солей за исключением придонного конвективного слоя на глубине больше 1700–1750 м (см. рис. 6). Соленость в ПКС постоянна, а изотопный состав водорода и кислорода варьирует в незначительных пределах, которые в основном сравнимы с воспроизводимостью метода определения (см. табл. 3). Исключением является локальное увеличение δD в придонных пробах в ПКС на ст. 3426, которое мы не можем объяснить влиянием вод нижнебосфорского течения с большим содержанием дейтерия ($\delta\text{D} = +10.26\text{‰}$) [23], так как при этом соленость остается постоянной (20.333 psu).

В слое 500–1750 м изотопный состав кислорода и водорода слабо меняется относительно ПКС на фоне незначительного уменьшения солености (см. табл. 3). Величины δD в центральной части моря (ст. 3426) и в пределах континентального склона (ст. 2344) близки, в районе ст. 3425 они заметно выше. В пределах континентального склона величины $\delta^{18}\text{O}$ ниже, чем в пелагиали. Незна-

чительные отличия изотопного состава кислорода и водорода в слое 500–1750 м от таковых в ПКС связаны с минимальными изменениями в солености, точность определения которой выше [8], чем точность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD .

Наибольшие направленные изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD наблюдаются в слое 50–500 м в пикноклине. При изменении солености на 3 psu, величины $\delta^{18}\text{O}$ изменяются на 0.5–0.8‰, а δD – на 4–5‰ (см. рис. 6). В поверхностном слое выше ХПС в прибрежной зоне (ст. 2344) кислород и водород воды обеднены тяжелыми изотопами, вероятно, за счет влияния пресноводного речного стока.

Наличие линейной зависимости изотопного состава водорода и кислорода воды от солености позволяет рассчитать стартовые изотопные параметры воды с содержанием солей близким к 0. Из рис. 6 следует, что при $S \rightarrow 0$, величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD составляют -6.4‰ и -51.3‰ соответственно (см. табл. 1). Эти изотопные параметры, по-видимому, являются характеристикой пресноводного компонента, изотопный состав которого формируется под влиянием трех факторов – речного стока в бассейн Черного моря, атмосферных осадков и испарения с поверхности моря.

Крайним членом в области высокой солености являются мраморноморские (средиземноморские) воды (глубина более 50 м), поступающие с нижнебосфорским течением [13, 23]. Они смешиваются с морской водой ХПС, содержащей пресноводный компонент, обеспечивая всю гамму наблюдаемых величин солености, $\delta^{18}\text{O}$ и δD в бассейне Черного моря. Если подставить данные для величин $\delta^{18}\text{O} = +1.58\text{‰}$ и $\delta\text{D} = +10.26\text{‰}$, которые соответствуют составу глубинных вод Мраморного моря (>50 м) [23], в линейные уравнения, приведенные на рис. 6, то полученная соленость составит 37.9 и 38.0 psu соответственно. Она отвечает солености глубинных вод Мраморного и Средиземного морей.

Доля средиземноморских вод в придонном конвективном слое. Единственным источником соли в Черном море служит нижнебосфорское течение [19]. Наибольшая соленость наблюдается в воде придонного конвективного слоя ($S = 22.33$ psu). Без примеси более соленых средиземноморских вод такую соленость в ПКС получить невозможно, так как другой фактор повышения солености – испарение не может влиять на содержание соли в ПКС. Вода придонного конвективного слоя гомогенна по распределению солености. На диаграмме потенциальная температура – соленость [19] смешение вод ХПС и нижнебосфорского течения приводит в первом приближении к линейному виду зависимости $\theta(S)$ для всей водной толщи Черного моря. Этот вид зависимости может быть описан процессами смешения в двухкомпонентной системе. При большом увеличении участка

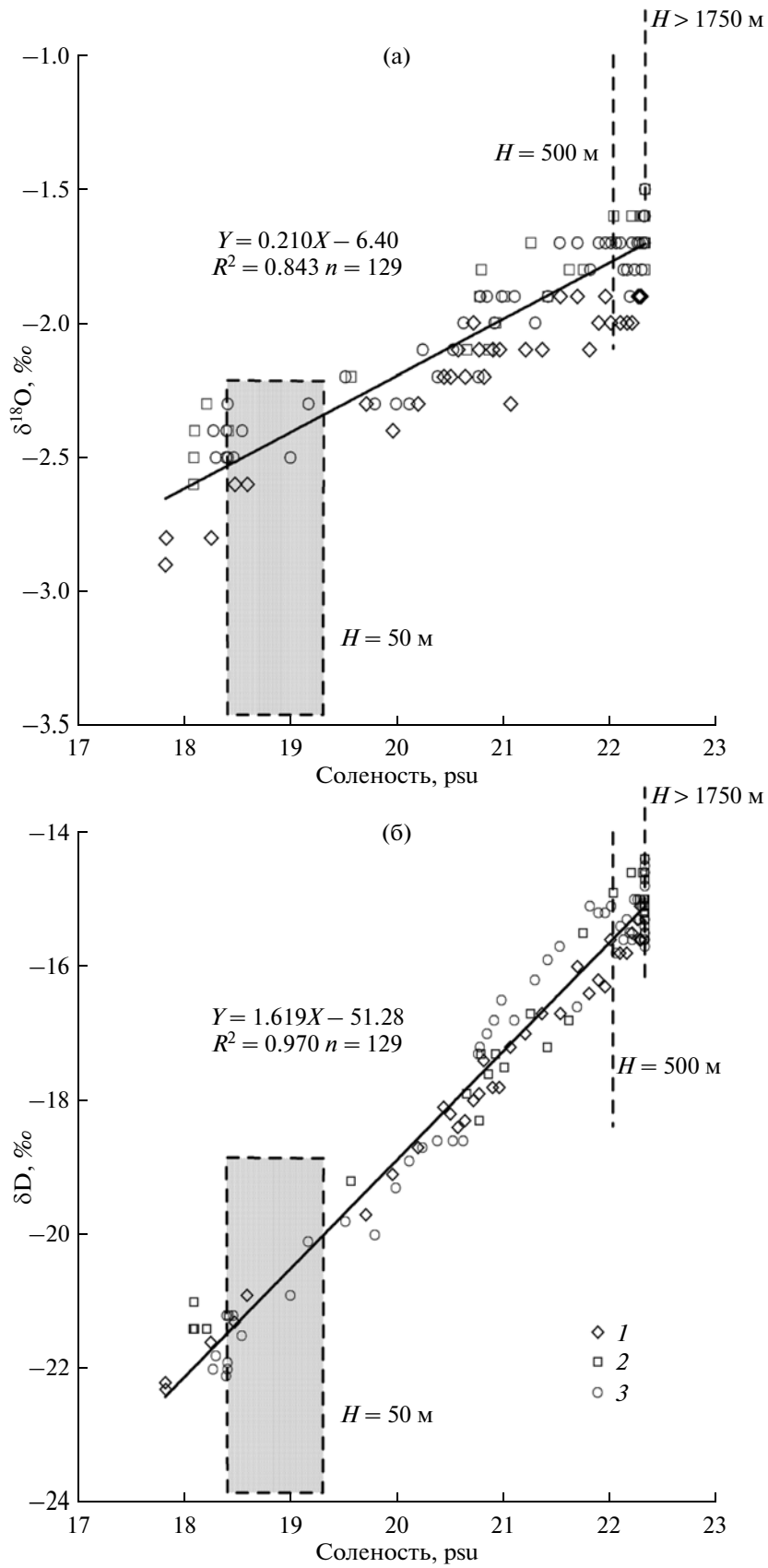


Рис. 6. Зависимость изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ (а) и δD (б) от солености для станций 2344 (1), 3425 (2) и 3426 (3). Показаны интервалы глубин, соответствующие определенной величине солености.

$\theta(S)$ кривой для глубин 500–2000 м заметно ее отличие от линейной. О. И. Мамаев [5] показал, что это отличие связано со значительной разницей коэффициентов теплопроводности и диффузии солей.

Наблюдение за процессом проникновения средиземноморских вод в Черное море на выходе из пролива Босфор показало, что соленые (~37 psu) и теплые (14.5°C) воды Мраморного моря смешиваются с холодными (7°C) и менее солеными водами (18.5 psu) ХПС на глубине более 50 м. Смешение происходит быстро и на изобате 100 м соленость смеси уже равняется 22.8 psu, а температура +8°C [17, 22]. Для получения такой воды на бровке шельфа расчет по солености показывает, что необходимо смешать один объем нижнебосфорских вод с 3.3 объемами воды ХПС. На континентальном склоне судьба модифицированных вод не прослежена. Однако, невозможно предположить, что такая вода не погружается глубже 500 м [4]. Обогащенная изотопами ^{18}O и D вода Черного моря ниже ХПС связана с поступлением средиземноморских вод, имеющих высокие содержания ^{18}O и D (см. табл. 1).

Соленость ПКС (S_{BCL}) в среднем равна 22.33 psu. Ее можно получить смешением воды ХПС (V_{CIL}) и Мраморного моря (V_{BS}) из уравнения

$$S_{\text{BCL}} = S_{\text{CIL}} \times V_{\text{CIL}} + S_{\text{BS}} \times V_{\text{BS}}.$$

При условии, что $V_{\text{CIL}} + V_{\text{BS}} = 1$, решение уравнения относительно V_{BS} дает значение 0.21 [20]. Это максимально возможная доля вод Мраморного моря в воде ПКС, так как любая примесь черноморских вод с более высокой соленостью ниже ХПС будет снижать долю вод Мраморного моря.

Практически такое же значение (0.20) дает решение подобных уравнений для расчета баланса масс по изотопному составу кислорода и водорода воды, если исходными параметрами для расчета являются величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD (см. табл. 1 и 3) для ХПС (δ_{CIL} и V_{CIL}), мраморноморских вод (δ_{BS} и V_{BS}) и ПКС (δ_{BCL}):

$$\delta_{\text{BCL}} = \delta_{\text{CIL}} \times V_{\text{CIL}} + \delta_{\text{BS}} \times V_{\text{BS}}.$$

Совпадение результатов расчетов подтверждает, что процесс смешения растворителя (воды) и растворенных солей происходит одновременно.

Остается неясным, сколько воды Мраморного моря ежегодно поступает ниже галоклина и, в частности, в область ПКС. По мере опускания модифицированные мраморноморские воды на континентальном склоне могут вовлекать новые порции вод Черного моря с соленостью и изотопным составом кислорода и водорода воды, значительно более близкими по составу к воде придонного конвективного слоя. Часть стратифицированного по плотности потока образует изопикнические интрузии, не достигая ПКС

[22]. Это может приводить к весьма низкой скорости обновления воды ниже галоклина. Средний возраст воды ниже ХПС по данным балансовой модели равнялся 387 лет [19]. На основании данных о проникновении хлорфторуглеродов CFC-11 и CFC-12 в водную толщу Черного моря в результате антропогенного загрязнения время пребывания (обновления) воды возрастает по близкой к экспоненциальной зависимости от 5 лет в области ХПС до 625 лет на глубине примерно 500 м [18]. Похожие результаты до глубины 500 м дала одномерная модель вертикального обмена соли и тепла в Черном море [14]. Упомянутая модель предлагает рассчитанные скорости вертикального подъема вод Черного моря (W , м/с). На границе придонного конвективного слоя (глубина 1750 м) $W = 6.8 \times 10^{-9}$. В стационарном состоянии слоя ПКС (в отсутствие увеличения или уменьшения его объема по рассчитанным нами данным из [4] от дна до глубины 1750 м составит 57574 км³, а площадь верхней границы ПКС будет равна 187352 км². Ежегодно ПКС будет терять 40.2 км³ воды и, следовательно, получать столько же. Время обмена воды в ПКС составит 1433 года. Близкий возраст (~2000 лет) был получен по данным радиоуглеродного метода [20]. Мюррей со авторами [19] считал однако, что полученный возраст вод ПКС завышен, так как существует неопределенность при выборе исходного состава углерода в поверхностной воде Черного моря до эпохи ядерных испытаний в атмосфере – дополнительного источника ^{14}C . Они предполагали, что возраст следует рассчитывать относительно величины $\Delta^{14}\text{C}$ менее –50‰, которую обычно выбирают для этой цели. Если исходная величина $\Delta^{14}\text{C} = -120‰$, то возраст воды ПКС, по пересчитанным нами данным составит 1430 лет.

Низкий поток модифицированных средиземноморских вод в ПКС поддерживается данными по содержанию трития, основным источником которого являются ядерные испытания в атмосфере в конце 50-х начале 60-х годов. Основной источник трития в Черном море метеорные осадки и речной сток. По данным для поверхностных вод Черного моря в период с 1967 по 1995 год [23] содержание трития на горизонте 0–20 м менялось от 185 до 15.4 TU (TU = 1 $^3\text{H}/10^{18}\text{H}$). За 28 лет наблюдений содержания уменьшились более чем в 10 раз. На 1995 г. с учетом распада трития ($T_{1/2} = 12.43$ лет) среднее содержание трития в поверхностной воде составило 22 ± 6 (1 σ) TU. Содержание трития в глубинной воде Мраморного моря в 1995 г. было равно 3 TU [23]. Если считать соотношение воды ХПС и нижнебосфорского течения 1/4, то среднее содержание трития в модифицированных средиземноморских водах составит 18 TU. Доля воды поступившей в ПКС за 28 лет в условиях его стационарного объема составит

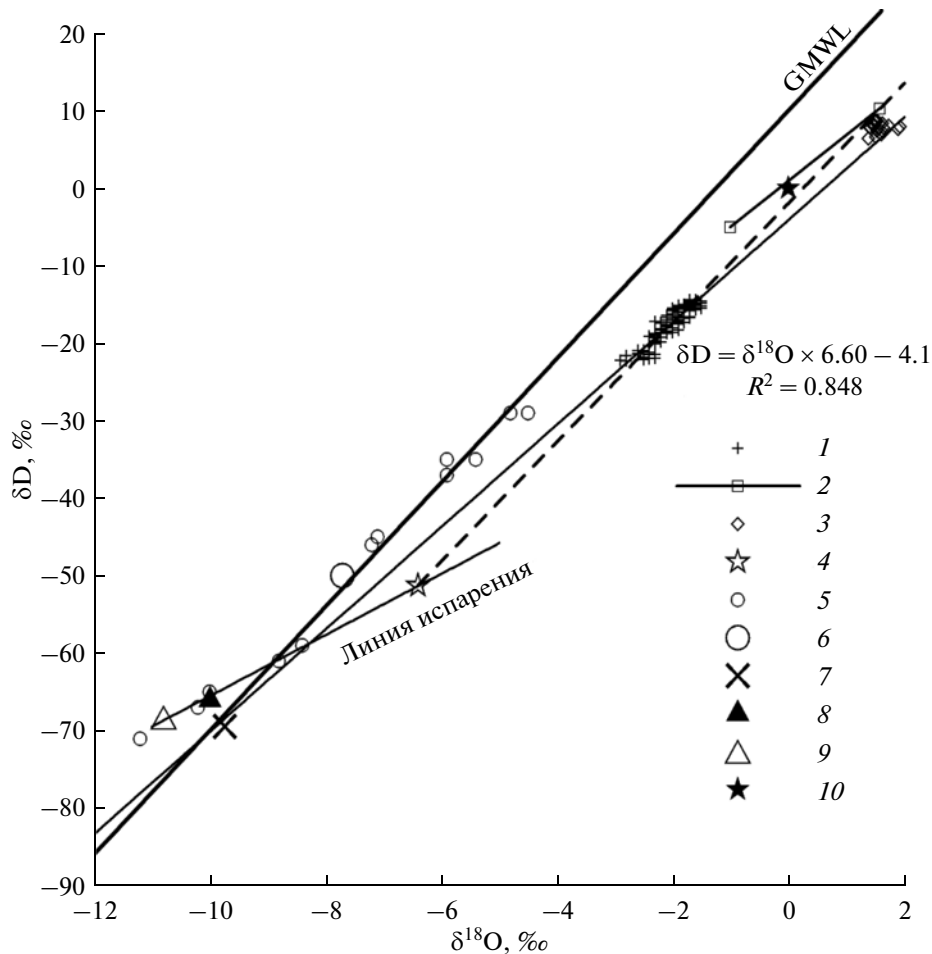


Рис. 7. Изотопный состав кислорода и водорода воды Черного моря (1) в координатах $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Для сравнения приведены составы воды Мраморного моря (2) по данным [23] и восточной части Средиземного моря (3) [13], состав пресноводного источника Черного моря (4), метеорных вод, осредненных для каждого месяца (5) [11], среднегодовой состав метеорных осадков (6) [10], средний состав воды Дуная в сентябре (7) [24], среднегодовой состав водяного пара, рассчитанный по данным пресноводного баланса Симонова и Альтмана (8) и Унлуата с соавторами (9) по сводке водного баланса в [4], точка состава SMOW (10). GMWL – линия метеорных вод [12]. Уравнение $\delta\text{D} = \delta^{18}\text{O} \times 6.60 - 4.1$ представляет линейную зависимость δD от $\delta^{18}\text{O}$ для черноморских вод. Пунктиром показана зависимость $\delta\text{D} = \delta^{18}\text{O} \times 7.7 - 2.0$ с учетом солёности для воды Черного моря (детали см. в тексте). Линия испарения рассчитана по данным состава пресноводного источника Черного моря ($S = 0$ psu) и данных для изотопного состава кислорода и водорода среднегодового водяного пара.

$40.2 \times 28/57574 = 0.020$. Накопление трития в ПКС не должно превышать 0.36 TU, что в целом не противоречит наблюдениям в Черном море [26]. Аномально высокие значения в ПКС 0.6–0.7 TU, полученные для съемки 1975 г. [27] возможно отражают повышенное накопление трития в эпоху проведения ядерных взрывов в атмосфере.

Пресноводный сток Черного моря. Комбинируя линейные зависимости величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD от солёности (см. рис. 6)

$$\delta^{18}\text{O} = a_1 \times S + b_1 \text{ и } \delta\text{D} = a_2 \times S + b_2,$$

можно получить зависимость величины δD от $\delta^{18}\text{O}$, что соответствует уравнению прямой в координатах $\delta^{18}\text{O}$ – δD :

$$\delta\text{D} = a_1/a_2(\delta^{18}\text{O} - b_2) + b_1 = 7.7(\delta^{18}\text{O}) - 2.0. \quad (1)$$

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – δD составы воды Черного моря находятся ниже линии метеорных вод (Global Meteoric Water Line (GMWL)) [12], которая характеризует состав атмосферных осадков (рис. 7). Полученная зависимость между δD и $\delta^{18}\text{O}$ (уравнение (1)) параллельна GMWL и практически проходит через состав SMOW ($\delta\text{D} = 0\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$) в область составов вод Мраморного и Средиземного морей [13, 23]. Таким образом, на диаграмме δD – $\delta^{18}\text{O}$ показано, что весь интервал изотопного состава вод Черного моря может быть получен путем смешения средиземноморских вод с гипотетическим пресным компонентом, ха-

характеризующимся величинами $\delta D = -51.3\text{‰}$ и $\delta^{18}O = -6.4\text{‰}$ (см. табл. 1).

Как уже упоминалось, формирование изотопного состава пресноводного стока в Черном море связано с поступлением вод речного стока (V_r) и атмосферных осадков (V_p), и потерей доли смеси поступающих вод за счет испарения (V_e). Общий баланс пресноводного компонента по объему (V_f) будет равен:

$$V_f = V_r + V_p - V_e,$$

а материальный баланс по изотопному составу кислорода и водорода воды:

$$\delta_f V_f = \delta_r V_r + \delta_p V_p - \delta_e V_e. \quad (2)$$

Решение уравнения (2) позволяет рассчитать усредненный среднегодовой изотопный состав испаряющегося компонента, для которого отсутствуют литературные данные. Последняя сводка приходных и расходных частей бюджета водной толщи Черного моря приводится в [4] (см. табл. 1). Данные для разных источников воды довольно значительно варьируют. Речной сток меняется от 338 до 352 км³/год в наиболее поздних оценках 1990–1991 гг. Значительная часть речного стока принадлежит Дунаю (порядка 57%). Прямых наблюдений по объему речных вод для большинства малых рек Кавказа и Турции не имеется [2]. Кроме Дуная нет доступных данных по изотопному составу кислорода и водорода речных вод. По данным [24] для последних 500 км до устья Дуная для проб речной воды, отобранных в сентябре, изотопный состав кислорода составил $-9.73 \pm 0.06\text{‰}$ а водорода $-69.44 \pm 0.81\text{‰}$. Эти данные мы и примем в качестве средних для речного стока Черного моря (см. табл. 1).

Объем атмосферных осадков по результатам обобщения в [4] у тех же авторов составляет от 236 до 300 км³. Изотопный состав атмосферных осадков зависит от времени года и месяца наблюдений (см. рис. 7). Величины $\delta^{18}O$ и δD могут быть получены с помощью базы данных GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), созданной МАГАТЭ при экстраполяции в точку с координатами 38° в.д., 43° с.ш. (примерное местоположение станций в центре моря) [11]. С апреля по октябрь (в теплое время года) для атмосферных осадков характерны более высокие величины $\delta^{18}O$ и δD . По оценкам с помощью базы данных, ежемесячные составы соответствуют линии метеорных вод. Изотопный состав атмосферных осадков в холодное время года (с октября по апрель) имеет более низкие величины δD и $\delta^{18}O$, при этом наблюдается небольшой избыток дейтерия. Основной объем атмосферных осадков в бассейне Черного моря выпадает в холодное время года [4], максимум осадков отмечается в юго-восточной части [16]. Для среднегодового изотоп-

ного состава кислорода и водорода атмосферных осадков в районе указанных координат экстраполяция данных из базы МАГАТЭ [10] приводит к величинам $\delta^{18}O$ и $\delta D -7.7\text{‰}$ и -50‰ соответственно (см. табл.1).

В июле–октябре испарение преобладает над объемом поставки речной воды и метеорных вод $V_r + V_p < V_e$, в остальное время года пресноводный баланс положителен $V_r + V_p > V_e$ [4]. Вычисление изотопного состава кислорода и водорода испаряющегося компонента является сложной задачей, поскольку на величины δD и $\delta^{18}O$ влияют среднегодовые температуры, влажность воздуха и ветровая нагрузка, которые определяют степень отклонения от равновесного испарения. Однако согласованные между собой данные по балансу масс пресноводного стока могут быть использованы для расчета усредненного изотопного состава этого компонента. В качестве данных водного баланса мы взяли последние оценки 1990–1991 гг. (авторы Симонов и Альтман, Унлуата с соавторами), приведенные в сводке в работе [4]. Результаты расчета показаны на рис. 7. Полученные оценки оказались близкими ($\delta^{18}O = -10.0\text{‰}$; $\delta D = -66.0\text{‰}$ и $\delta^{18}O = -10.8\text{‰}$; $\delta D = -68.3\text{‰}$ соответственно (см. табл. 1)) и лежат на линии испарения пресноводного компонента Черного моря, на которой также находятся составы вод атмосферных осадков, выпадающих в холодное время года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено детальное изучение вариаций изотопного состава водорода и кислорода в воде Черного моря на всем интервале глубин, как в центральной части моря, так и на континентальном склоне. Полученные величины δD и $\delta^{18}O$ близки по значениям к ранее опубликованным [23, 25]. Распределение их по вертикали позволяет выделить четыре водные массы: от поверхности моря до ядра ХПС, от ядра ХПС до 500 м в пределах пикноклина, стратифицированная по плотности глубинная водная масса 500–1750 м и придонный конвективный слой с постоянной плотностью.

Поверхностный слой однороден в центре моря, несмотря на сформировавшийся термоклин. В пределах континентального склона изотопный состав кислорода и водорода воды до ядра ХПС постепенно обогащается изотопами D и ^{18}O , отличаясь неоднородностью состава воды.

Наибольшие изменения изотопного состава кислорода и водорода воды происходят в пределах пикноклина ниже ядра ХПС до глубины 500 м. Соленость меняется на 3‰, величина $\delta^{18}O$ на 0.8‰ и δD на 5‰. Ниже горизонта 500 м, включая ПКС, изотопный состав воды практически не меняется. Изменение изотопного состава кислорода и водорода воды линейно связано с изменением солено-

сти, исключая ПКС, где при постоянной солености изотопный состав кислорода остается постоянным ($\delta^{18}\text{O} = -1.6 \pm 0.1\text{‰}$), а изотопный состав водорода воды варьирует в пределах ($\delta\text{D} = -15.0 \pm 0.5\text{‰}$), превышая воспроизводимость метода определения. Линейная связь между изотопным составом и соленостью позволяет описать формирование вод Черного моря в рамках простой модели смешения вод нижнебосфорского течения и гипотетического пресноводного компонента, изотопный состав которого формируется за счет речного стока, атмосферных осадков и испарения.

Наиболее соленые воды Черного моря, формирующие ПКС, могут являться результатом смешения вод ХПС с водами нижнебосфорского течения — единственным источником солей в Черном море. Доля мраморноморских вод составляет около 20% от объема ПКС и совпадает в пределах 1% при расчете по солености и изотопному составу кислорода и водорода воды.

Основываясь на балансе пресноводного стока в Черное море, рассчитан средний изотопный состав кислорода и водорода испаряющегося водного компонента. Он оказался близким к изотопному составу атмосферных осадков, выпадающих в данном районе в холодное время года с ноября по апрель.

Авторы благодарят А.Г. Зацепина за предоставленные материалы по распределению скоростей течений на поверхности Черного моря в момент отбора проб в 146-м рейсе НИС “Акванавт”.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00403).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков И.И., Скурта А.Ю., Маккавеев П.Н и др. О гидрофизической и гидрохимической однородности глубинных вод Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 161–169.
2. Джаошвили Ш. Реки Черного моря. Тбилиси, 2003. 186 с.
3. Дубинин А.В., Демидова Т.П., Кременецкий В.В. и др. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии // Океанология. 2012. Т. 52. № 2. С. 200–209.
4. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ, 2011. 212 с.
5. Мамаев О.И. Черное море: процесс двойной диффузии в свете аналитической теории T , S -кривых // Океанология. 1995. Т. 35. № 2. С. 168–177.
6. Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978. 272 с.
7. Скопинцев Б.А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 226 с.
8. Фалина А.С., Волков И.И. Влияние процесса двойной диффузии на общую гидрологическую структуру глубинных вод Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 21–31.
9. Часовников В.К., Якушев Е.В., Лукашев Ю.Ф. Влияние вихревой динамики на гидрохимическую структуру вод северо-восточной части Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря. М.: Наука, 2002. С. 151–161.
10. Bowen G.J., Revenaugh J. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation // Water Resources Res. 2003. V. 39. № 10. P. 1299. doi:10.129/2003WR002086.
11. Bowen G.J., Wassenaar L.I., Hobson K.A. Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics // Oecologia. 2005. V. 143. № 3. P. 337–348. doi:10.1007/s00442-004-1813-y.
12. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
13. Gat J.R., Shemesh A., Tziperman E. et al. The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea // J. of Geophys. Res. 1996. V. 101. № C3. P. 6141–6451.
14. Ivanov L.I., Samodurov A.S. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // J. of Marine Systems. 2001. V. 31. P. 159–174.
15. Korotaev G., Oguz T., Riser S. Intermediate and deep currents of the Black Sea obtained from autonomous profiling floats // Deep-Sea Res. II. 2006. V. 53. № 17–19. P. 1901–1910.
16. Kosarev A.N., Arhipkin V.S., Surkova G.V. Hydrometeorological conditions // The Black Sea environment. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. P. 135–158.
17. Latif M.A., Özsoy E., Öguz T., Ünlüata Ü. Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. Suppl. 2. P. S711–S723.
18. Lee B.-S., Bullister J.L., Murray J.W., Sonnerup R.E. Anthropogenic chlorofluorocarbons in the Black Sea and the Sea of Marmara // Deep-Sea Res. 2002. V. 49. P. 895–913.
19. Murray J.W., Top Z., Özsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. Suppl. 2. P. S663–S689.
20. Östlund H.G. Expedition “Odysseus”: radiocarbon age of Black Sea deep water // The Black Sea — geology, chemistry and biology/ Eds. Degens E.T., Ross D.A. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1974. P. 127–132.
21. Özsoy E., Rank D., Salihoğlu I. Pycnocline and deep mixing in the Black Sea: stable isotope and transient tracer measurements // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2002. V. 54. P. 621–629.
22. Özsoy E., Ünlüata U., Top Z. The evolution of Mediterranean water in the Black Sea: interior mixing and material transport by double diffusive intrusions // Prog. Oceanogr. 1993. V. 31. P. 275–320.
23. Rank D., Özsoy E., Salihoğlu I. Oxygen-18, deuterium and tritium in the Black Sea and Sea of Marmara // J. of Environmental Radioactivity. 1999. V. 43. P. 231–245.
24. Rank D., Papesch W., Heiss G., Tesch R. Isotopic composition of river water in the Danube Basin — results

- from the Joint Danube Survey 2 (2007) // *Austrian J. of Earth Sciences*. 2009. V. 102/2. P. 170–180.
25. *Swart P.K.* The oxygen and hydrogen isotopic composition of the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. Suppl. 2. P. S761–S772.
26. *Top Z.* Tritium inventory of the Black Sea // *J. of Environment Radioactivity*. 1999. V. 43. P. 221–229.
27. *Top Z., Clarke W.B.* Helium, neon, and tritium in the Black Sea // *J. of Marine Res.* 1983. V. 41. P. 1–17.
28. *Yakushev E.V., Chasovnikov V.K., Debolskaya E.I. et al.* The northeastern Black Sea redox zone: Hydrochemical structure and its temporal variability // *Deep-Sea Res. II*. 2006. V. 53. P. 1769–1786.

Isotopic Composition of Oxygen and Hydrogen in the Black Sea Water as Tracers of the Water Masses Dynamics

A. V. Dubinin, E. O. Dubinina

The isotopic composition of hydrogen and oxygen in the seawater in the central part and on the continental slope of the Black Sea is studied in detail. The vertical distribution of δD and $\delta^{18}O$ allow us to identify four water masses, from the sea surface to the core of the CIL (Cold Intermediate Layer), from the core of the CIL to the depth 500 m within the pycnocline, deep water mass 500–1750 m and the Bottom Convective Layer (BCL) below 1750 m. The surface layer is homogeneous in the center of the sea, despite the formation of cyclonic and anticyclonic eddies. Major changes of δD and $\delta^{18}O$ values were occurred within the pycnocline below the CIL core to depth 500 m. Salinity was increased by 3‰, the $\delta^{18}O$ value by 0.8‰ and δD by 5‰. Below the depth 500 m to the bottom, including the BCL, δD and $\delta^{18}O$ values remain practically unchanged. The isotopic composition of oxygen and hydrogen of water is linearly related to salinity. This fact allows us to describe the formation of the Black Sea water in a simple model of water mixing of Mediterranean water with hypothetical freshwater component which isotopic composition was formed by the river input, rainfall and evaporation.