

УДК 551.463.8, 551.35, 504.423, 528.855, 581.132, 550.42

## ИЗОТОПНЫЕ МАРКЕРЫ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ВО ВЗВЕСИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2018 г. М. Д. Кравчишина, А. А. Кловиткин, Л. А. Паутова, Н. В. Политова,  
А. Ю. Леин

*Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*  
*e-mail: kravchishina@ocean.ru, lein@ocean.ru*

Поступила в редакцию 24.03.2016 г.

Обсуждаются данные по изотопному составу взвешенного органического углерода ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ ), полученные в водной толще Каспийского моря в летне-осенний период (2008, 2010, 2012 и 2013 гг.). Эти данные позволили судить о преимущественном генезисе органического углерода во взвеси деятельного слоя (0–40 м) водной толщи моря. За репер терригенного ОВ нами принята величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -27\text{‰}$  (PDB), а за репер планктоногенного –  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -20.5\text{‰}$  (PDB). Обнаружены сезонные (раннелетний, позднелетний и осенний) изменения состава взвешенного вещества в деятельном слое моря. Осенью наблюдался сдвиг величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону утяжеления (при слабых “цветениях” фитопланктона) по сравнению с летним сезоном (при массовых скоплениях и феноменальных “цветениях” фитопланктона, приуроченных к области термоклина). Изучена сезонная динамика автохтонной и аллохтонной составляющих взвеси Среднего и Южного Каспия с привлечением материалов по концентрации взвеси и хлорофилла “а”, биомассе фитопланктона и содержанию ВОУ.

DOI: 10.7868/S0030157418010069

### ВВЕДЕНИЕ

Каспийское море-озеро расположено на границе климатических зон – гумидной на западе и северо-западе и аридной на востоке. Примерно с 30-х гг. прошлого века в море фиксируются существенные изменения всех составляющих ее экосистемы [3, 4, 17]. Основные причины – изменение уровня моря и зарегулирование стока Волги, Урала и других рек Каспийского бассейна. В связи с этим исследование вещественно-генетического состава взвеси необходимо для понимания современных процессов седиментации в этом море.

Взвесь (рассеянное осадочное вещество) формируется за счет продукции фитопланктоногенного органического вещества (автохтонного ОВ), за счет поступления терригенного материала (аллохтонного ОВ) со стоком больших и малых рек в гумидной зоне и эоловым путем в аридной зоне.

Автохтонное и аллохтонное ОВ различаются по изотопному составу входящего в них органического углерода ( $\text{C}_{\text{орг}}$ ) в среднем на 5‰, что позволяет судить о генезисе  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси (ВОУ).

Первые результаты массовых определений величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в Каспийском море (на станциях Транскаспийского осевого разреза) в мае–июне 2012 г. показали возможность получения надежной информации о преимущественном генезисе ОВ в верхних слоях (0–30 м) водной толщи [20].

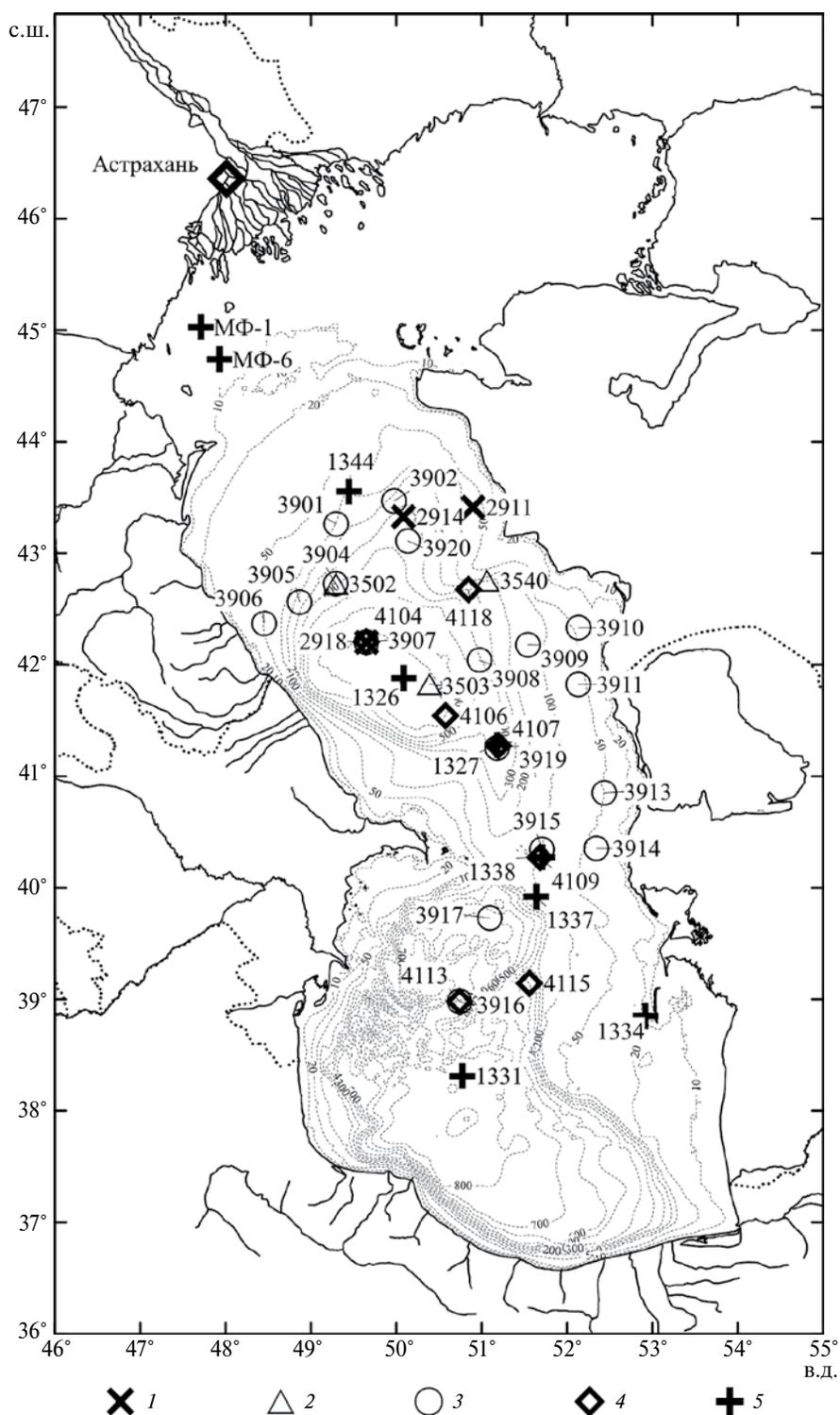
Географическое разделение Каспия на Северный, Средний и Южный согласуется с результатами изотопного анализа  $\text{C}_{\text{орг}}$  во взвеси поверхностного слоя водной толщи.

Цель новой нашей работы – определение источника  $\text{C}_{\text{орг}}$  взвеси Каспийского моря с помощью изотопных маркеров ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ ) летом и осенью с применением комплексного подхода.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал для исследования собран на 14 станциях Транскаспийского разреза в 41-м рейсе НИС “Рифт” с 5 по 31 октября 2012 г. и во 2-м рейсе НИС “Никифор Шуреков” с 21 августа по 12 сентября 2013 г. (рис. 1, табл. 1). Привлечены ранее опубликованные данные по изотопному составу ВОУ, собранные в 29-, 35- и 39-м рейсах НИС “Рифт” в ноябре 2008 г., июне 2010 г. и мае–июне 2012 г. соответственно [7, 10, 20].

Морскую воду для анализа взвеси отбирали по всей толще от поверхности до дна батометрами Нискина после определения интенсивности флуоресценции и распределения кислорода (т.е. с учетом пограничных слоев) с помощью STD-зондов Indronaut Ocean 316 и SBE25 plus. Пробы наилка отбирали с помощью мультикорера (КУМ, Германия) [1, 6].



**Рис. 1.** Карта станций отбора проб взвеси для изучения изотопного состава углерода в рейсах ИО РАН: 1–29-й рейс НИС “Рифт” с 7 по 22.11.2008 г.; 2–35-й рейс НИС “Рифт” с 4 по 19.06.2010 г.; 3–39-й рейс НИС “Рифт” с 21.05 по 9.06.2012 г.; 4–41-й рейс НИС “Рифт” с 5 по 31.10.2012 г.; 5–2-й рейс НИС “Никифор Шуреков” с 21.08 по 9.09.2013 г.

Для определения содержания ВОУ и его изотопного состава ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ ) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолкнистые фильтры GF/F фирмы Whatman ( $\Phi$  фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм).

Величину  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  определяли (после стандартной пробоподготовки) на масс-спектрометре Delta Plus (Германия) с использованием стандарта PDB (аналитик Т. С. Прусакова, ИНМИ РАН). Точность определения  $\pm 0.2\text{‰}$ .



которая у дна достигала 5.12 °С и 6.05 °С в Дербентской и Южно-Каспийской впадинах соответственно.

К концу осени (октябрь–ноябрь 2008 и 2012 гг.) мощность ВКС увеличивалась до 30–50 м вследствие усиления ветрового перемешивания и снижения температуры в этом слое до 13.2 °С в Среднем Каспии и до 22.7 °С в Южном Каспии [1]. Тем не менее, в водной толще по-прежнему выделялись три зоны, указанные выше, смещались лишь их границы [2].

Таким образом, гидрофизические условия в водной толще были характерными для осеннего сезона. Ранее наши исследования показали, что наличие сезонного термоклина во многом определяет вертикальное распределение аллохтонной и автохтонной взвеси в водной толще [7, 14].

**Концентрация взвеси** в поверхностном слое 0–1 м в августе–сентябре 2013 г. изменялась от 0.2 до 1.5 мг/л. Обычно значения ее концентрации в этом слое составляли <0.6 мг/л на большей части акватории Среднего и Южного Каспия и лишь в отдельных случаях достигали и превышали 1 мг/л. Это мелководные районы моря, где отсутствует стратификация водной толщи по температуре и плотности (вблизи о. Огурчинский), а также вблизи Апшеронского порога и на северо-восточном склоне Дербентской впадины.

В Южно-Каспийской впадине концентрация взвеси в слое 0–1 м была несколько выше (0.5 мг/л), чем в Дербентской (0.4 мг/л).

На глубинах 100 м концентрация взвеси варьировала от 0.6 в Среднем до 1.0 мг/л в Южном Каспии.

Несопоставимо высокие концентрации взвеси определены на мелководных станциях (МФ-1 и МФ-6) в области маргинального фильтра р. Волги в Северном Каспии (10 и 4 мг/л соответственно).

В октябре 2012 г. концентрация взвеси в поверхностных водах Среднего и Южного Каспия варьировала от 0.4 до 0.8 мг/л, т.е. колебалась в тех же пределах, что и в августе–сентябре 2013 г., но заметно отличалась от равномерно распределенной более высокой концентрации (0.8 мг/л) взвеси в мае–июне этого же года [1, 7].

Весной–летом 2012 г. концентрация взвеси увеличивалась, видимо, с одной стороны, за счет биомассы фитопланктона (пик “цветения”), а с другой, в связи с поступлением в период половодья речных вод, богатых терригенным ОВ.

**Концентрация хлорофилла “а” и биомасса фитопланктона** рассматривались нами как маркеры обилия автохтонного ОВ в водной толще [7].

В мае–июне 2012 г. высокие концентрации хл “а” (0.6–2.3 мкг/л), в отличие от концентрации взвеси, обнаружены на горизонтах  $\geq 15$ –60 м и были приурочены к глубине залегания сезонного термоклина [7]. В открытых районах моря в холодноводном сообществе доминировали, как правило, диатомовые *Pseudo-nitzschia seriata*, *Dactyliosolen fragilissimus*, а в области зарождающегося сезонного апвеллинга у восточного берега – динофлагеллятами, прежде всего, *Prorocentrum cordatum*, а также *Gonyaulax polygramma*, *Prorocentrum micans* и *Diplopsalis lenticula* [14]. В области термоклина эти микроводоросли образовывали не только массовые скопления, но и формировали “цветения”.

В июне 2010 г. в Среднем и Южном Каспии почти повсеместно в фотическом слое моря по биомассе преобладали диатомовые водоросли (до 99.8%). Только в редких случаях они вытеснялись динофлагеллятами. Как обычно в начале лета высокие концентрации хл “а” были установлены на глубинах 10–45 м, приуроченных к области термоклина. В Дербентской впадине (ст. 3503, глубина 749 м) наиболее высокие концентрации хл “а” (7.6–4.6 мкг/л) были обусловлены высокой биомассой фитопланктона (до 1 гС/м<sup>3</sup>), где основу сообщества составляла динофлагеллята *Gonyaulax polygramma* [15]. В апвеллинге у восточного берега моря концентрация хл “а” в этот сезон достигала 2.8 мкг/л на горизонте 40 м под термоклином (ст. 3532, 41 м). Основу популяции в этих водах составляла крупная диатомовая водоросль *Pseudosolenia calcaravis* (289 мгС/м<sup>3</sup>).

В августе–сентябре 2013 г. в поверхностном слое (0–1 м) концентрация хл “а”, как обычно, достигала наибольших величин в Северном Каспии: до 29.5 мкг/л в пределах изохалин 2–7 епс. Между концентрацией взвеси и хл “а” в поверхностных водах Северного Каспия установлена надежная линейная зависимость:  $y = 2.11x$ ,  $R^2 = 0.95$ ,  $n = 7$ . Синфазное распределение концентрации взвеси и хл “а” отмечалось ранее в Северном Каспии в начале лета [7]. По мере увеличения солености воды до 9.5 епс концентрация хл “а” уменьшалась примерно в три раза. При “нормальной” каспийской солености (11.3 епс) она обычно не превышала 0.5 мкг/л в Среднем Каспии, достигая 1 мкг/л на северо-восточном склоне Дербентской впадины.

В Южном Каспии концентрация хл “а” в поверхностном слое была выше и варьировала от 0.5 до 1.2 мкг/л. Наиболее высокие значения наблюдались в мелководной восточной его части (ст. 1334, у о. Огурчинский) и вблизи Апшеронского порога.

На формирование областей повышенных концентраций пигмента, очевидно, оказывают влияние мезомасштабные вихри, роль которых в этом процессе еще мало изучена [9].

В целом, распределение концентрации хл “а” в августе–сентябре 2013 г., в отличие от начала лета [7], характеризовалось неоднородностью, что хорошо видно на спутниковых изображениях поверхностного слоя моря (по данным сканера цвета MODIS-Aqua). В поверхностном слое 0–1 м в изученный период вегетировали представители тепловодного комплекса, характерные также и для начала лета: *Coscinodiscus perforatus*, *Prorocentrum cordatum* и *Gonyaulax polygramma* [14, 15]. Пятна повышенной концентрации хл “а” (на спутниковых изображениях) соответствовали иным фитоценозам, в которых доминировали цианобактерии *Lyngbya limnetica*, *Phormidium* sp. и динофлагеллята *Prorocentrum cordatum* в Среднем Каспии и зеленая водоросль *Binuclearia lauterbornii* var. *lauterbornii* в Южном Каспии.

Наиболее высокие значения хл “а” (от  $\geq 1$  до 5.7 мкг/л) в Среднем и Южном Каспии в августе–сентябре 2013 г. приурочены к слою сезонного термоклина. Здесь основу фитоценоза составляла динофлагеллята *Gonyaulax polygramma* [14, 15]. В жестко стратифицированном водном слое выделялись две области повышенных значений концентрации хл “а”: сезонный апвеллинг у восточного берега Среднего Каспия (2.2–5.3 мкг/л в слое 17–19 м) и южная периферия Дербентской впадины (2.1 мкг/л, горизонт 27 м). Эти глубины находятся далеко за пределами оптически прозрачного слоя, видимого со спутников, что формировало ложные представления о концентрации хл “а” в области апвеллинга [9]. Прямое изучение проб фитопланктона подтверждает скопление этого пигмента в слое 17–100 м, включая подтермоклинный слой, где в массовом количестве развивалась динофлагеллята *Gonyaulax polygramma* (до  $3.5 \cdot 10^5$  кл/л, 15–16 г/м<sup>3</sup>, 1.6–1.7 гС/м<sup>3</sup>). Вклад этого вида в общую биомассу фитопланктона в позднелетний период достигал 99%.

Распределение концентрации хл “а” в промежуточном и придонном слоях во многом схоже с распределением взвеси. Ее средние значения составили 0.13 мкг/л, а колебания – от следовых значений в глубоководных впадинах до 0.9–1.5 мкг/л на глубине 87 м в области апвеллинга в Среднем Каспии и вблизи о. Огурчинский в Южном Каспии (ст. 1334, горизонт 12 м). Практически повсеместно, где обнаружен придонный нефелоидный слой, выявлено повышение концентрации хл “а” по сравнению с вышележащими горизонтами.

В октябре 2012 г. концентрация хл “а” в поверхностном слое 0–1 м Северного Каспия

варьировала от 2 до 34 мкг/л. В Среднем Каспии она составляла 0.9–1.9 мкг/л, а в Южном – 0.7–1.1 мкг/л. Все эти значения заметно выше концентраций, полученных в начале лета 2012 г. и в конце лета 2013 г. в поверхностном слое [7]. В Среднем Каспии концентрация хл “а” осенью была примерно в два раза выше установленной в ранне- и позднелетний сезоны. При этом, как правило, не наблюдалось повышения концентрации хл “а” в слое термоклина. Колебания его концентрации в ВКС (30–50 м) были соизмеримы с его колебаниями в слое 0–1 м по акватории моря (от 0.5 до 1.9 мкг/л). Вероятно, в конце осени ветровое перемешивание вследствие частых штормов, ослабление стратификации и ряд других факторов обусловили выравнивание концентрации хл “а” в пределах ВКС.

Фитопланктон был сравнительно равномерно распределен в пределах ВКС, не образуя массовых скоплений и крупных “цветений” в октябре–ноябре 2012 г. Его биомасса варьировала от 9.1 до 70.3 мг/м<sup>3</sup> и от 1.0 до 44.5 мгС/м<sup>3</sup> (для Среднего и Южного Каспия). В составе фитопланктона доминировали диатомовые водоросли *Chaetoceros peruvianus* (нередко образуя массовые скопления) и *Thalassionema nitzschioides*, зеленая водоросль *Binocularia lauterbornii* var. и динофлагелляты *Prorocentrum micans*, *Prorocentrum cordatum* и *Gonyaulax polygramma* [16]. При этом клетки всех без исключения доминирующих видов были полностью заполнены хроматофорами. Летом, в условиях высокой освещенности, такие клетки наблюдались лишь на глубинах, соответствующих нижней границе сезонного термоклина – у нижнего предела доступной фотосинтетически активной радиации. Осенью при адаптации микроводорослей к сравнительно низкому уровню освещенности повышается удельная масса фитопигментов в клетках. Таким образом, насыщение клеток хроматофорами, вхождение в состав доминант зеленых водорослей (в хроматофорах которых хлорофилл преобладает над другими пигментами) и накопление детрита приводят к тому, что интегральная концентрация хл “а” в поверхностном слое осенью не уменьшается, а даже несколько увеличивается по сравнению с летним сезоном.

Другой отличительной особенностью исследованных проб в октябре–ноябре 2012 г. было наличие большого количества микрозоопланктона (инфузорий, науплий), а также детрита: фрагментов тел мезозоопланктона (усики, конечности рачков и т.п.) и макрофитов.

В промежуточном и придонном водном слое распределение концентрации хл “а” в октябре

2012 г. соответствовало закономерностям, установленным ранее для летнего сезона [7, 14].

В ноябре 2008 г. распределение хл “а” в пределах ВКС Среднего Каспия было схоже с таковым в октябре–ноябре 2012 г., а его концентрация варьировала от 1.3 до 4.3 мкг/л. В составе фитопланктонного сообщества доминировали, как правило, диатомовые водоросли (*Chaetoceros peruvianus*, *Thalassionema nitzschioides*, *Skeletonema costatum*, *Fragilaria* sp. и др.), биомасса которых достигала 81% (от суммарной биомассы) [16]. Среди динофлагеллят преобладал *Prorocentrum micans*. Кроме того, отмечена повышенная численность зоофлагелляты *Ebria tripartita*.

**Содержание ВОУ** в поверхностном слое (0–1 м) в августе–сентябре 2013 г. изменялось от 14.8% (ст. 1337) до 20.0% (ст. 1344) от валовой концентрации взвеси на шельфе Среднего Каспия (с глубиной до 100 м). При этом над глубоководными Дербентской и Южно-Каспийской впадинами содержание ВОУ в поверхностном горизонте было близким к таковым значениям на шельфе (18.1 и 18.6%).

На шельфе Апшеронского порога (мелководные станции 1337 и 1338) содержание ВОУ в поверхностном слое было заметно ниже (14.8 и 10.9% соответственно). Максимальное содержание ВОУ наблюдалось в подповерхностных слоях (18–36 м), то есть было, приурочено к верхней границе сезонного термоклина. Во всех других вертикальных профилях водной толщи максимум ВОУ наблюдался в слое 0–1 м, а глубже происходило неравномерное уменьшение ВОУ вплоть до дна (рис. 2). Так, на станциях 1326 и 1327 в Дербентской впадине и на станциях 1330 и 1331 в Южно-Каспийской впадине содержание ВОУ на отдельных горизонтах уменьшалось до нуля, а затем снова увеличивалось в нижних слоях водной толщи (станции 1326 и 1327), видимо, за счет латерального перемещения. На других станциях (1339 и 1331) нулевое содержание ВОУ в глубинных водах сохранялось вплоть до поверхности дна. В раннелетний сезон авторы не наблюдали подобного распределения ВОУ в водной толще Каспия [20].

В октябре 2012 г. в ВКС содержание ВОУ в слое 0–40 м варьировало от 21 до 47%, составляя в среднем 34%. Обращает на себя внимание сравнительно равномерное вертикальное и пространственное распределение ВОУ в этот период в отличие от летнего сезона. Это подтверждается данными микроскопических исследований фитопланктона, приведенными выше.

В ноябре 2008 г. в Среднем Каспии наибольшее содержание ВОУ наблюдалось в ВКС: от 2.4 до 47% [10]. Высокое содержание ВОУ соответствует, вероятнее всего, водам, перемещенным из Северного

Каспия постоянным латеральным потоком, направленным вдоль западного берега, и эпизодически возникающими вихрями. В глубинной водной массе (под слоем сезонного термоклина) содержание ВОУ, как правило, уменьшалось в два и более раз. Однако, например, на ст. 14 в Северной впадине (северо-восточная периферия Дербентской впадины) в промежуточном слое 120 м наблюдалось увеличение содержания ВОУ, а затем снова его уменьшение ко дну. Вероятно, латеральное перемещение вещества действует не только в поверхностном слое моря, но и в водной толще [12]. Ранее отмечалось, что осенние течения над впадинами Каспия претерпевают существенные перестройки [1].

**Распределение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ .** В июне 2010 г. в поверхностном слое (0–1 м) на мелководном шельфе Каспия была показана зависимость величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от расстояния от берега: на шельфе с глубинами <50 м максимален вклад изотопно-легкого ВОУ, приносимого с суши, главным образом, с речным стоком [11].

В мае–июне 2012 г. в водной толще Среднего и Южного Каспия значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  варьировали от –29.9 до –21.9‰. При этом в Дербентской впадине и на ее северной периферии наблюдался сдвиг  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону облегчения по сравнению с акваториями, расположенными южнее [7, 20].

В августе–сентябре 2013 г. в поверхностном горизонте (0–1 м) значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в Среднем Каспии оказались близкими к таковым в Северном Каспии (–25.9‰,  $n = 12$ , табл. 2) и утяжелялись в южном направлении: до –25.1‰ на Апшеронском пороге (ст. 1337) и до –24.6‰ в Южно-Каспийской впадине. В направлении с севера на юг по транскаспийскому разрезу наблюдалось уменьшение количества изотопно-легкой терригенной составляющей взвеси, приносимой крупными реками в Северный Каспий. В Южном Каспии, включая склоны Апшеронского порога, значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  были на 1.5–3.0‰ изотопно-тяжелее, чем в Северном Каспии и на севере Среднего Каспия. Подобная закономерность ранее была установлена авторами для раннелетнего сезона [7, 20]. Так в мае–июне 2012 г. поступление аллохтонного ОВ с волжским стоком и дефицит минеральных форм биогенных элементов в поверхностном слое, лимитирующих развитие фитопланктона, сдвигали  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону облегчения в Дербентской впадине и на ее северной периферии по сравнению с более южными акваториями моря.

В Дербентской впадине в поверхностном горизонте в августе–сентябре 2013 г. содержание терригенного ВОУ (–25.7‰) уже заметно уменьшалось. На ее южном склоне (ст. 1327 с глубиной 420 м)

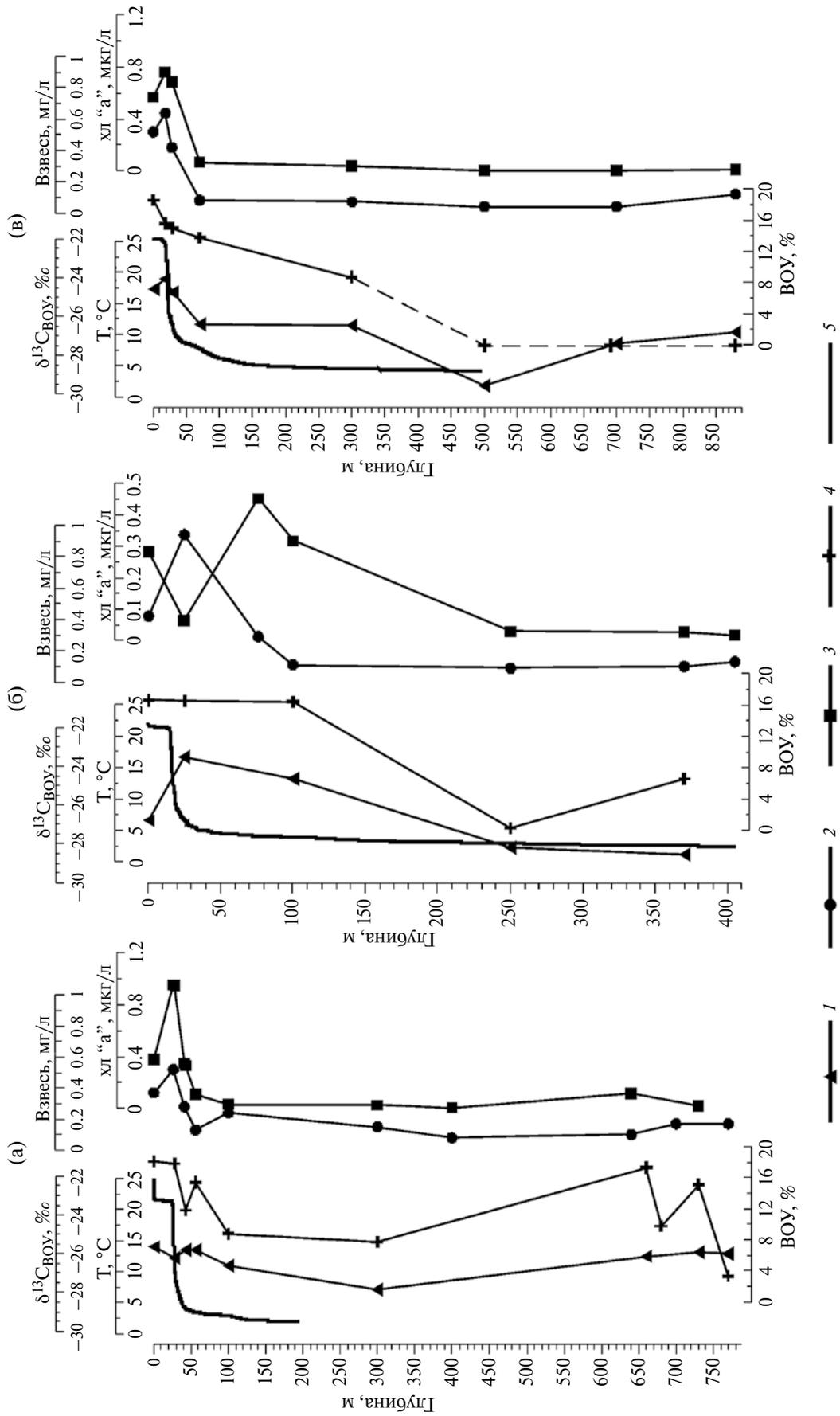


Рис. 2. Вертикальное распределение величины  $\delta^{13}C_{VOC}$  и температуры (1) и содержания ВОУ (2) и температуры (3) в водной толще Среднего и Южного Каспия в августе–сентябре 2013 г. (а–е) и в октябре–ноябре 2012 г. (ж–и): (а) ст. 1326, 41° 50.11' с.ш. и 50° 05.93' в.д., глубина 788 м; (б) ст. 1327, 41° 16.37' с.ш. и 50° 12.07' в.д., 420 м; (в) ст. 1331, 38° 18.80' с.ш. и 50° 46.43' в.д., 890 м; (г) ст. 1337, 39° 55.26' с.ш. и 51° 38.51' в.д., 100 м; (д) ст. 1338, 40° 16.46' с.ш. и 51° 42.47' в.д., 100 м; (е) ст. 1344, 43° 33.21' с.ш. и 49° 26.74' в.д., 102 м; (ж) ст. 4106, 41° 32.58' с.ш. и 50° 34.62' в.д., 690 м; (з) ст. 4113, 38° 58.84' с.ш. и 50° 44.44' в.д., 1005 м; (и) ст. 4118, 42° 40.41' с.ш. и 50° 50.74' в.д., 302 м. Положение станций см. рис. 1.

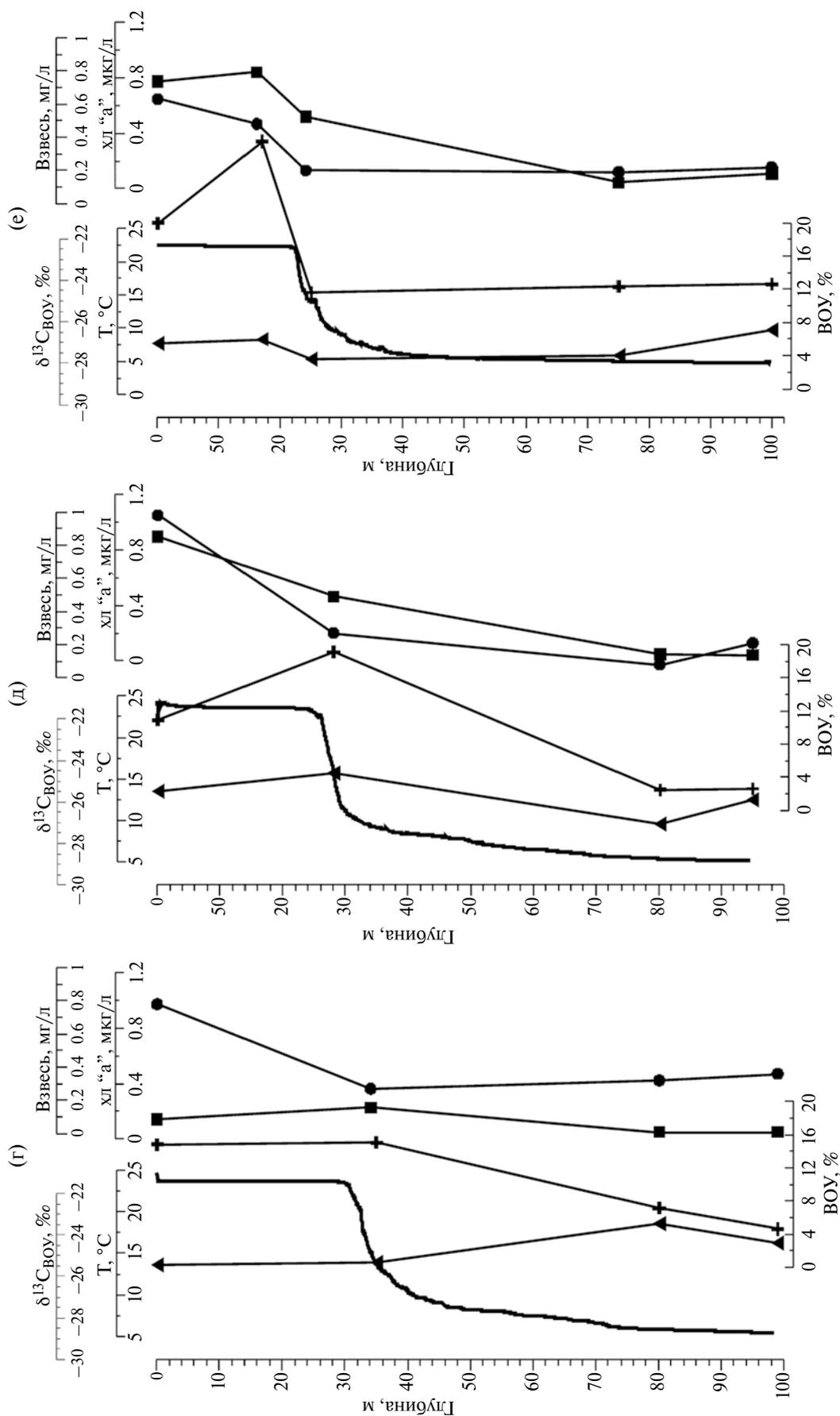


Рис. 2. (продолжение)

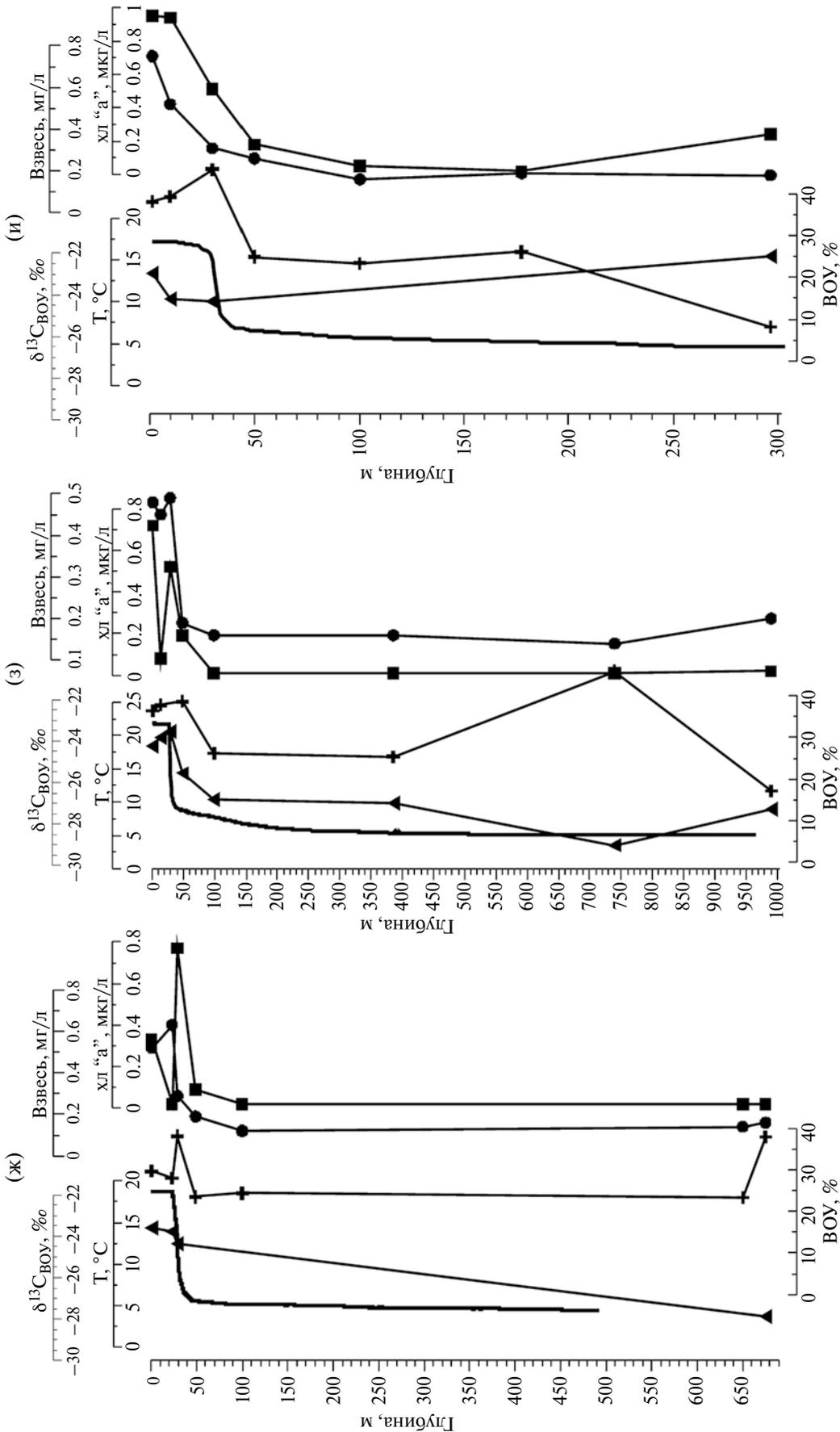


Рис. 2. (окончание)

**Таблица 2.** Усредненные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  и пределы их колебаний в разные сезоны в верхнем слое 0–40 м водной толщи Каспийского моря по новым и ранее опубликованным данным авторов [7, 10, 11, 20]

Сезоны	Район	Число проб	Июнь 2010 г.		Май–июнь 2012 г.		Октябрь 2012 г.			Август–сентябрь 2013 г.		
			Средний	Южный	Средний	Южный	Средний	Южный	Северный	Средний	Южный	
		6			17	5	8	2	10	6		
$\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}, \text{‰}$		–24.0... –21.8	–25.6... –20.9	–23.7... –23.0	–25.6... –23.0	–24.4... –23.0	–26.2... –25.7	–27.8... –23.5	–25.5... –20.5			
		–22.8	–24.34	–23.1	–23.5	–23.8	–26.0	–26.0	–24.1			

в составе ОВ преобладало терригенное вещество (–26.8‰), видимо, смытое со склона и/или поступающее с контурным течением. Есть основания полагать, что в акваторию южной периферии Дербентской впадины заходят потоки, направленные вдоль западного берега моря и содержащие взвесь речного генезиса (р. Волги и рек Северного Кавказа) [1, 7, 12, 18]. Вблизи верхней границы сезонного термоклина на ст. 1327 изотопный состав ВОУ значительно утяжелелся (на 3.3‰) по сравнению с приповерхностным слоем и достигал –23.5‰ (горизонт 27 м), соответствуя области скопления тепловодного сообщества фитопланктона.

Итак, в позднелетний период за репер терригенного ОВ в Каспии можно принять величину –27‰ (ст. 1344). За репер планктоногенного ОВ –20.5‰ (мелководная шельфовая ст. 1334 вблизи о. Огурчинский). Последняя величина изотопно-тяжелее реперного значения, зафиксированного в начале лета 2012 г. ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -21.9... -22.4\text{‰}$ ) вблизи слоя термоклина в Южно-Каспийской впадине и в апвеллинге в Среднем Каспии [7, 20], где динофлагелляты и диатомовые формировали скопления. Однако она близка к значению, установленному в июне 2010 г. в Дербентской впадине:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -20.9\text{‰}$  в области сезонного термоклина (горизонты 16 и 40 м, ст. 1003, глубина моря 749 м), где фиксировалось “цветение” динофлагеллят [11, 15]. Летом в области сезонного термоклина часто обнаруживаются массовые скопления фитопланктона.

Распределение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в августе–сентябре по профилям водной толщи Среднего Каспия довольно равномерное. ОВ в слое 0–1 м обогащено изотопно-легким терригенным  $\text{C}_{\text{орг}}$  (–27.8...–27.6‰). В области термоклина доля планктоногенного ОВ несколько увеличивалась, что соответствует вертикальному распределению фитопланктона.

В Дербентской впадине в поверхностном водном слое значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  мало изменялись вплоть до горизонта 60 м (–25.7...–28.0‰). По мере уменьшения содержания ВОУ на глубине 100–400 м в составе ОВ увеличивалось количество терригенного материала ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -26.0... -27.9\text{‰}$ ). На горизонте 660 м (вблизи верхней границы сероводородного заражения) увеличивалось содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$ , видимо, за счет отмирания аэробных организмов, а в составе ОВ продолжал преобладать терригенный  $\text{C}_{\text{орг}}$  со значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от –25.9 до –26.1‰.

В Южно-Каспийской впадине в августе–сентябре 2013 г. максимум ОВ приходился на верхние 30 м водной толщи ( $\text{ВОУ} = 15.0\text{--}18.6\%$ ), с изотопным откликом, то есть более изотопно-тяжелым

ВОУ ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -24.1...-24.8\text{‰}$ ), обогащенным автохтонным веществом по сравнению с составом ВОУ Дербентской впадины.

В водной толще глубоководных впадин в анаэробных условиях концентрация взвеси обычно мала, а содержание ВОУ достигало следовых значений (табл. 2, рис. 2). Так, в анаэробной водной толще с сероводородом и метаном (глубина  $>660$  м) значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  лежали в пределах от  $-26$  до  $-29\text{‰}$ . Такие значения изотопного состава взвеси могут быть объяснены биогеохимическими процессами [20], а могут быть лабораторным артефактом из-за низкого содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  в пробах, снижающего точность определений. Очевидно, дальнейшие исследования изотопного состава углерода глубинной водной массы позволят прийти к однозначному выводу.

Таким образом, в позднелетний период максимумы содержания ВОУ в верхних горизонтах водной толщи, включая область термоклина, совпадают с максимумами более изотопно-тяжелого ВОУ, обусловленного соответствующим распределением фитопланктона.

В октябре 2012 г. в поверхностном горизонте водной толщи и в области термоклина над Дербентской впадиной значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  колебались в пределах  $-23.0...-23.8\text{‰}$  (станции 4118, 4106, 4107), свидетельствуя о преобладании ОБ планктонного генезиса. Эти значения изотопно-тяжелее величин, установленных для этой акватории в летний сезон, что, в первую очередь, обусловлено обилием детрита и микрозоопланктона в ВКС. Так, в мае–июне 2012 г. значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в поверхностном слое водной толщи (0–1 м) составили  $-25.7\text{‰}$  в Среднем и  $-23.2\text{‰}$  в Южном Каспии. В области сезонного термоклина в начале лета в Среднем Каспии содержалось больше планктоногенного ВОУ, чем в приповерхностном слое ( $\delta^{13}\text{C} = -24.5\text{‰}$ ,  $n = 9$ ), а в Южном Каспии сохранялся преимущественно планктоногенный состав ВОУ в пределах ВКС ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.0\text{‰}$ ,  $n = 4$ ). Такой изотопный состав ВОУ полностью отражал распределение фитопланктона в этот сезон.

На шельфе вблизи Апшеронского порога (ст. 4109) осенью верхний 22-метровый водный слой содержит больше терригенного ВОУ ( $-24.2\text{‰}$ ,  $n = 3$ , рис. 2), чем в Среднем Каспии ( $-23.8\text{‰}$ , табл. 2). Это же значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  ( $-24.2\text{‰}$ ) характеризует поверхностный слой (0–1 м) глубоководной ст. 4113 в Южно-Каспийской впадине. По мере погружения к области сезонного термоклина изотопный состав ВОУ утяжелялся, достигая  $-23.5\text{‰}$  в слое 30 м, по-видимому, за счет увеличения доли детрита в составе взвеси. На восточном склоне впадины в поверхностном слое и слое термоклина в составе взвеси преобладало

автохтонное ОБ со значениями  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.8\text{‰}$  (ст. 4115, рис. 2), достигая максимума на восточном шельфе Южного Каспия:  $-20.5\text{‰}$  (ст. 1334).

Полученные данные позволяют утверждать, что в октябре–ноябре 2012 г., когда в составе речной взвеси доля терригенного ОБ, вероятно, была много меньше, чем в период половодья в мае, а обилие детрита и микрозоопланктона в составе речной и морской взвеси было много больше, то значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в ВКС Среднего и Южного Каспия были близкими и изотопно-тяжелее зафиксированных в летний сезон (табл. 2). Очевидно, сезонные изменения состава ВОУ зависят от периодов “цветения” фитопланктона, интенсивности ветрового перемешивания верхнего слоя водной толщи, а также от величины потока терригенного ОБ. Осенью изотопный состав ВОУ приближается к изотопному составу  $\text{C}_{\text{орг}}$  планктона.

В ноябре 2008 г. в Среднем Каспии преобладало ОБ планктонного генезиса (до  $-21.8\text{‰}$  [10]), то есть величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  были близкими к таковым, полученным в октябре–ноябре 2012 г. (табл. 2). Очевидно, осенью ветровое перемешивание водных масс приводит к усреднению состава взвеси в водной толще. Соответственно для ВКС были получены усредненные величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$ , указывающие, преимущественно, на планктонный генезис ОБ взвеси.

Таким образом, величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  Каспийского моря в летне-осенний период изменялась от  $-27.8$  до  $-20.5\text{‰}$ , что обусловлено присутствием во взвеси терригенного изотопно-легкого ОБ и автохтонного изотопно-тяжелого ОБ, то есть обогащенного изотопом  $^{13}\text{C}$ . Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от  $-22$  до  $-20\text{‰}$  более всего отвечают изотопному составу ВОУ морского планктона (автохтонного ОБ) Каспийского моря, а значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  от  $-27.8$  до  $-26\text{‰}$  больше соответствуют ВОУ привносимого со стоком реки Волги. Проблема разделения величин изотопного состава аллохтонного и автохтонного ВОУ связана с тем, что значительная доля взвеси р. Волги представлена пресноводным фитопланктоном (диатомовые, цианобактерии, зеленые и др.) и его детритом [8]. Аналогичные виды пресноводных водорослей широко распространены в Северном Каспии, изотопный состав которых близок изотопному составу морского фитопланктона Среднего и Южного Каспия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучен генезис взвеси в водной толще Каспийского моря в разные сезоны: раннелетний, позднелетний и осенний. За репер терригенного ОБ нами принята величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -27\text{‰}$ , а за репер планктоногенного –  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -20.5\text{‰}$ . Выявлены сезонные изменения состава взвеси в верхнем

слое водной толщи  $\sim 0$ –40 м в Среднем и Южном Каспии. Состав ВОУ отражает особенности этих изменений.

Во все изученные сезоны в Северном Каспии, как правило, наблюдались изотопно-легкий состав ВОУ и синфазное распределение концентраций взвеси и хл “а”.

В целом, для летнего периода установлено уменьшение количества изотопно-легкой терригенной составляющей взвеси, приносимой крупными реками в Северный Каспий, в направлении с севера на юг (по Транскаспийскому разрезу). Так, в Южном Каспии величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  были на 1.5–3.0‰ изотопно-тяжелее, чем в Северном Каспии. Массовое развитие (“цветение”) фитопланктона (то есть автохтонного изотопно-тяжелого ОВ) в Среднем и Южном Каспии было приурочено к области термоклина. С мая по сентябрь наблюдалась смена ведущих взвесеобразующих факторов.

В раннелетний сезон в Среднем Каспии в состав ВОУ входило фитопланктоногенное ОВ (представленное, главным образом, холодноводным сообществом, состоящим из остатков зимне-весенних “цветений”) и терригенное ОВ (принесенное реками в период весенне-летних половодий). В Южном Каспии терригенного ОВ в составе взвеси в этот период заметно меньше, чем фитопланктоногенного, поскольку туда доходит меньше частиц речного генезиса. Так в Дербентской впадине наблюдался сдвиг величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону облегчения по сравнению с акваториями, лежащими к югу от этой впадины.

В позднелетний сезон (август–сентябрь) во взвеси открытых районов моря преобладал терригенный ВОУ, а планктоногенный к этому времени потреблялся микроорганизмами и частично погружался в более глубокие слои водной толщи [20]. “Цветение” тепловодного сообщества фитопланктона в Среднем и Южном Каспии наблюдалось на глубинах, соответствующих сезонному термоклину, и было приурочено либо к сезонному апвеллингу у восточного берега, либо к мезомасштабным вихрям [14].

Осенью (октябрь–ноябрь) в период сильных штормов верхние слои водной толщи перемещались, усреднялись концентрация и изотопный состав ВОУ в Среднем ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.8\text{‰}$ ) и Южном ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}} = -23.8\text{‰}$ ) Каспии. При этом в слой 0–40 м могло поступать ранее погруженное ОВ из более глубоких слоев водной толщи. Показано, что осенью в ВКС происходило депонирование ВОУ. Он накапливался, преимущественно, в составе биогенного ОВ, представленного микрозоопланктоном, фитопланктоном и детритом (остатки летних “цветений”, фрагменты макрофитов и тел

мезозоопланктона). Погружению ВОУ, накапливающегося в ВКС, очевидно, препятствовало наличие сезонного термо- и пикноклина. В октябре–ноябре фитопланктон относительно равномерно распределялся в ВКС, не образуя массовых скоплений и “цветений”. Однако насыщение клеток хроматофорами (адаптация к относительно низкому уровню освещенности), вхождение в состав доминант зеленых водорослей и накопление детрита в ВКС способствовало тому, что интегральная концентрация хл “а” осенью не уменьшалась, а даже заметно увеличивалась по сравнению с летним сезоном.

Таким образом, наблюдалось неординарное явление, когда осенью при более слабых “цветениях” фитопланктона обнаруживался сдвиг величин  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ВОУ}}$  в сторону утяжеления по сравнению с летним сезоном, когда фиксировались массовые скопления и феноменальные “цветения” фитопланктона, приуроченные к области термоклина. Это утверждение справедливо как для Среднего Каспия, так и, вероятно, для Южного Каспия, но для последнего требуется накопить больше фактических данных.

Выводы о сезонном изменении состава ВОУ в слое  $\sim 0$ –40 м требуют дальнейшего изучения и подтверждения с помощью других биомаркеров.

Авторы благодарят научного руководителя работ академика А. П. Лисицына и начальника экспедиций А. К. Амбросимова за поддержку исследований, В. А. Силкина за помощь при анализе данных по фитопланктону, А. С. Филиппова, И. И. Русанова, А. С. Саввичева, Т. С. Прусакову, Л. В. Демину и А. В. Коржа за помощь в сборе и обработке материала.

Обработка материалов выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 14-27-00114 “Седименто-биогеохимические исследования морей европейской части России (рассеянное осадочное вещество, донные осадки, диагенез). Взаимодействие геосфер, потоки вещества и энергии”. Интерпретация данных проведена в рамках Государственного задания ИО РАН на 2015–2017 гг. по теме № 0149-2014-0026.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амбросимов А.К., Ключиткин А.А., Артамонова К.В. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря в 41-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 5. С. 715–720.
2. Амбросимов А.К., Лукашин В.Н., Буренков В.И. и др. Комплексные исследования системы

- Каспийского моря в 32-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 4. С. 751–757.
3. Духова Л.А., Серебренникова Е.А., Амбросимов А.К., Клювиткин А.А. Гидрохимические исследования глубоководных котловин Каспийского моря в августе–сентябре 2013 г. на научно-исследовательском судне “Никифор Шуреков” // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 1. С. 162–164.
  4. Иванов М.В., Саввичев А.С., Клювиткин А.А. и др. Возобновление сероводородного заражения водной толщи глубоководных впадин Каспийского моря // *Докл. РАН*. 2013. Т. 453. № 1. С. 76–81.
  5. Киселев И.А. Планктон морей и континентальных водоемов. Т. 1. Л.: Наука, 1969. 657 с.
  6. Клювиткин А.А., Амбросимов А.К., Кравчишина М.Д. и др. Комплексные исследования системы Каспийского моря во 2-м рейсе научно-исследовательского судна “Никифор Шуреков” // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 344–347.
  7. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Паутова Л.А. и др. Вертикальное распределение взвешенных веществ в Каспийском море в начале лета // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 6. С. 901–918.
  8. Кравчишина М.Д., Новигатский А.Н., Политова Н.В. и др. Исследование биогенной и абиогенной частей взвеси дельты реки Волги в период весеннего половодья, май 2008 г. // *Водные ресурсы*. 2013. Т. 40. № 2. С. 151–164.
  9. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
  10. Леин А.Ю., Русанов И.И., Клювиткин А.А. и др. Биогеохимические процессы в водной толще Каспийского моря в ноябре 2008 г. // *Докл. РАН*. 2010. Т. 434. № 6. С. 786–790.
  11. Леин А.Ю., Русанов И.И., Кравчишина М.Д., Иванов М.В. О генезисе органического и карбонатного углерода в осадках Северного и Среднего Каспия (по изотопным данным) // *Литология и полезные ископаемые*. 2012. № 4. С. 319–332.
  12. Лукашин В.Н., Амбросимов А.К., Либина Н.В. и др. Комплексные исследования в северной части Каспийского моря в 30-м рейсе научно-исследовательского судна “Рифт” // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 3. С. 472–476.
  13. Лукашин В.Н., Лисицын А.П., Новигатский А.Н. и др. О вертикальных потоках вещества в Каспийском море // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 2. С. 216–255.
  14. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Востоков С.В. и др. Особенности вертикального распределения фитопланктона Каспийского моря в летний период // *Докл. РАН*. 2015. Т. 462. № 4. С. 479–483.
  15. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Силкин В.А., Лисицын А.П. Феномен массового развития инвазивной потенциально токсичной динофлагелляты *Gonyaulax polygramma* в глубоководных районах Каспийского моря // *Докл. РАН*. 2017. Т. 474. № 4. С. 495–500.
  16. Паутова Л.А., Кравчишина М.Д., Силкин В.А. и др. Автохтонная взвесь деятельного слоя Каспийского моря осенью // *Океанология*. 2018. В печати.
  17. Сапожников В.В., Мордасова Н.В., Метревели М.П. Трансформация экосистемы Каспийского моря в период опускания и подъема уровня // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 4. С. 524–533.
  18. Тужилкин В.С., Гончаров А.В. О вентиляции глубинных вод Каспийского моря // *Тр. ГОИН*. 2008. Вып. 211. С. 43–64.
  19. Arar E.J., Collins G. B. Method 445.0. In vitro determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U. S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
  20. Lein A. Yu., Savvichev A.S., Kravchishina M.D. et al. Microbiological and biogeochemical properties of the Caspian Sea sediments and water column // *Microbiology*. 2014. V. 83. № 5. P. 648–660.
  21. Rybakova I.V., Kopelevich O.V., Burenkov V.I. et al. Validation of the satellite bio-optical algorithms in the Caspian Sea // *Current problems in optics of natural waters*. St. Petersburg: Nauka, 2011. P. 196–198.

## **Stable Particulate Organic Carbon Isotopic Composition in the Caspian Sea**

**M. D. Kravchishina, A. A. Klyuvitkin, L. A. Pautova,  
N. V. Politova, A. Yu. Lein**

We have investigated the stable isotopic composition of suspended particulate organic carbon ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ ) in the water column of the Caspian Sea. The samples of suspended particulate matter (SPM) were collected during summer-autumn period in 2008, 2010, 2012 and 2013. These data allowed us to consider the main genesis of organic carbon in the SPM of the surface active water layer (0–40 m). The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$  value of  $-27\text{‰}$  (PDB) we accepted for terrestrially-derived organic matter and the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$  value of  $-20.5\text{‰}$  (PDB) – for predominantly derived from in situ biological production. The seasonal (early summer, late summer and autumn) variations of the SPM composition in the surface active layer of the sea were revealed. In the autumn the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$  was shifted towards heavier values (under weaker “blooming” of phytoplankton) in comparison with the summer season (during large-scale development and phenomenal “blooming” of phytoplankton, confined to the area of the thermocline). We have discussed the similarities and differences in the seasonal dynamics of autochthonous and allochthonous components of the SPM in the Middle and South Caspian also involving data on chlorophyll “a” concentration, phytoplankton biomass and content of POC.