

УДК 551.465(262.5)

ВЛИЯНИЕ ЗИМНЕГО ВЫХОЛАЖИВАНИЯ НА МЕЖГОДОВУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КИСЛОРОДА В ЧЕРНОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ БУЕВ БИО-АРГО

© 2022 г. С. В. Свищев¹, *, А. А. Кубряков¹, **¹Морской гидрофизический институт, Севастополь, Россия

*e-mail: sergsvishchev09@gmail.com

**e-mail: arskubr@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.12.2020 г.

После доработки 08.04.2021 г.

Принята к публикации 18.08.2021 г.

В работе исследуется межгодовая изменчивость вертикального распределения концентрации кислорода и ее связь с температурой, проводится качественная и количественная оценки взаимосвязи зимней конвекции и изменения концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря на основе массива высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. После наиболее суровых зим исследуемого периода, в 2012 и 2017 г., концентрация кислорода в слое условной плотности (σ_θ) 14.25–15.40 кг/м³, увеличивается на 20–100 мкМ по сравнению с теплыми годами. Высокие значения концентрации кислорода наблюдаются в течение всего последующего года и проникают в более глубокие изопикнические слои. Наиболее высокие величины коэффициентов обратной корреляции между концентрацией кислорода в теплый период и зимней температурой приходятся на изопикны 14.4–15.4 кг/м³. Влияние температуры прослеживается вплоть до изопикны 15.4 кг/м³, где резкое снижение температуры вызывает увеличение концентрации кислорода на 20 мкМ. Интенсивность зимней конвекции оказывает значительное влияние на концентрацию кислорода в холодном промежуточном слое и в слоях ниже основного пикноклина.

Ключевые слова: растворенный кислород, зимнее выхолаживание, конвективное перемешивание, глубоководная часть Черного моря, буи Био-Арго

DOI: 10.31857/S0030157422020162

ВВЕДЕНИЕ

Концентрация растворенного кислорода характеризует состояние морской экосистемы, комфортность существования биологических сообществ, интенсивность протекания в ней основных биологических и биохимических процессов, стабильность гидрохимического режима. Черное море – крупнейший меромиктический бассейн Мирового океана, в котором слой ниже 150–200 м характеризуется полным отсутствием кислорода и практически безжизненными условиями [4, 6, 22]. Изменение баланса окислительно-восстановительных реакций в этом бассейне имеет особо важное значение для его экосистемы. Уменьшение толщины слоя кислородсодержащих вод моря может свидетельствовать об изменении и структурной перестройке биогеохимической структуры бассейна [29, 52], снижении продукционного потенциала и экологической устойчивости Черного моря [11, 12]. Современные балансовые представления базируются на квазипериодических вариациях гидролого-гидрохимической структуры вод,

и основываются на комплексном анализе параметров вертикальной стратификации вод Черного моря и глубины залегания границы анаэробных вод за климатический период наблюдений [42, 43].

Изменения распределения кислорода в морской воде являются результатом двух групп процессов: физических (изменения интенсивности конвекционного и ветрового перемешивания вод, а также сезонных изменений термогалинного режима и соответствующего изменения растворимости кислорода) и химико-биологических (продукции кислорода в результате фотосинтеза, потребления кислорода на окисление органического вещества и дыхание гидробионтов).

Одним из механизмов поступления кислорода в нижние слои бассейна является вовлечение обогащенных кислородом поверхностных вод в результате зимнего конвективного перемешивания [23, 35, 36, 54]. Максимум концентрации кислорода в поверхностном слое вод наблюдается в зимний период, а минимум – в летний период,

что определяется преимущественно зависимостью растворимости кислорода от температуры [1]. Растворенный кислород, первоначально увеличивающийся в верхнем квазиоднородном слое, после проникает в нижележащие слои в результате процессов диапикнического перемешивания, связанных с ветровым и динамическим воздействием [53]. Концентрация и запас кислорода в холодном промежуточном слое, а также в других слоях вод ниже зоны фотосинтеза, определяется соотношением интенсивности биогеохимического потребления кислорода и физических обменных процессов.

Роль зимнего выхолаживания в изменении концентрации кислорода в Черном море в сезонных и межгодовых масштабах исследовалась в большом количестве работ. До 50-х годов XX века существовала “конвекционная” гипотеза обновления ХПС и вовлечения кислорода в нижележащие слои вод вместе с зимним перемешанным слоем [5, 7, 28]. Позже на смену ей пришла “адвекционная” гипотеза, согласно которой ХПС формируется в зоне основного черноморского течения (ОЧТ) в северо-западной части моря и оттуда распространяется по всей его акватории [8, 27, 54, 58]. Этот подход уменьшил количественные оценки вклада зимнего выхолаживания в бюджет кислорода центральной части бассейна. Однако развитие данной гипотезы [14–17, 25], согласно которому ХПС может узлокально формироваться в центрах циклонических круговоротов Черного моря в период наибольшего выхолаживания поверхностного слоя вод, вновь изменило представления о роли конвекции в кислородном балансе. На текущий момент вопрос остается открытым – нет единого мнения относительно преобладающей роли какого-либо географического района в формировании холодных промежуточных вод Черного моря [6] и интенсивности этого процесса. Так, в работе [33] была отмечена роль изменений интенсивности ОЧТ на гидролого-гидрохимическую структуру Черного моря: активная циркуляция способствует образованию ХПС и улучшает обмен между северо-западным шельфом моря и открытой частью, будучи сопоставима по своему вкладу с отрицательными аномалиями поверхностной температуры.

В Морском Гидрофизическом институте РАН накоплен большой массив измерений вертикального распределения кислорода [20]. Эти данные были использованы для исследования многолетней изменчивости кислорода в ряде монографий [11, 12], где было показано, что зависимость между содержанием кислорода и глубиной существует лишь для глубин, не превышающих толщины деятельного слоя. Связь с горизонтом условной плотности, по последним оценкам [11, 12], также не такая строгая в силу неконсервативного характера биогеохимической структуры вод моря и от-

сутствия установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием кислорода и его поступлением из атмосферы с одной стороны, и убылью в атмосферу и потреблением на окислительные процессы с другой. Однако данные наблюдений разрозненны по пространству и времени, характеризуются малым количеством измерений в зимний период и низким вертикальным разрешением. Поэтому количественные оценки вклада зимней конвекции в баланс растворенного кислорода до настоящего времени были весьма малочисленными. В работе [37] показано влияние длиннопериодной климатической изменчивости (глобального потепления) на запас кислорода и динамику вертикального распределения концентрации растворенного кислорода в Черном море. В качестве одной из основных причин уменьшения запаса кислорода в верхнем слое вод приводится снижение интенсивности конвективной вентиляции в течение последнего десятилетия. Это объясняется тем, что температура воздуха в холодную зиму является ведущим фактором формирования холодного промежуточного слоя [34, 40, 49], образование которого в свою очередь является преобладающим механизмом вентиляции слоя вод Черного моря между изопикнами 14.4 и 15.4 кг/м³.

В последнее время в Черном море ведутся непрерывные измерения концентрации кислорода при помощи буев Био-Арго [55], а также заякоренных буев Аквалог [50], которые позволяют получить детальную информацию об ее временной изменчивости с высоким вертикальным разрешением. В работах [35, 36, 55] на основе измерений буев Био-Арго продемонстрировано существенное влияние синоптических вихрей на изменчивость концентрации кислорода. В [56] на основе уникального сероводородного датчика (Satlantic SUNA), установленного на бую Арго, продемонстрировано наличие устойчивой междекадной изменчивости нижней границы кислородной зоны и ее связь как с региональными океанографическими процессами (изменение интенсивности ОЧТ, интрузии мраморноморской водной массы), так и с атмосферными процессами (зимнее выхолаживание). В работе [50] на основе наиболее высокочастотных измерений с дискретностью 6 часов на заякоренном профилирующем бую Аквалог показана значительная короткопериодная изменчивость вертикального положения кислорода, а также существенная роль инерционных течений в этих колебаниях.

Цель настоящей работы – первичная оценка влияния зимнего выхолаживания на вертикальную структуру концентрации кислорода и ее межгодовую изменчивость, опирающаяся на массив высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. Была исследована межгодовая изменчивость вертикального распределения кон-

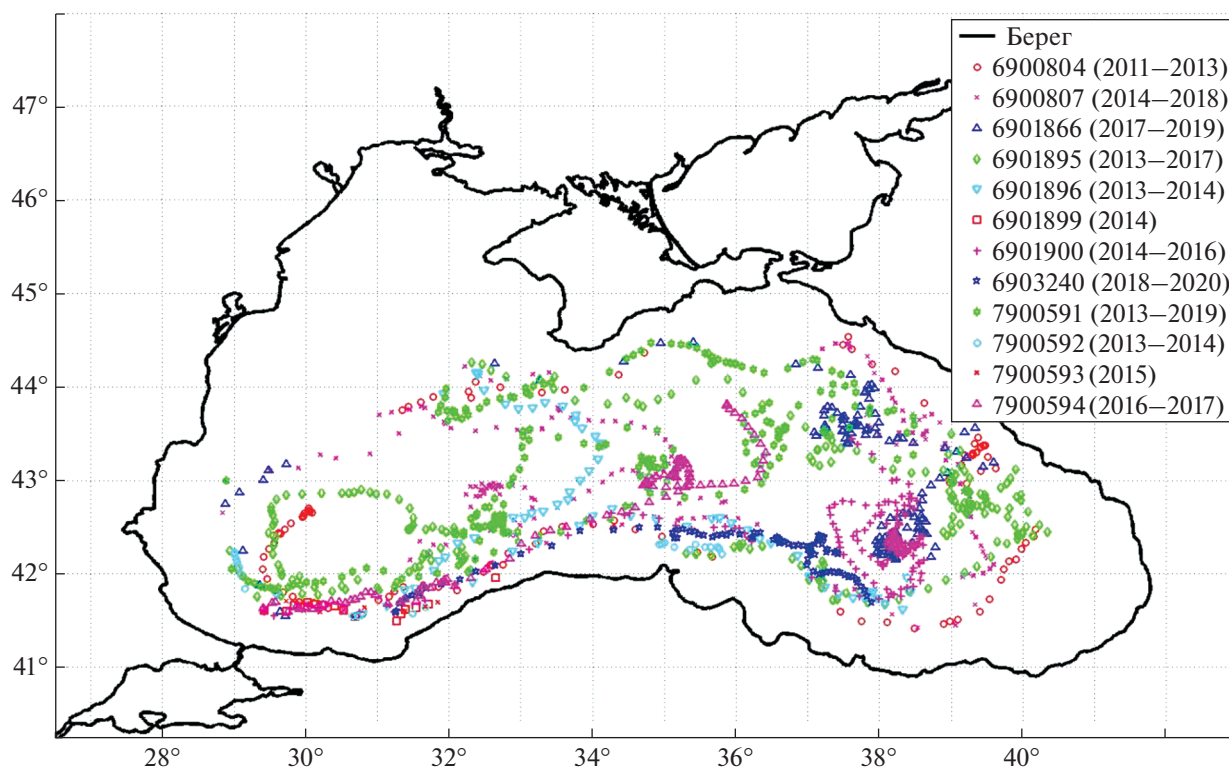


Рис. 1. Пространственное распределение вертикальных профилей концентрации растворенного кислорода, выполненных буйами Био-Арго в глубоководной части Черного моря в период с марта 2011 г.—по январь 2020 г. (в скобках номер буйа и годы его работы).

центрации кислорода и ее связь с температурой, проведена оценка взаимосвязи зимней конвекции и изменения концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для детального исследования влияния зимней конвекции на распределение концентрации кислорода был рассмотрен массив данных, полученных 12 буйами Био-Арго в верхнем 200 м слое вод глубоководной части Черного моря, ограниченной изобатой 1500 м за период с марта 2011 г.—по январь 2020 г. (рис. 1). Данный район выбран как обладающий достаточной горизонтальной однородностью в силу своей удаленности от влияния берегового стока и антропогенной деятельности, что позволяет сравнивать вертикальные профили растворенного кислорода, не учитывая неоднородность их пространственного расположения. Также для данного района характерным является относительно изотропное распределение биомассы фитопланктона в теплый период года и биогенных веществ в течение всего года [29], что уменьшает отклонения, обусловленные продукционно-деструкционными процессами. Массив включает более 1300 профилей концентрации

кислорода с высоким вертикальным разрешением (1 метр) для каждого из рассматриваемых гидролого-гидрохимических параметров [60]. Данные были загружены из архива IFREMER [2]. Измерения растворенного кислорода осуществлялись оптическими кислородными датчиками Aanderaa Oxygen Optode 3830–4330 [30]. Долгосрочные измерения оказались возможны благодаря тому, что буйи Био-Арго большую часть времени проводят на горизонтах, лежащих глубже фотического слоя с низкой температурой воды, что уменьшает биообрастание [32, 41, 55].

Для дальнейшего рассмотрения необходима предварительная оценка качества используемых данных океанографических наблюдений. Вопрос оценки качества данных является особенно актуальным на современном этапе развития наук о море, что связано с ростом как количества океанографических измерений (за счет получения новых натуральных данных, вовлечения архивных данных и участия в международных проектах по обмену данными), так и их качества (за счет применения более совершенных измерительных средств и устройств регистрации данных, обладающих большей точностью измерения).

Проведена статистическая и экспертная оценка качества гидрохимических данных, в том числе

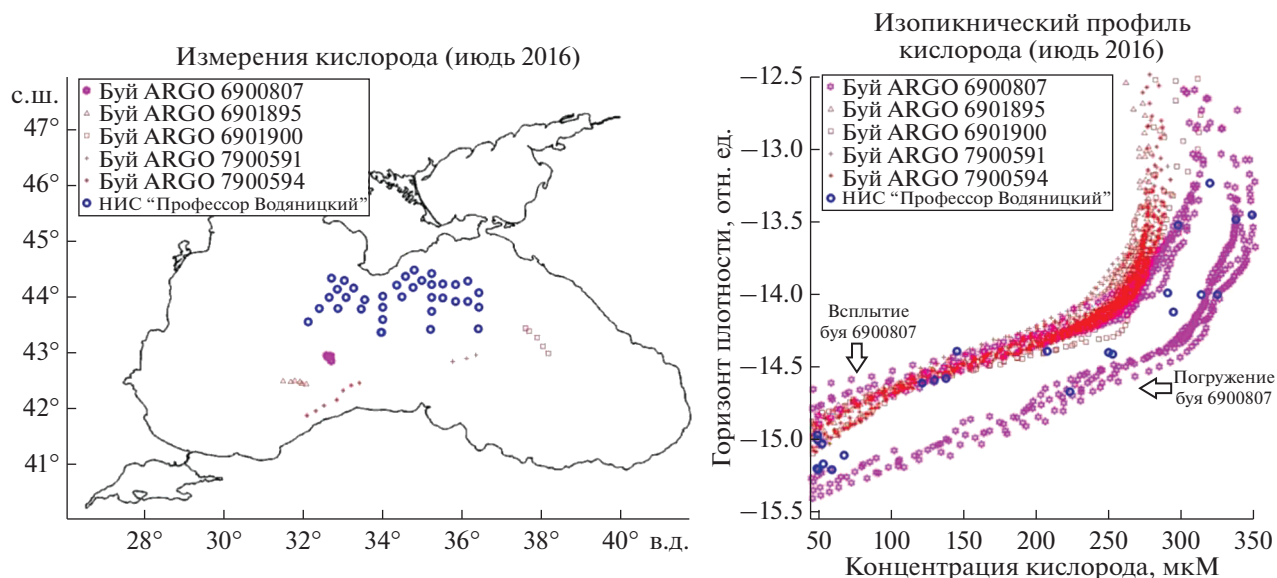


Рис. 2. Сравнение контактных данных буев Био-Арго с измерениями, выполненными на НИС “Профессор Водяницкий”, для глубоководной части Черного моря в июле 2016 г.

по стандартным океанографическим тестам [47], к которым относятся: проверка географических координат вертикальных профилей (попадание на сушу, нереальная скорость перемещения буя), проверка дат профилирования (на резкое нарушение хронологии), проверка отсутствия превышения глубины последнего горизонта по сравнению с глубиной места, проверка наличия инверсий плотности на вертикальных профилях, ошибки гидрологических данных и др.

Сравнение данных буев Био-Арго с натурными измерениями ФГБУН МГИ на НИС “Профессор Водяницкий” (рис. 2) показало наличие ошибки в измерениях буя № 6900807. Растворенный в воде кислород в ходе 87-го рейса НИС “Профессор Водяницкий” (июль 2016 года) измерялся стандартным йодометрическим титрованием по методу Винклера в модификации Романова [13, 38, 44, 59] аликвот воды, батометрически отобранных зондирующим комплексом (STD) “SBE 911plus” с быстродействующим кислородным электрохимическим датчиком (Clark cell) мембранного типа SBE 43 [51]. В цикле погружения измерения буя Био-Арго № 6900807 показывали завышенные концентрации (рис. 3), что возможно было связано с увлечением поверхностных богатых кислородом вод, которые не соответствовали натурным измерениям, выполненным в тот же период, и климатической норме по обобщенным данным (рис. 4). Эти данные были исключены из анализа. В то же время в цикле подъема данные буя достаточно хорошо совпадали с натурными измерениями и эти измерения были оставлены в массиве.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сезонная изменчивость концентрации кислорода по данным буев Био-Арго

Сезонная изменчивость концентрации кислорода в z - и σ_θ -координатах, полученная по измерениям буев Био-Арго за 2014–2020 гг. приведена на рис. 4. Полученные распределения хорошо согласуются с известными, по литературным данным, сезонными особенностями хода O_2 [1, 22]. Наиболее отчетливо сезонные колебания проявляются в верхнем 0–40 м слое. Тонкая структура распределения кислорода в этом слое в значительной степени зависит от протекания процессов фотосинтеза, дыхания организмов, окисления органического вещества, а также интенсивности прогрева и охлаждения вод и скорости обмена с атмосферой и соседними слоями. Максимум кислорода на поверхности наблюдается в зимний период, а минимум в летний период, что определяется преимущественно зависимостью растворимости кислорода от температуры. При этом степень насыщения вод кислородом остается близкой к 100% в течение всего года. Максимум содержания кислорода в поверхностном слое приходится на февраль–март и в среднем составляет 310 μM (при средней поверхностной температуре в феврале 7.8 °C). Минимум приходится на август–сентябрь и в среднем составляет 225 μM (при средней поверхностной температуре в августе 27 °C). Сезонная изменчивость слоя фотосинтетической продукции (10–40 м) выражена существенно слабее, чем в поверхностном слое (сезонная разность 65 μM , вместо 102 μM в по-

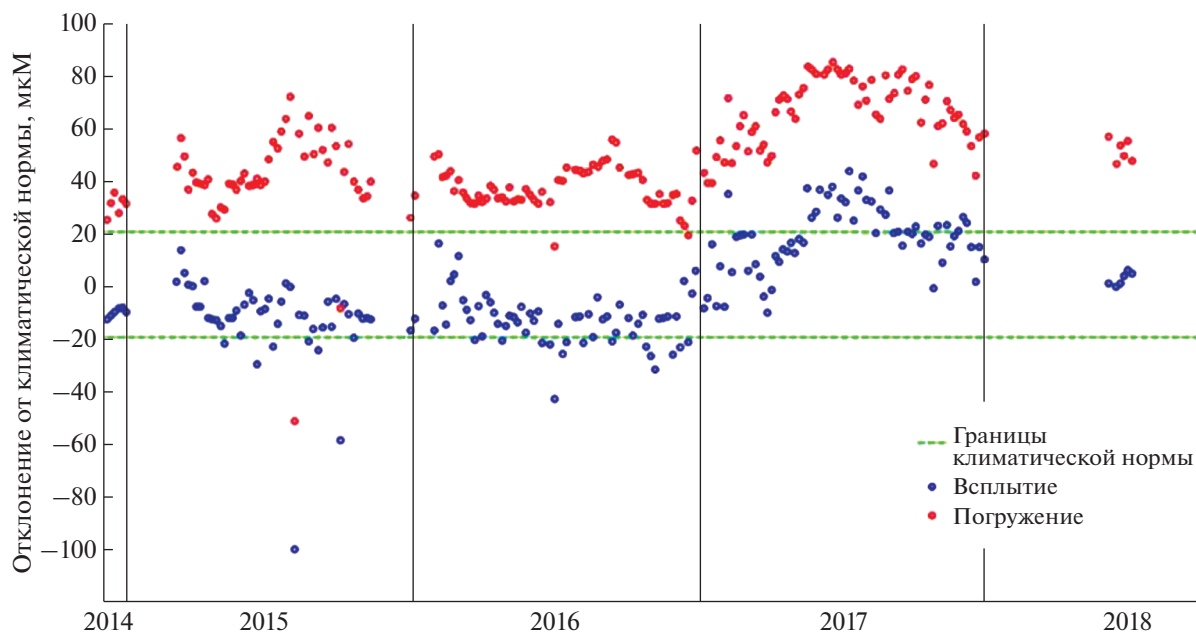


Рис. 3. Отклонение данных о концентрации кислорода, полученных бум № 6900807 при всплытии (синие) и погружении (красные маркеры), от климатической нормы.

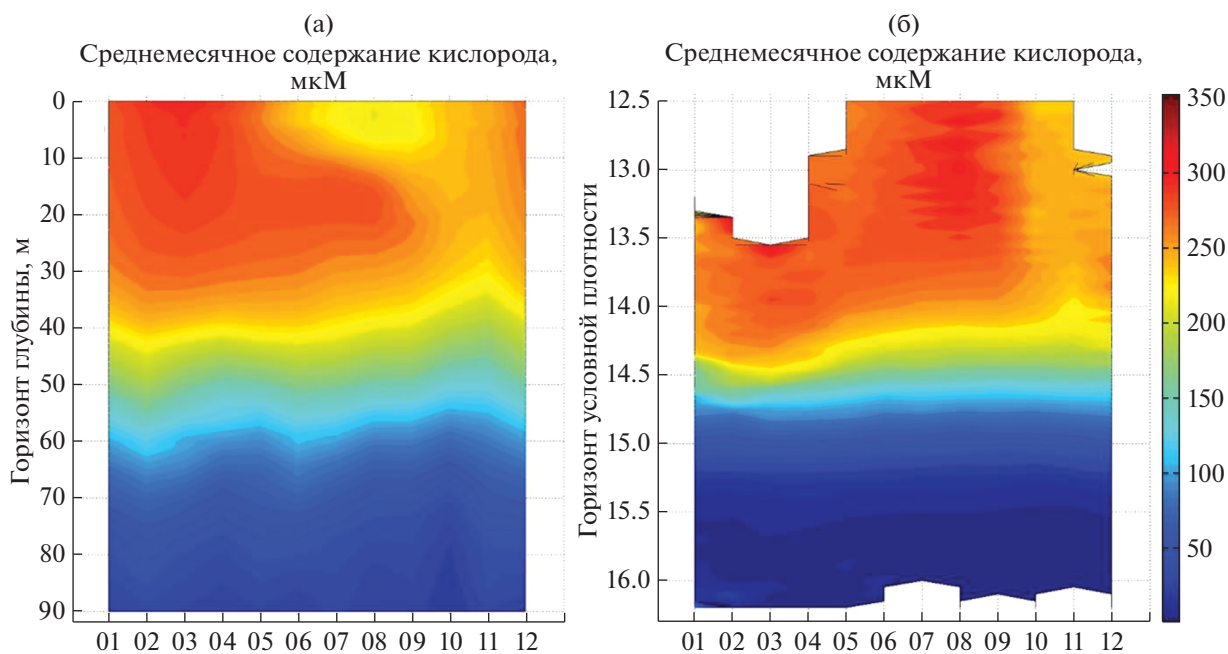


Рис. 4. Сезонный ход среднемесячной концентрации растворенного кислорода (мкмоль/л) на различных горизонтах глубины (м) и условной плотности (усл. ед.) в верхнем слое вод глубоководной части Черного моря (по данным бумв Био-Арго).

верхностном). В летний период в слое 10–40 м возникает подповерхностный максимум, в котором содержание кислорода выше, чем в поверхностном 0–10 м слое на 35 μM (июнь)–65 μM (август), который связан с формированием под-

поверхностного максимума концентрации хлорофилла А. Максимум содержания кислорода приходится на май–июль и в среднем составляет 340 μM , минимум приходится на сентябрь–ноябрь и в среднем составляет 275 μM .

Осенью происходит увеличение абсолютного содержания кислорода по всей акватории моря, связанное с начинающимся в этот период всеобщим охлаждением вод. Естественной границей для вертикального потока кислорода из приповерхностных слоев моря в более глубокие слои вод является основной пикно-халоклин, который соответствует плотности $14.5\text{--}15.0\text{ кг/м}^3$, существенно ограничивающий интенсивность турбулентного обмена [18, 19, 45].

Глубже ядра холодного промежуточного слоя располагается субкислородная зона, принимаемая как слой вод с верхней границей при концентрации кислорода – $10\text{ }\mu\text{М}$, отражающей равновесное состояние вертикального притока кислорода из верхних слоев и его потребления на окисление потока взвешенного органического вещества. Нижняя граница определяется глубиной появления сероводорода и зависит от соотношения потока сероводорода и потока кислорода с интрузиями трансформированных мраморно-морских вод [39, 48]. Поскольку для различных методов определения предел обнаружения сульфид-ионов различен в литературе существуют две оценки нижней границы. По фотометрическому методу определения [48] – $0.3\text{ }\mu\text{М}$ сероводорода, и по йодометрическому [9, 10, 12] – $3\text{ }\mu\text{М}$.

Межгодовая изменчивость концентрации кислорода по данным буев Био-Арго

Средняя по всем буям, вертикальная диаграмма межгодовой изменчивости концентрации кислорода и температуры в глубоководной части моря в 2012–2020 гг. представлена на рис. 5.

В верхнем 30-метровом слое с июня по сентябрь наблюдаются сезонные максимумы концентрации растворенного кислорода, превышающие $300\text{ }\mu\text{М}$, соответствующие слою интенсивной фотосинтетической продукции. В изопикнических координатах (рис. 5а) максимальные концентрации растворенного кислорода, превышающие $250\text{ }\mu\text{М}$ находятся на горизонтах условной плотности $12.5\text{--}14.0\text{ кг/м}^3$ в теплый период года и $13.5\text{--}14.5\text{ кг/м}^3$ зимой. Концентрация кислорода достигает максимума $375\text{ }\mu\text{М}$ в слое максимальной фотосинтетической продукции $10\text{--}30\text{ м}$ (горизонты с плотностью менее 13.5 кг/м^3) летом 2015 года. Вероятной причиной является аномально сильное цветение фитопланктона после серии штормов в августе 2015 г. [46].

Толщина слоя максимальной фотосинтетической продукции, характеризующегося положительным градиентом содержания кислорода более $1\text{ }\mu\text{М/м}$ на верхней границе и менее $1\text{ }\mu\text{М/м}$ на нижней, за рассматриваемый период варьировалась от 19 до 33 м, при средней толщине $27 \pm 2\text{ м}$. Верхняя граница слоя простирается от припо-

верхностного слоя до 16 м (сентябрь 2013), в среднем на 5 м. Нижняя граница находится на горизонтах глубины от 22 (сентябрь 2015) до 53 (май 2018) метров, при среднем значении 34 м. Имеет место ежегодное заглубление слоя с июня по сентябрь, с разной степенью выраженности в зависимости от года.

Верхняя и нижняя границы оксиклина, характеризующегося отрицательным градиентом содержания кислорода более $5\text{ }\mu\text{М/м}$, находятся в изопикнических слоях $14.25\text{--}14.90\text{ кг/м}^3$. Эти горизонты плотности соответствуют для верхней границы – глубинам 29 (ноябрь 2016) – 70 м (март 2012), в среднем 42 м. Нижняя граница – от 48 до 93 м, при среднем значении 64 м. Толщина оксиклина колеблется от 11 до 33 м, при среднем значении 22 м (что дает разность содержания кислорода в воде между верхней и нижней границами оксиклина большую, чем $110\text{ }\mu\text{М} = 22\text{ м} \times 5\text{ }\mu\text{М/м}$).

В 2012 и 2017 высокие концентрации кислорода проникают в более глубокие изопикнические слои. Изолиния концентрации кислорода $250\text{ }\mu\text{М}$ достигает горизонта условной плотности 14.50 кг/м^3 (апрель 2012) и 14.65 кг/м^3 (февраль 2017) при климатической норме 13.70 кг/м^3 , а спустя месяц изолиния концентрации кислорода $150\text{ }\mu\text{М}$ – плотности 14.75 кг/м^3 (май 2012) и 14.80 кг/м^3 (март 2017) при климатической норме 14.50 кг/м^3 . Наиболее наглядно эти изменения видны на диаграмме аномалии кислорода от среднего профиля за весь период измерений (рис. 6а). Видно, что в эти годы имеют место аномальные ($>35\text{ }\mu\text{М}$) повышения содержания кислорода в слое с условной плотностью в диапазоне от 14.25 до 15.15 кг/м^3 , что соответствует холодному промежуточному слою и верхней части промежуточной черноморской водной массы [6]. Причем максимальной величины, превышающей на $80\text{ }\mu\text{М}$ и более климатическую норму, концентрация кислорода достигает в ядре ХПС на горизонтах условной плотности $14.5\text{--}14.6\text{ кг/м}^3$ в первой половине года.

Вероятной причиной такого значительного роста O_2 является зимнее поступление кислорода вследствие температурной конвекции в аномально суровые зимы 2012 и 2017 гг. (рис. 6а). Значительное выхолаживание верхних изопикнических слоев в 2012 и 2017 г. хорошо видно на вертикальной диаграмме температур (рис. 6б). В эти годы температура поверхности снижалась до 6.75° , в результате чего происходило образование ХПС. При этом во время событий интенсивной зимней конвекции холодные поверхностные воды проникают не только в изопикнические слои, соответствующие плотности ВКС, но и в нижележащие плотностные слои в результате процессов диапикнического перемешивания под действием ветра и сдвиговой турбулентности. В частности, подробно процесс такого выхолаживания в 2012 г.

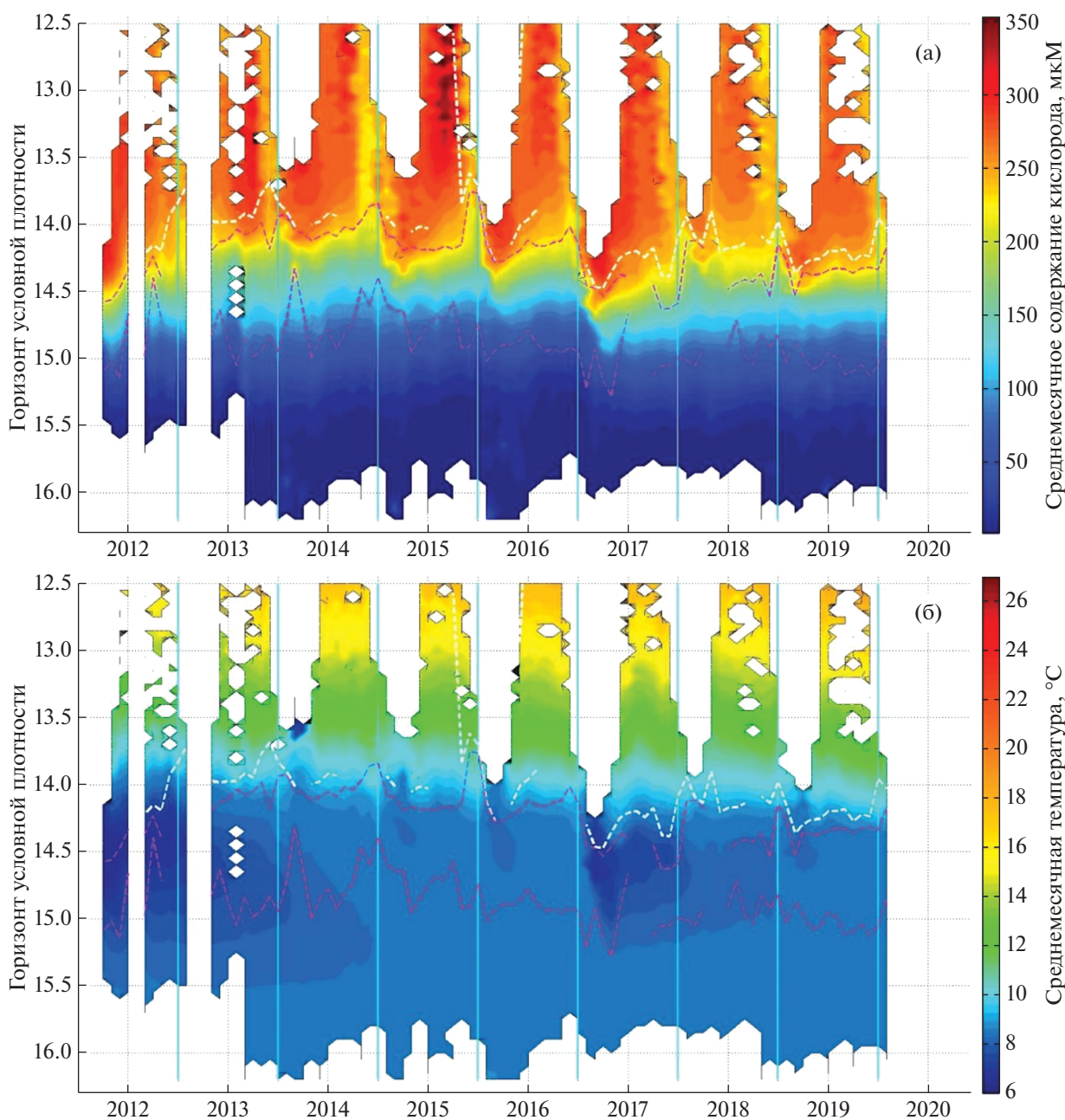


Рис. 5. Средние по всем буям вертикальные диаграммы межгодовой изменчивости концентрации растворенного кислорода (а) и температуры (б) от горизонтов условной плотности для глубоководной части Черного моря в 2012–2020 гг. (белым пунктиром отмечены границы области максимальной фотосинтетической продукции с градиентом концентрации кислорода превышающим $\pm 1 \mu\text{M}/\text{m}$, фиолетовым – границы оксиклина с градиентом $< -5 \mu\text{M}/\text{m}$).

был описан в работе [31]. В 2012 и 2017г холодные воды с аномалией температуры -1.5 и -0.5 соответственно, достигли изопикнических слоев 15.0 – $15.5 \text{ кг}/\text{м}^3$. Так в 2017г отмечено проникновение аномально холодных поверхностных вод (6.75°C) с высоким содержанием кислорода ($290 \mu\text{M}$) до глубины порядка 65 м в холодный промежуточный слой в феврале 2017 года. Зима 2016–2017 оказалась рекордно холодной для значительной

части Европы, в том числе и для Азово-Черноморского региона. Так на побережье Черногории впервые за семь лет выпал снег, а в Болгарии прибрежные воды Черного моря замерзли [24, 26]. Резкое событие увеличения кислорода в 2017 г., произошедшее в результате сильного выхолаживания, было описано по данным буев Био-Арго в работе [37]. В этой работе также было отмечено, что за все время измерения кислорода буями Био-

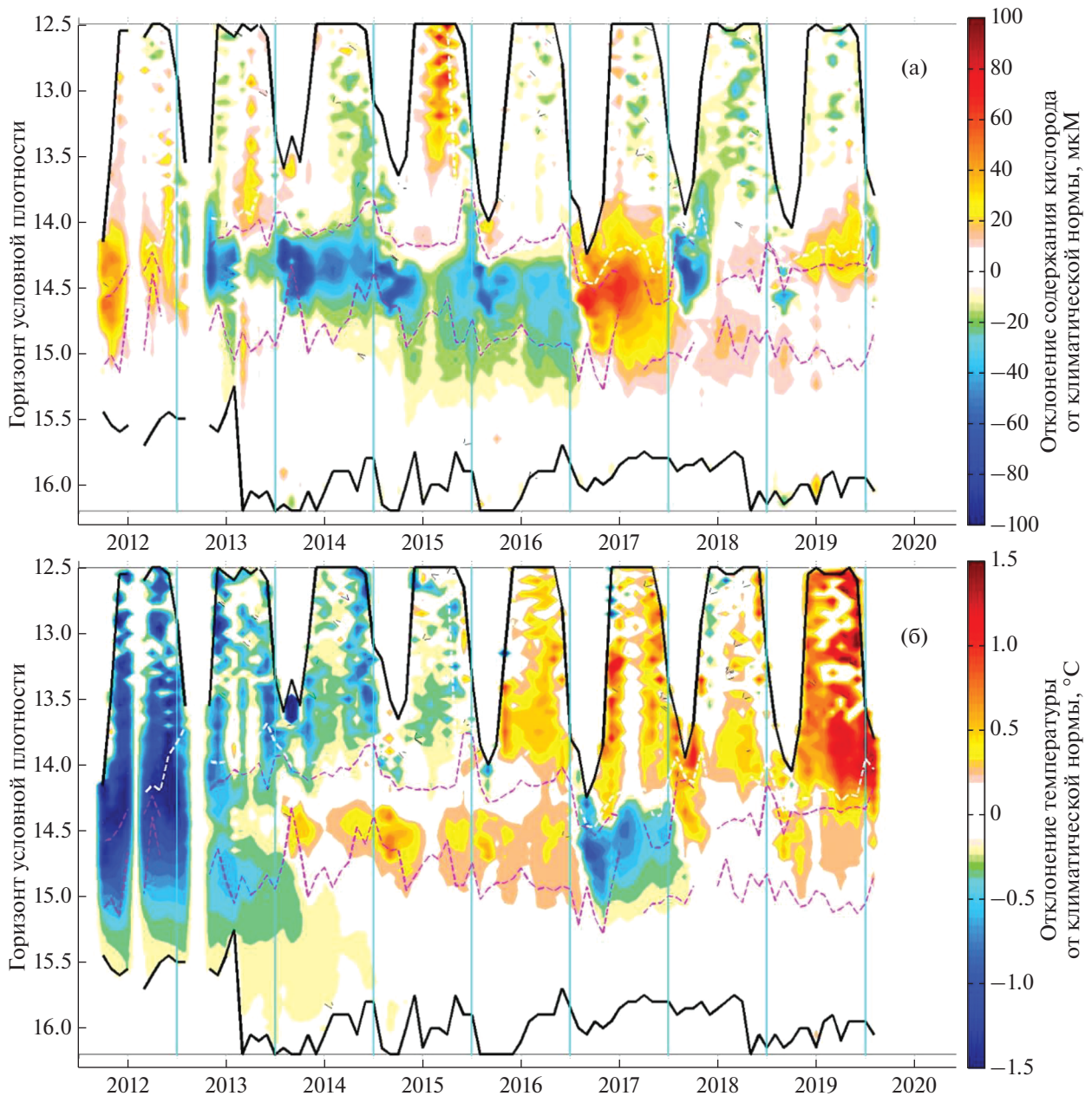


Рис. 6. Средние по всем буям вертикальные диаграммы отклонения среднемесячных значений концентрации кислорода и температуры от климатической нормы на различных горизонтах глубины и условной плотности для глубоководной части Черного моря в 2012–2020 гг. (белым пунктиром отмечены границы области максимальной фотосинтетической продукции, фиолетовым – границы оксиклина).

Арго события подобной интенсивности наблюдались лишь в 2012 и 2017 годах, меньшей интенсивности – в 2015 и 2016 годах, а зимы 2001, 2007, 2009, 2010, 2013 и 2014 годов были настолько теплыми, что не происходило конвективное обновление ХПС. Отметим, что холодная аномалия, образующаяся в результате обновления ХПС, остается в этих слоях в течение 1–2 лет после суровых зим и наблюдается в 2012–2013 и 2017–2018 гг.

Сопоставление диаграммы изменчивости аномалии кислорода и температуры (рис. 6) показывает значительное сходство в изменчивости этих характеристик на горизонтах условной плотности от 14 до 15 $\text{кг}/\text{м}^3$. Наибольшие положительные аномалии концентрации кислорода наблюдались в 2012 и 2017 г., когда аномалии температуры были минимальны. В промежуточный теплый период с 2013 по 2016 гг. положительные аномалии темпе-

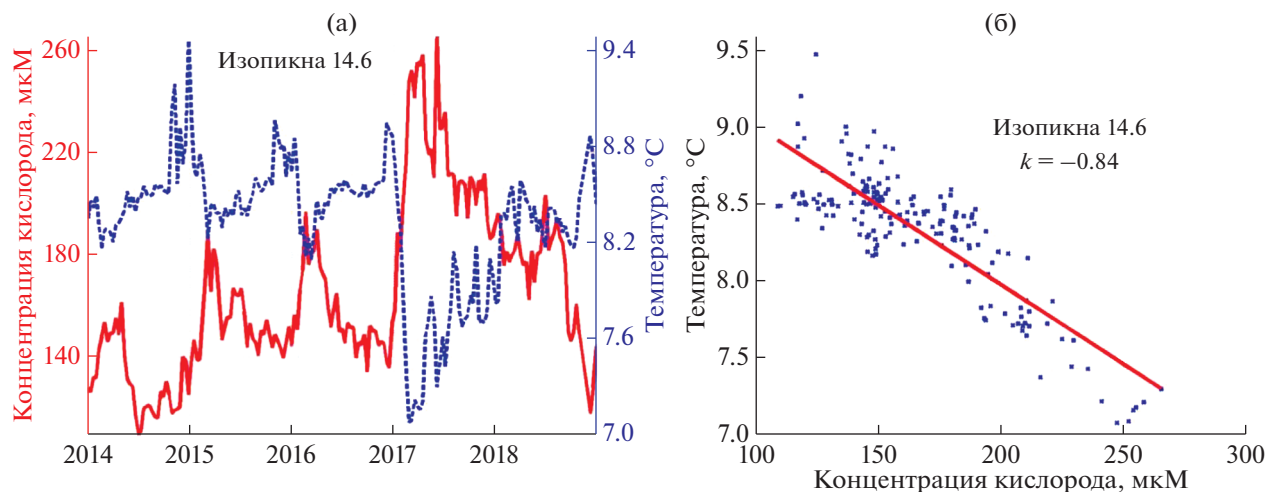


Рис. 7. Временная изменчивость температуры и содержания кислорода (а); диаграмма рассеяния температуры и кислорода (б) на изопикне 14.6 кг/м³ в 2014–2019 гг.

ратуры сопровождалась уменьшением кислорода на 60–80 µM. Для иллюстрации на рис. 7 изображена временная изменчивость и диаграмма рассеяния концентрации кислорода и температуры на изопикне 14.6 кг/м³. Как видно, эти величины находятся в противофазе с высоким коэффициентом корреляции равным -0.85 . Кратковременные события увеличения кислорода на 30–40 µM происходят во время зимнего периода при уменьшении температуры на 0.6°. Наиболее интенсивное событие выхолаживания в 2017 г. выразилось в росте концентрации кислорода на более, чем 120 µM. На протяжении 2017 г. концентрации кислорода оставались высокими и постепенно снижались до средних значений в течении более, чем 2 лет. Зависимость между концентрацией кислорода (D_{OXY}) и температурой (t) на изопикне 14.6 кг/м³ можно в первом приближении аппроксимировать линейной функцией с коэффициентами регрессии (рис. 7б):

$$D_{OXY} = 1005.2 - 100t.$$

Таким образом при уменьшении температуры на 1°, кислород увеличивается на 100 µM. Среднеквадратическое отклонение (СКО) концентрации кислорода от средней регрессионной линии составляет около 33 µM.

Профиль корреляции между изменением концентрации кислорода и температурой на разных изопикнических поверхностях (рис. 8а) показывает, что наибольшая связь между этими параметрами наблюдается в слоях от 14.3 до 15.4 кг/м³. В этих слоях корреляция превышает -0.5 , а в слое 14.4–15.2 кг/м³ составляет около -0.8 . В то же время в вышележащих и нижележащих слоях корреляция близка к 0. Полученный профиль корреляции близок к представленному ранее в

работе [37]. Такое распределение говорит о том, что зимнее выхолаживание играет важную роль в изменчивости содержания кислорода только в промежуточных слоях, а в верхнем фотосинтетическом слое и в нижнем ее определяют другие процессы.

Наглядно влияние температуры на вертикальное распределение концентрации кислорода демонстрирует диаграмма зависимости концентрации кислорода от температуры и плотности (рис. 8б). Как видно наклон изолиний концентрации кислорода наблюдается в слое 14.2–15.4 кг/м³. При этом естественно, что в верхних слоях колебания температуры и кислорода выше, чем в нижних. Так, например, на горизонте условной плотности 15.0 кг/м³ при изменении температуры от 8.7 до 6.5° концентрация кислорода меняется в 4 раза от 50 до 200 µM. Таким образом, такие существенные колебания кислорода в этих слоях вызываются именно влиянием выхолаживания, которое вносит значимый вклад в колебания концентрации кислорода. Сигнал от поверхностного выхолаживания практически не доходит до слоев ниже 15.4 кг/м³, где изменения температуры не превосходят 0.7°. Из-за этого непосредственно вблизи верхней границы субкислородной зоны корреляции между температурой и кислородом не наблюдается.

На диаграмме (рис. 8б) можно условно выделить три слоя вод. Верхний (1), соответствующий водам верхней черноморской водной массы [6], представлен в правой верхней части при значениях условной плотности менее 14.2 кг/м³. В течении года содержание растворенного кислорода в данном слое не понижается ниже 225 µM (конец лета–начало осени), а температура не понижается ниже 8 °C (конец зимы–начало весны), что со-

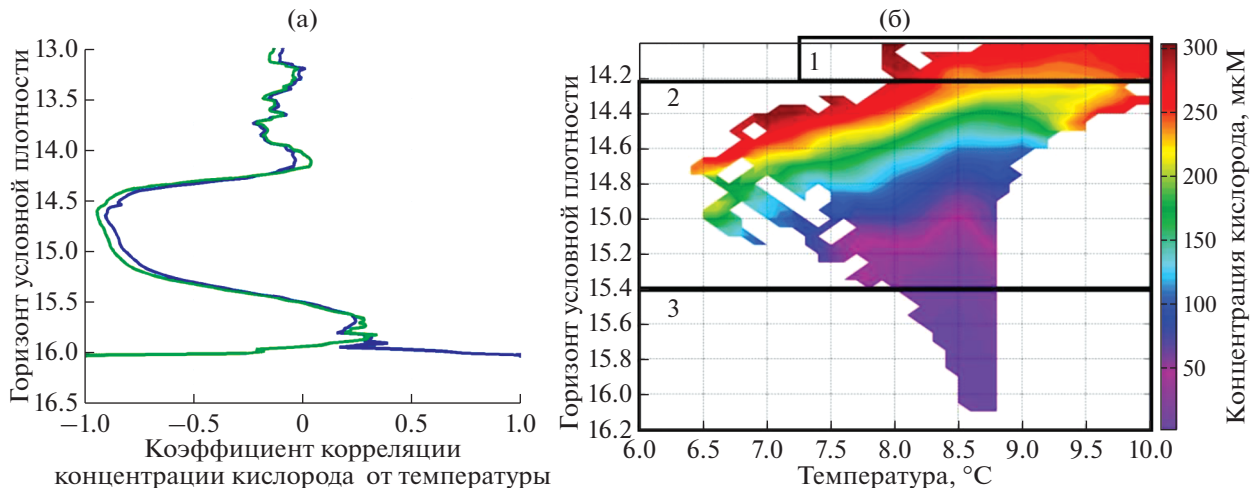


Рис. 8. Корреляция между концентрацией кислорода и температурой на различных изопикнических поверхностях (а); диаграмма зависимости концентрации кислорода от температуры и плотности по данным буев Био-Арго (б).

ответствует оценкам, полученным в работе [21] по материалам банка данных МГИ [3] за 1923–2013 гг. При этом наблюдается обратная зависимость концентрации растворенного кислорода от температуры поверхностных вод, несколько сглаженная за счет фотосинтетической продукции кислорода. Зависимость концентрации растворенного кислорода от горизонта условной плотности выражена слабо, поскольку большую роль здесь играют производственные процессы.

Средний слой (2), соответствует водам холодного промежуточного слоя (центральная часть рис. 8б), а также нижележащим слоям до изопикны 15.5 кг/м^3 . Этот слой отличается большой изменчивостью по содержанию растворенного кислорода: от 50 до 300 мкМ . При этом изооксигены показывают квазилинейную обратную зависимость температуры и концентрации кислорода: при понижении температуры от 8.5 до 6.5°C , концентрация кислорода увеличивается примерно на $130\text{--}160 \text{ мкМ}$ от значений характерных для данного горизонта условной плотности. Этот слой подвержен как непосредственному влиянию зимней конвекции, так и процессам интенсивного диапикнического перемешивания. Последние связаны в частности с зимней интенсификацией ОЧТ [53], которое приводит к проникновению кислорода ниже слоя ХПС вплоть до изопикны 15.5 кг/м^3 (нижней части оксиклина).

Нижний слой (3), представлен частью промежуточной черноморской водной массы, содержащей растворенный кислород в количествах, превышающих аналитический минимум. Влияние сезонного хода на содержание кислорода и температуру рассматриваемой водной массы мало, данные характеристики не превышают 50 мкМ и 9°C соответственно. При этом наблюдается выра-

женная зависимость концентрации растворенного кислорода от горизонта условной плотности, описанная еще в работе [44]. Эта зависимость плавно изменяется в масштабах нескольких лет, предположительно, за счет изменения поступления органического вещества из вышележащих слоев, а также растворенных и взвешенных форм марганца и железа из нижележащих.

ВЫВОДЫ

Проведен анализ влияния зимнего выхолаживания на вертикальную структуру концентрации кислорода и ее межгодовую изменчивость с использованием массива высокочастотных измерений буев Био-Арго за 2011–2020 гг. Описана сезонная и межгодовая изменчивость вертикального распределения концентрации кислорода за рассматриваемый период и ее связь с температурой, проведена оценка взаимосвязи зимней конвекции на изменение концентрации кислорода в различных изопикнических слоях глубоководной части Черного моря. В качестве индикатора суровости зимы и интенсивности вертикального перемешивания использовались значения зимней минимальной температуры поверхности моря.

После наиболее суровых зим исследуемого периода, в 2012 и 2017 г., наблюдаются аномальные повышения содержания кислорода, достигающие $20\text{--}100 \text{ мкМ}$ по сравнению с теплыми годами. Рост фиксируется в слое с условной плотностью $14.25\text{--}15.4 \text{ кг/м}^3$ по крайней мере в течении всего последующего года. Относительно высокие концентрации кислорода после таких зим проникают в значительно более глубокие изопикнические слои. Высокие величины коэффициентов обратной корреляции ($k = -0.8$) на межгодовых мас-

штабах между концентрацией кислорода в теплый период и зимней температурой приходится на изопикны 14.4–15.4 кг/м³. Таким образом, интенсивность зимней конвекции оказывает значительное влияние на концентрацию кислорода не только в слое ХПС, но и в слоях ниже основного пикноклина.

Источники финансирования. Исследование межгодовой изменчивости концентрации кислорода выполнено в рамках выполнения госзадания 0555-2019-0001 (шифр “Перспективные методы”), анализ влияния зимнего перемешивания на изменчивость концентрации кислорода выполнен при поддержке гранта РФФ 19-77-00029, анализ качества контактных измерений буев Био-Арго выполнен при поддержке гранта РФФ 19-77-00029.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 343 с.
2. Архив Ifremer (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer): [site]. URL: ftp://ftp.ifremer.fr (дата обращения 03.02.2020)
3. Банк океанологических данных Морского гидрофизического института (БОД МГИ) URL: http://bod-mhi.ru
4. *Еремеев В.Н., Иванов Л.И., Коновалов С.К. и др.* Роль потоков кислорода, сульфидов, нитратов и аммония в формировании гидрохимической структуры основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 1. С. 64–82.
5. *Зубов Н.Н.* Морские воды и льды. М.: Гидрометеиздат, 1938. 451 с.
6. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ Гидрофизика, 2011. 212 с.
7. *Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Черном море // Труды Азово-Черноморской научно-промысловой экспедиции. 1932. № 10. 272 с.
8. *Колесников А.Г.* Годовой ход температуры, устойчивости и вертикального турбулентного обмена тепла в открытой части Черного моря // Тр. МГИ АН СССР. 1953. Вып. 3. С. 3–13.
9. *Кондратьев С.И., Видничук А.В.* Особенности вертикального распределения кислорода и сероводорода в Черном море по экспедиционным данным Морского гидрофизического института в 1995–2015 годах // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34. № 5. С. 422–433. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-422-433>
10. *Кондратьев С.И., Видничук А.В.* Вертикальное распределение кислорода и сероводорода в Черном море в 2016 г. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 3. С. 91–99.
11. *Коновалов С.К., Видничук А.В., Орехова Н.А.* Пространственно-временные характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 106–119.
12. *Коновалов С.К., Еремеев В.Н.* Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря. Севастополь: ЭКОСИ – Гидрофизика, 2012. 358 с.
13. *Коновалов С.К., Романов А.С.* Спектрофотометрический и йодометрический методы определения сероводорода в Черном море: сравнение результатов анализа // Морской гидрофизический журнал. 1998. № 4. С. 70–80.
14. *Латун В.С., Ястреб В.П.* Новые представления о формировании холодного промежуточного слоя Черного моря в центрах циклонических круговоротов вод // III съезд советских океанологов: Тезисы докладов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 121.
15. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 986–989.
16. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
17. *Овчинников И.М., Титов В.Б., Кривошея В.Г. и др.* Основные гидрофизические процессы и их роль в экологии вод Черного моря // Океанология. 1993. Т. 33. № 6. С. 801–807.
18. *Подымов О.И., Зацепин А.Г., Островский А.Г.* Вертикальный турбулентный обмен в Черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 546–559. <https://doi.org/10.7868/S0030157417040049>
19. *Самодуров А.С., Кульша О.Е., Белокопытов В.Н.* Стационарная модель вертикального обмена в Черном море для реальной геометрии бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2006. Т. 14. С. 517–523.
20. *Свищев С.В.* Оценка качества данных по кислороду в Черном море за период 1923 – 2007 гг. // Системы контроля окружающей среды. 2011. Т. 15. С. 208–212.
21. *Свищев С.В., Полонский А.Б.* Сезонные и десятилетние изменения концентрации кислорода в поверхностных водных массах Черного моря // Системы контроля окружающей среды. 2014. Т. 20. С. 153–156. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1793.7686>
22. *Скопичев Б.А.* Формирование современного химического состава Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 336 с.
23. *Стунжас П.А.* Система кислорода в Черном море // Система Черного моря. М.: Научный мир, 2018. С. 171–191. <https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.171>
24. *Сывороткин В.Л.* Состояние озонового слоя и погодные аномалии в Северном полушарии зимой 2016–2017 гг. // Пространство и Время. 2017. № 1. С. 214–224.
25. *Титов В.Б.* Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовые обновления холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 2003. № 2. С. 176–184.

26. Федоренко А.В. Особенности ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе зимой 2016–2017 г. // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 364. С. 193–202.
27. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря. М.: Наука, 1968. 136 с.
28. Шпиндлер И.Б., Врангель Ф.Ф. Материалы по гидрологии Черного и Азовского морей, собранные в экспедициях 1890 и 1891 гг. // Зап. по гидрографии. 1899. Вып. XX.
29. Юнев О.А., Коновалов С.К., Великова В. Антропогенная эвтрофикация в пелагической зоне Черного моря: долговременные тренды, механизмы, последствия. М.: ГЕОС, 2019. 164 с. <https://doi.org/10.34756/GEOS.2019.16.37827>
30. Aanderaa Oxygen Sensor: [site]. <https://www.aanderaa.com>
31. Akpinar A., Fach B., Oguz T. Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // Deep Sea Res. I. 2017. V. 124. P. 140–152. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.002>
32. Bittig H.C., Koertzing A., Neill C. et al. Oxygen Optode Sensors: Principle, Characterization, Calibration, and Application in the Ocean // Front. Mar. Sci. 2018. 4:429. P. 1–25. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00429>
33. Capet A., Barth A., Beckers J.-M. et al. Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to atmospheric patterns // Deep-Sea Res. Part II. 2012. V. 77–80. P. 128–142. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.010>
34. Capet A., Troupin C., Carstensen J. et al. Untangling spatial and temporal trends in the variability of the Black Sea Cold Intermediate Layer and Mixed Layer Depth using the DIVA detrending procedure // Ocean Dynamics. 2014. V. 64(3). P. 315–324. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0683-4>
35. Capet A., Stanev E.V., Beckers J.-M. et al. Recent decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences Discussions. 2015. V. 12(19). P. 16233–16253. <https://doi.org/10.5194/bgd-12-16233-2015>
36. Capet A., Stanev E., Beckers J.-M. et al. Decline of the Black Sea oxygen inventory // Biogeosciences. 2016. V. 13(4). P. 1287–1297. <https://doi.org/10.5194/bg-13-1287-2016>
37. Capet A., Vandenbulcke L., Gregoire M. Climate change induced a new intermittent regime of convective ventilation that threatens the Black Sea oxygenation status // Biogeosciences Discussions. 2020. <https://doi.org/10.5194/bg-2020-76>
38. Carpenter J.H. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method // Limnol. Oceanogr. 1965. V. 10. P. 141–143.
39. Glazer B., Luther G.W., Konvalov S.K. Spatial and temporal variability of the Black Sea suboxic zone // Deep-Sea Res. Part II. 2006. V. 53. P. 1756–1768. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.03.022>
40. Ivanov L., Belokopytov V., Ozsoy E. et al. Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales // Mediterr. Mar. Sci. 2000. V. 1. P. 61–74.
41. Johnson K.S., Berelson W.M., Boss E.S. et al. Observing biogeochemical cycles at global scales with profiling floats and gliders // Oceanography. 2009. V. 22. № 3. P. 216–225. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.81>
42. Konvalov S.K., Eremeev V.N., Suvorov A.M. et al. Climatic and antropogenic variations in the sulfide distribution in the Black Sea // Aquatic Geochemistry. 1999. V. 5. P. 13–27.
43. Konvalov S.K., Ivanov L.I., Murray J.W. et al. Eutrophication: a plausible cause for changes in hydrochemical structure of the Black Sea anoxic layer // Environmental degradation of the Black Sea: Challenges and Remedies. Springer Netherlands, 1999. P. 61–74.
44. Konvalov S.K., Tugrul S., Basturk O. et al. Spatial isopycnal analysis of the main pycnocline chemistry of the Black Sea: seasonal and interannual variations // Sensitivity to change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea Springer Netherlands, 1997. P. 197–210.
45. Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G. et al. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // Journal of Marine Systems. 2016. V. 163. P. 80–94. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006>
46. Kubryakov A.A., Mikaelyan A.S., Stanichny S.V. Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // Journal of Marine Systems. 2019. V. 139. P. 103220. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.103220>
47. Manual of quality control procedures for validation of oceanographic data. UNESCO Manuals and Guides. UNESCO, 1993. № 26. 436 p.
48. Murray J.W., Yakushev E.V. The suboxic transition zone in the Black Sea // Past and Present Water Column Anoxia. Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences. Dordrecht: Springer, 2006. V. 64. P. 105–138. https://doi.org/10.1007/1-4020-4297-3_05
49. Oguz T., Besiktepe S. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. Part I. 1999. V. 46. P. 1733–1753.
50. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Solovyev V.A. et al. The short timescale variability of the oxygen inventory in the NE Black Sea slope water // Ocean Science. 2018. V. 14. P. 1567–1579. <https://doi.org/10.5194/os-14-1567-2018>
51. SBE 43 Dissolved Oxygen Sensor: [site]. <https://www.seabird.com/oxygen-sensors/sbe-43-dissolved-oxygen-sensor>
52. Pakhomova S., Vinogradova E., Yakushev E. et al. Interannual variability of the Black Sea Proper oxygen and nutrients regime: the role of climatic and anthropogenic forcing // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2014. V. 140. P. 134–145.
53. Podymov O., Zatsepin A., Kubryakov A. et al. Seasonal and interannual variability of vertical turbulent exchange coefficient in the Black Sea pycnocline in 2013–2016 and its relation to variability of mean kinetic energy of surface currents // Ocean Dynamics. 2020. V. 70 (2). P. 199–211.

54. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L. et al.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: comparisons of numerical simulations, survey and satellite data // *Journal of Marine Research*. 2003. №1. P. 59–99.
55. *Stanev E., He Y., Grayek S., Boetius A.* Oxygen dynamics in the Black Sea as seen by Argo profiling floats // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40(480). P. 3085–3090. <https://doi.org/10.1002/grl.50606>
56. *Stanev et al.* Understanding the dynamics of the oxic-anoxic interface in the Black Sea // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 864–871. <https://doi.org/10.1002/2017GL076206>
57. *Stanev E.V., Peneva E.L., Chtirkova B.* Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // *J. Geophys. Res. Oceans*, 2019b. V. 124. P. 4803–4819. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>
58. *Staneva J.V., Dietrich D., Stanev E.V., Bowman M.J.* Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // *J. Mar. Sys.*, 2001. № 3. P. 137–157.
59. *Winkler L.W.* Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffes // *Chem. Ber.* 1888. 21. P. 2843–2855.
60. *Xing et al.* Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo floats: Chlorophyll a retrieval // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. Iss. C6. C06020. <https://doi.org/10.1029/2010JC006899>

Impact of Winter Cooling on Interannual Vertical Oxygen Distribution Variability in the Black Sea with Bio-Argo Floats

S. V. Svishchev^{a, #}, A. A. Kubryakov^{a, ##}

^a*Marine Hydrophysical Institute, Sevastopol, Russia*

[#]*e-mail: sergsvishchev09@gmail.com*

^{##}*e-mail: arskubr@yandex.ru*

This work studies the effect of winter cooling on the vertical oxygen structure and its interannual variability based on high-frequency measurements data of Bio-Argo floats for 2011–2020. The interannual vertical oxygen distribution variability and its relationship with temperature is investigated, a qualitative and quantitative assessment of the relationship between winter convection and changes in oxygen concentration in various isopycnal layers of the deep-water part of the Black Sea is carried out. After the most severe winters of the studied period, in 2012 and 2017, the concentration of oxygen in the layer with a relative density of 14.25–15.4 increases by 20–100 μM compared to warm years. High values of oxygen concentration are observed throughout the next year and penetrate into much deeper isopycnal layers. The highest values of the inverse correlation coefficients between the oxygen concentration in the warm period and winter temperature fall on isopycnal layers 14.4–15.4. The effect of temperature can be traced up to isopycnal layer 15.4, where a sharp decrease in temperature causes an increase in oxygen concentration by 20 μM . Thus, the intensity of winter convection has a significant effect on the oxygen concentration not only in the CIL layer, but also in the layers below the main pycnocline.

Keywords: dissolved oxygen, winter cooling, convective mixing, deep part of the Black Sea, Bio-Argo floats