

УДК 551.463.8(262.5)

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЙ ПОТОК ВЗВЕШЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ФОСФОРА В ПЕЛАГИАЛИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2018 г. А. В. Пархоменко¹, А. С. Кукушкин²¹ *Институт морских биологических исследований им. А. В. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия*² *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
e-mail: parkhomenko.al@yandex.ua,
kukushkinas@mail.ru*

Поступила в редакцию 18.06.2015 г., после доработки 28.08.2016 г.

По данным многолетних наблюдений взвешенного органического фосфора ($P_{\text{ВОВ}}$) получены оценки внутригодовой изменчивости среднемесячных (средневзвешенных) его концентраций в зоне фотосинтеза, слое оксиклина, редокс-зоне и верхней части H_2S -зоны глубоководной области Черного моря. С использованием модельных расчетов и литературных данных рассчитаны скорости осаждения взвеси из исследуемых слоев. Впервые получены оценки внутригодовой изменчивости седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ и среднегодовой его величины из зоны фотосинтеза, слоя оксиклина, редокс-зоны и верхней части H_2S -зоны в анаэробную зону моря. Установлено закономерное снижение среднегодового потока $P_{\text{ВОВ}}$ с увеличением глубины в верхнедеятельном слое. Показано соответствие между среднегодовыми значениями седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза и восходящего потока фосфатов в эту зону, что указывает на их сбалансированность в открытой части моря. Полученные результаты обсуждаются с позиций биогеохимического цикла фосфора и основных положений концепции о “новой” и регенерационной первичной продукции в пелагиали Черного моря.

DOI: 10.7868/S0030157418020107

ВВЕДЕНИЕ

С гидробиологических позиций исследование потоков биогеохимического цикла фосфора представляет особый интерес, поскольку, наряду со светом, фосфор чаще всего лимитирует процесс новообразования органического вещества в морских и пресноводных водоемах. Среди составляющих цикл фосфора потоков, обеспечивающих его баланс в зоне фотосинтеза, важное место занимает седиментационный вынос взвешенного органического фосфора ($P_{\text{ВОВ}}$). Исследования этого потока, наряду с восходящими и регенерационными потоками минерального фосфора, его поглощением микропланктоном и поступлением из внешних источников в зону фотосинтеза, позволяет на качественно новом уровне решать вопросы, связанные с прогнозом биопродуктивности и трофности водоемов под воздействием естественных и антропогенных факторов [1, 3, 16].

В последние десятилетия в открытой части и на шельфе Черного моря накоплен достаточно большой массив данных по исследованию седиментационных потоков взвешенного органического вещества (ВОВ) и его компонентов (взвешенного органического углерода ($C_{\text{ВОВ}}$) и азота ($N_{\text{ВОВ}}$)), полученные в отдельные годы и разные сезоны

[5, 10, 26, 33–35, 39]. В то же время результаты исследований седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ в литературе практически отсутствуют, за исключением модельных расчетов среднегодовой его оценки из зоны фотосинтеза в западной части моря [13]. Отсутствие сведений об оценках потока $P_{\text{ВОВ}}$ связано, прежде всего, с трудоемкостью использования седиментационных ловушек [11] и методическими сложностями измерений $P_{\text{ВОВ}}$ в экспедиционных условиях. В связи с малым количеством данных по содержанию $P_{\text{ВОВ}}$ и отсутствием прямых измерений скорости осаждения ВОВ в глубинные слои моря исследовать внутригодовую изменчивость концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в этих слоях моря и оценить среднегодовые величины его потока в масштабе пелагиали Черного моря до последнего времени не представлялось возможным.

Поэтому для решения этих вопросов использовали одновременно измеренные концентрации $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$, $P_{\text{ВОВ}}$ и хлорофилла “а” (хл “а”) с целью получения регрессионных зависимостей между концентрацией $P_{\text{ВОВ}}$ и концентрациями $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и хл “а” с последующим расчетом концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в верхнедеятельном слое моря. На основании обобщения измеренных и рассчитанных данных по содержанию $P_{\text{ВОВ}}$ нами были получены оценки пространственно-временной

изменчивости его концентрации в поверхностном слое (0–5 м) и в зоне фотосинтеза глубоководной области моря [18, 19]. Кроме того, на базе этих данных были рассчитаны среднемесячные средневзвешенные концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ и среднемесячные величины скорости осаждения взвеси, а также получены оценки внутригодовой изменчивости седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ и среднегодовой его величины из зоны фотосинтеза [24]. Настоящая статья является продолжением этих исследований.

Цель данной работы заключалась в оценке внутригодовой изменчивости седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ и среднегодовой его величины из слоя фотосинтеза, оксиклина, редокс-зоны и верхней части H_2S -зоны в масштабе глубоководной области Черного моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В статье использовали результаты многолетних измерений взвешенного органического фосфора, углерода, азота и хл “а” из банка данных, отдела экологической физиологии водорослей Института морских биологических исследований РАН, и Морского гидрофизического института РАН. Эти данные были получены в открытой части Черного моря в 32 научных рейсах на 495 станциях и 2904 горизонтах в период 1985–1994 гг. Из них,

одновременные измерения $P_{\text{ВОВ}}$, $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и хл “а” были проведены в 10 научных экспедициях на 51 станции и 372 горизонтах.

Методика отбора проб морской воды и определения концентраций $C_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ подробно изложены в работах [4, 6]. Концентрация $P_{\text{ВОВ}}$ определялась сжиганием взвеси на стекловолокнистых фильтрах GF/F в плаве кислых солей [20], концентрация хл “а” – флюориметрическим методом ацетоновых экстракций.

Одновременные измерения концентраций $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$, $P_{\text{ВОВ}}$ и хл “а” в основном проводились в западной и центральной частях Черного моря. В восточной его части измерения $P_{\text{ВОВ}}$ по сравнению с измерениями других компонентов ВОВ носили эпизодический характер. Для обеспечения статистической достоверности средневзвешенных концентраций $P_{\text{ВОВ}}$ в годовом цикле последние рассчитывали с помощью регрессионных уравнений, полученных на основании одновременно измеренных концентраций $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$, $P_{\text{ВОВ}}$ и хл “а” в зоне фотосинтеза и слое оксиклина в различные сезоны года (табл. 1) [18, 19]. Для оценки концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в редокс-зоне использовали уравнения, полученные в слое оксиклина. Степень связи между переменными в линейных уравнениях регрессии вида $y = ax + b$, (где y – $P_{\text{ВОВ}}$, x – $C_{\text{ХЛ}}$, $C_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$) оценивали по коэффициенту

Таблица 1. Параметры уравнений регрессии ($y = ax + b$), связывающие концентрацию взвешенного органического фосфора ($P_{\text{ВОВ}}$) с концентрацией хл “а” ($C_{\text{ХЛ}}$), взвешенного органического углерода ($C_{\text{ВОВ}}$) и азота ($N_{\text{ВОВ}}$) в слое фотосинтеза (ФС) и оксиклина (ОК)

Параметры уравнения			Зима		Весна		Лето		Осень	
у	х		ФС	ОК	ФС	ОК	ФС	ОК	ФС	ОК
$P_{\text{ВОВ}}$	$C_{\text{ХЛ}}$	a	0.02	–	0.069	–	0.08	–	0.081	–
		b	0.017	–	0.02	–	0.01	–	0.009	–
		r	0.74	–	0.61	–	0.86	–	0.8	–
		σ	0.018	–	0.026	–	0.025	–	0.015	–
		N	129	–	122	–	47	–	47	–
$P_{\text{ВОВ}}$	$C_{\text{ВОВ}}$	a	0.0036	0.0034	0.005	0.004	0.0028	0.034	0.0013	0.0027
		b	0.001	0.003	0.0012	0.005	0.013	0.01	0.001	0.01
		r	0.71	0.84	0.83	0.76	0.83	0.76	0.81	0.68
		σ	0.017	0.01	0.02	0.012	0.013	0.003	0.013	0.003
		N	181	85	242	135	91	31	115	37
$P_{\text{ВОВ}}$	$N_{\text{ВОВ}}$	a	0.03	0.023	0.032	0.022	0.016	0.013	0.016	0.012
		b	0.003	0.006	0.005	0.01	0.018	0.014	0.016	0.014
		r	0.79	0.85	0.82	0.72	0.75	0.66	0.73	0.62
		σ	0.016	0.003	0.021	0.012	0.016	0.003	0.015	0.003
		N	181	84	228	117	100	30	126	36

Примечание. N – количество пар измеренных параметров.

Таблица 2. Годовой ход суммарной первичной продукции (СПП), регенерационного потока фосфора (РПФ), регенерационной первичной продукции (РПП), “новой” первичной продукции (НПП) и седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ (СП) из зоны фотосинтеза глубоководной части Черного моря

Месяцы	СПП, мг-атС · м ⁻² · сут ⁻¹	РПФ, мг-атР · м ⁻² · сут ⁻¹	РПП мг-атС · м ⁻² · сут ⁻¹	НПП мг-атС · м ⁻² · сут ⁻¹	СП, мг-атР · м ⁻² · сут ⁻¹
1	35.4	0.071	7.5	27.5	0.259
2	45.8	0.096	10.2	35.6	0.336
3	43.1	0.154	16.3	26.8	0.252
5	24.0	0.206	21.8	2.2	0.021
6	27.7	0.203	21.5	6.2	0.058
7	44.2	0.258	27.3	16.5	0.155
8	26.2	0.229	24.2	2	0,019
9	29.2	0.219	23.2	6	0.057
10	26.4	0.219	23.2	3.2	0.030
11	22.2	0.103	10.9	11.3	0.106
12	15.8	0.084	8.9	6.9	0.065
Z	11250 мг-атС · · м ⁻² · год ⁻¹	60.95 мг-атР · · м ⁻² · год ⁻¹	6468 мг-атС · · м ⁻² · год ⁻¹	4782 мг-атС · · м ⁻² · год ⁻¹	44.9 мг-атР · · м ⁻² · год ⁻¹

Примечание. Среднемесячную величину СПП для апреля в расчетах не учитывали, так как она значительно превосходила значение этого показателя, имеющегося в литературе [7], Z – среднегодовая величина.

корреляции (r), его достоверности (p) и стандартной ошибке регрессии (σ) [25]. Значения коэффициента корреляции (0.61–0.83) для полученных зависимостей оказались достоверными при высоких уровнях значимости ($p < 0.001$).

Границы слоев, в которых рассчитывали средневзвешенные концентрации $P_{\text{ВОВ}}$, определяли по вертикальному распределению условной плотности морской воды [15, 30] на станциях, где измерялась его концентрация. Значения нижней границы зоны фотосинтеза, совпадающей с верхней границей слоя оксиклина, выбирали по приведенным в работе [7] данным. Плотность морской воды на этих глубинах (25–65 м) не превышала 14.3 усл. ед. Верхняя и нижняя граница для слоя оксиклина соответствовала изопикнам 14.3 и 15.5 усл. ед., редокс-зоны – 15.5 и 16.2 усл. ед. [29, 30], верхней части H_2S -зоны – 16.2 и 16.5 усл. ед.

В связи с отсутствием необходимых для расчета потока $P_{\text{ВОВ}}$ сведений о прямых измерениях скорости его осаждения (w_s) в исследуемых слоях ее величину оценивали с помощью косвенных методов. Скорость осаждения $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза в годовом цикле рассчитывали как частное от деления, полученного в модельных расчетах среднесуточного значения потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза для каждого месяца года (табл. 2) и средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в этой зоне в этом месяце (табл. 3). В свою очередь седиментационный поток $P_{\text{ВОВ}}$ рассчитывали по среднесуточным в каждом месяце величинам “новой” первичной продукции, соответствующим количеству

экспортируемого из зоны фотосинтеза органического вещества [31, 32] и атомарному соотношению $C : P = 106: 1$ (табл. 2). “Новую” первичную продукцию определяли как разницу между среднесуточной величиной суммарной первичной продукции за период с 1973 по 1997 гг. [12] и величиной регенерационной продукции, рассчитанной по среднесуточным значениям регенерационного потока фосфора с учетом ассимиляции минерального фосфора бактериями [22, 23].

По результатам измерения средневзвешенной концентрации $S_{\text{ВОВ}}$ и его потока, полученного с помощью седиментационных ловушек, установленных на глубинах 60, 80, 100, 125 и 175 м в западной части Черного моря в мае 1988 г. [36], рассчитывали скорости осаждения $S_{\text{ВОВ}}$ на этих горизонтах. Величина отношения скорости осаждения $S_{\text{ВОВ}}$ на нижней границе зоны фотосинтеза (60 м) к скорости ее осаждения на горизонтах 80 и 125 м, примерно соответствующим нижним границам слоя оксиклина и редокс-зоны соответственно, была равна 4.2 и 4.4 соответственно. Необходимые для расчета потока $P_{\text{ВОВ}}$ из слоя оксиклина и редокс-зоны среднесуточные значения скорости его осаждения из этих слоев для каждого месяца определялись путем уменьшения среднесуточного значения скорости осаждения из слоя фотосинтеза в этих месяцах на величины этих отношений. Поток $P_{\text{ВОВ}}$ из исследуемых слоев рассчитывали как произведение среднемесячной средневзвешенной его концентрации на скорость осаждения взвеси.

Таблица 3. Внутригодовые изменения измеренной ($P_{\text{ВОВ ЭКСП}}$, $\text{мг-атР} \cdot \text{м}^{-3}$) и рассчитанной ($P_{\text{ВОВ РАСЧ}}$, $\text{мг-атР} \cdot \text{м}^{-3}$) средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в различных слоях глубоководной части Черного моря

Месяц	Зона фотосинтеза ($\sigma_t \leq 14.3$ усл.ед.)			Оксиклин ($\sigma_t = 14.3-15.5$ усл.ед.)			Редокс-зона ($\sigma_t = 15.5-16.2$ усл.ед.)			Верхний слой H ₂ S-зоны ($\sigma_t = 16.2-16.5$ усл.ед.)		
	N/n	$P_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$P_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	N/n	$P_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$P_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	N/n	$P_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$P_{\text{ВОВ РАСЧ}}$	N/n	$P_{\text{ВОВ ЭКСП}}$	$P_{\text{ВОВ РАСЧ}}$
Январь	$\frac{1/13}{2/52}$	0.028	0.036	$\frac{1/13}{-}$	0.017	-	$\frac{1/13}{-}$	0.012	-	$\frac{1/4}{-}$	0.015	-
Февраль	$\frac{-}{2/6}$	-	0.045	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Март	$\frac{1/10}{3/59}$	0.062	0.06	$\frac{1/9}{1/3}$	0.049	0.032	$\frac{1/8}{1/3}$	0.028	0.023	$\frac{1/3}{1/3}$	0.016	0.021
Апрель	$\frac{2/12}{2/87}$	0.052	0.051	$\frac{2/29}{2/10}$	0.023	0.031	$\frac{2/21}{1/3}$	0.023	0.024	$\frac{2/3}{1/3}$	0.017	0.025
Май	$\frac{1/3}{2/12}$	0.034	0.035	$\frac{1/3}{2/16}$	0.017	0.02	$\frac{1/3}{2/16}$	0.019	0.03	$\frac{1/2}{2/13}$	0.02	0.055
Июнь	$\frac{1/6}{2/28}$	0.037	0.045	$\frac{1/5}{2/5}$	0.015	0.027	$\frac{1/5}{2/5}$	0.019	0.021	$\frac{1/6}{2/3}$	0.035	0.027
Июль	$\frac{1/2}{1/15}$	0.034	0.046	$\frac{-}{1/14}$	-	0.029	$\frac{-}{1/9}$	-	0.024	-	-	-
Август	$\frac{-}{3/46}$	-	0.048	$\frac{-}{1/4}$	-	0.022	$\frac{-}{1/5}$	-	0.024	$\frac{-}{1/3}$	-	0.024
Сентябрь	$\frac{1/2}{1/55}$	0.042	0.045	$\frac{1/1}{-}$	0.017	-	$\frac{1/1}{-}$	0.022	-	-	-	-
Октябрь	$\frac{-}{3/20}$	-	0.04	$\frac{-}{1/5}$	-	0.016	$\frac{-}{1/5}$	-	0.017	-	-	-
Ноябрь	$\frac{1/1}{4/39}$	0.03	0.04	$\frac{1/1}{1/2}$	0.018	0.022	$\frac{1/1}{1/3}$	0.023	0.02	$\frac{-}{1/4}$	-	0.025
Декабрь	$\frac{1/2}{1/25}$	0.031	0.025	$\frac{-}{1/3}$	-	0.018	$\frac{-}{1/3}$	-	0.018	$\frac{-}{1/4}$	-	0.018

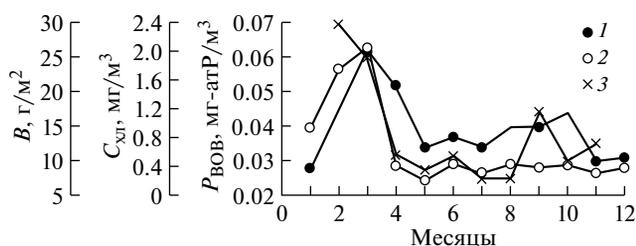
Примечание. σ_t – условная плотность, N – количество экспедиционных рейсов, n – количество станций (цифры над чертой – с данными измерений, цифры под чертой – станции с измерениями компонентов ВОВ, использованными для расчетов).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Внутригодовая изменчивость средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в зоне фотосинтеза, оксиклина и редокс-зоны и верхнего слоя H₂S-зоны. Одной из проблем оценки внутригодовой изменчивости концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ и его потока из исследуемых слоев в масштабе глубоководной области моря является относительно небольшой массив измеренных концентраций $P_{\text{ВОВ}}$ и неравномерность их распределения по месяцам в годовом цикле. Компенсировать их отсутствие возможно расчетным методом с использованием уравнений регрессии (табл. 1). Различие рассчитанных и измеренных средневзвешенных концентраций $P_{\text{ВОВ}}$ на протяжении года не

превышало (10–15%) (табл. 3), что позволило оценить его средневзвешенные концентрации в исследуемых слоях в годовом цикле в масштабе глубоководной области Черного моря. Для определения потока $P_{\text{ВОВ}}$ из исследуемых слоев использовали средневзвешенные его концентрации, полученные по результатам измерений и расчетов (в месяцы, когда измерения не проводились) (табл. 3).

Анализ внутригодовой изменчивости средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в слое фотосинтеза показал, что максимальные ее значения наблюдались в конце зимы – начале весны (февраль, март) и в позднелетний период (сентябрь) (рисунок). Летом отмечался продолжительный



Годовой ход измеренной средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ (1), хл “а” (2) и биомассы фитопланктона (3) в зоне фотосинтеза глубоководной области Черного моря

минимум со слабо выраженным пиком концентрации в июне. Примерно также в течение года изменялись и значения биомассы фитопланктона и концентрации хл “а”. В то же время в сентябре наблюдалось нарушение синхронной изменчивости этих показателей, что, вероятнее всего, связано с рядом причин. Во-первых, для определения среднемесячных величин этих показателей были использованы ряды данных многолетних наблюдений, полученные в разные годы (для хл “а” — с 1985 по 1994 г., а биомассы фитопланктона — с 1948 по 2001 г. [17]). Во-вторых, динамика внутригодового хода концентрации хл “а” и биомассы фитопланктона от года к году может существенно изменяться в связи с метеорологическими условиями, оказывающими влияние на сроки сезонной смены видового состава фитопланктона, на абсолютные значения его биомассы, а также количество и продолжительность ее сезонных максимумов [2, 8, 21]. В-третьих, в Черном море в теплый период (май — октябрь) содержание хл “а” и биомассы фитопланктона изменяется с глубиной не синхронно. При этом максимум биомассы фитопланктона в расчете на единицу углерода, как правило, располагается на меньшей глубине по сравнению с максимумом концентрации хл “а”, формирование которого связано не с увеличением биомассы фитопланктона, а с повышением внутриклеточного содержания хл “а” в результате адаптации водорослей к низким интенсивностям света [28]. Тем не менее, несмотря на отмеченное нарушение синхронности в изменении концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ и хл “а” в сентябре, в целом на протяжении года она сохраняется, что свидетельствует о значительной роли фитопланктона в образовании взвешенного органического фосфора.

Характер внутригодовой изменчивости средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в слое оксиклина и редокс-зоне в целом соответствовал ее годовому ходу в слое фотосинтеза (табл. 3). Очевидно, что внутригодовое изменение содержания $P_{\text{ВОВ}}$ в зоне фотосинтеза в отдельные годы может оказывать влияние на такие же изменения в слое оксиклина и редокс-зоне. Сравнение среднегодовой

средневзвешенной концентрации $P_{\text{ВОВ}}$ в исследуемых слоях показало, что максимальное ее значение, равное $0.039 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-3}$, наблюдалось в зоне фотосинтеза. В слое оксиклина и редокс-зоне величины этого показателя были практически одинаковыми, и снижались в 2 раза относительно зоны фотосинтеза, составляя 0.022 и $0.020 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-3}$ соответственно (табл. 3).

Внутригодовая изменчивость скорости осадения $P_{\text{ВОВ}}$. Рассчитанные величины среднесуточной скорости осадения $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза на протяжении года изменялись в интервале $0.6\text{--}9.2 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$, из оксиклина — $0.14\text{--}2.2 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$ и редокс-зоны — $0.14\text{--}2.1 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$ (табл. 4). Максимальные ее значения для этих слоев были отмечены в холодный период года (ноябрь — март) и изменялись в интервале $2.1\text{--}9.2$, $0.5\text{--}2.2$ и $0.48\text{--}2.1 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$ соответственно, что связано с усилением интенсивности конвективно-ветрового перемешивания вод и, как следствие, с увеличением скорости вертикального обмена в надпикноклинном слое. Минимальные величины скорости в исследуемых слоях варьировали в интервале $0.6\text{--}4.5$, $0.14\text{--}1.07$ и $0.12\text{--}0.86 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$ соответственно и были характерны для теплого периода года (апрель — октябрь), что обусловлено устойчивой стратификацией вод и наличием четко выраженного сезонного термоклина, затрудняющего вертикальный обмен в верхнем деятельном слое. Полученные значения скорости осадения взвеси сравнивали с ее величинами, рассчитанными по измеренным средневзвешенным концентрациям $S_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ и их потоков в различные месяцы года, а также по значениям резидентного времени пребывания этих компонентов ВОВ в слое фотосинтеза и его толщины в западной части моря [10]. Рассчитанные на основе этих данных величины среднесуточной скорости осадения взвеси из зоны фотосинтеза на протяжении года изменялись в интервале $0.6\text{--}8.1 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$ и соответствовали величинам скорости ($0.6\text{--}9.2 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$), используемых нами для расчета потока $P_{\text{ВОВ}}$. Близкие значения этого показателя, равные $0.3\text{--}2.5 \text{ м} \cdot \text{сут}^{-1}$, были получены и при использовании для расчетов скорости средневзвешенных концентраций $S_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ и их потоков, измеренных с использованием седиментационных ловушек, установленных на глубинах 40 и 60 м в теплый период года (май, июль, сентябрь) [26, 36]. Таким образом, используемые для оценки седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза на протяжении года среднесуточные величины скорости его осадения в целом были сопоставимы с величинами скорости, рассчитанными на основе измеренных с использованием уран-ториевого метода и седиментационных ловушек данных.

Таблица 4. Среднесуточные и среднегодовые (Z) величины скорости осаждения взвеси (w_s , $\text{м} \cdot \text{сут}^{-1}$; $\text{м} \cdot \text{год}^{-1}$) и потока $P_{\text{ВОВ}}$ (V , $\text{мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$; $\text{мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) из различных слоев моря

Месяцы	Зона фотосинтеза		Оксиклин		Редокс-зона		Верхняя часть H_2S -зоны	
	w_s	V	w_s	V	w_s	V	w_s	V
1	9.2	0.258	2.2	0.037	2.1	0.025	1.77	0.026
2	7.5	0.337	1.8	—	1.7	—	—	—
3	4.1	0.254	0.98	0.048	0.93	0.026	0.79	0.013
4	—	—	—	—	—	—	—	—
5	0.6	0.02	0.14	0.002	0.14	0.003	0.12	0.002
6	1.6	0.058	0.37	0.006	0.35	0.007	0.3	0.01
7	4.5	0.153	1.07	0.031	1.02	0.024	—	—
8	1.3	0.062	0.31	0.007	0.30	0.007	0.25	0.006
9	1.4	0.057	0.32	0.005	0.31	0.007	—	—
10	0.7	0.03	0.18	0.003	0.17	0.003	—	—
11	3.5	0.105	0.83	0.015	0.8	0.018	0.67	0.017
12	2.1	0.065	0.5	0.009	0.48	0.009	0.4	0.007
Z	3.3	46.5	0.79	5.95	0.75	4.7	0.61	4.2

Оценка седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза, оксиклина, редокс-зоны и верхней части сероводородной зоны. Величины седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза на протяжении года изменялись в интервале 0.021 – $0.337 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$, из оксиклина – 0.002 – $0.048 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$ и из редокс-зоны – 0.003 – $0.026 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Максимальные величины этих потоков были отмечены в холодный период года (ноябрь – март), минимальные – соответствовали теплomu периоду (апрель – октябрь) (табл. 4). В целом характер внутригодовой изменчивости потока $P_{\text{ВОВ}}$ из исследуемых слоев соответствовал годовому ходу концентрации хл “а” и биомассы фитопланктона в зоне фотосинтеза при некотором запаздывании его пиков. Анализ данных внутригодовой изменчивости потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза и литературных данных показал, что в холодный период года с усилением конвективного перемешивания вод и ослабления их плотностной стратификации в верхнедеятельном слое отмечается увеличение скорости восходящего потока биогенных элементов (азота и фосфора) в зону фотосинтеза из нижележащих слоев [16]. В свою очередь, увеличение скорости восходящего потока биогенных элементов способствует повышению уровня “новой” первичной продукции и, как следствие, увеличению потока $P_{\text{ВОВ}}$ (табл. 4), поскольку величина его выноса из зоны фотосинтеза соответствует величине экспортной “новой” первичной продукции [31, 32]. В теплый период при наличии четко выраженного сезонного термоклина, затрудняющего вертикальный обмен в надпикноклином слое, поток $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза

резко снижался (табл. 4), что было обусловлено, с одной стороны, снижением скорости восходящего потока неорганических форм азота и фосфора в зону фотосинтеза, с другой – увеличением их регенерационного потока [16, 23]. Это, в свою очередь, способствовало резкому уменьшению доли “новой” продукции относительно суммарной первичной продукции и, как следствие, снижению потока $P_{\text{ВОВ}}$. Таким образом, годовой ход седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза в значительной степени определяется годовым ходом восходящего и регенерационного потоков биогенных элементов (азота и фосфора), которые обеспечивают биосинтез “новой” и регенерационной первичной продукции и, как следствие, оказывают влияние на формирование и уровень седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$.

Среднегодовые величины седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ рассчитывали на основе данных внутригодовой его изменчивости из исследуемых слоев. Так, среднегодовые величины потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза в слой оксиклина соответствовали – $46.5 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, из слоя оксиклина в редокс-зону – $5.95 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, из редокс-зоны в верхнюю часть H_2S -зоны – $4.7 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$, из верхней части H_2S -зоны в глубинные воды анаэробной зоны – $4.2 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$ (табл. 4).

Источником этих потоков является количество новообразованного взвешенного органического фосфора в зоне фотосинтеза, являющегося составной частью образованной в течение года первичной продукции, средняя величина которой

Таблица 5. Среднегодовые величины содержания $P_{\text{ВОВ}}$; $P_{\text{ВОВ}}$ в слое фотосинтеза ($P_{\text{фс}}$, мг-атР · м⁻²), количество оседающего $P_{\text{ВОВ}}$ из слоя ($P_{\text{осед}}$, мг-атР · м⁻²), количество минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ в слое ($P_{\text{мин}}$, мг-атР · м⁻²), доля минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ в исследуемых слоях относительно содержания $P_{\text{ВОВ}}$ в зоне фотосинтеза ($P_{\text{мин}}/P_{\text{фс}}$, %)

Слой	$P_{\text{фс}}$	$P_{\text{осед}}$	$P_{\text{мин}}$	$P_{\text{мин}}/P_{\text{фс}}$
Зона фотосинтеза	106.1	46.5	59.6	56.2
Оксиклин	—	5.95	40.55	38.0
Редокс-зона	—	4.7	1.25	1.2
Верхняя часть H_2S -зоны	—	4.2	0.5	0.5

по данным [7] в период 1973–1997 гг. составляла 11250 мг-атС · м⁻² · год⁻¹ (табл. 2). Среднегодовое содержание $P_{\text{ВОВ}}$ в первичной продукции, рассчитанное с помощью известного соотношения $C : P = 106 : 1$ [40] соответствовало 106.1 мг-атР · м⁻².

Допуская, что снижение потока $P_{\text{ВОВ}}$ с увеличением глубины связано с процессами его минерализации в исследуемых слоях, количество минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ в этих слоях вычисляли по разнице среднегодового его содержания из соседних слоев. В этом случае количество минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ в течение года в зоне фотосинтеза соответствовало $106.1 - 46.5 = 59.6$ мг-атР · м⁻², в слое оксиклина — $46.5 - 5.95 = 40.55$ мг-атР · м⁻², редокс-зоне — $(5.95 - 4.7) = 1.25$ мг-атР · м⁻² и в верхней части H_2S -зоны — $(4.7 - 4.2) = 0.5$ мг-атР · м⁻² (табл. 5). Среднегодовые количества минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ относительно $P_{\text{ВОВ}}$ в зоне фотосинтеза в процентном отношении составляли 56.2, 38, 1.2 и 0.5% соответственно. Как видно из приведенных данных, в глубинные слои анаэробной зоны в течение года безвозвратно осаждается 4.2 мг-атР · м⁻² $P_{\text{ВОВ}}$, что составляет 3.9% от среднегодового содержания новообразованного $P_{\text{ВОВ}}$ в зоне фотосинтеза.

ОБСУЖДЕНИЕ

Используя различные подходы, основанные на модельных расчетах, и измеренных и рассчитанных данных $P_{\text{ВОВ}}$, нами были получены практически одинаковые величины среднегодового потока $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза в масштабе глубоководной области моря, равные 44.9 и 46.5 мг-атР · м⁻² · год⁻¹ соответственно (табл. 2, 4). Сопоставимая величина среднегодового потока $P_{\text{ВОВ}}$ — 27.4 мг-атР · м⁻² · год⁻¹, была получена и ранее в проведенных для западной части Черного моря модельных расчетах [13]. Наблюдаемое различие между нашими данными и результатами модельных расчетов, вероятнее всего, связано с тем, что в модели использовались данные по первичной продукции, полученные в разные годы в зимний (декабрь 1987 г.) и летний (июнь 1990 г.) периоды, с последующей оценкой ее среднегодовой

величины без учета внутригодовой их изменчивости.

Полученные нами среднегодовые величины седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из исследуемых слоев наглядно демонстрируют закономерное его убывание с увеличением глубины. Значительное снижение потока $P_{\text{ВОВ}}$ от 46.5 мг-атР · м⁻² · год⁻¹ из зоны фотосинтеза до 5.9 мг-атР · м⁻² · год⁻¹ из слоя оксиклина указывает на высокий уровень его минерализации в этом слое. В то же время величины потока из редокс-зоны и верхней части H_2S -зоны различались незначительно, составляя 4.7 и 4.2 мг-атР · м⁻² · год⁻¹ соответственно. По нашему мнению, наблюдаемая слабая минерализация $P_{\text{ВОВ}}$ в этих слоях обусловлена низкой концентрацией растворенного кислорода или полным его отсутствием.

Сопоставление величин среднегодовых потоков $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза, слоя оксиклина, редокс-зоны и верхней части H_2S -зоны с величинами потоков $S_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$ [36] показало, что величины потоков $S_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ из этих слоев соответствовали (11.8, 0.83, 0.11), (3.27, 0.23, 0.016), (2.96, 0.19, 0.013), (1.79, 0.125, 0.011) мг-ат · м⁻² · сут⁻¹. Величины атомного отношения $C : N$ в этих слоях были практически одинаковые 14, 14.1, 14.2, 14.3, а величины отношения $C : P$ в целом были сопоставимы и составляли 107, 204, 228, 163 соответственно. Наблюдаемое различие величин отношения $C : P$, вероятнее всего связано с тем, что для сопоставления использовали величины потоков $S_{\text{ВОВ}}$ и $N_{\text{ВОВ}}$, полученные на одной станции в западной части моря в мае [36], а значения потока $P_{\text{ВОВ}}$ соответствовали среднегодовым величинам в масштабе глубоководной области моря. Тем не менее, из анализа этих данных следует, что с увеличением глубины величины потоков $S_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ снижались синхронно, а значения атомных отношений этих компонентов ВОВ ($C : N$ [36] и $C : P$) были близкими независимо от глубины.

Аналогичная тенденция убывания потоков $S_{\text{ВОВ}}$, $N_{\text{ВОВ}}$ и $P_{\text{ВОВ}}$ [37, 38] с увеличением глубины отмечалась и в северо-восточной части Тихого

океана, где на глубинах 75 и 575 м они составляли 5.7, 0.41, 0.014 и 1.2, 0.089, 0.0026 мг-ат · м⁻² · сут⁻¹ соответственно [37]. В то же время на этих глубинах величины атомных отношений С : N и С : P были практически одинаковыми и равными 13.9, 13.4 и 407, 461 соответственно. Кроме того, сравнение потоков С_{ВОВ}, полученных в водах анаэробной зоны Черного моря [36] и в кислородсодержащих океанических водах на глубине 350 м [38] показало, что их величины были близки и составляли 1.9 и 1.4 мг-атС · м⁻² · сут⁻¹ соответственно. Доля содержания С_{ВОВ} на глубине 350 м, переносимого седиментационным потоком в черноморских и океанических водах, относительно первичной продукции в зоне фотосинтеза была практически одинаковой и составляла около 4%. Примерно такая же доля Р_{ВОВ} равная 3.9% осаждалась из верхней части Н₂S-зоны в воды анаэробной зоны Черного моря. Таким образом, в черноморских и океанических водах в слое 0–350 м отмечалась общая тенденция закономерного убывания седиментационного потока Р_{ВОВ} с увеличением глубины, а величины отношения С : N и С : P были близки, что указывает на сопряженность потоков этих компонентов ВОВ и отсутствие избирательной минерализации не только в отношении С_{ВОВ} и N_{ВОВ} [36], но и Р_{ВОВ}. В Черном море, в связи с четко выраженной слоистостью верхнего кислородсодержащего и нижнего Н₂S-слоя, наиболее активный процесс минерализации ВОВ отмечался в относительно небольшом по толщине слое моря (зона фотосинтеза и слой оксиклина) в отличие от океанических вод, где кислород аэрируется через всю толщу вод до донных осадков.

Согласно расчетам в водах Черного моря более половины (56.2%) среднегодового содержания Р_{ВОВ} минерализуется в зоне фотосинтеза. В слое оксиклина уровень минерализации Р_{ВОВ} был максимальным и достигал 87% от поступившего его количества из зоны фотосинтеза (табл. 5). Такие же оценки минерализации С_{ВОВ} и N_{ВОВ} были получены и ранее для открытой и прибрежной части Черного моря, где осаждающаяся взвесь этих компонентов из зоны фотосинтеза минерализовалась в нижележащем слое до 80–90% [35, 36, 39]. Следует отметить, что высокий уровень минерализации Р_{ВОВ} в слое оксиклина согласуется с резким снижением концентрации Р_{ВОВ} (табл. 5) и растворенного кислорода с глубиной [29]. В ряде работ [9, 15, 29] такое снижение кислорода в слое оксиклина объясняли необходимостью его расхода на окисление ВОВ, аккумулируемого в пикноклине. Существует и другая точка зрения, суть которой состоит в том, что процесс минерализации ВОВ связан, с одной стороны, с физическими и химическими процессами, ответственными за дезагрегацию, растворение, окисление и гидролиз частиц

ВОВ, с другой — с расходом растворенного кислорода на дыхание зоопланктона [36].

В редокс-зоне с плотностными границами 15.5–16.2 усл. ед., разделяющей аэробную и анаэробную зоны, концентрация минерализованного Р_{ВОВ} резко снижалась по сравнению со слоем оксиклина и не превышала 1.25 мг-атP · м⁻² (табл. 5). Это, возможно, обусловлено снижением кислорода в верхней части редокс-зоны (15.50–15.70 усл. ед.) до концентрации 15–20 мкM, при которых кислород перестает быть основным окислителем и эта роль переходит к нитратам [29, 30]. В средней ее части (15.9–16.00 усл. ед.) отмечается исчезновение основных окислителей (кислород и нитраты) и формирование новых окислителей (взвешенный марганец и взвешенное железо). Нижняя часть редокс-зоны (16.1–16.2 усл. ед.), являясь началом анаэробной зоны, характеризуется наличием восстановленных форм химических соединений (Н₂S, NH₄, CH₄) [29, 30]. Наряду с химическими процессами в минерализации ВОВ участвуют и микробиологические процессы — денитрификация и сульфатредукция [29, 30]. Следует отметить, что эти представления не согласуются с гипотезой Сорокина [27], согласно которой в редокс-зоне и в верхней части анаэробной зоны основным окислителем является растворенный кислород.

В верхней части Н₂S-зоны с плотностными границами 16.2–16.5 усл. ед. концентрация минерализованного Р_{ВОВ} снижалась в 2.5 раза по сравнению с редокс-зоной и составляла 0.5 мг-атP · м⁻² (табл. 5). В водах анаэробной зоны при полном отсутствии растворенного кислорода процесс окисления ВОВ обычно связывают с кислородом сульфатов, образующихся в результате жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий [9, 15].

В завершение обсуждения отметим следующее. Как показали расчеты, уровень минерализации Р_{ВОВ} в зоне фотосинтеза, слое оксиклина, редокс-зоне и в верхней части Н₂S-зоны соответствовал — 96.1% и только 3.9% от новообразованного количества оседало в глубинные воды анаэробной зоны (табл. 5). Следовательно, большая часть осаждающегося Р_{ВОВ} из зоны фотосинтеза, равная 42.3 мг-атP · м⁻², минерализуется в течение года в слое оксиклина, редокс-зоне и в верхней части Н₂S-зоны (табл. 5). Важно отметить, что эта величина практически соответствует среднегодовому значению фосфатов (45.3 мг-атP · м⁻²), поступающему в зону фотосинтеза с восходящим потоком [16]. Это свидетельствует о важной роли осаждающегося из зоны фотосинтеза Р_{ВОВ} в формировании пула фосфатов в нижележащих слоях моря. Кроме того, близкие величины седиментационного потока Р_{ВОВ} из зоны фотосинтеза, полученные по результатам модельного расчета (44.9 мг-атP · м⁻² · год⁻¹)

и по содержанию $P_{\text{ВОВ}}$ ($46.5 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) (табл. 2, 4), и восходящего потока фосфатов ($45.3 \text{ мг-атР} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{год}^{-1}$) [16] указывают на их сбалансированность в зоне фотосинтеза.

Соответствие среднегодовой концентрации фосфатов, поступающих в зону фотосинтеза, и среднегодовой концентрации минерализованного $P_{\text{ВОВ}}$ в слое оксиклина, редокс-зоне и в верхнем слое H_2S -зоны подтверждают имеющиеся в литературе сведения о недоступности основного запаса биогенных элементов (азота, фосфора) в глубинных водах анаэробной зоны для участия в продукционных процессах [14, 15, 30].

Снижение скорости осаждения и минерализации $P_{\text{ВОВ}}$ с увеличением глубины (табл. 4, 5) способствует переносу фосфатов из зоны фотосинтеза в глубинные воды и формированию вертикальной их структуры в водной толще. При этом некоторая часть $P_{\text{ВОВ}}$ выводится из гидросферы, накапливаясь в донных осадках, что и поддерживает баланс фосфора в морских водоемах [3].

Таким образом, полученные результаты исследования внутригодовой изменчивости седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ и среднегодовые его величины из исследуемых слоев вполне согласуются с основными положениями концепции о формировании “новой” и регенерационной первичной продукции. Согласно этой концепции при стационарном состоянии экосистемы открытых районов океана (моря) в зоне фотосинтеза между потоками, составляющими биогеохимический цикл азота и фосфора, поддерживается динамическое равновесие. Равновесное состояние сохраняется в том случае, если величина восходящего потока минерального азота и фосфора в зону фотосинтеза равна скорости их потребления фитопланктоном и соответствует величине седиментационного потока взвешенного органического азота и фосфора из этой зоны [31, 32].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения многолетних данных по содержанию $P_{\text{ВОВ}}$ и модельных расчетов скорости осаждения впервые получены оценки внутригодовой изменчивости средневзвешенной его концентрации и седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ из слоя фотосинтеза, оксиклина, редокс-зоны, верхней части H_2S -зоны в масштабе пелагиали Черного моря. Установлено закономерное снижение потока $P_{\text{ВОВ}}$ с увеличением глубины, связанное с его минерализацией в верхнем деятельном слое моря. Показано, что в процессе осаждения $P_{\text{ВОВ}}$ из зоны фотосинтеза большая его часть окисляется до фосфатов в слое оксиклина и, частично, в редокс-зоне, формируя пул фосфатов,

обеспечивающий их поступление в зону фотосинтеза. Близкие величины среднегодовых значений седиментационного потока $P_{\text{ВОВ}}$ и восходящего потока фосфатов указывает на их сбалансированное состояние в зоне фотосинтеза в масштабе глубоководной области моря, что соответствует основным положениям концепции о формировании “новой” и регенерационной продукции. Очевидно, что дальнейшее развитие исследований основных потоков биогеохимического цикла биогенных элементов и в, частности, фосфора открывают новые возможности в решении задач, связанных с прогнозом продуктивности и изменения статуса трофности вод глубоководной области Черного моря под воздействием естественных и антропогенных факторов.

Авторы благодарят д.б.н. З.З. Финенко и к.б.н. З.П. Бурлакову за обсуждение материалов статьи и полезные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 14-45-01549-юг-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алимов А.Ф.* Элементы теории функционирования водных экосистем. СПб.: Наука, 2000. 147 с.
2. *Берсенева Г.П., Чурилова Т.Я., Георгиева Л.В.* Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Черного моря // *Океанология*. 2001. Т. 44. № 3. С. 389–398.
3. *Бордовский О.К., Якушев Е.В.* Моделирование вертикального распределения взвешенных форм органического углерода, азота и фосфора в юго-западной части Тихого океана // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 6. С. 890–894.
4. *Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Коновалов С.К.* Сезонная и пространственная изменчивость содержания взвешенного органического вещества в деятельном слое Черного моря // *Морск. гидрофиз. журн.* 1998. № 5. С. 30–62.
5. *Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Коновалов С.К.* Бюджет и потоки взвешенного органического углерода и азота по данным их вертикального распределения в глубоководной части Черного моря // *Морск. гидрофиз. журн.* 2003. № 3. С. 34–49.
6. *Бурлакова З.П., Еремеева Л.В., Крупаткина Д.К., Чистенко В.М.* Распределение и элементный состав взвешенного вещества в западной и северо-западной частях Черного моря // *Процессы формирования и внутригодовой изменчивости гидрофизических и гидрохимических полей Черного моря*. Севастополь: МГИ АН УССР, 1988. С. 162–172.
7. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла

- в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // *Океанология*. 1997. Т. 37. № 3. С. 414–423.
8. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Первичная продукция и хлорофилл в глубоководной области Черного моря // *Океанология*. 1993. Т. 33. № 2. С. 229–235.
 9. *Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина Э.А.* Экосистема Черного моря. М.: Наука, 1992. 112 с.
 10. *Гулин С.Б., Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н. и др.* Оценка интенсивности биоседиментации в Черном море с помощью уран-ториевого метода // *Радиоэкологический отклик Черного моря на Чернобыльскую аварию*. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2008. С. 480–498.
 11. *Гулин С.Б., Поликарпов Г.Г., Егоров В.Н. и др.* Изучение сезонной динамики седиментационного выноса взвешенного вещества, биогенных элементов и загрязняющих веществ из поверхностного слоя вод Черного моря с 1992 по 1994 гг. // *Геохимия*. 1995. № 6. С. 863–873.
 12. *Демидов А.Б.* Сезонная изменчивость и оценка годовых величин первичной продукции фитопланктона в Черном море // *Океанология*. 2008. Т. 48. № 5. С. 718–733.
 13. *Егоров В.Н.* Нормирование потоков антропогенного загрязнения черноморских регионов по биогеохимическим критериям // *Экология моря*. 2001. Вып. 57. С. 75–84.
 14. *Еремеев В.Н., Иванов Л.И., Коновалов С.К., Самодуров А.С.* Роль потоков кислорода, сульфидов, нитратов и аммония в формировании гидрохимической структуры основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря // *Морск. гидрофиз. журн.* 2001. № 1. С. 64–82.
 15. *Коновалов С.К., Еремеев В.Н.* Региональные особенности, устойчивость и эволюция биохимической структуры вод Черного моря // *Устойчивость и эволюция океанологических характеристик экосистемы Черного моря*. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2012. С. 273–299.
 16. *Кривенко О.В., Пархоменко А.В.* Восходящий и регенерационный потоки неорганических соединений азота и фосфора в глубоководной области Черного моря // *Журнал общей биологии*. 2014. Т. 75. № 5. С. 294–408.
 17. *Кривенко О.В., Пархоменко А.В.* Пространственная и временная изменчивость биомассы фитопланктона в Черном море за период 1948–2001 гг. // *Морск. эколог. журн.* 2010. Т. 9. № 4. С. 5–24.
 18. *Кукушкин А.С.* Пространственная и временная изменчивость содержания взвешенного органического фосфора в верхнем слое западной глубоководной и северо-западной шельфовой частях Черного моря // *Морск. эколог. журнал*. 2013. Т. 12. № 4. С. 61–72.
 19. *Кукушкин А.С., Пархоменко А.В.* Изменчивость содержания взвешенного органического фосфора в верхнем слое глубоководной области Черного моря // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 1–11.
 20. *Люцарев С.В., Миркина С.Д.* Определение общего фосфора во взвешенном веществе // *Методы гидрохимических исследований океана*. М.: Наука, 1978. С. 175–179.
 21. *Маштакова Г.П., Роухияйнен М.И.* Сезонная динамика фитопланктона // *Основы биологической продуктивности Черного моря*. Киев: Наукова думка, 1979. С. 85–88.
 22. *Пархоменко А.В.* Сезонная изменчивость поглощения неорганического фосфора микропланктоном в глубоководной области Черном море // *Морск. эколог. журн.* 2009. Т. 8. № 2. С. 5–23.
 23. *Пархоменко А.В.* Экскреция фосфора зоопланктоном в открытой части Черного моря // *Морск. эколог. журн.* 2005. Т. 4. № 4. С. 17–32.
 24. *Пархоменко А.В., Кукушкин А.С.* Оценка седиментационного потока взвешенного органического фосфора из зоны фотосинтеза глубоководной области Черного моря // *Гидробиолог. журн.* 2014. Т. 50. № 5. С. 27–40.
 25. *Румшинский Л.З.* Элементы теории вероятности. М.: Наука, 1970. 256 с.
 26. *Самышев Э.З.* Содержание взвешенного органического вещества и интенсивность его седиментации в фотическом слое вод Черного моря // *Системы контроля окружающей среды*. Севастополь: НПЦ “ЭКОСИ-гидрофизика”, 2009. С. 352–359.
 27. *Сорокин Ю.И.* О структуре редокс-зоны в Черном море: проблема локализации и механизм окисления сероводорода // *Комплексные исследования Черного моря*. М.: Научный мир, 2011. С. 197–211.
 28. *Финенко З.З., Чурилова Т.Я., Ли Р.И.* Вертикальное распределение хлорофилла и флуоресценции в Черном море // *Морск. эколог. журн.* 2005. Т. 4. № 1. С. 15–45.
 29. *Часовников В.К.* Особенность вертикального распределения гидрохимических параметров в Черном море // *Комплексные исследования Черного моря*. М.: Научный мир, 2011. С. 224–239.
 30. *Якушев Е.В., Лукашев Ю.Ф., Часовников В.К., Чжу В.П.* Современное представление о вертикальной гидрохимической структуре редокс-зоны Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М.: Наука, 2002. С. 119–133.
 31. *Dugdale R.C., Goering J.J.* Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity // *Limnol. Oceanogr.* 1967. V. 12. № 1. P. 196–206.

32. *Eppley R.W., Peterson B.J.* Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep-ocean // *Nature*. 1979. V. 282. № 13. P. 677–680.
33. *Gregoire M., Beckers J.M.* Modeling the nitrogen fluxes in the Black Sea using a 3D coupled hydrodynamical-biogeochemical model: transport versus biogeochemical processes, exchanges across the shelf break and comparison of the shelf and deep sea eco-dynamics // *Biogeosciences Discussions*. 2004. V. 1. P. 107–166.
34. *Hay B.J., Honjo S., Kempe S. et al.* Interannual variability in particle flux in the southwestern Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1990. V. 37. № 6. P. 911–928.
35. *Izdar E., Konik T., Ittekkot V. et al.* Particle flux in the Black Sea: nature of the organic matter // *Proc. SCOPE/UNER workshop Particle Flux in the Ocean, Izmir (Turkey)/Eds. Degens E.T., Izdar E., Honjo S. Hamburg: Hamburg University*. 1987. P. 1–18.
36. *Karl D.M., Knauer G.A.* Microbial production and particle flux in the upper 350 m of the Black Sea // *Deep-Sea Res.* 1991. V. 38. P. 921–942.
37. *Knauer George A., Martin John H., Bruland Kenneth W.* Fluxes of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific // *Deep-Sea Res.* 1979. V. 26A. P. 97–108.
38. *Martin J.H., Knauer G.A., Karl D.M., Broenkow W.W.* VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific // *Deep-Sea Res.* 1987. V. 34. P. 267–285.
39. *McCarthy J.J., Yilmaz A., Coban-Yildiz Y., Nevins J.L.*, Nitrogen cycling in the offshore waters of the Black Sea // *Est. Coast. and Shelf Science*. 2007. V. 74. P. 493–514.
40. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influence of organisms on the composition of sea water // *The Sea*. New-York; London: Wiley Interscience, 1963. V. 2. P. 26–77.

Sediment Flux of Particulate Organic Phosphorus in the Pelagic of the Black Sea

A. V. Parkhomenko, A. S. Kukushkin

According to the long-term observations of particulate organic phosphorus (P_{SOM}) estimates of annual variability of monthly average (weighted average) of its concentrations in the layer of photosynthesis, oxicline, redox zone and in the top part of the H_2S -zone in the pelagium of the Black Sea were obtained. Using model calculations and literature data deposition rates of suspension from the studied layers were calculated. First estimations of annual variability of flow sedimentation P_{SOM} and the average of its value from the zone of photosynthesis layer oxicline, redox zone and in the top part of the H_2S -zone to the anaerobic zone of the sea were obtained. Regularity reduction in the average annual flow of P_{SOM} with increasing depth in the upper active layer was estimated. Correspondence between the average annual values of flux P_{SOM} from the zone of photosynthesis and flux phosphates into this zone was shown indicating that they are balanced in the pelagic of the sea. Obtained results are discussed from the standpoint of the biogeochemical cycle of phosphorus and the main provisions of the concept of “new” and regenerative primary production.