

УДК 551.46

© И.М.Левин¹, М.Дарецкий², С.Саган², П.Ковальчук², А.Здун², Т.М.Радомысльская¹,
М.А.Родионов¹, 2012

¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН

²Институт океанологии ПАН, Сопот, Польша

osopt@yandex.ru

МОЖНО ЛИ ПРИМЕНЯТЬ К БАЛТИЙСКОМУ МОРЮ ИЗВЕСТНЫЕ МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДЫ?

Проанализирована возможность применения к Балтийскому морю известных оптических моделей природных вод. С использованием большой базы данных по измеренным оптическим характеристикам воды в Балтийском море установлено, что полученные ранее для океанской воды соотношения между показателями рассеяния, ослабления и обратного рассеяния на длине волны 550 нм справедливы и для Балтики. В то же время соотношения, связывающие показатели поглощения и рассеяния хлорофилла, и показатели поглощения растворенного органического вещества с концентрацией хлорофилла не применимы в оптически сложном бассейне Балтийского моря.

Ключевые слова: первичные гидрооптические характеристики, фитопланктон, желтое вещество.

Обзор известных моделей оптических свойств воды. Существует несколько обычно используемых моделей, связывающих первичные гидрооптические характеристики (ПГХ) морской воды с концентрацией оптически активных веществ (ОАВ) – фитопланктона, растворенного органического вещества (РОВ) и минеральной взвеси. Имеются также модели, которые описывают корреляции между различными ПГХ для вод типа 1 и 2 («Case 1» и «Case 2» по классификации Мореля).

В частности, спектральная зависимость показателя поглощения РОВ выражается через концентрацию РОВ (Y), определяемую по его коэффициенту поглощения на длине волны $\lambda = 440$ нм ($Y = a_y(440)$), обычно выражается соотношением

$$a_y(\lambda) = a_y(440) \exp[-S(\lambda - 440)]. \quad (1)$$

В течение долгого времени величина коэффициента S была принята равной 0.014 нм^{-1} [1–3]. Однако впоследствии было установлено, что S меняется в пределах 0.011 – 0.019 нм^{-1} [4, 5].

Модели, описывающие зависимость между коэффициентом поглощения фитопланктона $a_c(\lambda)$ и концентрацией хлорофилла C [5, 6]:

$$a_c(440) = 0.043 C^{0.678}, \quad a_c(440) = 0.052 C^{0.635}, \quad (2a, б)$$

$$a_c(550) = 0.007 C^{0.92}, \quad a_c(550) = 0.012 C^{0.83}. \quad (3a, б)$$

Уравнения (2a) и (3a) относятся только к живому фитопланктону, в то время как уравнения (2б) и (3б) учитывают также биогенный детрит и гетеротрофные организмы.

Модели, используемые для расчета коэффициента рассеяния фитопланктона при $\lambda = 550$ нм [3, 7–9]:

$$b_c(550) = 0.3 C^{0.62}, \quad b_c(550) = 0.416 C^{0.766}, \quad (4a, б)$$

где уравнение (4a) относится к водам типа 1, а уравнение (4b) к водам типа 2. Напомним, что воды 1-го типа – воды, в которых концентрация биологических частиц (фитопланк-

тона) значительно превышает концентрацию теригенных (минеральных) частиц, в водах 2-го типа, наоборот, преобладает минеральная взвесь. Воды открытого океана в основном относятся к типу 1, прибрежные воды и воды внутренних морей – к типу 2.

Рассмотрим модели, которые описывают связь между концентрациями РОВ и фитопланктона. Нам известны три различных соотношения между $a_y(440)$ и C :

$$a_y(440) = 0.2[0.052C^{0.635} + a_w(440)] \quad (5)$$

(a_w – коэффициент поглощения чистой морской воды [10]),

$$a_y(440) = 0.032C^{0.63}, \quad (6)$$

$$a_y = a_f^\circ C_f \exp(-k_f \lambda) + a_h^\circ C_h \exp(-k_h \lambda),$$

$$C_f = 1.74098 C \exp(0.12327C), C_h = 1.19334 C \exp(0.12343C), \quad (7)$$

$$a_f^\circ = 35.959 \text{ м}^2/\text{мг}, a_h^\circ = 18.828 \text{ м}^2/\text{мг}, k_f = 0.0189 \text{ нм}^{-1}, k_h = 0.01105 \text{ нм}^{-1}.$$

Уравнение (5) взято из [6, 7], (6) – из [11] и (7) – из [12]. Уравнения (5), (6) относятся к водам типа 1, а (7) – и к типу 1, и к типу 2.

В частности, перечисленные оптические модели использовались в важной задаче оптической океанологии – задаче восстановления концентраций ОАВ из спектров яркости моря [13–15]. Естественно, что для оценки точности восстановления необходимо знать точность этих моделей и понимать, можно ли их применять в данном регионе океана. Например, расчеты [15] показали, что если использовать модели (5)–(7), точность восстановления концентраций Y и C из спектров яркости океана радикально увеличивается по сравнению с точностью восстановления Y и C , если они считаются независимыми. К сожалению, во всех вышеприведенных моделях, за исключением (1), точность моделей неизвестна.

Модель, связывающая различные гидрооптические характеристики на длине волны 550 нм, была предложена Левиным и Копелевичем [16] на основании около 70 измерений показателей ослабления c и рассеяния b в различных участках Атлантического и Тихого океанов и в Аравийском море в диапазоне показателя $c = 0.08\text{--}2.5 \text{ м}^{-1}$ и вероятности выживания фотона $\omega_0 = b/c = 0.3\text{--}0.9$. По этим измерениям показатели ослабления и рассеяния связаны линейной регрессией

$$b = 0.944c - 0.048 \quad (8)$$

со среднеквадратичным отклонением $\sigma_b = 0.022 \text{ м}^{-1}$. Там же [16] на основании уравнения (8) было получено соотношение между вероятностью выживания фотона и вероятностью рассеяния назад $\tilde{b}_b = b_b/b$ (b_b – показатель рассеяния назад):

$$\tilde{b}_b = 0.01796/\omega_0 - 3.7 \cdot 10^{-5} \approx 0.018/\omega_0, \quad (9)$$

$$\tilde{b}_b = 0.0183/\omega_0 - 0.0094. \quad (10)$$

Уравнения (9), (10) относятся к водам 2-го и 1-го типов соответственно. Таким образом, модель (8)–(10) охватывает оба типа вод. Однако она, строго говоря, неприменима в гипер-продуктивных водах с высокой концентрацией хлорофилла и неизвестно, применима ли в Балтийском море, поскольку измерения гидрооптических характеристик, на основе которых построены соотношения (8)–(10), в таких водах и в Балтийском море не проводились.

Необходимо подчеркнуть, что длина волны около 550 нм, для которой получены регрессии (8)–(10), имеет особое значение для теории подводного видения, поскольку подводные системы видения работают именно в этой спектральной области. Формулы

(8)–(10) позволяют найти все необходимые для теории видения гидрооптические характеристики, если известен показатель ослабления c или прозрачность по диску Секки, связь которой с показателем c установлена [17].

Хотя общепринято, что Балтийское море относится к водам типа 2, оно представляет собой специфический водоем, отличающийся высокой концентрацией РОВ и минеральных частиц. Задачей данной статьи является проверка применимости вышеприведенных моделей, выражаемых соотношениями (1)–(10), к Балтийскому морю. Для этой цели используются данные измерений показателей поглощения $a(\lambda)$ и ослабления $c(\lambda)$, а также $a_v(\lambda)$ и C в различных участках Балтийского моря. Мы также сравним некоторые модели, основанные на этих измерениях, с данными измерений, проведенных в Балтийском море ранее (соотношения между S и $a_v(400)$ и между Y и C [18, 19]).

Измерения. Измерения коэффициентов поглощения и ослабления растворенного и взвешенного в воде вещества $a_m(\lambda) = a(\lambda) - a_w(\lambda)$, $c_m(\lambda) = c(\lambda) - c_w(\lambda)$ (a_w и c_w – коэффициенты поглощения и ослабления чистой морской воды) в Балтийском море проводились в 14 экспедициях на научно-исследовательском судне «Oceania». Использовался погружаемый прибор АС-9 (производство Wet Labs, США) на длинах волн λ , равных 412, 440, 488, 510, 532, 555, 650, 676 и 715 нм. Измерялись также концентрация хлорофилла C и поглощение РОВ $a_v(\lambda)$.

Были проведены калибровка и корректировка показаний прибора в соответствии с рекомендациями его разработчиков [20], которые, по их данным, должны обеспечивать точность измерений 2.5–5 %. Величина показателя рассеяния взвешенного вещества $b_m(\lambda)$ определялась как $c_m(\lambda) - a_m(\lambda)$.

Мы проанализировали данные измерений, проведенных в двух разных сезонах: летом (апрель–октябрь) и зимой (ноябрь–март). Летние данные содержат 162 вертикальных профиля (10 045 элементов) на глубинах $z = 0$ –125 м при $c_m = 0.07$ –1.91 м⁻¹, $a_m = 0.01$ –0.25 м⁻¹, зимние – 53 вертикальных профиля (3297 элементов), измеренных на глубинах $z = 0$ –91 м при $c_m = 0.08$ –1.58 м⁻¹, $a_m = 0.018$ –0.180 м⁻¹.

Применимость для Балтики соотношений между показателями поглощения и ослабления в спектральном участке около 550 нм. Все измеренные коэффициенты c_m , a_m и рассчитанные $b_m = c_m - a_m$ растворенного и взвешенного вещества на длине волны 555 нм пересчитывались в полные коэффициенты рассеяния, ослабления и поглощения: $b = b_m + b_w$, $c = c_m + c_w$, $a = a_m + a_w$. В соответствии с [10, 21] $a_w(555 \text{ нм}) = 0.0596 \text{ м}^{-1}$, $b_w(555 \text{ нм}) = 0.0019 \text{ м}^{-1}$, и $c_w(555 \text{ нм}) = 0.0615 \text{ м}^{-1}$. Измеренные величины c и b показаны точками на рис.1, а, а прямая представляет собой линейную регрессию:

$$b = 0.9393c - 0.0774. \quad (11)$$

Среднеквадратичное отклонение экспериментальных данных σ_b составляет $8.2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-1}$, средний коэффициент вариации – около 1 %, коэффициент корреляции $r^2 = 0.9994$, т.е. корреляция между показателями ослабления и рассеяния в Балтийском море (11) сильнее, чем в океане (8): среднеквадратичное отклонение $\sigma_b = 0.008 \text{ м}^{-1}$ и 0.022 м^{-1} соответственно. Чтобы установить, насколько соотношение (8) пригодно для применения в Балтийском, на рис.1, точками показаны результаты тех же измерений в Балтийском море, что и на рис.1, а, а прямая соответствует регрессии (8) для океанской воды. Несмотря на то что измерения, по которым построены регрессии (8) и (11), проводились в разных морских районах и разными измерительными приборами (в [16] показатель ослабления измерялся прибором СГН, а показатель рассеяния малоугловым измерителем рассеяния [22, 23]), регрессия (8) может быть применена и в Балтийском море с небольшой дополнительной погрешностью по сравнению с (11) (для данных рис.1, б $\sigma_b = 0.033 \text{ м}^{-1}$, $r^2 = 0.9899$, тогда как для Балтийского моря (рис.1, а) $\sigma_b = 0.0082 \text{ м}^{-1}$, $r^2 = 0.9994$).

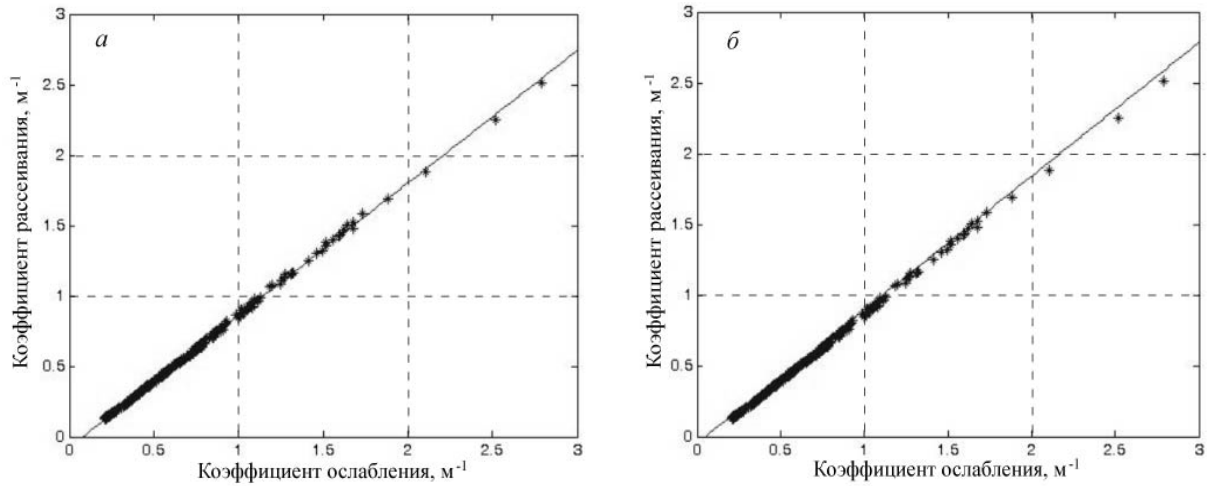


Рис.1. Регрессия между показателями ослабления и рассеивания для $\lambda = 555$ нм в Балтийском море (а) и соотношение между показателями ослабления и рассеивания (б). Точки – данные измерений в Балтийском море ($\lambda = 555$ нм), прямая – регрессия (8), полученная по измерениям в океане для $\lambda = 550$ нм в [16].

Применимость соотношений между показателями обратного рассеивания и ослабления в спектральном участке для Балтики составляет около 550 нм. Показатель обратного рассеивания b_b и вероятность обратного рассеивания $\tilde{b}_b = b_b / b$ – это ключевые параметры в теории подводного видения и дистанционного зондирования. Чтобы определить их для Балтийского моря, положим

$$b_b = b \tilde{b}_b = b_{bm} + b_{bw} = b_m \tilde{b}_{bm} + b_w \tilde{b}_{bw}, \quad (12)$$

где b_{bm} и $\tilde{b}_{bm}$ – соответственно показатель обратного рассеивания и вероятность обратного рассеивания взвешенного вещества, b_{bw} и $\tilde{b}_{bw} = 0.5$ – показатель обратного рассеивания и вероятность обратного рассеивания чистой морской воды. Из (11) и (12) с учетом значения $b_w(555 \text{ нм}) = 0.0019 \text{ м}^{-1}$ следует:

$$b_b = [0.9393 c - 0.0774] \tilde{b}_{bm} + 0.00095. \quad (13)$$

Таким образом, соотношение между b_b и c зависит от $\tilde{b}_{bm}$.

В литературе для вод типа 2 обычно принимается впервые установленная Петцольдом при длине волны 514 нм величина $\tilde{b}_{bm} = 0.019$ [24] или близкая к ней $\tilde{b}_{bm} = 0.018$ – 0.020 (см., например, [25, 26]). Во всяком случае, считается, что для вод типа 2, в которых концентрация минеральной взвеси значительно превышает концентрацию частиц биологического происхождения, значение $\tilde{b}_m = 0.019$ адекватно [27].

Подставляя $\tilde{b}_m = 0.019$ в (13), получаем

$$b_b = (0.01785 c - 5.2 \cdot 10^{-4}), \quad (14)$$

а вероятность рассеивания назад из (14) и (11)

$$\tilde{b}_b = (0.01785 c - 5.2 \cdot 10^{-4}) / (0.9393 c - 0.0774). \quad (15)$$

Функции, описываемые соотношениями (15) и (9), показаны на рис.2.

Обе кривые различаются очень мало: для $c > 0.4 \text{ м}^{-1}$ разница между $\tilde{b}_m$ не превышает 2 %. При $c < 0.3 \text{ м}^{-1}$ она возрастает и достигает 6 % при $c = 0.2 \text{ м}^{-1}$, т.е. при минимальных значениях $c(555 \text{ нм})$, зарегистрированных в Балтийском море в данной серии измерений.

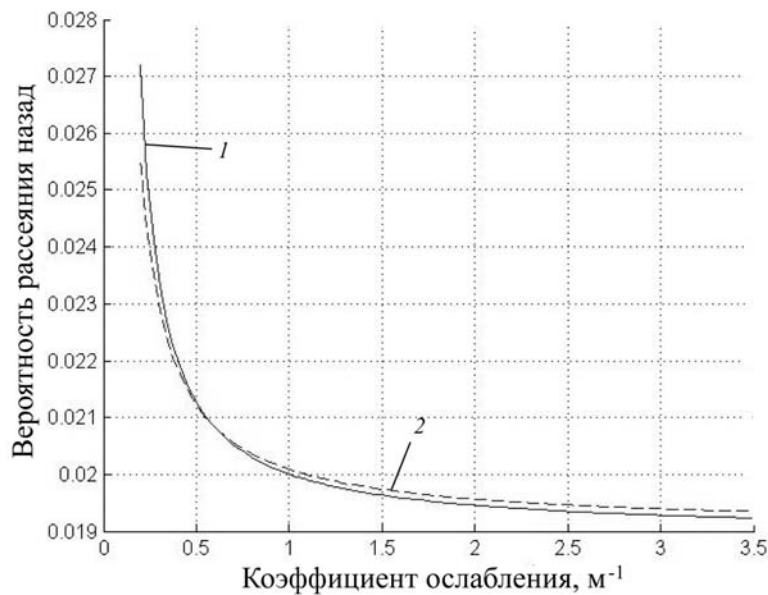


Рис.2. Вероятность рассеяния назад как функция показателя ослабления в Балтийском море при $\lambda = 555$ нм по (15) (1) и $\lambda = 555$ нм по измерениям [16] (2).

Таким образом, модель (8)–(10), связывающая гидро-оптические характеристики s , b , b_b и $\tilde{b}_b$ в области спектра около 550 нм, необходимые для теории подводного видения, может быть применима не только в океанской воде, но и в Балтийском море. Это подтверждает универсальность данной модели и позволяет надеяться, что она пригодна для любых морских районов.

Коэффициент S спектрального распределения поглощения РОВ. Значения S (см. (1)) для Балтийского моря были определены ранее и опубликованы в [18, 19]. Они показаны на рис.3, б. Резуль-

таты наших аналогичных измерений представлены на рис.3, а.

Видно, что величина S , по нашим данным, находится в основном в пределах 0.016 – 0.024 нм $^{-1}$, а в [19] – от 0.012 до 0.028 нм $^{-1}$. Разницу между этими диапазонами и соответствующими регрессиями (см. подписи к рис.3), по-видимому, можно объяснить тем, что наши данные ограничиваются открытыми районами Балтийского моря, а данные заливов (Гданьского и Померанского) были исключены, чтобы избежать экстремальных значений, присущих районам вблизи устьев рек.

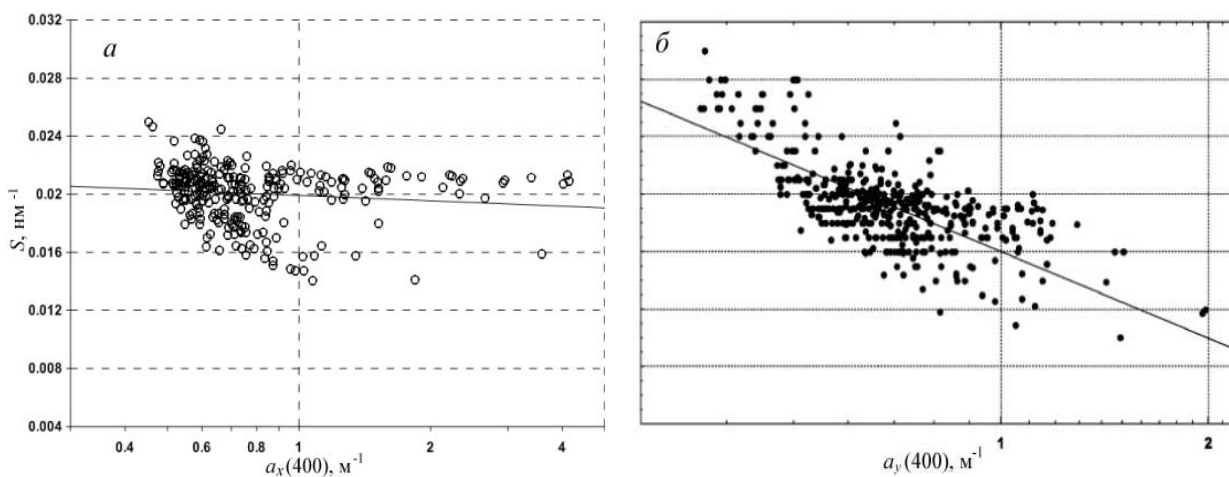


Рис.3. Соотношение между коэффициентом S и показателем поглощения $a_y(400)$ по нашим измерениям – линейная регрессия $S = 0.020 - 0.0012 (\log a_y(400))$ (а) и соотношение между коэффициентом S и показателем поглощения $a_y(400)$ по работе [19] – линейная регрессия $S = 0.016 - 0.022 (\log a_y(400))$ (б).

На рис.4 показана гистограмма, которая иллюстрирует плотность вероятности коэффициента S в наших измерениях. Среднее значение $S = 0.0202$ нм $^{-1}$, среднеквадратичное отклонение 0.0032 нм $^{-1}$, 93 % значений S находятся в пределах от 0.0165 до 0.0225 нм $^{-1}$. Сравнивая этот диапазон с указанным выше диапазоном S в океанской воде

(0.011–0.019 nm^{-1}), видим, что значения S в Балтийском море выше, чем в океане, хотя их диапазоны частично перекрываются.

Зависимость между показателем поглощения хлорофилла $a_c(\lambda)$ и его концентрацией C . Чтобы определить значение $a_c(\lambda)$, которое непосредственно не измерялось, следуя [1], положим:

$$a_c(\lambda) = a(\lambda) - a_w(\lambda) - a_y(\lambda). \quad (16)$$

На рис.5, а, б точками показаны значения $a_c(440)$ и $a_c(550)$, найденные по (16) с использованием измеренных значений $a(440)$, $a(550)$ и $a_y(440)$, $a_y(550)$. Функции (2а), (3а) показаны пунктирными, а (2б), (3б) – сплошными кривыми. Видно, что хотя функция (2) ближе к экспериментальным данным, чем (3), ни (2) ни (3) не могут быть рекомендованы для применения в Балтийском море.

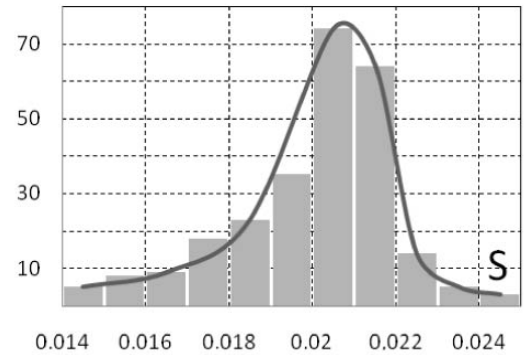


Рис.4. Гистограмма распределения S в Балтийском море.

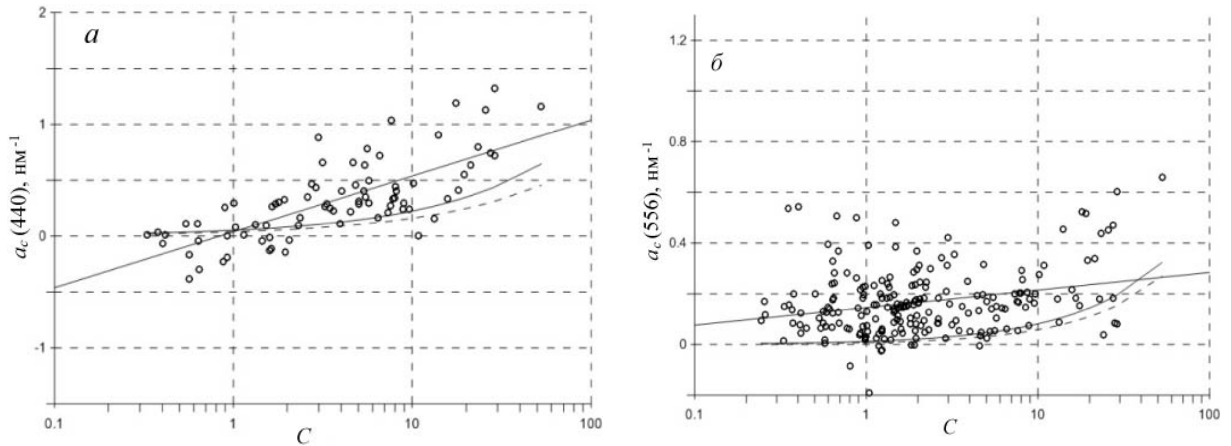


Рис.5. Зависимость между $a_c(440)$ и C .

а: функции (16) – точки, (2б) – сплошная кривая, (2а) – пунктирная. Регрессия: $a_c(440) = 0.038 + 0.5 \log C$, $r^2 = 0.55$; б: функции (16) – точки, (3б) – сплошная кривая, (3а) – пунктирная. Регрессия: $a_c(550) = 0.045 + 0.069 \log C$, $r^2 = 0.07$.

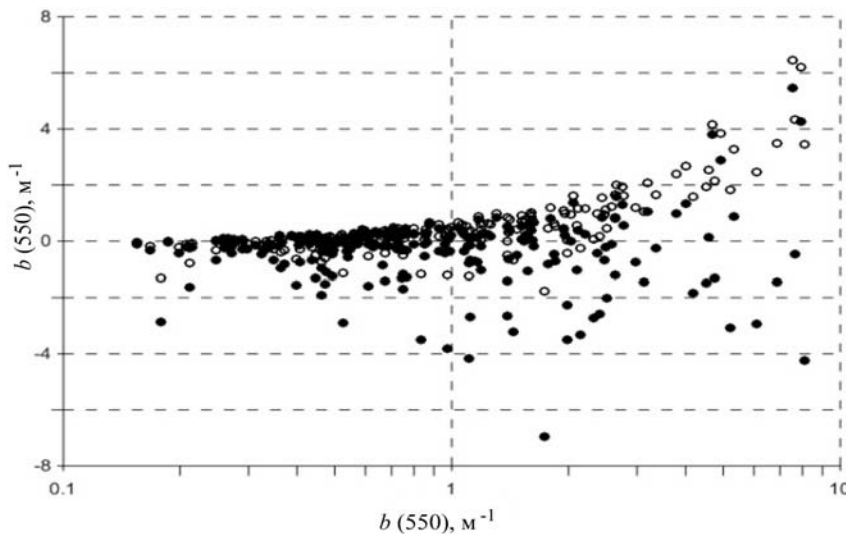


Рис.6. Зависимость $b_x(550)$ от $b(550)$, найденная из измеренных значений $b(550)$ и $b_c(550)$, вычисленных (с использованием измеренных C) по (4а) (темные точки) и (4б) (светлые точки).

Зависимость между показателем рассеяния фитопланктона $b_c(550)$ и его концентрацией C . Чтобы определить значение показателя полного рассеяния минеральной взвеси $b_x(550)$, которое непосредственно не измерялось, следуя [1], положим

$$b_x(\lambda) = b(\lambda) - b_w(\lambda) - b_c(\lambda),$$

где $b_c(550)$ выражается формулой (4). Рис.6 иллюстрирует зависи-

мость $b_x(550)$ от $b(550)$, где используются измеренные значения $b(550)$ и концентрации фитопланктона C , входящей в (4). Из рисунка видно, что большинство значений $b_x(550)$ близки к нулю или даже отрицательны. Между тем известно, что концентрация минеральной взвеси в Балтийском море достаточно велика. Поэтому из рис.6 следует, что соотношения (4а, б) не могут быть рекомендованы для применения в Балтийском море.

Зависимость между концентрациями фитопланктона и растворенного органического вещества. Как уже говорилось выше, в задаче восстановления концентраций оптически активных веществ из спектров яркости моря очень важным вопросом является наличие корреляции между концентрациями РОВ ($a_y(440)$ или $a_y(400)$) и фитопланктона C . На рис.7 показаны наши экспериментальные данные (точки) и функции (5)–(7) (прямые 1, 2, 3); прямая 4 – линейная регрессия наших экспериментальных данных ($r^2 = 0.0012$), 5 – регрессия для Балтийского моря ($r^2 = 0.25$), взятая из [18] и пересчитанная с 400 на 440 нм по соотношению (1) при $S = 0.02 \text{ нм}^{-1}$. Видно, что в Балтийском море корреляция между концентрациями РОВ и фитопланктона практически отсутствует.

Мы проанализировали применимость к Балтийскому морю ряда известных моделей оптических характеристик воды и концентраций оптически активных веществ, полученных для вод типа 1 и 2. Показано, что соотношения между коэффициентами ослабления, рассеяния и обратного рассеяния на длине волны $\lambda = 550 \text{ нм}$, полученные по измерениям в океанской и морской воде, справедливы и для Балтийского моря. Возможное объяснение этого в том, что данная длина волны далеко отстоит от максимумов поглощения

фитопланктона и РОВ, преобладающих в Балтийском море. Однако оптические характеристики воды около $\lambda = 550 \text{ нм}$ важны для проблемы видения, поскольку почти все системы подводного видения и локации работают в этой спектральной области. Спектральная зависимость поглощения РОВ (1) также справедлива в Балтийском море с коэффициентом S несколько большим, чем в океанских водах. С другой стороны, широко используемые модели, связывающие показатели поглощения и рассеяния хлорофилла и показатели поглощения РОВ с концентрацией хлорофилла, в Балтийском море неприменимы.

Работа поддержана РФФИ, проект 10-05-00311.

Литература

1. Копелевич О.В. Оптические свойства морской воды // Оптика океана. Т.1. М.: Наука, 1983. С.150–234.
2. Sathyendranath S., Prieur L., Morel A. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters // Intern. J. of Rem. Sensing. 1989. V.10. P.1373–1394.

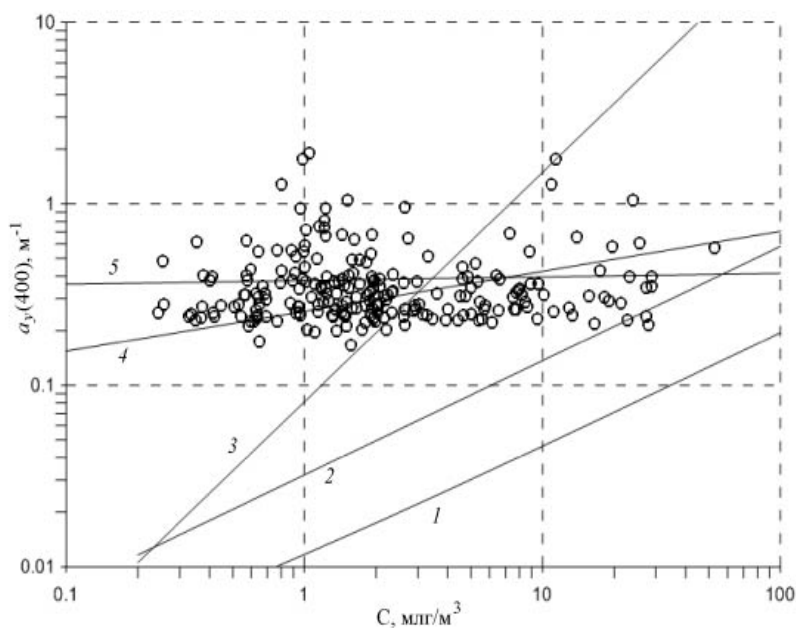


Рис.7. Соотношение между концентрациями РОВ и фитопланктона. Точки – наши экспериментальные данные; прямые 1, 2, 3 – соотношения (5)–(7); 4 – регрессия экспериментальных данных ($r^2 = 0.0012$), 5 – регрессия для Балтийского моря ($r^2 = 0.25$) из [18].

3. *Morel A., Loisel H.* Apparent optical properties of oceanic water: dependence on the molecular scattering contribution // *Applied Optics*. 1998. V.37, N 21. P.4765–4776.
4. *Kopelevich O.V.* The current low-parametric models of seawater optical properties // *Proc. 1th International Conf. «Current Problems in Optics of Natural Waters»*. St.Petersburg, 2001. P.18–23.
5. *Bricaud A., Morel A., Babin M., Allaly K., Claustre H.* Variation of light absorption by suspended particles with chlorophyll *a* concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103, N C13. P.31,033–31,044.
6. *Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H.* Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // *J. Geophys. Res.* 1995. V.100, N C7. P.13,321–13,332.
7. *Morel A., Maritorena S.* Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal // *J. Geophys. Res.* 2001. V.106, N C4. P.7163–7180.
8. *Loisel H., Morel A.* Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: a reexamination // *Limnology and Oceanography*. 1998. V.43, N 5. P.847–858.
9. *Morel A., Antoine D., Gentili B.* Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // *Applied Optics*. 2002. V.41, N 30. P.6289–6306.
10. *Pope R.M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Applied Optics*. 1997. V.36, N 33. P.8710–8723.
11. *Morel A.* Are the empirical relationships describing the bio-optical properties of case 1 waters consistent and internally compatible? // *J. Geophys. Res.* 2009. V.114, N C01016. doi: 10.1029/2008JC004803.
12. *Haltrin V.* Chlorophyll-based model on seawater optical properties // *Appl.Optics*. 1999. V.38, N 33. P.6826–6832.
13. *Левин И.М., Левина Е.И., Гильберт Г.Д., Стюарт С.Ю.* Оптимальный алгоритм дистанционного определения оптически активных веществ в океане с помощью многоканального спектрометра // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2005. Т.41, № 5. С.693–701.
14. *Levin I., Levina E., Gilbert G., Stewart S.* Role of sensor noise in hyperspectral remote sensing of natural waters: Application to retrieval of phytoplankton pigments // *Remote Sensing of Environment*. 2005. V.95, N 2. P.264–271.
15. *Levin I.M., Levina E.I.* Effect of atmospheric interference and sensor noise in retrieval of optically active materials in the ocean by hyperspectral remote sensing // *Applied Optics*. 2007. V.46, N 28. P.6896–6906.
16. *Левин И.М., Копелевич О.В.* Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в области спектра около 550 нм // *Океанология*. 2007. Т.47, № 3. С.344–348.
17. *Dolin L., Gilbert G., Levin I., Luchinin A.* Theory of imaging through wavy sea surface. Nizhniy Novgorod: Institute of Applied Physics, 2006. 171 p.
18. *Kowalczyk P.* Seasonal variability of yellow substance absorption in the surface layer of the Baltic sea // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104, N C12. P.30,047–30,058.
19. *Kowalczyk P., Olszewski J., Darecki M., Kaczmarek S.* Empirical relationships between coloured dissolved organic matter and apparent optical properties in Baltic Sea waters // *Intern. J. of Rem. Sensing*. 2005. V.26, N 2. P.345–370.
20. *Zaneveld J.R.V., Kitchen J.C., Moore C.* The scattering error correction of reflecting-tube absorption meters // *Ocean Optics XII (Jaffe, J.S., Ed.), Proc. SPIE*. 1994. V.2258. P.44–55.
21. *Smith R.C., Baker K.S.* Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm) // *Appl.Opt.* 1981. V.20, N 2. P.177–184.
22. *Козлянинов М.В.* Руководство по гидрооптическим измерениям в море // *Тр. ИОАН*. 1961. Т.47. С.37–79.
23. *Копелевич О.В., Маштаков Ю.Л., Русанов С.Ю.* Аппаратура и методика исследования оптических свойств морской воды // *Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах*. 1974. М.: Наука. С.97–107.
24. *Petzold T.J.* Volume scattering function for selected ocean waters. San Diego: Scripps Inst. of Oceanography, 1972. 79 p.
25. *Gould R.W., Arnone R.A., Martinolich P.M.* Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and 2 waters // *Appl. Opt.* 1999. V.38, N 12. P.2377–2383.
26. *Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G., Patch J.S.* Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization // *Appl. Opt.* 1999. V.38, N 18. P.3831–3843.
26. *Morel A., Antoine D., Gentili B.* Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // *Appl. Opt.* 2002. V.41. P.6289–6306.

Статья поступила в редакцию 24.02.2012 г.

