

Т.Я. Чурилова, В.В. Суслин, Х.М. Сосик

Спектральная модель подводной облученности в Черном море

Создана полуэмпирическая спектральная модель проникающей облученности, учитывающая биооптические характеристики Черного моря. Оценка вклада основных оптически активных компонентов в общее поглощение света в море показала, что в коротковолновой части (400 – 500 нм) свет в основном поглощается растворенным органическим веществом (41 – 77 %). Вклад фитопланктона в общее поглощение достигает максимальных величин (26 – 37 %) в глубоководной части моря во время весеннего цветения диатомовых водорослей. В прибрежных водах летом неживая взвесь поглощает примерно в два раза больше света (20 – 30 %), чем в открытых водах (8 – 13 %). Анализ чувствительности модели показал, что поглощение света растворенным органическим веществом является более значимым при оценке фотосинтетически активной радиации в Черном море, чем концентрация пигментов и обратное рассеяние света частицами взвеси. Сопоставление модельных расчетов с результатами измерения подводной облученности показало высокую точность модели.

Введение

Световые условия в море определяются потоком солнечной энергии, падающей на поверхность, и оптическими свойствами морской среды, а именно поглощением и рассеянием света [1]. На долю фотосинтетически активной радиации – ФАР (в диапазоне длин волн 400 – 700 нм) приходится около половины всей солнечной энергии. В поглощении и рассеянии проникающей в водную толщу солнечной энергии участвуют вода и содержащее в ней вещество (взвешенное и растворенное). Коэффициенты поглощения и рассеяния света зависят от концентрации фитопланктона и его пигментного состава, от содержания растворенного органического вещества, органического детрита и неорганической взвеси. До недавнего времени были известны только единичные измерения спектральных коэффициентов поглощения света взвешенным веществом в Черном море [2]. Наиболее распространенным методом оценки прозрачности воды было определение глубины видимости белого диска [3]. В последнее десятилетие в Черном море проведены многочисленные измерения поглощения света фитопланктоном, взвешенным и растворенным веществом [4 – 7], которые позволили выполнить параметризацию поглощения света основными оптически активными компонентами с высоким спектральным разрешением и выявить сезонные и региональные особенности биооптических характеристик в Черном море [8]. Еще ранее была найдена возможность корректной оценки рассеяния света по спутниковым данным [9].

Целью настоящей работы является создание региональной полуэмпирической спектральной модели ФАР, учитывающей биооптические характеристики Черного моря.

© Т.Я. Чурилова, В.В. Суслин, Х.М. Сосик, 2009

Методы

В модели задаются несколько входных параметров: 1) падающая на поверхность моря фотосинтетически активная радиация ΦAP_0 [10]; 2) поверхностная температура моря SST [11]; 3) нормализованные яркости излучения на длинах волн 490, 510, 555 нм соответственно $nlw(490)$, $nlw(510)$, $nlw(555)$ [10], которые используются для расчета поверхностной концентрации хлорофилла a в сумме с феопигментами C_a по региональному алгоритму [12].

Для учета сезонных особенностей вертикального распределения пигментов были выделены два периода года: холодный (ноябрь – апрель) и теплый (май – октябрь). Для холодного времени года типично однородное распределение пигментов по слою, а для теплого – неоднородное с глубинным максимумом около нижней границы зоны фотосинтеза. Изменение с глубиной концентрации пигментов в теплый период года описывается распределением Гаусса с параметрами, полученными в результате параметризации вертикального распределения хлорофилла a по многолетним данным [13]. При расчетах для теплого периода использовали двухслойную модель, состоящую из верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), глубина которого в среднем составляла 17 м [7], и слоя под ВКС. Слои были однородными по температуре: в ВКС температура соответствовала поверхностной температуре моря SST , а под ВКС составляла 8 °C.

В основу регионального подхода при спектральном моделировании подводной облученности $E_d(z, \lambda)$ положена Бедфордская модель [14]. Для учета биооптических особенностей Черного моря эта модель была модифицирована на основании результатов параметризации поглощения света основными оптически активными компонентами в Черном море [8]. Интегральную величину ΦAP , падающей на поверхность моря [10], трансформировали в спектральное распределение солнечной энергии в соответствии с данными из работы [15]. Потери за счет отражения при прохождении солнечного излучения через поверхность моря принимали равными 6 % [16]. Проникающая солнечная радиация $E_d(z, \lambda)$ состоит из прямого $E_d^d(z, \lambda)$ и перераспределенного атмосферой $E_d^s(z, \lambda)$ диффузного солнечного излучения:

$$E_d(z, \lambda) = E_d^d(z - \Delta z, \lambda) e^{-k_d^d(z, \lambda) \Delta z} + E_d^s(z - \Delta z, \lambda) e^{-k_d^s(z, \lambda) \Delta z}, \quad (1)$$

где $k_d^d(z, \lambda)$ и $k_d^s(z, \lambda)$ – коэффициенты вертикального ослабления для прямого и диффузного света соответственно. Коэффициент $k_d^d(z, \lambda)$ рассчитывали по формуле

$$k_d^d(z, \lambda) = [a(z, \lambda) + b_b(z, \lambda)] / \cos \theta_d, \quad (2)$$

где $a(z, \lambda)$ – коэффициент поглощения света, $b_b(z, \lambda)$ – коэффициент обратного рассеяния света, θ_d – угол распространения световой энергии в водной толще. Коэффициент $k_d^s(z, \lambda)$ определяли следующим образом:

$$k_d^s(z, \lambda) = [a(z, \lambda) + b_b(z, \lambda)] / 0,83. \quad (3)$$

Коэффициент поглощения света $a(z, \lambda)$ состоит из коэффициентов поглощения света чистой водой a_w , взвешенными частицами a_p и окрашенным растворенным органическим веществом a_{CDOM} :

$$a(z, \lambda) = a_w(\lambda) + a_p(z, \lambda) + a_{CDOM}(\lambda). \quad (4)$$

Для оценки спектра коэффициента поглощения света чистой водой $a_w(\lambda)$ использовали данные из работы [17]. Коэффициент $a_p(z, \lambda)$ зависит от относительного поглощения света неживой взвесью, концентрации пигментов, видового состава фитопланктона, размеров клеток и внутриклеточной концентрации пигментов. Параметризация связи между $a_p(\lambda)$ и C_a , выполненная для разных районов моря, теплого и холодного периодов, для глубин выше и ниже сезонного термоклина, отражает влияние абиотических и биотических факторов среды на зависимость $a_p(z, \lambda)$ от C_a [8]. Спектральное распределение коэффициента a_{CDOM} описывается экспоненциальной функцией

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0) \exp[-S_{CDOM}(\lambda - \lambda_0)], \quad (5)$$

где S_{CDOM} – коэффициент, характеризующий изменение $a_{CDOM}(\lambda)$ по спектру, нм^{-1} ; $\lambda_0 = 440$ нм. В настоящей работе были использованы средние значения параметров, характерные для прибрежных ($a_{CDOM}(440) = 0,0812 \pm \pm 0,039 \text{ м}^{-1}$, $S_{CDOM} = 0,020 \text{ нм}^{-1}$) и глубоководных ($a_{CDOM}(440) = 0,100 \pm \pm 0,029 \text{ м}^{-1}$, $S_{CDOM} = 0,018 \text{ нм}^{-1}$) районов моря [8].

Коэффициент обратного рассеяния $b_b(z, \lambda)$ состоит из коэффициентов рассеяния света чистой морской водой b_{bw} и частицами b_{bp} :

$$b_b(z, \lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(z, \lambda). \quad (6)$$

Известно, что рассеяние света чистой водой в обратном направлении составляет 50 % от общего рассеяния света чистой водой $b_w(\lambda)$ [18]:

$$b_{bw}(\lambda) = 0,5 b_w(\lambda). \quad (7)$$

Коэффициент обратного рассеяния частицами в поверхностном слое моря на длине волны 555 нм $b_{bp}(555)$ определяли, используя подход В.С. Суетиной с соавторами [9]:

$$b_{bp}(555) = \{6,76 nlw(555) + 0,03[nlw(555)]^3 + 3,40 nlw(555) I_{510}^{3,8}\} 0,001, \text{ м}^{-1}, \quad (8)$$

где $nlw(555)$ – нормализованная яркость излучения на длине волны 555 нм, $\text{мВт} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мкм}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$; I_{510} – отношение между $nlw(555)$ и $nlw(510)$ ($I_{510} = nlw(555)/nlw(510)$). Для расчетов по слою 0 – 50 м было сделано допущение, что вертикальное распределение $b_{bp}(555)$ происходит пропорционально концентрации хлорофилла a .

Спектральное распределение b_{bp} восстанавливали по величине коэффициента на длине волны 555 нм [16]:

$$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(555) (\lambda / 555)^{-n}, \quad (9)$$

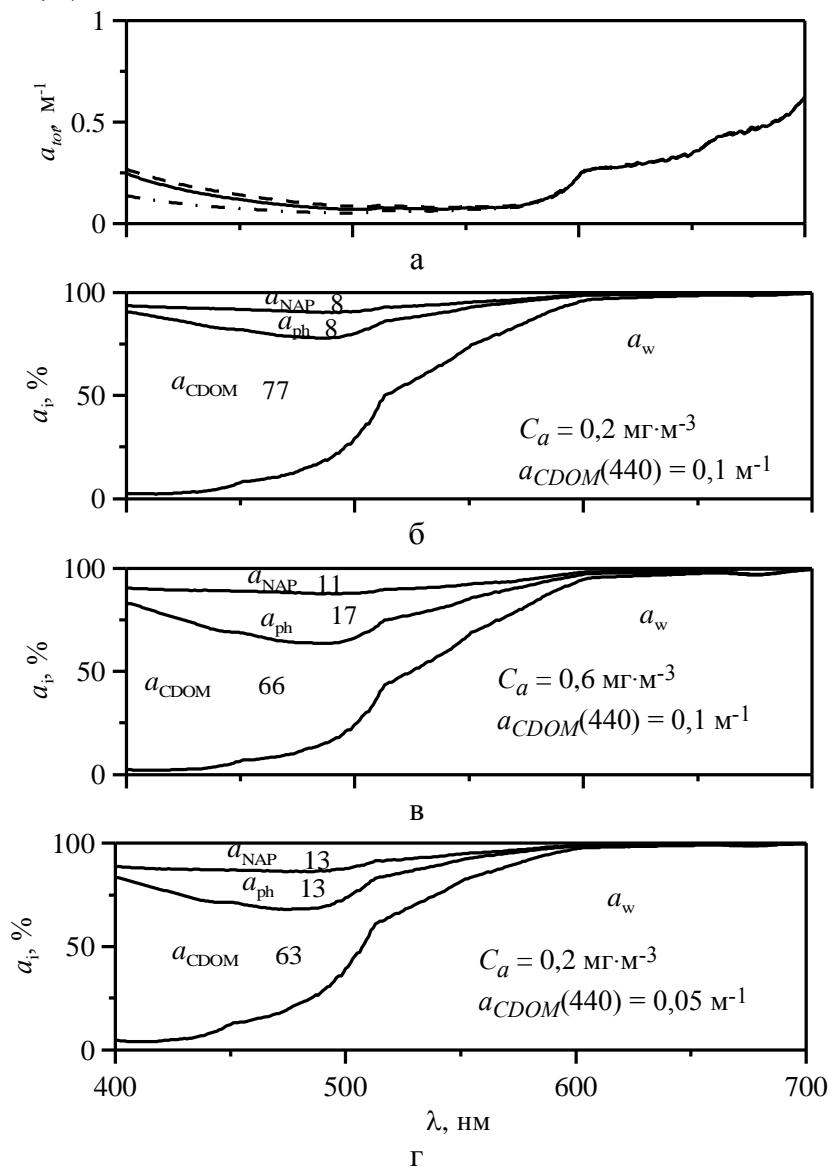
где $n = 0,8$ – степенной коэффициент, который зависит от размеров частиц взвеси и изменяется от 0,3 при цветении крупных диатомовых водорослей до 1,5, когда в фитопланктоне преобладают кокколитофориды, сбрасывающие в воду огромное количество кокколита.

Результаты и обсуждение

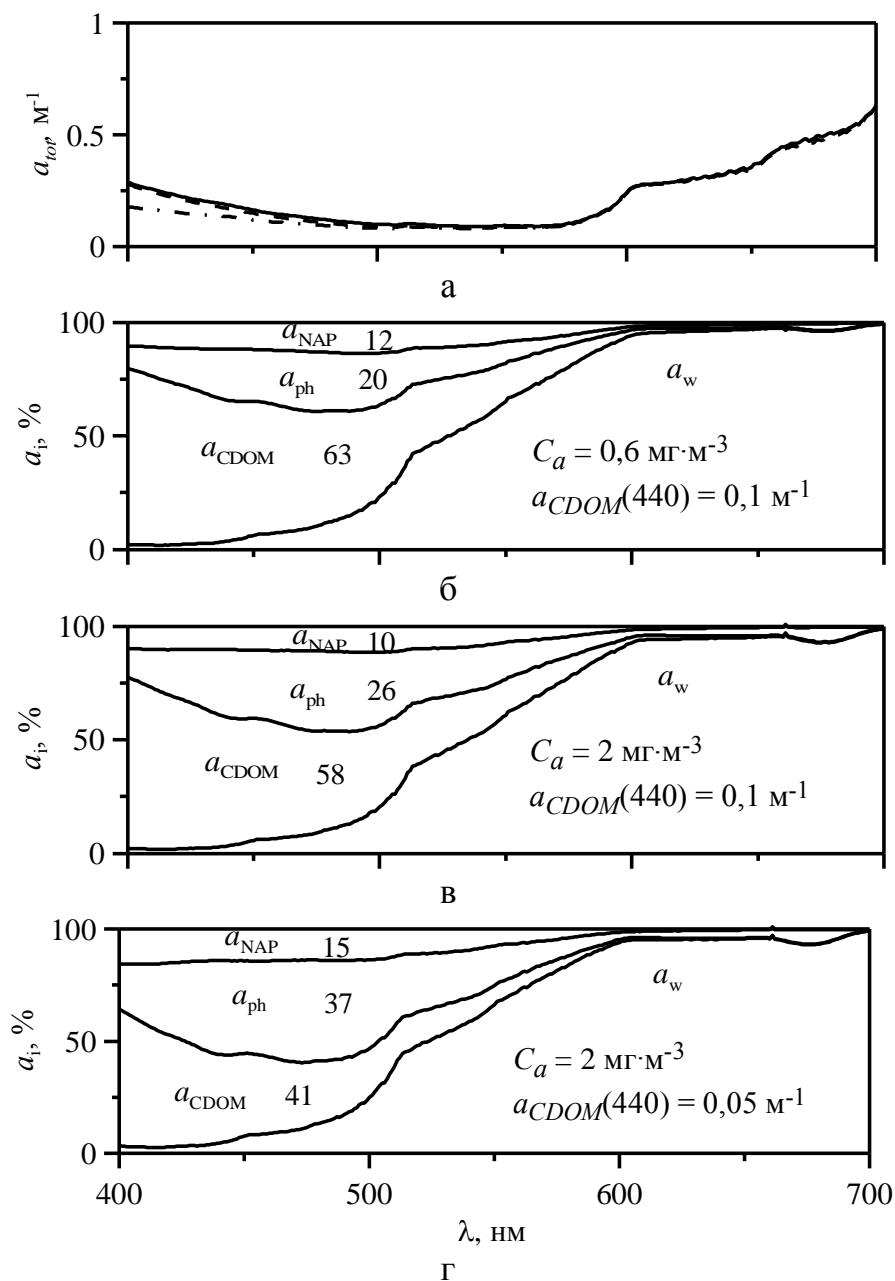
Вклад различных компонентов в суммарное поглощение света. Свет в море поглощается самой водой, окрашенным растворенным органическим веществом (*CDOM*) и взвешенным в воде веществом, а именно фитопланктоном и неживой взвесью (*NAP*). Каждая из составляющих имеет свои специфические спектральные свойства. Поглощение *CDOM* и *NAP* характеризуется высокими величинами в коротковолновой области и снижением по экспоненте с увеличением длины волны. Чистая вода, напротив, сильно поглощает энергию света в длинноволновой части спектра. Фитопланктон имеет сложный спектр поглощения с двумя максимумами на длинах волн ~ 678 и ~ 440 нм, что обусловлено составом пигментов [19]. Спектральное распределение коэффициента суммарного поглощения света a_{tot} в красной области определяется поглощением чистой водой, в синей – растворенным органическим веществом (рис. 1). Необходимо отметить, что на спектре суммарного поглощения практически не проявляются максимумы в поглощении света пигментами фитопланктона, т. е. поглощение фитопланктоном, в силу относительно малого вклада, маскируется другими поглощающими свет компонентами: в красной области спектра – водой, а в синей – растворенным органическим веществом и неживой взвесью. Оценки вклада различных компонентов в общее поглощение света рассмотрим для глубоководной и прибрежной частей моря. В летний период в глубоководной части моря, когда поверхностная концентрация C_a составляет $0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, поглощение в синей части спектра (400 – 500 нм) на 77 % определяется *CDOM* (рис. 1, б), и поэтому абсолютные величины общего поглощения света в этом спектральном диапазоне практически не чувствительны к трехкратному повышению содержания пигментов в поверхностном слое до $0,6 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ (рис. 1, а). Напротив, уменьшение коэффициента $a_{\text{CDOM}}(440)$ в два раза приводит к значительному (почти двукратному) уменьшению общего поглощения в диапазоне от 400 до 500 нм (рис. 1, а). Для холодного периода года в глубоководной части моря рассмотрим случаи в пределах типичной для этого времени вариабельности поверхностной концентрации 0,6 и $2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ [5]. Наибольшие величины C_a ($\sim 2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) наблюдаются, как правило, в марте в период цветения диатомовых, а наименьшие – осенью в начальный момент разрушения сезонного термоклина. Следует отметить, что в пределах видимого диапазона солнечной радиации наибольший вклад фитопланктона в общее поглощение света наблюдается на длине волны около 500 нм (рис. 1 – 3). В случае высоких зимних значений C_a ($2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$) поглощение света фитопланктоном на этой длине волны (35 %) практически достигает величин, отмеченных для *CDOM* (41 %) (рис. 2, в).

Однако на меньших длинах волн (<500 нм) растворенное органическое вещество является основным поглощающим свет компонентом, на долю которого в диапазоне длин волн 400 – 500 нм приходится в два раза больше поглощенной энергии (58 %) в сравнении с фитопланктоном (26 %) (рис. 2, в). В результате этого изменение концентрации C_a более чем в три раза (от 0,6 до

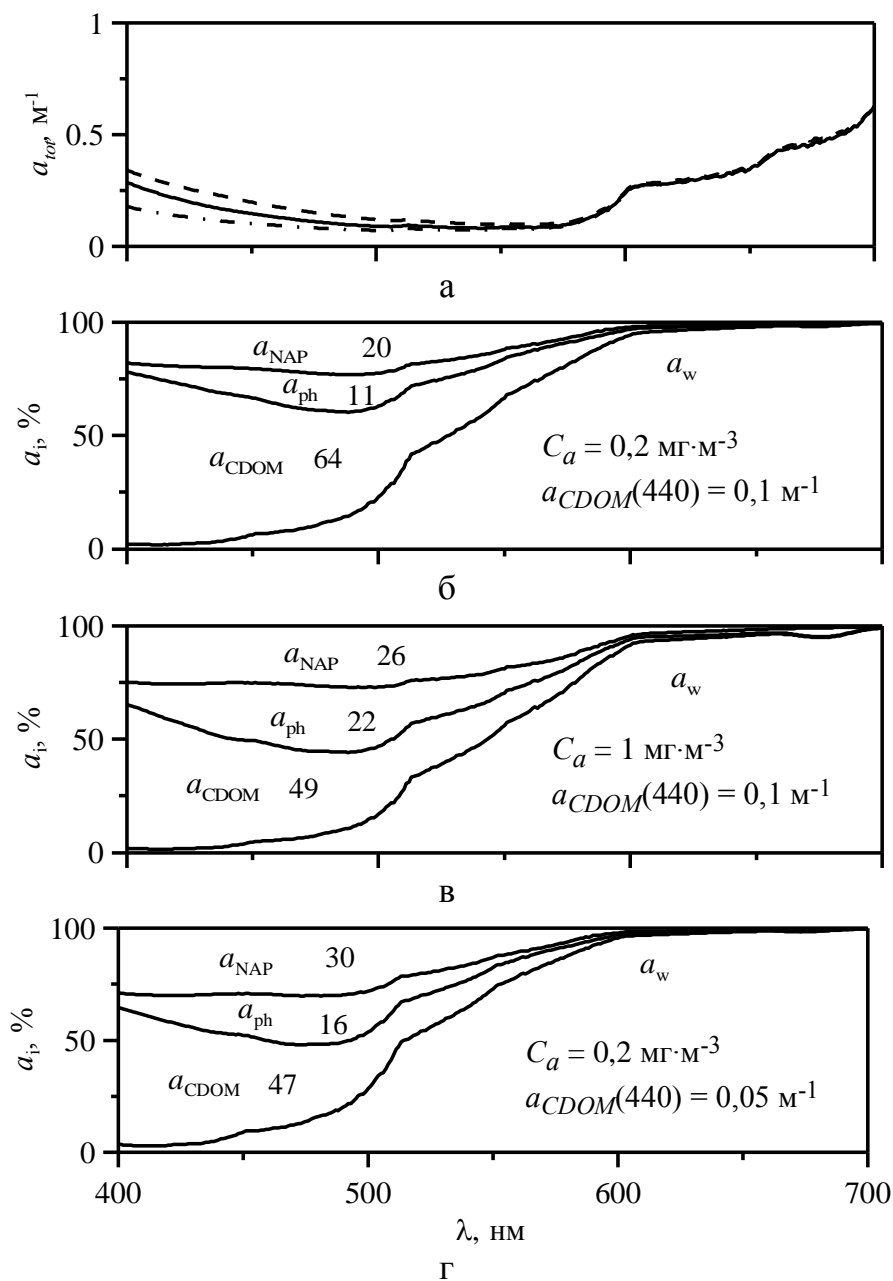
2 мг · м⁻³) практически не отразилось на суммарном поглощении (рис. 2, а). И напротив, снижение величины $a_{CDOM}(440)$ в два раза привело к заметному (на ~ 30 % на длине волны 400 нм) уменьшению суммарного поглощения света (рис. 2, а).



Р и с. 1. Спектральное распределение коэффициента суммарного поглощения света a_{tot} в глубоководном районе моря в теплый период года (а) ($C_a = 0,2$ мг · м⁻³ и $a_{CDOM}(440) = 0,1$ м⁻¹ – сплошная линия; $C_a = 0,6$ мг · м⁻³ и $a_{CDOM}(440) = 0,1$ м⁻¹ – штриховая; $C_a = 0,2$ мг · м⁻³ и $a_{CDOM}(440) = 0,05$ м⁻¹ – штрихпунктирная), а также соответствующие каждому из графиков вклады (%) чистой воды a_w , фитопланктона a_{ph} , неживой взвеси a_{NAP} и окрашенного растворенного органического вещества a_{CDOM} в общее поглощение света (б, в, г) (числа соответствуют средней величине вклада в диапазоне 400 – 500 нм)



Р и с. 2. Спектральное распределение коэффициента суммарного поглощения света a_{tot} в глубоководном районе моря в холодный период года (а) ($C_a = 0,6 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ – сплошная линия; $C_a = 2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ – штриховая; $C_a = 2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ – штрихпунктирная), а также соответствующие каждому из графиков вклады (%) чистой воды a_w , фитопланктона a_{ph} , неживой взвеси a_{NAP} и окрашенного растворенного органического вещества a_{CDOM} в общее поглощение света (б, в, г) (числа соответствуют средней величине вклада в диапазоне 400 – 500 нм)



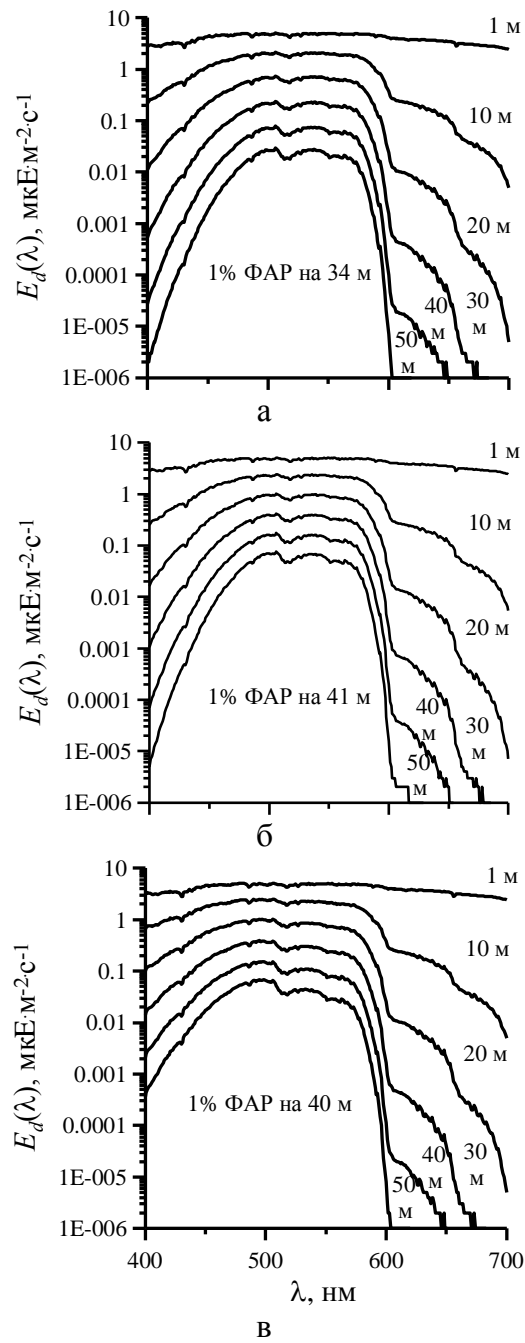
Р и с. 3. Спектральное распределение коэффициента суммарного поглощения света a_{tot} в прибрежных водах в теплый период года (а) ($C_a = 0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ – сплошная линия; $C_a = 1 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ – штриховая; $C_a = 0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ – штрихпунктирная), а также соответствующие каждому из графиков вклады (%) чистой воды a_w , фитопланктона a_{ph} , неживой взвеси a_{NAP} и окрашенного растворенного органического вещества a_{CDOM} в общее поглощение света (б, в, г) (числа соответствуют средней величине вклада в диапазоне 400 – 500 нм)

Для прибрежных вод рассмотрим изменение в летнее время поверхностной концентрации C_a от 0,2 до 1 мг · м⁻³. Первый случай наблюдается при длительном отсутствии ветровых волнений [20], а второй – при интенсивном штормовом перемешивании вод [6]. Прибрежные воды отличаются от открытых районов моря в два раза большим вкладом неживой взвеси (20 – 30 %) в общее поглощение света в диапазоне 400 – 500 нм (рис. 3). Пятикратное изменение концентрации C_a и двукратное уменьшение $a_{CDOM}(440)$ имели соизмеримое влияние на коэффициент суммарного поглощения света (рис. 3, а), что указывает на преобладающее влияние растворенного органического вещества.

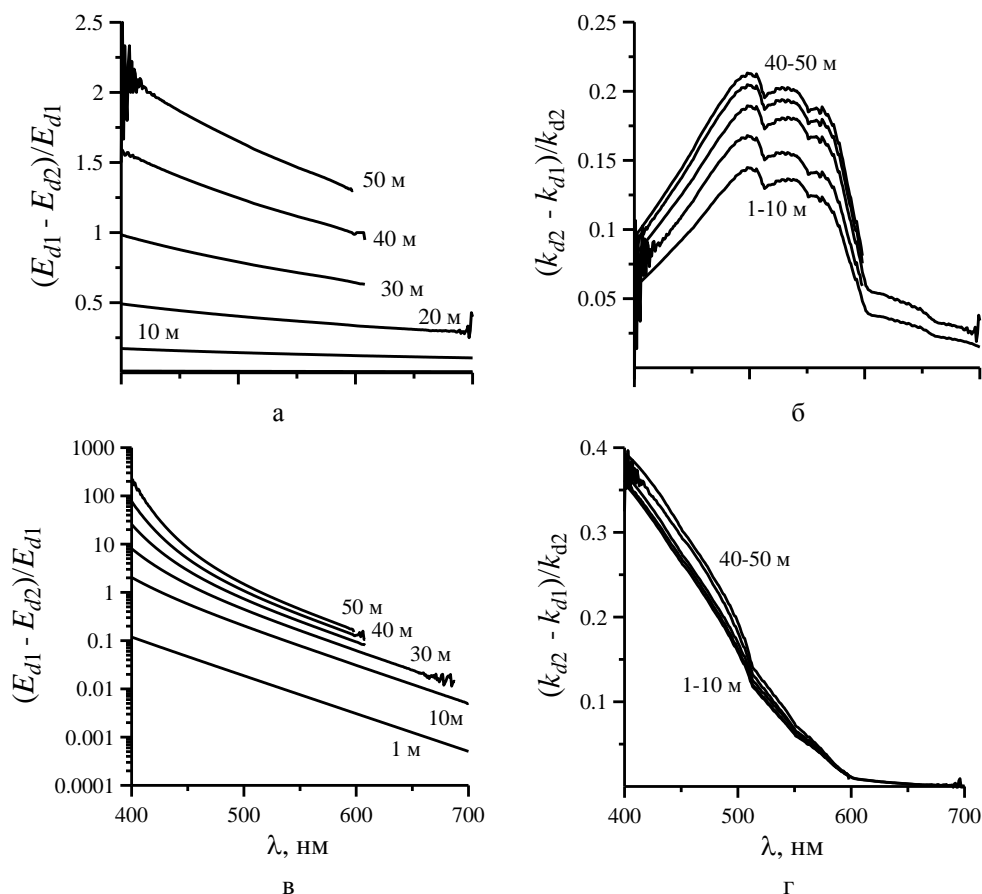
Следовательно, в глубоководных и прибрежных районах моря суммарное поглощение в коротковолновой части спектра более всего зависит от изменчивости поглощения света растворенным органическим веществом. То, что $CDOM$ – основной компонент, поглощающий коротковолновое излучение в море, связано с экспоненциальной формой спектрального распределения a_{CDOM} и высокими значениями этого коэффициента в области максимального поглощения света фитопланктоном (на длине волны ~ 440 нм).

Модель ФАР: чувствительность к изменчивости входящих параметров. Модельная оценка спектрального распределения проникающей солнечной радиации была сделана для глубоководного района моря в летнее время, когда концентрация хлорофилла a в поверхностном слое составляет 0,2 мг · м⁻³ (рис. 4). В это время года величины коэффициентов обратного рассеяния частицами в поверхностном слое изменяются от 0,002 до 0,01 м⁻¹ в зависимости от размеров частиц взвеси [9]. Максимальные величины $b_{bp}(555)$ типичны для периода цветения кокколитофорид, когда обилие мелких (~1 мкм в диаметре) кокколит в море усиливает рассеяние света. Полученное для этого случая спектральное распределение ФАР на отдельных глубинах в 50-метровом слое показано на рис. 4, а. Очевидно, что максимум пропускания света находится в диапазоне от 510 до 550 нм. Зона фотосинтеза, если за нижнюю границу принимать глубину с облученностью в 1% от падающей на поверхность ФАР₀, составляла 34 м.

Для летнего фитопланктонного сообщества, в котором преобладают динофлагелляты, типичны в пять раз меньшие величины $b_{bp}(555)$, чем в случае доминирования кокколитофорид [9]. Увеличение коэффициента обратного рассеяния частиц в пределах естественной вариабельности в летнее время при переходе от цветения динофлагеллят к кокколитофоридам приводит к увеличению на 13 % коэффициента вертикального ослабления света в диапазоне 500 – 550 нм в верхнем 10-метровом слое (рис. 5). Наиболее заметное изменение коэффициента обратного рассеяния, а следовательно и k_d (где $k_d = k_d^d + k_d^s$), происходит в слое максимума концентрации хлорофилла (на глубине около 30 м), где больше концентрация взвешенного вещества. В среднем по слою 0 – 50 м k_d увеличивается на 16 – 17 %. Поскольку спектральный диапазон 500 – 550 нм, где проявилось основное изменение коэффициента ослабления света, соответствует максимальному проникновению света, то изменение ФАР отмечалось именно в этом спектральном диапазоне (рис. 4, б). В результате зона фотосинтеза уменьшилась на ~ 15 % (с 41 до 34 м).



Р и с. 4. Спектральное распределение проникающей солнечной радиации $E_d(\lambda)$ в глубоководном районе моря в теплый период года при $C_a = 0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$ и $SST = 20 \text{ }^\circ\text{C}$: *а* – поглощение растворенным органическим веществом $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ и обратное рассеяние света частицами $b_{bp}(555) = 0,01 \text{ м}^{-1}$; *б* – $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ и $b_{bp}(555) = 0,002 \text{ м}^{-1}$; *в* – $a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ и $b_{bp}(555) = 0,01 \text{ м}^{-1}$



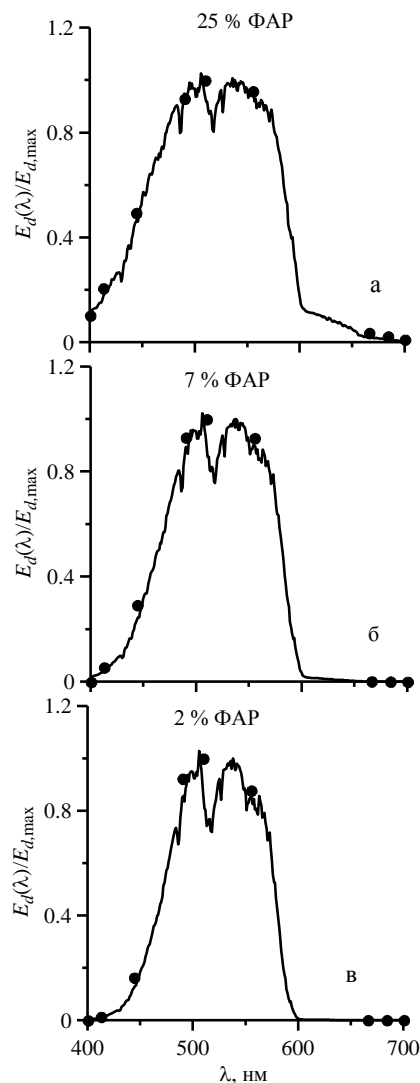
Р и с. 5. Относительное изменение проникающей солнечной радиации $(E_{d1} - E_{d2})/E_{d1}$ и коэффициента вертикального ослабления света $(k_{d2} - k_{d1})/k_{d2}$, вызванное увеличением коэффициента обратного рассеяния света (а, б: индекс 1 – $b_{bp}(555) = 0,002 \text{ м}^{-1}$, индекс 2 – $b_{bp}(555) = 0,01 \text{ м}^{-1}$) и увеличением коэффициента поглощения света растворенным органическим веществом (в, г: индекс 1 – $a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$, индекс 2 – $a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$)

Для оценки чувствительности модели ФАР к изменению поглощения света растворенной органикой $a_{CDOM}(440)$ увеличили в два раза (от $0,05$ до $0,1 \text{ м}^{-1}$), что привело к росту k_d (рис. 5, г). Относительное изменение k_d составляет 35 – 40 % на длине волны 400 нм и резко снижается с увеличением длины волны. В результате наибольшее изменение ФАР наблюдается именно в коротковолновой части спектра (рис. 4, б, в). Определяющим для изменения зоны фотосинтеза является диапазон наибольшего пропускания света (500 – 550 нм), где k_d увеличился на 5 – 15 %. В результате зона фотосинтеза стала меньше на ~ 15 % (с 40 до 34 м).

Тестирование чувствительности модели к содержанию пигментов показало, что в три раза большие значения поверхностной концентрации C_a (с пропорциональным увеличением поглощения NAP) приводят к сужению зоны фотосинтеза на 8 %. Следовательно, модель ФАР более чувствительна к изменению поглощения света растворенным органическим веществом, чем к изменениям концентрации пигментов или коэффициента обратного рассеяния света частицами взвеси.

Сравнение модельных оценок с измерениями подводной облученности.

Для сравнения были взяты данные измерений подводной облученности, выполненных в открытых водах западной части Черного моря в международной экспедиции на НИС «Трепанг» в июне 1996 г. Значение поверхностной концентрации пигментов на выбранной станции было абсолютно идентично нашему модельному варианту ($C_a = 0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$). Абсолютные величины падающей на поверхность моря солнечной радиации различались, поэтому сравнивали спектральный ход ФАР в относительных единицах $E_d(\lambda)/E_{d,\text{max}}$ для одинаковых оптических глубин – 25; 7 и 2 % ФАР₀ (рис. 6, а, б, в).



Р и с. 6. Сравнение спектрального распределения проникающей солнечной радиации $E_d(\lambda)$ в глубоководном районе моря в теплый период года при $C_a = 0,2 \text{ мг} \cdot \text{м}^{-3}$, полученного по модельным расчетам (сплошная линия) и данным измерений (кружки) для глубин с 25-, 7- и 2%-ным уровнем облученности (ФАР)

Модельные спектры проникающей радиации $E_d(\lambda)$ по форме практически совпадают с результатами измерений. Рассчитанная величина среднего по слою 0 – 50 м коэффициента вертикального ослабления облученности в видимом диапазоне ($0,131 \text{ м}^{-1}$) соответствует измеренному значению ($0,128 \text{ м}^{-1}$). Модельные расчеты достаточно хорошо согласуются с данными измерений, что позволяет сделать вывод об адекватности региональной спектральной модели подводной облученности. Представленный выше анализ чувствительности модели свидетельствует о том, что форма спектрального распределения $E_d(\lambda)$, в особенности ее коротковолновая часть, будет зависеть в основном от корректной оценки коэффициента поглощения света растворенным органическим веществом. Следовательно, средняя величина $a_{CDOM}(\lambda)$ [8], которая была использована для этого варианта расчетов, оказалась близка к реальной величине. Однако следует отметить, что в случае применения этой модели для оценки светового поля в Черном море в разных пространственных и временных масштабах необходимо учитывать временную и пространственную вариабельность $a_{CDOM}(\lambda)$. Для решения этой задачи может быть использована оценка коэффициента поглощения света растворенным веществом по спутниковым данным о нормализованном восходящем излучении на длинах волн 490, 510 и 555 нм [12].

Выводы

Впервые для Черного моря создана полуэмпирическая спектральная модель проникающей фотосинтетически активной радиации. Корректная оценка светового поля открывает возможности для более точной оценки фотосинтеза и продукции глубинного фитопланктона и, следовательно, для создания спектральной модели первичного синтеза органического вещества. Региональная модель ФАР может найти применение и при решении различных гидрофизических задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов НАН Украины «Оперативная океанография» и «Оценка первичной продукции Черного моря по спутниковым наблюдениям»; проекта NATO «Collaborative Linkage Grant LST.CLG.977521»; проекта CNES «COBRA» (*Color OBServations for validation of Remote sensing Algorithms in the Black Sea*); проекта GEF/UNDP «Black Sea Ecosystem Recovery Project, 2005»; проекта ЕС «SESAME FP6» (*Southern European Seas: Assessing and Modelling Ecosystem changes*).

Авторы выражают благодарность группе обработки спутниковой информации NASA GSFC (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) за предоставленную возможность использования эмпирических материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 246 с.
2. *Коновалов Б.В.* Некоторые особенности спектрального поглощения взвеси морской воды // Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 58 – 65.
3. *Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.А. и др.* Многолетняя изменчивость прозрачности воды в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х – начале 90-х годов. – Севастополь, 1996. – 32 с. – (Препринт / НАН Украины. МГИ. ИнБЮМ).
4. *Чурилова Т.Я.* Поглощение света фитопланктоном и детритом в Черном море в весенний период // *Океанология*. – 2001. – 41, № 5. – С. 719 – 727.
5. *Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П., Георгиева Л.В.* Изменчивость биооптических характеристик фитопланктона в Черном море // Там же. – 2004. – 44, № 1. – С. 11 – 27.
6. *Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П.* Поглощение света фитопланктоном, детритом и растворенным органическим веществом в прибрежном районе Черного моря (июль – август 2002) // *Морской гидрофизический журнал*. – 2004. – № 4. – С. 39 – 50.
7. *Churilova T., Finenko Z., Tugrul S.* Light absorption and quantum yield of photosynthesis during autumn phytoplankton bloom in the western Black Sea // *Морской экологический журнал*. – 2008. – 7, № 3. – С. 75 – 86 (in English).
8. *Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Рылькова О.А.* Параметризация поглощения света основными оптически активными компонентами в Черном море // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2008. – Вып. 16. – С. 190 – 201.
9. *Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н. и др.* Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море летом 1998 года по данным спутникового прибора *SeaWiFS* // *Морской гидрофизический журнал*. – 2002. – № 6. – С. 44 – 54.
10. *Данные SeaWiFS*, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>.
11. *Данные MODIS-Aqua*, <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/level3.pl>.
12. *Суслин В.В., Чурилова Т.Я., Сосик Х.М.* Региональный алгоритм расчета концентрации хлорофилла *a* в Черном море по спутниковым данным *SeaWiFS* // *Морской экологический журнал*. – 2008. – № 2. – С. 24 – 42.
13. *Finenko Z., Churilova T., Lee R.* Dynamics of the vertical distributions of chlorophyll and phytoplankton biomass in the Black Sea // *Oceanol.* – 2005. – 45, Suppl. 1. – S112 – S126.
14. *Platt T., Caverhill C., Sathyendranath S.* Basin scale estimates of ocean primary production by remote sensing: The North Atlantic // *J. Geophys. Res.* – 1991. – 96, № C8. – P. 15147 – 15159.
15. *Шифрин К.С.* Оптика океана // *Физика океана*. Т.1. Гидрофизика океана. – М.: Наука, 1978. – С. 340 – 380.
16. *Маньковский В.И.* Основы оптики океана. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1996. – 119 с.
17. *Pope R. M., Fry E.S.* Absorption spectrum (380 – 700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Opt.* – 1997. – 36. – P. 8710 – 8723.
18. *Smith R.C., Baker K.S.* Optical properties of the clearest natural waters (200 – 800 nm) // *Ibid.* – 1981. – 20. – P. 177 – 184.

19. *Чурилова Т.Я., Финенко З.З., Акимов А.И.* Пигменты микроводорослей // Микроводоросли Черного моря: проблемы сохранения биоразнообразия и биотехнологического использования. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – С. 301 – 319.
20. *Берсенева Г.П., Чурилова Т.Я.* Хлорофилл и оптические характеристики фитопланктона в шельфовых водах у побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. – 2001.– № 2.– С. 44 – 57.

Институт биологии южных морей НАН Украины
им. А.А. Ковалевского,
Севастополь
Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
Вудсхольский океанографический институт,
Вудсхол, США

Материал поступил
в редакцию 14.08.08
После доработки 24.09.08

ABSTRACT Semi-empirical spectral model of underwater irradiance in the Black Sea is developed. The model takes into account bio-optical characteristics of the Black Sea. Estimation of contribution of all optically active components to total light absorption in the sea shows that the irradiance in a short-wave domain 400 – 500 nm is absorbed mainly by colored dissolved organic matter (41 – 77 %). The contribution of phytoplankton to total light absorption achieves its maximum (26 – 37 %) in the deep-water regions during spring bloom of large diatoms. In the coastal waters in summer non-algae particles light absorption is about twice higher (20 – 30 %) than in the deep-water regions (8 – 13 %). Analysis of the model sensitivity shows that light absorption by colored dissolved organic matter is more important in estimating photosynthetic available irradiance (PAR) in the Black Sea than pigment concentration and particles light backscattering. Comparison of the modeled PAR results with the measured values of underwater irradiance shows high accuracy of the model.