

УПРОЩЕННЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА СПЕКТРАЛЬНОГО ДИФфуЗНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ОСЛАБЛЕНИЯ СВЕТА В ВЕРХНЕМ СЛОЕ ЧЕРНОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

Описана упрощенная модель (SM модель) восстановления спектрального диффузного коэффициента ослабления света $K_d(\lambda, z)$ в верхнем слое Черного моря $z \leq 50$ м. В качестве входного параметра SM модели используется стандартный спутниковый продукт – диффузный коэффициент ослабления света на длине волны 490 нм $K_d(490)$. SM модель основана на ряде предположений относительно оптических свойств черноморской воды. Суть этих предположений состоит в том, что основным фактором, влияющим на проникновение солнечного света в верхний слой Черного моря, является концентрация окрашенной компоненты растворенного органического вещества как функция пространственных координат и времени. Сравнение результатов расчетов $K_d(\lambda, z)$ по SM модели с расчетами, полученными с использованием “точных” региональных связей между первичными оптическими характеристиками и стандартными спутниковыми продуктами, дало удовлетворительные результаты. Получена формула для оценки глубины зоны фотосинтеза как функция $K_d(490)$.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Черное море, спектральный диффузный коэффициент ослабления света, SeaWiFS, MODIS-Aqua, глубина зоны фотосинтеза.*

В настоящее время бурно развиваются региональные гидродинамические и эколого-биологические модели прибрежных районов океанов и морей. Для более качественного описания физических и биологических процессов в таких моделях необходимо учитывать коротковолновую радиацию (400 – 700 нм), способную проникать в толщу воды. Уравнение, описывающее проникновение солнечной радиации в толщу воды, имеет следующий вид [1]

$$E(z, \lambda) = E_1(z, \lambda) + E_2(z, \lambda), \quad (1)$$

где $E_i(z, \lambda) = E_i(z - \Delta z, \lambda) \exp(-K_i(\lambda) \Delta z)$, $i = 1, 2$ компоненты прямой и рассеянной солнечной радиации с соответствующими коэффициентами вертикального ослабления $K_1(\lambda) = [a(\lambda) + b_b(\lambda)]/\cos\theta$ и $K_2(\lambda) = [a(\lambda) + b_b(\lambda)]/\mu$, $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ – спектральные коэффициенты поглощения и рассеяния морской водой, $\cos\theta$ – косинус для прямой компоненты и μ – средний косинус для рассеянной компоненты под поверхностью воды, z и Δz – расстояние от поверхности воды и его приращение. Основным параметром, описывающим проникновение солнечной радиации в толщу воды, является спектральный коэффициент диффузного ослабления света $K_d(\lambda, z)$. Оперативные спутниковые системы, работающие в видимом диапазоне спектра, обеспечивают диффузным коэффициентом ослабления света на длине волны 490 нм $K_d(490)$ и интегральным потоком солнечной радиации в интервале длин волн 400 – 700 нм на поверхности воды (ФАР) с пространственным разрешением 1 км глобально по всей поверхности Земли с частотой 1 раз в сутки [2, 3]. При наличии модели, которая могла бы усваивать информацию о $K_d(490)$ и ФАР,

а на выходе давать $K_d(\lambda, z)$, можно было бы в оперативном режиме получать информацию о распределении солнечной энергии в видимом диапазоне в верхнем слое моря.

Цель данной работы состоит в создании упрощенного метода расчета $K_d(\lambda, z)$ для верхнего слоя $z \leq 50$ м Черного моря на основе спутникового продукта $K_d(490)$, который бы при минимуме входных параметров обеспечивал бы достаточную точность расчетов. Необходимость такой модели для оперативного расчета мотивируется следующими соображениями. Первое, минимум входных параметров при достаточной точности расчета. Второе, исключение из рассмотрения вопросов об абсолютных значениях концентраций хлорофилла, желтого вещества, детрита и их вертикального распределения в первых 50-ти метрах толщи морской воды.

Описание входных данных и методов расчета $K_d(\lambda, z)$. Для корректного учета проникновения света в море необходимо знание диффузного коэффициента ослабления света $K_d(\lambda, z)$ в видимом диапазоне (400 – 700 нм) до глубин $z \leq 50$ м. В настоящее время сложились благоприятные предпосылки для расчета спектра $K_d(\lambda, z)$ и, следовательно, учета коротковолновой радиации в гидродинамической и экологической моделях Черного моря. Первое, доступность высококачественных стандартных спутниковых продуктов *SeaWiFS* и *MODIS-Aqua*, а именно: $K_d(490)$ и восходящей из-под поверхности воды нормализованной яркости излучения в спектральном канале λ , далее $nLw(\lambda)$, с достаточным пространственным (~ 1 км) и временным (1 раз в сутки) разрешением [2, 3]. Второе, появление региональных методик расчетов первичных оптических характеристик воды (далее *IOPs* – *Inherent Optical Properties*) для Черного моря, основанных на использовании спутниковых данных [4 – 9].

В качестве входных данных нами были использованы стандартные спутниковые продукты *level 2 SeaWiFS* (версия данных R2009.1): $K_d(490)$ и $nLw(\lambda)$ на длинах волн $\lambda = 490, 510$ и 555 нм, а также их комбинации I_{510} и I_{490} , где $I_{510} = nLw(555)/nLw(510)$ и $I_{490} = nLw(510)/nLw(490)$, и *MODIS-Aqua* (версия данных 1.1) только продукт $K_d(490)$. Все спутниковые данные были осреднены с шагом по времени 2 недели на сетке $0,025 \times 0,035^\circ$ по долготе и широте соответственно с учетом дополнительных условий. Для *SeaWiFS* игнорировались все измерения, которые имели высокую яркость в соседнем пикселе (флаг № 9), низкое значение яркости в самом пикселе $Lw(510) < 0,15$ мВт см⁻²·мкм⁻¹·ср⁻¹ (флаг № 15), и было превышено максимальное число итераций при выполнении атмосферной коррекции (флаг № 20). Для *MODIS-Aqua* из рассмотрения исключались измерения с высокой яркостью соседнего пикселя (флаг № 9), искаженные бликом (флаг № 21) и с высокой степенью поляризации (флаг № 30). В анализе участвовали данные за период с сентября 1997 г. по декабрь 2009 г. (*SeaWiFS*) и с июля 2002 г. по декабрь 2009 г. (*MODIS-Aqua*). Заметим, что в настоящее время спутниковые данные *SeaWiFS*, по-прежнему, поступают с двухнедельной задержкой, поэтому их использование в оперативном режиме невозможно в отличие от данных *MODIS-Aqua*.

Для тестовых расчетов были рассмотрены два района: глубоководный ($42,925 - 43,5^\circ$ с.ш. и $30,85 - 31,655^\circ$ в.д.) и шельфовый ($44,55 - 45,125^\circ$ с.ш.

и $30,85 - 31,655^\circ$ в.д.). Северо-западная часть Черного моря, в отличие от глубоководной части, подвержена сильному влиянию речного стока, имеет глубины, не превышающие 200 м, и ее характерный размер более чем в два раза меньше глубоководной части моря. Все это обуславливает различие этих двух районов по целому ряду основных гидродинамических, гидрохимических и, как следствие, биооптических характеристик.

Биооптические алгоритмы разделяются на эмпирические и полуаналитические. Полуаналитические алгоритмы основаны на использовании физических связей между коэффициентом яркости водной толщи (или его аналогами) и показателями поглощения и обратного рассеяния света морской водой в рамках малопараметрических моделей. Эмпирические регрессионные алгоритмы основаны на использовании рассчитанных по данным полевых измерений статистических связей между биооптическим параметром и отношением коэффициента яркости моря на двух длинах волн, коэффициентами яркости или их комбинацией. Мы ограничимся рассмотрением эмпирических алгоритмов, хотя иногда для проверки их качества, где это возможно, будем привлекать и полуаналитические алгоритмы. Рассмотрим некоторые из них.

Среди региональных методик восстановления *IOPs* по спутниковым данным следует отметить работу [4]. В ней на примере съемок Черного моря спутниковым прибором *SeaWiFS* показано, что данные измерений в спектральных каналах 510 и 555 нм отражают особенности пространственно-временной изменчивости характеристик поглощения и рассеяния света в морской воде, а использование измерений в канале 412 нм не имеет смысла из-за низкой достоверности результатов выполнения процедуры атмосферной коррекции по стандартным алгоритмам. На основе модельных расчетов, в рамках малопараметрической модели [6] и модели поглощения фитопланктоном [10], было установлено, что в летний сезон в Черном море доминирующий вклад в поглощение света дает желтое вещество, а определение концентрации хлорофилла имеет смысл только при условии выполнения жесткой связи между концентрацией хлорофилла *a* и коэффициентом поглощения желтого вещества. В результате для лета были получены эмпирические уравнения, связывающие коэффициент обратного рассеяния света на длине волны 555 нм и коэффициент поглощения детритом и желтым веществом на длине волны 510 нм со стандартными спутниковыми продуктами второго уровня (табл.1).

В более поздней работе этих же авторов [5] на примере анализа серии наблюдений Черного моря из космоса осенью 1998 г. было обнаружено, что в отдельных случаях атмосферные искажения проявляются для всех измерительных каналов прибора *SeaWiFS* и приводят к существенным ошибкам определения концентрации хлорофилла по стандартному алгоритму NASA [11]. Однако после выполнения дополнительной отбраковки данных с отрицательными значениями спектральной яркости для канала 412 нм результаты определения содержания хлорофилла соответствовали опубликованным ранее данным прямых измерений [12]. Это позволило для осени получить упрощенную формулу, связывающую концентрацию хлорофилла со стандартными спутниковыми продуктами второго уровня (табл.1).

Т а б л и ц а 1. Расчет отдельных компонент $IOPs$ в $EM1$ и $EM2$ моделях.

параметр / модель	$EM1$	$EM2$
$a_w(\lambda)$	[13]	
$a_{cdm}(\lambda)$	$a_{cdm}(\lambda_0) = a_{tot}(\lambda_0) - a_{ph}(\lambda_0)$ $a_{tot}(\lambda_0)$ [4] $a_{tot}(\lambda_0) =$ $= 0,23I_{510}^2 - 0,196I_{510} + 0,049 \text{ [м}^{-1}\text{]}$ $\lambda_0 = 510 \text{ нм}$ $a_{cdm}(\lambda) = a_{cdm}(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0))$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ [7] $a_{cdm}(\lambda)$ не зависит от глубины	$a_{cdm}(\lambda_0)$ [9] $\lambda_0 = 490 \text{ нм}$
$a_{ph}(\lambda, z)$	$a_{ph}^*(\lambda) C_a(z)$ $a_{ph}^*(\lambda)$ [10]	$a_{ph}^{**}(\lambda) C_a(z)$ $a_{ph}^{**}(\lambda) = a_{ph}^*(\lambda) + a_{ph}^u(\lambda)$ $a_{ph}^*(\lambda)$ [7] $a_{ph}^u(\lambda) = 0,86 a_{ph}^*(490) \times$ $\times \exp(-(\lambda - 555)^2/250)$
$C_a(z)$	лето [4] $C_a(0) = 1,13 I_{510}^{3,33}$ осень [5] $C_a(0) = 2,75 I_{510}^{3,85}$ для теплого периода $C_a(z)$ [14] для холодного периода $C_a(z) = C_a(0)$ не зависит от глубины	$C_a(0) = \Psi(I_{490}, I_{510}, k_{510}, k_{555})$ [9]
$b_{bw}(\lambda)$	[15]	
$b_{bp}(\lambda)$	$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(\lambda_0) (\lambda/\lambda_0)^{-n}$ $n = 1,0$ $b_{bp}(\lambda_0) = (6,76nLw(\lambda_0) + 0,03nLw(\lambda_0)^3 + 3,4nLw(\lambda_0) I_{510}^{3,8} - 0,84) 0,001 \text{ [м}^{-1}\text{]}$, где $nLw(\lambda_0)$ имеет размерность $\text{мВт см}^{-2} \text{ мкм}^{-1} \text{ ср}^{-1}$ $\lambda_0 = 555 \text{ нм}$ [4]	

Несколько иной подход был предложен в [9], где явление нелинейности в течение года отношений $nLw(555)/nLw(510)$ и $nLw(510)/nLw(490)$ легло в основу метода разделения вкладов пигментов фитопланктона и суммы детрита и желтого вещества в поглощение света морской водой в Черном море. Было показано, что существует, как минимум, два типа решений, соответствующих различному характеру поглощения света черноморской водой в спектральном канале 555 нм. Для обоих решений были получены аналитические выражения для расчета коэффициентов поглощения фитопланктоном и суммой детрита и желтого вещества в спектральном канале 490 нм по стандартным спутниковым продуктам второго уровня.

Определенный прогресс наметился в изучении поглощения света оптически активными компонентами в Черном море. В 2007 г. была опубликована работа [7], в которой для черноморских вод получена количественная оценка наклона спектра желтого вещества в логарифмическом масштабе

(табл.1). В следующем году появилась публикация [16], в которой была выполнена параметризация поглощения света фитопланктоном, неживой взвесью, всем взвешенным веществом и окрашенной компонентой растворенного органического вещества (CDOM), установлены сезонные различия в численных коэффициентах параметризации связи между концентрацией хлорофилла и поглощением света фитопланктоном, всем взвешенным веществом, показано влияние видового состава фитопланктонного сообщества на параметризацию поглощения света фитопланктоном, и выявлено различие в параметризации поглощения света взвесью между прибрежными и открытыми водами.

Полученные в [16] связи были использованы для оценки спектральных коэффициентов поглощения света по содержанию хлорофилла в море и для спектрального моделирования подводной облученности и первичной продукции. Так, в работе [8] была создана полуэмпирическая спектральная модель проникающей облученности, учитывающая биооптические характеристики Черного моря. Авторы получили оценки вклада основных оптически активных компонент в общее поглощение света в море и показали, что в коротковолновой части (400 – 500 нм) свет в основном поглощается CDOM (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 CDOM является более значимым при оценке фотосинтетически активной радиации в Черном море, чем концентрация пигментов и обратное рассеяние света частицами взвеси. Проведенное сопоставление модельных расчетов с результатами измерений подводной облученности показало высокую точность модели.

Таким образом, созрели все необходимые предпосылки для создания упрощенной модели $K_d(\lambda, z)$. С одной стороны, мы имеем доступ в оперативном режиме к спутниковым данным $K_d(490)$ с *MODIS-Aqua*, с другой стороны, данные *SeaWiFS* ($K_d(490)$ и $nLw(\lambda)$ на длинах волн $\lambda = 490, 510$ и 555 нм) и алгоритмы их связи с *IOPs* Черного моря.

Модели $K_d(\lambda, z)$, обозначаемые ниже как *EM1* и *EM2*, используют для расчета *IOPs* эмпирические связи, полученные в [4, 5] и [9] соответственно. Основное различие между ними состоит в расчете поглощения пигментами фитопланктона в спектральном канале 555 нм и, как следствие, в оценке вкладов в поглощение фитопланктоном и суммы CDOM и детрита (CDM). В остальных спектральных каналах поглощение фитопланктоном рассчитывалось по [10] и [7] для *EM1* и *EM2* моделей соответственно. Расчеты по модели *EM1* проводились только для лета и осени. В табл.1 приведены формулы или даны ссылки на работы, по которым выполнялись вычисления *IOPs* в *EM1* и *EM2* моделях, где $nLw(\lambda)$ – нормализованная яркость света, выходящего из-под поверхности воды, λ – длина волны для центра соответствующего спектрального канала цветового сканера *SeaWiFS*, $I_{510} = nLw(555)/nLw(510)$, $I_{490} = nLw(510)/nLw(490)$, $C_a(0)$ и $C_a(z)$ – сумма концентраций хлорофилла a и феофитина a на глубине 0 и z м соответ-

ственно, k_{510} и k_{555} – константы, зависящие от типа решения.

Основные положения упрощенного подхода для расчета спектра $K_d(\lambda)$ в диапазоне $\lambda = 400 - 700$ нм состоят в следующем:

(1') расчет производится по формуле $K_d(490) = (a_w(490) + a_{cdm}(490))/0,8$;

(2') предполагается, что $b_b(\lambda) \ll a(\lambda)$, что является простым следствием низких значений коэффициента яркости в Черном море;

(3') основной вклад в суммарный коэффициент поглощения света вносит CDM вне зависимости от сезона и района моря $a(490) = a_{cdm}(490)$;

(4') наклон спектра поглощения CDM в логарифмическом масштабе равен $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ [7], что соответствует наклону спектра поглощения CDOM, вклад которой в поглощение CDM составляет около 80 – 87 % [17];

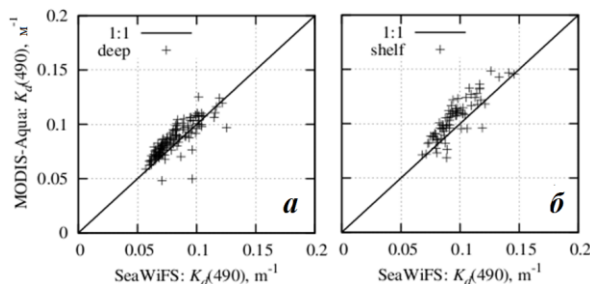
(5') поглощение CDOM не зависит от глубины для $z \leq 50$ м;

(6') падающий на поверхность моря солнечный свет – полностью диффузный. Физически это означает, что основные особенности вариаций солнечного света, проникающего в верхний слой Черного моря, связаны с концентрацией окрашенной компоненты растворенного органического вещества и ее пространственной и временной изменчивостью. Из (1') – (3') следует, что $a_{cdm}(490) = K_d(490) \cdot 0,8 - a_w(490)$, где $a_w(490)$ – поглощение чистой морской водой на длине волны 490 нм [13]. Спектр поглощения $a_{cdm}(\lambda)$ находится согласно выражению $a_{cdm}(\lambda) = a_{cdm}(490) \cdot \exp(-S(\lambda - 490))$, где $[\lambda] = \text{нм}$. Окончательно выражение для $K_d(\lambda)$ имеет следующий вид $K_d(\lambda) = (a_w(\lambda) + a_{cdm}(\lambda))/0,8$. Коэффициент 0,8 – это приблизительно средне-сезонное значение $\cos \theta$, где θ – угол распространения прямого солнечного излучения в водной толще. С другой стороны, значение 0,8 близко к среднему косинусу для диффузно рассеянного света, которое равно 0,83 для широты Черного моря. Оба эти обстоятельства позволили объединить оба члена, учитывающих рассеянную и прямую компоненты солнечного света, в основном выражении для подводной облученности (1). Такой же подход может быть применен, например, для Каспийского моря и озера Байкал, для которых оба упомянутых свойства выполняются. Таким образом, выше описаны три модели восстановления $K_d(\lambda, z)$, из которых *EM1* и *EM2* претендуют на более точное описание и их упрощенный вариант – *SM* модель.

Результаты и обсуждение. На рис. 1 показано сравнение стандартных спутниковых продуктов $K_d(490)$, полученных по данным *SeaWiFS* и *MODIS-Aqua*.

Для получения более надежного результата, помимо использования флагов, о которых упомянуто выше, использовались дополнительные условия. Первое, количество заполненных измерениями узлов для исследуемого района,

должно быть не менее 100, что составляет ~ 20 %

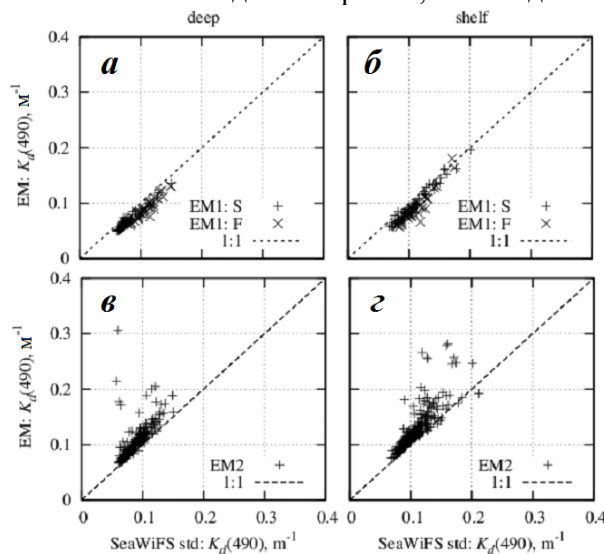


Р и с . 1 . Сравнение стандартного продукта $K_d(490)$ *SeaWiFS* с *MODIS-Aqua* в глубоководной (а) и шельфовой (б) частях моря относительно линии 1:1 (сплошная линия).

от общего количества. Второе, отношение дисперсии $K_d(490)$ за счет пространственной изменчивости внутри исследуемого района к ее среднему значению должно быть не более 0,2. Последнее условие исключало из рассмотрения случаи с высокой пространственной неоднородностью внутри района. Это особенно важно для района шельфа. Как и следовало ожидать, значения $K_d(490)$ на шельфе в среднем выше значений в глубоководной части моря. В обоих случаях значения $K_d(490)$ MODIS-Aqua несколько выше значений $K_d(490)$ SeaWiFS. Однако с учетом пространственной изменчивости внутри района оба продукта дают одно и то же значение (с точностью 0,01 – 0,02 m^{-1}).

Опираясь на полученный результат (рис.1), в дальнейшем мы перейдем на использование данных SeaWiFS: (а) более длинный по времени ряд измерений с сентября 1997 г. по декабрь 2009 г. для SeaWiFS против июля 2002 г. по декабрь 2009 г. для MODIS-Aqua, (б) EM1 и EM2 модели используют при расчете IOPs спектральные каналы SeaWiFS, что очень важно для тестирования SM модели. На рис.2 представлены результаты сравнения стандартного продукта $K_d(490)$ SeaWiFS с расчетами по EM1 (рис.2, а, б) и EM2 (рис.2, в, г) моделям для глубоководной (рис.2, а, в) и шельфовой (рис.2, б, г) частей моря. Для EM1 модели были рассмотрены только два сезона: лето (S) и осень (F). Для EM2 модели – все сезоны. Рассматривались только такие ситуации, когда количество заполненных узлов сетки внутри района было больше 300 при максимальном числе $N_{\text{max}} = 576$, исходя из пространственного разрешения и размеров района. Хорошо видно, что стандартный спутниковый продукт $K_d(490)$ несколько ниже расчета по EM2 модели и несколько выше расчета по EM1 модели. За исключением периодов цветения фитопланктона (расчет по EM2 модели) стандартный спутниковый продукт $K_d(490)$ удовлетворительно описывается EM1 и EM2 моделями.

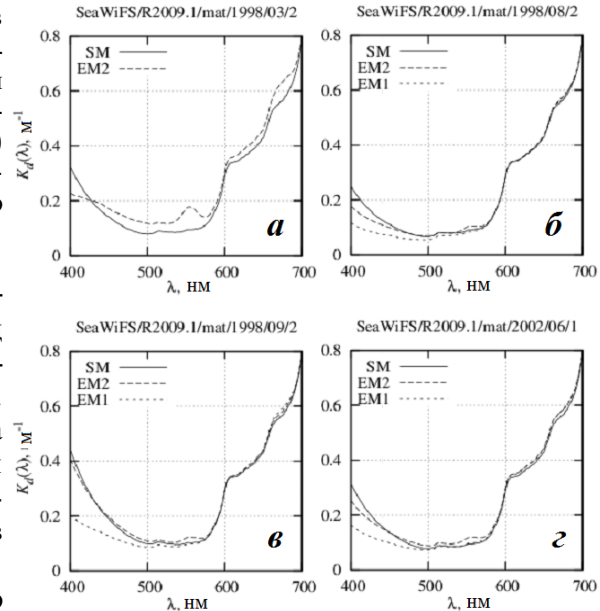
На рис.3 сравниваются спектры $K_d(\lambda)$ для глубоководного района по SM, EM1 и EM2 моделям в разные сезоны: весна (цветение диатомовых водорослей, рис.3, а), лето (нет цветения кокколитофорид, рис.3, б), осень (рис.3, в) и лето (цветение кокколитофорид, рис.3, г). Из рис.3 хорошо видно, что для $\lambda > 570$ нм совпадение хорошее, как следствие доминирования поглощения чистой морской водой. В коротковолновой области спектра $\lambda < 500$ нм SM модель лучше всего совпадает с EM2 моделью, в то время как EM1 модель дает систематически заниженную оцен-



ченной морской водой. В коротковолновой области спектра $\lambda < 500$ нм SM модель лучше всего совпадает с EM2 моделью, в то время как EM1 модель дает систематически заниженную оцен-

Рис. 2. Сравнение стандартного продукта $K_d(490)$ SeaWiFS с расчетами по EM1 (а, б), S и F обозначают летние и осенние данные соответственно) и EM2 (в, г) моделям для глубоководного (а, в) и шельфового (б, г) районов моря относительно линии 1:1 (пунктир).

Р и с . 3 . Сравнение спектров $K_d(\lambda)$ для глубоководного района по SM , $EM1$ и $EM2$ моделям в разные сезоны: весна (цветение диатомовых водорослей) (а), лето (нет цветения кокколитофорид) (б), осень (в) и лето (цветение кокколитофорид) (г).

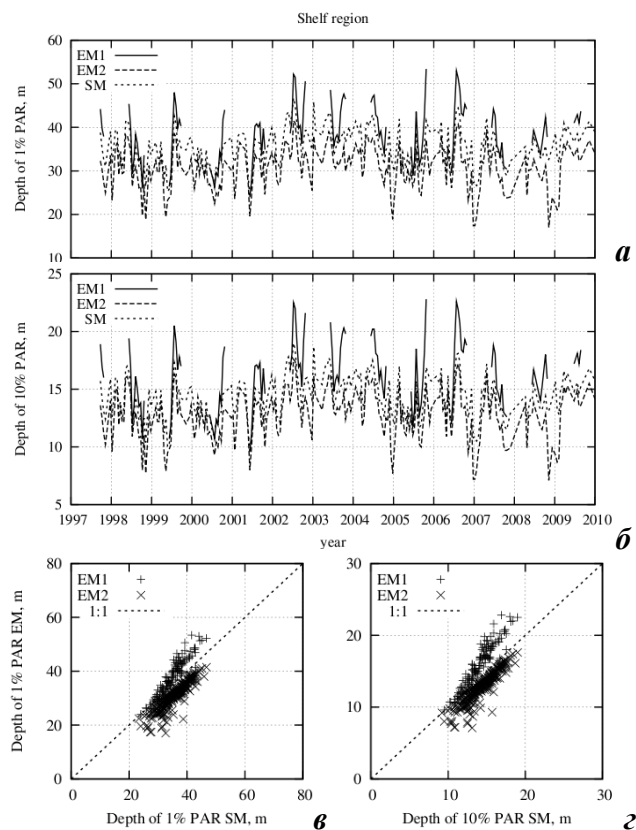


ку $K_d(\lambda)$. Более сложный характер $K_d(\lambda)$ имеет в период весеннего цветения диатомовых в открытой части моря. Очевидно, что для шельфа различия между моделями будут еще меньше из-за более высокого содержания в воде желтого вещества.

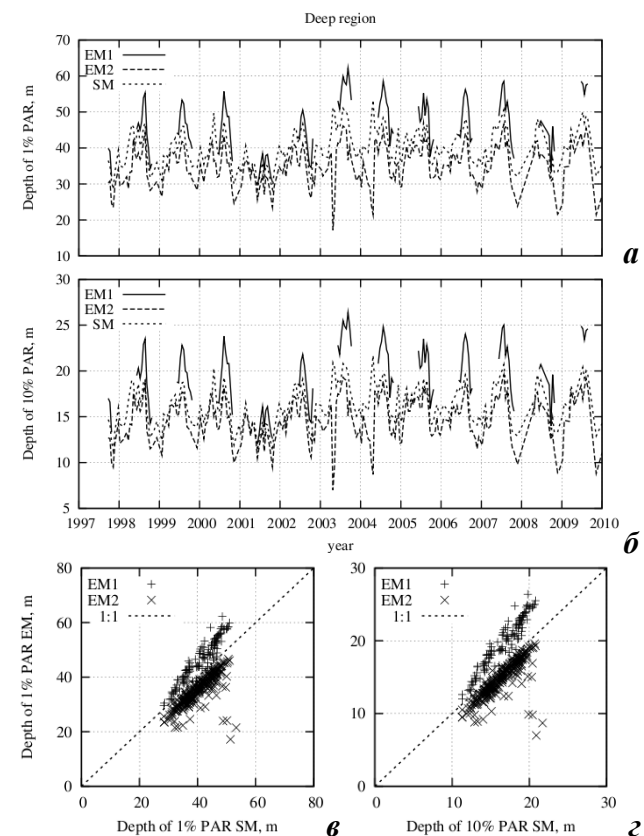
На рис.4 и 5 показано сравнение результатов расчетов z_{10} и z_1 по моделям SM , $EM1$ и $EM2$ для глубоководной части моря и его северо-западного шельфа, где z_{10} и z_1 – глубины, для которых отношение $E(z)/\int_{400}^{700} E(\lambda, 0) d\lambda$ принимает значение 0,10 и 0,01 соответственно, $E(z)$ – ФАР на глубине z , $E(\lambda, 0)$ – спектральное значение ФАР сразу под поверхностью воды. Заметим, что для теплого периода времени (май – октябрь) в $EM1$ и $EM2$ моделях учитывался профиль C_a по глубине [15]. На рис.4 – 5 представлены z_1 и z_{10} как функция времени (рис.4, а, б; рис.5, а, б), так и их сравнение между SM моделью с $EM1$ и $EM2$ моделями соответственно (рис.4, в, г; рис.5, в, г). Хорошо видно, что результаты расчетов z_{10} и z_1 по SM модели можно признать удовлетворительными. Наиболее близкие результаты между SM и $EM2$ моделями, за исключением периодов цветения диатомовых, когда z_{10} и z_1 могут отличаться в 2 раза. В целом количественное совпадение z_{10} и z_1 по моделям SM , $EM1$ и $EM2$ хорошее как на сезонных, так и на межгодовых масштабах времени.

Отметим некоторые важные результаты анализа, выполненного с использованием SM модели.

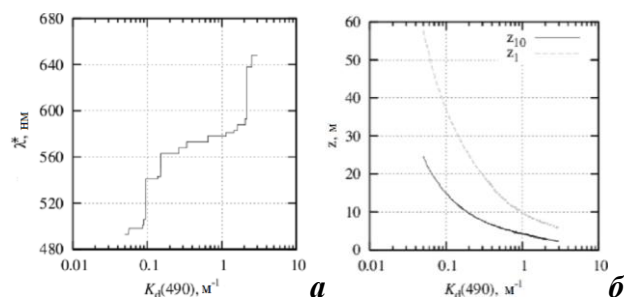
Из рис.3 хорошо видно, что для всех спектров $K_d(\lambda)$ существует длина волны λ^* , для которой величина $K_d(\lambda^*)$ достигает минимального значения внутри спектрального диапазона $\lambda = 400 - 700$ нм. Другими словами, λ^* характеризует длину волны, для которой морская вода наиболее прозрачна в рамках SM модели. На рис.6, а показана зависимость λ^* от $K_d(490)$, из которой следует, что чем больше величины поглощения CDOM и $K_d(490)$, тем дальше λ^* смещается в длинноволновую область спектра. Это означает, что начиная с некоторой глубины, будут доминировать фотоны только одной длины волны. Заметим, что по значению λ^* в рамках SM модели однозначно восстанавливается спектр $K_d(\lambda)$. Характерный диапазон изменчивости λ^* для глубоководной части Черного моря лежит в диапазоне длин волн от 490 до 570 нм. Для приустьевых районов рек в северо-западной части моря значе-



Р и с . 5 . Сравнение результатов расчетов глубины ослабления ФАР (PAR) в 10 и 100 раз – z_1 (а, в) и z_{10} (б, г) по моделям SM, EM1 и EM2 для северо-западного шельфа: как функция времени (а, б) и между собой (в, г).



Р и с . 4 . Сравнение результатов расчетов глубины ослабления ФАР (PAR) в 10 и 100 раз – z_1 (а, в) и z_{10} (б, г) по моделям SM, EM1 и EM2 для глубоководной части моря: как функция времени (а, б) и между собой (в, г).



Р и с . 6 . Связь между стандартным спутниковым продуктом $K_d(490)$ и длиной волны λ^* , для которой морская вода наиболее прозрачна (а), двух глубин z_{10} и z_1 , на которых интеграл света в диапазоне от 400 до 700 нм ослабляется относительно поверхности в 10 и 100 раз соответственно (б) в рамках SM модели для Черного моря.

ние λ^* может превышать 600 нм.

На рис.6, б показана зависимость z_{10} и z_1 от $K_d(490)$, построенная в рамках SM модели. Типичный диапазон изменчивости $K_d(490)$ в Черном море от 0,05 до 0,4 м⁻¹ соответствует глубинам z_{10} и z_1 от 10 до 25 м и от 16 до 60 м соответственно. Как правило, максимальные значения z_{10} и z_1 соответствуют глубокowodным районам, мини-

мальные – району шельфа. По данным этих расчетов получена простая аппроксимационная формула для оценки глубины зоны фотосинтеза

$$z_1 = 7,0 / [K_d(490)]^{0,69} + 3,0 \text{ (м)}, \quad K_d(490) \text{ (м}^{-1}\text{)}, \quad (2)$$

которая может найти применение в различных биологических и экологических исследованиях. Заметим, что связь, показанную на рис.6, б, можно использовать и в обратном направлении. Т.е. зная или получив из измерений глубину ослабления фотосинтетической радиации в 10 или 100 раз, можно определить $K_d(490)$ и, используя SM модель, восстановить спектр $K_d(\lambda)$.

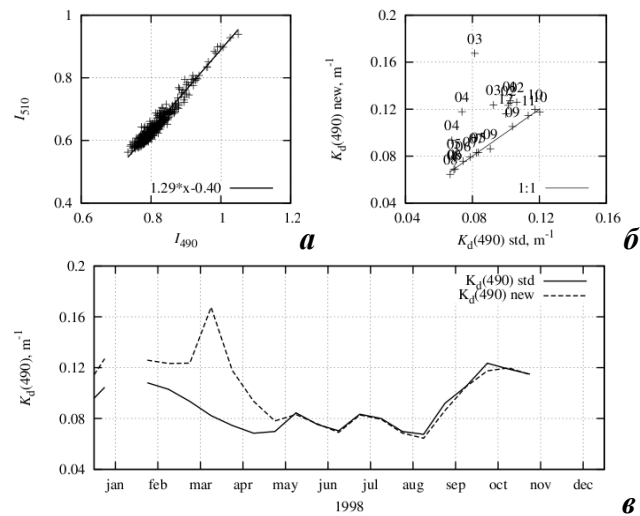
Покажем, что ошибки, которые возникают в период «цветения» диатомовых водорослей, можно сгладить, если заменить спектральные каналы 555 (SeaWiFS) и 547 нм (MODIS-Aqua) при расчете $K_d(490)$ на спектральные каналы 510 и 531 нм соответственно. Как известно, стандартная методика NASA восстановления $K_d(490)$ является типичным представителем эмпирического подхода [18]. Алгоритм представляет показательную функцию с основанием 10

$$K_d(490) = 10^{(a_0 + a_1 \cdot X + a_2 \cdot X^2 + a_3 \cdot X^3 + a_4 \cdot X^4)} + 0,0166 \text{ (м}^{-1}\text{)}, \quad (3)$$

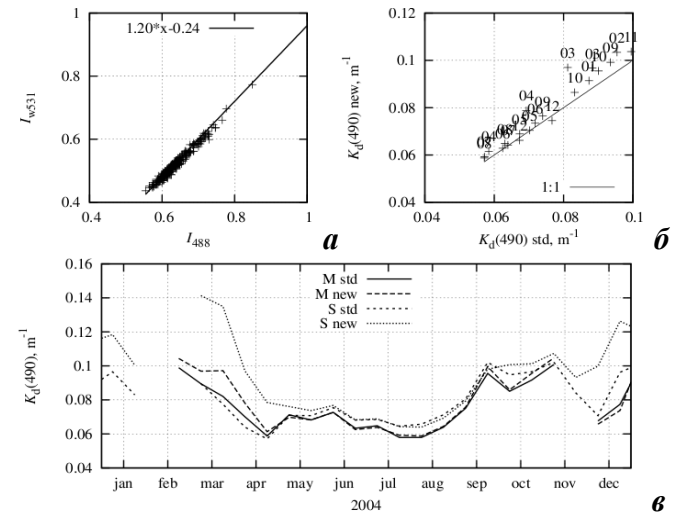
показатель степени которой зависит от отношения R_{rs} (remote sensing reflectance) в двух спектральных каналах: $X = \log_{10}(R_{rs}(1)/R_{rs}(2))$, где $\lambda(R_{rs}(1)) = 490$ (SeaWiFS), 488 нм (MODIS) и $\lambda(R_{rs}(2)) = 555$ (SeaWiFS), 547 нм (MODIS). В скобках указаны названия сканеров цвета для соответствующих длин волн; $R_{rs}(\lambda) = nLw(\lambda)/F_o(\lambda)$, где $F_o(\lambda)$ – солнечная постоянная и $nLw(\lambda)$ – нормализованная яркость, выходящего из-под воды излучения, для спектрального канала λ . Коэффициенты $a_0 - a_4$ даны в табл.2.

Чтобы использовать новую функцию X' вместо X в выражении (3), были получены необходимые связи между I_{510} и I_{490} для SeaWiFS (рис.7, а) и I_{531} и I_{488} для MODIS-Aqua (рис.8, а).

Для нахождения этих связей использовались только летние измерения в глубоководной части моря, когда влиянием дополнительного поглощения, которое имеет место в период цветения диатомовых, в спектральных каналах 555, 547 и 531 нм можно пренебречь. Чтобы исключить возможную осо-



Р и с . 7 . Замена отношения $nLw(490)/nLw(555)$ на $nLw(490)/nLw(510)$ для расчета $K_d(490)$ для SeaWiFS: связь между индексами $I_{510} = nLw(555)/nLw(510)$ и $I_{490} = nLw(510)/nLw(490)$ для 4-х глубоководных районов с 1998 по 2010 гг., полученная по измерениям в летние месяцы (а); стандартная (std) и рассчитанная по новому (new) отношению величина $K_d(490)$ для всех сезонов 1998 г. на фоне линии 1:1 (б), двузначное число напротив каждой точки означает порядковый номер месяца; стандартный (std) продукт $K_d(490)$ и рассчитанный по новому отношению (new) как функция времени на примере 1998 г. для глубоководного района (в).



Р и с . 8 . Замена отношения $I_{w531} = nLw(488)/nLw(547)$ на $I_{488} = nLw(488)/nLw(531)$ для расчета $K_d(490)$ для MODIS-Aqua: связь между индексами I_{w531} и I_{488} для 4-х глубоководных районов с 2002 по 2010 гг., полученная по измерениям в летние месяцы (а); стандартная (std) и рассчитанная по новому (new) отношению, величина $K_d(490)$ для всех сезонов 2004 г. на фоне линии 1:1 (б), двузначное число напротив каждой точки означает порядковый номер месяца; стандартный (std) продукт $K_d(490)$ и рассчитанный по новому отношению (new) как функция времени на примере 2004 г. для глубоководного района для SeaWiFS (S) и MODIS-Aqua (M) (в). Результаты были получены по данным версии R2009 для MODIS-Aqua.

Т а б л и ц а 2. Значения коэффициентов $a_0 - a_4$ (версия 6) для расчета $K_d(490)$ по стандартной методике NASA.

прибор	$\lambda(R_{rs}(1)),$ нм	$\lambda(R_{rs}(2)),$ нм	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
SeaWiFS	490	555	-0,8515	-1,8263	1,8714	-2,4414	-1,0690
MODIS	488	547	-0,8813	-2,0584	2,5878	-3,4885	-1,5061

бенность западной части, дополнительно были использованы измерения из центральных и восточных районов моря с координатами центров: 1 – 43,21° с.ш., 36,50° в.д.; 2 – 42,21° с.ш., 38,78° в.д.; 3 – 43,21° с.ш., 34,05° в.д.; 4 – 42,46° с.ш., 30,20° в.д.). Тогда в уравнение (3) для расчета $K_d(490)$ следует вместо X вставить X' ,

для SeaWiFS:

$$X' = \log_{10}(1/I_{490} \cdot 1/(1,29 \cdot I_{490} - 0,40) \cdot F_o(555)/F_o(490)), \quad (4)$$

где $F_o(490) = 193,38$ и $F_o(555) = 183,757$ (мкВт·см⁻²·нм⁻¹),

для MODIS-Aqua:

$$X' = \log_{10}(1/(1,20 \cdot I_{488} - 0,24) \cdot F_o(547)/F_o(488)), \quad (5)$$

где $F_o(488) = 194,178$ и $F_o(547) = 186,998$ (мкВт·см⁻²·нм⁻¹).

Из рис.7 и 8 с учетом рис.6, б хорошо видно, что $K_d(490)$, рассчитанный по новому отношению, учитывает цветения диатомовых и тем самым лучше описывает сезонный ход. Переход на новую функциональную зависимость от X' , как видно из рис.7, б, в и 8, б, в, отреагировал на цветение диатомовых в марте, что привело к увеличению значения $K_d(490)$ по сравнению со стандартным расчетом. Заметим, что имеет место различие между значениями $K_d(490)$, рассчитанному по I_{490} для SeaWiFS, и $K_d(490)$ по I_{488} в весенне-зимний период (рис.8, в). Последнее может быть объяснено тем, что в период цветения диатомовых в спектральных каналах 555, 547 и 531 нм имеет место поглощение аналогичное тому, на котором построен метод разделения поглощения CDM и фитопланктона в [9], причем это поглощение уменьшается при переходе от 547 к 531 нм. В целом замену X на X' в выражении (3) можно рассматривать как следующую ступень развития методики восстановления спектра $K_d(\lambda, z)$ по сравнению с той, которая описана выше. Её реализация будет возможна в следующей версии архива TAC (Thematic Assembly Centres, проект MyOcean), когда в оперативном режиме будут доступны nLw (или R_{rs}) в спектральных каналах 489, 531, 547 нм для MODIS-Aqua и 490, 510, 555 нм для SeaWiFS.

Выводы. Таким образом, для оперативного использования создана упрощенная региональная методика восстановления спектра $K_d(\lambda)$ на основе стандартного спутникового продукта $K_d(490)$, учитывающая особенности оптических характеристик вод Черного моря. Модель в целом хорошо описывает перераспределение солнечной энергии в верхнем слое моря, за исключением периодов интенсивного «цветения» диатомовых водорослей, когда влияние фитопланктона на оптические свойства воды становится значимым на фоне желтого вещества.

Получена формула (2) для оценки глубины зоны фотосинтеза в Черном море как функция $K_d(490)$.

Неточность оценки $K_d(490)$ в период «цветения» диатомовых водорослей в Черном море, может быть скорректирована путем замены X на X' , следуя (4) и (5) для SeaWiFS и MODIS-Aqua соответственно, в выражении (3).

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов НАН Украины “Оперативная океанография” и НКА Украины “Методика-М”, проектов ЕС SESAM FP6, MyOcean (FP7/2007-2013 grand agreement № 218812) и ODEMM (FP7 project #244273).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sathyendranath S., Platt T. The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: a model for applications in oceanography and remote sensing // J. Geophys. Res.— 1998.— v.93, C8.— P.9270-9280.
2. Feldman G.C., McClain C.R. Ocean Color Web, MODIS-Aqua Reprocessing 1.1, NASA Goddard Space Flight Center / Eds by Kuring N., Bailey S.W.— 2007. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>
3. Feldman G.C., McClain C.R. Ocean Color Web, SeaWiFS Reprocessing R2009.1, NASA Goddard Space Flight Center / Eds by Kuring N., Bailey S.W.— 2009. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>
4. Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н., Кучерявый А.А. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море по данным спутникового прибора SeaWiFS // Морской гидрофизический журнал.— 2002.— № 6.— С.44-54.
5. Суетин В.С., Королев С.Н., Суслин В.В., Кучерявый А.А. Уточненная интерпретация данных наблюдений Черного моря спутниковым прибором SeaWiFS осенью 1998 г. // Морской гидрофизический журнал.— 2008.— № 2.— С.68-79.
6. Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Ershova S.V., et al. Application of SeaWiFS data for studying variability of bio-optical characteristics in the Barents, Black and Caspian Seas // Deep-Sea Res.— 2004.— Part II, 51.— P.1063-1091.
7. Churilova T.Ya., Suslin V.V., Berseneva G.P., et al. Parameterization of light absorption by phytoplankton, non-algal particles and coloured dissolved organic matter in the Black Sea // Current Problems in Optics of Natural Waters: Proc. 4th Int. Conf. (Nizhny Novgorod, September 11-15, 2007).— Nizhny Novgorod, 2007.— P.70-74.
8. Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Сосик Х.М. Спектральная модель подводной облученности в Черном море // Морской гидрофизический журнал.— 2009.— № 6.— С.33-46.
9. 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.
10. Bricaud A., Babin M., Morel A., et al. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // J. Geophys. Res.— 1995.— v.100, C7.— P.13321-13332.
11. O'Reilly J.E., et al. SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892, v.11 / Eds by Hooker S.B., Firestone E.R.— NASA Goddard Space Flight Center, 2000.— 49 p.
12. Берсенева Г.П., Чурилова Т.Я., Георгиева Л.В. Сезонная изменчивость хлорофилла и биомассы фитопланктона в западной части Черного моря // Океанология.— 2004.— 44, № 3.— С.389-398.

13. Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380-700 nm) of the pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Opt.*– 1997.– v.36.– P.8710-8723.
14. 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.– P.S112-S126.
15. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // *Limnology and Oceanography.*– 1977.– 22.– P.709-722.
16. 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: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.– вып.16.– С.190-201.
17. Чурилова Т.Я. Сезонная и межгодовая вариабельность глубины зоны фотосинтеза в Черном море по модельным расчетам // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.19.– С.265-278.
18. Feldman G.C., McClain C.R. Ocean Color Web, SeaWiFS Reprocessing R2009.1, NASA Goddard Space Flight Center / Eds by Kuring N., Bailey S.W.– 2009. <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/R2009/kdv4/>

Материал поступил в редакцию 16.11.2010 г.