

Оценка баланса солнечного излучения в мелководном море по спутниковым данным о цвете вод

С.В. Вазюля, О.В. Копелевич, С.В. Шеберстов

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997 Москва, Нахимовский проспект, 36
E-mail: svershova@mail.ru*

Представлен новый алгоритм расчета баланса солнечного излучения в видимой области спектра на поверхности моря и в водной толще по данным спутниковых сканеров цвета, учитывающий отражение дна на мелководье. Алгоритм основан на нахождении по имеющимся спутниковым и сопутствующим данным для известной геометрии наблюдений шести неизвестных параметров, определяющих распространение солнечного излучения в системе атмосфера-океан, в число которых на мелководье входит неизвестный коэффициент отражения от дна. Алгоритм апробировался по данным натурных измерений для северной части Каспийского моря, представляющей собой мелководный шельф.

Ключевые слова: баланс, фотосинтетически активная радиация, отражение от дна на мелководье, спутниковый сканер цвета.

Введение

Количественная оценка баланса солнечного излучения в системе атмосфера-океан необходима для исследования двух важных проблем: во-первых, утилизации солнечного излучения при создании первичной продукции фитопланктона; во-вторых, влияния объемного поглощения солнечного излучения в водной толще на термическую структуру и теплосодержание поверхностного слоя. В настоящей работе рассматривается солнечное излучение видимого диапазона – так называемая “фотосинтетически активная радиация” (ФАР), которая способна проникать в водную толщу.

Надежные оценки глобального баланса солнечного излучения невозможны без использования данных спутниковых наблюдений, охватывающих весь земной шар, долговременных и непрерывных. Ранее в Лаборатории оптики океана ИОРАН был создан комплекс алгоритмов для расчета по данным спутниковых сканеров цвета основных составляющих баланса ФАР (падающей, отраженной и вышедшей из водной толщи) на уровне поверхности моря, и на примере Баренцева моря показана применимость этих алгоритмов для морей высоких широт [1]. Затем был разработан алгоритм расчета и выполнены оценки по спутниковым данным объемного поглощения солнечного излучения в подповерхностном слое вод (также для Баренцева моря) [2, 3]. Однако в этих работах не учитывалось отражение солнечного излучения от морского дна, которое может оказывать существенное влияние на мелководье.

Случай мелководья имеет большое практическое значение. Например, знание баланса на мелководье необходимо, чтобы лучше понять механизм образования термического бара, который возникает в прибрежной области водоемов в период освобождения от ледяного покрова, либо его образования. К тому же именно прибрежные мелководные экосистемы отличаются высокой продуктивностью и интенсивно используются человеком.

В последние годы в Лаборатории оптики океана ИОРАН проводились натурные исследования закономерностей распространения ФАР в мелководном море с помощью нового измерителя светового режима на поверхности и в водной толще [4]. Этот прибор позволяет получить абсолютные величины облученности на поверхности моря и на разных горизонтах в верхнем 100-

метровом слое, причем можно измерять подводную облученность как сверху, так и снизу. Измерения проводятся в четырех спектральных каналах: 443, 490, 555 и 625 нм. По данным проведенных измерений были сделаны оценки влияния отражения от дна на баланс ФАР в случае мелководного моря [5].

В настоящей статье представлен алгоритм расчета баланса ФАР по данным спутниковых сканеров цвета с учетом отражения от дна на мелководье. Учет влияния дна значительно усложняет как прямую, так и обратную задачи при расчете баланса, поскольку появляется еще один неизвестный параметр – спектральный коэффициент отражения от дна.

Приведены примеры выполненных расчетов в сравнении с оценками баланса ФАР и объемного поглощения, сделанными по данным натуральных измерений.

Метод расчета

Расчетные формулы и необходимые параметры

Фотосинтетически активное излучение (будем обозначать его F) охватывает спектральный диапазон от 400 до 700 нм:

$$F = \int_{400}^{700} E(\lambda) d\lambda, \quad (1)$$

где $E(\lambda)$ – спектральная плотность нисходящего (E_d) или восходящего (E_u) потоков солнечного излучения. Соответственно, ФАР в зависимости от глубины z в нисходящем потоке будем обозначать $F_d(z)$, в восходящем – $F_u(z)$.

Будем использовать те же формулы, что и в предыдущих работах [1-3, 5]. Для спектральных величин подводной облученности сверху $E_d(z)$ принимается экспоненциальный закон ослабления с глубиной:

$$E_d(z) = E_d(0^-) \exp[-K_d z], \quad (2)$$

где $E_d(0^-)$ – облученность сверху непосредственно под поверхностью моря, K_d – спектральный показатель диффузного ослабления подводной облученности (для простоты, длину волны λ здесь и в последующих формулах будем, по возможности, опускать).

Для расчета подводной облученности снизу $E_u(z)$ с учетом отражения от дна используется формула [6]:

$$E_u(z) = R_{dp} E_d(z) + (R_B - R_{dp}) E_d(z) \exp[-2 K_d (H-z)], \quad (3)$$

где R_{dp} – коэффициент диффузного отражения водной толщи для бесконечно глубокого океана, R_B – коэффициент отражения от дна, H – глубина до дна.

Величина $E_d(0^-)$ в формуле (2) вычисляется исходя из предположения об отсутствии поглощения при прохождении излучения через поверхность:

$$E_d(0^-) - E_u(0^-) = E_d(0^+) - E_{ref} - E_w. \quad (4)$$

Здесь $E_u(0^-)$ – облученность снизу непосредственно под поверхностью воды; $E_d(0^+)$ – облученность сверху над поверхностью воды; E_{ref} и E_w – облученности снизу непосредственно над поверхностью воды, создаваемые, соответственно отраженным от поверхности и вышедшим из водной толщи потоками излучения.

Алгоритмы расчета величин $E_d(0^+)$ и E_{ref} , E_w подробно описаны в [1]. Величина $E_u(0^-)$ рассчитывается через величину $E_d(0^-)$ посредством соотношения:

$$E_u(0^-) = R(0^-) \cdot E_d(0^-), \quad (5)$$

где $R(0^-)$ – коэффициент диффузного отражения непосредственно под поверхностью моря.

Из формулы (3) легко получить:

$$R(0^-) = R_{dp} + [R_B - R_{dp}] \exp(-2 K_d H). \quad (6)$$

Из формул (4) и (5) следует:

$$E_d(0^-) = [E_d(0^+) - E_{ref} - E_w] / [1 - R(0^-)], \quad (7)$$

где $R(O)$ рассчитывается по формуле (6).

Объемное поглощение в водной толще рассчитывается, исходя из баланса лучистой энергии в рассматриваемом слое $\Delta z = z_2 - z_1$:

$$E_{abs}(\Delta z) = E_d(z_1) - E_d(z_2) + E_u(z_2) - E_u(z_1), \quad (8)$$

где $E_d(z_1)$, $E_d(z_2)$ – величины подводной облученности сверху на горизонтах z_1 и z_2 ; $E_u(z_2)$, $E_u(z_1)$ – величины облученности снизу на этих горизонтах.

Можно предполагать, что отражение от дна практически не влияет на требуемые для расчетов ФАР и объемного поглощения спектральные величины облученности сверху над поверхностью воды $E_d(O^+)$ и облученности, создаваемой излучением, отраженным от поверхности E_{ref} . Однако расчет других параметров, входящих в вышеприведенные формулы, необходимо проводить с учетом отражения от дна.

Расчет требуемых параметров

Этот расчет включает в себя, во-первых, атмосферную коррекцию спутниковых данных, а во-вторых, расчет оптических характеристик воды, определяющих вышеуказанные параметры распространения солнечного излучения в водной толще.

В результате атмосферной коррекции определяются спектральный коэффициент яркости моря $\rho_w(\lambda)$ и c_{af} , c_{ac} – весовые коэффициенты мелкой (“fine”) и крупной (“coarse”) фракций аэрозоля [7]. Алгоритму атмосферной коррекции посвящена отдельная статья в этом сборнике [8], здесь мы на этом останавливаться не будем.

Оптические характеристики воды, определяющие распространение солнечного излучения в водной толще, – это спектральные показатели поглощения $a(\lambda)$ и рассеяния назад $b_b(\lambda)$ морской воды, кроме того, в случае мелководья спектральный коэффициент отражения ото дна. Эти характеристики определяют спектральный коэффициент яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, измеряемый непосредственно под поверхностью воды. Его можно рассчитать через спектральный коэффициент яркости моря $\rho_w(\lambda)$, который измеряется над поверхностью воды [8]. Для определения оптических характеристик воды необходимо решить обратную задачу обращения спектрального коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ с учётом отражения от дна. Эта проблема рассматривалась в работе [9], здесь мы кратко опишем используемый подход.

Для спектрального коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$ в случае неглубокого моря используется простая формула, учитывающая влияние отражения от дна [10]:

$$\rho(\lambda) = \rho_{dp}(\lambda) \cdot [1 - \exp(-2K_d(\lambda) H)] + \rho_B(\lambda) \exp(-2K_d(\lambda) H), \quad (9)$$

где $\rho_B(\lambda)$ – спектральный коэффициент отражения ото дна, $\rho_{dp}(\lambda)$ – спектральный коэффициент яркости для бесконечно глубокого океана. Точность этой приближенной формулы зависит от оптических характеристик воды [9]: для относительно чистых вод ошибка не превышает 2 %, для более мутных – увеличивается на краях спектра до 15 %.

Спектральные зависимости $\rho_{dp}(\lambda)$ и $K_d(\lambda)$ рассчитываются через показатели поглощения $a(\lambda)$ и обратного рассеяния $b_b(\lambda)$ морской воды [11, 12]:

$$\rho_{dp}(\lambda) = 0.0922 \pi \cdot b_b(\lambda) / a(\lambda); \quad (10)$$

$$K_d(\lambda) = (1.04 / \cos \theta_w) \cdot [a(\lambda) + b_b(\lambda)], \quad (11)$$

где θ_w – угол преломления прямых солнечных лучей.

Показатели $a(\lambda)$ и $b_b(\lambda)$ представляются в следующем виде:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_g(\lambda) + a_{ph}(\lambda), \quad (12)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda), \quad (13)$$

где $a_w(\lambda)$ и $b_{bw}(\lambda)$ – известные показатели поглощения и обратного рассеяния чистой морской водой; $a_g(\lambda)$ – поглощение растворенным органическим веществом (РОВ); $a_{ph}(\lambda)$ – спектральное поглощение пигментами фитопланктона; $b_{bp}(\lambda)$ – показатель обратного рассеяния взвесью.

Спектральная зависимость поглощения РОВ $a_g(\lambda)$ описывается экспоненциальной зависимостью:

$$a_g(\lambda) = a_g \exp[-S(\lambda - 443)], \quad (14)$$

где a_g – поглощение желтым веществом на длине волны $\lambda=443$ нм; S – характеризует наклон спектра поглощения желтым веществом. Для северной половины Каспийского моря были приняты значения $S = 0.013 \text{ нм}^{-1}$ при $\lambda \leq 500 \text{ нм}$ и 0.011 при $\lambda > 500 \text{ нм}$ [9].

Поглощение пигментами фитопланктона представляется в виде $a_{ph}(\lambda) = Chl f_{ph}(\lambda)$, где $f_{ph}(\lambda)$ – удельное поглощение пигментами, которое задается степенной функцией: $f_{ph}(\lambda) = A(\lambda) \cdot Chl^{-B(\lambda)}$, где A и B – зависящие от длины волны параметры, значения которых приведены в [13]. Концентрация Chl характеризует суммарную концентрацию хлорофилла a и его производных.

Спектральная зависимость обратного рассеяния взвешенными частицами задается степенной функцией $b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(\lambda/555)^{-n}$, где b_{bp} – показатель обратного рассеяния частицами на длине волны 555 нм, n характеризует наклон спектральной зависимости $b_{bp}(\lambda)$. Для северной половины Каспийского моря было выбрано значение $n = 0.5$ [9].

Спектральный показатель отражения от дна можно записать в виде $\rho_B(\lambda) = A f_B^*(\lambda)$, где $f_B^*(\lambda)$ – нормированная при 555 нм спектральная зависимость коэффициента отражения, A – показатель отражения дна при 555 нм. Для оценки влияния выбора спектральной зависимости $f_B^*(\lambda)$ были выполнены расчеты для двух типов дна: водоросли и песок, которые показали, что выбор спектральной зависимости коэффициента отражения от дна оказывает слабое влияние на результат [9]. Для наших расчетов мы использовали $f_B^*(\lambda)$ для белого песка [10].

Благодаря использованию малопараметрических моделей, решение обратной задачи сводится к определению четырех неизвестных параметров: концентрации хлорофилла Chl , показателя поглощения желтым веществом a_g , показателя обратного рассеяния частицами b_{bp} и коэффициента отражения от дна A . Нелинейная задача минимизации квадратичной невязки для определения этих параметров через значения коэффициента яркости восходящего излучения $\rho(\lambda)$ для шести спектральных каналов SeaWiFS (412, 443, 490, 510, 555, 670 нм) или MODIS (412, 443, 488, 531, 551, 667 нм) решалась с помощью программы MATLAB, где для нелинейной оптимизации используется метод доверительных подпространств [14, 15]. При этом ставилось условие положительности всех искомым параметров, а для показателя отражения дна также задавалась верхняя граница значений $A \leq 0.3$.

Параметры атмосферы и воды определяются в момент пролета спутника и предполагаются неизменными в течение всего дня; учитывается лишь изменение высоты Солнца [1]. При этом предположении через каждый час рассчитываются мгновенные спектральные величины поверхностной облученности $E_d(0^+)$, потоков отраженного E_{ref} и вышедшего из-под поверхности излучения E_w , а также подводной восходящей $E_u(z)$ и нисходящей $E_d(z)$ облученности на различных горизонтах, и поглощенного излучения в разных слоях $E_{abs}(\Delta z)$ с разрешением 20 нм в диапазоне ФАР (400 - 700 нм). Рассчитанные величины затем интегрируются по спектру и по времени, чтобы получить значения дневных экспозиций всех этих величин.

Результаты расчетов в сравнении с данными натурных измерений

Расчет ФАР по данным натурных измерений

Как уже отмечалось во Введении, натурные измерения проводились с помощью измерителя светового режима на поверхности и в водной толще [4], который измерял абсолютные величины облученности сверху и снизу в четырех спектральных каналах: 443, 490, 555 и 625 нм. Однако для расчета ФАР нужны спектральные значения $E_d(\lambda)$ и $E_u(\lambda)$ во всем видимом диапазоне от 400 до 700 нм – формула (1).

Методика расчета спектральных величин облученности описана в [4]. На первом этапе рассчитываются спектральные величины поверхностной облученности $E_d(\lambda, 0^+) = E_s(\lambda)$ с помощью аппроксимирующей формулы:

$$E_s(\lambda) = F_0(\lambda) \cos \theta T_r(\lambda) T_{oz}(\lambda) T_w(\lambda) T_{o_2}(\lambda) \left(\alpha_1(\theta) + \alpha_2(\theta) \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-1} \right). \quad (15)$$

Эта формула содержит два неизвестных параметра, которые определяются по четырем измеренным значениям $E_s(\lambda_i)$ для $\lambda_i = 443, 490, 555$ и 625 нм.

Затем рассчитываются спектральные коэффициенты диффузного ослабления $K_d(\lambda)$ с помощью формулы:

$$K_d(\lambda_i) = \overline{K_d(\lambda_i)} + \sum_1^2 c_j \psi_j(\lambda_i), \quad (16)$$

где $\overline{K_d(\lambda_i)}$ и $\psi_j(\lambda_i)$ - известные функции, а c_j ($j = 1, 2$) - неизвестные коэффициенты, которые определяются по измеренным значениям $K_d(\lambda)$ для четырех спектральных каналов используемого измерителя [4].

Зная спектральные значения $E_d(\lambda, 0^+)$ и $K_d(\lambda)$, с помощью формул (2) и (7) можно рассчитать спектральные значения $E_d(\lambda, z)$ в зависимости от глубины z .

Для расчета спектральных значений облученности снизу используется формула (3), с помощью которой, по измеренным величинам $E_u(\lambda, z)$ для четырех спектральных каналов измерителя находятся значения R_{dp} и R_B . Спектральные значения этих величин рассчитывались с использованием спектральной зависимости коэффициента яркости водной толщи $\rho(\lambda)$, измеренной посредством плавающего спектрорадиометра, и спектральной зависимости коэффициента отражения от дна по литературным данным [5]. Важно отметить, что при расчете ФАР по данным натурных измерений не используются малопараметрические модели (10)-(14), и сопоставление результатов расчетов по спутниковым и *in situ* данным позволяет оценить корректность используемых моделей.

Результаты сравнения

Для проверки нашего алгоритма были выбраны две мелководные станции, на которых были выполнены подспутниковые измерения, со значительно отличающимися характеристиками воды и условиями наблюдения.

Станция 9, 31 июля 2006 г., глубина $H = 10.5$ м, координаты $44^\circ 36'$ с.ш. $49^\circ 09'$ в.д., показатель ослабления $c(530) = 0.46 \text{ м}^{-1}$, зенитный угол солнца во время измерений *in situ* $\theta = 51.6^\circ$, для расчётов использовались данные сканера цвета SeaWiFS.

Станция 27, 3 августа 2008 г., глубина $H = 6.5$ м, координаты $45^\circ 05'$ с.ш. $48^\circ 33'$ в.д., показатель ослабления $c(530) = 1.65 \text{ м}^{-1}$, зенитный угол солнца во время измерений *in situ* $\theta = 32.8^\circ$, для расчётов использовались данные сканера цвета MODIS.

На рисунках 1, 2 представлены результаты сравнения профилей спектральной облученности сверху $E_d(\lambda, z)$ и снизу $E_u(\lambda, z)$ измеренных *in situ* и рассчитанных по спутниковым данным для выбранных нами станций 9, 2006 и 27, 2008. Для обеих станций наблюдается хорошее соответствие измеренных величин рассчитанным для нисходящей облученности $E_d(\lambda, z)$. Для восходящей облученности $E_u(\lambda, z)$ на станции 9, 2006 (рис 1Б) заметны существенные различия для спектральных каналов 443 нм и 625 нм, но эти длины волн вносят малый вклад в итоговую интегральную величину ФАР.

На рисунке 3 показаны величины ФАР в нисходящем потоке $F_d(z)$ и в восходящем $F_u(z)$, оцененные по данным спутникового сканера цвета и по данным измерений, в момент проведения натурных измерений. Как видно, совпадение этих оценок вполне удовлетворительное.

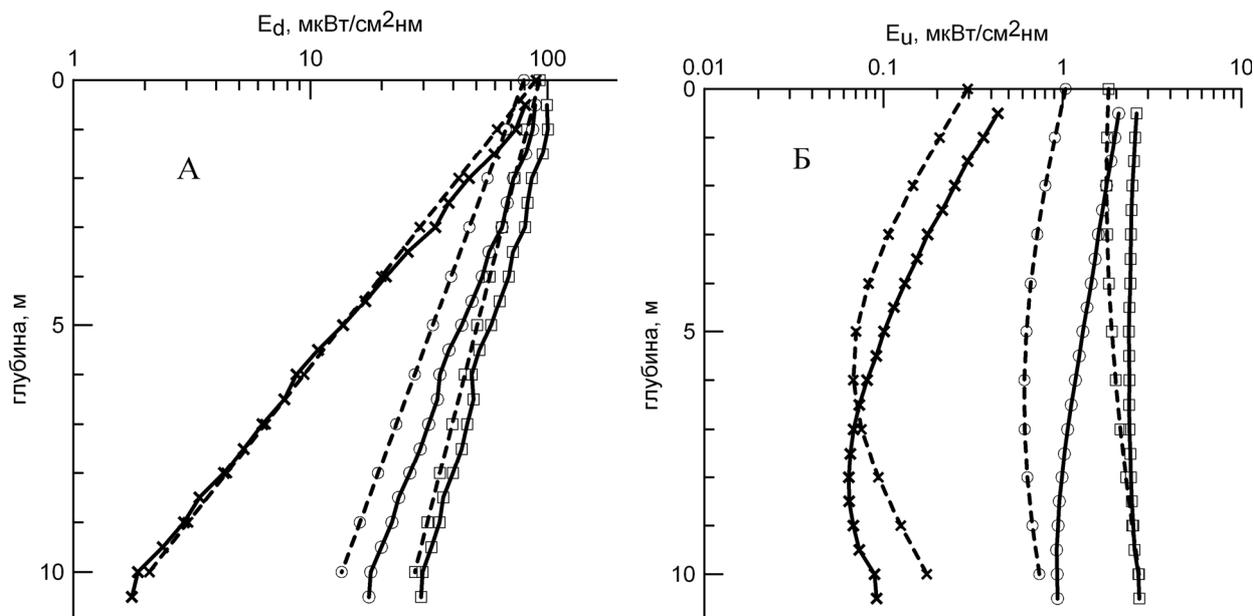


Рис. 1. Спектральные величины облученности сверху (А) и снизу (Б) на станции 9, 2006. Сплошные линии - измеренные значения, пунктирные – рассчитанные по спутниковым данным. Кружки – 443 нм, квадратики – 555 нм, крестики – 625 нм

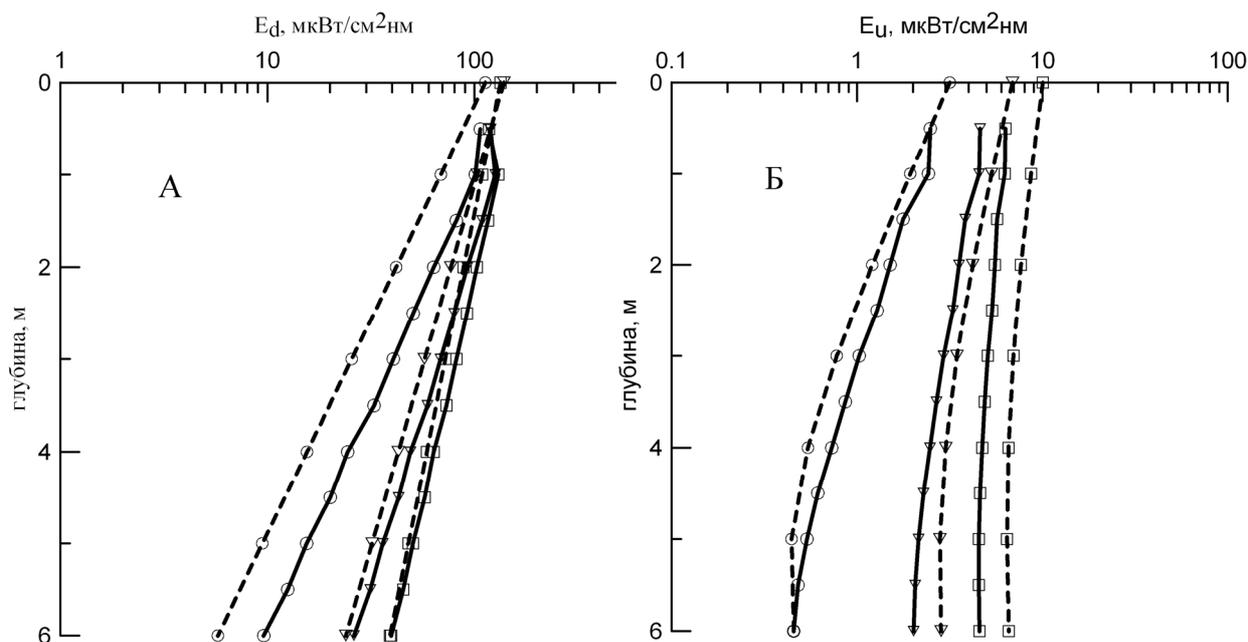


Рис. 2. Спектральные величины облученности сверху (А) и снизу (Б) на станции 27, 2008. Сплошные линии - измеренные значения, пунктирные – рассчитанные по спутниковым данным. Кружки – 443 нм, треугольники – 490 нм, квадратики – 555 нм

Значения величин облученности, полученные в результате разовых измерений, существенно зависят от времени и условий проведения измерений. Более информативны значения дневных экспозиций, которые рассчитываются путем интегрирования за светлое время суток временной зависимости мгновенных значений облученности. Примеры расчёта дневных экспозиций для восходящего и нисходящего потока излучения по спутниковым данными на поверхности и различных горизонтах под водой приведены в Таблице 1. Для сравнения даны оценки дневных экспозиций ФАР по результатам натурных измерений. Хотя между результатами наблюдаются