

О.Г. Константинов\*, А.Н. Павлов\*, О.А. Букин\*\*, М.С. Пермяков\*, А.Ю. Майор\*,  
А.В. Малеенок\*

## Использование поляризационных характеристик восходящего излучения для выделения диффузной компоненты коэффициента яркости моря

\* Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН,

\*\* Дальневосточная морская академия им. Г.И. Невельского, г. Владивосток

Поступила в редакцию 16.09.99 г.

Описана методика выделения диффузной компоненты коэффициента яркости моря на основе измерения  $S$  и  $P$  поляризационных компонент восходящего излучения. Данная методика значительно расширяет возможности дистанционного измерения концентрации хлорофилла  $A$  с борта судна по цвету моря и повышает точность определения концентрации хлорофилла. В частности, методика позволяет проводить измерения при значительном волнении морской поверхности, в условиях сплошной облачности и при различных углах визирования. Приведены примеры применения предложенного метода для измерения концентрации хлорофилла  $A$  в натуральных условиях.

Современное состояние аэрокосмической техники позволяет успешно решать одну из наиболее важных проблем дистанционного зондирования – задачу определения глобального распределения хлорофилла в океане и исследования его динамики. Начиная с середины 70-х гг. работы в этом направлении проводятся с помощью оптических сканеров морской поверхности, размещаемых на борту спутников. В настоящее время на орбите находится оптический сканер SeaWiFS, который измеряет спектральный состав восходящего излучения моря в 6 спектральных каналах видимого спектра. Еще два спектральных канала в дальней красной спектральной области предназначены для измерения оптических характеристик атмосферы. База данных спутникового зондирования океана доступна пользователю через глобальную сеть INTERNET.

Несмотря на то что к настоящему времени разработано множество алгоритмов обработки информации оптических сканеров, в практике спутникового зондирования чаще всего используется алгоритм синие-зеленого отношения. Он основан на эмпирической взаимосвязи концентрации хлорофилла  $A$  и отношения спектральных полос яркости моря в синие-зеленой области спектра. Поскольку цвет моря определяется не только содержанием хлорофилла, но и растворенной органикой, взвешенными частицами – седиментами, то корректное использование алгоритма синие-зеленого отношения возможно лишь при условии тесной корреляционной зависимости этих трех компонент.

Признак степени зависимости оптических свойств воды от содержания в ней хлорофилла положен в основу классификации океанических вод. К водам первого типа относятся воды, в которых наблюдаются устойчивые концентрационные отношения между хлорофиллом, растворенным органическим веществом и седиментами. Открытый океан – типичный случай вод первого типа: корреляция обусловлена тем, что все вещество возникает из биомассы [1].

Высокая степень взаимной зависимости всех элементов, определяющих оптические свойства морской воды,

позволяет для расчета содержания хлорофилла использовать довольно простые эмпирические зависимости с универсальными регрессионными коэффициентами, которые применимы на больших площадях Мирового океана. Прибрежную воду часто относят ко второму типу вод. Фактически даже в прибрежной воде фитопланктон, взвесь и желтое вещество в основном коррелируют [2], но корреляция может быть подвержена значительной локальной пространственной и временной изменчивости в результате таких явлений, как речные сточные воды, донные отложения и индустриальные потоки. В чистом виде вода второго типа, характеризуемого тремя независимыми концентрационными переменными, – не более чем абстракция.

С другой стороны, алгоритм синие-зеленого отношения не может быть непосредственно применен к водам второго типа без коррекции числовых параметров, отражающих изменчивость качественного состава прибрежных вод. Маловероятно, что может быть вообще разработан универсальный алгоритм интерпретации данных изменяющейся среды без ограничений на диапазон изменения ее параметров или без проведения калибровочных измерений.

Адаптация алгоритма к местным условиям осуществляется посредством проведения совместных дистанционных и контактных измерений концентрации хлорофилла  $A$ . Согласно традиционной методике дистанционного измерения хлорофилла в морской воде, измерение яркости восходящего излучения производится в надир к морской поверхности при отсутствии облачности и морского волнения. Условие зондирования в надир практически не позволяет проводить оптические измерения с борта судна, поскольку корпус судна нарушает световое поле вблизи измеряемой области. При проведении калибровочных работ с борта судна оптическое зондирование проводится под некоторым углом к нормали к морской поверхности. Для уменьшения влияния солнечных бликов на результаты зондирования ось визирования спектрометра должна находиться в плоскости солнечного вертикала и ориентиро-

ваться в противоположную от Солнца сторону. Нарушение требования измерения яркости моря в надир к его поверхности приводит к тому, что в регистрируемом восходящем излучении присутствует значительная доля излучения небосвода, зеркально отраженного морской поверхностью. Эта доля зависит как от угла зондирования, так и от состояния морской поверхности и небосвода. Ошибка выделения диффузной компоненты, выходящей из-под морской поверхности, из всего восходящего светового потока, может привести к существенной ошибке определения концентрации хлорофилла А. При использовании алгоритма синие-зеленого отношения ошибка измерения яркости восходящего из-под морской поверхности излучения в 5% приводит к ошибке определения концентрации хлорофилла более чем 30% [3]. Задача разделения световых потоков отраженного морем излучения на диффузную (восходящую из-под морской поверхности) и зеркально отраженную компоненты может быть успешно решена при раздельном измерении  $S$  и  $P$  поляризационных компонент восходящего излучения.

Алгоритм синие-зеленого отношения основан на анализе спектральной формы кривой коэффициента яркости моря, который определяется отношением яркости диффузно отраженного морем излучения  $B_-(\lambda)$  (восходящего из-под морской поверхности) к интенсивности падающего  $E_{\Pi}(\lambda)$ :

$$R(\lambda) = B_-(\lambda)/E_{\Pi}(\lambda), \quad (1)$$

где индекс «-» означает, что яркость моря  $B(\lambda)$  обусловлена только выходящим из-под поверхности излучением. Наиболее часто употребляемое эмпирическое отношение для расчета концентрации хлорофилла А имеет вид [4]:

$$C_{chl} = 10^{a_1 + a_2 \log(R(490)/R(550))}, \quad (2)$$

где  $a_1$  и  $a_2$  – регрессионные коэффициенты;  $R(490)$  и  $R(550)$  – коэффициенты яркости моря на длинах волн 490 и 550 нм соответственно.

Измеряемая величина яркости моря  $B_{\text{дм}}(\lambda)$  помимо  $B_-(\lambda)$  содержит дополнительные компоненты яркости  $B_3$  и  $B_6$ . Компонента  $B_3$  обусловлена зеркально отраженным морской поверхностью излучением участка небосвода. Компонента  $B_6$  объясняется солнечными бликами и диффузно рассеянным излучением пены на поверхности моря. Спектральный состав компонент  $B_6$  и  $E_{\Pi}$  полностью совпадает и их отношение является спектральной константой  $\Delta$  [5]:

$$B_{\text{дм}}(\lambda) = B_-(\lambda) + B_3(\lambda) + B_6(\lambda), \quad (3)$$

$$B_6 = \Delta E_{\Pi}. \quad (4)$$

Таким образом, из уравнений (1), (3) и (4) следует, что для определения  $R(\lambda)$  кроме измерения яркости моря необходимо контролировать величины  $B_3(\lambda)$ ,  $E_{\Pi}(\lambda)$  и  $\Delta$ .

Интенсивность падающего излучения  $E_{\Pi}$  легко определяется по измеренной яркости диффузной ламбертовой поверхности, размещаемой в поле зрения прибора. Спектральная константа  $\Delta$  определяется из условия отсутствия восходящего из-под поверхности излучения на длинах волн, превышающих 700 нм:

$$R(\lambda > 700) = \Delta. \quad (5)$$

Компонента яркости  $B_3$  пропорциональна яркости участка небосвода  $B_{\text{н}}$ , который, отражаясь от морской поверхности, попадает в поле зрения прибора:

$$B_3 = rB_{\text{н}}. \quad (6)$$

В случае ровной зеркальной морской поверхности коэффициент пропорциональности  $r$  равен френелевскому коэффициенту отражения и может быть рассчитан по углу визирования (угол между нормалью к зеркалу моря и осью визирования). В этом случае довольно просто определяется и участок небосвода, яркость которого должна быть измерена. Коэффициент яркости моря, в соответствии с (1), (3) и (4), можно записать в виде

$$R(\lambda) = [B_{\text{дм}}(\lambda) - rB_{\text{н}}]/E_{\Pi} - \Delta. \quad (7)$$

Определим  $R_{\text{дм}}$  и  $R_{\text{н}}$  как дистанционно измеренные коэффициенты яркости моря и неба:

$$R_{\text{дм}} = B_{\text{дм}}/E_{\Pi}, \quad R_{\text{н}} = B_{\text{н}}/E_{\Pi}.$$

Тогда в новых обозначениях уравнение (7) будет иметь вид

$$R(\lambda) = R_{\text{дм}}(\lambda) - rR_{\text{н}}(\lambda) - \Delta. \quad (8)$$

Отражательные свойства взволнованной морской поверхности определяются не только углом визирования, но и распределением уклонов морской поверхности. Одним из проявлений мелкомасштабной ветровой ряби, находящейся в поле зрения измерительного прибора, является увеличение вклада в отражательную способность элементарных площадок морской поверхности с меньшим наклоном. Это приводит к увеличению вклада более высоких участков небосвода в формирование отраженного морской поверхностью излучения [6]. При неизвестных характеристиках морского волнения возникают трудности как с определением участка небосвода для измерения  $B_{\text{н}}$ , так и с расчетом коэффициента отражения морской поверхностью. Использование френелевского коэффициента, рассчитанного на основе угла визирования, может привести к значительным ошибкам в определении  $B_-(\lambda)$ , а следовательно, и коэффициента отражения морской поверхности  $R(\lambda)$ . Уравнение (6) может быть успешно использовано даже при ошибочном определении участка небосвода в том случае, если коэффициент  $r$  будет определен в результате измерений, а не рассчитан с помощью френелевского отражения. Основанием этому служит то, что спектральный состав рассеянного небом излучения слабо зависит от зенитного угла. На рис. 1 в качестве примера приведены нормированные спектры яркости небосвода при различных углах визирования.

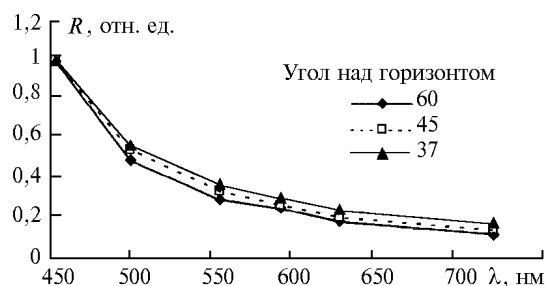
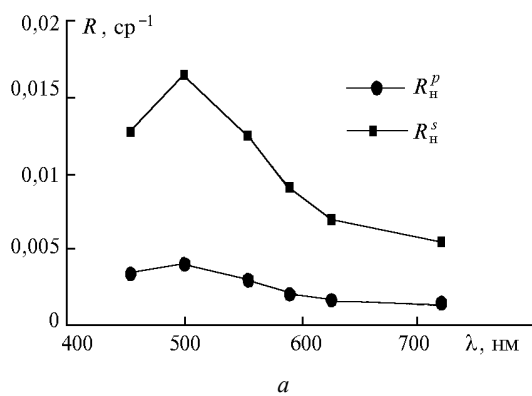


Рис. 1. Спектральная форма коэффициента яркости неба при различных углах наблюдения

В реальных условиях судовых измерений задача определения  $R(\lambda)$  может быть решена с помощью использования поляризационных свойств восходящего излучения. Для этого необходимо производить измерения  $S$  и  $P$  поляризационных компонент измеряемых величин, что реализуется введением

поляризатора перед объективом прибора. Хорошо известно, что восходящее из-под поверхности излучение практически не поляризовано при проведении измерений яркости восходящего излучения в плоскости солнечного вертикала с противосолнечной стороны [7]. Это означает, что коэффициент яркости моря  $R(\lambda)$  одинаков для  $S$  и  $P$  поляризационных компонент. Поляризационный спектрофотометр, используемый нами для измерения яркости, производит измерения  $S$  и  $P$  поляризационных компонент восходящего излучения в 6 спектральных каналах шириной 20 нм и с центрами на длинах волн 454, 500, 554, 590, 626 и 720 нм [8]. На основании вышесказанного и уравнения (8) получаем переопределенную систему 6 уравнений (по числу спектральных каналов  $\lambda_i$ ) относительно 4 неизвестных  $r^s$ ,  $r^p$ ,  $\Delta^s$  и  $\Delta^p$ :

$$R_{\text{дм}}^s(\lambda_i) - r^s R_{\text{н}}^s(\lambda_i) - \Delta^s = R_{\text{дм}}^p(\lambda_i) - r^p R_{\text{н}}^p(\lambda_i) - \Delta^p, \quad (9)$$



где верхний индекс обозначает поляризационную компоненту.

Решение системы (9) может быть найдено методом наименьших квадратов. Необходимо заметить, что в результате решения системы (9) находим значение разности поляризационных компонент спектральной константы  $(\Delta^s - \Delta^p)$ , а не сами компоненты  $\Delta^s$  и  $\Delta^p$ . Поэтому значения  $\Delta^s$  и  $\Delta^p$  должны быть определены с помощью условия (5). Подстановка найденных при решении системы параметров в формулу (8) для соответствующей поляризационной компоненты позволяет получить спектральную форму коэффициента яркости моря.

Результаты применения описанной выше процедуры получения коэффициента яркости моря по данным поляризационных измерений приведены на рис. 2.

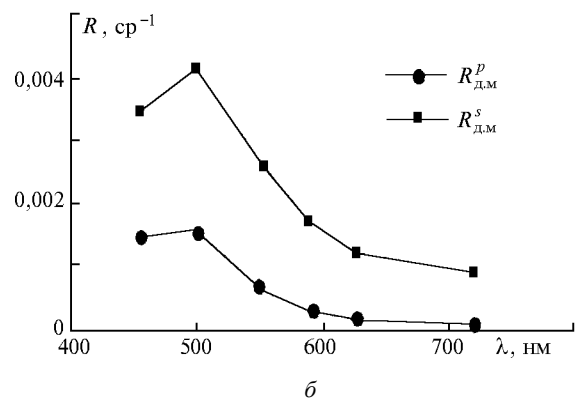


Рис. 2. Поляризационные компоненты коэффициентов яркости

На рис. 2 приведены спектральные кривые коэффициентов яркости неба и моря соответственно. Измерения выполнены в плоскости солнечного вертикала с противосолнечной стороны в условиях безоблачного неба. Угол визирования морской поверхности и участка небосклона равен  $70^\circ$  от вертикали к морской поверхности. Высота Солнца –  $60^\circ$  над горизонтом. Степень поляризации излучения неба – 0,6 (для длины волны 500 нм).

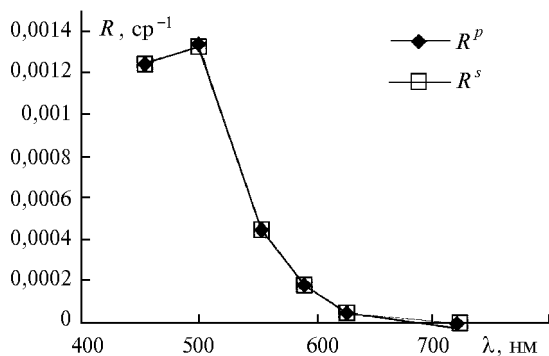


Рис. 3. Сравнение спектральных кривых коэффициентов яркости моря  $R^p$  и  $R^s$ , полученных на основании измерений  $P$  и  $S$  поляризационных компонент

На рис. 3 приведены результаты восстановления коэффициента яркости моря  $R(\lambda)$ . Кривые  $R^s(\lambda)$  и  $R^p(\lambda)$  получены для  $S$  и  $P$  поляризационных измерений с помощью (8)

при использовании  $r^s$  и  $r^p$ , найденных при решении системы уравнений (9). Хорошее совпадение  $R^s(\lambda)$  и  $R^p(\lambda)$  во всем спектральном диапазоне говорит как о низкой степени поляризации восходящего из-под морской поверхности излучения, так и об обоснованности предлагаемого метода.

Реальное значение коэффициента яркости моря может быть представлено в виде

$$R(\lambda_i) = R^p(\lambda_i) + R^s(\lambda_i) \approx 2R^p(\lambda_i),$$

где  $\lambda_i$  – длина волны спектрального канала измерительного прибора.

Используя процедуру линейной интерполяции, можно найти значения  $R(490)$  и  $R(550)$ . Подстановка этих значений в формулу (2) позволяет произвести оценку концентрации хлорофилла А по алгоритму сине-зеленого отношения (при значениях регрессионных коэффициентов  $a_1 = 0,444$ ,  $a_2 = -2,431$  [4]). Для рассматриваемого примера концентрация хлорофилла  $C_{\text{хл}} = 0,14$  мкг/л. Измерения  $C_{\text{хл}}$  в приповерхностных пробах воды, выполненные стандартным фотометрическим методом, дали величину 0,1 мкг/л.

Представляет интерес провести сравнение результатов оптических измерений  $C_{\text{хл}}$  при использовании поляризационной методики и при измерении в естественном свете. В табл. 1 (безоблачная погода) и 2 (в условиях сплошной облачности) в качестве примера приведены данные оптических измерений концентрации хлорофилла А, которые получены описанным выше методом в одном из районов Атлантического океана.

Таблица 1

Условия измерений, измеряемые величины	Поляризационные измерения	Измерения в естественном свете
Время измерения	14:00	–
Состояние неба	Облачность – 0 баллов	–
Степень поляризации неба	60%	–
Угол визирования (от нормали к поверхности)	70°	–
Высота Солнца над горизонтом	60°	–
Концентрация фитопланктона (стандартные измерения)	0,1 мкг/л	–
Концентрация фитопланктона (оценка по формуле (2))	0,15 мкг/л	0,19 мкг/л
Относительное отклонение от стандартного измерения	50%	90%

Таблица 2

Условия измерений, измеряемые величины	Поляризационные измерения	Измерения в естественном свете
Время измерения	10:00	–
Состояние неба	Облачность – 10 баллов	–
Степень поляризации неба	6%	–
Угол визирования	53°	–
Высота Солнца над горизонтом	35%	–
Концентрация фитопланктона (стандартные измерения)	0,1 мкг/л	–
Концентрация фитопланктона (оценка по формуле (2))	0,13 мкг/л	0,21 мкг/л
Относительное отклонение от стандартного измерения	30%	110%

Данная методика проверена нами на большой серии сопоставимых оптических и стандартных измерений концентрации хлорофилла в различных районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов при различных погодных условиях. Во всех случаях ошибка оптических измерений вполне удовлетворительна для подобного рода измерений. Предлагаемая методика значительно расширяет диапазон метеоусловий проведения сопоставимых оптических измерений концентрации хлорофилла А.

В заключение можно отметить, что требование проведения измерения яркости восходящего излучения в плоскости солнечного вертикала не является жестким. Отклонение от этого требования приведет к необходимости учета степени поляризации диффузной компоненты коэффициента яркости моря в системе уравнений (9). Это вызовет лишь увеличение числа неизвестных, которые должны быть найдены в процессе решения системы уравнений. Поскольку мы ограничены шестью уравнениями (по числу спектральных каналов измерительной установки), то введение новой неизвестной может привести к понижению сходимости решений в методе наименьших квадратов. По этой причине мы ограни-

чились проведением измерений в плоскости солнечного вертикала.

1. *Tassan S.* Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters // *Applied Optics*. 1994. V. 33. P. 2369–2378.
2. *Chuanmin Hu, Kendall L. Carder, Frank Muller-Karger.* Preliminary algorithm to derive chlorophyll pigment concentration and DOM absorption in turbid coastal waters from SeaWiFS imagery // *Proceedings of the 4th Pacific Ocean Remote Sensing Conference*. Qingdao, China, July 28–31. 1998. P. 78–82.
3. *Hooker S.B., Esaias W.E., Feldman G.C., Gregg W.W., and McClain C.R.* // *An Overview of SeaWiFS and Ocean Color*, NASA Tech. Memo. 104566. V. 1. 1992. P. 25.
4. <http://seabass.gsfc.nasa.gov/>
5. *Lee Z.P., Carder K.L., Peacock T.G., Davis C.O., and Mueller J.L.* Method to derive ocean absorption coefficient from remote-sensing reflectance // *Appl. Opt.* 1996. V. 35. P. 453–462.
6. *Бялко А.В., Межеричер Э.М., В.Н. Пелевин* // *Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов*. Новосибирск: Наука, 1979. С. 75–87.
7. *Иванов А.* Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. С. 493.
8. *А.с. № 1153656* от 09.01.1984. Поляризационный спектрометр для измерения оптических характеристик морской поверхности / О.Г. Константинов.

*O.G. Konstantinov, A.N. Pavlov, O.A. Bukin, M.S. Permyakov, A.Yu. Mayor, A.V. Maleenok. Use of polarization characteristics of upwelling radiation to separate diffuse component of the sea water reflectance.*

The method of derivation of the sea water reflectance by measurements of the *S* and *P* polarized components of the upwelling radiation is described in this article. This method extends the possibilities of the chlorophyll concentration measurements by remote sensing of the ocean color from ships and makes the chlorophyll concentration measurements more precise. It is possible to measure the reflectance by this method when the rough sea or heavy clouds conditions occur. The examples of the using this method during sea cruises are presented.