

А.П. Васильков, О.А. Ершов, А.И. Судьбин, А.В. Смирнов

**РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ С АВИАНОСИТЕЛЯ СПЕКТРАЛЬНОГО КОЭФФИЦИЕНТА ЯРКОСТИ МОРЯ**

Рассматриваются результаты восстановления спектрального коэффициента яркости толщи моря по измерениям яркости восходящего излучения на высотах 2–3 км. При исключении влияния атмосферы использовано задание спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи с помощью разложения по собственным векторам ковариационной матрицы. Проводится оценка погрешностей дистанционного определения концентраций взвеси и хлорофилла для случая двух типов вод, существенно различающихся по оптическим свойствам.

**Введение.** При дистанционном пассивном зондировании океана в оптическом диапазоне спектра учет влияния атмосферы становится одной из основных проблем уже на высотах полета летательного аппарата более километра [1]. Решению этой проблемы посвящено значительное количество работ (см., например, [2–4]), в которых рассматриваются в основном вопросы зондирования океана с космических аппаратов. В работе [5] на основе экспериментальных данных показана возможность определения спектрального коэффициента яркости толщи моря по измерениям восходящего излучения на высотах 3–5 км при условии проведения сопутствующих измерений спектральной прозрачности атмосферы. В настоящей работе, являющейся продолжением [5], для учета атмосферы используется методика восстановления спектральной прозрачности по измерениям оптической толщины атмосферы на одной длине волны. Подобный подход значительно упрощает процедуру измерений, а главное — делает предлагаемую методику перспективной при обработке данных зондирований океана из космоса. Проводится восстановление спектральных коэффициентов яркости моря  $\rho(\lambda)$  для двух типов вод, существенно различающихся по своим оптическим характеристикам. Сопоставляются погрешности определения абсолютных значений  $\rho(\lambda)$ , индекса цвета при использовании предлагаемой методики и при непосредственном измерении спектральной прозрачности атмосферы.

**Аппаратура и методика измерений.** Спектральная яркость восходящего излучения в надир  $B_H(\lambda)$  на различных высотах  $H$  измерялась фотометром в шести узких спектральных интервалах, выделяемых интерференционными фильтрами ( $\lambda = 432, 498, 537, 578, 671, 748$  нм). Измерения проводились в условиях ясного неба в районах однородных вод прибрежной зоны Черного и Азовского морей, существенно отличающихся по оптическим свойствам. После цикла измерений  $B_H(\lambda)$  находились яркость ламбертовского экрана  $B_0(\lambda)$  и яркость неба в зените  $B_n(\lambda)$ . По полученным данным рассчитывались коэффициент яркости системы «море–атмосфера»  $\rho_H(\lambda) = B_H(\lambda)/B_0(\lambda)$  и коэффициент яркости толщи моря  $\rho_B(\lambda) = [B_{100}(\lambda) - 0,02B_n(\lambda)]/B_0(\lambda)$ , где  $B_{100}$  — яркость восходящего излучения на минимальной высоте полета  $H = 100$  м. Одновременно с регистрацией  $B_H(\lambda)$  методом Бугера определялась спектральная оптическая толщина атмосферы  $\tau(\lambda)$ . Сведения об аппаратуре и методике измерений изложены в работе [5]. В некоторых, сериях измерений определялись оптические толщины атмосферы на тех же высотах, что и  $B_H(\lambda)$  с использованием короткого метода Бугера. «Внеатмосферные» константы прибора определялись по измерениям в горах на высоте 2000 м долгим методом Бугера.

**Модель учета влияния атмосферы.** Атмосферная коррекция проводилась по методу [2], модифицированному в [5] для условий измерений на различных высотах. Изложим кратко основные положения используемого метода и введем необходимые уточнения.

Для коэффициента яркости системы «море–слой атмосферы» толщиной  $H$  имеем выражение [5]

$$\rho_H(\lambda) = [\rho_p(\lambda) + \rho_a(\lambda)] E_H(\lambda)/E_0(\lambda) + \rho_b(\lambda) P_E(\lambda), \quad (1)$$

где  $\rho_p, \rho_a$  — коэффициенты яркости слоя атмосферы для рэлеевского и аэрозольного рассеяния (с учетом отражения от поверхности моря);  $E_H, E_0$  — освещенности на высоте  $H$  и на уровне моря;  $\rho_H = \pi B_H/E_0$ ;  $\rho_b$  — коэффициент яркости толщи моря;  $P_E$  — функция пропускания для освещенности. Отличие (1) от соответствующего выражения в [5] заключается в использовании  $P_E$  вместо функции пропускания для направленного излучения  $P = \exp(-\tau)$ . Эта замена, хотя и слабо влияет на конечные результаты, более правильно отражает физику процесса переноса излучения в рассматриваемой системе [6]. Для функции пропускания  $P_E = E_0/E_H$  использовалось приближенное выражение

$$P_E = \exp \left\{ -\frac{\tau_p/2 + b\tau_a}{\mu_0} \right\}, \quad (2)$$

где  $\tau_p$ ,  $\tau_a$  — рэлеевская и аэрозольная оптические толщины слоя атмосферы высотой  $H$ ;  $\mu_0 = \cos\Theta_0$ ;  $\Theta_0$  — зенитный угол Солнца;  $b = 0,1$  — доля рассеяния аэрозолем назад [7]. Для коэффициента яркости дымки рэлеевского рассеяния  $\rho_p(\lambda)$  использовалась формула однократного приближения. Величина  $\rho_a(\lambda)$  предполагалась пропорциональной аэрозольной оптической толщине, в соответствии с чем имеем

$$\rho_a(\lambda) = \rho_a(\lambda_0) \tau_a(\lambda) / \tau_a(\lambda_0), \quad (3)$$

где  $\lambda_0 = 748$  нм — длина волны, на которой  $\rho_p(\lambda_0) = 0$ . Вертикальное распределение показателей молекулярного и аэрозольного рассеяний принималось в экспоненциальном виде

$$\tau_p(H) = \tau_{p0}(1 - e^{-H/H_1}), \quad \tau_a(H) = \tau_{a0}(1 - e^{-H/H_a}), \quad (4)$$

где  $\tau_{p0}$ ,  $\tau_{a0}$  — рэлеевская и аэрозольная оптические толщины всей атмосферы;  $H_p = 8$  км. В предыдущей работе [5] принималось  $H_a = 1$  км. Измерения оптической толщи атмосферы на различных высотах, проведенные в настоящих экспериментах, подтвердили возможность задания  $\tau_a(H)$  в экспоненциальном виде, при этом было уточнено значение высоты однородной атмосферы  $H_a$ .

Согласно полученным данным величина  $H_a$  несколько изменяется в рассматриваемом спектральном диапазоне: в пределах от 1,4 при  $\lambda = 440$  нм до 2 км при  $\lambda = 640$  нм и снова уменьшается до 1,6 км при  $\lambda = 790$  нм. Предварительные расчеты показали, что варьирование  $H_a$  в пределах 1–2 км пренебрежимо слабо влияет на восстановление коэффициента яркости толщи моря при измерениях восходящего излучения на высотах  $H \geq 3$  км. В соответствии с этим в расчетах использовалось среднее по спектру значение  $H_a = 1,6$  км.

**Моделирование  $\tau_a(\lambda)$ .** Центральным моментом различных методов атмосферной коррекции является задание спектральной зависимости аэрозольной оптической толщины  $\tau_a(\lambda)$ . Именно задание  $\tau_a(\lambda)$  определяет основные погрешности восстановления коэффициента яркости толщи моря во всех дистанционных методах. Привлечение непосредственных одновременных измерений  $\tau_a(\lambda)$  позволяет избавиться от трудностей, связанных с заданием  $\tau_a(\lambda)$ , и, как показано в работе [5], дает удовлетворительные результаты восстановления  $\rho_p(\lambda)$ . Однако такой подход очень трудоемок, так как связан с измерением  $\tau_a(\lambda)$  во всем рассматриваемом спектральном диапазоне. Он может быть упрощен, если измерять  $\tau_a$  на одной фиксированной длине волны, а спектральную зависимость  $\tau_a(\lambda)$  задавать по той или иной модели. В качестве такой модели предлагается задавать  $\tau_a(\lambda)$  разложением по собственным векторам ковариационной матрицы, ограничиваясь одним собственным вектором

$$\tau_a(\lambda) = \bar{\tau}_a(\lambda) + c_1 \varphi_1(\lambda), \quad (5)$$

где  $\bar{\tau}_a$  — среднее значение  $\tau_a$ ;  $\varphi_1$  — первый собственный вектор;  $c_1$  — коэффициент разложения. Спектральные зависимости  $\bar{\tau}_a(\lambda)$  и  $\varphi_1(\lambda)$ , рассчитанные по данным измерений в прибрежной зоне Черного моря [8], приведены в табл. 1.

Таблица 1

Спектральные зависимости средней аэрозольной оптической толщины  $\bar{\tau}_a$ , среднеквадратического отклонения  $\sigma_\tau$  и первого собственного вектора  $\varphi_1$

$\lambda$ , нм	440	506	555	660	752	1030
$\bar{\tau}_a$	0,26	0,23	0,20	0,19	0,18	0,12
$\sigma_\tau$	0,16	0,13	0,13	0,12	0,10	0,08
$\varphi_1$	0,54	0,44	0,44	0,38	0,35	0,25

Анализ, проведенный в работе [8], показал, что первое собственное число ковариационной матрицы учитывает 95% суммарной по спектру дисперсии, а среднеквадратическая ошибка представления  $\tau_a(\lambda)$  с помощью одного собственного вектора равна  $S = 0,027$ .

Для коэффициента  $c_1$  на основании анализа измерений в прибрежной зоне нами получено

$$c_1 = 2,86 \tau_a(\lambda_0) - 0,51, \quad (6)$$

где  $\lambda_0 = 750$  нм, принятая за опорную длину волны.

На рис. 1 приведены результаты сравнения измеренных и рассчитанных по (5)  $\tau_a(\lambda)$ . Видно, что аппроксимация одним собственным вектором спектра  $\tau_a(\lambda)$  обеспечивает абсолютную ошибку по спектру не свыше  $\Delta\tau_a = 0,03 - 0,04$ . На этом же рисунке приведена аппроксимация одним собственным

вектором результатов расчетной модели [9], рекомендуемой для континентального аэрозоля. Хорошее совпадение кривых 3 свидетельствует о возможности применения развиваемой методики для моделирования  $\tau_a(\lambda)$  и над сушей.

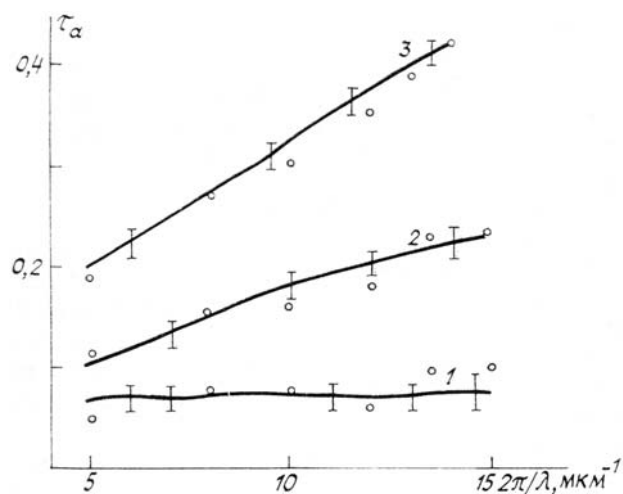


Рис. 1. Результаты измерений  $\tau_a(\lambda)$  и аппроксимации первым собственным вектором: 1 — 15.06.86 г.; 2 — 15.05.86 г.; 3 — по модели [9]. Кружками показаны результаты аппроксимации

Оценим теперь возможность использования такой аппроксимации  $\tau_a(\lambda)$  для восстановления спектрального коэффициента яркости моря  $\rho_B(\lambda)$ . Для этого сопоставим результаты расчетов  $\rho_B(\lambda)$  для двух случаев: непосредственного измерения  $\tau_a(\lambda)$  и задания  $\tau_a(\lambda)$  с помощью одного собственного вектора.

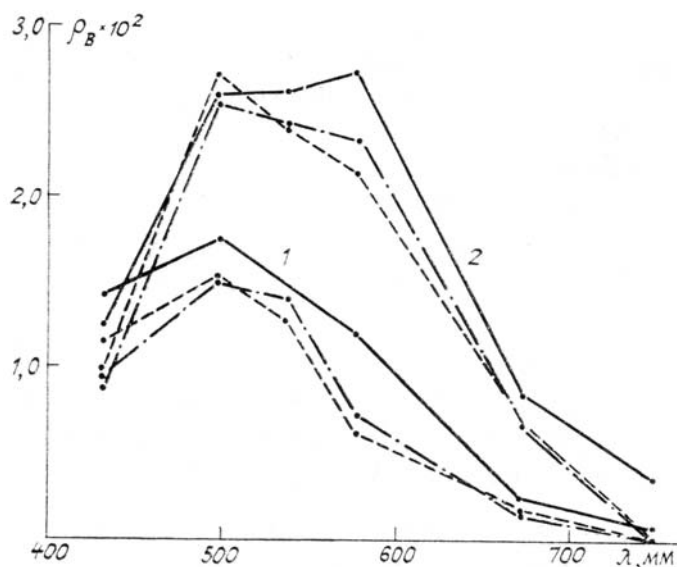


Рис. 2 а. Спектральная зависимость коэффициента яркости толщи моря  $\rho_B(\lambda)$ . Сплошные линии — измерения на минимальной высоте 0,1 км; штриховые — восстановленные зависимости по измерениям с высоты 3 км при непосредственных измерениях спектральной аэрозольной оптической толщины атмосферы  $\tau_a(\lambda)$ ; штрихпунктирные — восстановленные зависимости  $\rho_B(\lambda)$  при задании  $\tau_a(\lambda)$  с помощью одного собственного вектора. Кривые 1 — измерения в Черном море, 2 — в Азовском море

На рис. 2 а сравниваются восстановленные зависимости  $\rho_B(\lambda)$  для этих случаев, полученные при измерениях на высоте  $H = 3$  км над водами, существенно различающимися по оптическим свойствам. На рис. 2 б показаны измеренные зависимости  $\rho_H(\lambda)$ , по которым восстанавливались  $\rho_B(\lambda)$ . На рис. 2 а приведены также для сравнения зависимости  $\rho_B(\lambda)$ , полученные по измерениям на минимальной высоте полета  $H = 0,1$  км, на которой влиянием атмосферы можно пренебречь. Как видно из рисунка, использование аппроксимации  $\tau_a(\lambda)$  с помощью одного собственного вектора и непосредственных измерений  $\tau_a(\lambda)$  дают близкие между собой результаты. Максимальное расхождение  $\Delta\rho$  составляет  $2 \cdot 10^{-3}$ , среднее по спектру расхождение  $\overline{\Delta\rho} = 10^{-3}$ , при этом интересно отметить, что разность между восстановленными  $\rho_B(\lambda)$  знакопеременна по спектру.

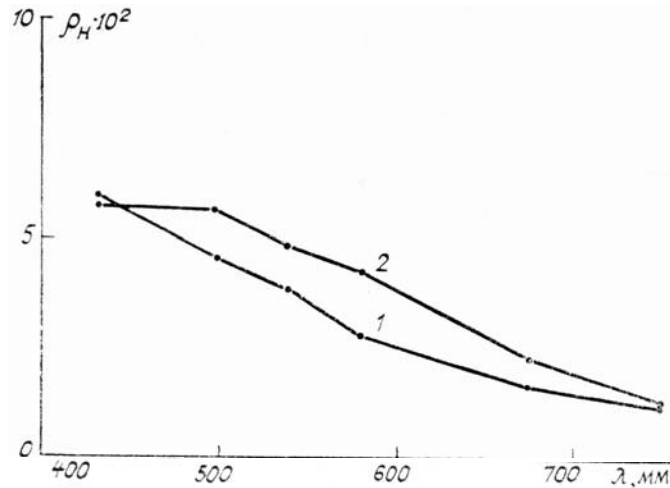


Рис. 2.6. Измеренные на высоте 3 км спектральные коэффициенты яркости системы «море – атмосфера»  $\rho_H(\lambda)$ . Кривая 1 – измерения в Черном море; 2 – в Азовском море

**Оценка погрешностей восстановления  $\rho_v(\lambda)$ .** Оценим погрешности восстановления спектрального коэффициента яркости толщи моря с точки зрения практических задач: определения концентраций в воде хлорофилла  $C_{хл}$  и взвешенного вещества  $C_{взв}$ . В настоящее время существует довольно много различных регрессионных соотношений, связывающих  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$  со значениями  $\rho_v(\lambda)$  на различных длинах волн [10]. Для концентрации хлорофилла общеприняты линейные соотношения между логарифмами  $C_{хл}$  и индекса цвета  $I = \rho_v(\lambda_1)/\rho_v(\lambda_2)$ :

$$\text{Lg } C_{хл} = a - b \text{ lg } I, \quad (7)$$

где  $a, b$  – коэффициенты регрессии; если  $C_{хл}$  измеряется в  $\text{мг/м}^3$ , то значение  $b$  варьирует по различным данным в пределах  $1,27 \div 2,12$  [10].

Из (7) получаем для погрешности определения логарифма концентрации хлорофилла  $\Delta c$

$$\Delta c \approx b \Delta I, \quad (8)$$

где  $\Delta I$  – погрешность определения логарифма индекса цвета.

При определении концентрации взвеси  $C_{взв}$  по зависимости  $\rho_v(\lambda)$  существует два подхода. Первый связывает  $C_{взв}$  так же, как и  $C_{хл}$ , с индексами цвета и справедлив для вод I типа (по классификации [10]), для которых существует тесная корреляция между  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$ . Вторым подходом [11] основывается на связи между  $C_{взв}$  и абсолютными значениями  $\rho_v(\lambda)$  при  $\lambda \gtrsim 550$  нм и применим для вод II типа, в которых отсутствует корреляция между  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$  в связи с тем, что содержание взвешенного вещества в этих водах определяется процессами иными, чем биологические. Поскольку прибрежные воды, над которыми производились наши измерения, относятся к водам II типа, будем исходить при оценке погрешностей восстановления  $\rho_v(\lambda)$  из соотношений второго метода определения  $C_{взв}$  по  $\rho_v(\lambda)$ . Согласно этому методу регрессионное соотношение между  $C_{взв}$  и  $\rho_v$  на фиксированной длине волны  $\lambda_* \geq 550$  нм имеет вид

$$C_{взв} = A\rho(\lambda_*) + B, \quad (9)$$

где  $A, B$  – коэффициенты регрессии. Значение  $A$  близко к  $100$   $\text{мг/л}$  [11, 12] для  $C_{взв} \lesssim 20$   $\text{мг/л}$ . Из соотношения (9) для относительной погрешности определения  $C_{взв}$  получаем

$$\delta_{взв} = A\delta\rho/C_{взв}, \quad (10)$$

где  $\delta\rho$  – погрешность определения  $\rho(\lambda_*)$ . Из этой формулы видно, что при заданной относительной погрешности  $\delta_{взв}$  значения коэффициента яркости должны определяться тем точнее, чем ниже концентрация взвеси.

Оценим теперь по формулам (8) и (10) погрешности определения  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$ , обусловленные атмосферной коррекцией. Данные характерных примеров измерений над водами, существенно различающимися оптическими свойствами, приведены в табл. 2.

При расчете значений  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$ , приведенных в таблице, использовались регрессионные соотношения (9) и (7) с коэффициентами регрессий, полученными для вод II типа:  $a = 0,21$ ,  $b = 1,4$  [10] и

$A = \pm 100$  мг/л,  $B = 0$ ,  $\lambda_* = 600$  нм [11]. Для большей наглядности в таблице вместо  $\Delta c$  приведены значения относительной погрешности определения концентрации хлорофилла  $\delta_{хл}$ . Относительные погрешности  $\delta_{хл}$  и  $\delta_{взв}$  рассчитаны относительно значений  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$ , получаемых по измерениям на высоте 100 м. Использование указанных значений позволяет в чистом виде выделить погрешности методики, связанные с учетом влияния атмосферы. Отметим, что сопоставление полученных значений  $C_{хл}$ ,  $C_{взв}$  с данными непосредственных измерений показывает, что эти значения типичны для рассматриваемых вод.

Таблица 2

Результаты дистанционного определения концентраций взвеси и хлорофилла

Дата, район измерений, высота	$\tau_a(\lambda_0)$	Методика определения $\rho_v(\lambda)$	Индекс цвета $I = \frac{\rho_v(432)}{\rho_v(537)}$	$C_{хл}$ , мг/м <sup>3</sup>	$\rho_v(600)$	$C_{взв}$ , мг/л	Относительная погрешность	
							$\delta_{хл}$ , %	$\delta_{взв}$ , %
17.05.86, Черное море, $H=3$ км	0,21	Измерения на $H=100$ м	0,94	0,25	0,0095	0,95		
		Восстановление по измерениям $\tau(\lambda)$	0,91	0,27	0,0050	0,50	+ 8	-47
		Восстановление по модели (5)	0,67	0,45	0,0058	0,58	+80	-39
18.05.86, Азовское море, $H=3$ км	0,11	Измерения на $H=100$ м	0,46	0,68	0,0230	2,30		
		Восстановление по измерениям $\tau(\lambda)$	0,41	0,75	0,0180	1,80	+10	-22
		Восстановление по модели (5)	0,36	0,83	0,0195	1,95	+22	-15

Как видно из табл. 2, погрешности определения  $C_{хл}$  и  $C_{взв}$ , обусловленные атмосферной коррекцией, оказываются выше в случае более прозрачных вод. Аналогичные результаты были получены при предыдущих измерениях на Черном море. В целом рассматриваемые погрешности определения  $C_{хл}$  не превышают двухкратную, а погрешности определения  $C_{взв}$  находятся в пределах 50%. Учитывая, что именно эти значения обычно принимаются в качестве допустимых погрешностей в задачах дистанционного зондирования океана в видимой области спектра [10], можно сделать вывод, что предлагаемая упрощенная методика учета влияния атмосферы обеспечивает необходимую точность при измерениях восходящего излучения с высот 3–5 км в районах прибрежных вод.

В заключение отметим, что предлагаемая методика, базирующаяся на знании спектральной зависимости  $\tau_a(\lambda)$  с помощью одного собственного вектора ковариационной матрицы, может быть использована и при зондировании океана из космоса, где непосредственные измерения оптической толщины атмосферы по методу Бугера невозможны. В этом случае для определения оптической толщины атмосферы на опорной длине волны  $\lambda_0$  можно воспользоваться методикой из работы [3], в которой значения  $\tau_a(\lambda_0)$  определяются по измерениям восходящего излучения в полосе поглощения кислорода 760 нм, а зависимость  $\tau_a(\lambda_0)$  задается с помощью (5). Необходимое условие для этого — набор соответствующей статистики по  $\tau_a(\lambda_0)$  для заданных районов Мирового океана, поскольку данные настоящей работы относятся лишь к прибрежным районам.

1. Шифрин К. С., Винникова Т. В. // Оптика моря. М.: Наука, 1983. С. 182–189.
2. Gordon H. R. // Appl. Opt. 1978. V. 17. № 10. P. 1631–1636.
3. Малкевич М. С., Бадаев В. В. // Исследование Земли из космоса. 1981. № 4. С. 45–53.
4. Sturm B. Ocean colour remote sensing and quantitative retrieval of surface chlorophyll in coastal waters using NIMBUS CZCS data. // Oceanogr. from space Proc. of COSPAR/SCOR/IUCRM Symp. N. Y. London. 1981. P. 267–269.
5. Васильков А. П., Ершов О. А., Судьбин А. И. // Исследование Земли из космоса. 1986. № 1. С. 63–70.
6. Gordon H. R. A preliminary assessment of the NIMBUS-7 CZCS atmospheric correction algorithm in a horizontally inhomogeneous atmosphere. // Oceanogr. from space. Proc. of COSPAR/SCOR/IUCRM Symp. N. Y. London. 1981. P. 257–265

7. Viollier M., Tanre D., Deschamps P.Y. //Bound. Layer Meteorol. 1980. V. 18. № 3. P. 247–267.
8. Ершов О.А., Смирнов А.В. //Исследование Земли из космоса. 1986. № 5. С. 3–9.
9. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 198 с.
10. Gordon H.R., Morel A. Remote assessment of ocean colour for interpretation of satellite visible imagery. A review. N. Y.: Springer. 1983. 114 p.
11. Пелевин В.Н. //Океанология. 1978. Т. 18. Вып. 3. С. 428–435.
12. Ощепков С.Л., Шляхова Л.А. //Исследование Земли из космоса. 1986. № 2. С. 77–83.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова  
Ленинградский гидрометеорологический институт

Поступила в редакцию  
1 марта 1989 г.

A.P. Vasilkov, O.A. Erchov, A.I. Sudbin, A.V. Smirnov. **Aircraft Remote Measurements of the Marine Spectral Radiance Index.**

Results of retrieving the marine spectral radiance index from measurements of the upwelling radiance at altitudes of 2 or 3 km are given. When making a correction for the atmospheric effect pre-assigning the aerosol optical depth spectral dependence was employed by means of expanding the covariance matrix into eigen vectors. The estimate of errors in remote sensing of chlorophyll and suspended matter concentrations for two types of sea water essentially different in optical properties is given.