

УДК 551.463.5

© И. М. Левин

Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН
osopt@yandex.ru

МАЛОПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПЕРВИЧНЫХ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ

Проведен обзор и анализ малопараметрических оптических моделей первичных гидрооптических характеристик (ПГХ). Модели подразделяются на *корреляционные* и *структурные*. Корреляционные модели устанавливают связи между значениями данной характеристики в различных точках спектра (*спектральные* модели) или между значениями различных ПГХ в фиксированной точке спектра. Показано, что корреляционные зависимости между показателями рассеяния, ослабления и обратного рассеяния на длине волны 550 нм справедливы для большинства прибрежных и открытых районов Мирового океана. Они, в частности, могут быть использованы для расчета параметров систем подводного наблюдения, работающих в этой области спектра. Корреляционные модели позволяют определить значения ПГХ по всему видимому спектру, если известна одна величина — показатель ослабления в точке 550 нм. Структурные модели выражают ПГХ через концентрации оптически активных веществ (ОАВ) — фитопланктона, минеральной взвеси и растворенного органического вещества. Показано, что эти модели достаточно многообразны, часто противоречивы, область их применения ограничена и точность не всегда известна. Тем не менее, они позволяют оценить диапазон возможного изменения составляющих ПГХ для заданных концентраций ОАВ.

Ключевые слова: малопараметрические оптические модели; первичные гидрооптические характеристики; показатели поглощения, ослабления, рассеяния и обратного рассеяния; фитопланктон; минеральная взвесь; растворенные органические вещества.

Среди множества проблем и аспектов, которыми занимается оптика океана, или гидрооптика, можно выделить несколько основных направлений: распространение света в море и изучение параметров подводного светового поля от естественных и искусственных источников излучения; дистанционные методы исследования океана с целью получения информации о растворенных и взвешенных в воде веществах, определяющих биопродуктивность и экологическое состояние водоема; видение подводных объектов с помощью корабельных и авиационных систем подводного наблюдения; изучение физических процессов, происходящих в толще воды с помощью лазерных локационных систем (лидаров). Для решения всех этих проблем необходимо знать первичные гидрооптические характеристики исследуемого района океана, поэтому изучение этих характеристик является основной задачей гидрооптики.

Первичными гидрооптическими характеристиками (ПГХ) (от англ. *water inherent optical properties (IOP)*) называют характеристики, присущие морской воде как таковой. Их величина для каждой длины волны зависит только от содержащихся в воде веществ и не зависит от условий освещения, в отличие от вторичных (от англ. *apparent optical properties (AOP)*), таких как коэффициенты ослабления подводной облученности или яркости и коэффициенты отражения (альбедо) воды, зависящих от условий освещения. Основные ПГХ, используемые в оптике океана, — это показатели поглощения a , рассеяния b , производные от них — показатель ослабления $c = a + b$ и вероятность выживания фотона $\omega_0 = b/c$, а также индикатриса рассеяния $x(\gamma)$, описывающая зависимость интенсив-

ности рассеяния от угла γ между направлениями рассеянного и падающего на элементарный объем светового пучка. В теории распространения света и теории подводного видения и дистанционного зондирования обычно используются вместо индикатрисы рассеяния ее интегральные параметры:

— средний косинус угла рассеяния:

$$\langle \cos \gamma \rangle = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} \cos \gamma x(\gamma) \sin \gamma d\gamma ;$$

— дисперсия индикатрисы (средний квадрат угла рассеяния):

$$\langle \gamma^2 \rangle = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} \gamma^2 x(\gamma) \sin \gamma d\gamma ;$$

— дисперсия малоугловой части индикатрисы рассеяния ($0 \leq \gamma \leq 45^\circ$):

$$\langle \gamma_{45}^2 \rangle = \int_0^{\pi/4} \gamma^2 x(\gamma) \sin \gamma d\gamma / \int_0^{\pi/4} x(\gamma) \sin \gamma d\gamma ;$$

— вероятность обратного рассеяния (от англ. *backscattering probability*) — доля света, рассеянного в заднюю полусферу в элементарном акте рассеяния:

$$\tilde{b}_b = \frac{1}{2} \int_{\pi/2}^{\pi} x(\gamma) \sin \gamma d\gamma ;$$

— вероятность рассеяния на углы $45^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$:

$$\tilde{b}_{45} = \frac{1}{2} \int_{\pi/4}^{\pi} x(\gamma) \sin \gamma d\gamma ;$$

— показатель обратного рассеяния (от англ. *backscattering coefficient*):

$$b_b = b \tilde{b}_b ;$$

— коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния:

$$k_{ac} = (b - b_b) / b_b = \tilde{b}_b^{-1} - 1 \quad (1)$$

и введенный Л. С. Долиным [1] параметр q аппроксимации передней части индикатрисы функцией $\exp(-q\gamma)/\gamma$.

Перечисленные ПГХ входят в теорию светового поля, теорию видения и дистанционного зондирования, и без их знания невозможно решение основных гидрооптических задач. Хотя изучению распределения ПГХ в Мировом океане посвящено огромное количество работ (укажем только наиболее известные монографии [1—9]), далеко не всегда в литературе можно найти информацию о ПГХ в заданном морском районе. Поэтому очень важны малопараметрические оптические модели, которые связывают между собой различные ПГХ и позволяют, измерив одну «опорную» характеристику, определить ряд других. Этой «опорной» характеристикой чаще всего служит показатель ослабления, относительно легко измеряемый и поэтому наиболее изученный из ПГХ.

Настоящая обзорная статья ставит своей целью рассмотреть и проанализировать основные малопараметрические оптические модели ПГХ.

Классификация оптических моделей ПГХ. Малопараметрические оптические модели ПГХ можно условно разделить на *корреляционные* и *структурные*.

Корреляционные модели создаются на основе больших серий измерений ПГХ в естественных условиях, позволяющих установить связи между значениями данной характеристики в различных точках спектра (*спектральные модели*) или между значениями различных ПГХ в фиксированной точке спектра. Модели, устанавливающие связь между различными ПГХ в фиксированной точке спектра, в частности, важны для теории видения и дистанционного зондирования, направленной на расчет характеристик телевизионных и лидарных систем наблюдения и локации подводных объектов. Такие системы чаще всего работают в области спектра около 550 нм, где наблюдается максимум прозрачности морской воды в наиболее важных с практической точки зрения водах типа 2 по классификации Мореля (прибрежные районы Мирового океана и внутренние моря). В этом случае корреляционные соотношения между показателями ослабления c , рассеяния b , поглощения a , обратного рассеяния b_b , вероятности выживания фотона ω_0 и вероятности обратного рассеяния \tilde{b}_b для длины волны 550 нм, а также корреляционные соотношения между b_b и другими параметрами индикатрисы рассеяния ($\langle \cos \gamma \rangle$, $\langle \gamma^2 \rangle$, $\langle \gamma_{45}^2 \rangle$, \tilde{b}_{45} , q), которые в первом приближении можно считать независимыми от длины волны, позволяют, измерив или взяв из литературы значение показателя ослабления c (550 нм), найти все другие ПГХ в области спектра около 550 нм. Если же и значение c (550 нм) в нужном районе неизвестно, можно приближенно определить его, пользуясь результатами теории диска Секки, связывающей c (550 нм) с прозрачностью воды по диску Секки z_d [10, 11], и картами распределения величины z_d в Мировом океане [6, 12].

Структурные модели выражают ПГХ через концентрации оптически активных веществ (ОАВ), взвешенных и растворенных в морской воде. Это фитопланктон, минеральная взвесь и растворенные органические вещества (РОВ, или «желтое вещество»). Основная область применения структурных моделей — это проблема использования спутниковых сканеров цвета и мультиспектральных систем видения для определения концентраций, содержащихся в воде ОАВ. Для обеспечения максимальной точности восстановления концентраций ОАВ из сигналов приемника системы видения или сканера цвета необходимо знать соотношения между ПГХ, от которых зависят эти сигналы, и концентрациями ОАВ.

Корреляционные модели, устанавливающие связь между различными ПГХ в фиксированной точке спектра. Здесь мы рассмотрим корреляционные соотношения между параметрами индикатрисы рассеяния, в первом приближении не меняющимися по спектру, и корреляции между различными ПГХ в области спектра около 550 нм.

Корреляционные соотношения между параметрами индикатрисы рассеяния. На рис. 1 [13] приведена экспериментальная зависимость между средним косинусом $\langle \cos \gamma \rangle$ и коэффициентом асимметрии k_{ac} индикатрисы рассеяния. Точки на рисунке соответствуют данным измерений 294 индикатрисы рассеяния в различных районах Атлантического и Индийского океанов, Средиземного и Черного морей.

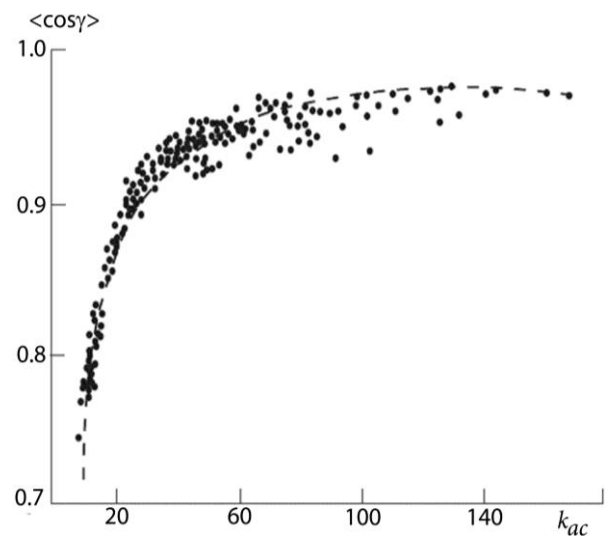


Рис. 1. Связь между средним косинусом и коэффициентом асимметрии индикатрисы рассеяния [13].

Видно, что корреляция между $\langle \cos \gamma \rangle$ и k_{ac} достаточно высокая. При этом подавляющее большинство экспериментальных точек лежит в области $k_{ac} = 18—70$ ($\tilde{b}_b = 0.053—0.014$), а значение $k_{ac} < 15$ и > 80 встречаются редко. Кривая на рис. 1 соответствует эмпирической зависимости $\langle \cos \gamma \rangle = 1 - 2.9 / (1 + k_{ac})$, из которой с учетом соотношения (1) следует:

$$\langle \cos \gamma \rangle = 1 - 2.9 \tilde{b}_b. \quad (2)$$

На рис. 2 и 3 показаны эмпирические зависимости параметров, характеризующих малоугловую часть индикатрисы рассеяния, от ее среднего косинуса. Эти параметры — дисперсия малоугловой части индикатрисы $\langle \gamma_{45}^2 \rangle$ и вероятность рассеяния на углы $45^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$ \tilde{b}_{45} — играют важную роль в теории подводного видения. Точки на рисунках соответствуют 70 индикатрисам, измеренным О. В. Копелевичем [15] в различных районах Мирового океана. Прямые, построенные по методу наименьших квадратов, представляют собой регрессионные зависимости

$$\langle \gamma_{45}^2 \rangle = 0.285 - 0.264 \langle \cos \gamma \rangle = 0.7656 \tilde{b}_b + 0.021, \quad (3)$$

$$\tilde{b}_{45} = 0.880 - 0.885 \langle \cos \gamma \rangle = 2.566 \tilde{b}_b - 0.005. \quad (4)$$

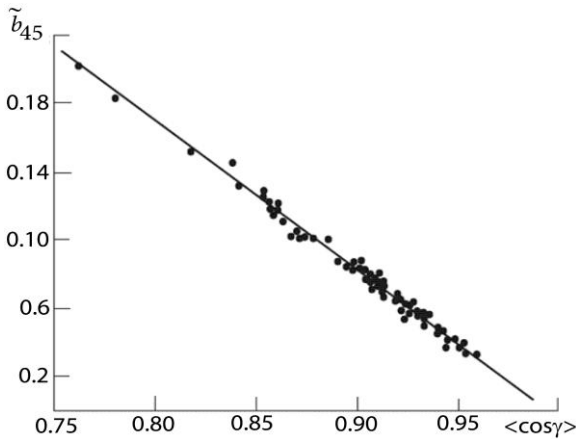


Рис. 2. Зависимость вероятности рассеяния на углы $45^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$ от среднего косинуса индикатрисы рассеяния [1].

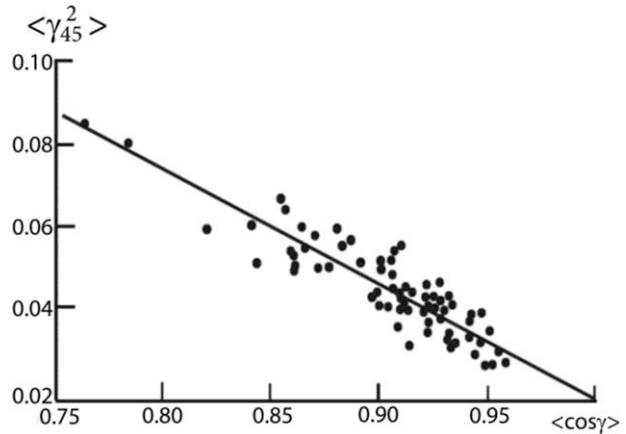


Рис. 3. Зависимость дисперсии малоугловой части индикатрисы рассеяния ($0 \leq \gamma \leq 45^\circ$) от среднего косинуса индикатрисы рассеяния [1].

Параметр Долина q связан с $\langle \gamma_{45}^2 \rangle$ и $\langle \cos \gamma \rangle$ соотношением:

$$q \approx \sqrt{2 / \langle \gamma_{45}^2 \rangle} = (0.142 - 0.132 \langle \cos \gamma \rangle)^{-1/2} = (0.383 \tilde{b}_b + 0.01)^{-1/2}. \quad (5)$$

Таким образом, если известна одна из характеристик индикатрисы, например, коэффициент асимметрии k_{ac} , остальные параметры ($\langle \cos \gamma \rangle$, $\langle \gamma^2 \rangle$, $\langle \gamma_{45}^2 \rangle$, \tilde{b}_b , \tilde{b}_{45} , q) могут быть с достаточной степенью точности найдены с помощью зависимостей рис. 1—3 и соотношений (2)—(5).

Корреляции между первичными гидрооптическими характеристиками в области спектра около 550 нм. Как уже говорилось, ПГХ в области спектра около 550 нм представляют особенный интерес для проблемы видения, поскольку в этой области спектра работает большинство систем видения и лидаров, предназначенных для использования в прибрежных водах и водах внутренних морей (Case 2). При этом, если данных о

показателе ослабления c (550 нм) и особенно о прозрачности по диску Секки z_d в различных районах Мирового океана ввиду сравнительной легкости их измерения в литературе относительно много, то результатов измерения других ПГХ, входящих в теорию видения, явно недостаточно. Поэтому были исследованы корреляционные связи между различными ПГХ в области 550 нм с целью выяснить возможность определения всех ПГХ, нужных для теории видения, по измеренной величине c (550 нм), а при отсутствии данных по c — по глубине видимости диска Секки z_d .

Соотношения между показателями ослабления, рассеяния и поглощения для длины волны 550 нм. Известно, что изменчивость показателя поглощения морской воды вблизи длины волны $\lambda = 550$ нм относительно мала, и вариации показателя ослабления c определяются главным образом вариациями показателя рассеяния b [14]. Вследствие этого в указанной области спектра следует ожидать достаточно высокой корреляции между c и b (или между c и вероятностью выживания фотона $\omega_0 = b/c$). Действительно, обработка данных измерений в 70 точках Мирового океана показала, что около 550 нм существует устойчивая корреляционная связь между c и b в диапазоне $c = 0.08$ — 0.6 м⁻¹ [15].

На рис. 4 точками показаны данные измерений в Атлантическом и Тихом океанах, а кривая соответствует регрессии, построенной по данным измерений методом наименьших квадратов:

$$b = c\omega_0 = 0.944c - 0.048. \quad (6)$$

Из (6) следуют формулы, выражающие показатель ослабления c через вероятность выживания фотона ω_0 и показатель поглощения a :

$$\omega_0 = 0.944 - 0.048/c, \quad (7)$$

$$a = c - b = 0.056c + 0.048. \quad (8)$$

Среднеквадратичное отклонение экспериментальных точек от зависимости (6) равно 0.024 м⁻¹ при $c = 0.08$ — 0.1 м⁻¹ и $c = 0.1$ — 0.2 м⁻¹; 0.02 м⁻¹ при $c = 0.2$ — 0.3 м⁻¹; 0.023 м⁻¹ при $c = 0.3$ — 0.6 м⁻¹; среднеквадратичное отклонение этих точек от зависимости (7) равны, соответственно, 0.002 , 0.0036 , 0.005 , 0.01 . Соответствующие коэффициенты вариации в перечисленных диапазонах для обоих соотношений составляют 6 , 3.8 , 2.6 , 2.7 %. Разумеется, реальная относительная погрешность определения b и ω_0 будет несколько больше, чем приведенные значения коэффициентов вариации, за счет относительной погрешности в измерении самой величины c , которая тем больше, чем меньше c .

Формулы (6)–(8) могут быть распространены и на более мутные воды в диапазоне 0.6 м⁻¹ < c < 2.5 м⁻¹. Измерения показателей ослабления и поглощения, проведенные Национальным институтом океанографии Индии (NIO) в двух точках Аравийского моря [16], дали следующие значения: $c = 1.02$ м⁻¹, $b = 0.902$ м⁻¹, $\omega_0 = 0.886$ для первой точки и $c = 2.56$ м⁻¹, $b = 2.32$ м⁻¹, $\omega_0 = 0.908$ — для второй. Расчет по формулам (6), (7) дает соответственно для первой и второй точек $b = 0.913$ м⁻¹, $\omega_0 = 0.897$ и $b = 2.37$ м⁻¹, $\omega_0 = 0.924$, которые согласуются с вышеприведенными значениями с точностью 1 — 2 % (рис. 4, б).

Тем не менее, соотношения (6)–(8) не следует применять для гиперпродуктивных вод с повышенным содержанием хлорофилла, т. к. оптические характеристики, использованные для получения этих зависимостей, не охватывают такие воды.

Заметим, что по измерениям [17], в экстремально мутных прибрежных и речных водах (вплоть до $c = 20$ м⁻¹) отношение b/a не превышает 16 . Это означает, что максимальное встречающееся в естественных водоемах значение $\omega_0 = (b/a)/(1 + b/a) = 0.94$, что соответствует значению ω_0 , получающемуся из (7) для значения $c = 20$ м⁻¹.

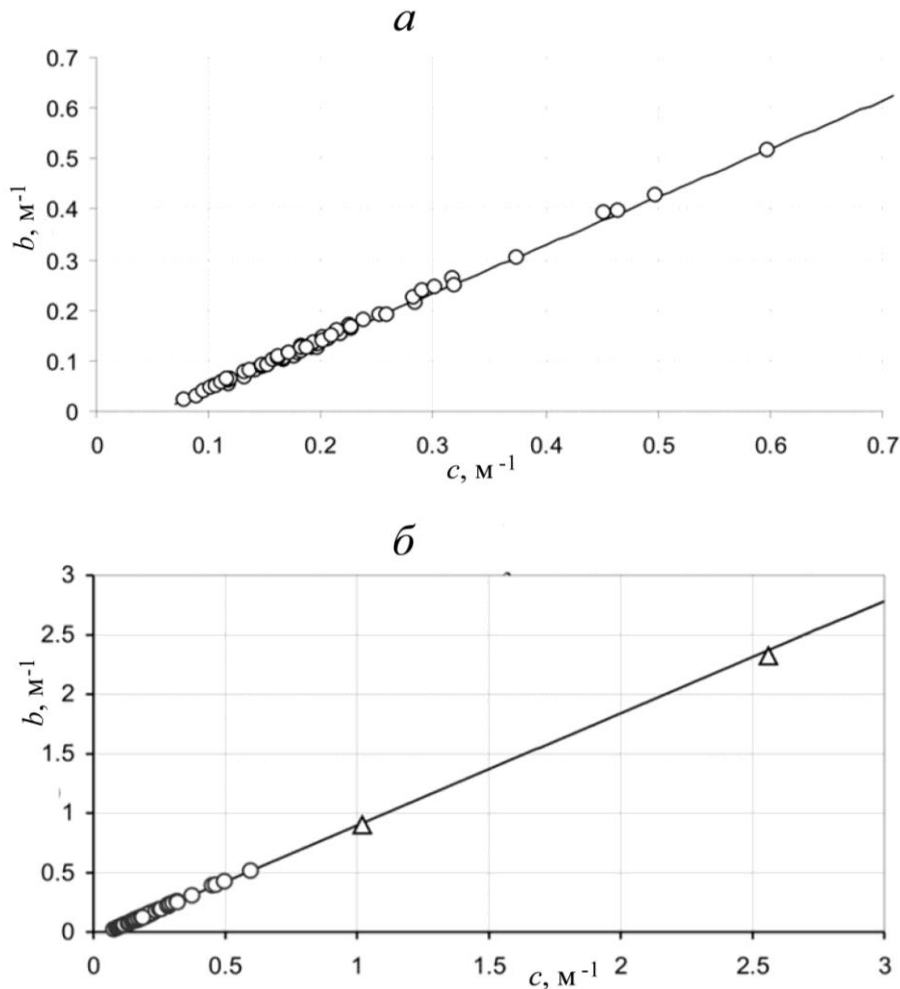


Рис. 4. Зависимость показателя рассеяния от показателя ослабления на длине волны 550 нм в диапазонах $c = 0.08 - 0.6 \text{ м}^{-1}$ (а) и $c = 0.08 - 3 \text{ м}^{-1}$ (б).

Точки — результаты измерений в Атлантическом и Тихом океанах (\circ) и в Аравийском море (Δ).

Зависимости $b(c)$ для $\lambda = 550 \text{ нм}$ (6) были сравнены [15] с данными измерений других авторов [18, 19], проведенных в океанических [18] и прибрежных [19] водах. Сравнение показало, что расхождение этих данных с (6) не превышает 10 % (в среднем около 4 %).

Было также проведено сопоставление корреляционной зависимости (6)–(8) с данными измерений, проведенными прибором АС-9 в Балтийском море [20]. На основании 460 измерений в различных районах Балтийского моря на длине волны 555 нм была получена регрессия

$$b = 0.9393c - 0.0774, \quad (9)$$

вообще говоря, отличающаяся от (6). Среднеквадратичное отклонение экспериментальных точек от зависимости (9) равно $8.2 \times 10^{-3} \text{ м}^{-1}$, средний коэффициент вариации около 1 %, коэффициент корреляции $r^2 = 0.9994$. Видно, что корреляция между b и c в Балтийском море заметно выше, чем в (6)–(8), что естественно. Однако если сравнить измерения в Балтийском море с «океанской» регрессией (6) (рис. 5), то оказывается, что точность (6) в Балтийском море не намного ниже, чем точность (9): среднеквадратичное отклонение экспериментальных точек, полученных в Балтийском море, от зависимости (6) равно 0.033 м^{-1} , $r^2 = 0.9899$, средний коэффициент вариации — несколько процентов. Тот факт, что зависимость (6), полученная по измерениям в Тихом и Атлантическом океане и

в Аравийском море, с достаточно высокой точностью соответствует измерениям в Балтийском море, несмотря на разные морские районы и разные измерительные приборы, свидетельствует о надежности и универсальности корреляционных соотношений (6)–(8).

В целом, можно считать, что зависимости (6)–(8) приближенно (с точностью не хуже 5–10 %) описывают связь между c и b или между c и ω_0 для вод типа Case 1 и Case 2 в диапазоне c 0.1–3 м⁻¹ и ω_0 0.5–0.94. Эти зависимости могут быть использованы и для оценки значений c и ω_0 в более чистых водах ($c = 0.08–0.1$ м⁻¹, $\omega_0 = 0.3–0.5$), однако, в этом диапазоне c погрешность оценки значений b и ω_0 возрастает из-за погрешности измерений c .

Важно подчеркнуть, что, кроме универсального соотношения (6)–(8), существуют и аналогичные формулы для конкретных морских районов (в частности, соотношение (9) для Балтийского моря). Естественно, что в этих случаях следует пользоваться «местными» соотношениями, а не общей формулой (6)–(8), которую рекомендуется использовать в тех случаях, когда для интересующего нас района «местных» зависимостей между c и b нет. С другой стороны, различие между «локальными» и универсальным соотношением (6)–(8), как мы видели на примере Балтийского моря, невелико. Еще один пример можно привести, используя рецензию на статью [20], в которой содержалось утверждение об универсальности формулы (6)–(8). Рецензент, полемизируя с этим утверждением, приводит «местную» формулу

$$b = 0.984c - 0.070 \tag{10}$$

для Средиземного моря. Но если сравнить (10) с (6) в диапазонах $c = 0.1–2.5$ м⁻¹ и $c = 0.27–0.58$ м⁻¹, в которых получены соответственно зависимости (6) и (9), оказывается (табл. 1), что в диапазоне 0.27–2.5 м⁻¹ разница в b при расчете по (10) и (6) не превышает 5 %. Что же касается большой разницы при $c = 0.1$ м⁻¹, эта величина относится к самым чистым океанским водам и находится за пределами диапазона c в Средиземном море, поэтому формула (10) для таких c неприменима.

Данный пример подтверждает универсальность формулы (6)–(8), хотя не отменяет сделанного выше вывода, что когда есть «местная» зависимость $b(c)$ для данного участка моря, ее следует предпочесть зависимости (6)–(8).

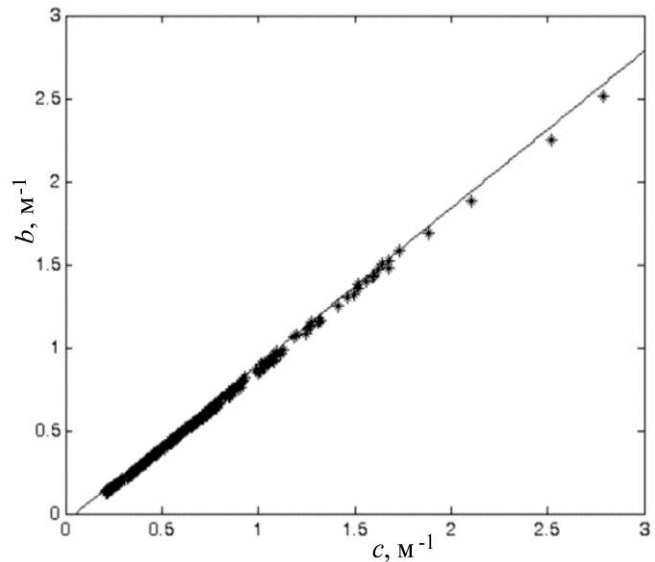


Рис. 5. Зависимость показателя рассеяния от показателя ослабления. Точки — результаты измерения на длине волны 555 нм в Балтийском море, прямая — зависимость (6) ($\lambda = 550$ нм).

Таблица 1

Сравнение расчетов показателя рассеяния b (м⁻¹) по формулам (10) и (6)

	c	0.1	0.27	0.58	2.5
(10)	b	0.028	0.196	0.50	2.39
(6)	b	0.046	0.207	0.50	2.31
Разница, %		60	5	0	3

Соотношения между показателем ослабления и вероятностью рассеяния назад для длины волны 550 нм. Гидрооптической характеристикой, необходимой для решения многих задач видения и лидарного зондирования водной толщи, является вероятность рассеяния назад $\tilde{b}_b = b_b / b$ (b_b — показатель рассеяния назад), так как свет, рассеянный в заднюю полусферу, определяет полезный сигнал в случае дистанционного зондирования толщи воды и паразитный сигнал помехи в системах видения. Поэтому важно найти связь между b_b и показателем ослабления c .

Если выразить показатель рассеяния в виде суммы показателей рассеяния чистой морской воды (b_w) и взвешенного вещества (b_m):

$$b = b_m + b_w, \quad (11)$$

и аналогично показатель обратного рассеяния:

$$b_b = b\tilde{b}_b = b_{bm} + b_{bw} = b_m\tilde{b}_{bm} + b_w\tilde{b}_{bw}, \quad (12)$$

где b_{bm} и \tilde{b}_{bm} — показатель рассеяния назад и вероятность рассеяния назад взвешенного вещества, b_{bw} и $\tilde{b}_{bw} = 0.5$ — то же для чистой морской воды, то из (11) и (12) с учетом значения $b_w(550 \text{ нм}) = 0.0019 \text{ м}^{-1}$ [21] и выражения (6) для показателя рассеяния b следует соотношение:

$$\tilde{b}_b(550) = \tilde{b}_{bm} + 0.0019(0.5 - \tilde{b}_{bm}) / (0.944c - 0.048). \quad (13)$$

Для величины \tilde{b}_{bm} в литературе часто используется значение $\tilde{b}_{bm} = 0.019$, полученное Петцольдом для длины волны 514 нм [22] или близкие к нему значения $\tilde{b}_{bm} = 0.018 - 0.020$ [9, 23—27]. Во всяком случае, большинство исследователей согласны в том, что для прибрежных вод (Case 2), в которых концентрация минеральной взвеси значительно превышает концентрацию частиц биологического происхождения, т. е. $b_x \gg b_c$ (b_x и b_c — показатели рассеяния минеральной взвеси и биогенных частиц, $b_m = b_x + b_c$), значение Петцольда $\tilde{b}_m = 0.019$ является адекватным [28].

Подстановка величины $\tilde{b}_m = 0.019$ в уравнение (13) с учетом (7) приводит к простому выражению

$$\tilde{b}_b = \frac{0.01796}{\omega_0} - 3.7 \cdot 10^{-5} \cong \frac{0.018}{\omega_0}, \quad (14)$$

или, заменяя ω_0 на b/c , а \tilde{b}_b на b_b/b ,

$$b_b \cong 0.018c. \quad (15)$$

Разумеется, значение $\tilde{b}_m = 0.019$ и формула (15) неприменимы в водах открытого океана. Например, тот же Петцольд в чистых океанских водах вблизи Багамских островов ($b = 0.037 \text{ м}^{-1}$) получил $\tilde{b}_{bm} = 0.011$.

Если в общем случае показатель рассеяния взвешенного вещества b_m можно представить как сумму показателей рассеяния биологической взвеси b_c и минеральной взвеси b_x , то в водах открытого океана (Case 1) концентрация биологических частиц значительно превышает концентрацию минеральной взвеси, и $b_m \cong b_c$, $\tilde{b}_{bm} \cong \tilde{b}_{bc}$. Оценку величины \tilde{b}_{bc} для вод открытого океана можно получить, используя эмпирическое соотношение

для вероятности рассеяния назад взвешенных частиц в зависимости от концентрации хлорофилла C , полученных Морелем с соавторами на основе многочисленных измерений в различных районах Мирового океана, проводимых в течение 8 лет [28, 29]:

$$\tilde{b}_{bc} = 0.002 + 0.01(0.5 - 0.25 \log_{10} C). \quad (16)$$

Концентрация хлорофилла в водах Мирового океана изменяется в широких пределах: $C = 0.01\text{—}100 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$ [30]. Для океанских вод $C = 0.01\text{—}1 \text{ мг}\cdot\text{м}^{-3}$, и по (16) $\tilde{b}_{bm} = \tilde{b}_{bc} = 0.007\text{—}0.012$. Примем среднее значение для чистых вод типа Case 1 $\tilde{b}_{bm} = 0.01$. Эта величина согласуется и с вышеупомянутыми измерениями Петцольда в чистых океанских водах.

Для $\tilde{b}_{bm} = 0.01$ из формул (13) и (6) следует:

$$\tilde{b}_b = 0.0183 / \omega_0 - 0.0094. \quad (17)$$

Зависимости (14) и (17) показаны на рис. 6.

Изложенные результаты согласуются и с наиболее общей моделью светорассеивающих свойств морской воды О. В. Копелевича [31, 32], в которой рассматриваются две фракции морской взвеси, одна из которых — мелкие минеральные частицы (радиус меньше 1.3 мкм, относительный показатель преломления 1.15), другая — крупные частицы биологического происхождения (радиусы больше 1.3 мкм, относительный показатель преломления 1.03), а характеристики рассеяния морской воды зависят лишь от объемных концентраций этих фракций.

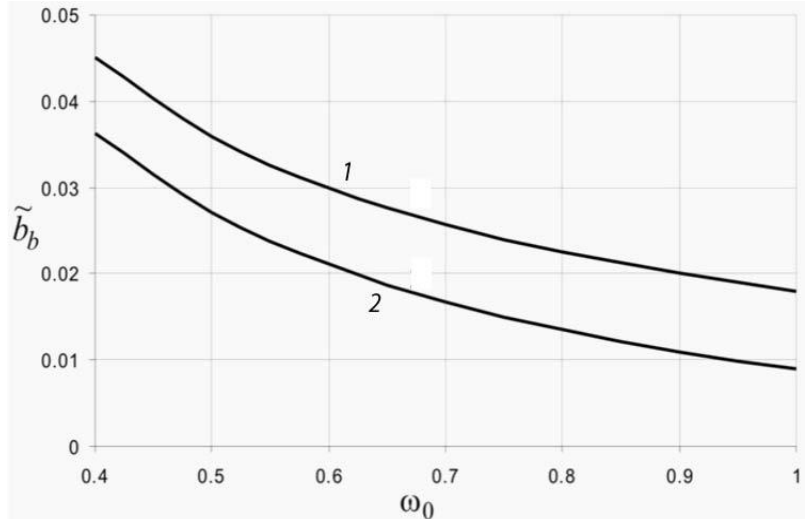


Рис. 6. Вероятность обратного рассеяния как функция вероятности выживания фотона. 1 — зависимость (14) — прибрежные воды, 2 — зависимость (17) — воды открытого океана.

В целом, можно считать, что для вод открытого океана типичное значение \tilde{b}_{bm} равно ~ 0.010 , в высокопродуктивных водах оно уменьшается до 0.007, а в прибрежных водах и водах внутренних морей возрастает до ~ 0.020 .

Таким образом, приведенные корреляционные зависимости между показателями рассеяния и ослабления, вероятностями выживания фотона и обратного рассеяния на длине волны $\lambda = 550 \text{ нм}$ в диапазоне показателя ослабления $c = 0.08\text{—}2.5 \text{ м}^{-1}$ справедливы для большинства прибрежных и открытых районов Мирового океана. Они не применимы для гиперпродуктивных вод (таких, как у побережья Перу) и для вод с повышенным содержанием пылевых частиц, характерных для районов эолового выноса вблизи пустынь. Эти соотношения могут быть непосредственно использованы при расчете систем подводного наблюдения и локации при естественном и искусственном (в том числе лазерном) освещении, работающих в области спектра около 550 нм.

Спектральные модели ПГХ. Хотя большинство систем видения и лидарного зондирования работает в области спектра вблизи $\lambda = 550$ нм (в максимуме прозрачности вод типа 2), знание ПГХ в других областях спектра необходимо при расчете таких систем, предназначенных для работы в открытом океане ($\lambda < 550$ нм) или, наоборот, в очень мутных водах, например, в портовых акваториях ($\lambda > 550$ нм). Рассмотрим известные спектральные малопараметрические модели, которые позволяют рассчитать спектры ПГХ по их известным значениям в области 550 нм.

Модель показателя ослабления. В работе [33] на основании более 100 измерений в 9 точках спектра (440, 450, 490, 520, 535, 550, 565, 630 и 670 нм) в различных океанских и прибрежных районах предложено корреляционное соотношение:

$$c(\lambda) - c_w(\lambda) = (1.563 - 0.00149\lambda)[c(490) - c_w(490)], \quad (18)$$

где $c_w = a_w + b_w$ — показатель ослабления света чистой морской водой. После подстановки $\lambda = 550$ и выражения $c(490) - c_w(490)$ через $c(550) - c_w(550)$, формула (18) преобразуется в соотношение

$$c(\lambda) - c_w(\lambda) = 1.345(1.563 - 0.00149\lambda)[c(550) - c_w(550)], \quad (19)$$

которое позволяет, используя значения a_w и b_w из табл.2 и 3, найти значения $c(\lambda)$ по известному $c(550)$.

Таблица 2

Показатель рассеяния чистой морской водой [21]

λ , нм	400	410	420	430	440	450	460
b_w , M^{-1}	0.0076	0.0068	0.0061	0.0055	0.0049	0.0045	0.0041
λ , нм	470	480	490	500	510	520	530
b_w , M^{-1}	0.0037	0.0034	0.0031	0.0029	0.0026	0.0024	0.0022
λ , нм	540	550	560	570	580	590	600
b_w , M^{-1}	0.0021	0.0019	0.0018	0.0017	0.0016	0.0015	0.0014
λ , нм	610	620	630	640	650	660	670
b_w , M^{-1}	0.0013	0.0012	0.0011	0.0010	0.0010	0.0008	0.0008

Таблица 3

Показатель поглощения чистой морской воды как функция длины волны [34]

λ , нм	400	410	420	430	440	450	460	470	480	490
a_w , M^{-1}	0.0066	0.0047	0.0045	0.0049	0.0063	0.0092	0.0098	0.0106	0.0127	0.0150
λ , нм	500	510	520	530	540	550	560	570	580	590
a_w , M^{-1}	0.0204	0.0325	0.0409	0.0434	0.0474	0.0565	0.0619	0.0695	0.0896	0.1351
λ , нм	600	610	620	630	640	650	660	670	680	690
a_w , M^{-1}	0.2224	0.2644	0.2755	0.2916	0.3108	0.340	0.410	0.439	0.465	0.516

Модели показателей рассеяния и обратного рассеяния. В работе [25] на основании 100 измерений на 63 станциях прибором АС-9 в 9 точках спектра (412, 440, 488, 510, 532, 555, 650, 676 и 715 нм) в различных океанских и прибрежных районах (Case 1 и Case 2) в диапазоне $b(412) = 0.2—15$ M^{-1} предложено корреляционное соотношение:

$$b(\lambda) = (1.6625 - 0.0013\lambda)b(550),$$

точность которого оценивается авторами в 6 %.

Другая модель, выражающая спектры показателя рассеяния $b(\lambda)$ и рассеяния назад $b_b(\lambda)$ через их значения $b(550)$ и $b_b(550)$ при 550 нм предложена О. В. Копелевичем [31]:

$$b(\lambda) = b_w(550) (550/\lambda)^{4.3} + b_p(550) (550/\lambda)^{n1}, \quad (20)$$

$$b_b(\lambda) = 0.5 b_w(550) (550/\lambda)^{4.3} + b_{bp}(550) (550/\lambda)^{n2}, \quad (21)$$

где $b_w(550)$ и $b_p(550)$ — показатели рассеяния чистой морской воды (табл. 2) и взвешенных в морской воде частиц; $b_{bw}(550)$ и $b_{bp}(550)$ — соответственно показатели рассеяния назад чистой морской воды и взвеси. Показатели степени $n1$ и $n2$ приняты равными 1.0 и 1.45 для вод открытого океана и 0 для прибрежных вод, где значения $b(550) \geq 1 \text{ м}^{-1}$ [14, 31, 32].

Значения $b_p(550) = b(550) - b_w(550) = c(550)\omega_0(550) - b_w(550)$, $b_{bp}(550) = b_b(550) - 0.5b_w(550) = \alpha(550)\omega_0(550)\tilde{b}_b(550) - 0.5b_w(550)$, нужные для расчета по формулам (20), (21), могут быть выражены через $c(550 \text{ нм})$ по корреляционным формулам (7), (14), (17), приведенным в предыдущем разделе.

Модели показателя поглощения. В модели, предложенной в [35], расчет спектральных значений показателя поглощения $a(\lambda)$ проводится через его значение для длины волны 490 нм с помощью уравнений регрессии:

$$a(\lambda) = C_1(\lambda) a(490) + C_2(\lambda), \quad (22)$$

где $a(490)$ — показатель поглощения морской воды при 490 нм, $C_1(\lambda)$ и $C_2(\lambda)$ — коэффициенты регрессии. Эти коэффициенты приведены в табл. 4 для двух диапазонов значений $a(490)$: $a(490) < 0.225 \text{ м}^{-1}$ и $a(490) \geq 0.225 \text{ м}^{-1}$; данные измерений получены как в открытых районах океана, так и в прибрежных водах (всего 1914 спектров); коэффициенты корреляции между $a(\lambda_i)$ и $a(490)$ для обоих массивов достаточно велики.

Если подставить в (22) $\lambda = 550$ и выразить $a(490)$ через $a(550)$, как при переходе от (18) к (19), спектральный показатель поглощения $a(\lambda)$ будет функцией $a(550)$. Например, при $a(490) < 0.225 \text{ м}^{-1}$, используя значения коэффициентов $C_1(550) = 0.47$ и $C_2(550) = 0.050$ из левой половины табл. 4, получим вместо (22):

$$a(\lambda) = C_1(\lambda) [2.128 a(550) - 0.106] + C_2(\lambda).$$

Таблица 4

Коэффициенты регрессии $C_1(\lambda)$ и $C_2(\lambda)$ для расчета $a(\lambda)$ через $a(490)$ [35]

$a(490) < 0.225 \text{ м}^{-1}$						$a(490) \geq 0.225 \text{ м}^{-1}$					
λ , нм	$C_1(\lambda)$	$C_2(\lambda)$	λ , нм	$C_1(\lambda)$	$C_2(\lambda)$	λ , нм	$C_1(\lambda)$	$C_2(\lambda)$	λ , нм	$C_1(\lambda)$	$C_2(\lambda)$
400	2.70	-0.034	560	0.42	0.056	400	1.17	0.313	560	0.48	0.044
10	2.43	-0.030	70	0.39	0.065	10	1.25	0.250	70	0.47	0.048
20	2.21	-0.025	80	0.37	0.085	20	1.30	0.195	80	0.45	0.066
30	1.94	-0.019	90	0.34	0.131	30	1.37	0.128	90	0.44	0.110
40	1.76	-0.015	600	0.32	0.219	40	1.43	0.066	600	0.43	0.194
50	1.59	-0.010	10	0.30	0.261	50	1.34	0.054	10	0.41	0.234
60	1.41	-0.007	20	0.28	0.272	60	1.25	0.039	20	0.40	0.244
70	1.26	-0.005	30	0.26	0.289	70	1.16	0.024	30	0.38	0.257
80	1.12	-0.002	40	0.24	0.308	80	1.07	0.011	40	0.37	0.267
90	1.00	0	50	0.23	0.337	90	1.00	0	50	0.36	0.301
500	0.90	0.006	60	0.35	0.403	500	0.94	-0.006	60	0.60	0.329
10	0.81	0.018	70	0.45	0.427	10	0.90	-0.022	70	0.85	0.316
20	0.73	0.027	76	0.51	0.437	20	0.83	-0.015	76	1.03	0.299
30	0.65	0.030	80	0.45	0.453	30	0.76	0.001	80	0.90	0.325
40	0.56	0.036	90	0.28	0.510	40	0.67	0.013	90	0.59	0.418
50	0.47	0.050	700	0.15	0.622	50	0.55	0.033	700	0.29	0.572

В еще одной модели спектрального показателя поглощения [31], применимой только для вод открытого океана, используется разложение $a(\lambda)$ по собственным векторам его ковариационной матрицы:

$$a(\lambda) = \langle a(\lambda) \rangle + C_1 u_1(\lambda), \quad (23)$$

где $\langle a(\lambda) \rangle$ и $u_1(\lambda)$ — средние значения показателя поглощения и первый собственный вектор ковариационной матрицы. Их значения, рассчитанные по измерениям в поверхностных водах Индийского и Тихого океанов (135 проб), приведены в табл. 5.

Таблица 5

Средние значения показателя поглощения и первый собственный вектор ковариационной матрицы [31]

λ , нм	450	470	490	510	530	550	570	590
$\langle a \rangle$, м^{-1}	0.044	0.033	0.026	0.02	0.03	0.04	0.05	0.15
u_1	0.326	0.261	0.194	0.121	0.087	0.065	0.050	0.039

Зная $a(550 \text{ нм})$, определяем по (23) и табл. 5 коэффициент разложения C_1 , после чего распределение $a(\lambda)$ может быть восстановлено по всему спектру. Точность такого восстановления автор оценивает в $0.005\text{—}0.008 \text{ м}^{-1}$.

Таким образом, изложенные корреляционные модели позволяют определить значения ПГХ по всему видимому спектру, если известна одна величина — показатель ослабления в точке 550 нм.

Структурные модели ПГХ. Структурные модели, выражающие ПГХ (показатели поглощения, рассеяния и обратного рассеяния a , b и b_b) через концентрации оптически активных веществ (ОАВ) в основном используются в проблеме восстановления концентраций содержащихся в воде фитопланктона, минеральной взвеси и растворенной органики из сигналов сканеров цвета и мультиспектральных систем видения, которые зависят от этих ПГХ.

Указанные ПГХ в структурных моделях представляются в виде:

$$\begin{aligned} a(\lambda) &= a_w(\lambda) + a_c(\lambda) + a_x(\lambda) + a_y(\lambda), \\ b(\lambda) &= b_w(\lambda) + b_c(\lambda) + b_x(\lambda), \\ b_b(\lambda) &= 0.5b_w(\lambda) + \tilde{b}_{bc} b_c(\lambda) + \tilde{b}_{bx} b_x(\lambda), \end{aligned} \quad (24)$$

где индексами w , c , x и y отмечаются показатели поглощения и рассеяния соответственно чистой морской воды, фитопланктона, нехлорофильных взвешенных частиц (как биологического, так и минерального происхождения) и растворенного органического вещества (РОВ), \tilde{b}_{bc} и \tilde{b}_{bx} — вероятности обратного рассеяния фитопланктона и нехлорофильной взвеси, для чистой воды вероятность обратного рассеяния $\tilde{b}_{bw} = 0.5$. Показатель поглощения РОВ измеряется в отфильтрованной от взвеси воде. При этом во всех структурных моделях концентрация хлорофилла C непосредственно измеряется в $\text{мг}/\text{м}^3$, концентрация взвеси обозначается через X и выражается через показатель рассеяния взвеси на длине волны 550 нм ($X = b_x(550) [\text{м}^{-1}]$), а концентрация РОВ обозначается через Y и выражается через показатель поглощения РОВ на длине волны 440 нм ($Y = a_y(440) [\text{м}^{-1}]$).

Интересующие нас структурные модели выражают входящие в (24) ПГХ $a_c(\lambda)$, $a_x(\lambda)$, $a_y(\lambda)$, $b_c(\lambda)$, $b_x(\lambda)$, \tilde{b}_{bc} , \tilde{b}_{bx} (вероятности обратного рассеяния фитопланктона и взвеси считаются не зависящими от длины волны) через концентрации C , X и Y . Эти модели в разных публикациях часто отличаются, а иногда и противоречат друг другу. Мы здесь проведем обзор основных моделей.

Модели поглощения. Показатель поглощения пигментов фитопланктона $a_c(\lambda)$ в работах [36] и [37]

$$a_c(\lambda) = 0.06C^{0.602}a_c^*(\lambda), \tag{25}$$

а в более поздней работе [38]

$$a_c(\lambda) = A(\lambda)C^{1-B(\lambda)}, \tag{26}$$

где $a_c^*(\lambda)$ — значения $a_c(\lambda)$, нормализованные относительно длины волны $\lambda = 440$ нм ($a_c^*(440) = 1$) и табулированные в [36], $A(\lambda)$ и $B(\lambda)$ — коэффициенты, табулированные в [38]. Значения $a_c^*(\lambda)$, взятые из [36], приведены в табл. 6, а значения $A(\lambda)$ и $B(\lambda)$, взятые из [38], — в табл. 7. В табл. 6 приведены также значения удельных показателей поглощения нехлорофильной взвеси $a_x^*(\lambda) = a_x(\lambda)/a_x(440)$.

Таблица 6

Нормализованные спектральные показатели поглощения хлорофилла $a_c^*(\lambda)$ и взвеси $a_x^*(\lambda)$ [36]

λ , нм	400	410	420	430	440	450	460	470	480	490
a_c^*	0.687	0.828	0.913	0.973	1.00	0.944	0.917	0.870	0.798	0.750
a_x^*	1.892	1.726	1.534	1.274	1.00	0.868	0.691	0.589	0.522	0.483
λ , нм	500	510	520	530	540	550	560	570	580	590
a_c^*	0.668	0.618	0.528	0.474	0.416	0.357	0.294	0.276	0.291	0.282
a_x^*	0.473	0.509	0.488	0.495	0.526	0.548	0.565	0.599	0.624	0.718
λ , нм	600	610	620	630	640	650	660	670	680	690
a_c^*	0.236	0.252	0.276	0.317	0.334	0.356	0.441	0.595	0.502	0.329
a_x^*	0.850	0.879	0.875	0.935	1.041	1.227	1.528	1.542	1.542	1.542

Таблица 7

Коэффициенты $A(\lambda)$ и $B(\lambda)$ [38]

λ , нм	400	410	420	430	440	450	460	470	480	490
A	0.0263	0.0313	0.0356	0.0386	0.0403	0.0370	0.0350	0.0330	0.0301	0.0274
B	0.282	0.284	0.299	0.317	0.332	0.361	0.365	0.370	0.377	0.361
λ , нм	500	510	520	530	540	550	560	570	580	590
A	0.0230	0.0180	0.0143	0.0117	0.0097	0.0080	0.0062	0.0053	0.0053	0.0056
B	0.321	0.260	0.196	0.140	0.090	0.052	0.016	0.009	0.035	0.073
λ , нм	600	610	620	630	640	650	660	670	680	690
A	0.0054	0.0057	0.0065	0.0071	0.0077	0.0083	0.0115	0.0189	0.0182	0.0083
B	0.092	0.072	0.064	0.078	0.098	0.124	0.121	0.149	0.155	0.086

На рис. 7 приведены спектральные зависимости (25) и (26) при концентрации хлорофилла $C = 1 \text{ мг/м}^3$. У нас нет оснований считать одну из этих зависимостей более точной. В большинстве публикаций используют (26), по-видимому, как более позднюю.

В следующей публикации почти тех же авторов [39], посвященной исключительно водам типа Case 1, отдельно рассматривается показатель поглощения нехлорофильными частицами биологического происхождения (биогенным детритом и гетеротрофными организмами), обозначаемый a_{nap} (от англ. *nap* — non-algal particles), минеральная взвесь не учитывается, и вместо a_c предлагается использовать $a_p = a_c + a_{nap}$, причем

$$a_{nap}(\lambda) = a_{nap}(440)\exp[-S(\lambda - 440)], \quad a_{nap}(440) = 0.0124C^{0.724}, \quad (27)$$

где $S = 0.010—0.012$.

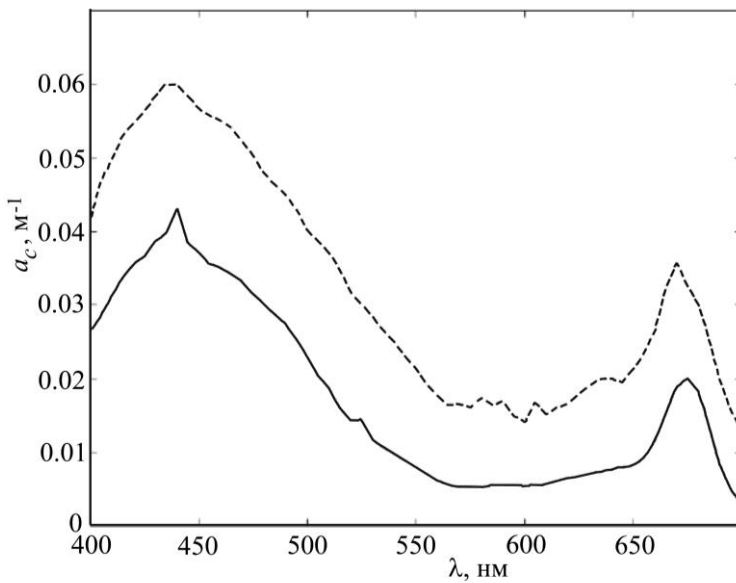


Рис. 7. Зависимости a_c от λ при $C = 1 \text{ мг/м}^3$: (26) (сплошная кривая) и (25) (пунктир).

В частности, для $\lambda = 440 \text{ нм}$

$$a_p(440) = 0.052C^{0.635} \text{ и}$$

$$a_c(440) = 0.0378C^{0.627},$$

т. е., по [39], например, для $\lambda = 440 \text{ нм}$ при $C = 1 \text{ мг/м}^3$ учет нехлорофильных частиц увеличивает показатель поглощения в 1.38 раз. При этом в [39] утверждается, что в [36] и [37] поглощение нехлорофильными частицами включено в показатель поглощения РОВ a_y . Действительно, как мы увидим в следующем пункте, спектральный ход $a_{nap}(\lambda)$ (27) такой же, как $a_y(\lambda)$ (см. далее). Это утверждение, несмотря на то, что в [37] и в [39] один автор (А. Morel) общий, выглядит странным, так

как в [36], [37] неоднократно повторяется, что $a_x(\lambda)$ — это показатель поглощения нехлорофильными частицами, а $a_y(\lambda)$ определяется в отфильтрованной морской воде, где нет никаких частиц. Мы не можем объяснить это противоречие, и в каждом конкретном случае потребитель, по-видимому, должен выбирать тот или иной вариант исходя из собственного предпочтения. Следует также добавить, что рассмотренные модели не универсальны. Так, в Балтийском море, которое представляет собой специфический водный бассейн с сильным поглощением РОВ и терригенной взвесью, ни одна из моделей (25)—(27) не работает [40].

Формулы (27) получены по измерениям в открытом океане. Для выяснения их применимости в прибрежных водах типа Case 2 были проведены комплексные измерения поглощающих свойств воды в различных прибрежных водах вокруг Европы, включающих Ламанш, Адриатическое, Балтийское, Средиземное и Северное моря (всего около 350 станций) [41]. Измерения показали, что формула (27), а также (26), если в ней вместо a_c использовать $a_p = a_c + a_{nap}$, справедливы и для прибрежных вод, а величина параметра S равна 0.0123 ± 0.0013 . При этом величина a_{nap} включает поглощение не только нехлорофильными частицами биологического происхождения, но и минеральную взвесь.

Показатель поглощения РОВ $a_y(\lambda)$ практически во всех известных нам источниках определяется функцией

$$a_y(\lambda) = a_y(440) \exp[-S(\lambda - 440)]$$

и расхождения только в величине параметра S .

В течение долгого времени всеми исследователями использовалось значение $S = 0.014 \text{ нм}^{-1}$ (например, [14, 36, 37, 42]). В различных публикациях последних лет величина S для всех типов вод в основном колеблется от 0.011 до 0.019 нм^{-1} . На рис. 8 показан спектральный ход показателя поглощения РОВ в этих пределах параметра S . В прибрежных водах по измерениям вокруг Европы [41] $S = 0.0176 \pm 0.020$. А в Балтийском море [40] $S = 0.016\text{—}0.023$ со средним значением 0.020 .

Показатель поглощения взвеси a_x по [36, 37]

$$a_x(\lambda) = 0.042 b_x(550) a_x^*(\lambda),$$

где $b_x(550) = X$ (см. (24)) — показатель рассеяния взвеси — будет рассмотрен ниже, значения a_x^* приведены выше в табл. 6.

На рис. 9 показана зависимость $a_x(\lambda)/b_x(550)$ от λ по (28). В прибрежных водах типа Case 2, где преобладает терригенная, или минеральная взвесь, обычно принимается [31]

$$a_x(\lambda) \equiv 0.$$

Модели рассеяния. Показатель рассеяния фитопланктона $b_c(\lambda)$ по [36, 37]

$$b_c(\lambda) = b_c(550) a_c^*(550) / a_c^*(\lambda), \quad (28)$$

$$b_c(550) = 0.12 C^{0.62}.$$

Во многих более поздних публикациях [25, 29, 42, 43—45] принимается другое значение коэффициента при C :

$$b_c(550) = 0.3 C^{0.62}. \quad (29)$$

По [29], формула (29) относится к океанским водам типа Case 1, а для прибрежных вод (Case 2)

$$b_c(550) = 0.416 C^{0.766}. \quad (30)$$

Заметим, что ни (29), ни (30)

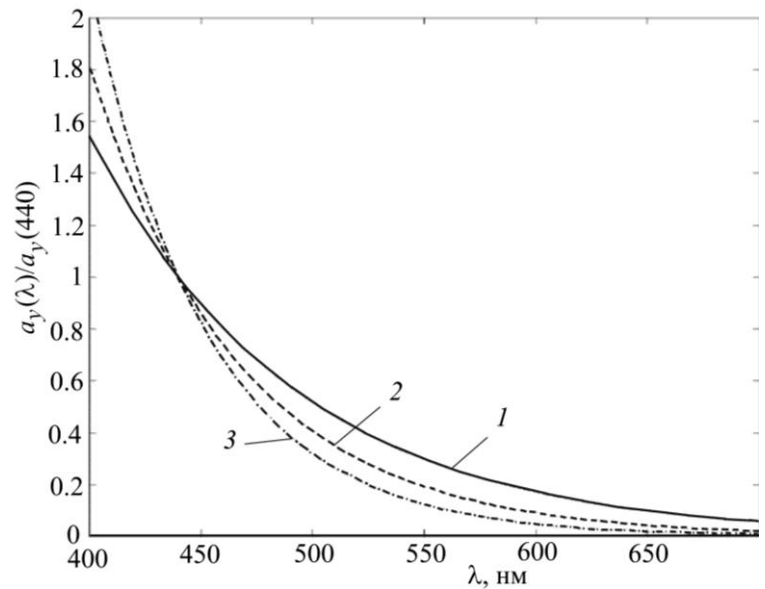


Рис. 8. Зависимость $a_y(\lambda)/a_y(440)$ от λ для $S = 0.011$ (1), 0.015 (2), 0.019 (3).

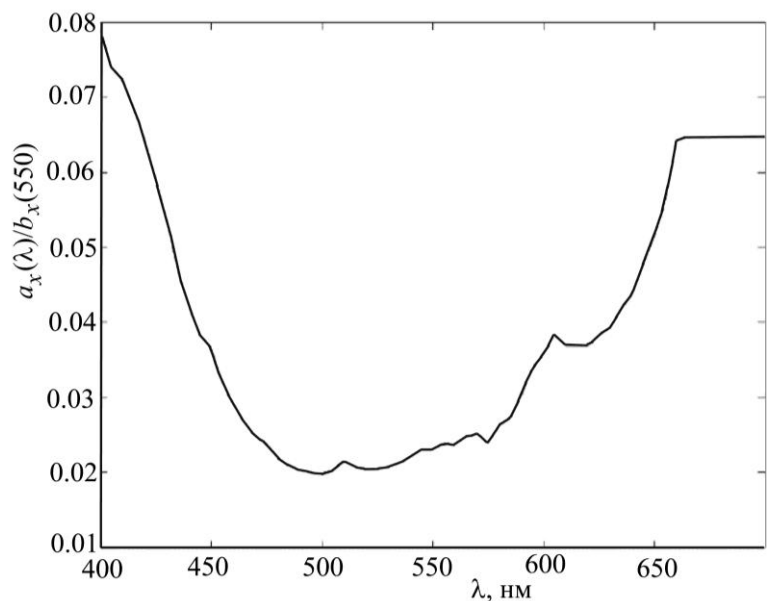


Рис. 9. Зависимость $a_x(\lambda)/b_x(550)$ от λ [36].

неприменимы в Балтийском море [40]. В [29] и [46] вместо (28) предлагается степенная зависимость

$$b_c(\lambda) = b_c(550)(\lambda / 550)^\nu . \quad (31)$$

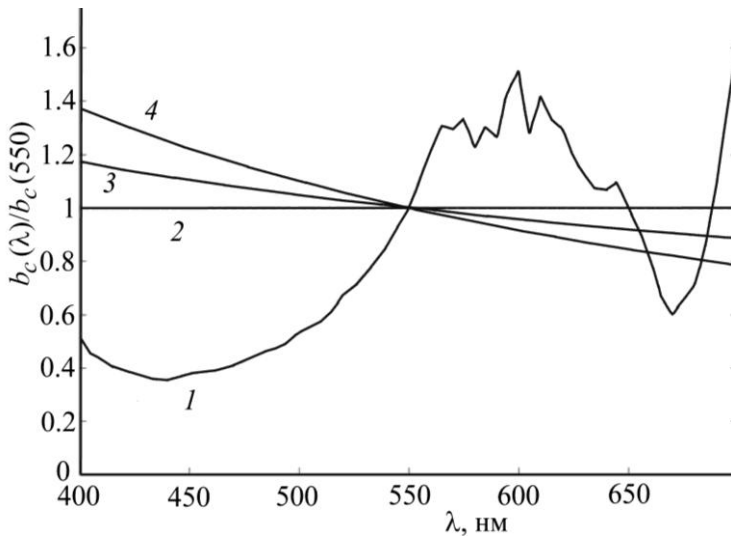


Рис. 10. Зависимость $b_c(\lambda)/b_c(550)$ от λ по (28) [36, 37] — (1) и по (31) [29, 46] при $\nu = 0$ (2), -0.5 (3) и -1 (4).

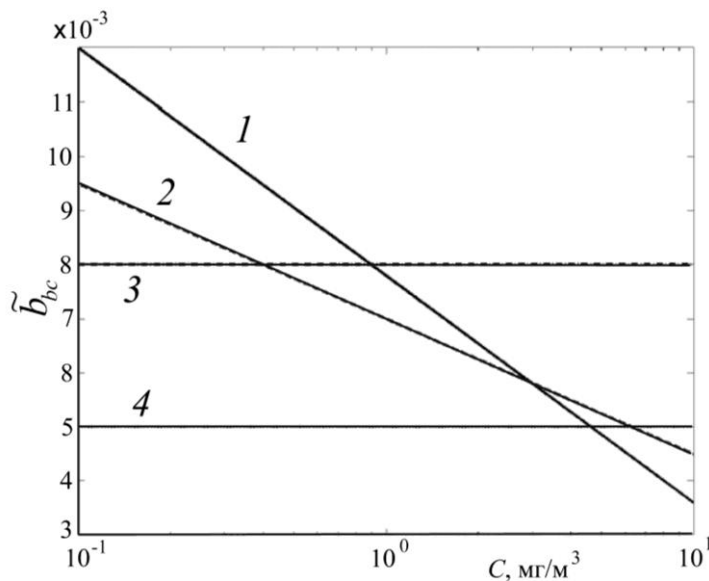


Рис. 11. Зависимости \tilde{b}_{bc} от C . (34) из [47] — (1); (33) из [28] — (2); (35) из [46] — (3) и (32) из [36, 37] — (4).

По [28]

$$\tilde{b}_{bc} = 0.002 + 0.01(0.5 - 0.25 \lg C) . \quad (33)$$

Показатель степени ν по [29], [46]

$$\nu = 0.015(\log_{10} C - 0.3) , \text{ если } 0.02 < C < 2 ;$$

$$\nu = 0 , \text{ если } C \geq 2 ,$$

(т. е., при $C = 0.02$ $\nu = -1$, при $C = 1$ $\nu = -0.15$), а в [46] предлагается считать $N = -0.5$ независимо от C . Для чистых океанских вод (Case 1), где отсутствует минеральная взвесь, по [14]

$$\nu = -0.3 .$$

На рис. 10 показаны зависимости $b_c(\lambda)/b_c(550)$ по (28) и по (31) при разных ν .

У нас нет объяснения столь сильному различию между моделями (28) и (31).

Показатель рассеяния взвеси $b_x(\lambda)$ по [36, 37]

$$b_x(\lambda) = b_x(550)(550/\lambda)^1 .$$

Для вод типа Case 2, в которых преобладает минеральная взвесь, по [14]

$$b_x(\lambda) = b_x(550)(550/\lambda)^{1.7} .$$

Вероятность обратного рассеяния фитопланктона и взвеси считается практически не зависящей от длины волны. Вероятность обратного рассеяния фитопланктона $\tilde{b}_{bc}(\lambda)$ по [36, 37]

$$\tilde{b}_{bc} = 0.005 . \quad (32)$$

По [47]

$$\tilde{b}_{bc} = 0.01(0.78 - 0.42 \lg C). \quad (34)$$

По [46] в среднем

$$\tilde{b}_{bc} = 0.008. \quad (35)$$

На рис. 11 показаны зависимости (32)—(35).

Вероятность обратного рассеяния взвеси по [36, 37] $\tilde{b}_{bx} = 0.015$, а по [15], как уже обсуждалось выше, $\tilde{b}_{bx} = 0.01$ для вод Case 1 и $\tilde{b}_{bx} = 0.019$ для вод Case 2.

Корреляционные связи между составляющими структурных моделей. При использовании структурных моделей ПГХ важно знать, есть ли корреляционные связи между концентрациями ОАВ — составляющими этих моделей. В [36, 37] предполагалось, что концентрации C , X и Y независимы. Однако позднее в нескольких публикациях появились соотношения, связывающие Y и C . По [39] и [29]

$$Y = a_y(440) = 0.2[0.052C^{0.635} + a_w(440)], \quad (36)$$

а по [46]

$$Y = a_y(440) = 0.032C^{0.63}. \quad (37)$$

По [48]

$$a_y = a_f^\circ C_f \exp(-k_f \lambda) + a_h^\circ C_h \exp(-k_h \lambda),$$

$$C_f = 1.74098 C \exp(0.12327C); C_h = 1.19334 C \exp(0.12343C), \quad (38)$$

$$a_f^\circ = 35.959 \text{ м}^2/\text{мг}; a_h^\circ = 18.828 \text{ м}^2/\text{мг}; k_f = 0.0189 \text{ нм}^{-1}; k_h = 0.01105 \text{ нм}^{-1}.$$

Формулы (36), (37) относятся к водам типа Case 1, (38) — к обоим типам (Case 1 и Case 2). Зависимости (36)—(38) показаны на рис. 12. К сожалению, точность этих формул неизвестна.

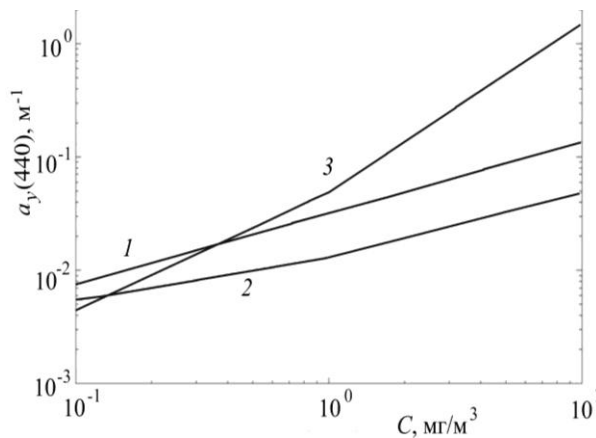


Рис. 12. Зависимость $a_y(440)$ от C .
(37) из [46] (1); (36) из [29, 39] (2);
(38) из [48] (3).

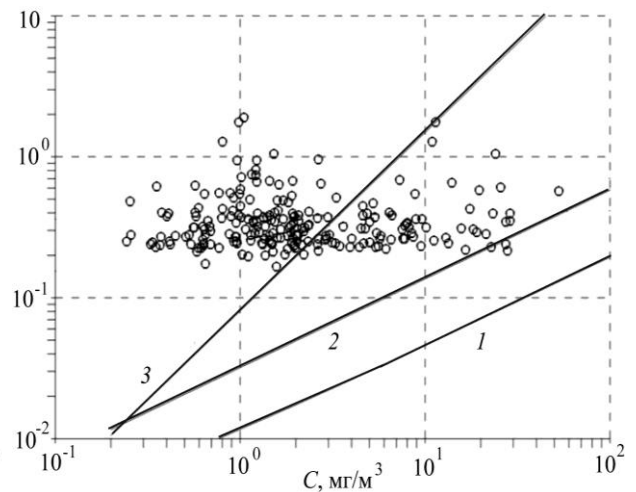


Рис. 13. Соотношение между концентрациями РОВ и хлорофилла в Балтийском море: точки — данные экспериментов, прямые — формулы (36) (1), (37) (2) и (38) (3).

Измерения концентрации хлорофилла и РОВ во многих точках Балтийского моря [40] показали, что в Балтийском море корреляции между $a_y(440)$ и C практически нет (рис. 13). В соответствии с данными измерения $a_y(443)$ и C французских исследователей в 58 точках Балтийского моря, любезно представленными автору Malik Chami, коэффициент корреляции r^2 между $a_y(440)$ и C равен 0.19.

Проведенный обзор показал, что, если известна одна из характеристик индикатрисы рассеяния, например, вероятность обратного рассеяния, остальные параметры индикатрисы, используемые в теории переноса излучения и теории подводного видения (средний косинус, дисперсия, коэффициент асимметрии и др.) могут быть с достаточной степенью точности найдены с помощью приведенных соотношений. Корреляционные зависимости между показателями рассеяния и ослабления, вероятностями выживания фотона и обратного рассеяния на длине волны $\lambda = 550$ нм, справедливые для большинства прибрежных и открытых районов Мирового океана, могут быть непосредственно использованы для расчета систем подводного наблюдения и локации, работающих в области спектра 550 нм при естественном и искусственном (в том числе лазерном) освещении. В сочетании с этими зависимостями, приведенные спектральные модели позволяют определить значения ПГХ по всему видимому спектру, если известна одна величина — показатель ослабления в точке 550 нм. Структурные модели ПГХ достаточно многообразны, часто противоречивы, область их применения ограничена и точность не всегда известна. Тем не менее, они позволяют оценить диапазон возможного изменения составляющих ПГХ для заданных концентраций оптически активных веществ (фитопланктон, минеральная и нехлорофильная взвесь и растворенные органические вещества), в ряде случаев определить модель, наиболее подходящую для конкретного морского района и использовать имеющиеся модели при оценке точности моделирования ПГХ. Критерии выбора структурной модели могут быть различными и обычно выбираются авторами в зависимости от конкретной задачи. Примером такого выбора может служить, в частности, решение задачи определения концентраций содержащихся в воде фитопланктона, минеральной взвеси и растворенной органики с помощью мультиспектральных систем видения [49, 50].

Автор приносит глубокую благодарность Malik Chami за предоставление результатов измерений, О. В. Копелевичу за плодотворное обсуждение результатов работы, Н. Е. Покровской, Т. М. Радомысльской и М. А. Родионову за помощь в оформлении статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 13-05-00050.

Литература

1. Долин Л. С., Левин И. М. Справочник по теории подводного видения. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 230 с.
2. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975. 503 с.
3. Preisendorfer R. Hydrologic Optics. Honolulu: NOAA. 1976. 1750 p.
4. Иванов А. Введение в океанографию / Пер. с франц. М.: Мир, 1978. 574 с.
5. Ерлов Н. Г. Оптика моря / Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
6. Оптика океана / Под ред. А. С. Мониной. М.: Наука, 1983. Т. 1, 2. 605 с.
7. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 278 с.
8. Dera J. Marine Physics. Elsevier. Amsterdam. 1992. 516 p.
9. Mobley C. D. Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters. Academic Press. San Diego. 1994. 592 p.
10. Levin I., Radomyslskaya T. Secchi disk theory: a reexamination // Current Research on Remote Sensing, laser Probing, and Imagery in Natural Waters, edited by I. M. Levin, G. D. Gilbert, V. I. Haltrin and C. Trees. Proceeding of SPIE, 2007. V. 6615, 66150O. 11 p.
11. Левин И. М., Радомысльская Т. М. Оценка гидрооптических характеристик по глубине видимости диска Секки // Изв. РАН, Физика Атмосферы и Океана. 2012. Т. 48, № 2. С. 239—246.
12. Simonot J.-Y., Trout H. A. A climatological field of mean optical properties of the world ocean // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, N 5. P. 6642—6652.

13. Маньковский В. И., Тимофеева В. А., Шемиура В. Е. О связях между интегральными характеристиками индикатрис рассеяния света морских и океанских вод // Оптика моря. М., 1983. С. 38—44.
14. Копелевич О. В. Оптические свойства морской воды // Оптика океана / Под ред. А. С. Монины. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 150—234.
15. Левин И. М., Копелевич О. В. Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм // Океанология. 2007. № 3. С. 374—379.
16. Levin I. M., Desa Eh., Desa El., Suresh T., Radomyslskaia T. Can the Secchi depth measurements be used for determination of water inherent optical properties? // Proc. of 1 Intern. Conf. «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2001), St.-Petersburg: D. S. Rozhdestvensky Optical Society, 2001. P. 360—366.
17. Sydor M., Arnone R. A. Effect of suspended particulate and dissolved organic matter on remote sensing of coastal and riverine waters // Appl. Optics. 1997. V. 36, N 27. P. 6905—6912.
18. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // Limnol. Oceanogr. 1977. V. 22, N 4. P. 709—722.
19. Shoonmaker J. S., Hammond R. R., Heath A. L., Cleveland J. S. A numerical model for prediction of sublittoral optical visibility // Ocean Optics XII. Bergen: Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, 1994. V. 2258. P. 685—702.
20. Levin I., Darecki M., Sagan S., Radomyslskaya T. Relationships between inherent optical properties in the Baltic Sea for application to the underwater imaging problem // Oceanologia. 2013. N 55(1). P. 11—26.
21. Smith R. C., Baker K. S. Optical properties of the clearest natural waters (200—800 nm) // Appl. Opt. 1981. V. 20, N 2. P. 177—184.
22. Petzold T. J. Volume scattering function for selected ocean waters. San Diego: Scripps Inst. of Oceanography. 1972. 79 p.
23. Lee Z., Carder K. L., Mobley C. D., Steward R. G., Patch J. S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization // Applied Optics. 1999. V. 38, N 18. P. 3831—3843.
24. Gordon H. R. Dependence of the diffuse reflectance of natural waters on the sun angle // Limnol. Oceanogr. 1989. V. 34, N 8. P. 1484—1489.
25. Gould R. W., Arnone R. A., Martinolich P. M. Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and 2 waters // Appl. Opt. 1999. V. 38, N 12. P. 2377—2383.
26. Kirk J. T. O. Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude // Limnol. Oceanogr. 1984. V. 29. P. 350—356.
27. Sathyendranath Sh., Platt T. Analytic model of ocean color // Appl. Opt. 1997. V. 36, N 12. P. 2620—2629.
28. Morel A., Antoine D., Gentilu B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function // Appl. Opt. 2002. V. 41, N 30. P. 6289—6306.
29. Morel A., Maritorena S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. N C4. P. 7163—7180.
30. Wozniak B., Dera J., Koblenz-Mishke O. J. Bio-optical relationships for estimating primary production in the Ocean // Oceanologia. 1992. V. 33. P. 5—38.
31. Копелевич О. В. Малопараметрическая модель оптических свойств морской воды // Оптика океана. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 208—234.
32. Kopelevich O. V. The current low-parametric models of seawater optical properties // Proc. of the I International Conference «Current Problems in Optics of Natural Waters» (ONW'2001), St.-Petersburg: D. S. Rozhdestvensky Optical Society, 2001. P. 18—23.
33. Voss K. J. A spectral model of the beam attenuation coefficient in the ocean and coastal areas // Limnol. Oceanogr. 1992. V. 37, N 3. P. 501—509.
34. Pope R. M., Fry E. S. Absorption spectrum (380—700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // Appl. Optics. 1997. V. 36, N 33. P. 8710—8723.
35. Barnard A. H., Pegau W. S., Zaneveld J. R. V. Global relationships of the inherent optical properties of the oceans // J. Geophys. Res. 1998. V. 103, N C11. P. 24,955—24,968.
36. Prieur L., Sathyendranath S. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption of phytoplankton pigments, dissolved organic matter and other particulate materials // Limnol. and Oceanogr. 1981. V. 26, N 4. P. 671—689.
37. Sathyendranath S., Prieur L., Morel A. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters // International J. of Remote Sensing, 1989. V. 10, N 8. P. 1373—1394.
38. Bricaud A., Babin M., Morel A., Claustre H. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization // J. of Geophysical Research. 1995. V. 100, N C7. P. 13,321—13,332.
39. Bricaud A., Morel A., Babin M., Allaly K., Claustre H. Variation of light absorption by suspended particles with chlorophyll *a* concentration in oceanic (case 1 waters): analysis and implications for bio-optical models // J. of Geophysical Research. 1998. V. 103, N C13. P. 31,033—31,044.

40. Левин И., Дарецкий М., Ковальчук П., Здун А., Радомысльская Т., Родионов М. Можно ли применять к Балтийскому морю известные модели оптических свойств воды? // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2012. Т. 5, N 4. С. 80—87.
41. Babin M, Stramski D., Ferrari G., Claustre H., Bricaud A., Obolensky G., Hoepffner N. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108, C7. C.3211.
42. Morel A., Loisel H. Apparent optical properties of oceanic water: dependence on the molecular scattering contribution // Applied Optics, 1998. V. 37, N 21. P. 4765—4776.
43. Gordon H. R., Morel A. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: A review (Springer-Verlag), 1983.
44. Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., Brown J. W., Smith R. C., Baker K. S., Clark D. K. A semianalytic radiance model of ocean color // J. of Geophysical Research. 1988. V. 93, D 2. P. 10,909—10,924.
45. Loisel H., Morel A. Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: a reexamination // Limnology and Oceanography. 1998. V. 43, N 5. P. 847—858.
46. Morel A. Are the empirical relationships describing the bio-optical properties of case 1 waters consistent and internally compatible? // J. of Geophysical Research. 2009. V. 114, C01016.
47. Sathyendranath S., Cota G., Stuart V., Maass H., Platt T. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches // International Journal of Remote Sensing. 2001. V. 22, N 2, 3. P. 249—273.
48. Haltrin V. Chlorophyll-based model on seawater optical properties // Appl. Opt. 1999. V. 38, N 33. P. 6826—6832.
49. Levin I. M., Levina E. I. Effect of atmospheric interference and sensor noise in retrieval of optically active materials in the ocean by hyperspectral remote sensing // Applied Optics. 2007. V. 46, N 28. P. 6896—6906.
50. Левин И. М., Левина Е. И. О погрешностях восстановления концентраций оптически активных веществ в океане // Изв. РАН. Физика Атмосферы и Океана. 2012. Т. 48, № 5. С. 608—616.

Статья поступила в редакцию 20.01.2014 г.



© I. M. Levin

Saint-Petersburg Department of the P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Saint-Petersburg, Russia
soopt@yandex.ru

FEW-PARAMETER OPTICAL MODELS OF SEAWATER INHERENT OPTICAL PROPERTIES

The paper reviews and analyzes few-parameters optical models of water inherent optical properties (IOPs). These models are classified as *correlational* and *structural* models. Correlational models establish relations either between values of a single IOP at different wavelengths (*spectral* models) or between values of several IOPs at the same wavelength. The correlations between attenuation, scattering and backscattering coefficients at 550 nm were shown to be valid for the majority of open and coastal regions of the World Ocean. In particular, they can be used to compute parameters of underwater imaging systems operating in this spectral range. Correlational models make it possible to determine the values of IOP for the whole visual spectrum on the basis of the value of the attenuation coefficient at 550 nm. The structural models describe IOPs in terms of concentrations of optically active matters (OAM): phytoplankton, sediment and colored dissolved organic matter. We show that these models are very diverse and often mutually contradictory; their domain of application is limited and their accuracy is often unknown. Nevertheless, they make it possible to estimate a range of possible IOP variation for given OAM concentrations.

Key words: few-parameter optical models, water inherent optical properties, absorption, attenuation, scattering and backscattering coefficients, phytoplankton, sediment, colored dissolved organic matter.