

分层水体对表层辐照度比影响的蒙特卡罗分析

黄二辉, 杨燕明

国家海洋局第三海洋研究所海洋声学与遥感开放实验室, 福建 厦门 361005

摘要: 众多海洋观测数据表明, 在真光层深度范围内, 海水固有光学特性和光学有效组分的剖面分层分布是广泛存在的, 而很多遥感反演模型的建立基于均一分布假设, 尤其是在经验模型的建立中, 往往只利用某一深度或各深度平均的光学有效组分浓度与水体光谱的统计关系。文章通过模拟平静水面水下光的辐射传输, 分别研究了叶绿素、无机悬浮物浓度垂直分布结构对水下辐照度比的影响, 并对比了两类分层水体权重函数等效浓度计算式及相应水下辐照度比, 结果表明, 对于分层水体, 透射深度和层化强度是影响等效浓度值计算误差的主要因素, 透射越深, 表层层化越强, 水体层化对水下辐照度比的影响就越大, 但其计算误差也越大。Gordon 等效浓度计算结果比较接近实际值, 而 Zaneveld 计算式则高估了分层水体的等效浓度值。

关键词: 分层水体; 蒙特卡罗; 权重函数; 等效浓度

中图分类号: P733.3 文献标识码: A 文章编号: 1009-5470(2012)01-0042-08

Analysis of influence of stratified water bodies on underwater irradiance ratio by Monte Carlo model

HUANG Er-hui, YANG Yan-ming

Open Lab of Ocean Acoustic and Remote Sensing, Third Institute of Oceanography, SOA, Xiamen 361005, China

Abstract: Many in-situ data indicate that the vertical stratification of the inherent optical properties and optical active constituents in euphoric depth is a common phenomenon in most ocean water. Most of satellite retrieval algorithms of the optical constitutes concentration are, however, based on the assumption of homogeneous ocean water, especially for empirical retrieval models, which are usually based on the statistical relation between the reflectance spectral of surface and the depth-averaged constitute concentration or that of a certain depth. Using the underwater optical radiative transfer model, the influences of vertically stratified concentration of chlorophyll and suspended sediment matter on the irradiance ratio at the depth of 0 m are respectively analyzed. The two computation formulas of depth-weighted equivalent concentration of stratified water and their responding irradiance ratio at 0 m depth are then compared. The results indicate that the primary error sources is the light penetration depth and the intensity of stratification: the deeper the penetration and the more distinct stratification, the greater the effect of stratified water on the value of irradiance ratio at 0 m depth, as well as the error of depth-weighted equivalent concentration. Gordon's computation results of equivalent concentration are more accurate, and the Zaneveld's results overestimate the equivalent concentration of stratified water.

Key words: stratified water bodies; Monte Carlo; weight function; depth-weighted equivalent concentration

海洋水色遥感本质上属于可见光遥感。光在水 中的传播过程可以看成是光能被水体吸收、散射的

收稿日期: 2010-07-06; 修订日期: 2010-10-18。孙淑杰编辑

基金项目: 国家海洋局基本科研业务费专项资金资助项目(海三科 2007013); 国家海洋局青年基金重点项目(2009429); 卫星海洋环境动力学国家重点实验室开放研究基金项目(200507)资助

作者简介: 黄二辉(1978—), 男, 福建省厦门市人, 硕士, 助理研究员, 主要从事海洋遥感方面的研究工作。E-mail: huangerhui@gmail.com

过程。不同波长的光与水体作用的程度即被吸收与散射的程度不同,海面水色的差异是由于水体组成成分不同、各组成成分浓度不同引起的。不同的组成成分具有不同的光谱吸收与光谱散射特性,不同的成分浓度具有不同的体吸收与体散射特性,水体对不同波长可见光的体散射、吸收特性不同,其穿透水体深度也是不一样的,因此经水体后向散射离开水体的辐射能所携带的水体信息也不相同^[1]。根据携带着水体信息的后向散射辐射,通过一定的反演模式,可以提取出其中的水体信息。

在海洋遥感技术发展早期,人们就已经注意到了不同波长的光在水中具有不同的透射深度,与水体具有不同作用过程,从而携带了不同深度下的水体信息。对此首先从理论上进行证明的是 Gordon^[2],他提出了阳光透射深度 Z_{90} 的概念,定义阳光透射深度 Z_{90} 为向下辐照度 $E_d(z)$ 衰减到表面透射辐照度 $E_d(0^-)$ 的 10% 时的深度 z ; 在此基础上, Gordon 认为对于非均质水体来说, Z_{90} 深度内各层不同性质水体均对遥感探测到的综合离水辐射率有贡献,但是越靠近表面的水层贡献越大^[4]; 然后用与深度有关的权重因子说明了垂向结构对表面信息的不同贡献,从理论上得出了分层水体光学参数 $C(z)$ 水色遥感等效值 \bar{C} 的计算公式^[5]:

$$\bar{C} = \frac{\int_0^{Z_{90}} C(z) \cdot g(z) dz}{\int_0^{Z_{90}} g(z) dz} \quad (1)$$

式中, $g(z) = e^{-2\int_0^z K(z) dz}$, $C(z)$ 可为吸收系数、后向散射系数、叶绿素浓度或悬浮泥沙浓度等, K 为水体向下辐照度衰减系数:

$$K(z) = -\frac{1}{E_d(z)} \cdot \frac{dE_d(z)}{dz} = -\frac{d \ln E_d(z)}{dz} \quad (2)$$

由(1)式可知,遥感透视范围内,权重因子 $g(z)$ 与深度呈负指数相关,因此,越靠近水面的水层,其对表面综合离水反射率的影响越大。通过(1)式可将非均匀水体信息与均质水体信息联系起来,后者的有关光学特征(如吸收系数、后向散射系数、叶绿素浓度、悬浮颗粒物浓度等)可看做前者的相应特征在透射深度内的加权因子平均。随后的众多研究表明,(1)式在水体吸收系数为常数或吸收系数与后向散射系数随深度同时变化情况下是成立的^[6-9]。Zaneveld 等^[10]认为(1)式给予表层过多的权重,减弱了次表层的作用,基于辐照度二流模型,推导出新的分层水体水下光学参数等效关系式:

$$\bar{C}' = \int_0^\infty C(z) \cdot g'(z) dz \quad (3)$$

其中 $g'(z) = \frac{dg(z)}{dz}$, 且由于 $g(z)$ 随深度增加是单调递减的,则 $g(\infty) = 0$, $g'(z)$ 满足自归一化:

$$\int_0^\infty g'(z) dz = \int_0^\infty \frac{dg(z)}{dz} dz = g(z)|_0^\infty = 1 \quad (4)$$

但 Zaneveld 等没有给出相应的模型验证实例。作者根据文献[11]、[12],分别利用蒙特卡罗方法实现了水下光的辐射传输模拟以对模型结果互相校验。本文主要对叶绿素和悬浮泥沙分层水体分别进行了辐射传输数值模拟,研究叶绿素、悬浮泥沙在不同剖面分布结构下对水体表观光学特性的影响。由于蒙特卡罗方法是基于概率模型的随机分析,获得的单位立体角内的离水辐亮度值存在波动性,本文仅研究(1)式和(3)式获得的等效浓度均匀水体与相应分层水体的 0^-m 深度辐照度比 $R(0^-)$ 之间的差异, $R(0^-)$ 的计算式为^[12]:

$$R(0^-) = \frac{E_u(0^-)}{E_d(0^-)} \quad (5)$$

式中, $E_u(0^-)$ 、 $E_d(0^-)$ 分别为 0^-m 深度的上行、下行辐照度值。

1 模型参数

1.1 海水分层模型

海洋观测数据和研究表明,海水的生物光学特性垂直分布是不均匀的,一种典型的分布形式是在真光层内出现叶绿素极大值的高斯分布形态^[13-14],

$$C_{chl}(z) = C_{chl0} + \frac{h}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(z-z_m)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (6)$$

式中, C_{chl} 是叶绿素浓度, C_{chl0} 为浓度背景值; z 为水体深度, z_m 是最大浓度所在深度; σ 为标准差,与极大值宽带有关; h 是与峰值强度有关的参数。这种剖面结构在寡营养海区尤为多见,极大值的分布深度和强度等是随海区而变的。

水体的总吸收系数 a 和总散射系数 b 为各物质的贡献和,在一类水体的情况下,只考虑水体和叶绿素。

$$a(\lambda, z) = a_w(\lambda) + a_c^*(\lambda) C_{chl}(z)^{0.65} \quad (7)$$

$$b(\lambda, z) = b_w(\lambda) + b_c^*(\lambda) C_{chl}(z)^{0.620} \quad (8)$$

式中 a_c^* 、 b_c^* 是叶绿素的归一化单位吸收系数、散射系数, a_w 、 b_w 分别表示水分子吸收系数、散射系数。

本文主要目的是研究(1)和(3)式分别对分层水体与其等效浓度相应的均匀水体的水下辐照度比差

异;此外,实际海水的悬浮泥沙浓度剖面分布较为复杂^[15],为便于比较分析,悬浮泥沙浓度也采用(6)式高斯剖面分布结构,且有

$$a(\lambda, z) = a_w(\lambda) + a_s^* C_s(z) \quad (8)$$

$$b(\lambda, z) = b_w(\lambda) + b_s^* C_s(z) \quad (9)$$

式中 a_s^* 、 b_s^* 是分别为悬浮泥沙的归一化单位吸收系数、散射系数, C_s 为悬浮泥沙浓度,剖面分布按(6)式进行计算。本文采用文献[16]、[17]提供的纯海水的吸收系数、散射系数和叶绿素、悬浮泥沙的归一化单位吸收系数、散射系数(图 1)。

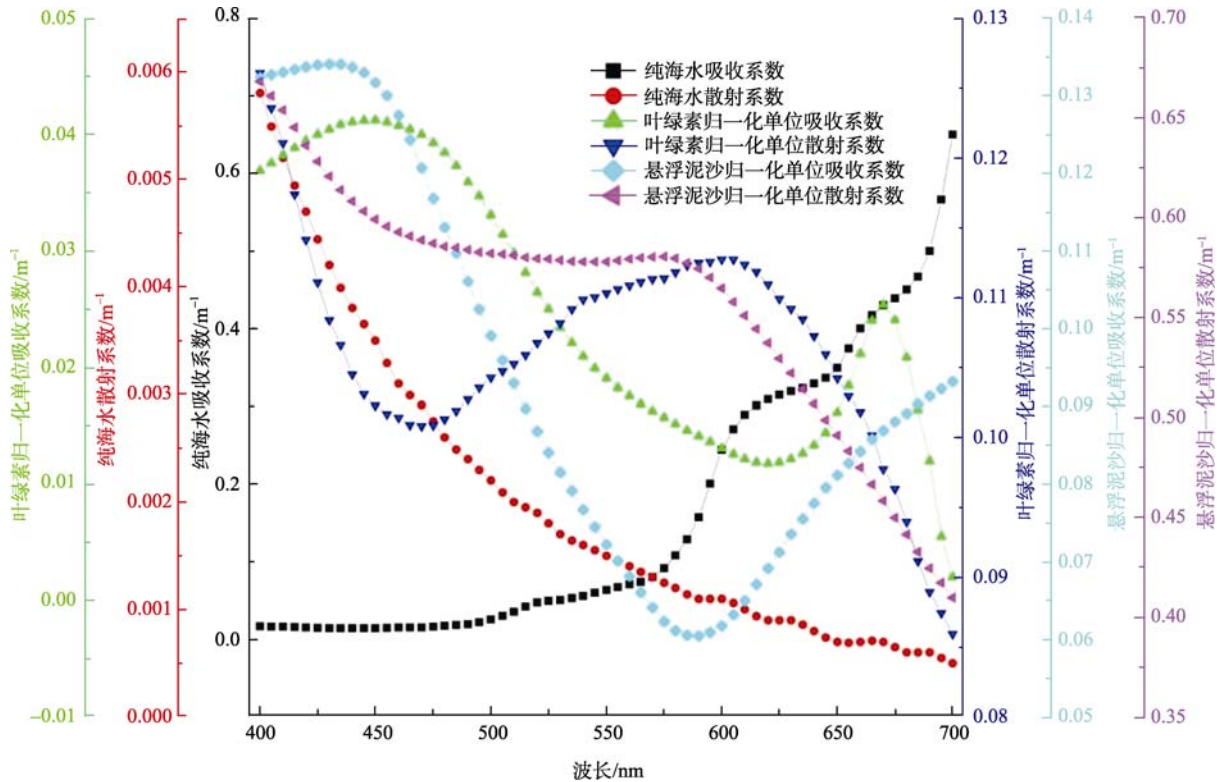


图 1 纯海水的吸收系数和散射系数及叶绿素、悬浮泥沙的归一化单位吸收系数、散射系数曲线

Fig. 1 Curves of spectral absorption coefficient, spectral scattering coefficient of pure seawater, normalized specific absorption coefficient and scattering coefficient of chlorophyll and suspended sediment matter

1.2 辐射传输模型

本文利用前向蒙特卡罗方法,建立了平静海面、无大气、无限水深、无内部光源和非弹性散射情况下的水体辐射传输模型。模拟过程概述为^[12]:入射光由大量光子组成,各光子首先与气-水界面发生作用,将随机数和气-水界面反射率比较判断是否被气-水界面反射,如果光子被反射则终止该光子跟踪;如果折射进入水体,由各深度的水体总衰减系数决定光子行进路径长度,然后根据水体单次散射反照率判断光子被吸收或散射,若光子被吸收,则停止对该光子跟踪;若被散射,则判断是被水分子或颗粒散射,光子碰撞散射方向由不同的散射相函数决定,散射相函数的选取又由水分子散射系数与悬浮颗粒散射系数之比来决定,直至光子被吸收则停止对该光子跟踪。如此循环,依次对各个光子的

路径进行跟踪,并根据各深度放置的经 4 空间分割后的单位球面所收集的光子数,计算该深度位置的辐亮度、辐照度值。

叶绿素、悬浮泥沙的散射相函数及水体的散射相函数数据均来源于文献[17]、[18];单位球面采用 36×72 等角间隔分割;波段范围从 300—700nm,光谱分辨率 5nm;各层叶绿素、悬浮泥沙浓度以 1.5m 间隔按(6)式划分;入射光天顶角为 30° ,强度 $1W \cdot (m^2 \cdot nm)^{-1}$,使用的光子个数为 5×10^6 。表 1 为本方法与 Mobley 的 7 个标准问题^[19]中前 3 个的对比结果,其中本文结果是 5 次蒙特卡罗运算结果的平均值, E_d 表示向下辐照度, L_u 表示向上辐亮度。

1.3 均匀和分层水体相应参数设置

本文对剖面均匀和分层水体的参数设置如表 2 和图 2 所示。

表 1 标准问题的模拟结果与 Mobley 结果的比较。

Tab. 1 Comparison between the results of this paper and those of Mobley for the three standard problems

问题	光学厚度	本文结果		Mobley 结果	
		E_d	L_u	E_d	L_u
问题 1: 单次散射 比 $\omega=0.9$	1	3.64×10^{-1}	4.62×10^{-2}	3.66×10^{-1}	4.85×10^{-2}
	5	4.36×10^{-2}	5.61×10^{-3}	4.33×10^{-2}	5.59×10^{-3}
	10	3.10×10^{-3}	4.25×10^{-4}	3.16×10^{-3}	4.37×10^{-4}
问题 2: 单次散射 比 $\omega=0.2$	1	1.65×10^{-1}	5.11×10^{-5}	1.62×10^{-1}	5.47×10^{-5}
	5	2.2×10^{-3}	5.58×10^{-7}	2.27×10^{-3}	6.24×10^{-7}
	10	1.23×10^{-5}	6.43×10^{-9}	1.30×10^{-5}	4.02×10^{-9}
问题 3	几何深度/m	E_d	L_u	E_d	L_u
	5	2.40×10^{-1}	3.03×10^{-3}	2.30×10^{-1}	3.13×10^{-3}
	25	1.55×10^{-3}	1.77×10^{-5}	1.62×10^{-3}	2.12×10^{-5}
	60	5.01×10^{-5}	4.60×10^{-7}	5.23×10^{-5}	3.57×10^{-7}

注: 表中 E_d 、 L_u 分别表示波长 500nm 处的向下辐照度和向上辐亮度。

表 2 均匀、分层水体组分浓度参数

Tab. 2 Options of concentration of chlorophyll or sediment concentration for homogenous and stratified water

情况	均匀水体 组分浓度	分层水体				
		$C_{chl0}/$ ($mg \cdot m^{-3}$)	h/m	z_m/m		
情况 1	0.05	情况 4	0.05	20	2	14
		情况 5	0.5	1	2	14
		情况 6	0.5	20	2	14
情况 2	0.5	情况 7	0.5	20	2	8
		情况 8	0.5	20	2	25
		情况 9	0.5	40	2	14
情况 3	5	情况 10	5	20	2	14

注: 当组分为叶绿素时, 浓度单位为 $mg \cdot m^{-3}$; 当组分为悬浮泥沙时, 浓度单位为 $g \cdot m^{-3}$ 。

2 模型结果与分析

2.1 分层水体 $R(0^-)$ 曲线特征

由叶绿素、悬浮泥沙浓度和剖面分布结构变化引起的 0^-m 辐照度比 $R(0^-)$ 变化曲线如图 3 所示, 可以看出:

1) 叶绿素的 $R(0^-)$ 节点在 490nm 附近, 悬浮泥沙的则是在 460nm 附近。悬浮泥沙的强散射作用增加了 $R(0^-)$ 值, 使节点向短波方向偏移。

2) 在 400nm 到节点之间, $R(0^-)$ 随着叶绿素浓度本底值的增加逐渐降低, 在 450nm 附近开始出现吸收谷, 且随着波长的增加, $R(0^-)$ 逐渐减小, 在节点到 700nm 之间, $R(0^-)$ 随浓度增加而升高, 且在节点到 600nm 之间, 开始出现反射峰, 峰值向长波段偏移; 悬浮泥沙浓度引起的 $R(0^-)$ 变化与此类似, 但与

图 3a 相比, 在节点到 700nm 之间, 图 3b $R(0^-)$ 的变化幅度更大。结合图 2 和图 4 可以看出, 在 400nm 到节点之间, $R(0^-)$ 主要表征水体组分的吸收作用, 节点到 700nm 之间 $R(0^-)$ 则主要体现水体组分的散射。

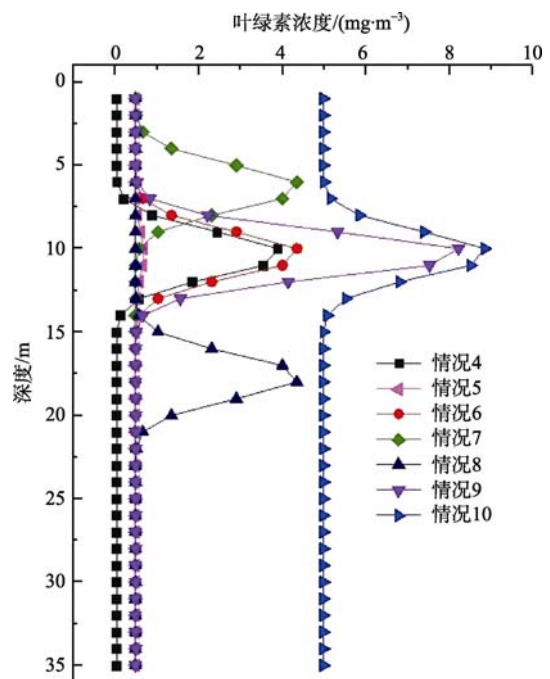


图 2 分层水体叶绿素浓度剖面分布曲线

Fig. 2 Vertical distribution curves of chlorophyll concentration in stratified water

3) 低本底浓度值由于分层引起的 $R(0^-)$ 变化更为明显, 当本底值取值为 5 时, 分层水体与均匀水体 $R(0^-)$ 几乎重合; 当本底值取值为 0.5 时, z_m 参数引起的 $R(0^-)$ 变化更为明显, h 参数引起的变化较微弱。

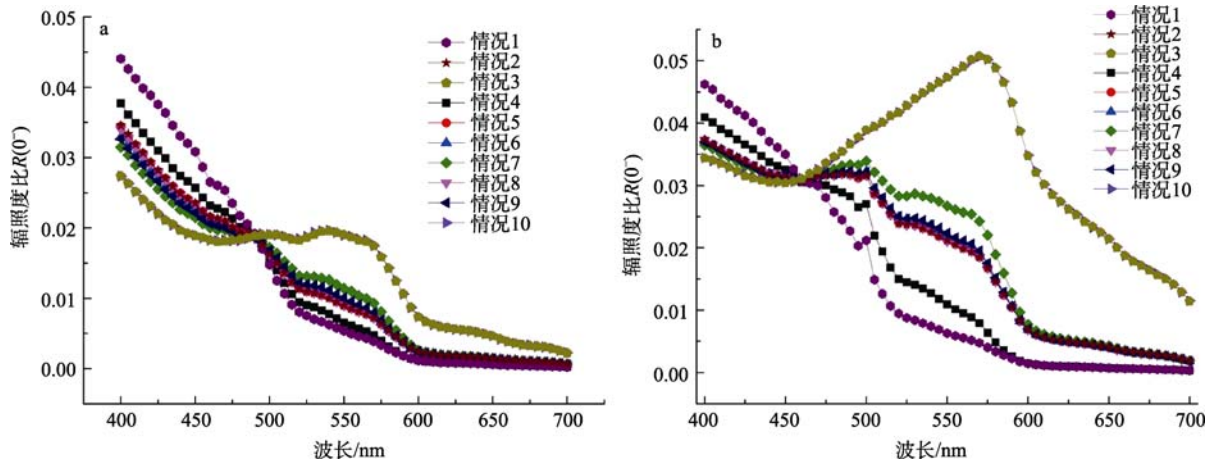


图3 均匀水体和分层水体的 $R(0)$ 曲线

a. 叶绿素水体; b. 悬浮泥沙水体

Fig. 3 $R(0)$ of homogenous and stratified water bodies, with (a) for chlorophyll water bodies and (b) for suspended sediment matter water bodies

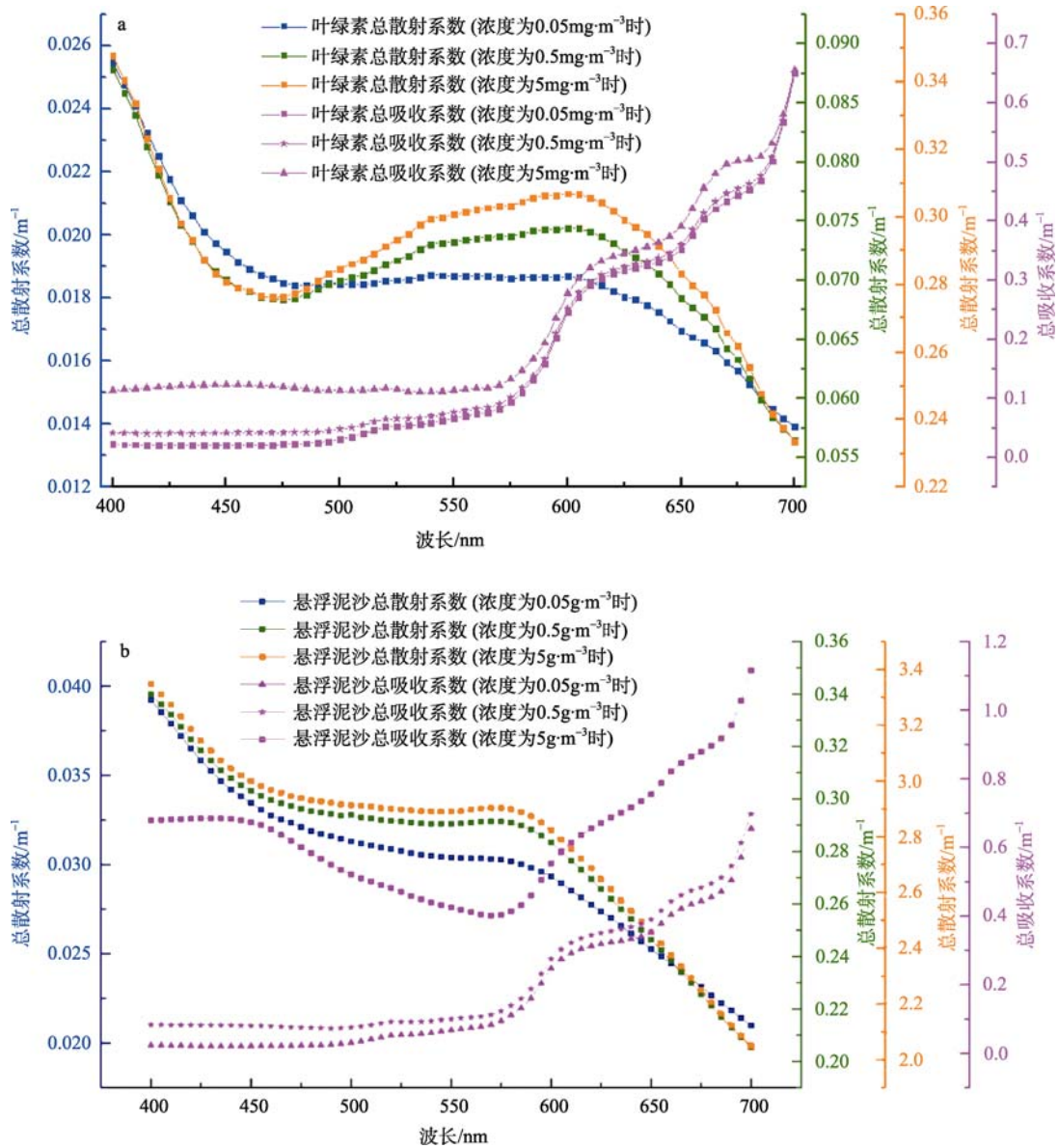


图4 均匀水体总吸收系数、总散射系数曲线

a. 叶绿素水体; b. 悬浮泥沙水体

Fig. 4 Total absorption coefficients and scattering coefficients of homogenous water bodies, with (a) for chlorophyll water bodies and (b) for suspended sediment matter water bodies

2.2 分层水体透射深度分析

参照水色卫星传感器波段设置, 且由于短波红外波段的水体透射深度很浅, 一般用于大气校正, 故本文只选择 410、445、490、510 和 555nm 这 5 个波段进行对比(表 3)。

本底浓度值导致的透射深度差异: 随着本底值浓度的增加, 各波段透射深度减小, 且各波段透射深度逐渐趋于一致(理论上, 如果两个波段水体固有光学量不同, 则波段透射深度应有所差异, 但由于蒙特卡罗模拟中记录深度间隔设为 1.5m, 所以导致某些波段透射深度值计算结果是相等的); 由于悬浮泥沙的强散射衰减作用(图 4b), 使得悬浮泥沙水体透射深度比叶绿素水体的浅很多; 叶绿素水体以吸收为主(图 4a), 在 400—510nm 间, 水体总吸收系数差别很小, 所以各波段的透射深度也相差不大。当叶绿素本底值浓度为 $0.05\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 总吸收系数占主导作用, 445nm 波段为吸收系数最小值, 使其透射最深, 最大值 555nm 波段则透射深度最浅。当叶绿素本底值浓度为 $0.5\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 水体总散射系数在衰减中的比例有所提高, 在 400—510nm 间, 总吸收系数相差不大情况下, 总散射系数决定各波段透射作用, 故 490nm 波段透射最深, 而 555nm 波段的吸收系数影响较大, 使得该波段仍然透射深度最浅。当叶绿素本底值浓度取值为 $5\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 水体总散射系数已经与总吸收系数的量级基本相同, 使得各波段水体总衰减系数相差不大, 其透射深度也相差不到 1.5m。悬浮泥沙水体也可作类似解释。

分层参数导致的透射深度差异: h 参数影响叶绿素浓度最大值, 所以 $h=40\text{m}$ 时透射最浅, $h=1\text{m}$ 时各波段透射最深(各波段相应透射深度差最大为 10.5m), 但本底值 $0.5\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 比 $0.05\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ 高一个量级, 各波段相应透射深度差最大为 22.5m, 说明本底值 $C_{\text{chl}0}$ 影响大于 h 参数; z_m 参数影响叶绿素最大值的深度, z_m 越大, z_m 上层光束能量衰减的就越少, 透射也就越深, 从表 3 可以看出, 当 $C_{\text{chl}0}=0.5\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $h=20\text{m}$ 时, z_m 参数变化的影响透射深度最小(各波段对应透射深度差最大为 1.5m, 小于 h 参数和 $C_{\text{chl}0}$ 参数的影响)。

由于浓度变化带来的悬浮泥沙水体总吸收系数、总散射系数比例变化, 使得相关曲线的解译变得复杂。悬浮泥沙的透射深度也可以用图 2 和图 4b 来解释。悬浮泥沙带来的高衰减水体, 使光束透射深度远小于叶绿素水体; 当悬浮泥沙浓度为 0.05、

$0.5\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 总衰减系数在各波段相差不大(相对差值小于 0.05m^{-1}), 使得透射深度差异小于 1.5m, 当浓度为 $5\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 总衰减系数随波长增加是减小的(相对差值范围为 $0.05\text{—}0.6\text{m}^{-1}$), 使得 510、555nm 波段透射更深一些。 z_m 越大, 透射越深, 说明 z_m 限制了透射深度, 因为此时 $h=20\text{m}$ 。 h 表示浓度最大值所在深度, 主要体现水体层化强弱特征, 当 $h=1、20\text{m}$ 时, 情况 5 和 8 (本底值均为 $0.5\text{g}\cdot\text{m}^{-3}[0]$) 的透射深度大于情况 4 (本底值为 $0.05\text{g}\cdot\text{m}^{-3}[0]$) 的透射深度, 当 $h=40\text{m}$ 时, 透射深度才小于 15m。说明悬浮泥沙浓度在 $0.05\text{—}5\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 范围时, h 影响大于本底值。

2.3 分层水体等效浓度和 $R(0^-)$ 分析

当悬浮泥沙水体本底浓度为 $5\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 时, 透射深度内水体无分层, 所以此时(1)式和(3)式计算出的等效悬浮泥沙浓度与本底浓度值相同; 对于其他水体分层情况, (3)式计算的等效浓度值均高于(1)式相应的等效浓度值, 也即是(1)式计算的等效浓度值更接近本底值浓度。

由(1)和(3)式可知, 透射深度和层化强度是影响等效浓度值的因素。对比叶绿素和悬浮泥沙各分层水体的等效浓度与本底浓度值(表 3)可以发现, 本底浓度值为 0.05 时, 等效浓度远大于本底浓度值, 因为此时光透射较深且透射深度范围内水体层化明显($h=20\text{m}$)。相对差值较大的是情况 7, 这是因为透射深度内水体层化更靠近表层, 而表层权重因子较大。其他分层水体的相对差值从大到小排列为情况 9>情况 6>情况 8>情况 10>情况 5。叶绿素和悬浮泥沙分层水体的这种排序结果说明, 透射深度内的水体层化情况是影响水面表现光学量的主要因子, 如果水体透明度很低, 对表面均匀层水体采样即可。

(1)式和(3)式获得的等效浓度值的准确性, 可以用等效浓度水体的 $R(0^-)$ 与相应分层水体的 $R(0^-)$ 之间的相对误差来衡量。从表 3 可以发现, 对情况 10 和情况 5 水体, Gordon、Zaneveld 等效浓度水体的 $R(0^-)$ 相对误差都非常小; 对于悬浮泥沙水体, 情况 8 的 $R(0^-)$ 相对误差也都非常小; 其他分层水体, 除极个别波段, Zaneveld 的相对误差都高于 Gordon 的; 情况 4 水体的相对误差最大。若按相对误差排序, 可以发现其与上面所述等效浓度差值的顺序类似, 可见透射深度和层化强度直接影响 $R(0^-)$ 大小。总体来看, 叶绿素水体的相对误差 $R(0^-)$ 一般大于悬浮泥沙的, 这是由于悬浮泥沙水体的穿透深度相对较浅, 则水体分层所导致的计算误差也就较小。

表 3 叶绿素和悬浮泥沙分层水体的透射深度、等效浓度及相应 $R(0^-)$

Tab. 3 Light penetration depth, depth-weighted equivalent concentration and their corresponding $R(0^-)$ of stratified chlorophyll and suspended sediment water body. C_G and C_Z respectively represent Gondon and Zaneveld equivalent concentrations, and $R(0^-)_G$ and $R(0^-)_Z$ respectively represent Gondon and Zaneveld equivalent $R(0^-)$

	叶绿素分层水体—情况 4					悬浮泥沙分层水体—情况 4				
	波长/nm					波长/nm				
	410	445	490	510	555	410	445	490	510	555
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	0.4861	0.4857	0.4929	0.4497	0.3400	0.1532	0.1592	0.1797	0.1674	0.1417
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	0.9617	0.9985	0.9388	0.7276	0.4438	0.4658	0.4996	0.5559	0.4478	0.2912
Z_{90}/m	51.0	55.5	52.5	37.5	25.5	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0
$R(0^-)$	0.0349	0.0266	0.0188	0.0121	0.0060	0.0390	0.0331	0.0282	0.0194	0.0101
$R(0^-)_G$	0.0320	0.0242	0.0186	0.0133	0.0076	0.0397	0.0336	0.0270	0.0183	0.0098
$R(0^-)_Z$	0.0294	0.0222	0.0186	0.0143	0.0083	0.0360	0.0315	0.0322	0.0263	0.0146
	叶绿素分层水体—情况 6					悬浮泥沙分层水体—情况 6				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	0.8638	0.8656	0.8773	0.8325	0.7454	0.5294	0.5323	0.5449	0.5399	0.5355
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	1.1208	1.1354	1.1261	0.9990	0.8152	0.5721	0.5807	0.6156	0.5926	0.5738
Z_{90}/m	33.0	33.0	34.5	28.5	22.5	13.5	13.5	13.5	13.5	13.5
$R(0^-)$	0.0304	0.0231	0.0187	0.0141	0.0091	0.0358	0.0314	0.0322	0.0277	0.0213
$R(0^-)_G$	0.0297	0.0225	0.0185	0.0145	0.0097	0.0357	0.0316	0.0320	0.0277	0.0213
$R(0^-)_Z$	0.0289	0.0220	0.0185	0.0150	0.0100	0.0356	0.0315	0.0326	0.02882	0.0219
	叶绿素分层水体—情况 10					悬浮泥沙分层水体—情况 10				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	5.0659	5.0632	5.0791	5.0810	5.0822	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	5.0828	5.0789	5.0987	5.0988	5.0964	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000	5.0000
Z_{90}/m	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	3.0	3.0	3.0	4.5	4.5
$R(0^-)$	0.0251	0.0191	0.0190	0.0188	0.0188	0.0335	0.0304	0.0367	0.0401	0.0483
$R(0^-)_G$	0.0250	0.0191	0.0189	0.0187	0.0187	0.0333	0.0303	0.0367	0.0402	0.0479
$R(0^-)_Z$	0.0250	0.0191	0.0190	0.0188	0.0189	0.0333	0.0303	0.0367	0.0402	0.0479
	叶绿素分层水体—情况 5					悬浮泥沙分层水体—情况 5				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	0.5244	0.5247	0.5245	0.5214	0.5148	0.5082	0.5091	0.5114	0.5096	0.5062
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	0.5264	0.5268	0.5263	0.5227	0.5154	0.5102	0.5113	0.5139	0.5114	0.5072
Z_{90}/m	42.0	43.5	43.5	34.5	25.5	18.0	19.5	21.0	19.5	16.5
$R(0^-)$	0.0317	0.0241	0.0187	0.0135	0.0085	0.0357	0.03167	0.0318	0.0271	0.0206
$R(0^-)_G$	0.0318	0.0241	0.0186	0.0136	0.0086	0.0359	0.03155	0.0317	0.0271	0.0205
$R(0^-)_Z$	0.0318	0.0241	0.0186	0.0136	0.0086	0.0357	0.03161	0.0319	0.0272	0.0209
	叶绿素分层水体—情况 7					悬浮泥沙分层水体—情况 7				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	1.3555	1.3491	1.3653	1.3621	1.3172	0.6805	0.6910	0.7375	0.7441	0.7521
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	1.6738	1.6803	1.6730	1.5955	1.4478	0.8072	0.8284	0.9168	0.9168	0.9055
Z_{90}/m	33.0	33.0	34.5	28.5	22.5	7.5	9.0	9.0	9.0	9.0
$R(0^-)$	0.0289	0.0220	0.0186	0.0152	0.0110	0.0350	0.0313	0.0333	0.0307	0.0261
$R(0^-)_G$	0.0283	0.0215	0.0187	0.0157	0.0119	0.0351	0.0312	0.0332	0.0303	0.0254
$R(0^-)_Z$	0.0277	0.0209	0.0185	0.0160	0.0122	0.0350	0.0310	0.0337	0.0317	0.0283
	叶绿素分层水体—情况 8					悬浮泥沙分层水体—情况 8				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	0.5944	0.5981	0.6009	0.5689	0.5231	0.5001	0.5008	0.5027	0.5009	0.5000
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	0.6882	0.7001	0.6940	0.6149	0.5318	0.5003	0.5019	0.5074	0.5019	0.5000
Z_{90}/m	33.0	34.5	34.5	30.0	25.5	19.5	21.0	22.5	21.0	18.0
$R(0^-)$	0.0315	0.0239	0.0185	0.0135	0.0086	0.0357	0.0317	0.0318	0.0271	0.0206
$R(0^-)_G$	0.0311	0.0236	0.0184	0.0138	0.0086	0.0359	0.0315	0.0317	0.0271	0.0205
$R(0^-)_Z$	0.0306	0.0232	0.0185	0.0138	0.0086	0.0359	0.0315	0.0317	0.0271	0.0205
	叶绿素分层水体—情况 9					悬浮泥沙分层水体—情况 9				
$C_G/(mg \cdot m^{-3})$	1.0737	1.0727	1.1082	1.0467	0.9256	0.5295	0.5321	0.5464	0.5447	0.5401
$C_Z/(mg \cdot m^{-3})$	1.6794	1.7005	1.7098	1.4678	1.1155	0.5765	0.5849	0.6290	0.617	0.5927
Z_{90}/m	27.0	27.0	28.5	24.0	21.0	12.0	13.5	13.5	13.5	13.5
$R(0^-)$	0.0300	0.0228	0.0186	0.0144	0.0095	0.0356	0.0315	0.0323	0.0280	0.0216
$R(0^-)_G$	0.0291	0.0221	0.0185	0.0149	0.0106	0.0357	0.0316	0.0320	0.0277	0.0213
$R(0^-)_Z$	0.0277	0.0210	0.0187	0.0158	0.0111	0.0354	0.0315	0.0326	0.0288	0.0232

注: 表中 C_G 和 C_Z 表示 Gondon 等效浓度和 Zaneveld 等效浓度; $R(0^-)_G$ 和 $R(0^-)_Z$ 分别表示 Gondon 等效 $R(0^-)$ 和 Zaneveld 等效 $R(0^-)$ 。

3 结论

本文利用蒙特卡罗方法, 研究了各水体层化特征参数对 0^-m 深度 $R(0^-)$ 的影响。通过上述分析, 可以得出如下结论。

1) 对于均匀和分层水体, $R(0^-)$ 曲线存在节点, 叶绿素的 $R(0^-)$ 节点在 490nm 附近, 悬浮泥沙的则是在 460nm 附近。在 400nm 到节点之间, $R(0^-)$ 主要表征水体组分的吸收作用; 节点到 700nm 之间 $R(0^-)$ 则主要体现水体组分的散射。

2) 低本底浓度值情况下由于分层引起的 $R(0^-)$ 变

化更为明显。当本底值取值为 5 时, 分层水体与均匀水体 $R(0^-)$ 几乎重合, 说明此时透射深度很浅, 水体层化对 $R(0^-)$ 只有很微弱的作用; 当本底值取值为 0.5 时, z_m 参数引起的 $R(0^-)$ 变化较为明显, h 参数的影响次之。

3) 透射深度和层化强度是影响等效浓度值计算误差的主要因素。Gordon 等效浓度计算较为接近真实值, 而 Zaneveld 一般高估了分层水体的等效浓度值; 叶绿素水体的等效浓度计算误差高于悬浮泥沙分层水体, 主要是由于悬浮泥沙水体的透射深度较浅, 使得透射深度内的水体层化效应对 $R(0^-)$ 的影响小于叶绿素水体。

参考文献

- [1] DENG Ming, LI Yan. Use of SeaWiFS imagery to detect three-dimensional distribution of suspended sediment [J]. International Journal of Remote Sensing, 2003, 24(3): 519-534.
- [2] GORDON H R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing [J]. Applied Optics, 1975, 14(2): 413-416.
- [3] 刘英, 李国胜. 渤海海域 MODIS 波段衰减深度研究[J]. 海洋学报, 2009, 31(3): 21-29.
- [4] GORDON H R. Remote sensing of optical properties in continuously stratified waters [J]. Applied Optical, 1978, 17(12): 1893-1897.
- [5] GORDON H R, CLARK D K. Remote sensing optical properties of a stratified ocean: an improved interpretation [J]. Applied Optics, 1980, 19: 3428-3430.
- [6] ZANEVELD J R V. Remotely sensed reflectance and its dependence on vertical structure: a theoretical derivation [J]. Applied Optics, 1982, 21(22): 4146-4150.
- [7] GORDON H R. Diffuse reflectance of the ocean: influence of non-uniform phytoplankton pigment profile [J]. Applied Optics, 1992, 31(12): 2116-2129.
- [8] GORDON H R., BOYNTON G C. Radiance-irradiance inversion algorithm for estimating the absorption and back-scattering coefficients of natural waters: vertically stratified water bodies [J]. Applied Optics, 1998, 37(18): 3386-3896.
- [9] MALGORZATA S, DARIUSZ S. Effects of a nonuniform vertical profile of chlorophyll concentration on remote-sensing reflectance of the ocean [J]. Applied Optics, 2005, 44(9): 1735-1747.
- [10] ZANEVELD J R, BARNARD A, BOSS A. Theoretical derivation of the depth average of remotely sensed optical parameters [J]. Optics Express, 2005, 13(22): 9052-9061.
- [11] LEATHERS R A, DOWNES T V, DAVIS C O, et al. Monte Carlo radiative transfer simulations for ocean optics: A practical guide[R]/Naval Research Laboratory. Report. NRL/MR/5660-04-8819, 2004:1-50.
- [12] 唐军武. 海洋光学特性模拟与遥感模型[D]. 北京: 中国科学院遥感应用技术研究所, 1999: 72-91.
- [13] LEWIS M R, CULLEN J J, PLATT T. Phytoplankton and thermal structure of the upper ocean: consequences of non-uniformity in the chlorophyll profile [J]. Journal of Geophysical Research. 1983, 88:2565-2570.
- [14] PLATT T, SATHYENDRANATH S, CAVERHILL C, et al., Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing [J]. Deep-Sea Research, 1988, 35: 855-879.
- [15] 韩丹岫. 黄东海悬浮物浓度垂向分布的统计分析 with 实验研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2006: 77-80.
- [16] POPE R M, FRY E S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. Integrating cavity measurements [J]. Applied Optics, 1997, 36(33): 8710-8723.
- [17] BUKATA R P, JEROME J H, KONDRATYEV K Y, et al. Optical Properties and Remote Sensing of Inland And Coastal Waters [M]. New York: Chemical Rubber Company Press, 1995: 154-235.
- [18] PETZOLD T J. Volume Scattering Functions for Selected Ocean Waters [R].//Technical Report SIO 72-78. Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, LaJolla, Calif, 1972: 1-79.
- [19] MOBLEY C D, GENTILI B, GORDON H R, et al. Comparison of numerical models for computing under water light fields [J]. Applied Optics, 1993, 32(36): 7484-7504.