

研究论文

利用北冰洋多光谱数据计算光合有效辐射的研究

赵进平¹ 王维波¹ Cooper Lee²

(¹中国海洋大学, 青岛 266100; ²美国马里兰大学 Chesapeake 实验室, Solomons, MD20688, USA)

提要 光合有效辐射(PAR)是重要的生物光学量,与海洋浮游植物的初级生产过程有密切联系。PAR通常由宽波段的PAR传感器直接测量,也可以由多光谱数据计算得出。在极区用多光谱数据计算PAR不仅面对不同谱宽度的问题,而且还受海冰的影响。本文研究了四种可能导致PAR计算误差的主要因素。多光谱仪器避开了大气对太阳辐射的主要吸收带,用多光谱数据计算会对PAR高估。实测数据分析表明多光谱计算的PAR与高光谱数据的计算结果非常接近,误差在1%以内。用本文建立的拟合函数进行校正,校正后的结果与高光谱数据计算的结果达到同样的精度。计算PAR的衰减率要用到进入海水表面的PAR(PAR_0)。本文提出先确定表层衰减系数,再通过最小二乘拟合确定 PAR_0 值,与水下观测数据有很好的衔接。根据海上同一站位不同时间的观测数据计算的PAR衰减系数相差很小,这表明PAR的衰减系数是海水的光学性质,与辐射强度无关。在海冰覆盖的条件下,PAR的观测结果与无冰海水的PAR有明显差别。由于海冰选择性的吸收,穿透海冰进入海洋的PAR组分已经发生变化,海水对PAR的衰减系数也会相应变化。由此可以推断,不同海冰中成分的差别将导致进入海水中PAR的差别,影响PAR的衰减特性。通过本文的研究,解决了在极区用多光谱计算PAR的各种问题,使多光谱数据成为PAR的重要数据源。

关键词 PAR 海洋光学 观测 多光谱 太阳辐射

doi: 10.3724/SP.J.1084.2010.00091

0 引言

光合作用是植物在光能的作用下固定二氧化碳产生干物质的过程,光合有效辐射(Photosynthetically Available Radiation, PAR)指的是能被植物叶绿体利用并进行光合作用的那部分太阳辐射能^[1],主要同化波长为400—700nm,约占太阳总辐射能的一半^[2,3]。

[收稿日期] 2009年12月收到来稿,2010年3月收到修改稿。

[基金项目] 国家自然科学基金重点项目(40631006)和中国国际极地年计划资助。

[作者简介] 赵进平,男,1954年生。教授,从事极地物理海洋学研究。

在海洋中,由于 PAR 的光谱范围也是海水的主要透光谱段,其作用与陆地一致^[4,5]。PAR 与浮游植物相互影响。一方面,PAR 的分布影响浮游植物的繁殖,是海洋初级生产力的动力;另一方面,浮游植物的分布改变了海水对光的吸收,反过来影响 PAR 的分布^[6,7]。对 PAR 的剖面观测可以探测各个水层 PAR 的强度,对研究浮游植物的分布和计算海洋初级生产力具有重要的科学价值^[8]。在 400—700nm 范围内,大气辐射吸收的主要成分为氧气和臭氧,基本不受水汽和 CO₂ 的影响,晴空太阳辐射的衰减大体是空间均匀的^[9]。在海洋中,PAR 主要受浮游植物分布的影响,在不同的海域浮游植物种类不同,构成 PAR 的光谱成分有显著差异^[1]。

PAR 可以使用光学传感器直接观测。PAR 的传感器种类很多,是在 400—700nm 积分的宽波段传感器,可以独立进行观测或将传感器搭载在其他仪器上同步观测^[10]。此外,还可以使用分光谱的数据通过能量积分计算 PAR。分光谱数据有高光谱和多光谱之分,高光谱(包括超光谱)是使用棱镜分光,得到不间断的辐照度,带宽覆盖 PAR 的所有光谱范围,其密集的谱段计算 PAR 与 PAR 的积分传感器达到同样的光谱响应^[11]。而滤光结构的多光谱仪器通常只选择少数位于大气窗口谱段,不能体现大气吸收带的影响,用于计算 PAR 可能会产生误差。然而,由于多光谱仪器灵敏度高,常用于海洋观测^[12],用多光谱数据计算 PAR 有三种意义。一是在进行多光谱观测的同时往往没有同步的 PAR 的观测,如果能用多光谱仪器计算 PAR,无疑是增加了一种 PAR 的数据源。二是在 PAR 观测时没有表面仪器来校正,一旦辐射量因为云雾等原因发生变化,水下记录的 PAR 也会发生变化,结果难以理解;而多光谱仪器有水面单元,可以校正水下的观测结果,计算的 PAR 更加可靠。三是 PAR 传感器只提供了积分的结果,而多光谱仪器直接观测了不同谱段光的衰减特性。其中,第三点是用多光谱数据计算 PAR 的主要优势。由于浮游植物种类繁多,对光的吸收谱段不尽相同。Morel 等^[1]定义了特定深度海水中辐射最强的波长 $\lambda_{H_{max}}$ 。根据 $\lambda_{H_{max}}$ 把水体分为三类,第一类是蓝色水体, $\lambda_{H_{max}}$ 范围是 440—475nm;第二类是蓝绿色水体, $\lambda_{H_{max}}$ 范围是 475—515nm;第三类是绿色水体, $\lambda_{H_{max}}$ 所在的范围略大于 515nm。多光谱仪器与浮游植物敏感的关系使我们有可能探讨 PAR 的光谱构成。

多光谱仪器的光谱密度不高,例如美国 Biospherical 仪器公司生产的多光谱高分辨剖面型反射辐射计(Profiling Reflectance and Radiometer) PRR-800 有 18 个谱段,多光谱数据带宽 10nm,总共覆盖 180nm 的谱宽度,对于 400—700nm 响应的 PAR 来说,还有将近 1/3 的谱宽度没有被覆盖^[13]。对这些谱带只能用邻近的谱段代替进行积分,会带来一定的误差。而且,多光谱仪器的光谱选择通常避开了大气和海洋的短波辐射吸收带,用其计算 PAR 有可能高估 PAR 的强度,需要对计算结果进行标定,这是本文需要解决的问题。

在极区,到达海面的太阳辐射与中低纬度有很大的不同。在低太阳高度条件下,由于光线穿过的大气距离加大,水汽吸收增大,气溶胶光学厚度变厚,导致到达海面的 PAR 减少^[14]。极区太阳高度对 PAR 观测的影响需要仔细研究,观测作业本身也会造成 PAR 的观测误差^[5]。此外,极区海冰覆盖对观测结果也会有显著的影响。本文将仔细讨论这些问题,从理论和应用上解决在极区使用多光谱数据计算 PAR 遇到的问题。

1 用多光谱数据计算 PAR 的应用理论

PAR 有两种主要光学测量方式。一种是测量标量辐照度。光合作用中生物对光的响应主要是标量响应,即只关心光的强度,而不关心光的方向。因而定义为辐亮度对球面 4π 立体角的积分,即与

$$\int_{4\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) d\Omega \quad (1)$$

相联系。其中 L 表示辐亮度,单位为 $W \cdot cm^{-2} \cdot nm^{-1} \cdot sr^{-1}$, Ω 为立体角, θ 和 φ 表示辐亮度通量的天顶角和方位角。另一种是测量余弦辐照度。测量采用一个平面量子响应的传感器,得到与天顶角的余弦成正比的响应,类似于水平放置的生物受到的辐射,即与

$$\int_{4\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) \cos \theta d\Omega \quad (2)$$

相联系。因此,在我们使用观测仪器时或者是使用 PAR 数据时必须注意采用的是哪一种测量方式。水下仪器测量 PAR 多采用平面量子响应的传感器,本文主要针对第二种测量方式进行分析。

按照光学的定义^[5],辐亮度对 4π 空间的积分称为下行辐照度(downwelling irradiance)

$$E_d(\lambda) = \int_{4\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) \cos \theta d\Omega \quad (3)$$

E_d 的单位是通量的单位 $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$ 或 $J \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1} \cdot nm^{-1}$ 。

海洋光合有效辐射有两种计量系统:一个是能量计量系统,即直接用 E_d 的积分来计量;另一个是量子计量系统,计算光合量子通量密度,即 $mol \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1}$ ^[6]。两者相互换算的方式为:每 mol 的光子数由 Avogadro 数(A_v)确定($= 6.02 \times 10^{23} \text{ photon} \cdot mol^{-1}$), $A_v \times PAR(\lambda)$ 是单位时间单位面积到达的光子数。一个光子的能量 e 为 hc/λ ,其中 h 为 Planck 数($= 6.63 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{sec}$), c 为光速, λ 为光的波长。故特定波长光单位面积、单位时间的总通量为($J \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1} \cdot nm^{-1}$)

$$\frac{A_v hc PAR(\lambda)}{\lambda} = E_d(\lambda) \quad (4)$$

对 400—700nm 范围内积分,则得到 PAR 的积分表达式

$$PAR = \int_{400}^{700} PAR(\lambda) d\lambda = \frac{1}{A_v hc} \int_{400}^{700} \lambda E_d(\lambda) d\lambda \quad (5)$$

PAR 的单位是 $\mu mol \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1}$, 或者为 $\mu E \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1}$ 。

式(5)表明,对 PAR 的计算精度主要与辐照度的测量结果有关。此外,还有一些光谱因素和环境因素可能影响 PAR 计算的准确性,我们将在文中详细讨论。

2 用多光谱仪器数据计算 PAR 的误差和校正

由于多光谱仪器波段的选择,通常避开了各种大气吸收带,直接积分计算的 PAR 有

可能被高估。这些误差的大小以及是否可以有效地订正,成为能否用多光谱仪器数据计算 PAR 的关键因素。

我们采用以下方法研究多光谱与高光谱计算的 PAR 之间的误差。在一个海区用高光谱数据计算 PAR;然后用与多光谱仪器对应的谱段计算 PAR,两者比较,可以确定用多光谱数据计算 PAR 的误差,并进行订正。

这里我们采用加拿大“环北极开放水道研究”计划(CFL)第9航次获取的高光谱数据进行此项研究。使用的仪器是由 Satlantic 公司生产的 Profiler-II。该仪器共有 137 个谱段,等间距分布,谱宽度近乎均匀为 3.3nm。对应的多光谱仪器 PRR-800 共有 313、380、412、443、490、510、520、532、555、565、589、625、665、683、710、765、780 和 875nm 等 18 个波段,带宽 10nm。在 400—700nm 范围内,高光谱仪器有 89 个谱段,而多光谱仪器只有 12 个谱段,两者覆盖的范围如图 1 所示。

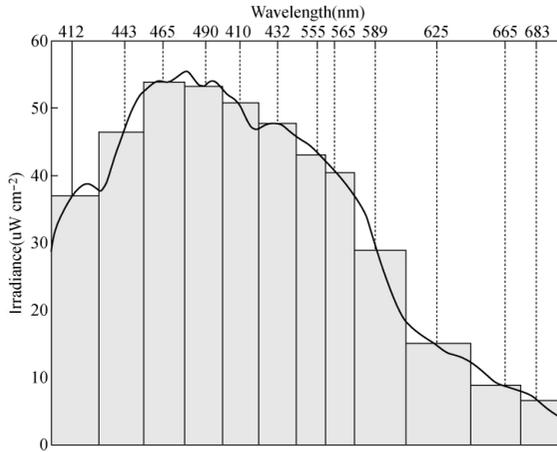


图 1 多光谱数据与高光谱数据在光谱覆盖程度上的差别。曲线为采用 Profiler - II 的高光谱测量结果,直方图为多光谱仪器 PRR 覆盖的谱段

Fig. 1. Different coverage of multispectral and hyperspectral data. Curve denotes the hyperspectrum measured by Profiler-II, and the histogram denotes the multispectrum selected by PRR-800

首先用 400—700nm 范围内的高光谱数据按照式(5)直接进行积分,得到 PAR 的高光谱计算结果,与该仪器提供用的用高光谱数据计算的 PAR 完全一致,误差可以忽略。然后选用与多光谱仪器相对应波段的数据按照多光谱的带宽计算 PAR,以可靠地确定基于两种不同光谱分辨率的数据计算得到的 PAR 的差异。

设多光谱的计算结果用下标 i 表示,高光谱的计算结果用下标 k 表示,在一个多光谱的波长范围内,

$$\alpha_i \lambda_i E_{di} \Delta \lambda_i = \sum_k \lambda_k E_{dk} \Delta \lambda_k \quad (\Delta \lambda_i = \sum_k \Delta \lambda_k) \tag{6}$$

比例系数 α_i 用来表示两者的差别。式(5)可以改写为:

$$\int_{400}^{700} \lambda E_d(z, \lambda) d\lambda \approx \sum_k \lambda_k E_{dk} \Delta \lambda_k = \sum_i \alpha_i \lambda_i E_{di} \Delta \lambda_i \tag{7}$$

引起多光谱与高光谱数据计算的 PAR 产生的差异主要是 α_i ,是与多光谱波段选取有关的

量。直接用式(7)计算是不方便的,因为选取的 $\Delta\lambda_i$ 不一定能够恰好等于 $\Delta\lambda_k$ 之和,可能会带来新的误差。因此,我们选择采用 α_i 的平均值 α 来代替。

$$\alpha = \frac{\sum_k \lambda_k E_{dk} \Delta\lambda_k}{\sum_i \lambda_i E_{di} \Delta\lambda_i} \quad (400\text{nm} \leq \lambda \leq 700\text{nm}) \quad (8)$$

α 也可能与深度有关。应用式(8)计算时,应该选用在较清澈水体中的观测结果,因为浑浊水体的 PAR 在很短的距离内衰减,实现不了校正的目的。

图 2 给出了用 CFL 航次的 8 个站的观测数据计算的 α 值。从图中可见,用多光谱和高光谱数据计算的 PAR 之间差别非常小,最大差别也小于 0.01。在整个深度上可以采用随深度变化的二次函数来订正计算结果。采用最小二乘法拟合得到的函数分为两段,1—11 m 为上段 α_u ,11—30 m 为下段 α_d ,30 m 以下不需要做订正。两段拟合函数为

$$\begin{aligned} \alpha_u &= 0.9947 - 0.0014z + 1.1292 \times 10^{-4}z^2 \\ \alpha_d &= 0.9839 + 8.8308 \times 10^{-4}z - 9.4936 \times 10^{-6}z^2 \end{aligned} \quad (9)$$

用式(9)获取 α 的方法实际上也是对多光谱数据计算的 PAR 的校正方法。将多光谱仪器获得的 PAR 简单地乘以 α 即获得 PAR 的可靠结果。 α 在不同海域可能略有不同,但由于其主要与波段带宽相联系,与海水成分的关系不大,不同海域的差别不会很大。

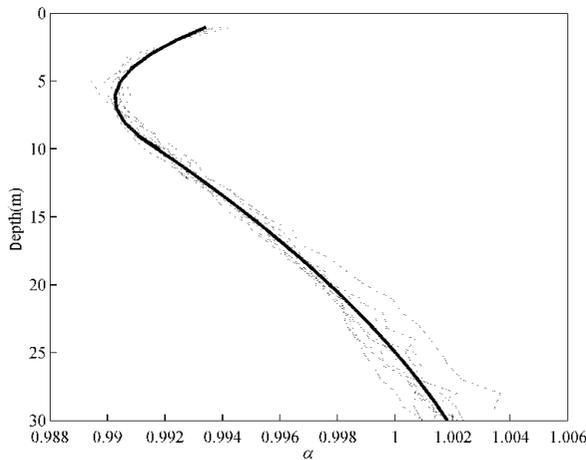


图 2 α 值随深度的变化. 细实线是 8 个站的 α , 粗实线是按照式(9)拟合得到的 α

Fig. 2. Vertical variation of α . Measured α at eight stations of CFL cruise (thin line) and fitting result by Eq. (9)

3 表面 PAR 的准确确定和衰减率的计算

获得了 PAR 之后,就可以采用 NASA 的规范^[7]计算 PAR 的垂向衰减系数。设在一定的深度范围内满足

$$\text{PAR}(z) = \text{PAR}(z_m) \exp[-k_m(z - z_m)] \quad (10)$$

用最小二乘法获得的衰减系数为

$$k_m = \frac{\sum (z - z_m) \ln [\text{PAR}(z) / \text{PAR}(z_m)]}{\sum (z - z_m)^2} \quad (-4\text{m} \leq z \leq +4\text{m}) \quad (11)$$

得到随深度变化的衰减系数。在此基础上可以计算 PAR 的垂向衰减率,即计算 PAR 衰减了一定百分比 γ 时所在的深度。虽然计算很简单,但是需要准确确定恰在海面以下的 PAR(简称 PAR_0)。如果确定 PAR_0 时有一定的误差 ΔPAR_0 ,确定的深度也会产生一定的误差 Δz 。按照式(10),有

$$\Delta\text{PAR}(z) = -k_m \text{PAR}(z) \Delta z \quad (12)$$

当取 $\text{PAR}(z) = \gamma\text{PAR}_0$ 时,所确定深度的误差为

$$\Delta z = -\frac{1}{k_m} \frac{\Delta\text{PAR}_0}{\text{PAR}_0} \quad (13)$$

式(13)表明:第一, PAR_0 的绝对值增大时,确定的深度偏差减小;第二,当地的水越清, k_m 越小,确定的深度误差就越大;第三,确定深度的误差正比于 PAR_0 的相对误差, PAR_0 的量值越大,估计的相对误差就越小,因此在光照条件比较好的时候误差较小,光线较弱的清晨和傍晚计算的衰减深度误差较大。假定清水的衰减系数是 0.06,对 PAR_0 的估计误差达到 30%,则所确定深度的误差为 5m。

然而,实际进入海洋的 PAR_0 是无法准确确定的。虽然表面辐照度测量仪器可以计算到达海面的 PAR,但是,到达海面的 PAR 并没有全部进入海洋,有一部分反射回太空,需要准确知道海面的反照率。因为受船体影响,测量不准确,通常在船上不配备测量海面反照率的仪器。有时,船上的仪器和水下的仪器光照条件并不一致。在极区冰面钻孔布放的情形,表面仪器记录的 PAR 与冰下的 PAR_0 有相当大的差别。因此,几乎无法使用表面仪器计算 PAR_0 ,只能从 PAR 数据本身导出。

海面以下几十厘米深度内的辐照度受到海况的扰动影响很大,用其计算 PAR_0 误差很大^[1]。有时用海面以下 5—10 m 的 PAR 值外推 PAR_0 ,但是实践表明,这种呈指数形式的以小推大会产生很大的误差。采用式(11)计算的衰减系数外推表层的衰减系数,然后用其推算 PAR_0 可以获得稳定的结果,但 4 m 以下的衰减系数很可能不适合表层,由于生物活动,表层 PAR 的衰减系数可能更大^[1]。

考虑上述各种可能方法的特点,我们采用确定表层更小范围内 PAR 的衰减系数,然后计算 PAR_0 。还是利用式(11),将计算范围调整为 $1\text{m} \leq z \leq 5\text{m}$,确定的 k_0 代表近表层垂向衰减系数,然后用最小二乘法确定 PAR_0 ,即

$$\text{PAR}_0 = \left(\prod_{i=1}^5 \text{PAR}_i \right)^{1/5} \exp(3k_0) \quad (14)$$

图 3 给出了用(14)式计算的 PAR_0 与上层水体 PAR 的良好衔接。由于 PAR_0 是无法明确确定的物理量,只能用各种方法进行估值,迄今还不能证明哪种办法最好。但是,如果假定上层衰减系数为常数,则按照式(14)的指数函数最小二乘法拟合结果作为 PAR_0 的估计是最优的。

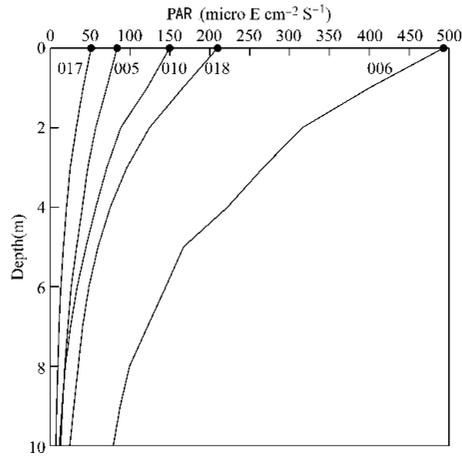


图 3 用 2008 年白令海多光谱数据对 PAR_0 的估计结果. 图中 5 个站站名由数字表示, 圆点是 PAR_0 的估计值

Fig. 3. PAR_0 calculated by multispectral data of Bering Sea cruise in 2008. Numbers are the station numbers and dots indicate the estimated PAR_0 at each station

获得了 PAR_0 之后, 就可以在 (13) 式表达的精度下计算 PAR 衰减到一定百分比时的深度. 图 4 给出了 2008 年白令海 PAR 衰减到 50%, 30%, 12%, 5% 和 1% 时的深度, 以很好地体现不同站位 PAR 在垂直衰减方面的差别.

4 辐射条件对 PAR 观测结果的影响

PAR 与入射辐射的强度有显著的关系, 不同时间太阳高度不同, 观测的 PAR 差别很大. 而用式 (11) 计算的 PAR 的衰减系数反映了海水物质结构的光学特性, 应该与入射辐射的强度无关. 只有这样, 才有可能通过 PAR 的衰减系数对海洋中的光合作用作比较准确的估计.

对式 (11) 微分可以在理论上估计辐射条件变化对 PAR 衰减系数的影响,

$$\Delta k_m = \frac{1}{\sum (z - z_m)^2} \sum (z - z_m) \left[\frac{\Delta E_d(z)}{E_d(z)} - \frac{\Delta E_d(z_m)}{E_d(z_m)} \right] \quad (15)$$

将式 (10) 代入可见, 在理论上 $\Delta k_m = 0$ 总是成立的, 即衰减系数体现为海水的光学性质, 与辐射条件变化没有关系.

对一个站的多次观测结果可以用来了解 PAR 衰减系数随辐射条件改变发生的变化. 在海洋考察中, 在一个站相隔比较长的时间观测两次是少有的. 即使有这样的观测安排, 也会由于在这段时间里船只漂移改变位置造成观测结果的差别. 因此, 能够用来比较的站位很少.

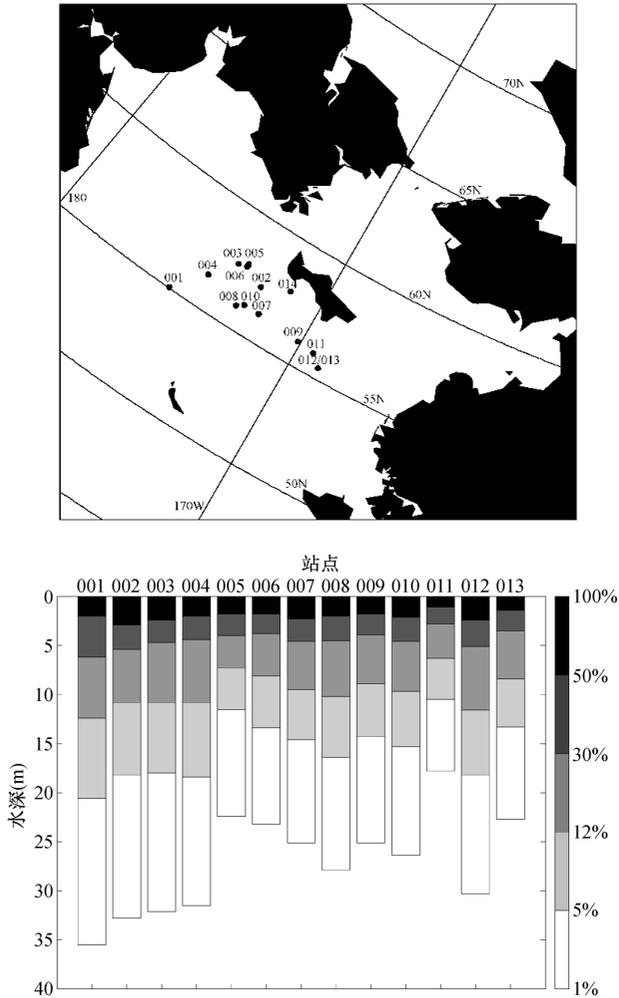


图 4 PAR 的衰减深度. 上图为 2008 年白令海 14 个站的站位图, 下图为 PAR 衰减到 50% , 30% , 12% , 5% , 1% 时的深度

Fig. 4. Attenuation depths of PAR. Upper figure is the fourteen stations during the Bering Sea cruise of 2008 , and the lower figure shows the attenuation depths of PAR at the levels of 50% , 30% , 12% , 5% and 1%

图 5 给出了两个重复观测的结果。2006 年在加拿大海盆的 CB5BR 站(75°27.66'N , 156°17.11'W) , 两次观测时间间隔 4.8 h; 2009 年在加拿大海盆的 CB-4 站(75°00.28'N , 149°59.61'W) , 两次观测的时间间隔 2.5 h。其中 , CB5BR 站在仪器下放过程中 , 由于受光条件的变化 , 在仪器到达水下 7 m 时光在所有的谱段都增强了 , 表明发生了整体光条件的变化 , 但对衰减系数没有显著影响(图 5a)。图 5b 中第二次观测的衰减系数在垂直方向上存在显著的波动 , 不清楚这究竟是船舶漂移导致水团变化引起的 , 还是光线太弱时观测误差造成的 , 但是其平均值与第一次观测接近。从图中两组数据可见 , 光照条件变化时

进入海水的 PAR 量值变化很大, 而计算得到的衰减系数差别很小。

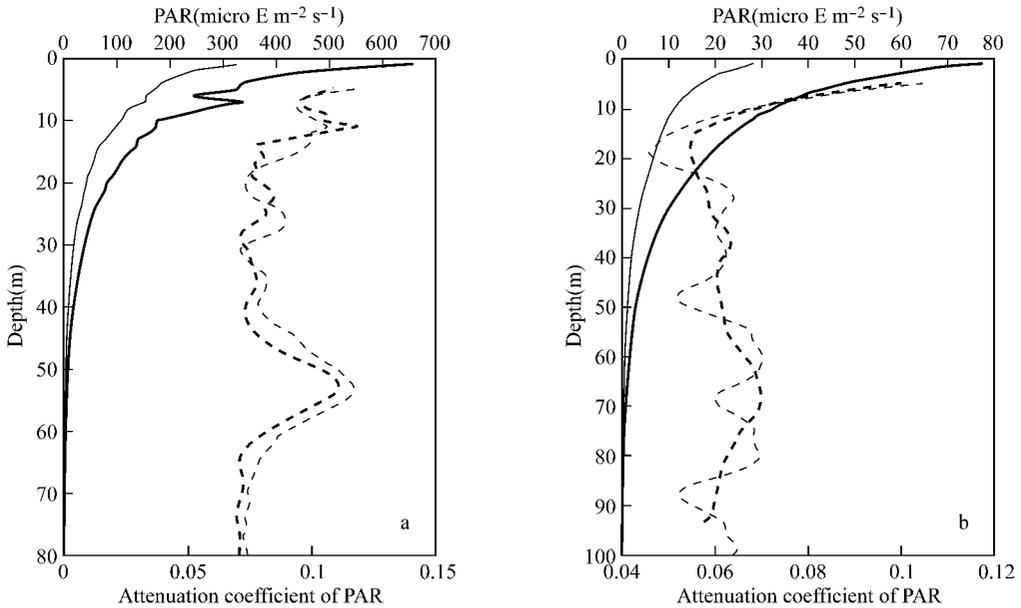


图 5 同一站位不同时间观测结果比较。(a) 2006 年加拿大海盆 CB5BR 站($75^{\circ}27.66'N, 156^{\circ}17.11'W$) ,间隔 4.8 h; (b) 2009 年加拿大海盆 CB-4 站($75^{\circ}00.28'N, 149^{\circ}59.61'W$) ,间隔 2.5 h。粗线和细线分别为两次观测的结果; 实线为 PAR, 虚线为 PAR 的衰减系数

Fig. 5. PAR and its attenuation coefficients measured at different time. (a) Observations at Station CB5BR($75^{\circ}27.66'N, 156^{\circ}17.11'W$) with the interval of 4.8 h; (b) Observations at Station CB-4 ($75^{\circ}00.28'N, 149^{\circ}59.61'W$) with the interval of 2.5 h. Thick lines and thin lines are the results from the first and second casts, respectively. Solid lines denote measured PAR, and dashed lines are the attenuation coefficient of PAR

理论结果式(15)和观测结果(图5)都支持这样的结论: 光照条件的变化不影响 PAR 的衰减系数, 因为海水对 PAR 的衰减是海水的重要光学特性, 是由海水的内在物质成分决定的。这个结果对观测具有重要指导意义, 表明不必刻意追求面对阳光观测, 对于云雾遮掩、背光观测、船舶遮挡等因素导致的光照条件变化不应对衰减特性产生影响。

5 海冰对 PAR 观测结果的影响

在极地考察时, 在船上进行的光学观测通常是在海冰全覆盖条件下, 在破冰船破开的水面进行考察, 获得的海洋中的短波辐射并不是实际进入海水的辐射。因此, 需要弄清楚的问题是, 破冰后进入海水的太阳辐射计算的 PAR 衰减系数是否能够代表海冰覆盖的情形? 或者说, 受海冰影响太阳辐射的光谱成分改变后 PAR 的衰减系数是否变化? 为此, 需要在海冰覆盖的海域进行两种情况的比较, 即在一个站位上分别从船上和冰上进行观测。实际上能够开展这种考察的机会非常少, 因为船上考察和冰上考察需使用不同的装备, 而且考察时间通常很紧, 难以安排两类观测。

2008 年 3 月我们在白令海考察时在冰面上进行了一次海洋光学观测, 随后又进行了船上的光学观测。冰面观测的时间是 3 月 22 日 23:33(UTC), 船上观测的时间是 3 月 23 日 02:31(UTC), 相距 3 h, 观测期间船移动范围很小。观测数据计算的 PAR 和 PAR 的衰减系数如图 6 所示。冰面观测时冰厚 0.68 m, 雪厚 0.04 m, 用直径 0.25 m 的冰钻钻透冰层, 将水下仪器放入水中, 然后将冰孔用不透光的材料密封。从剖面观测的结果来看, 进入冰下的光线微弱, PAR 量值很小。船上观测时已近傍晚, 进入水下的光线仍然比冰下的光线强一些。从两个衰减系数的比较来看, 两者的偏差为 12%, 船测衰减系数略小于冰面观测结果。

引起偏差的原因主要是海冰, 需要观测海冰对太阳辐射的谱衰减。海冰对太阳辐射的衰减可以表达为^[18]

$$E_d = (1 - \alpha) E_{d0} \exp(-\delta h) \quad (16)$$

其中 h 为冰厚, 下行辐照度 E_{d0} 和冰面谱反射率 α 可以使用表面仪器观测, 冰下透射的谱辐照度 E_d 可以使用紧贴冰下的仪器观测。海冰对太阳辐射的衰减系数 δ 为:

$$\delta = -\frac{1}{h} \ln \left[\frac{E_d}{(1 - \alpha) E_{d0}} \right] \quad (17)$$

衰减系数 δ 谱分布如图 7 所示。海冰对入射的太阳辐射有选择性的吸收, 对波长较长的光 ($> 600\text{nm}$) 衰减非常明显, 这种衰减使得到达冰下的太阳光谱发生显著的改变^[19]。另外, 图中显示的衰减系数在 3.5 左右, 比通常使用的 1.6^[20], 要高很多, 其原因是 3 月冰下有很多冰藻, 大大削弱穿透海冰的太阳辐射^[21]。作为比较, 对渤海海冰的观测结果表明, 那里的海冰有大量泥沙颗粒物质, 对 400—500 nm 的光有更强的衰减^[22]。因此, 到达冰下 PAR 各组分的比例也就有所不同。

上节介绍了由于辐射条件(强度)变化引起的 PAR 的差别不应改变 PAR 的衰减特性, 因为衰减系数是水自身的性质决定的。但是, 当到达太阳辐射的光谱成分发生了改变, 则 PAR 的衰减特性也会改变, 因为海水对不同光谱成分的衰减不同。因此, 在有海冰的情况下, 破冰测量的 PAR 的衰减可能与海冰覆盖条件下的 PAR 衰减不同。图 6 表明, 冰面观测的 PAR 衰减系数偏高, 很可能

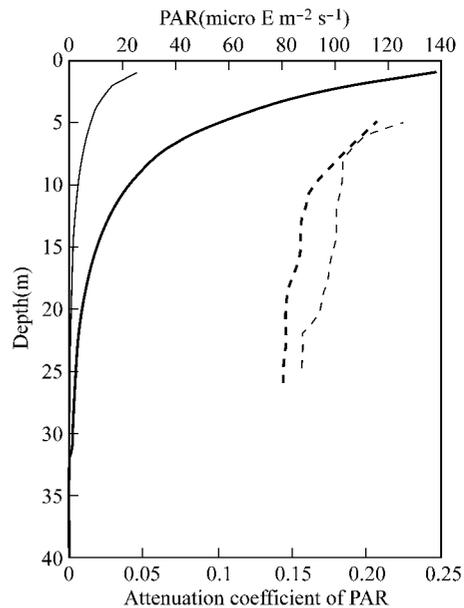


图 6 2008 年白令海 MK10 站 ($62^{\circ}11.57'N$, $169^{\circ}00.56'W$) 的两次观测结果。粗线为船上观测的结果, 细线为冰面观测的结果, 实线为 PAR, 虚线为 PAR 的衰减系数

Fig. 6. Observed results on ship (thick solid line) and on ice (thin solid line) at Station MK10 ($62^{\circ}11.57'N$, $169^{\circ}00.56'W$) on the Bering Sea 2008. Solid lines are measured PAR and the dashed lines are the attenuation coefficient of PAR

是进入冰下海水的光谱成分改变造成的,以往没有进行相关的观测。这里仅有一个站的数据,还不足以准确确定冰下 PAR 与开阔水下 PAR 衰减特性的差别,需要开展更多的观测和研究。

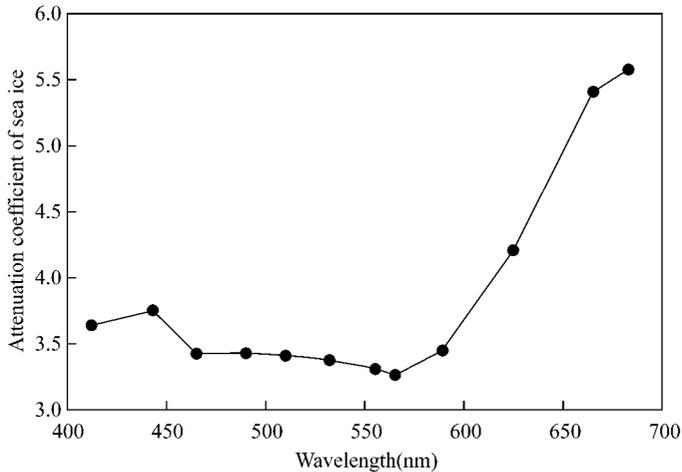


图 7 按式(17)计算的穿过海冰太阳辐射的衰减系数谱分布

Fig. 7. Spectral attenuation coefficient of sea ice for solar radiation calculated by Eq. (17)

6 结果与讨论

光合有效辐射 PAR 是重要的生物光学量,与海洋浮游植物的初级生产过程有密切联系。通常 PAR 可以由宽波段的 PAR 传感器直接测量,也可以通过多光谱数据来计算。多光谱仪器有多个谱段,不仅可以计算 PAR,还可以深入了解构成 PAR 的主要光谱成分。本文研究了四种可能导致 PAR 计算误差的主要因素,这些问题的解决将保证多光谱数据成为 PAR 的重要数据来源。

由于多光谱仪器避开了大气对太阳辐射的主要吸收带,直接用多光谱数据计算 PAR 可能会引起对 PAR 的高估。这里采用理论分析和实测数据,分别用高光谱和相应的多光谱计算了 PAR,计算结果非常接近,误差在 1% 以内。文中根据北冰洋多个站位的观测数据建立了拟合函数用来校正计算结果,校正后的 PAR 可以达到与高光谱数据计算的结果同样的精度。

计算 PAR 的衰减率要用到进入海水表面的 PAR (PAR_0),而实际上 PAR_0 值无法直接测量。本文提出先确定表层衰减系数,再通过最小二乘拟合确定 PAR_0 的值,与水下观测数据有很好的衔接,在常表面衰减系数的前提下是对 PAR_0 的最优估计。

所获取的海上同一站位不同时间的观测数据表明,不同太阳高度条件下虽然 PAR 的量值有很大差别,但 PAR 的衰减系数却相差很小,表明 PAR 的衰减系数是海水的光学性质,与辐射强度近乎无关。根据这个结论,在海上不同时间观测的 PAR 的衰减系数可以相互比较;背光观测与面光观测可以获得同样的 PAR 衰减系数。

在海冰覆盖的条件下,海水光学观测结果不是真正进入海水的 PAR,而是被海冰衰减的 PAR。观测数据表明两种 PAR 的衰减系数有一定的差别。我们的研究表明,由于海冰对光的选择性吸收,穿透海冰进入海洋的 PAR 组分已经不同,海水对 PAR 的衰减系数也会相应变化。由此,不同海冰中成分的差别将导致进入海水中 PAR 的差别,影响 PAR 的衰减特性。

通过对这些问题的研究,解决了在极区多光谱数据计算 PAR 所面对的问题,使海洋光学数据成为 PAR 的数据源,可以用来对 PAR 的分布进行深入研究。

致谢 现场考察作业得到了美国马里兰大学 Jackie Grabmier 教授、加拿大 Monitoba 大学 David Barber 教授和加拿大海洋科学研究所 Eddy Carmack 教授的支持。感谢 Healy 号、Amundsen 号和 Louis S St. Laurent 号科学考察破冰船的船长和全体船员提供的大量帮助。

参考文献

- 1 Morel A and Smith R C. Relation between total quanta and total energy for aquatic photosynthesis. *Limnol Oceanogr*, 1974, 19: 591—600.
- 2 Alados I, Foyo-Moreno I, Alados-Arboledas L. Photosynthetically active radiation measurements and modeling. *Agr Forest Meteorol*, 1996, 78: 121—131.
- 3 Ross J and Sulev M. Sources of errors in measurements of PAR. *Agr Forest Meteorol*, 2000, 100: 103—125.
- 4 Glover H E, Smith A E, Sharpiro L. Diurnal variations in photosynthetic rates: comparison of ultraphytoplankton with a larger phytoplankton size fraction, *J Plank Res*, 1985, 7: 519—535.
- 5 焦念志,王荣. 海洋初级生产光动力学及产品结构. *海洋学报*. 1994, 16: 85—91.
- 6 Hansen G A, Eilertsen H C, Hegseth E N, et al. On the submarine light field in a phytoplankton model. *SPIE*, 1993, 48(2): 168—174.
- 7 Marra J, Barber R T, Trees C, et al. Primary production and irradiance during an intermonsoon cruise to the Arabian Sea (November, 1995). *SPIE*, 1997, 963(2): 302—307.
- 8 Jitts H R, Morel A and Saijo Y. The relation of oceanic primary production to available photosynthetic irradiance. *Aust J Freshwater Res*, 1976, 27: 441—454.
- 9 Kirk J T O. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*, Cambridge University Press, 1994: 27—28.
- 10 Glenn S M, Dickey T D, Parker B, et al. Long-term real-time coastal ocean observation networks. *Oceanography*, 2000, 13(1): 24—34.
- 11 赵巧华,秦伯强,张运林. 太湖梅梁湾水下光场扰动的特征分析. *光学学报*, 2007, 27(5): 760—765.
- 12 Iluz D, Dishon G, Capuzzo E, Meeder E, Astoreca R, Montecino V, Znachor P, Ediger D, Marra J. Short-term variability in primary productivity during a wind-driven diatom bloom in the Gulf of Eilat (Aqaba). *Aquat Microb Ecol*, doi: 10.3354/ame01321, 2009, 56: 205—215.
- 13 赵进平,李涛. 极低太阳高度条件下穿透海冰的太阳辐射研究. *中国海洋大学学报*, 2009, 9(5): 822—828.
- 14 Baker K S. Relation between photosynthetically available radiation and total insolation at the ocean surface under clear skies, *Limnol. Oceanography*, 1987, 32(6): 1370—1377.
- 15 Mobley C D. *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego: Academic Press, 1994: 592.
- 16 曹文熙,杨跃忠. 海洋光合有效辐射分布的计算模式. *热带海洋学报*, 2002, 21(3): 47—54.
- 17 Mueller J L, Fargion G S. *Ocean Optics Protocols for Sea WiFS Validation, Revision 4*, NASA/TM-2003-21621, Greenbelt, Maryland: NASA Goddard Space flight center, 2003: 308.

- 18 Perovich D K. The Optical Properties of Sea Ice. Monograph 96-1 ,US Army Corps of Engineers ,Cold Regions Research & Engineering Laboratory ,1996.
- 19 赵进平,李涛,张树刚,等. 北冰洋中央密集冰区海冰对太阳短波辐射能吸收的观测研究. 地球科学进展,2009,24(1): 34—42.
- 20 Maykut G and Grenfell T C. The spectral distribution of light beneath first-year sea ice in the Arctic Ocean, *Limnol. Oceanogr*,1975,20(4): 554—563.
- 21 Alexander V and Niebauer H J. Oceanography of the eastern Bering Sea ice-edge zone in spring. *Limnol Oceanogr*,1981,26(6): 1111—1125.
- 22 曲平,赵进平,李淑江,等. 渤海海冰中太阳辐射的光谱特征观测研究. 海洋学报,2009,31(1): 37—43.

CALCULATION OF PHOTOSYNTHETICALLY AVAILABLE RADIATION USING MULTISPECTRAL DATA IN THE ARCTIC

Zhao Jinping¹, Wang Weibo¹, Cooper Lee²

(¹ Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

² Chesapeake Biological Laboratory, University of Maryland, Solomons, MD 20688, USA)

Abstract

Photosynthetically Available Radiation (PAR) is an important bio-optical parameter related to marine primary production. PAR is usually measured by a broadband sensor and can also be calculated by multispectral data. When the PAR is calculated by multispectral data in polar region, four factors are possible error sources. PAR could be overestimated as the wavelengths of multispectral instrument are usually chosen to evade main absorption zones of atmosphere. However, both PARs calculated by hyperspectral and multispectral data are consistent with the error less than 1%. By the fitting function proposed here, the PAR calculated by multispectral data has the same accuracy with that by hyperspectral data. To calculate the attenuation rate of the PAR needs PAR_0 , the PAR just under the surface. Here, an approach is proposed to calculate PAR_0 by the best fit of the irradiance profile of 1—5 m with a content attenuation coefficient under surface. It is demonstrated by theory and data observed in different time at same location that the attenuation coefficient of PAR is independent of the intensity of radiation. But under sea ice, the attenuation coefficient of PAR is little bit different, as the spectrum of the light has been changed by selective absorption through the sea ice. Therefore, the difference of inclusions inside sea ice will result in different PAR, and impact the attenuation of PAR. By the results of this paper, PAR can be calculated reliably by multispectral data.

Key words PAR, marine optics, field observation, multispectral, solar radiation