

OCI資料的大氣效應訂正簡介

1.前言

我國第一顆人造衛星"中華衛星1號",將在1999年發射,它的主要目標是進行海洋水色照相儀、電離層電漿電動效應和通訊等三項科學實驗。中華衛星1號預定高度600公里,軌道傾角35°,周期約96.7分鐘。

這顆衛星攜帶的遺棄之一稱為海洋水色照相儀(Ocean Color Imager),簡稱為OCI,由觀測到的輻射強度(radiance)資料可以決定某一定海域的海水顏色,也就是海洋色素分布,這種分布圖對下面幾個科學任務有極大的助益:

- (一)研究海洋生產力。
- (二)研究中尺度渦流動力學和海流狀況。
- (三)研究大氣中氣溶膠(aerosol)對遙測的影響。

海洋水色照相儀共有7個頻道,其波長範圍、顏色和觀測目標如表1所示。這個儀器的星下點分辨率(subsatellite resolution)800公尺,掃瞄帶寬度(swath width)690公里。

表1 中華衛星1號OCI傳感器(sensor)的特徵。

頻道	波長範圍(μm)	顏色	觀測目標
1	0.433-0.453	藍	葉綠素
2	0.480-0.500	藍綠	葉綠素
3	0.500-0.520	綠	葉綠素
4	0.545-0.565	綠黃	葉綠素
5	0.660-0.680	紅	氣溶膠
6	0.845-0.885	紅	氣溶膠
7	0.545-0.565	綠黃	葉綠素

海水顏色的衛星觀測已有二十年的歷史。雨雲7號(Nimbus-7)

衛星上面攜帶的CZCS (Coastal Zone Color Scanner) 是第一個從太空觀測海洋水色的儀器。雨雲7號衛星在1978年10月24日發射,高度為955公里,具有太陽同步軌道,軌道傾角為 104° ,在地方時正午和午夜通過赤道,衛星周期104分鐘。

CZCS可以觀測陸冰、海洋中的葉綠素和沈澱物,它的主要目的是決定水中物質的含量。海水在沒有細微物質時,會呈現青色,這是Rayleigh散射的結果。浮游植物的存在,由於它們吸收特性的變化,會使海水呈現出綠色。還有,其他物質會使海水呈現紅色或黃色,因而CZCS也可用來辨識河流的河口區域。CZCS有5個可見光和1個紅外頻道,波長範圍如表2所示。CZCS的星下點分辨率為825公尺,掃瞄帶寬度1600公里。CZCS已在1986年停止作業。

目前最重要的海洋水色遙測計劃SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor, 海洋觀測廣角視場傳感器), 這是雨雲7號CZCS在1986年停止作業後的第一個海洋水色傳感器,這個儀器由海星衛星SeaStar攜帶,已在1997年8月1日發射升空。SeaStar具有太陽同步軌道,高度705公里,軌道傾角 98.2° ,在地方時正午南下通過赤道,周期98.2分鐘,回歸時間16天(233圈)。

表2 雨雲7號衛星CZCS傳感器的特徵。

頻道	波長範圍(μm)	觀測目標
1	0.433~0.453	葉綠素
2	0.510~0.530	黃色物質
3	0.540~0.560	葉綠素
4	0.660~0.680	葉綠素
5	0.700~0.800	浮游植物
6	10.5~12.5	

SeaWiFS儀器共8個頻道,其中心波長和頻道寬度如表3所示。

SeaWiFS以兩種方式提供不同空間分辨率 (resolution) 的資料，一為全球範圍 (Global Area Coverage, GAC)，另一為局部區域 (Local Area Coverage, LAC)，對這兩種情況的儀器特性如表4所示。

表3 SeaWiFS儀器的中心波長和頻道寬度。

頻道	中心波長(μm)	頻寬(μm)
1	0.412	20
2	0.443	20
3	0.490	20
4	0.510	20
5	0.555	20
6	0.670	20
7	0.765	40
8	0.865	40

表4 SeaWiFS傳感器特性。

參數	GAC	LAC
最大天底角	45°	58.3°
光學視場 (mrad)	1.5835	1.5835
星下點分辨率 (km)	1.12	1.12
視場個數/掃描線	248	1285
掃描速度 (s^{-1})	1.5	6
掃描帶寬度 (km)	1502	2802

2.大氣訂正

衛星輻射計觀測到的量稱為輻射強度 (radiance)。輻射是一種能量，隨時間、地點而不同，故有輻射通量密度 (flux density 或 irradiance) 的名稱，這是單位時間單位面積的能量。不過顯然的，輻射場也依賴於方向和波長，所謂單位方向其實是指單位立體角，故表達輻射場最基本的量的因次應為 energy/area-time-wavelength-sr，這個量稱為輻射強度，最常用的單位是 $\text{mW}/\text{cm}^2 \cdot \mu\text{m} \cdot \text{sr}$ 。

衛星輻射計，例如 OCI，觀測到的輻射強度 I_t ，可用下式表示：

$$I_t = I_{sc} + I_{em} + t I_w \quad (1)$$

其中 I_w 表示離開水面的輻射強度， t 為從水面到大氣層頂的透射率 (transmittance)，因而 $t I_w$ 表示離開水面的輻射強度受到大氣削弱 (包括吸收和散射過程) 後到達傳感器的部分。 I_{em} 表示大氣中氣體放出的輻射強度，而 I_{sc} 表示由大氣中分子和氣溶膠的散射而到達傳感器的輻射強度。

(1) 式是非常一般性的公式，適用於光學、紅外或微波遙測，也適用於大氣遙測或地球資源遙測。舉例說，在紅外區，散射過程可以略去不計， I_{em} 和 t 中含有氣溫和吸收氣體的資訊， I_w 含有表面溫度的資訊。假如在二氧化碳、水汽和臭氧的吸收帶和窗區中進行觀測，就可由足夠多的 I_t 觀測值反演出氣溫和水汽等的垂直分布和表面溫度 (指地面、水面或雲頂溫度)。

對於地球資源遙測來說，(1) 式右邊的信號是離開地面的輻射強度 I_w ，而噪聲 (noise) 是 I_{sc} ， I_{em} 和 t ，這些都和大氣有關，統稱為大氣效應 (atmospheric effects)。因此，在資源遙測資料處理中，最重要的工作是進行大氣訂正 (atmospheric correction)，也就是把大氣的影響除去，由衛星資料 I_t 求出離地輻射強度 I_w 。

大氣效應對不同的遙測問題來說差異很大。舉例說，在海溫紅外遙測的情況下， I_w 是海面放出的輻射強度，海面若可設為黑體，則

$$I_w = B_I(T_s)$$

其中 T_s 表示海面溫度， $B_l(T_s)$ 為溫度 T_s 下 Planck 函數隨波長 l 的分布。假如有辦法從 I_t 除去大氣的影響，得到 I_w 後，就可求出海面溫度 T_s 。對海溫遙測來說，大氣效應的大小如表5所示。由表中可知，影響海溫遙測準確度的最主要因子是雲和水汽，因此在海溫遙測中最重要的是進行濾雲(cloud filtering)和水汽訂正(water vapor correction)工作，這就是所謂大氣訂正。由表5可以看出，影響衛星海溫的最大因子是不能偵測出的雲，但雲事實上很容易由衛星資料偵測出來。因此，大氣效應所造成的誤差至多只有海溫的3-4%而已。另外，由大氣中氣體分子引起的 Rayleigh 散射幾乎對海溫遙測的準確度完全沒有影響。

對於海洋水色遙測來說，(1)式仍可適用，但大氣放出的輻射強度 I_{em} 微不足道，可完全略去不計，故(1)式可改寫為

$$I_t = I_{sc} + t I_w \quad (2)$$

水色遙測的主要工作，和海溫遙測一樣，仍然是由觀測資料 I_t 決定出

表5 海溫紅外遙測中大氣效應的大小。

大氣效應	3.7 μ m 頻道	11 μ m 頻道
不能偵測出的雲	0-10K	0-10K
氣溶膠	0.3-5K	0.1-2K
水汽	0.3-1K	1-8K
其他氣體	0.1K	0.1K
反射的大氣輻射		0.2-0.7K

I_w ，現在後者代表離開水面的輻射強度。因此，水色遙測實質上是測量水面處的向上輻射強度。這種離水輻射強度(water-leaving radiance)並不是水面放出的輻射強度，而是水面下方物質反射的太陽輻射，因

而海面的粗糙度 (roughness) 也會影響水色遙測。不過(2)式只適用於平坦海面的情況。

水色遙測問題就是大氣訂正問題，也就是說希望能準確地決定出 I_{sc} 和 t ，以便由觀測資料 I_t 求出 I_w 。不幸的，離水輻射強度 I_w 比觀測到的輻射強度 I_t 小了一個數量級 (Gordon and Wang, 1992)，也就是說大氣效應 I_{sc} 大約佔了 I_t 的80%以上。這種情況和海溫遙測完全不同，用大氣訂正一詞來描述水色遙測問題可能會引起誤解。

Gordon等人 (Gordon, 1976 ; Gordon, 1978 ; Gordon and Clark, 1980 ; Gordon and Castaño, 1987 ; Gordon *et al.*, 1988) 曾經成功地為 CZCS資料發展出一個大氣訂正格式。他們假設大氣分子引起的 Rayleigh 散射和氣溶膠引起的 Mie 散射是可分離的，即

$$I_{sc} = I_r + I_a \quad (3)$$

其中 I_r 和 I_a 分別表示分子和氣溶膠散射的輻射強度。在這情況下，(1) 式可改寫為

$$I_t = I_r + I_a + t I_w \quad (4)$$

其中 I_r 可在沒有氣溶膠和平坦海面的假設下計算出來， I_a 可用清水輻射強度技術 (clear-water radiance technique) (Gordon and Clark, 1981) 估計出來。必須再度指出，(4)式只有在下面兩個假設下才成立的：

(一)海面是平坦的。

(二)Rayleigh 散射和和Mie 散射是可分離的。

(4)式右邊還應包括 I_g ，這項代表太陽反輝 (sun glitter)，也就是陽光的鏡面反射，但一般水色照相儀都會避開太陽反輝區，不過有時仍然需要進行反射陽光訂正 (reflected sunlight correction)，以便充分利用受到反射陽光影響較小的影像資料。曾和李 (1995) 曾經探討二氧化碳 $4.3\mu\text{m}$ 吸收帶的反射陽光及其訂正問題。

大氣效應，按照影響的大小，大致可分為三級：

(一)第零級包括Rayleigh散射。當氣溶膠濃度很大時，Mie散射也屬於第零級效應。

(二)第一級包括Mie散射。離水輻射強度大約和大氣的第一級效應同樣大小，但隨波長而不同。

(三)第二級包括多次散射、極化 (polarization)、海面粗糙度、視角的影響、氣壓和臭氧總含量的時空變化。

由上面討論可以看出，影響水色遙測準確度的最主要因子是Rayleigh散射、其次是Mie散射。大氣第二級效應所造成的離水輻射強度誤差，對於決定海水色素濃度 (pigment concentration) 的準確度有顯著的影響，故有不少人研究這種第二級效應，如表6所示。

3. 純量輻射傳遞方程

大氣中的輻射傳遞方程，在許多書上 (例如Chandrasakhar, 1960 ; van de Hulst, 1980 ; 曾, 1988a, b) 都已詳細導出，在這裡只說明大要。

表6 有關第二級效應的研究工作。

研究工作者	第二級效應
Gordon <i>et al.</i> (1988)	多次散射、極化
Gordon and Castaño (1987)	多次散射
Deschamps <i>et al.</i> (1983)	多次散射
Gordon and Castaño (1988)	氣溶膠
André and Morel (1989)	臭氧濃度的時空變化
Gordon and Wang (1992)	海面粗糙度

在非極化和局部熱力平衡的假設下，輻射光束通過線段元 ds 的介質時，輻射強度的變化 dI_1 可寫為

$$dI_1 = -k_1 I_1 ds + k_1 J_1 \quad (5)$$

其中 k_I 是 (體積) 削弱係數 , 它是吸收係數 k_a 和散射係數 h_I 的和。 s 是沿著輻射光束的坐標 , J_I 是輻射源函數 , 可用下式表示 :

$$J_I = (1-w)B_I(T) + \frac{w}{4\pi} \int_{4\pi} P(\mathbf{W}', \mathbf{W}) I_I(\mathbf{W}') d\mathbf{W}' \quad (6)$$

在這裡 w 稱為單次散射反照率 (single scattering albedo) :

$$w = \frac{h_I}{k_I + h_I} = \frac{h_I}{k_I} \quad (7)$$

P 表示散射相位函數 (scattering phase function) , $d\mathbf{W}$ 是立體角元 , \mathbf{W}' 和 \mathbf{W} 分別是沿入射方向和散射方向的單位向量 , \mathbf{W} 就是我們所考慮的方向 , 也就是沿著光路 s 的單位向量。 (6) 式所示的源函數包含兩項 , 分別表示大氣放射 (emission) 和散射的貢獻。

對水平均勻、平面平行的大氣來說 , 使用高度坐標 z 比較方便。由圖1可知 , $ds = \pm \sec q dz$ 。當光路傾斜向上時 , 取正號 ; 當光路向下時 , 取負號。因此 , 在這兩個情況下 (5) 式可分別改寫為

$$m \frac{dI_I}{dt} = I_I - J_I \quad (\text{向上}) \quad (8)$$

$$-m \frac{dI_I}{dt} = I_I - J_I \quad (\text{向下}) \quad (9)$$

其中 $m = \cos q$, t 是垂直光程 (vertical optical thickness) , 定義為

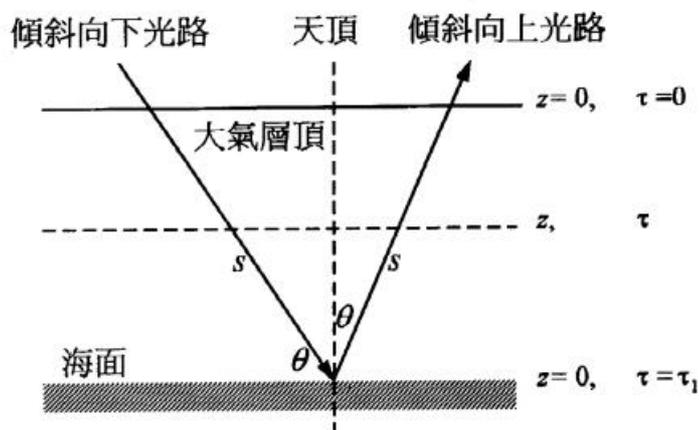


圖1 平面平行大氣中的傾斜向上和傾斜向下光路， θ 表示小於 90° 的天頂角。

$$t = \int_z^\infty \mathbf{k}_I dz = \int_z^\infty (k_n + h_n) dz \quad (10)$$

必須指出，(8)和(9)式是一階微分積分方程。當光路傾斜向上時(即(8)式)，必須給定地面上的(傾斜)向上輻射強度 I_{I_s} ；當光路傾斜向下時(即(9)式)，必須給定大氣層頂處的向下輻射強度 I_{I_∞} 。這兩個情況下的解並不是彼此無關的，它們透過源函數互相連繫起來。

地面(水面)上的向上輻射強度 I_{I_s} 和大氣層頂處的向下輻射強度 I_{I_∞} ，隨物理問題的不同而有所差異。舉例說，對海面溫度的紅外遙測來說， I_{I_s} 主要是海面放出的輻射強度，而 I_{I_∞} 可設為等於零。對水色遙測中的大氣散射問題來說， I_{I_s} 是海面上的向上輻射強度，主要是海面對向下輻射的反射。至於 I_{I_∞} 則是入射於大氣層頂的直射太陽輻射，可用下式表示：

$$I_{I_\infty} = S_{I_0} \mathbf{d}(\mathbf{m} + \mathbf{m}_0) \mathbf{d}(\mathbf{f} - \mathbf{f}_0) \quad (11)$$

其中 \mathbf{d}_{I_0} 為大氣層外的太陽光譜，也就是太陽單色通量密度； \mathbf{d} 表示

Dirac delta函數， m_0 表示太陽天頂角 q_0 的餘弦， f_0 是太陽方位角，故 (m_0, f_0) 表示太陽方向，也就是從像元 (pixel) 到太陽的方向，這個方向用 \mathbf{W}_0 表示，至於陽光入射方向則為 $-\mathbf{W}_0$ ，可用 $(-m_0, f_0)$ 表示。

(8)式是一個微分積分方程。(8)式的解可寫為

$$I_I(t; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = I_{I_s} e^{-(t_1-t)/m} + \int_t^{t_1} J_I(t') e^{-(t'-t)/m} \frac{dt'}{m} \quad (12)$$

這只是一個形式解而已，因為源函數 J_I 還依賴於輻射強度 I_I 。(12)式中 t_1 是地面 (水面) 上的 t 值，即全氣柱光程。由(10)式可知， t_1 的定義為

$$t_1 = \int_0^\infty \mathbf{k}_I dz = \int_0^\infty (k_n + \mathbf{h}_n) dz \quad (13)$$

令(12)式中 $t = 0$ ，我們得到大氣層頂處的向上輻射強度：

$$I_I(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = I_{I_s} e^{-t_1/m} + \int_0^{t_1} J_I(t') e^{-t'/m} \frac{dt'}{m} \quad (14)$$

用同樣的方法，可以決定出光路傾斜向下時的形式解。令 $t = t_1$ ，就得到水面上的向下輻射強度：

$$I_I(t_1; -\mathbf{m}, \mathbf{f}) = I_{I_\infty} e^{-t_1/m} + \int_0^{t_1} J_I(t') e^{-(t_1-t')/m} \frac{dt'}{m} \quad (15)$$

在大氣溫度的範圍內，並且在可見光區，也就是在OCI頻道的波長附近，Planck函數 $B_I(T)$ 的值微不足道，此時大氣的放射可完全忽略不計，在這情況下(6)式所示的源函數變為

$$J_I = \frac{W}{4p} \int_{4p} P(\mathbf{W}', \mathbf{W}) I_I(\mathbf{W}') dW' \quad (16)$$

(8)和(9)式連同(13)式是散射問題的輻射傳遞方程，但並未考慮極化，通常稱為純量輻射傳遞方程 (scalar radiative transfer equation)。

在可見光區，傾斜向下的輻射強度可分為直射太陽輻射 (direct

solar radiation) I_{I_0} 和漫射太陽輻射 (diffuse solar radiation) \tilde{I}_I

$$I_I = I_{I_0} + \tilde{I}_I \quad (17)$$

這是因為它們的數量級實在相差太大，分開來處理比較方便。將(17)式代入(9)式，並且注意到 I_{I_0} 遠大於 \tilde{I}_I ，我們分別得到直射和漫射太陽輻射的傳遞方程如下：

$$-m_0 \frac{dI_{I_0}}{dt} = I_{I_0}, \quad \mathbf{W} = -\mathbf{W}_0 \quad (18)$$

$$-m \frac{dI_I}{dt} = I_I - J_I, \quad \mathbf{W} \neq \mathbf{W}_0 \quad (19)$$

在(19)式中已省略了表示漫射輻射的符號。(18)式只適用於陽光方向，也就是說(18)式是沿著陽光方向 \mathbf{W}_0 的輻射傳遞方程，而(19)式是沿著其他方向的輻射傳遞方程。由(18)式解出 I_{I_0} ，得到

$$I_{I_0} = I_{I_\infty} e^{-t/m} \quad (20)$$

其中 I_{I_∞} 的表達式如(11)式所示。(20)式是Beer定律的結果：入射輻射通過一吸收介質時，其強度隨經過的光程呈指數衰減。當然在這裡Beer定律成立的原因是沿途介質放出來的輻射和散射進來這個方向的輻射，和直射太陽輻射相比，實在微不足道。

將(17)式代入(16)式，並用(20)和(11)式，然後省略“ ”，則源函數可寫為

$$J_I = \frac{W}{4p} \int_{4p} P(\mathbf{W}', \mathbf{W}) I_I(\mathbf{W}') dW' + F_0(\mathbf{q}, \mathbf{f}) e^{-t/m} \quad (21)$$

其中

$$F_{\circ}(\mathbf{q}, \mathbf{f}) = \frac{\mathbf{W}}{4p} S_{I_{\circ}} P(-\mathbf{W}_{\circ}, \mathbf{W}) \quad (22)$$

因此，對向下漫射輻射來說，輻射傳遞方程是(19)式，其中源函數在(21)式中定義。

在平坦海面的情況下，海面上的反射輻射可用Fresnel反射公式表示：

$$I(\mathbf{t}_1; \mathbf{q}_r, \mathbf{f}_r) = r_+(\mathbf{q}_i) I(\mathbf{t}_1; \mathbf{q}_i, \mathbf{f}_i) \quad (23)$$

其中 $(\mathbf{q}_r, \mathbf{f}_r)$ 為反射方向， $(\mathbf{q}_i, \mathbf{f}_i)$ 為入射方向。因為入射角等於反射角，如圖2所示，故

$$\mathbf{q}_i = 180^\circ - \mathbf{q}_r, \quad \mathbf{f}_i = \mathbf{f}_r \quad (24)$$

(23)式中 $r_+(\mathbf{q}_i)$ 是水面上的Fresnel反射率：

$$r_+(\mathbf{q}_i) = \frac{1}{2} \left[\frac{\cos \mathbf{q}_i - a(\mathbf{q}_i)}{\cos \mathbf{q}_i + a(\mathbf{q}_i)} \right]^2 \left\{ \left[\frac{\sin^2 \mathbf{q}_i - \cos \mathbf{q}_i a(\mathbf{q}_i)}{\sin^2 \mathbf{q}_i + \cos \mathbf{q}_i a(\mathbf{q}_i)} \right]^2 + 1 \right\} \quad (25)$$

其中 $a(\mathbf{q}_i) = \sqrt{n^2 - \sin^2 \mathbf{q}_i}$ ， n 是純水的折射率。在可見光區，純水的折射率大約為 $n = 1.33$ 。對實際的水面來說，反射率還依賴於水中粒子的反射、水面的粗糙度、漫射光在入射光所佔的比例，故它的變化相當複雜。

總結地說，直射和漫射太陽輻射必須分開來處理。直射陽光在大氣中的傳遞比較簡單，它滿足Beer定律。舉例說，向上的輻射也有直射陽光，這是被平坦海面所反射的陽光。大氣層外的向下直射陽光 $I_{I_{\infty}}$ 經過沿途大氣的削弱（包括吸收到散射）後，到達海面時只剩下 $I_{I_{\infty}} e^{-\mathbf{t}_1/m}$ 。然後被平坦海面所反射，因此在海面上的向上直射陽光為

$$I_{I_{\circ}}(\mathbf{t}_1; \mathbf{m}_{\circ}, \mathbf{f}_{\circ}) = r_+(\mathbf{m}_{\circ}) S_{I_{\circ}} d(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{\circ}) d(\mathbf{f} - \mathbf{f}_{\circ}) e^{-\mathbf{t}_1/m} \quad (26)$$

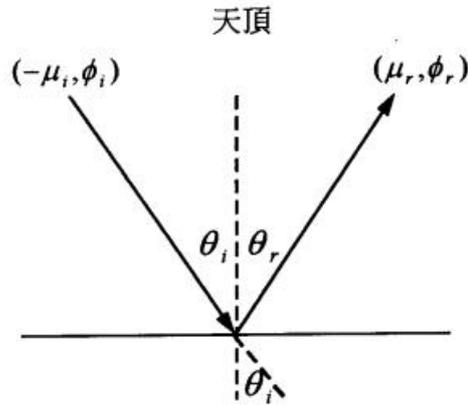


圖2 入射角 q_i 和反射角 q_r 相等。

最後這個直射陽光再經過大氣層的削弱，到達大氣層頂時，其強度變為

$$I_{I_0}(0; \mathbf{m}_0, \mathbf{f}_0) = r_+(\mathbf{m}_0) S_{I_0} d(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) d(\mathbf{f} - \mathbf{f}_0) e^{-2\tau_1/m}$$

這個量就是衛星上見到的鏡面反射陽光 I_g 。必須指出，上二式中有一因子是 $d(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)$ ，而不是(11)式所示的 $d(\mathbf{m} + \mathbf{m}_0)$ ，因為鏡面反射陽光和入射陽光的方向已經不同了。

至於漫射輻射必須滿足(8)和(9)式，其中 I_I 只代表漫射輻射，但(16)式所示的散射源函數中的 I_I 必須理解為總強度，包括直射和漫射輻射強度。若用(21)式所示的散射源函數，則其中的 I_I 只代表漫射輻射。

由於輻射強度 I_I 是方位角 f 的周期函數，故可將輻射傳遞方程對方位角 f 做Fourier級數展開。對大部分輻射傳遞問題來說，相位函數只是 $\cos Q$ 的函數，其中 Q 表示散射角，它是入射方向 \mathbf{W} 和散射方向 \mathbf{W}' 間的夾角，即

$$\cos Q = \mathbf{W}' \cdot \mathbf{W} = \cos q \cos q' + \sin q \sin q' \cos(f - f') \quad (27)$$

由於輻射強度必須是 $f - f_0$ 的偶函數，故可做下面的Fourier級數展開：

$$I(\mathbf{t}; \mathbf{q}, f) = I_0(\mathbf{t}; \mathbf{q}) + 2 \sum_{m=1}^{\infty} I_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}) \cos m(f - f_0) \quad (28)$$

在(28)式中為方便起見，已省略了代表波長的下標 l 。另外，根據(27)式，相位函數可做下面的展開：

$$P(\mathbf{t}; \mathbf{q}', f'; \mathbf{q}, f) = P_0(\mathbf{t}; \mathbf{q}', \mathbf{q}) + 2 \sum_{m=1}^{\infty} P_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}', \mathbf{q}) \cos m(f - f') \quad (29)$$

將(28)和(29)式代入(8)和(9)式，並注意到下面的正交關係式：

$$\int_0^{2p} \cos m(f' - f_0) \cos n(f - f') df' = p \cos m(f - f_0) (1 + \mathbf{d}_{0m}) \mathbf{d}_{mn} \quad (30)$$

然後比較兩邊 $\cos m(f - f_0)$ 的係數，我們得到

$$\cos \mathbf{q} \frac{dI_m(\mathbf{t}; \mathbf{q})}{dt} = -I_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}) + J_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}), \quad m = 0, 1, 2, \dots \quad (31)$$

其中

$$I_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}) = \frac{1}{2p} \int_0^{2p} I(\mathbf{t}; \mathbf{q}, f) \cos m(f - f_0) df$$

$$J_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}) = \frac{w}{2} \int_0^p P_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}', \mathbf{q}) I_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}') \sin \mathbf{q}' d\mathbf{q}' + F_m e^{-t/m}$$

$$P_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}', \mathbf{q}) = \frac{1}{2p} \int_0^{2p} P(\mathbf{t}; \mathbf{q}, f'; \mathbf{q}, f) \cos m(f - f') df$$

$$F_m(\mathbf{t}; \mathbf{q}_0) = \frac{1}{2p} \int_0^{2p} F_0(\mathbf{q}, f) \cos m(f - f_0) df$$

將輻射傳遞方程隨方位角的變化分解為Fourier分量，這是求解這

個方程的第一步。有很多方法可用來求解(31)式 (Liou, 1980), 其中包括離散縱標法 (discrete ordinate method) 和逐次散射法 (method of successive order of scattering) 離散縱標法的求解過程在附錄內列出, 曾被曾和李 (1995) 用在探討二氧化碳4.3微米吸收帶的反射陽光, Gordon *et al.* (1988) 也曾用來求解純量輻射傳遞方程。和水色遙測有關的研究中, 有不少人利用逐次散射法求解輻射傳遞方程, 例如Wang, 1991。

4. 單次散射

現在我們討論單次散射的情況。所謂單次散射就是直射陽光只被散射一次。也就是說, 做為唯一輻射源的直接陽光從大氣層外到達大氣中光程 t 處後被散射到我們所考慮的方向 \mathbf{W} , 可是散射到其他方向的陽光不會再被散射到 \mathbf{W} 方向。至於 \mathbf{W} 方向的輻射強度仍可能被氣體或其他粒子所削弱 (包括吸收和散射) 在這情況下, 輻射源函數只是直射陽光, 即

$$J_1 = F_0(\mathbf{q}, \mathbf{f})e^{-t/m} \quad (32)$$

將(32)式代入(14)和(15)式, 我們分別得到大氣層頂處的向上輻射和海面上的向下輻射:

$$I(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = I(t_1; \mathbf{m}, \mathbf{f})e^{-t_1/m} + F_0(\mathbf{m}, \mathbf{f})\frac{m_0}{m+m_0}[1 - e^{-t_1(1/m+1/m_0)}] \quad (33)$$

$$I(t_1; -\mathbf{m}, \mathbf{f}) = F_0(-\mathbf{m}, \mathbf{f})\frac{m_0}{m-m_0}(e^{-t_1/m} - e^{-t_1/m_0}), \quad m \neq m_0 \quad (34)$$

$$= F_0(-m_0, \mathbf{f}_0)\frac{t_1}{m_0}e^{-t_1/m}, \quad m = m_0 \quad (35)$$

$I(0; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ 就是(2)式中的 I_{sc} 。(33)式右邊第一項中的 $I(t_1; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ 是水面處的向上輻射強度，它和水面處的向下輻射強度 $I(t_1; -\mathbf{m}, \mathbf{f})$ 透過(23)式所示的Fresnel公式互相連繫起來。(35)和(34)式分別表示沿著陽光方向和其他方向的水面處的向下輻射強度。不過(35)式所示的沿著陽光方向的向下輻射強度，比起直射陽光實在很小，故可忽略不計。直射陽光到達海面後，受到海面的鏡面反射，因而在海面上反射的陽光如(26)式所示。然後再被大氣中的分子或粒子散射到 $\mathbf{W} = (\mathbf{m}, \mathbf{f})$ 方向，到達大氣層頂時其強度為

$$I_3(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = r_+(\mathbf{m}_0) \frac{wS_{I_0}}{4p} \frac{\mathbf{m}_0}{\mathbf{m} - \mathbf{m}_0} P(\mathbf{m}_0, \mathbf{f}_0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) e^{-t_1/\mathbf{m}} (e^{-t_1/\mathbf{m}} - e^{-t_1/\mathbf{m}_0}) \quad (36)$$

將(26)式代入(16)式中的 I_1 可得到鏡面反射陽光造成的源函數 J_1 ，再將這個 J_1 代入(14)式，就得到(36)式。

根據Fresnel反射公式，(33)式中的 $I(t_1; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ 可寫為

$$I(t_1; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = r_+(\mathbf{m}) I(t_1; -\mathbf{m}, \mathbf{f}) \quad (37)$$

上式右邊的入射輻射 $I(t_1; -\mathbf{m}, \mathbf{f})$ 的表達式如(34)式所示。綜合上面的結果，大氣層頂處的向上輻射強度可寫為

$$\begin{aligned} I(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = & r_+(\mathbf{m}) \frac{wS_{I_0}}{4p} P(\mathbf{Q}_1) \frac{\mathbf{m}_0}{\mathbf{m} - \mathbf{m}_0} e^{-t_1/\mathbf{m}} (e^{-t_1/\mathbf{m}} - e^{-t_1/\mathbf{m}_0}) \\ & + \frac{wS_{I_0}}{4p} P(\mathbf{Q}_2) \frac{\mathbf{m}_0}{\mathbf{m} + \mathbf{m}_0} [1 - e^{-t_1(1/\mathbf{m} + 1/\mathbf{m}_0)}] \\ & + r_+(\mathbf{m}_0) \frac{wS_{I_0}}{4p} P(\mathbf{Q}_3) \frac{\mathbf{m}_0}{\mathbf{m} - \mathbf{m}_0} e^{-t_1/\mathbf{m}} (e^{-t_1/\mathbf{m}} - e^{-t_1/\mathbf{m}_0}) \end{aligned} \quad (38)$$

(38)式表明，大層頂層處的(散射)輻射強度，在單次散射近似下，包含3項。第1項是直射陽光被散射到 $(\mathbf{p} - \mathbf{q}, \mathbf{f})$ 方向，然後再被平坦

海面反射到 (q, f) 方向的部分。第2項是直射陽光被散射到 (q, f) 方向的部分。當然這兩項在通過大氣時都會受到削弱。第3項是直射陽光沿 $(p - q_0, f_0)$ 方向通過大氣到達海面，然後被平坦海面反射到 (q_0, f_0) 方向，再被散射到 (q, f) 方向的部分。這3個過程如圖3所示。由圖中可， Q_1 和 Q_3 相等。 Q_1 是 $(p - q_0, f_0)$ 和 $(p - q, f)$ 之間的散射角，故

$$\cos Q_1 = \cos q \cos q_0 + \sin q \sin q_0 \cos(f - f_0) \quad (39)$$

另外， Q_2 是 $(p - q_0, f_0)$ 和 (q, f) 之間的散射角，故

$$\cos Q_2 = -\cos q \cos q_0 + \sin q \sin q_0 \cos(f - f_0) \quad (40)$$

(38)式中 t_1 代表全氣柱光程，它已在(13)式中定義。這個光程包括氣體分子和粒子的吸收光程和散射光程。在OCI頻道的波長處，最重要的吸收氣體是臭氧。為方便起見，通常將 t_1 分為臭氧光程 t_{oz} 和散射光程 t_{sc} 。(38)式中和 t_1 有關的項可做下面的近似：

$$\begin{aligned} e^{-t_1/m} (e^{-t_1/m} - e^{-t_1/m}) &= e^{-t_1(1/m+1/m)} [1 - e^{-t_1(1/m-1/m)}] \\ &\cong e^{-t_{oz}(1/m+1/m)} [1 - e^{-t_{sc}(1/m-1/m)}] \cong e^{-t_{oz}(1/m+1/m)} \frac{m - m_0}{m_0 m} t_{sc} \\ 1 - e^{-t_1(1/m+1/m)} &\cong e^{-t_1(1/m+1/m)} [e^{t_1(1/m+1/m)} - 1] \\ &\cong e^{-t_{oz}(1/m+1/m)} \frac{m + m_0}{m_0 m} t_{sc} \end{aligned}$$

在這情況下，(38)式可改寫為 (Gordon *et al.*, 1988 ; Gordon and Wang, 1992)

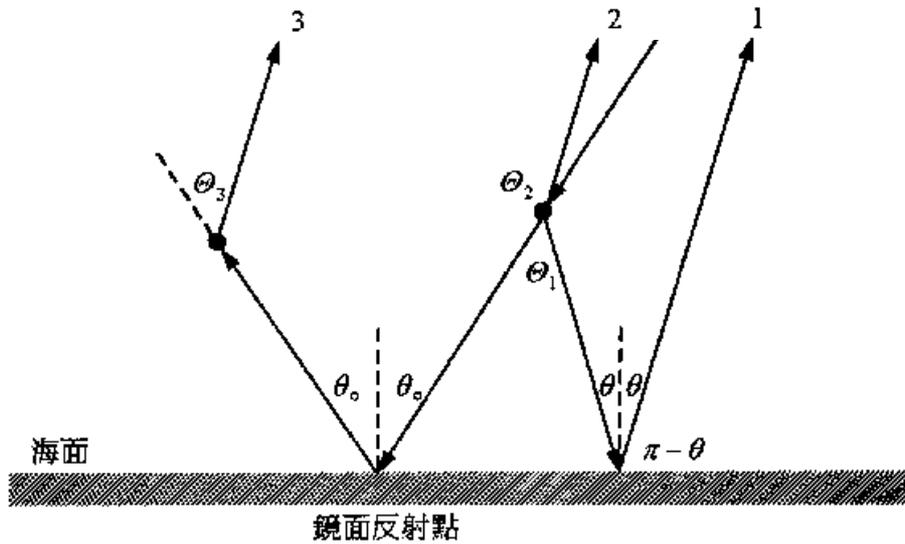


圖3 對單次散射來說，散射輻射強度有3個來源。

$$I(0; \mathbf{m}, f) = \frac{wt_{sc}}{4pm} S'_{I_0} p(\mathbf{m}, \mathbf{m}_0) \quad (41)$$

其中

$$p(\mathbf{m}, \mathbf{m}_0) = P(Q_2) + [r_+(\mathbf{m}) + r_+(\mathbf{m}_0)]P(Q_1) \quad (42)$$

$$S'_{I_0} = S_{I_0} e^{-t_{oz}(1/\mathbf{m} + 1/\mathbf{m}_0)} \quad (43)$$

(43)式所示的 S'_{I_0} 是大氣層外的太陽通量密度兩次通過臭氧層時被削弱後剩下的部分。

對Rayleigh散射來說，

$$w = 1$$

$$P(Q) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 Q) \quad (44)$$

因此，只要Rayleigh散射光程 t_r 和臭氧吸收光程 t_{oz} 為已知，則Rayleigh散射強度可按(41)式計算出來。至於大氣層外的太陽通量密度，也就是太陽光譜，有相當完整的觀測資料（Thekaekara, 1974；Fröhlich and Brusa, 1981）。有關Rayleigh散射光程 t_r 的計算，將在這第五節討論。至於臭氧的吸收帶，在可見光區有Chappuis帶，位於0.44-1.18 μm ，完全涵蓋了前言中提到的幾個水色遙測傳感器主要頻道的波長範圍。一般說來，垂直氣柱中臭氧含量大約只有0.4cm-STP，隨時間和空間大致有0.2到0.6cm-STP的變動。現在的業務氣象衛星NOAA系列攜帶的HIRS（High-resolution Infrared Radiation Sounder）輻射計，具有臭氧9.6 μm 頻道，它的資料可用來決定臭氧總含量，由此可計算出臭氧吸收光程 t_{oz} 。

直到1988年，CZCS資料的大氣訂正格式中Rayleigh散射都是在單次散射近似下計算出來的（Gordon *et al.*, 1988）。可是對於我們有興趣的Rayleigh散射光程 t_r ，太陽方向(q_0, f_0)和視角(q, f)等參數值的範圍內，單次散射近似的結果，和輻射傳遞理論相比，大約有3-4%的誤差。還有，純量輻射傳遞理論的無極化假設結果，在這些參數值的範圍內，和向量輻射傳遞理論也有同樣大小的差異。此外，在掃描帶邊緣或太陽天頂角較大的地方，這些誤差會變得更大。因此，有必要對Rayleigh散射強度做更準確的計算，也就是使用向量輻射傳遞方程（Gordon *et al.*, 1988；Gordon and Wang, 1992）。

8 參考文獻

- 曾忠一，1988a：大氣輻射。聯經，台北市，360頁。
 曾忠一，1988b：大氣輻射續篇。中央研究院物理研究所，台北市，289頁。
 曾忠一，李衍民，1995：二氧化碳4.3微米吸收帶的反射陽光及其訂正。

- 大氣科學 , **23** , 359-381。
- André, J. M., and A. Morel, 1989: Simulated effects of barometric pressure and ozone content upon the estimate of marine phytoplankton from space. *J. Geophys. Res.*, **94C**, 1029-1037.
- Bird, R. E. and C. Riordan, 1986.: Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmospheres, *Journal of climate and applied meteorology*, Vol. **25**, 87-97,
- Chandrasekhar, S., 1960: *Radiative Transfer*. Dover, New York, 393pp.
- Deschamps, P. Y., M. Herman, and D. Tanre, 1983: Modelling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Appl. Opt.*, **22**, 3751-3758.
- Evans R. H. and H. R. Gordon, 1994: Coastal zone color scanner “system calibration”: A retrospective examination. *J. Geophys. Res.*, **99**, No. C4, 7293-7307.
- Fröhlich, C., and R.W. Brusa, 1981: Solar radiation and its variation in time. *Solar Phys.*, **74**, 209-215.
- Gordon, H. R., 1976: Radiative transfer: A technique for simulating the ocean in satellite remote sensing calculations. *Appl. Opt.*, **15**, 1974-1979.
- Gordon, H. R., 1978: Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans. *Appl. Opt.*, **17**, 1631-1636.
- Gordon, H. R., and D. K. Clark, 1980: Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments. *Bound. Layer Meteor.*, **18**, 299-313.
- Gordon, H. R., and D. K. Clark, 1981: Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Appl. Opt.*, **20**, 4175-4180.
- Gordon, H. R., and D. J. Castaño, 1987: The coastal zone color scanner

- atmospheric correction algorithm: multiple scattering effects. *Appl. Opt.*, **26**, 2111-2122.
- Gordon, H. R., and D. J. Castaño, 1988: The coastal zone color scanner atmospheric correction algorithm: influence of El Chichón. *Appl. Opt.*, **27**, 3319-3321.
- Gordon, H. R., J. W. Brown, and R. H. Evans, 1988: Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. *Appl. Opt.*, **27**, 862-871.
- Gordon, H. R., and M. Wang, 1992: Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. II. Error in the retrieved water-leaving radiance. *Appl. Opt.*, **31**, 4261-4267.
- Gregg, W. W. and K. L. Carder, 1990: A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnology and oceanography*, **35**, No. 8, 1657-1675.
- Gregg, W. W., F.C. Chen, A.L. Mezaache, J.D. Chen, and J.A. Whiting, 1993: The simulated SeaWiFS data set version 1, *NASA technical memorandum* 104566, vol. **9**, pp19.
- Hansen, J. E. and L. D. Travis, 1974: Light scattering in planetary atmosphere. *Space Sci. Rev.*, **16**, 527.
- Liou, K.-N., 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, New York, 392pp.
- Stamnes, K., and P. Conklin, 1984: A new multi-layer discrete ordinate approach to radiative transfer in vertically inhomogeneous atmospheres. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **31**, 273-282.
- Stamnes, K., and R. A. Swanson, 1981: A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 387-399.
- Stamnes, K. , S. C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, 1988: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative

- transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, **27**, 2502-2509.
- Thekaekara, M. P., 1974: Extraterrestrial solar spectrum, 3000-6100Å at 1Å intervals. *Appl. Opt.*, **13**, 518-522.
- van de Hulst, H. C., 1980: *Multiple Light Scattering: Tables, Formulas, and Applications, Vol. 1 and 2*. Academic Press, New York, 739pp.
- Wang, M., 1991: *Atmospheric Correction of the Second Generation Ocean Color Sensors*. Ph. D. Dissertation, University of Miami, Coral Gables, Florida, North America, 135pp.