

卫星对地观测中大气与地表 辐射贡献的参数化*

吕达仁 段民征

(中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测开放实验室, 北京 100029)

摘 要 卫星对地观测定量遥感地表与大气特性是当前地球科学与应用研究的关键手段之一。在定量遥感中区分大气和地表在地-气系统对空间散射辐射中各自的贡献与作用是关键的一步。这一问题的核心是基于辐射传输方程的数值计算建立起适合应用于遥感反演中分离大气与地表贡献的参数化表达式。本文对特定的气溶胶气候类型和可见/近红外波段建立起定量的表达形式, 并对表达式的物理含义和拟合精度进行了分析。最后讨论了其应用的可行性和进一步的工作。

关键词 辐射传输 大气订正 大气气溶胶 光学遥感 辐射参数化 卫星遥感反演

1 引言

卫星对地观测是当前地球科学研究与气候、环境、生态、资源应用中的关键基础和手段之一。虽然各种研究与实际应用的目标和方法具有巨大的差异, 即具有各自的物理和应用模型, 但其首要的一步是要从卫星对地观测所得上行(地外)散射辐射率 L 中区分大气和地表各自的贡献, 然后再从各自的贡献中去分析反演大气和地表的物理参数。从物理实质上看这是地-气系统辐射传输的退耦问题, 对地表遥感而言, 即为大气订正问题^[1,2], 而对大气遥感而言, 则是地表背景作用的扣除问题^[3,4], 确切地说, 这是同一个问题的两个方面。对同一波长而言, 卫星对地观测在同一时刻只有一个测值, 而至少有两个或两个以上的未知量(即大气光学厚度和地表反照率, 下面会详细讨论), 因此问题的解是不确定的, 必须要增加新的信息, 以解决反演求解的不确定性。从原理和应用上, 可以有多种途径来解决这一问题。对于稳定不变的地表(如沙漠和裸露岩矿勘测等), 可以等待最为晴朗的大气状态以获得数据; 另一种途径是通过地基测量获得大气或地表的特性数据, 从而可结合卫星测量来定量获得另一方面的数值。例如, 由于气溶胶在许多情况下水平均匀分布较大, 可由一个地点的大气测量来补充卫星遥感数据, 以获得周围区域地表反射率的分布^[5]。反之, 如已知地表反射率特性, 则可以由卫星观测反演大气状态和随时间的变化。还有一类方法就是通过几个波段比值的算法来减弱大气的作用, 而获得地表特征的某种表达, 其中较为熟知的是归一化植被指数(NDVI)^[6]以及类似的改进型抗大气植被指数(ARVI)^[7]。随着科学与应用需求的增加, 对地表和大气的动态监测已经成为必需, 例如海气和陆气相互作用, 气候与植被生

1998-03-06收到, 1998-03-09收到修改稿

* 本文得到国家自然科学基金重大项目(4979002)和中国科学院九五重大项目KZ951-B1-415资助

态相互作用的动态监测。这类动态监测需要同时监测地表和大气参数, 而不是只关心某种理想和典型情况。这种研究并不总具备实时的地基观测条件, 因此最理想的方法是单独利用卫星所测资料同时区分和定量反演大气和地表参数。

从物理上可以由多波长法、多角度法、偏振法或其中的组合方法来实现同时的遥感。

所谓多波长方法就是利用大气特性和地表特性的某种谱依赖关系的先验知识(这种知识可以是严格的定量关系, 也可以是满足待定参数控制的函数关系, 而参数值本身要从遥感反演中来获取)来减少待求未知量个数, 从而获得确定的同时反演值。

多角度遥感方法则是利用对同一大气-地表系统利用卫星飞行经过当地时对同一“目标区”的多角度测量进行大气和地表的的同时反演。同样这是基于对大气和地表的方向散射特性的某种先验知识的定量反演, 这时一般要假定大气水平均匀。

由于大气分子和气溶胶散射具有较强的偏振特性, 地表也有各自的偏振特性, 因此利用卫星对地观测所得的偏振信息也提供了区分大气和地表并实现定量遥感的可行性。

90年代以来, 国际上一系列对地观测卫星计划中包括了多个多波长、多角度和具有偏振测量能力的传感器, 例如日本 ADEOS 卫星(1996年8月~1997年6月)上所载多波段海面扫描光谱仪 OCTS^[8]和其中的法国多波段、多角度、偏振探测器 POLDER^[9], 美国的水色卫星 SeaWiFS^[10]多波长扫描光谱仪, 以及预计 1998 年上天的美国 EOS-AM 卫星所载中分辨率成像光谱仪 MODIS^[11]。我国也正在发展空间对地观测的成像光谱仪技术。上述卫星探测器的投入应用为同时遥感地表与大气提供了极好的基础。至今针对上述仪器的定量反演方案大多还是对大气和地表分别进行的。但作者认为, 探索同时反演的方案将是更有前景和更为先进的方案。对于利用多波长同时探测遥感大气气溶胶光学厚度和地表反射率的研究, 作者已经在原理和数值试验方面取得了初步的成功^[12,13]。

在地表和大气的同时定量遥感中, 最重要的基础工作是建立起区分大气与地表贡献的参数化表达式。本文的主要目的就是企图建立一个在可见/近红外波段空间对地观测辐射率(或反射率)的参数化表达式, 以适用上面所述各类探测器对地观测反演的进一步工作。参数化表达式是以辐射传输方程的计算结果进行数值拟合获得。第2节将给出物理原理和单次散射近似下的函数形式。第3节叙述模式计算与参数选择, 并讨论拟合公式的误差分析。最后讨论参数化公式的可能应用与下一步的发展。

2 物理原理与模式计算参数选择

对于晴空大气卫星对地光学观测, 一般采用平面分层大气辐射传输模式作为定量计算和模拟的基础。这时其表达式为

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = I(\tau, \mu, \varphi) - \frac{\bar{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 I(\tau, \mu', \varphi') P(\tau, \mu, \varphi; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' - J(\tau, \mu, \varphi), \quad (1)$$

其中

$$J(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\bar{\omega}}{4\pi} \pi F_0 P(\tau, \mu, \varphi; \mu_0 \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0},$$

τ 为大气光学厚度, 作为垂直方向的大气自变量, I 为散射辐射强度, (μ, φ) 为其方向, $\mu = \cos(\theta)$, θ 和 φ 分别为天顶角和方位角, πF_0 为太阳入射地外辐照率, μ_0 为太阳入射天顶角余弦, J 为散射辐射源函数, 在可见和近红外段由直射太阳辐射构成。 ω 为大气的单次散射反照率, P 为大气的散射相函数。 ω 和 P 是由大气中的空气分子散射、气体吸收和气溶胶散射 / 吸收共同构成, 若以 τ_m 、 τ_g 和 τ_a 分别表示分子散射、气体吸收和气溶胶光学厚度, 则各自的单次散射反照率为 ω_m (等于 1), ω_g (等于 0) 和 ω_a , 而大气整体单次散射反照率为

$$\omega = \frac{\tau_m + \omega_a \tau_a}{\tau_m + \tau_g + \tau_a},$$

相应地,

$$P = \frac{\tau_m P_m + \omega_a \tau_a P_a}{\tau_m + \omega_a \tau_a},$$

其中 P_m 和 P_a (这里省略了其方向自变量的表达) 分别为分子和气溶胶散射相函数。对地表双向反射率记为 $A(\mu, \varphi; \mu', \varphi')$, 在漫反射即朗伯面情况下, 记为 A_0 。为简化起见, 所有 I 、 A 、 τ 、 ω 、 F_0 等均理解为特定波长 λ 的值, 在下面需要的地方再标出其与波长的函数表达关系。

假定大气层上下 ω 和 P 保持一致, 且只考虑入射太阳光的大气单次散射和朗伯面地表的单次反射, 定义卫星传感器所在方向为 $(\mu_0, \mu_s, \varphi_{0s})$, 且 φ_{0s} 表示卫星与太阳相对方位角。若以卫星所测的辐射率用表观反射率 $r_s(A, \mu_0, \mu_s, \varphi_{0s})$ 表示, 则可以表达为

$$\begin{aligned} r_s(\tau, A, \mu_0, \mu_s, \varphi_{0s}) &= I(\tau, A, \mu_0, \mu_s, \varphi_{0s}) / \mu_0 F_0 \\ &= \frac{P(\mu_0, \mu_s, \varphi_{0s})}{4(\mu_0 + \mu_s)} \left\{ 1 - \exp \left[-\tau \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu_s} \right) \right] \right\} + A \exp \left[-\tau \left(\frac{1}{\mu_0} + \frac{1}{\mu_s} \right) \right], \quad (2) \end{aligned}$$

(2) 式右端第一项为大气单次散射贡献, 可称为大气单次散射路径辐射。第二项为经过大气衰减的地表反射贡献。(2) 式提供了单次散射近似下大气和地表对卫星所测表观反射率的贡献的明确的定量关系。可以看出大气层辐射正比于 ω 和 P , 随 τ 而增大。而地表贡献则被大气衰减削弱, 随 τ 的增大迅速减小。(2) 式只是最为简化的近似。由于大气层本身的多次散射贡献和地表的多次反射贡献, 上式必然要作修正。根据 Chandrasekhar 的近似表达式:

$$I(\tau, \mu_0, \varphi_0; \mu_s, \varphi_s) = I_a(\tau, \mu_0, \varphi_0; \mu_s, \varphi_s) + F_d(\tau, \mu_0) T(\tau, \mu_s) A / [1 - S(\tau) A], \quad (3)$$

上式右端第一项包括了大气多次散射, 右端第二项中 F_d 为地表入射的近似量, T 为大气在卫星方向的整层透过率。与 (2) 式相比, (3) 式中增加了 $[1 - S(\tau) A]$ 的多次地表反射订正, 其中 $S(\tau)$ 为大气半球反照率。由 (3) 式的定性分析可知, A 值越大 (亮地表), 多次反射贡献越大。对 (3) 式作近似展开, 可得

$$\begin{aligned} I(\tau, A, \mu_0, \varphi_0; \mu_s, \varphi_s) &= I_a(\tau, \mu_0, \varphi_0; \mu_s, \varphi_s) + F_d(\tau, \mu_0) T(\tau, \mu_s) A + F_d(\tau, \mu_0) T(\tau, \mu_s) S(\tau) A^2, \quad (4) \end{aligned}$$

由(4)式可更清楚地看出大气和地表各自的作用。对较暗地表, 显然右端的 A^2 项所起作用会很小。值得指出的是, (3)或(4)式中 I_a 、 I_d 、 T 、 S 各项在考虑实际大气多次散射情况下并没有(2)式那样简单的解析表达形式, 其中每一项均需要利用辐射传输方程加以计算才能获得数值结果。而对遥感应用而言, 重要的是获得数值关系, 建立起明确的以 τ 、 A 等为自变量的数值关系。(4)式提供了建立数值关系的形式框架。

3 模式参数选择与拟合结果分析

针对上节的形式关系讨论, 对大气和地表的实际变化范围进行了模式计算和相应的拟合分析。

3.1 模式与参数选择

(1) 辐射传输模式选用 DISORT^[14]算法。该算法对平面平行大气和朗伯面地表有足够的精度。

(2) 大气模式。针对本文的首先应用目标是中纬草原地表, 所以选用 LOWTRAN 7 模式^[15]的中纬夏季大气模式。

(3) 大气气溶胶模式。选用 LOWTRAN 7 的乡村气溶胶模式。这是因为该模式大致能代表植被地表上空的气溶胶情况。对于海洋性气溶胶和城市气溶胶我们也进行了计算, 但在本文中不进行拟合分析。气溶胶光学厚度变化范围对应于模式中能见度 $2 \sim 50$ km。因此对同一能见度, 各波长的大气光学厚度变化范围不同。在低于 2 km 能见度情况, 地表一般不可分辨, 故暂未计算。图 1 给出了中纬夏季乡村气溶胶模式情况下不同能见度时大气光学厚度。

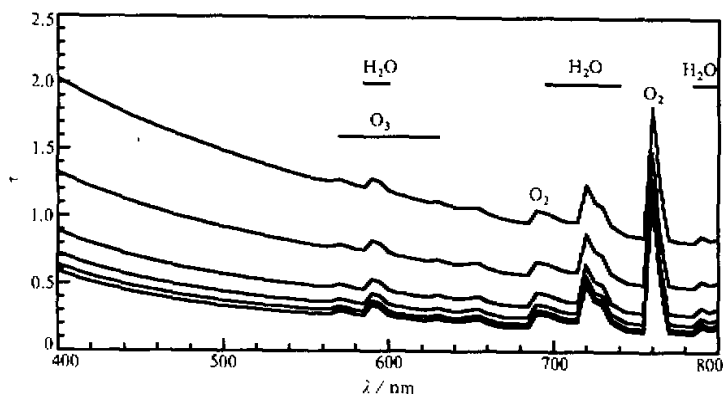


图 1 中纬度夏季乡村气溶胶大气光学厚度
从上到下能见度依次为 5、10、20、30、40、50 km, 水平线为该气体的主要吸收区间

(4) 波长选择。在可见光段主要吸收气体是臭氧和红端波长上的水汽, 在近红外则有氧气的强窄吸收波段和水汽在较宽范围内的吸收。由于臭氧主要分布在平流层, 它的吸收与主体处于对流层的气溶胶和分子散射可有效分离。其分离方法可以对地外太阳入

射辐照谱预先作臭氧吸收订正, 将被吸收后的辐射谱作为入射辐射谱, 而在地-气系统的辐射传输计算中不计臭氧的影响。我们选择计算的波长是从 400~800 nm 每隔 5 nm 进行计算, 但在建立与波长的函数关系时把水汽和氧气吸收的波长排除在外, 而利用较为透明的波长。由于分子和气溶胶散射随波长变化平缓, 因此对这些波长计算所得结果有望获得很好的随波长变化的拟合结果。事实上, 在多光谱遥感中, 人们有意避开水汽吸收波段和氧气吸收带。

(5) 地表。选择朗伯面, 反照率范围为 $A=0.0\sim 1.0$, 间隔 0.1。

(6) $(\mu_0, \mu_s, \varphi_{0s})$ 的选择。从 (2) 可知, μ_0 和 μ_s 对表现反射率有重要影响, 而其趋势可由式中因子表述。在初步计算中选择 $\mu_0=0.5$ 和 0.866, 即 $\theta_s=60^\circ$ 和 30° 。 μ_s 选择对应 $\theta_s=0^\circ, 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 75^\circ$ 共 6 组; φ_{0s} 选择, 对于方位 $0\sim 180^\circ$ 间隔 30° 共 7 组。

3.2 结果分析

对上述所选参数进行的辐射传输模式计算结果进行了如下分析:

对每一个波长, 给出表现反射率 r_s 在 A 为常数情况下随大气光学厚度 τ 的变化, 同时给出在固定 τ 值下 r_s 随 A 的变化。图 2 给出了 4 个波长上变化关系的等 A 值线

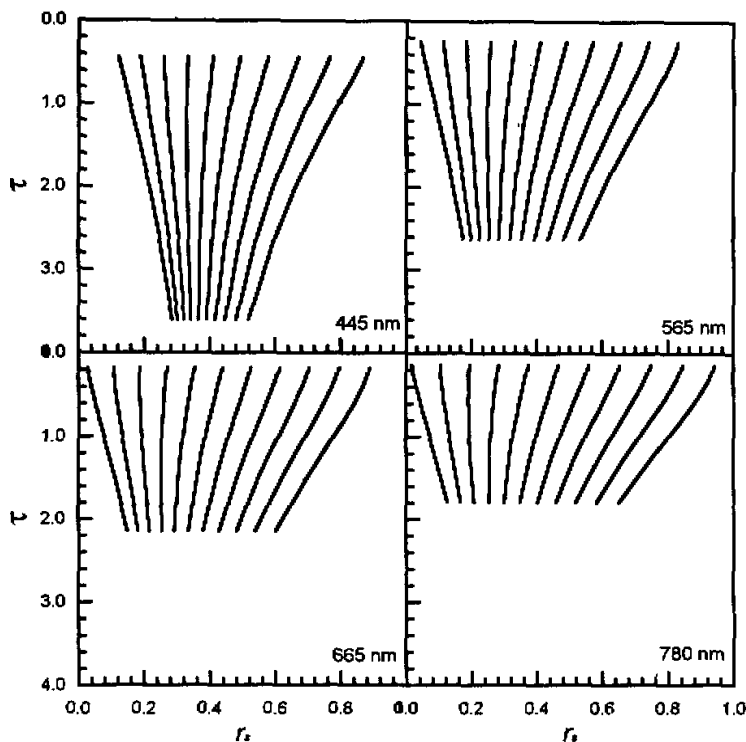


图 2 r_s 与 τ 的等 A 变化关系

曲线从左到右地表反照率依次为 0.0、0.1、0.2、0.3、0.4、0.5、0.6、0.7、0.8、0.9、1.0

图。由于这几个波长已覆盖了所计算波长范围, 所以可据此作一些定性分析。

(1) 在所有波长上, 固定 τ 时 r_s 与 A 的变化可以用 A 的二次多项式表达。 τ 值小时, A^2 项贡献在 A 值大时也不明显。随 τ 增加, A^2 项对高反射率地表作用非常明显。总体而言, τ 越大, 不同地表 A 值造成的 r_s 的动态范围越小。

(2) $A=0$ 时的等值线表达了大气路径辐射项。这时路径辐射随 τ 值单调增加, 增加趋势逐步变缓趋向饱和。

(3) 不同的 A 值时, r_s 与 τ 的关系呈现不同的趋势。对 A 值很小的暗地表 (如海面 and 可见光段的植被地表), 由于大气散射贡献占主导地位, r_s 值随 τ 增大。反之在高反射地表, 由于大气衰减作用, r_s 随 τ 减小。在 $A=0.2\sim 0.4$ 的范围, r_s 随 τ 变化趋势缓慢, 这是由于大气散射与衰减作用互相抵消。这时由 r_s 中直接提取 τ 信息的可能性很小。

上述定性分析对每一个波长情况均普遍成立。但对不同波长, 其定量变化值则有所不同。从物理上讲, 对每一个波长而言, 同样的大气 τ 值具有不同的物理构成 (分子散射、气体吸收、气溶胶散射/吸收的相对比例不同), 从而使 ω 和 P 对每个波长并不相同, 因而在定量关系上有所差异。可以预计, 除气体吸收具有窄谱强变化特点以外, 分子散射与气溶胶散射均随波长平缓变化, 因此各波长之间的变化关系亦有可能建立起来。

3.3 拟合

参照 (4) 式, 对计算数据按不同的太阳和卫星位置分别予以表达, 故 r_s 以 λ 、 τ 、 A 为自变量, 给出以下形式:

$$r_s(\lambda, \tau, A) = a(\lambda, \tau) + b(\lambda, \tau)A + c(\lambda, \tau)A^2, \quad (5)$$

利用最小二乘法对每一组 $r(\lambda, \tau)$ 建立 r_s 与 A 的变化拟合关系, 由此获得每一组 (λ, τ) 下的 a 、 b 、 c 系数值。对这 3 个系数与 λ 和 τ 的关系分别用三次多项式表达, 首先建立

$$\begin{cases} a(\lambda, \tau) = \sum_{i=0}^3 a_i(\lambda)\tau^i, \\ b(\lambda, \tau) = \sum_{i=0}^3 b_i(\lambda)\tau^i, \\ c(\lambda, \tau) = \sum_{i=0}^3 c_i(\lambda)\tau^i. \end{cases} \quad (6)$$

通过固定 λ , 由 a 随 τ 的变化拟合获得每一个 λ 的 a_i 、 b_i 、 c_i 值。最后再用 λ 的三次多项式拟合, 即

$$\begin{cases} a_i(\lambda) = \sum_{j=0}^3 a_{ij}\lambda^j, \\ b_i(\lambda) = \sum_{j=0}^3 b_{ij}\lambda^j, \\ c_i(\lambda) = \sum_{j=0}^3 c_{ij}\lambda^j. \end{cases} \quad (7)$$

由此可以获得每一对太阳-卫星关系下的拟合展开系数。为了提高拟合精度, 我们

分析了用 400~800 nm 统一拟合和 400~600、600~800 nm 分别拟合两种方案,发现后者在拟合精度上对某些波长有明显提高,在本文中给出的都是后者的结果。这里需要说明的是,对每一个波长,我们均按中纬夏季大气中的水汽值进行了计算和相应的拟合,得到了相应的拟合系数 a_i 、 b_i 、 c_i 。但在进行波长系数即按(7)式的拟合求取时,我们舍去了水汽的较强吸收谱段的数据,不使其进入波长拟合,以获得更高的精度。如前所述,对臭氧吸收贡献在订正太阳入射谱时预先做了处理。拟合时臭氧吸收波段上的 r_s 是指无臭氧时对应的值。

根据以上的做法,我们获得了对应于 2 个太阳入射角(30°和 60°),6 个卫星天顶角,7 个卫星相对太阳的方位角(即总共 72 组太阳-卫星位置)情况下的各自的拟合系数,表 1 列出了部分拟合系数。

表 1 对地垂直观测时的拟合系数

太阳天顶角	λ/nm	400~600 nm				600~800 nm			
	i	0	1	2	3	0	1	2	3
30°	a_{i0}	1.877	0.485	0.171	-0.125	-3.248	-2.427	-9.875	4.101
	a_{i1}	-9.290	-2.642	-1.321	0.848	14.810	11.431	43.702	-18.214
	a_{i2}	15.928	5.393	3.289	-1.900	-22.147	-17.476	-63.972	26.780
	a_{i3}	-9.340	-3.697	-2.494	1.357	10.905	8.834	31.051	-13.062
	b_{i0}	3.581	-1.264	-0.469	0.395	-112.240	24.088	25.064	-12.724
	b_{i1}	-21.782	6.851	3.930	-2.719	502.890	-108.560	-111.200	56.539
	b_{i2}	53.339	-15.916	-9.311	5.981	-740.880	159.990	163.660	-83.232
	b_{i3}	-40.909	11.742	6.835	-4.177	361.770	-78.268	-79.858	40.656
	c_{i0}	4.755	3.550	-5.397	2.001	-9.842	-85.064	85.258	-32.145
	c_{i1}	-25.442	-24.456	34.470	-12.666	45.551	380.430	-382.090	144.230
	c_{i2}	47.134	56.577	-73.791	26.643	-69.382	-562.400	566.920	-214.510
	c_{i3}	-29.823	-41.679	51.610	-18.375	34.850	275.580	-279.020	105.860
60°	a_{i0}	2.332	0.234	0.819	-0.450	-7.817	-4.472	-17.498	9.757
	a_{i1}	-11.922	-1.003	-5.407	2.875	35.129	21.258	77.117	-43.267
	a_{i2}	21.075	2.834	11.289	-5.976	-52.095	-32.501	-112.760	63.620
	a_{i3}	-12.724	-2.484	-7.589	4.024	25.526	16.404	54.725	-31.056
	b_{i0}	4.668	-2.025	-0.190	0.295	-136.580	79.358	-14.323	-0.490
	b_{i1}	-29.656	13.552	0.848	-1.796	611.620	-354.830	64.015	2.138
	b_{i2}	71.261	-34.889	0.339	3.440	-902.020	522.200	-93.689	-3.237
	b_{i3}	-54.073	27.135	-1.075	-2.268	440.910	-254.950	45.601	1.584
	c_{i0}	4.454	2.911	-5.294	2.053	-9.131	-83.941	101.410	-43.648
	c_{i1}	-23.770	-21.333	34.450	-13.084	42.327	375.320	-454.180	195.560
	c_{i2}	44.105	50.589	-74.276	27.530	-64.508	-555.050	673.710	-290.490
	c_{i3}	-28.018	-37.539	51.876	-18.855	32.403	272.270	-331.620	143.250

表 2、3、4 分别列出了 14 种太阳-卫星相对位置情况下的拟合精度在两个波长(445 nm 和 665 nm)上的具体值。表中分别列出了 r_s 拟合值和计算真值的绝对方差(Δ)和相对方差(δ),最小、最大绝对方差和相对方差($\Delta_{\min}$ 、 $\Delta_{\max}$ 和 $\delta_{\min}$ 、 $\delta_{\max}$),以及相关系数 r 。由表可以看出,拟合所得的结果具有极高的精度。即使在第三层,即在包括 (τ, λ) 的参数化拟合中亦达到极高的精度,相对均方差绝大部分在 0.5% 左右。这说明用本文建立的拟合公式完全可以代替利用辐射传输算法的复杂计算。

表 2 利用 (5) 式进行拟合时的误差分析

λ nm	θ_0 (°)	φ_s (°)	θ_s (°)	r	Δ 10^{-3}	$\Delta_{\min}$ 10^{-3}	$\Delta_{\max}$ 10^{-3}	δ %	$\delta_{\min}$ %	$\delta_{\max}$ %
445	30	0	0	0.99998	1.566	-0.876	-3.282	0.564	-0.002	1.808
			30	0.99998	1.483	0.918	-2.991	0.521	0.002	1.705
			60	0.99998	1.170	1.040	-2.296	0.304	0.002	0.927
		90	30	0.99998	1.485	-0.179	-3.073	0.503	0.000	1.605
			60	0.99998	1.157	1.672	-2.278	0.316	0.003	0.935
			30	0.99998	1.482	0.155	-3.073	0.473	0.000	1.475
	60	0	60	0.99998	1.168	-0.894	-2.370	0.295	-0.002	0.814
			0	0.99998	1.227	-0.080	-2.488	0.367	0.000	1.110
			30	0.99998	1.163	-0.331	-2.348	0.302	-0.001	0.930
		90	60	0.99998	0.913	-0.858	-1.784	0.140	-0.001	0.373
			30	0.99998	1.157	-0.829	-2.306	0.317	-0.002	0.936
			60	0.99998	0.939	-0.143	-1.832	0.194	0.000	0.524
		180	30	0.99998	1.168	1.001	-2.333	0.294	0.002	0.804
			60	0.99998	0.911	-0.572	-1.758	0.163	-0.001	0.406
665	30	0	0	1.00000	0.790	0.286	-2.410	0.473	0.000	1.845
			30	1.00000	0.738	-0.110	-2.115	0.379	0.000	1.362
			60	1.00000	0.565	-0.608	-1.500	0.175	-0.001	0.535
		90	30	1.00000	0.734	-0.891	-2.070	0.400	-0.001	1.489
			60	1.00000	0.561	0.101	-1.535	0.217	0.000	0.696
			30	1.00000	0.741	0.048	-2.143	0.410	0.000	1.630
	60	180	60	1.00000	0.563	0.393	-1.489	0.235	0.000	0.814
		0	0	1.00000	0.608	-0.459	-1.726	0.265	-0.001	0.895
			30	1.00000	0.571	-0.054	-1.476	0.177	0.000	0.544
			60	1.00000	0.450	0.495	-1.101	0.069	0.001	0.165
		90	30	1.00000	0.570	-1.177	-1.502	0.222	-0.003	0.733
			60	1.00000	0.437	0.137	-1.123	0.118	0.000	0.348
		180	30	1.00000	0.570	-0.265	-1.633	0.235	-0.001	0.810
			60	1.00000	0.435	-0.024	-1.174	0.136	0.000	0.410

4 应用讨论

上面所建立的参数化表达式与求解和拟合得到的系数值可方便地应用于相应波段内的卫星对地观测的模拟分析与反演计算。由于建立参数化公式时在 400~800 nm 之间每 5 nm 间隔进行了计算, 计算波段带宽极窄, 仅为 20 nm , 所得结果可适用不同波段宽度, 不同滤光片特性的卫星传感器的性能模拟。设传感器的某波段中心波长为 λ_i , 带宽为 $\Delta\lambda$, 仪器透过率函数为 $f(\lambda)$, 则其所测 $r_s(\lambda_i)$ 为

$$r_s(\lambda_i) = \frac{\int_{\Delta\lambda} F_0(\lambda)f(\lambda)r_s(\lambda)d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} F_0(\lambda)f(\lambda)d\lambda}.$$

而其等效峰值波长 λ_i^* 为

表 3 利用 (6) 式进行拟合时的误差分析

λ nm	θ_0 (°)	φ_0 (°)	θ_s (°)	r	Δ 10^{-3}	$\Delta_{\min}$ 10^{-5}	$\Delta_{\max}$ 10^{-3}	δ %	$\delta_{\min}$ %	$\delta_{\max}$ %
445	30	0	0	0.99998	1.576	-2.614	-3.486	0.606	-0.006	1.839
			30	0.99998	1.512	-1.466	-3.297	0.567	-0.003	1.739
			60	0.99998	1.224	0.977	-2.491	0.331	0.002	0.962
		90	30	0.99998	1.508	0.027	-3.302	0.543	0.000	1.637
			60	0.99998	1.210	-1.705	-2.489	0.342	-0.004	0.963
			30	0.99998	1.513	-1.210	-3.374	0.507	-0.002	1.499
		180	60	0.99998	1.220	0.292	-2.527	0.316	0.001	0.866
			0	0.99998	1.268	-1.791	-2.683	0.395	-0.004	1.122
			30	0.99998	1.216	-0.542	-2.446	0.328	-0.001	0.971
	0	0	60	0.99998	1.048	1.335	-2.465	0.164	0.002	0.482
			30	0.99998	1.204	-0.280	-2.561	0.342	-0.001	0.949
			60	0.99998	1.004	-1.043	-1.880	0.211	-0.002	0.535
		90	30	0.99998	1.219	-1.815	-2.556	0.314	-0.004	0.853
			60	0.99998	0.985	2.310	-1.853	0.178	-0.004	0.465
			0	1.00000	0.519	-0.241	-1.546	0.461	0.000	1.806
		180	30	1.00000	0.509	0.483	-1.640	0.375	-0.001	1.365
			60	1.00000	0.426	-0.256	-1.184	0.170	-0.001	0.687
			0	1.00000	0.503	-0.185	-1.501	0.392	0.000	1.478
665	30	0	60	1.00000	0.424	-0.417	-1.167	0.207	-0.001	0.743
			30	1.00000	0.504	-0.608	-1.685	0.394	-0.002	1.582
			60	1.00000	0.431	-0.332	-1.409	0.222	-0.001	0.843
		90	0	1.00000	0.448	-0.276	-1.264	0.253	0.001	0.928
			30	1.00000	0.433	-0.060	-1.204	0.170	0.000	0.694
			60	1.00000	0.405	0.972	0.866	0.081	0.001	0.382
		180	30	1.00000	0.441	0.319	-1.279	0.216	0.001	0.760
			60	1.00000	0.361	-0.003	-0.951	0.118	0.000	0.524
			0	1.00000	0.430	-0.003	-1.512	0.218	0.000	0.833
	60	0	60	1.00000	0.353	0.057	-0.895	0.124	0.000	0.457

$$\lambda_i^* = \frac{\int_{\Delta\lambda} \lambda F_0(\lambda) f(\lambda) r_s(\lambda) d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} F_0(\lambda) f(\lambda) r_s(\lambda) d\lambda}$$

需要指出的是, 由于大气和地表在 $\Delta\lambda$ 范围内 $\tau(\lambda)$ 和 $A(\lambda)$ 均随 λ 变化, 可能具有不同的趋势, 因而所得 $r_s(\lambda_i)$ 与 λ_i^* 的值在同样的 $F_0(\lambda)$ 和 $f(\lambda)$ 情况下有所变化, 在较宽的 $\Delta\lambda$ 的情况下会更加显著。

利用本文所得拟合方式可同时对现有的多波长多角度扫描辐射计和成像光谱仪的通道特性进行评估和对比, 所有这些工作将在下一步展开。

本文的拟合公式是针对乡村气溶胶模式的, 对海洋性气溶胶、城市气溶胶以及沙漠气溶胶而言其拟合系数数值会不一样, 需要另行计算和比较, 由于乡村气溶胶在植被地表上空有较好的代表性, 因此可应用于较广大的陆地区域。

本文对 $(\mu_0, \mu_z, \varphi_{0z})$ 进行了多个组合的独立计算和拟合, 但尚未对角度之间的关系进行拟合, 原则上首先可以参照单次散射近似关系中 $(\mu_0, \mu_z, \varphi_{0z})$ 的定量关系

表 4 利用 (7) 式进行拟合时的误差分析

λ nm	θ_0 (°)	φ_r (°)	θ_s (°)	r	Δ 10^{-2}	$\Delta_{\min}$ 10^{-4}	$\Delta_{\max}$ 10^0	δ %	$\delta_{\min}$ %	$\delta_{\max}$ %
445	30	0	0	0.99998	0.357	-6.397	-0.009	0.793	-0.192	1.747
			30	0.99998	0.370	-8.976	-0.009	0.783	-0.244	1.440
			60	0.99998	0.424	3.816	-0.009	0.749	0.164	-1.243
		90	30	0.99998	0.370	-8.326	-0.009	0.769	-0.198	1.412
			60	0.99998	0.432	6.419	-0.010	0.770	0.300	-1.213
			180	0.99998	0.373	-7.621	-0.009	0.730	-0.246	1.331
	60	0	30	0.99998	0.404	6.041	-0.009	0.698	0.258	-1.121
			60	0.99998	0.387	8.107	-0.009	0.740	-0.324	-1.102
			180	0.99998	0.424	4.446	-0.009	0.754	0.182	-1.094
		90	30	0.99997	0.648	-13.300	-0.012	0.877	-0.306	-1.185
			60	0.99998	0.388	9.780	-0.009	0.694	-0.389	-1.260
			180	0.99998	0.453	-0.180	-0.010	0.728	-0.005	-1.076
		180	30	0.99998	0.390	8.536	-0.009	0.674	0.292	-1.022
			60	0.99998	0.436	-0.029	-0.010	0.630	-0.001	-0.939
665	30	0	0	0.99999	1.734	-7.441	-0.033	2.992	-2.513	-3.750
			30	0.99998	2.421	-11.320	-0.047	4.291	-3.597	-5.527
			60	0.99999	2.803	-30.780	-0.050	5.097	-4.609	-6.310
		90	30	0.99999	2.351	-12.540	-0.044	4.264	-3.781	-4.871
			60	0.99999	2.644	-25.480	-0.047	5.041	-4.573	-6.066
			180	0.99999	2.330	-8.266	-0.043	3.947	-2.248	-5.038
	60	0	30	0.99995	2.848	-22.600	-0.050	5.299	-3.984	-6.934
			60	0.99998	2.323	-21.880	-0.043	4.378	-2.608	-6.046
			180	0.99999	3.018	-52.600	-0.055	5.820	-4.968	-10.790
		90	30	0.99998	3.179	-117.900	-0.049	4.735	-3.908	-8.007
			60	0.99998	2.945	-24.380	-0.052	5.522	-4.965	-6.803
			180	0.99974	3.693	-79.940	-0.067	7.032	-5.055	-10.680
		180	30	0.99997	2.021	-15.520	-0.038	3.785	-3.190	-4.257
			60	0.99991	3.322	-39.100	-0.057	6.211	-4.431	-8.009

作为一级近似应用，进一步的定量关系拟合将在下文中进行。

由于本文的目的是建立参数化近似式，下一步将应用到我国将发展的成像光谱仪对地观测模拟，同时将对草原地区的大气和地表遥感作定量应用。

参 考 文 献

1 Fraser, R. S. et al., 1992, Algorithm for atmospheric correction of aircraft and satellite imagery, *Int. J. Remote Sens.*, 13, 541~557.

2 Tanre, D. et al., 1992, Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products, theory and application, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 231~248.

3 King, M. D., et al., 1992, Remote sensing of cloud aerosol, and water vapour properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer(MODIS), *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 2~27.

4 Holben, B. N. et al., 1992, Aerosol retrieval over land from AVHRR-application for atmospheric correction, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 212~222.

5 Kaufman, Y. J., 1993, Measurements of aerosol optical thickness and path radiance-implication on aerosol remote sensing and atmospheric correction, *J. Geophys. Res.*, 98, 2677~2692.

- 6 Tucker, C. J. and P. J. Seller, 1985, Satellite remote sensing of primary production, *Int. J. Remote Sens.*, 7, 1395~1416.
- 7 Kaufman, Y. J., Tanre, D., 1992, Atmospheric Resistant Vegetation Index, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 261~270.
- 8 NASDA, 1997, ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite) Reference Handbook, pp11.24~11.56.
- 9 Breon F. M., 1997, POLDER Level 1 Product Data Format and User Manual, CNES.
- 10 Hooker, S. B. et al., 1992, SeaWiFS Technique Report Series, Vol. 1, An overview of SeaWiFS and Ocean Color, NASA Technique Memo. 104566, NASA / GSFC.
- 11 Solomonson, V. V. et al., 1989, MODIS, advanced facility instrument for studies of the earth as a system., *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27, 145~152.
- 12 Lu Daren, Li Wei, Zhang Wenxing and Liu Jinli, 1998, Simultaneous Remote Sensing of Aerosol Optical Depth and Surface Reflectivity-Principle and Numerical Simulation, *Adv. Space Res.*, 21(3), 447~450.
- 13 邱金桓, 1997, 从空间遥感大气气溶胶光学厚度和植被的原理和反演方法研究, 地球环境和气候变化探测与过程研究, 吕达仁主编, 北京: 气象出版社, 71~77.
- 14 Stamnes, K. et al., 1988, Numerically stable algorithm for discrete ordinate method, Radiation transfer in multiple scattering and emitting layer media, *Appl. Opt.*, 27, 2502~2509.
- 15 Aneizys, F. X., et al., 1988, User guide to LOWTRAN 7, AFGL-TR-88-0177.

Parameterization of Radiance From the Earth Surface and the Atmosphere in Earth Observation

Lu Daren and Duan Minzheng

(Lab. for Middle Atmosphere and Global Environmental Observation, Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Quantitative remote sensing of the earth surface and the atmosphere is one of the key means for current and future earth science and application research. To separate the respective contributions to satellite observed radiance by the earth surface and the atmosphere is the key step for quantitative retrieval of earth and atmosphere parameters. To solve this problem, it is feasible to establish the parameterized expression based on radiative transfer computation. This kind of parameterized expression can be easily applied to the remote sensing retrieval. In this paper we established such expression in visible and near infrared wave band for certain atmospheric conditions. The physical interpretation and the fitting accuracy are discussed. Finally, the strategy for application and further works are summarized.

Key words radiative transfer atmospheric correction atmospheric aerosols optical remote sensing radiative parameterization retrieval of satellite remote sensing