

太阳光度计反演气溶胶参数的方法比较^{*}

贺千山¹ 杨引明¹ 耿福海² 周广强² 刘东犇¹ 王 蔚¹

HE Qianshan¹ YANG Yinming¹ GENG Fuhai² ZHOU Guangqiang² LIU Dongwei¹ WANG Wei¹

1. 上海市卫星遥感与测量应用中心, 上海, 201100

2. 上海市城市环境气象中心, 上海, 200135

1. *Shanghai Center for Satellite Remote Sensing and measurement Application, Shanghai 201100, China*

2. *Shanghai Center for Urban Environmental Meteorology, Shanghai 200135, China*

2008-09-06 收稿, 2009-04-27 改回.

He Qianshan, Yang Yinming, Geng Fuhai, Zhou Guangqiang, Liu Dongwei, Wang Wei. 2010. Algorithm comparison of aerosol parameter retrieval from sunphotometer measurements. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):428-438

Abstract Aerosol optical depth (AOD), single-scattering albedo (ω_0), size distribution and phase function are important parameters for depicting aerosol optical and microphysical characteristics. These parameters can be derived with Skyrad.pack algorithm from CE 318 sunphotometer direct radiance and sky radiance measurements. Based on the instrument calibration with the cloud screening and quality control schemes employed, these above aerosol parameters for different atmospheric turbidity conditions are retrieved using Skyrad.pack algorithm and compared with those from AERONET operational algorithm presented by Dubovik, et al (2000). The retrieved parameters from Skyrad.pack algorithm are in good agreement with those from AERONET operational algorithm for most conditions. On the other hand, for the clean atmospheric turbidity ω_0 and volume concentration of small size particles retrieved using Skyrad.pack algorithm show a significant discrepancy with increased calculation error, indicating that the stability of this algorithm is decreased for clean atmospheric condition. The preliminary analysis demonstrates that the retrieval results based on the Skyrad.pack algorithm are of acceptable precision under the condition of higher atmospheric turbidity and appropriate solar zenith angle and can be used to study the aerosol optical and microphysical parameters derived from the sunphotometers that are not included in the AERONET network.

Key words Sunphotometer, Aerosol, Optical parameter, Retrieval algorithm

摘 要 气溶胶光学厚度(AOD)、一次散射反射比(ω_0)、粒子谱分布和散射相函数是表征气溶胶光学微物理特征的重要参数。利用 CE318 太阳光度计的直接测量数据与平纬圈测量数据基于 Skyrad.pack 算法可以用于反演这些气溶胶参数。结合光度计标定结果以及针对观测数据的严格去云方案和质量控制措施,利用该算法对几种不同的大气混浊度状况计算了上述气溶胶参数。计算结果与基于 Dubovik 算法的 AERONET 业务产品进行了比较,发现两种方法得到的结果大部分比较一致。虽然在大气混浊度较小的情况, Skyrad 反演的 ω_0 和谱分布中的小粒子体积浓度与 Dubovik 结果相比有很大差异,同时 Skyrad 的计算误差较大,说明在实际 AOD 较小时, Skyrad 算法的稳定性较低,但其反演结果依然能够在一定程度上表征气溶胶的光学特征。基本分析表明,基于 Skyrad.pack 算法的等天顶角观测反演结果在一定的大气混浊度和合适的太阳天顶角条件下是合理的,能够用于未纳入 AERONET 体系的光度计观测的气溶胶光学微物理参数研究。

关键词 太阳光度计,气溶胶,光学参数,反演方法

中图法分类号 P407.4

^{*} 资助课题:国家自然科学基金(40705013),国家新型气象卫星应用研究示范项目(FiDAF-1-05),公益性行业(气象)科研专项(GYHY(QX)20070619),上海市气象局科技开发项目(YJ200702)。

作者简介:贺千山,主要从事大气辐射与大气遥感研究。E-mail: oxeye75@gmail.com

1 引言

气溶胶粒子是悬浮于大气中的固态或液态粒子,是气候变化的一个重要影响因子(温玉璞等, 2001)。由于气溶胶物理化学性质具有时空多变性,研究气溶胶粒子对环境与气候的影响在很大程度上依赖于对其时空分布状况的了解和光学特性的准确估算。自然和人为气溶胶的光学特征决定了它们具有不同的辐射强迫作用,因而它们对气候变化的影响也不一样。通过解辐射传输方程模拟气溶胶对大气辐射的作用时,必须知道气溶胶的光学厚度 $\tau(\lambda)$ 、相函数 $P(\Theta, \lambda)$ 、一次散射反射比 $\omega_0(\lambda)$ 。很多研究表明,气溶胶的 ω_0 决定了辐射强迫的正负,即加热还是冷却,同时这种作用还与地面反射率有关,而气溶胶的不对称因子(g)和气溶胶的光学厚度(AOD)决定了辐射强迫的大小(Hansen, et al, 1997)。另外,大多数气溶胶光学模式是通过气溶胶物理和化学特征(粒子尺度、外形和组成)对其辐射属性($\tau(\lambda)$ 、 $P(\Theta, \lambda)$ 和 $\omega_0(\lambda)$)进行参数化的(Koepke, et al, 1997; Hess, et al, 1998)。同时,卫星遥感大气气溶胶光学厚度的主要误差源也是气溶胶模型(粒子尺度、折射指数、 ω_0 和球形度)的不确定性(King, et al, 1992; Kaufman, et al, 1988)。毛节泰等(2001)对气溶胶模式的不当选取而造成的卫星遥感误差进行了数值模拟,认为气溶胶模型的选择是一个关键问题。毛节泰等(2005)利用一个简化的辐射平衡模式讨论了气溶胶直接辐射强迫和气溶胶辐射特性以及与地面反射率之间的关系。表明地气系统对太阳辐射的反射率影响取决于气溶胶的 ω_0 、 g 与地面反射率之间的配置。Bergstrom等(1999)曾估计如果有 1δ 的不确定性,那么北大西洋气溶胶 ω_0 ($0.55\mu\text{m}$)变化 0.07 时,相应的模式顶净通量变化的不确定性为 21% 。所以 ω_0 对辐射强迫的影响不容忽视。要全面地了解大气气溶胶的光学特性及对辐射平衡的影响,就需要确定大气气溶胶的组成、谱分布以及总含量(Santer, et al, 1996)。

用太阳光度计除了观测太阳直接辐射得到AOD以外,还可以测量日周光和太阳所在地平纬圈的天空散射光,用以反演散射相函数及气溶胶折射率等许多重要的参数(Nakajima, et al, 1986; Kaufman, et al, 1994)。在过去的几十年,人们提出了很多方法利用地面测量的太阳直接辐射和太阳所在

地平纬圈的天空散射计算大气柱平均气溶胶光学属性,同时考虑了粒子的球形和椭球形近似(Nakajima, et al, 1996; Dubovik, et al, 2002)。毛节泰等(1985)提出了通过逐次迭代的方法从测量的天空亮度分布得到一次散射的天空亮度分布的方法。黎洁等(1989)进一步利用该方法反演了气溶胶散射的相函数和折射率,取得了很好的结果。在反演算法中处理大散射角天空散射信息时必须对多次散射效果、地面散射光和上层大气散射贡献进行精确的订正。Nakajima等(1996)给出了一个基于精确的辐射传输模型的反演方案,该方案采用球形粒子近似并考虑了多次散射订正(Skyrad. pack code, 以下简称Skyrad方法),同时为了考虑气体吸收作用,在辐射传输模型中使用了特定的波长,有的波段处于气体吸收带。在反演过程中要求用到归一化的天空散射辐射和气溶胶光学厚度,其中光学厚度的计算要求仪器的绝对定标。这个考虑了多次散射的辐射传输方程通过一层平面平行大气模型把光学测量和气溶胶参数联系起来。Olmo等(2006)在Nakajima的方法上加入了随机分布的椭球近似,并利用平纬圈测量反演了气溶胶参数。

虽然Skyrad反演方法建立在比较成熟的理论体系上,但目前还没有在中国的气溶胶观测研究中得到应用及验证。因此,在这篇论文中我们选择了临安观测到的典型的气溶胶类型进行了反演,并与基于Dubovik等(2000)反演方法(以下简称Dubovik算法)的AERONET业务化反演结果相比较,以此说明Skyrad反演方法在分析气溶胶光学特征时的可行性和存在的问题。

2 资料来源及仪器介绍

2.1 仪器特性和观测方案

观测的实验场位于浙江临安(30.06°N , 119.73°E , 海拔 14 m),观测所用的CE318太阳光度计是目前测量太阳直接辐射光谱普遍采用的仪器。CE318在地面测量直射太阳辐射和天空辐射,在可见光和近红外的独立通道上进行测量,来确定大气透过率和散射特性。它不仅能自动跟踪太阳作太阳直射辐射测量,而且可以进行太阳等高度角天空扫描、太阳主平面扫描和极化通道天空扫描。平纬圈扫描是指观测时保持仪器的天顶角与太阳天顶角相同,而仪器与太阳的相对方位角逐渐变化;主平

面扫描是指观测时仪器与太阳之间的相对方位角不变,而仪器的天顶角变化(Holben, et al, 1998)。通过直射太阳辐射和天空辐射的测量来推算反演大气气溶胶的光学辐射特性(AOD、粒子谱分布、 ω_0 、相函数和折射指数),其中 AOD 的反演波长是 340、380、440、500、670、870、936 和 1020 nm,利用平纬圈扫描的天空散射测量仅在 440、670、870 和 1020 nm 进行。CE318 的波段配置除 936 nm 通道位于水汽强吸收区外,其他都位于大气窗区,670 nm 通道有微弱的臭氧吸收。8 个波段的带宽为 10 nm,峰值波长偏差为 ± 12 nm。实际观测时从早晨大气质量数为 6 时(太阳高度角约为 9°)自动开始工作,到下午大气质量数为 6 时结束观测。

2.2 仪器定标

保证 AOD 精确反演的关键是对仪器进行正确的标定,这种标定要在清洁稳定的大气条件下进行。在观测开始前一个月左右,本仪器由生产厂家定标。实际上仪器要在 3 个月到半年的间隔内利用 Langley 方法进行外场标定以保证定标系数的准确性。Langley 方法的基本原理是:假设大气状况稳定 $\tau(\lambda)$ 基本不变的情况下,进行不同太阳天顶角(θ)的太阳直接辐射强度测量。把测得的电压 $V(\lambda)$ 以大气质量 m 为自变量,由 $\ln V(\lambda)$ 与 m 的线性关系外推到 m 为 0 时对应的 $\ln V_0(\lambda)$ 就是标定系数的对数。在实际计算中,由 $\ln V(\lambda) + \ln R^2$ 与 m 画直线,其中 R 是日地距离,直线的斜率就是垂直光学厚度 $\tau(\lambda)$,截距就是太阳光度计获得的大气外界太阳辐射强度 $V_0(\lambda)$ 的对数,即 $\ln V_0(\lambda)$ 。根据上述原理,于 2007 年 8 月 8—17 日在浙江临安对仪器进行了定标,定标参数在表 1 中给出,从定标结果的相关性和方差来看,试验取得的定标参数是合理的。标定后光学厚度的反演误差和天空散射测量的相对误差分别为 $< \pm 0.01$ 和 $< \pm 5\%$ (Holben, et al, 1998)。

表 1 CE318 的标定结果

Table 1 Calibration results of CE318 sunphotometer

通道 (nm)	1020	870	670	440
DN0	9337	14122	18142	10596
相关系数	0.996	0.997	0.997	0.999
方差	28.4	2.5	18.8	94.5
光学厚度	0.13	0.14	0.22	0.55

2.3 数据质量控制及去云方案

2.3.1 直接辐射 AOD 反演的数据质量控制标准

(Smirnov, et al, 2000)

(1) 对于所有波段而言,如果某一时刻反演得到的光学厚度小于 0.01,则该时刻的所有反演结果均被剔除;

(2) 对于 3 次一组的反演结果,只要任何 1 次大于(小于)平均 AOD 的 0.02(0.03 τ),则该组数据不可用;

(3) 对于全天观测而言,如果 500 nm 的气溶胶光学厚度的标准偏差小于 0.015,则认定该天所有结果都有效;

(4) 若(3)不满足,则选定平滑因子 D

$$D^2 = \int_{t_1}^{t_2} \left[\frac{\partial^2 \tau(t)}{\partial t^2} \right]^2 dt \leq D_c^2 \quad (1)$$

式中 D_c^2 表示一天中 AOD 可能达到的最大变化量,一般采用经验值 16。若 D 不满足不大于 16 的条件,则认为一天中最大的 AOD 是云污染结果,从数据序列中去除后,返回第(2)步判断;若满足 $D < 16$,则继续进行下一步判断;

(5) 对于全天观测而言,只选择满足 $\tau(500 \text{ nm}) \pm 3\sigma$ 和 Angstrom 指数 $\alpha \pm 3\sigma$ 之内数据作为有效结果,其中 $\tau(500 \text{ nm})$ 是 500 nm 的日平均光学厚度, σ 是标准偏差, α 是根据 440—870 nm 的光学厚度利用最小二乘法估计出来的。

图 1 给出了直接辐射 AOD 反演的数据质量控制方案。

2.3.2 天空散射反演的质量控制标准

利用 CE318 观测反演 AOD 的精确水平取决于去云的准确程度,而利用平纬圈扫描观测的天空散射反演气溶胶参数也要采用检查对称性的方法排除云的干扰。事实上,对于空间均匀大气,平纬圈扫描观测得到的左半部和右半部的天空散射应该一致,因此两边的不对称处就表明了存在云或其他不均匀因子,在反演的过程中要把这部分测量值去掉。对于有云的大气,平纬圈反演时就有可能减少有效的散射角数量,当满足标准的散射角数量小于 21 个(最大 28 个)时,反演的结果就不可信,进而不做这个时刻的计算。我们通过程序自动判别扫描数据质量,消除光晕测量的不对称数据。定义角度不对称因子为 $(F_l - F_r)/(F_l + F_r) \times 0.5$,其中 F_l 和 F_r 分别代表左边和右边天空散射测量,当不对称因子超过 10%,则该角度的数据被移出反演过程。如果有效反演角度小于 21 个,则该时刻的观测结果不做反演(Holben, et al, 1998)。

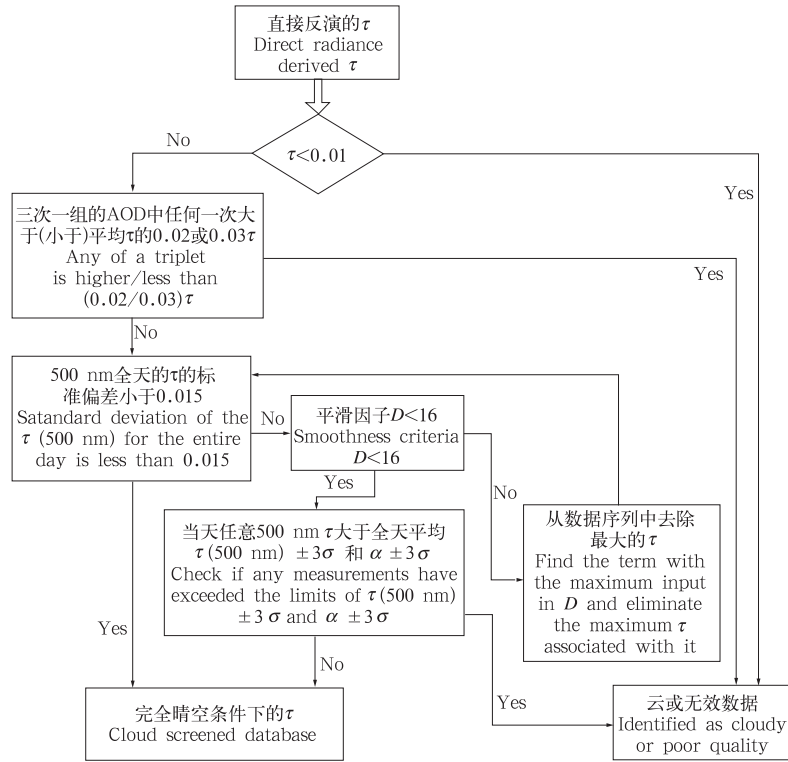


图1 直接辐射 AOD 反演的数据质量控制方案

Fig. 1 Data quality control scheme of AOD retrieval from solar direct radiance

因此,为了得到高精度的气溶胶反演信息,我们按下列标准选择反演数据:

- (1) 仅对称的天空辐射测量参与反演过程,满足对称的角度要大于 21 个;
- (2) 反演结果的拟和误差要小于 5%;
- (3) 只在气溶胶含量 $\tau(440 \text{ nm}) \geq 0.5$ 和太阳天顶角 $> 50^\circ$ 的情况下进行反演,对于海洋气溶胶其光学厚度标准可以降低。

3 反演方法和原理

3.1 利用直接太阳辐射反演气溶胶光学厚度

根据 Bouguer 定律(Biggar, et al, 1990),在地面直接测得的太阳辐射能 $F(\text{W}/\text{m}^2)$ 和波长的关系为

$$F(\lambda) = F_0(\lambda)R^{-2}\exp(-m\tau(\lambda)) \quad (2)$$

其中 F_0 是日地平均距离处大气上界的太阳直接辐射度, m 是大气质量, $\tau(\lambda)$ 为波长 λ 的大气总光学厚度。若 F 在太阳光度计上的响应值是 D_N , 则式(2)可变为

$$D_N(\lambda) = D_{N_0}(\lambda)R^{-2}\exp(-m\tau(\lambda)) \quad (3)$$

其中 D_{N_0} 是标定常数。式(3)变换并取对数得到

$$\ln[D_N(\lambda)R^2] = \ln D_{N_0} - m\tau(\lambda) \quad (4)$$

由 D_{N_0} 的值,通过式(4)可以计算出 $\tau(\lambda)$, 总的大气光学厚度 $\tau(\lambda)$ 由 3 部分组成:瑞利散射 $\tau_R(\lambda)$, 气体吸收光学厚度 $\tau_g(\lambda)$ 和气溶胶光学厚度 $\tau_a(\lambda)$ 。瑞利散射 $\tau_R(\lambda)$ 部分可由 Hansen 等 (1974) 提出的公式计算得到。对于气体吸收消光光学厚度(如臭氧,水汽等)而言,一些吸收气体诸如 NO_2 和 CO_2 在太阳光度计所配置的波段上影响非常小,在处理中忽略了相应的影响,而水汽只对 936 nm 波段有较大的影响。计算臭氧的光学厚度 $\tau_{\text{oz}}(\lambda)$ 采用如下公式

$$\tau_{\text{oz}}(\lambda) = a_{\text{oz}}(\lambda) \frac{U}{1000} \quad (5)$$

式中 $a_{\text{oz}}(\lambda)$ 为臭氧吸收系数, U 为臭氧含量(单位为 DU)。臭氧含量从 NASA 网站提供的 TOMS 遥感数据获取,臭氧吸收系数由表 2 给出。

表 2 CE318 各个波段的臭氧吸收系数(Christian, 1995)

Table 2 Ozone absorption coefficients for the seven wavelengths of CE318

波段 (nm)	1020	870	670	440	500	936	340
$\alpha_{oz}(\lambda)$	0.0000491	0.00133	0.0445	0.0026	0.0315	0.000493	0.0307

3.2 Angstrom 指数的计算

Angstrom(1964)给出了 AOD 与波长之间的关系式

$$\tau_{\text{aer}}(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (6)$$

其中, $\tau_{\text{aer}}(\lambda)$ 为 AOD, β 为 Angstrom 混浊系数, 可以代表大气中气溶胶的浓度, α 为 Angstrom 波长指数。对于不同波长相除后取对数, 则 Angstrom 波长指数为

$$\alpha = -\frac{\ln[\tau_{\text{aer}}(\lambda_2)] - \ln[\tau_{\text{aer}}(\lambda_1)]}{\ln\lambda_2 - \ln\lambda_1} \quad (7)$$

α 一般为 $0 < \alpha < 2$, 平均值大约为 1.3。较小的 α 代表较大粒径的气溶胶粒子为主控粒子, 相反, 较大的 α 代表较小粒径的气溶胶粒子为主控粒子。例如, 当 α 接近于 0 时, 说明气溶胶主控粒子是大粒径的沙尘粒子, 当 α 接近于 2 时, 气溶胶主控粒子是小粒径的烟雾粒子(Tanre, et al, 2001)。

3.3 等天顶角观测的气溶胶参数反演

Dubovik 算法是目前 AERONET 业务化气溶胶反演所采用的方法, 该算法基于统计原理, 考虑了已知的气溶胶特征和光谱辐射特性, 在一定的理论模型基础上找到与实测数据的最佳拟合结果。拟合的数学基础是矩阵反演和单变量张弛法相结合形成的稳定的数值方法。通过该算法可以从太阳光度计的直射和散射测量数据反演出气溶胶的粒子谱、折射率和一次散射反射比。算法中对折射率的波长关系进行了平滑限制处理, 由此也会对粒子谱的反演结果产生间接的平滑限制影响。

当测量数据具有一定的系统偏差或随机偏差时, 该算法的反演精度仍然是较高的。但对于较低的光学厚度和较小的散射角($\leq 75^\circ$), 反演的误差会增大。在无系统偏差的情况下, Dubovik 算法的反演得到的折射率实部的标准偏差为 0.01, 折射率虚部的标准偏差为 10%, 一次散射反射比的标准偏差为 0.01。粒子谱的反演误差是粒子尺度的函数, 对于尺度较小或较大的粒子反演误差都会增大。正如 Dubovik 等(2000)文中的图 1 所示, 当粒子半径 $< 0.1 \mu\text{m}$ 或 $> 0.7 \mu\text{m}$ 时反演的相对偏差急剧增加, 可以高达 60%。当利用等天顶角测量数据反演气

溶胶参数时, 测量误差对反演精度带来更多的影响。在太阳高度角为 60° 时, 对于一定的测量误差(光学厚度误差为 ± 0.01 , 天空散射误差为 $\pm 5\%$, 光度计指向方位角误差为 0.5° , 地面反射率估计误差为 $\pm 50\%$), 反演得到的水溶性和生物燃烧气溶胶的粒子谱的误差在 15%—100%, 其中, 对于粒子半径在 $0.1\text{--}7 \mu\text{m}$ 的反演结果精度最高; 一次散射反射比的反演误差为 0.03, 当 440 nm 波长的光学厚度较小时(≤ 0.2), 误差会升高到 0.05—0.07。

Nakajima 算法和 Dubovik 算法一样, 充分考虑了各个散射角的多次散射效果。但是 Nakajima 算法采用了 IMS(改进的多次和单次散射)方法, 并使用 δM 近似对气溶胶相函数进行截断处理, 取第一和第二阶散射求解辐射传输方程。基于 Nakajima 算法的 Skyrad. pack 利用光度计测量的太阳直接辐射和归一化天空散射数据可以反演出柱平均气溶胶的光学和物理参数。反演需要的输入量包括光度计的地理位置(所在时区经度)、太阳天顶角、太阳与地球的相对位置(即日地距离)、波长数量和对应波长的测量值、散射角、归一化天空辐射值、各波长的光学厚度及地面反射率、气溶胶折射率和反演气溶胶的半径范围。反演得到的物理量主要包括气溶胶体积谱、各波长的光学厚度和一次散射反射比、相函数。实际反演中, 对天空散射测量值不需要绝对标定。对于体积谱分布反演结果, 当粒子半径在 $0.1\text{--}0.7 \mu\text{m}$ 时, 相对误差在 $\pm 10\%$ 以内, 当粒子半径 $< 0.1 \mu\text{m}$ 或 $> 0.7 \mu\text{m}$ 时反演结果的相对偏差非线性增加到 60%, 对大粒子的反演偏差更大一些(Nakajima, et al, 1996)。

4 结果分析

4.1 气溶胶光学厚度

为了综合分析 Skyrad 方法反演气溶胶光学参数的有效性和合理性, 选取了 3 个典型的光度计观测资料进行反演。图 2 给出了 2007 年 8 月 12 日 08 时 20 分(Case 1)、8 月 14 日 09 时 08 分(Case 2)和 8 月 17 日 07 时 55 分(Case 3)不同波长的气溶胶光学厚度的反演结果。从图中可以看出, AOD 随着波

长的增加而逐渐减小,这种随波长的变化进一步验证了米散射理论关于气溶胶对光的散射特点(盛裴轩等, 2003)。根据米散射理论,当气溶胶尺度数 $a = 2\pi r/\lambda$ 在 0.1—50 时(r 表示粒子半径),散射过程属于米散射。对于可见光波长范围,对大气消光影响最大的是半径处于 0.3—0.7 μm 的气溶胶粒子,此时粒子的散射截面和 λ^{-n} ($0 < n < 4$) 成正比,并且

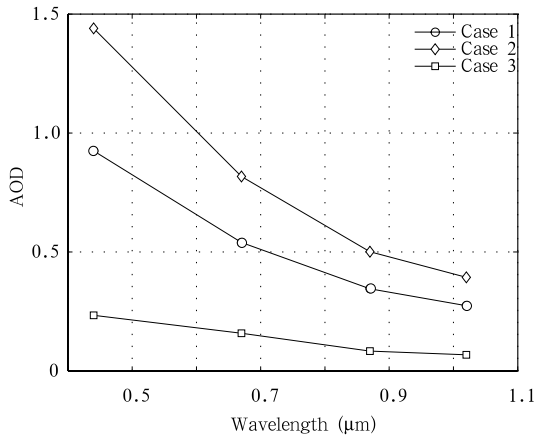


图2 2007年8月12日08时20分(Case 1)、8月14日9时08分(Case 2)和8月17日07时55分(Case 3)利用直接辐射结果反演得到的 AOD 随波长的变化
Fig. 2 Wavelength vs. AOD retrieved from direct solar radiance measured at 08:20 BST on August 12 (Case 1), 09:20 BST on August 14 (Case 2), 07:55 BST on August 17 (Case 3), 2007, respectively

在 $a = 6$ 附近散射截面达到最大;而尺度分布的反演结果(后文)也表明 3 个个例的数浓度都在 0.3 μm 左右达到峰值,峰值半径附近不同波段的 a 值都在 6 以下,所对应的粒子散射能力随波长增大而减小。因此上述几个例子中 AOD 随波长的变化体现了典型的米散射特征。

对于 Case 2 和 Case 3, 2 d 的 440 nm 的 AOD 分别为 1.44 和 0.23, 670 nm 的 AOD 分别为 0.82 和 0.16。可以看出这 2 d 各波长 AOD 有量级之差。Case 3 大气十分洁净,而 Case 2 受人类活动的影响大气较混浊。同时获得它们的 Angstrom 波长指数分别为 1.34 和 0.86。这表明在临安观测期间,随着气溶胶消光作用的增加,波长指数会增加,大气中小粒径的气溶胶浓度增大对总 AOD 的贡献更加显著。波长指数 α 反映大气中不同半径气溶胶粒子的比例。 α 越大,小粒子所占比例越多。 α 与气溶胶平均半径的对应关系如表 3 所示(盛裴轩等, 2003)。一般影响气溶胶粗细粒分布的主要因素有粒子来源、天气状况、传输距离和形成机制等。海洋气溶胶主要以海水飞沫溅射和蒸发产生的海盐粒子为主,而海盐主要以大颗粒出现($r > 1 \mu\text{m}$)。根据表中的关系和反演的 Angstrom 指数来看, Case 2 的气溶胶类型接近于海洋气溶胶和城市/工业气溶胶的混合类型,而 Case 3 的气溶胶主要由大粒径的海盐粒子组成。

表3 波长指数 α 与气溶胶平均半径 r 的统计关系

Table 3 Statistical relation between Angstrom wavelength exponent and aerosol average radius

α	0	1.3	1.5	2.0	2.25	3.0	3.8—4.0
r (μm)	>2.0	0.6	0.5	0.22—0.25	0.15	0.062—0.10	≤0.02

4.2 等太阳天顶角观测的光学参数反演

4.2.1 天空辐射及云检测

图 3a、3b、3c 分别为 Case 1、Case 2 和 Case 3 的实验观测数据。横坐标是与太阳方位的差角,负角和正角分别表示光度计的左旋和右旋,纵坐标为光度计指向所在角度接收到的辐射量对应的光度计响应值。图中红点为经过云检测后的晴空数据。可以看到左圈扫描和右圈扫描的对称性十分好,两条曲线上的所有点均满足 $(F_l - F_r)/(F_l + F_r) \times 0.5 < 10\%$ 的条件,并且每条曲线上都没有明显的不连续点,表明该时刻光度计等纬圈扫描得到的辐射量在各个角度均没有受到云污染。从这 3 个个例看,在

4 个波长中,1020 nm 的辐射量随相对方位角的变化最强烈,尤其是相对方位角较小时($< 50^\circ$),该波长的辐射量随角度的增大迅速减小。440 和 870 nm 的辐射量随相对方位角的变化几乎同步,而 670 nm 的辐射量变化最为缓慢。为了说明云检测方法的有效性,也给出了 8 月 17 日 15 时 10 分的等天顶角观测结果(图 3d)。可以看到左圈扫描时在 10° — 50° 辐射量有明显的变化,具有一定的不连续性,同时云判别算法也认为这个角度存在云,因此该算法自动判别等纬圈晴空观测的结果是合理的。应该注意到,当扫描遇到云时,870 和 1020 nm 的辐射量变化更加明显,而其他两个波长的观测值几乎不受影响,

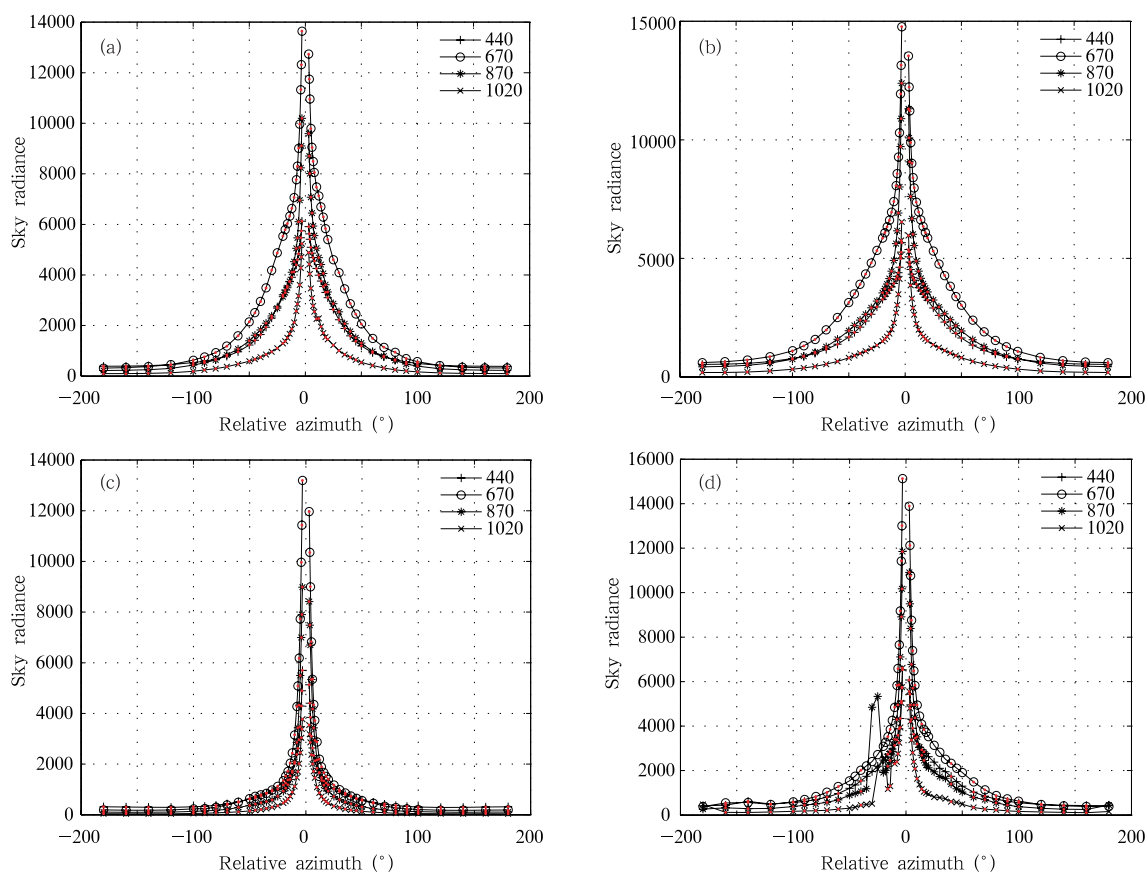


图3 (a) Case 1、(b) Case 2、(c) Case 3 和(d) 2007年8月17日15时10分等纬圈扫描的观测数据
(负的角度表示太阳光度计向左半边扫描,正角度代表右边扫描所对应的相对太阳方位角。

图中红点表示云检测算法识别的晴空数据)

Fig. 3 Sunphotometer almucantar measurements in (a) Case 1, (b) Case 2, (c) Case 3 and (d) for the case at 15:10 BST on August 17, 2007. Negative relative azimuths denote that the sunphotometer begins by aligning on the sun and sweeps left; positive relative azimuths sweeps right.

Red dots represent the cloud free data identified by the cloud screen algorithm

可以认为较长波长的辐射量对云的存在更加敏感,云对长波的散射能力更强。事实上,在 CE318 等纬圈扫描时,6°做了两次纪录,这是为了把两种测量统一起来。因为 $<6^\circ$ 时是采用的光晕测量,而 $>6^\circ$ 时 CE318 改用散射测量,两者的增益不同。通过同一角度的测量可以建立不同方式测量结果的关系,同时也可以消除仪器性能的影响。

4.2.2 AOD、 ω_0 和相函数的反演

表4列出了3个例子利用等天顶角观测数据反演得到的不同波长气溶胶 AOD、 ω_0 及 g 的结果,同时给出了基于 Dubovik 反演算法得到的各参数的数值。太阳辐射通过地球大气时受到气溶胶粒子的散射和吸收作用, ω_0 是气溶胶散射消光系数与总消

光系数的比值,反映了气溶胶粒子的散射辐射能力,在研究气溶胶直接辐射强迫时,气溶胶的 ω_0 是一个十分关键的参数。计算结果显示,在 Case 1 和 Case 2 中各波段 ω_0 均 >0.93 ,且随着波长的增长呈递减趋势。Dubovik 反演结果与 Skyrad 反演的结果比较一致,但相对较大一些。从两天的例子看,两种算法得到的 ω_0 在 440 nm 相差最大,如 Case 1 的差别为 0.018, Case 2 的差别为 0.024,而两个例子 870 nm 的差别仅为 0.002 和 0.018。

相应地从 AOD 的结果看,Skyrad 方法的计算也与 Dubovik 结果几乎一致。与同一时刻的直接辐射反演的 AOD 比较,虽然两种算法的 AOD 在 Case 2 中与直接辐射 AOD 的值更加接近,但

Skyrad 算法得到的 AOD 明显更靠近直接辐射 AOD。

图 4 是利用 3 个例子的等太阳天顶角观测数据反演得到的不同波长相函数。由这个相函数计算了各个波长的不对称因子也列在了表 4 中。从表中可以看到,对于 Case 1 和 Case 2,不对称因子 g 有随波长增加下降的趋势,这与 Dubovik 结果的变化一致,但 Skyrad 的反演结果相对 Dubovik 结果有所降低,并且波长越小,两种算法的 g 相差也越大。在 Case 1 中 440 nm 的结果相差为 0.09,而 1020 nm 相差为 0.05;对于 Case 2 的结果 440 nm 相差为 0.09,而 1020 nm 相差为 0.01。

Case 3 与前两个个例的不同之处是该时刻大气清洁度很好,AOD 较低,这一点从两种算法得到的 AOD 也可以看出,两种算法的最大 AOD 都在 440 nm,结果约为 0.2,同时两种算法各波长的 AOD 数值也比较一致。Skyrad 反演得到该时刻所有波长的一次散射反射比(SSA)均小于 0.94,较 Dubovik 的结果偏大,最大偏差为 1020 nm 的结果,两者相差 0.08。Skyrad 的计算结果表明 ω_0 随着波长的增长呈增加趋势,这与 Dubovik 的结果相反。但 Skyrad 算法得到的 AOD 在这个例子中明显更靠近

直接辐射 AOD。应该注意到,较高的 SSA 对应于绝对值较小的折射率虚部,但这两个量仍然有一定的差别。根据米散射理论,折射率虚部代表了气溶胶粒子对光的吸收作用(Bohren, et al, 1983),而 SSA 不仅与吸收有关,还和粒子的尺度分布有关。在这个例子中,根据 Skyrad 算法反演的相函数计算出来的不对称因子与波长的关系不太明显,虽然 440 nm 的 g 在所有波长中仍然最大,但 670 nm 的 g 却最小,而 870 和 1020 nm 的 g 几乎相等,这种波长变化不像 Dubovik 算法反演的 g 随波长的增加而减少,但两者在数值上相差不是很大。

表 4 下方还列出了各个例子两种算法的计算误差。误差是 $(R_c(i)-R(i))/R(i)$ 的标准偏差,其中 $R(i)$ 和 $R_c(i)$ 分别是第 i 个散射角上测量的和反算的天空辐射的值。可以看到,在 3 个例子中 Skyrad 的计算误差与 Dubovik 算法的误差比较稍大一些,但都在 20% 以内。对于 Case 3 这种 AOD 较小,SSA 较小的情况,Skyrad 的计算误差有所增加,达到 16.77%。这表明在 AOD 较小时,散射光中所包含的信息量减少,Skyrad 算法的稳定性有所降低,但其反演结果依然能够定量表征气溶胶的光学特征。

表 4 利用等天顶角观测数据基于 Skyrad 和 Dubovik 两种算法反演得到
3 个例子的不同波长气溶胶 AOD、 ω_0 以及 g
Table 4 AOD, ω_0 and g retrieved from the three cases of CE318 almucantar measurements
according to the Skyrad and Dubovik algorithms for the different wavelengths

波 长 (μm)		ω_0		AOD		g	
		Skyrad	Dubovik	Skyrad	Dubovik	Skyrad	Dubovik
Case 1 ^a	0.44	0.9627	0.9804	0.9248	0.9287	0.6902	0.7823
	0.67	0.9599	0.9671	0.5400	0.5405	0.6632	0.7395
	0.87	0.9552	0.957	0.3453	0.3430	0.6388	0.7016
	1.02	0.9510	0.9529	0.2742	0.2706	0.6211	0.6711
Case 2 ^b	0.44	0.9567	0.9802	1.4401	1.4923	0.6747	0.7677
	0.67	0.9492	0.968	0.8172	0.8425	0.6475	0.6985
	0.87	0.9417	0.9589	0.5009	0.5245	0.6239	0.6525
	1.02	0.9353	0.9548	0.3934	0.4061	0.6069	0.6193
Case 3 ^c	0.44	0.9229	0.9095	0.2337	0.2025	0.7155	0.7464
	0.67	0.9257	0.8678	0.1584	0.1205	0.7127	0.6912
	0.87	0.9290	0.8492	0.0837	0.0797	0.7149	0.6711
	1.02	0.9314	0.8476	0.0681	0.0777	0.7149	0.6624

a: Skyrad 算法误差为 14.45%,Dubovik 算法误差为 11.22%
b: Skyrad 算法误差为 16.36%,Dubovik 算法误差为 10.44%
c: Skyrad 算法误差为 16.77%,Dubovik 算法误差为 10.27%

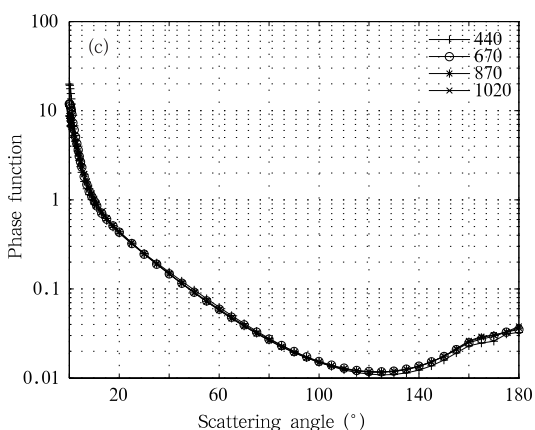
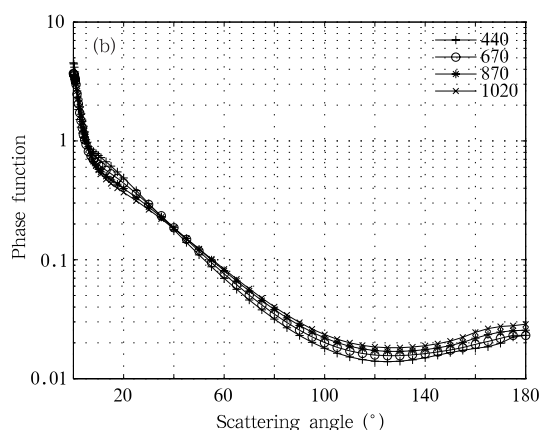
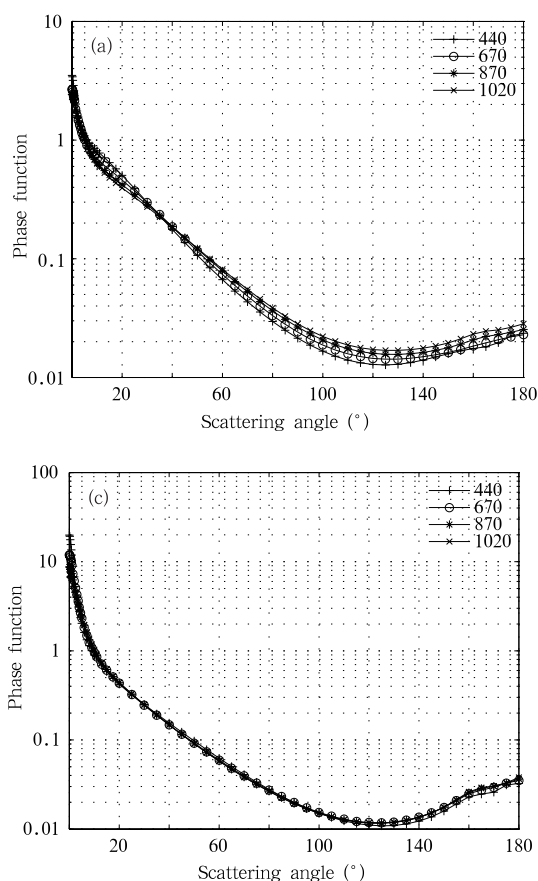


图 4 (a)Case 1、(b)Case 2、(c)Case 3 等太阳天顶角观测数据反演得到的不同波长的相函数

Fig. 4 Phase functions for the 4 wavelengths retrieved from CE318 almucantar measurements in (a) Case 1, (b) Case 2 and (c) Case 3

4.2.3 粒子体积谱的反演

气溶胶粒子的大小决定了气溶胶的光学属性,在 Skyrad 反演算法中我们选择的气溶胶粒子半径反演范围为 $0.05\text{--}15\ \mu\text{m}$,其中有 22 个间隔。同样 Dubovik 粒子谱反演算法中粒子半径的反演范围和间隔取相同的数值。反演气溶胶粒子谱分布时要给定粒子的初始复折射指数,反演中对于气溶胶复折射指数采用经验值 $1.500\text{--}0.005i$,理论分析表明复折射指数对反演结果影响不大。图 5 给出了 3 个例子的气溶胶粒子谱分布的反演结果,同时画出了 Dubovik 算法的结果作为比较。图中可以明显看出,Skyrad 反演得到 3 个例子的体积谱一般为双峰型谱,第 1 峰位于半径 $0.2\text{--}0.4\ \mu\text{m}$ 处;第 2 峰在半径 $2\text{--}6\ \mu\text{m}$ 。对于 Case 1 和 Case 2 这种 AOD 较大的污染情况,细粒子模态的体积浓度占较大比例,和水溶性污染气溶胶特征类似,气溶胶的体积浓度倾斜于细粒子。细粒子多来源于人类活动,如燃烧过程对亚微米范围粒子的贡献是主要的(唐孝炎等, 1990)。Skyrad 算法的反演结果在谱型上与 Dubovik

算法的结果较一致,尤其是在反演半径范围的两端两个结果几乎相同。但在峰值半径和峰值体积浓度上,Skyrad 算法的结果与 Dubovik 具有一定的差别。而对于大多粒子半径上的体积浓度而言,两种方法反演的结果在误差范围内是重合的,这表明 Skyrad 算法反演的粒子体积谱分布总体上是可信的。对于 Case 3 这种清洁条件,Skyrad 算法得到的峰值半径与 Dubovik 算法的结果差异明显增大,粒子体积谱向大粒子方向移动。

为了进一步比较两个算法的结果,我们利用双模态粒子对数正态分布模型计算了两种算法得到的谱分布的峰值体积浓度、峰值体积平均半径及其谱宽,计算结果分为粗模态和细模态,列在表 5 中。从表中看到,对于大气混浊度较高的 Case 1 和 Case 2,两种算法的结果通过双模态粒子对数正态分布拟合得到的体积浓度和峰值半径基本一致。Skyrad 的峰值体积浓度与 Dubovik 的相对偏差最大为 54%,峰值平均半径的最大偏差为 21%,粗模态的谱宽差别很小,而粗模态谱宽的最大偏差为 34%。

Case 3 中的两个算法的峰值平均半径出现较大的差异, Skyrad 结果表现为偏大, 尤其是粗模态半径偏大 111%, 细模态的峰值体积浓度偏差也高达 100%。谱分布的这种差异表明当大气混浊度较低时, Skyrad 谱分布反演结果可信度降低。但也应该注意到, Dubovik 等(2000)的反演误差分析表明, 当

光学厚度很低时, 很难正确反演气溶胶的一些光学和微物理属性。例如折射率和一次散射反射比的反演误差会随光学厚度下降而迅速增加, 谱分布的反演同样具有相同的趋势。因此, 可以认为 Case 3 中 Dubovik 的谱分布结果也有较大误差, 这时的比较意义不大。

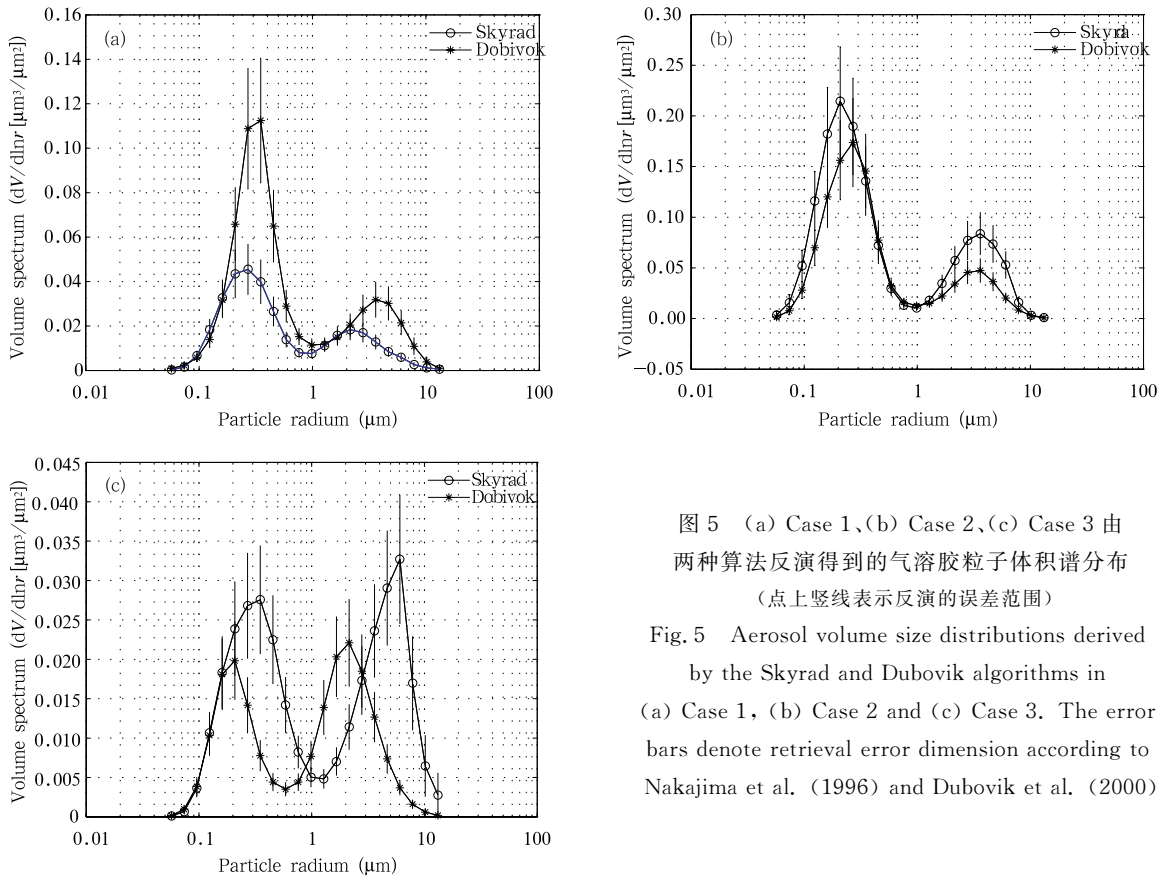


图5 (a) Case 1、(b) Case 2、(c) Case 3 由两种算法反演得到的气溶胶粒子体积谱分布 (点上竖线表示反演的误差范围)

Fig. 5 Aerosol volume size distributions derived by the Skyrad and Dubovik algorithms in (a) Case 1, (b) Case 2 and (c) Case 3. The error bars denote retrieval error dimension according to Nakajima et al. (1996) and Dubovik et al. (2000)

表5 根据粒子体积谱分布计算得到的粗模态和细模态的峰值体积浓度(C_v)、峰值体积平均半径(R_v)及谱宽(σ)
Table 5 Maximum volume concentration (C_v), average radius (R_v) and distribution width (σ) figured out based on the bi-mode lognormal distribution fitted from aerosol particle size distribution

	Date	$C_v(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$		$R_v(\mu\text{m})$		σ	
		Skyrad	Dubovik	Skyrad	Dubovik	Skyrad	Dubovik
粗模态	Case1	0.030	0.05	2.47	3.00	0.56	0.56
	Case2	0.11	0.09	3.24	2.86	0.50	0.51
	Case3	0.04	0.03	4.31	2.04	0.52	0.56
细模态	Case1	0.06	0.13	0.27	0.33	0.55	0.41
	Case2	0.27	0.21	0.22	0.28	0.51	0.44
	Case3	0.04	0.02	0.31	0.24	0.60	0.41

5 结 论

利用 CE318 太阳光度计数据反演了 3 个例子的临安气溶胶的柱平均光学属性, 其中 AOD 和

Angstrom 指数是在精确定标的基础上计算出来的, 相函数、一次散射反射比和粒子体积谱分布的反演是基于 Nakajima 的 Skyrad, pack 算法得到的, 在反演过程中经过了严格的去云检验和数据质量控

制。3个例子涵盖了清洁、中度污染和重度污染的大气状况。不同的气溶胶参数反演结果与基于Dubovik算法的AERONET业务化产品比较,对于实际大气AOD比较大的情况,利用Skyrad算法计算等太阳天顶角观测数据得到的AOD、不对称因子、一次散射反射比和粒子体积谱分布总体上与Dubovik结果一致。通过对两种算法得到的AOD与直接辐射反演的AOD数值比较发现,随着波长的增加,Skypad反演的AOD更加接近直接辐射反演的AOD,表明Skypad算法在波长较长时的AOD反演结果更加合理。对于大气混浊度较小的情况,Skypad反演的一次散射反射比与Dubovik结果相比有较大差异,另外这时Skypad的计算误差最大,达16.77%,表明在实际AOD较小时,Skypad算法的稳定性有所降低,但其反演结果依然能够定量表征气溶胶的光学特征。Skypad反演的体积谱特征表现为双峰结构,虽然在谱型、谱分布的峰值体积浓度、峰值体积平均半径及其谱宽上与Dubovik算法的结果较一致,但对于大气混浊度较低的情况,Skypad算法得到的体积谱峰值半径与Dubovik算法的结果误差增大,粒子体积谱向大粒子方向移动。

通过个例分析表明,基于Skypad、pack算法的等天顶角观测反演结果在一定的大气混浊度和合适的太阳天顶角条件下是合理的。对于很多没有归入AERONET的太阳光度计观测而言,采用该算法可以得到更多的气溶胶参数而不仅仅局限于AOD的反演。

参考文献

- 黎洁,毛节奏. 1989. 光学遥感大气气溶胶特性. 气象学报, 47(4): 450-456
- 毛节奏,栾胜基. 1985. 大气散射相函数的计算. 大气科学, 9(1): 107-111
- 毛节奏,刘莉,张军华. 2001. GMS5 卫星遥感气溶胶光学厚度的实验研究. 气象学报, 59(3): 352-359
- 毛节奏,李成才. 2005. 气溶胶辐射特性的观测研究. 气象学报, 63(5): 622-635
- 盛裴轩,毛节奏,李建国等. 2003. 大气物理学. 北京:北京大学出版社, 522pp
- 唐孝炎,张远航,邵敏. 1990. 大气环境化学. 北京:高等教育出版社, 169-170
- 温玉璞,徐晓斌,汤洁等. 2001. 青海瓦里关大气气溶胶元素富集特征及其来源. 应用气象学报, 12(4): 400-408
- Angstrom A. 1964. The parameters of atmospheric turbidity. Tellus, 16: 64-75
- Bergstrom W R, Russel P B. 1999. Estimation of aerosol direct radiative effects over the mid-latitude North Atlantic from satellite and in site measurements. Geophys Res Lett, 26(12): 1731-1734
- Biggar S F, Gellman D I, Slater P N. 1990. Improved evaluation of optical depth components from Langley plot data. Remote Sensor Environ, 32: 91-101
- Bohren C F, Huffman D R. 1983. Absorption and scattering of light by small particles. Wiley, New York, USA
- Christian G. 1995. Simple model for the atmospheric radiative transfer of sunshine (SMARTS2) algorithm and performance assessment. Florida Solar Energy Center Rep FSEC-PF-271-94
- Dubovik O, King M D. 2000. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. J Geophys Res, 105: 20673-20696
- Dubovik O, Holben B N, Lapyonok T, et al. 2002. Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. Geophys Res Lett, 29: 10.1029/2001GL014506
- Hansen J E, Travis L D. 1974. Light scattering in planetary atmospheres. Space Sci Rev, 16: 160-527
- Hansen J, Sato M, Ruedy R. 1997. Radiative forcing and climate response. J Geophys Res, 102: 6831-6864
- Hess M, Koepke P, Schult I. 1998. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. Bull Amer Meteor Soc, 79: 831-844
- Holben B N, Eck T F, Slutsker I, et al. 1998. AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. Rem Sens Environ, 66: 1-16
- Kaufman Y J, Sendra C. 1988. Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery. Int J Rem Sens, 9: 1357-1381
- Kaufman Y J, Gitelson A, Karnieli A, et al. 1994. Size distribution scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements. J Geophys Res, 99(D5): 10341-10356
- King M D, Kaufman Y J, Menzel W P, et al. 1992. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS). IEEE Trans Geos Rem sens, 30: 2-27
- Koepke P, Hess M, Schult I, et al. 1997. Global aerosol data set. MPI Meteorologie Hamburg Rep. 243, 44pp
- Nakajima T, Tanaka M. 1986. Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. J Quant Spectrosc Radiat Transfer, 35: 13-21
- Nakajima T, Tonna G, Rao R, et al. 1996. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. App Opt, 35(15): 2672-2686
- Olmo F J, Quirantes A, Alcántara A, et al. 2006. Preliminary results of a non-spherical aerosol method for the retrieval of the atmospheric aerosol optical properties. J Quart Spectr Radiat Transfer, 100: 305-314
- Santer B D, Taylor K E, Wigley T M L, et al. 1996. A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere. Nature, 382: 39-46
- Smirnov A, Holben B N, Eck T F, et al. 2000. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database. Remote Sens Environ, 73: 334-337
- Tanre D, Kaufman Y J, Holben B N, et al. 2001. Climatology of dust aerosol size distribution and optical properties derived from remotely sensed data in the solar spectrum. J Geophys Res, 106: 18205-18217