

GMS 卫星遥感中国地区气溶胶光学厚度^{*}

张军华 斯召俊 毛节泰 王美华

(北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871)

摘 要 讨论了利用 GMS 卫星遥感湖面上空气溶胶光学厚度的方法, 根据在 5 个湖面附近与多波段光度计遥感结果的比较, 对卫星遥感的方法和结果进行了检验, 然后利用该方法遥感了中国大陆 25 个湖面上空气溶胶光学厚度。结果显示, 利用卫星反演湖面光学厚度可以提供大陆上空气溶胶的信息, 是研究大陆上空气溶胶光学厚度一个可行的方法。

关键词: GMS 卫星; 太阳光度计; 遥感; 气溶胶

1 引言

大气中的气溶胶粒子可以通过直接和间接辐射效应影响地气系统的辐射平衡, 由气溶胶引起的全球平均辐射强迫可以达到与温室气体引起的辐射强迫数值相等同的量级, 但符号相反, 气溶胶引起的温度降低有可能抵消由于温室气体的温室效应引起的全球温度升高。但是由于气溶胶时空变化比较大, 气溶胶组成复杂, 目前气溶胶辐射强迫效应研究的可信度都很低, 相对来说, 温室气体的辐射强迫则有较高的可信度^[1]。因此, 气溶胶的辐射强迫效应是一个需要进一步加强研究的领域。国际上已经进行了几个较大的气溶胶研究计划, 我国国家自然科学基金“九五”重点项目中也专门设立了一个气溶胶辐射特性的研究项目, 来满足中国地区区域气候研究的需要。

根据目前状况, 要得到大范围的气溶胶分布, 利用卫星遥感是最可行的方法。卫星遥感气溶胶的研究始于 20 世纪 70 年代中期, 主要是利用 NOAA AVHRR 第一通道 ($0.63 \mu\text{m}$) 进行海洋上空气溶胶光学厚度的遥感^[2], 目前已发展到了第二代反演方法。利用双通道遥感的第三代反演方法也正在研究过程中^[3]。利用 AVHRR 可见光通道遥感海洋上空气溶胶已作为 NOAA 的业务运行, 每周提供一次全球海洋上空气溶胶光学厚度分布图, 用来分析全球海上气溶胶的分布特性^[4]。到目前为止, 利用卫星遥感气溶胶已经形成了一个非常丰富的研究体系, 根据遥感仪器的不同, 可以简单地把卫星遥感气溶胶的方法分为单通道遥感、多通道遥感、多角度多通道遥感、偏振特性遥感四大类^[5,6]。尤其是 MODIS 资料的应用, 为全球范围气溶胶光学厚度的反演提供了一个十分有效的途径。

本文的目的是利用 GMS-5 静止卫星可见光通道的资料来遥感中国地区 25 个湖面上空气溶胶光学厚度。同时为了保证卫星遥感的可靠性, 在全国布设 5 个对比点, 利用多波段光度计与气象卫星进行同步观测, 根据多波段光度计的遥感结果验证卫星遥

感的方法和结果。

国际上利用静止卫星遥感海洋上空气溶胶的研究也很多,如 Moulin^[7,8]等利用 Meteosat 静止气象卫星可见光通道遥感了 1983 ~ 1994 年期间由撒哈拉沙漠输送到大西洋和地中海上空的沙尘量,Prins 等^[9,10]利用 GEOS 卫星可见光通道遥感了北美生物燃烧气溶胶。刘莉^[11]对利用 GMS-5 可见光通道反演湖面上空气溶胶光学厚度的方法也进行了试验研究。

GMS5 可见光通道资料有两个特点,一是 GMS 卫星相对于某一观测点的观测角是固定的,可以消除由于观测角度变化引起的误差,二是 GMS 卫星每小时有一次观测,我们可以选择较好的光照条件,并且可以在同一时间遥感不同地区的气溶胶,使遥感得到的不同地区气溶胶光学厚度更有可比性。而且有可能研究气溶胶光学厚度的日变化。考虑到全国各地都有较好的光照条件,我们以北京时间 13:30 的 GMS-5 卫星可见光和近红外通道反射率反演气溶胶光学厚度。所用卫星资料首先由人工判别是否有云,然后读取无云时卫星反射率,从 1998 年 2 月到 1999 年 1 月共有一年的数据。

具体的反演过程中,首先利用有地面多波段光度计观测的 5 个湖面确定合适的反演方法,然后把该方法推广到其他的湖面,得到 25 个湖面的上空的气溶胶光学厚度。25 个湖的具体位置见图 1,图中圆圈代表 25 个湖的位置,方块代表其中的 5 个对比点。

5 个地面观测点所用的光度计中,安徽合肥观测点是中国科学院安徽光学精密机械研究所自己研制的八波段自动跟踪太阳光度计,八个通道的波长分别为 0.401 4, 0.441 0, 0.533 6, 0.611 1, 0.671 4, 0.783, 0.882 6 和 1.064 0 μm 。其余 4 个观测点所用的仪器均为北京师范大学光电仪器厂生产的 BB 型 10 波段光度计。这四台光度计的探测器采用硅光电二极管,仪器视场为 3° 圆形视场,10 个波段中心波长分别位于 450 nm、500 nm、550 nm、600 nm、650 nm、700 nm、750 nm、800 nm、850 nm、900 nm 附近,半波宽度 10 ~ 20 nm。

2 遥感原理

卫星观测到的表观反射率 R_{sat} 可以由下式表示^[5]:

$$R_{\text{sat}} = f(\tau_0, R_{\text{surf}}) = \pi L_{\text{sat}}(\tau_0; \mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) / \mu_0 F_0, \quad (1)$$

其中, F_0 为大气上界太阳辐射通量密度, τ_0 为整层大气光学厚度, (μ_0, φ_0) 为入射光方向, (μ, φ) 是卫星观测方向, $\mu_0, \varphi_0, \mu, \varphi$ 分别为天顶角的余弦和方位角, $L_{\text{sat}}(\tau, \mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0)$ 为卫星接收到的辐射,它满足以下辐射传输方程:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dL(\tau; \mu, \varphi)}{d\tau} &= L(\tau; \mu, \varphi) - \frac{\bar{\omega}}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\tau; \mu, \varphi; \mu', \varphi') L(\tau; \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \\ &\quad - \frac{\bar{\omega}}{4\pi} F_0 P(\tau; \mu, \varphi; -\mu_0, \varphi_0) e^{-\tau/\mu_0}, \end{aligned} \quad (2)$$

τ 是大气光学厚度, $P(\tau; \mu, \varphi; \mu', \varphi')$ 为相函数, $\bar{\omega}$ 为大气单次散射反照率。

如果假设下垫面是反射率为 R_{surf} 的均匀朗伯面, R_{sat} 可表示为:

$$R_{\text{sat}}(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) = R_{\text{atm}}(\mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0) + \frac{T_{\text{atm}}(\mu_0) T_{\text{atm}}(\mu) R_{\text{surf}}}{1 - R_{\text{surf}} R_{\text{atm}}}, \quad (3)$$

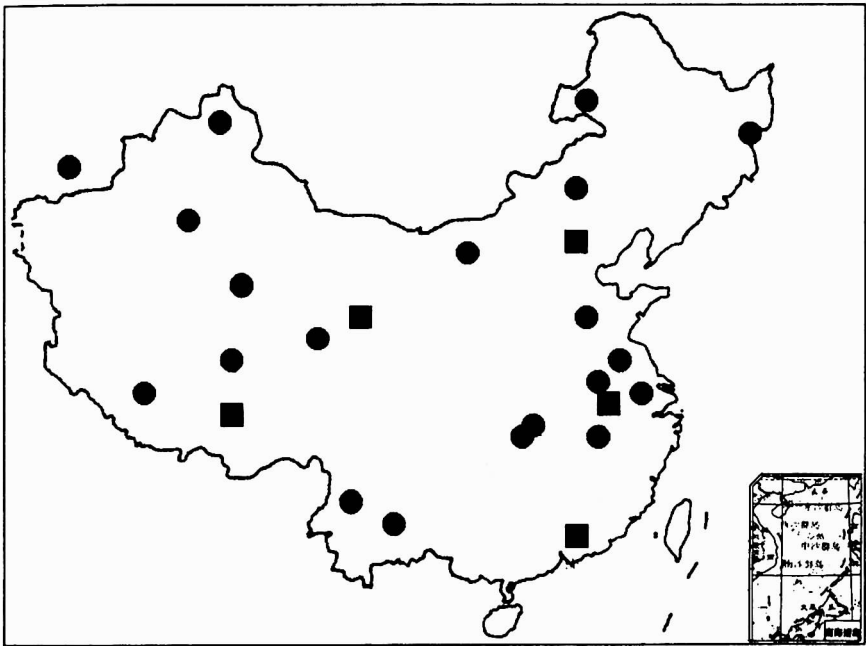


图 1 25 个湖和其中 5 个对比点的位置

R_{atm} 为整层大气反射率， $T_{\text{atm}}(\mu_0)$ 和 $T_{\text{atm}}(\mu)$ 分别表示从太阳到地面、从地面到卫星大气层总的透过率（直射 + 漫射），系数 $1/(1 - R_{\text{surf}}R_{\text{atm}})$ 代表地面和大气层多次反射的作用，因此卫星观测到的反射率 R_{sat} 既是气溶胶光学厚度的函数，又是下垫面反射率的函数，如果知道了下垫面的反射率 R_{surf} ，并假定大气气溶胶模型，可以反演得到气溶胶光学厚度；反之，如果已知气溶胶光学厚度和相应的大气参数，也可以反演下垫面反射率。

对于最简单的情况，假设下垫面是一个黑体，则（3）式右边第二项为零，卫星观测到的反射率即大气反射率，只与大气气溶胶和其他大气参数有关。

3 敏感性实验

GMS 系列卫星是由日本发射的地球静止气象卫星，GMS - 5 于 1995 年 3 月发射，定点于东经 140°赤道上空，卫星上主要仪器是可见光和红外自旋扫描辐射计（VIS-SR），可见光和近红外波段范围为 0.55 ~ 0.9 μm ，星下点分辨率为 1.25 km。

遥感反演过程中用的辐射传输模式是 6 S 模式^[12]，根据模式的定义，卫星测得的反射率由（1）式表示，但实际接收的 GMS - 5 可见光通道反射率则由（4）式表示，实际利用卫星反射率反演时应注意这个差别。

$$R_{\text{sat}} = f(\tau_0, R_{\text{surf}}) = \pi L_{\text{sat}}(\tau_0; \mu, \varphi; \mu_0, \varphi_0)/F_0.$$

(4)

3.1 不同地面反射率的影响

通过公式（3）我们已经看到，卫星接收到的辐射（或卫星表观反射率）既与大气所含组分有关，又与地面反射率有关，图 2 是利用辐射传输模式模拟的卫星反射率随地面反射率和气溶胶光学厚度的变化，其中气溶胶模型取标准辐射大气（SRA）城市气溶胶模型，卫星和太阳相对于观测点的几何位置是以 1998 年 11 月 17 日 13:30 观测北京（39.8°N，116.8°E）时的情况来确定的。

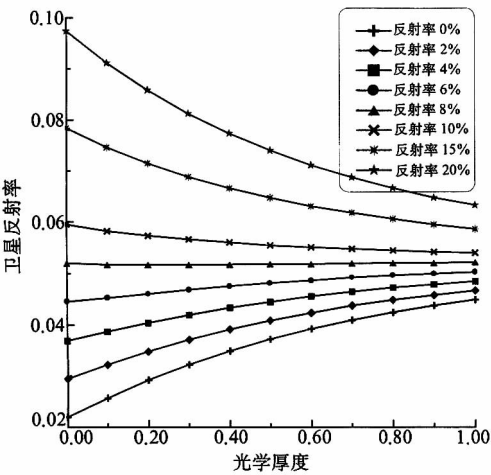


图 2 GMS-5 可见光通道反射率随地面反射率和气溶胶光学厚度的变化

从图 2 可以看出，在低地面反射率情况下，卫星测得的反射率随大气气溶胶光学厚度的增加而增加，这是目前暗背景条件下利用卫星可见光波段遥感海上气溶胶的基本原理；在较高地面反射率情况下，如地面反射率为 20%，卫星测得的反射率随气溶胶光学厚度的增加而减小。目前也有研究人员利用这个特征遥感高反射率陆面上空气溶胶，如 Kaufman 等^[13]利用陆地卫星（Landsat）遥感沙漠上空气溶胶；但在地面反射率为 10% 左右情况下，卫星测得的反射率对大气气溶胶光学厚度不敏感，在这种情况下很难利用卫星反射率遥感气溶胶。

卫星反射率与地面反射率、气溶胶光学厚度的这种关系，主要是由于气溶胶对入射太阳辐射的散射和吸收的情况所决定的。在低地面反射率情况下，气溶胶对入射辐射的后向散射使卫星接收到的辐射量增加，对于地面为黑体的情况，卫星接收到的辐射全部为大气分子和气溶胶的散射辐射；在高地面反射率情况下，卫星接收到的辐射主要来自地面反射、气溶胶的散射和吸收作用，一方面使到达地面的辐射减小，相应的地面反射的辐射减小，另一方面，从地面反射回空间的辐射又被气溶胶散射和吸收一部分，两者共同作用的结果，使卫星测得的辐射降低；对于中间情况，气溶胶对卫星接收到辐射的削弱和加强作用相互抵消，因此卫星表观反射率基本不变。

从图 2 中我们也可以看到，卫星反射率对地面反射率非常敏感，在湖面等较低地面反射率情况下，假设地面反射率为 2%，如果地面反射率有 1% 的误差，在同样的卫星反射率情况下，反演的气溶胶光学厚度的绝对误差约为 0.1。

3.2 大气气溶胶组成的影响

不同的气溶胶由于化学组成、粒子谱分布等物理化学特性不同，辐射特性有很大差别，因此对于气溶胶的遥感来说，气溶胶模型的选择非常重要。根据国际气象与大气物理协会（IAMAP）定义的标准辐射大气（SRA）中的气溶胶模型，在对流层它是由水溶性、沙尘性、海洋性、煤烟四种基本气溶胶组分组成，同时根据四种组分百分比含量的不同，定义了大陆型、城市工厂型及海洋型三种基本气溶胶模型^[14]。下面我们模拟不同的气溶胶模型对卫星反射率的影响。

假设地面反射率为 5%，卫星测得的反射率随标准辐射大气的三种气溶胶模型（大陆、城市工厂、海洋）550 nm 光学厚度的变化情况见图 3。从图 3 中可以看出，不同气溶胶模型对卫星反射率的影响有很大差别，对于城市工厂模型，在 5% 地面反射率的情况下，卫星反射率随光学厚度的增加而增加很小；对于其他两种模型，卫星反射率随气溶胶光学厚度增加基本上成线性增加。城市工厂模型的气溶胶和其他两种模型最主要的差别是前者有比较强的吸收。

从模拟结果也可以看出，如果实际气溶胶为大陆型，反演过程中气溶胶模型取城市工厂模型，反演误差将非常大，实际很小的气溶胶光学厚度，反演的结果可能很大，可以有量级的差别，甚至不能反演。反之，如果实际气溶胶为城市工厂型，反演过程中气溶胶模型取大陆型，实际光学厚度很大的情况会反演得到很小的结果。

为了清楚地说明不同的气溶胶组分对卫星反射率的影响，又模拟了卫星反射率对各种气溶胶组分的敏感性，图 4 表示了不同组分对卫星反射率的影响，因为在中国南部地区，农民有燃烧稻草的耕作习惯，因此除了标准辐射大气定义的四种基本组分，还加上了生物燃烧气溶胶。每种组分右边分别是该组分中值半径（单位： μm ）和 550 nm 波段复折射率。

从图 4 中也可以看出，不同的气溶胶组分对卫星反射率影响差别也很大，我们假设实际气溶胶模型是由这几种组分叠加而成，气溶胶模型中不同组分含量不同，光学特性也不同。总的来说，由于气溶胶模型选取的不合适而造成的反演误差比地面反射率造成的误差可能大得多，并且这个误差的大小不容易定量说明。

根据我们利用多波段光度计和 GMS 可见光通道同时遥感北京城市上空气溶胶特性的结果，对于遥感中国大陆地区大范围气溶胶光学特性的研究来说，标准辐射大气中的大陆气溶胶模型是一个比较符合实际的气溶胶模型。

下面我们分析反演过程中气溶胶模型取大陆气溶胶模型而实际气溶胶并不是大陆

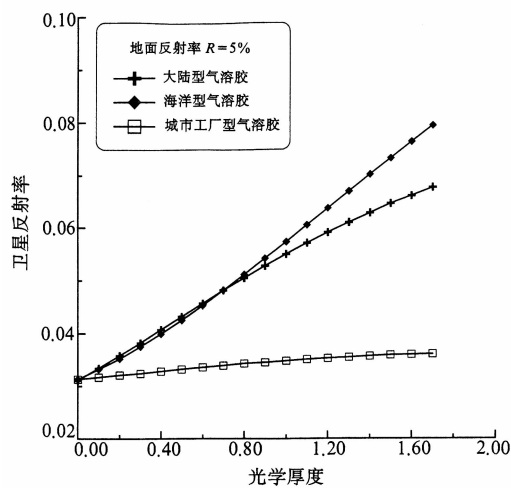


图 3 卫星反射率随 SRA 三种气溶胶模型 550 nm 光学厚度变化情况

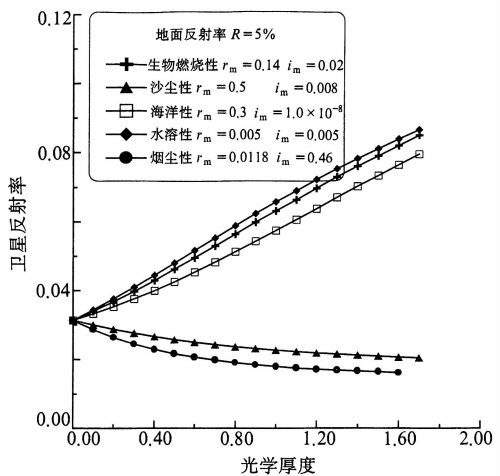


图 4 不同气溶胶组分对卫星反射率的影响

气溶胶情况下反演所产生的误差，即以不同组成的气溶胶模型作为大气气溶胶初始值，根据辐射传输方程模拟计算卫星在该情况下的反射率，然后假设气溶胶模型为大陆型，根据前面模拟得到的卫星反射率反演气溶胶光学厚度，通过输入值和反演值的差别可以定量说明由于气溶胶模型选取不合适而产生的误差，模拟的结果见图 5。

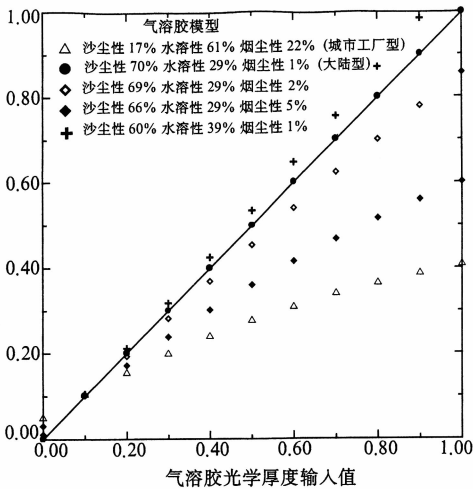


图 5 遥感过程中大陆型气溶胶模型与实际气溶胶不同而产生的误差

图 5 中横坐标是不同气溶胶模型光学厚度的输入值，纵坐标是以大陆气溶胶模型反演得到的气溶胶光学厚度。对于以大陆气溶胶作为输入，以大陆气溶胶反演的情况是图中对角线，没有误差。如果气溶胶模型中水溶性组分增加 10%，相应的沙尘性减少 10%，在光学厚度较大时可以产生 10% 左右的正的相对误差。这是由于如果水溶性气溶胶比例增加，根据图 4 的模拟结果，卫星的表观反射率增加，如果还以大陆气溶胶类型反演，必然要增加光学厚度以达到同样大小的卫星表观反射率。如果煤烟含量从 1% 增加到 2%，则可以产生 10% 左右的负的相对误差，如果增加到 5%，则负的相对误差可达 30% ~ 40%，如果以城市工厂作为输入，

负的相对误差可高达 60%。根据图 4 的模拟结果，如果输入的气溶胶模型吸收性组分增加，卫星表观反射率要变小，如果此时按大陆气溶胶类型反演，在较小的光学厚度时即可以达到同样大小的卫星表观反射率。由此可见，在气溶胶模型的选取上，煤烟的比例引起的误差最大。（图中不同曲线在光学厚度 0.1 处相交，是由于反演过程中下垫面反射率是以气溶胶光学厚度为 0.1 反演得到的，在实际反演部分会对这种处理做出解释）。

3.3 其他吸收气体的影响

在 GMS 卫星可见光和近红外波段，除气溶胶以外，大气中水汽、臭氧和氧气等吸收气体对卫星反射率也有影响（参阅文献 [5]）对于氧气等含量比较稳定的气体可以利用 6S 模式中的缺省值，而对于臭氧和水汽来说，不同地区、不同季节含量变化较大，由于我们不可能得到每个湖面上空实际的探空资料，实际反演过程中整层大气水汽的含量是根据每个湖附近气象站地面相对湿度，由杨景梅等^[16]提出的经验公式计算得到，臭氧的含量是根据修正的 Heuklon 模式^[17]按（5）式计算得到。由于在该波段这些吸收气体的吸收很小，因此这样取值，不会产生太大的误差。

$$C(O_3) = 235 + \{ 150 + 40\sin[0.9865(d_j - 30)] + 20\sin[3(\theta + 20)] \} \sin^2(1.28\varphi), \tag{5}$$

式中 d_j 为儒略历天数， θ 和 φ 分别表示观测点的经度和纬度。

4 反演方法和结果讨论

4.1 反演方法

利用卫星遥感湖面光学厚度，首先应该知道湖面反射率，由于湖水的被污染状况、泥沙含量、富营养化程度等各不相同，实际的湖面反射率有很大差别。由于人力、物力等条件的限制，实测湖面反射率也是不现实的。为解决这些问题，本文采用了根据最小卫星反射率遥感湖面反射率的方法，即假设每个湖面在每一个季节都至少有一天天气非常晴朗，气溶胶光学厚度很小，根据多波段光度计在 5 个湖取得的观测结果，这个最小的气溶胶光学厚度在 550 nm 取 0.05（在敏感性实验时为 0.1），然后假设大陆气溶胶模型，反演得到湖面反射率来代表该季节湖面反射率。

前面我们已提到，如果湖面反射率有 1% 的误差，反演的气溶胶光学厚度有 0.1 的绝对误差，在最晴朗的天气条件下，实际气溶胶光学厚度与 0.05 的误差不会超过 0.1。因此，由于实际气溶胶光学厚度与假设值 0.05 之间的误差所引起的湖面反射率误差应小于 1%；另外在最晴朗的天气，气溶胶光学厚度很小，由于气溶胶模型选取不合适，引入的绝对误差也最小。

为了说明利用这种方法反演湖面反射率误差的大小，我们假设实际气溶胶为各种不同的气溶胶模型，湖面反射率为 2%，根据辐射传输模式可以计算得到卫星反射率，然后利用大陆气溶胶模型反演湖面反射率。图 6 是反演的结果，从中可以看出，如果气溶胶模型选取与实际不同，在光学厚度较大时，反演得到的湖面反射率误差很大，而在光学厚度小于 0.1 的情况下，反演得到的反射率绝对误差小于 0.5%。

由于气溶胶模型与实际的差别，有时反演的最小反射率小于 0，特别是对于特别干净的湖泊，本来湖面反射率就很低，很容易出现小于 0 的现象。对于这种情况，我们首先分析最小值与次小值是否相差很大，如果相差很大，则作为野点剔除，取次小值，如果相差不大，根据在远离大陆的海洋地区的研究结果，取湖面反射率为 0.2%^[18]。

根据前面的讨论，我们的遥感方法是，首先假设气溶胶模型为标准大陆气溶胶，根据不同的湖面反射率和水汽、臭氧等大气参数，由辐射传输模式 6S 计算得到不同的太阳入射角、不同的大气气溶胶光学厚度时卫星表观反射率，制作一个查算表（Look Up Table），然后根据实际遥感时的大气条件和太阳入射角，由查算表查出卫星表观反射率对应的光学厚度。

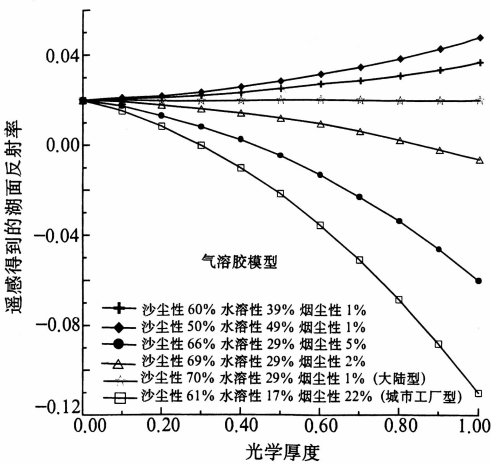


图 6 不同气溶胶模型对反演湖面反射率影响的敏感性实验

4.2 卫星反演结果与光度计遥感结果的比较与分析

根据以上的反演方法，利用卫星表观反射率反演得到了有光度计同步观测的五个湖面上空气溶胶光学厚度。由于当雄（纳木错）自然条件的限制，我们只有两个月的地面观测资料，在同步观测期间 550 nm 波段卫星遥感的光学厚度平均值为 0.15，光度计遥感平均值为 0.07，虽然绝对误差仅 0.08，但相对误差则在 100% 左右，在当雄这样洁净的条件下，任何误差都可能使反演的光学厚度产生很大的相对误差。

其他 4 个对比点光度计遥感得到的 550 nm 气溶胶光学厚度与卫星反演结果的比较见图 7。各组数据线性回归的结果见表 1。

从图 7 和表 1 可以看出，卫星反演得到的气溶胶光学厚度和光度计遥感得到的光学厚度整体上有较好的线性关系，两者显著相关。但也有许多点有很大的偏离，有的相差一倍以上。造成卫星反演结果与地面光度计遥感结果不同的主要原因有以下几方面：1) 卫星观测时间与地面光度计观测时间不严格一致。卫星观测时间是固定于 13:30, 而地面光度计则根据天气情况在 12:00 ~ 14:00 之间观测, 在这段时间内, 气

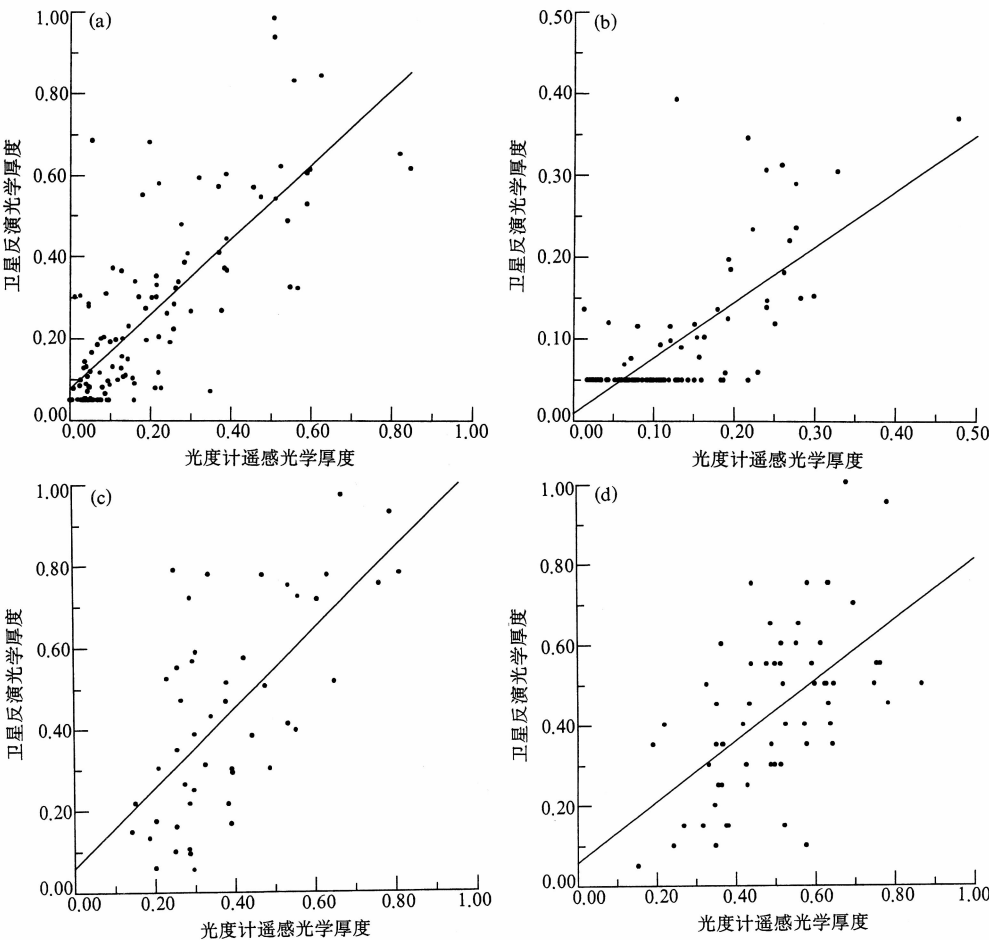


图7 北京上甸子 (a, 117. 12°E, 40. 65°N), 青海瓦里关 (b, 100. 90°E, 36. 29°N), 广东新丰 (c, 114. 2°E, 24. 05°N), 安徽合肥 (d, 117. 2°E, 31. 3°N) 光度计和卫星遥感结果比较

表 1 4 个对比点线性回归结果

地点	数据个数	回归方程	相关系数
上甸子	117	$Y = 0.91X + 0.08$	0.77
瓦里关	109	$Y = 0.69X + 0.01$	0.72
新丰江	48	$Y = 0.97X + 0.06$	0.66
合肥	60	$Y = 0.78X + 0.06$	0.62

溶胶状况有可能发生变化。2) 薄云的影响。如果卫星视场内有很薄的云存在，我们没有办法把它和气溶胶区分开来，这是利用卫星遥感最困难的问题之一。3) 湖面反射率的变化。根据我们的假设得到的湖面反射率并不一定与实际湖面反射率一致，特别是在两个季节之交时期反射率可能有较大误差；另外还有水面双向反射率的问题，我们假设水面是均匀朗伯体，但实际水面是非均匀的，它的双向反射率分布函数影响辐射在水面和大气之间的相互作用。4) 气溶胶模型与实际气溶胶不一致。气溶胶模型的选取也是利用卫星遥感气溶胶的最困难的问题之一。

从表 1 我们也可以看到，上甸子和瓦里关比新丰和合肥有更多的地面卫星匹配数据，并且上甸子和瓦里关两组数据的相关系数也大于另两组。这种差异是由于四地的天气条件决定的，上甸子和瓦里关地处中国北部干旱、半干旱地区，晴朗的天气较多；而另外两个地点地处湿润的温带一亚热带地区，天空云量多，晴朗天气较少，因此可以利用的数据较少，新丰仅有 48 组数据，正是因为云的影响，这两组数据相关性比前两组差。

以上 4 个地点光度计和卫星遥感得到的季平均气溶胶光学厚度的比较结果见图 8。

从图 8 可以看出，卫星遥感得到的气溶胶光学厚度季平均与光度计遥感结果的季平均在大部分情况下符合得较好，相对误差小于 15%。但上甸子冬季和新丰夏、秋两季相对误差较大，上甸子冬季卫星与光度计的相对误差达 50%。

对于新丰地区的情况来说，夏季和秋季是当地的湿季，在这段时间内天空云量大，晴天很少，即使是较晴的天气，天空仍然可能有很薄的云，地面光度计观测时，这些薄云可能被认为是气溶胶，但从卫星遥感时，这些薄云的反射率要比同样光学厚度的气溶胶反射率高，因此利用卫星反演得到的气溶胶光学厚度要大。

对于上甸子的情况，卫星反演的气溶胶光学厚度比光度计遥感的结果大的原因估计是水面结冰的影响。上甸子处于中国北部，冬季湖或水库表面通常结冰，如果整个水面都被冰覆盖，则从卫星反射率可以很容易判断，但是在水面刚刚结冰时，由于部分水面被薄冰覆盖，从卫星反射率很难把它和气溶胶含量很多的情况区分开来，因此反演的气溶胶光学厚度偏大，另外从光度计遥感的季平均可以看出，在这个季节，该地气溶胶光学厚度很小，由于湖面反射率误差、气溶胶类型不合适等原因产生的误差也会使该季节卫星反演的相对误差变大。

虽然有些季节卫星反演的气溶胶光学厚度与光度计遥感的结果有较大的相对误差，但四个地点气溶胶光学厚度随季节的变化规律却与光度计遥感的结果一致：上甸子和瓦里关春季由于受沙尘暴的影响，气溶胶光学厚度有一明显的极大值；合肥和新丰虽然也是气溶胶光学厚度春季最大，但四个季节差别不明显。

虽然卫星遥感得到的气溶胶光学厚度与地面光度计遥感结果的相关性小于 NOAA

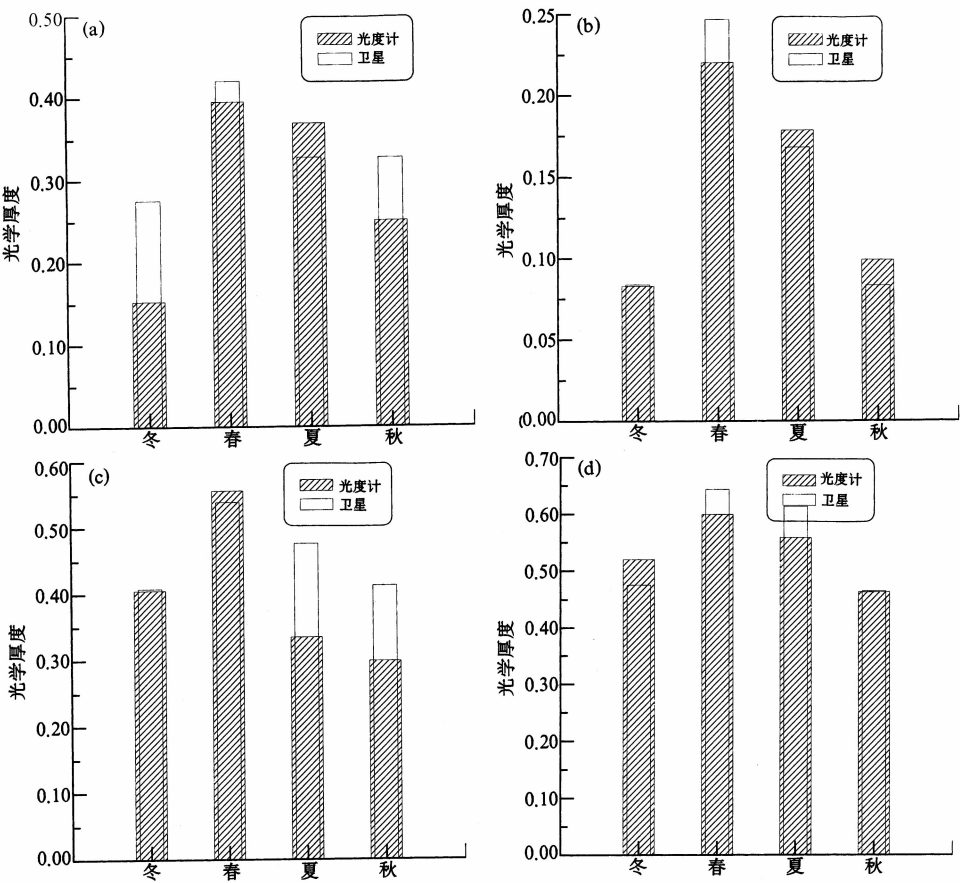


图8 北京上甸子 (a), 青海瓦里关 (b), 广东新丰 (c) 和安徽合肥 (d) 光度计和卫星遥感结果季平均比较

海上对比的结果 (AVHRR 海上对比结果线性相关一般在 0.9 左右)^[3], 考虑到湖面反射率的复杂性以及大陆地区气溶胶的复杂性, 本文的反演方法是可行的。

4.3 中国大陆地区气溶胶光学厚度季节分布特性

我们根据前述反演方法, 反演得到了 25 个湖面上空的气溶胶光学厚度, 原来计划将其内插到全国, 得到中国大陆地区气溶胶光学厚度季节分布。但由于中国的湖泊分布不均匀, 在中国中部很大一个区域没有大的湖泊, 而气溶胶分布的空间变化很大, 简单的内插不可能得到好的结果。表 2 中给出 25 个湖泊的经纬度和四个季度的平均气溶胶光学厚度 (99999 表示缺测)。

5 结论

根据本文的讨论, 利用 GMS-5 卫星可见光通道遥感湖面上空气溶胶的光学厚度是可行的。根据遥感的结果, 我们可以得到以下主要结论:

(1) 本文所试验的基于湖面上空 GMS-5 卫星资料反演气溶胶光学厚度的方法有一

表 2 25 个湖四个季度平均气溶胶光学厚度

湖 名	春	夏	秋	冬
博斯腾湖 (87.0°E, 42.0°N)	0.461	0.269	0.247	0.202
达来诺尔湖 (116.7°E, 43.3°N)	0.34	0.369	0.317	99999
丹江口水库 (116.6°E, 32.6°N)	0.62	0.615	0.657	0.514
东平湖 (116.2°E, 36.0°N)	0.457	0.546	0.501	0.452
洞庭湖 (112.9°E, 29.4°N)	0.577	0.442	0.53	0.442
■ 斯库勒湖 (90.9°E, 38.1°N)	0.474	0.468	0.272	0.294
洱海 (100.2°E, 25.8°N)	0.321	0.325	0.211	0.202
抚仙湖 (102.9°E, 24.5°N)	0.325	0.408	0.32	0.247
洪湖 (113.3°E, 29.8°N)	0.516	0.493	0.436	0.514
洪泽湖 (118.5°E, 33.3°N)	0.481	0.491	0.509	0.427
呼伦湖 (117.4°E, 48.9°N)	0.383	0.285	0.302	0.479
米提江占木错 (90.3°E, 33.4°N)	0.42	0.227	0.206	0.186
鄱阳湖 (116.3°E, 29.3°N)	0.488	0.302	0.494	0.603
太湖 (120.1°E, 31.2°N)	0.457	0.484	0.484	0.55
乌梁素海 (108.8°E, 40.9°N)	0.532	0.609	0.523	0.594
乌伦古湖 (87.1°E, 47.2°N)	0.338	0.293	0.234	99999
兴凯湖 (132.4°E, 45.0°N)	0.495	0.337	0.289	0.462
伊塞克湖 (77.1°E, 42.4°N)	0.31	0.164	0.142	0.197
扎陵湖 (97.7°E, 34.9°N)	0.548	0.199	0.138	0.266
扎日南木错 (85.6°E, 30.9°N)	0.133	0.165	0.103	0.077
密云水库 (117.0°E, 40.6°N)	0.378	0.39	0.325	0.339
青海湖 (100.1°E, 36.9°N)	0.247	0.17	0.096	0.127
巢湖 (117.5°E, 31.5°N)	0.642	0.611	0.464	0.475
新丰江水库 (114.6°E, 23.8°N)	0.591	0.421	0.418	0.448
纳木错 (90.5°E, 30.7°N)	0.352	0.178	0.107	0.17

定的实用性，用这一方法得到的季度平均光学厚度值可用于区域气候等领域研究。

(2) 灵敏度试验结果表明，在利用卫星可见光通道反射率反演气溶胶光学厚度时，下垫面反射率、气溶胶模型都对反演结果有重要影响。尤其是气溶胶模型的选择是一个关键性的问题。

(3) 由于湖面水体的反射率比较小而且比较均匀，利用一段时间内最小卫星反射率遥感湖面反射率的方法是有用的。其可靠程度可以用湖泊附近安置的太阳光度计的直接测量结果来检验。

(4) 从利用 25 个湖泊反演气溶胶光学厚度所得到的四个季度平均气溶胶光学厚度的分布来看，春季在全国范围内有较高的气溶胶光学厚度值，一般可超过 0.5，而在其他季节，在长江中下游地区气溶胶光学厚度值较高。

(5) 相比起那些近年来出现的新遥感仪器而言，GMS-5 可见光通道的资料具有极大的局限性，很难得到理想的反演结果。但 GMS-5 资料有一个优点，就是一小时有一次探测数据，这是目前其他卫星资料所不能提供的。高的时间分辨率不仅有可能用于研究气溶胶光学厚度的日变化，而且有可能分析地表二向反射的特性，具有一定的应用价值。

参 考 文 献

- 1 Shine, K. P., and P. M. F. Forster, The effect of human activity on radiative forcing of climate change: A review of recent developments, *Global and Planetary Change*, 1999, **20** (4), 205 ~ 225.
- 2 Rao, P. K. 等编, 许健民 等译, 气象卫星——系统、资料及其在环境中的应用, 北京: 气象出版社, 1994, 409 ~ 411.
- 3 Stowe, L. L., A. M. Ignatov, and R. R. Singh, Development, validation, and potential enhancements to the second – generation operational aerosol product at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102** (D14), 16923 ~ 16934.
- 4 Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe, Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, 1997, *J. Geophys. Res.*, **102** (D14), 16889 ~ 16909.
- 5 Kaufman, Y. J., D. Tanré, H. R. Gordon, T. Nakajima, J. Lenoble, R. Frouin, H. Grassl, B. M. Herman, M. D. King, and P. M. Teillet, Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102** (D14), 16815 ~ 16830.
- 6 King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanré, and T. Nakajima, Remote sensing of tropospheric aerosol from space: past, present, and future, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1999, **80** (11), 2229 ~ 2259.
- 7 Moulin, C., F. Guillard, F. Dulac, and C. E. Lambert, Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP – B2 data 1. Methodology and preliminary results for 1983 – 1994 in the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102** (D14), 16947 ~ 16958.
- 8 Moulin, C., F. Dulac, C. E. Lambert, P. Chazette, I. Jankowiak, B. Chatenet, and F. Lavenu, Long – term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP – B2 data 2. Accuracy of the method and validation using Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102** (D14), 16959 ~ 16969.
- 9 Prins, E. M., and W. P. Menzel, Geostationary satellite detection of biomass burning in South America, *Int. J. Remote Sens.*, 1992, **13**, 2783 ~ 2799.
- 10 Prins, E. M., and W. P. Menzel, Trends in South American biomass burning detected with the GOES visible infrared spin scan radiometer atmospheric sounder from 1983 – 1991, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 16719 ~ 16735.
- 11 刘莉, GMS5 卫星遥感气溶胶光学厚度的试验研究, 北京大学硕士学位论文, 1999, 27 ~ 29.
- 12 Vermote E., D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman, and J. J. Morcrette, Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S User Guide Version 2, NASA Godard Space Flight Cent., Greenbelt, MD., 1997.
- 13 Kaufman, Y. J., A. Karnieli, D. Tanre, Detection of dust over deserts using satellite data in the solar wavelengths, *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sens.*, 2000, **38** (1), 525 ~ 531.
- 14 尹宏, 大气辐射学基础, 北京: 气象出版社, 1993, 72 ~ 81.
- 15 张军华、王美华、毛节秦, 多波段光度计遥感气溶胶误差分析及订正, 大气科学, 2000, **24** (6), 855 ~ 859.
- 16 杨景梅、邱金桓, 我国可降水量同地面水汽压关系的经验表达式, 大气科学, 1996, **20** (5), 620 ~ 626.
- 17 Heuklon, T. K. V., Estimating atmospheric ozone for solar radiation models, *Solar Energy*, 1979, **22**, 63 ~ 68.
- 18 Ignatov, A., L. Stowe, S. Sakerin, G. Korotaev, Validation of the NOAA/NESDIS satellite aerosol product over the North Atlantic in 1989, *J. Geophys. Res.*, 1995, **100**, 5123 ~ 5132.

Remote Sensing Aerosol Optical Depth over China with GMS – 5 Satellite

Zhang Junhua, Si Zhaojun, Mao Jietai, and Wang Meihua

(*Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract The method of remote sensing aerosol optical depth with GMS – 5 visible and near – infrared channel over lakes is discussed and validated by the result of sun – photometer observed simultaneously with GMS – 5 near five lakes. Then aerosol optical depths over 25 lakes are remotely sensed by GMS – 5 using the validated method. The result shows that remote sensing aerosol over lakes is a useful method to remote sensing aerosols over land.

Key words: GMS – 5 Satellite; Sun-Photometer; remote sensing; aerosol