

2006年一次沙尘活动的卫星定量遥感和分析研究

张 鹏 张兴赢 胡秀清 齐 瑾 董超华

中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室国家卫星气象中心, 北京 100081

摘 要 针对 MODIS 监测的 2006 年 3 月我国新疆区域发生的一次沙尘活动, 基于卫星红外窗区 3 通道 (8.5、11 和 12 μm) 方法, 自动识别并同步物理反演了沙尘大气的光学厚度、粒子有效半径和垂直气柱沙尘总量, 同时利用后向轨迹方法模拟计算的 4 种高度的气团轨迹对此次反演试验结果的合理性进行了分析和验证, 结果表明两者相当一致。

关键词 沙尘 卫星定量遥感 后向轨迹分析

文章编号 1006-9585 (2007) 03-0302-07 **中图分类号** P422 **文献标识码** A

Satellite Remote Sensing and Analysis of a Dust Event in 2006

ZHANG Peng, ZHANG Xing-Ying, HU Xiu-Qing, QI Jin, and DONG Chao-Hua

Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites, National Satellite Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract Based on the three thermal infrared window channels of satellite, a dust event in the Xinjiang Uygur Autonomous Region in March 2006 was investigated. The spatial extent of the dust layer was identified and the optical thickness, particle effective radius and the integral column density of dust layer were retrieved synchronously. A backward trajectory model was used to derive the trajectories of air mass at four different altitudes. The analysis shows that the retrieved results keep the very good relationship with the trajectories of air mass.

Key words dust event, satellite quantitative remote sensing, backward trajectory analysis

1 引言

沙尘暴是全球干旱、半干旱地区特有的一种灾害性天气, 是自然天气现象和人类活动对地球生态系统破坏共同引发的结果^[1]。近几十年来, 我国北方春季频频出现沙尘暴, 特别是 2000 年, 华北地区沙尘暴发生时间早、频率高、范围广、强度大, 为历史同期所罕见, 从而引起了国内和国际对沙尘暴研究的新一轮关注^[2]。

到目前为止, 对沙尘暴的气候、环境和生态

效应评估还存在着相当大的不确定性^[3,4]。一个重要的制约因素源自目前对沙尘暴的观测主要是基于地基观测, 而地基站点的观测是分散和不系统的。例如, 造成我国沙尘天气的潜在源地主要集中于境外的蒙古和中亚沙漠, 我国西北的荒漠、干旱和半干旱地区, 以及东北、华北地区的零星沙漠、裸地和开垦农田。这些潜在源地的分布地理跨度大, 且大多数地区自然条件恶劣, 地面测站稀少, 因此目前非常缺少对沙尘天气发生、发展、传送及其强度变化等性质的监测数据。而在此方面, 无论从时间还是空间尺度的监测而言,

收稿日期 2007-03-02 收到, 2007-04-08 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403702、中国气象局“MODIS 产品集成及灾害监测应用系统”项目 CMA TG2006Z02 和国家财政部“西北地区土壤水分、沙尘暴监测、预测研究”项目 (Y0101)

作者简介 张鹏, 男, 1970 年出生, 博士, 研究员, 主要从事卫星大气遥感及应用研究。E-mail: zhangp@nsmc.cma.gov.cn

卫星遥感都具有非常大的潜在优势。

就沙尘暴的卫星遥感监测技术和方法而言, 1974 年 Shenk 和 Curran^[5]提出了用卫星可见光和红外数据监测陆面和水面上空沙尘暴的方法; 1975 年 Griggs^[6]提出了利用卫星观测的可见光数据测量水面上空大气气溶胶光学厚度的方法。随后, 卫星遥感沙尘暴方法主要形成了两种不同的技术, 即可见和近红外 VIR 技术及热红外 TIR 技术。Fraser^[7]、Carlson^[8]、Norton 等^[9]及 Takayama 和 Takashima^[10]、Fraser^[11]分别研究了利用卫星可见光和近红外观测识别沙尘暴并获取大气中沙尘质量、大气浑浊度和气溶胶光学厚度的方法。Legrand 等^[12,13]、Ackerman^[14,15]及 Tanré 和 Legrand^[16]则研究了利用卫星热红外观测识别和反演沙尘暴光学厚度的方法。比较 VIR 和 TIR 技术可以发现, VIR 技术的主要误差来自地表反射率的不确定性, 而 TIR 技术的主要误差来自地表温度、地表发射率和大气温度廓线的不确定性。一般而言, 沙尘暴发生源区的下垫面为高反照率的沙漠, 可见和近红外波段的表面反射率随空间分布的差异变化很大, 利用 VIR 技术定量遥感沙尘暴, 地表会引入相当大的误差; 与此相比, 地表温度、地表发射率和大气温度廓线均为空间分布的慢变函数, 这些因素对 TIR 技术定量遥感沙尘暴的影响相对较小。另外, TIR 技术不受白天和夜间观测条件限制。因此, 在卫星定量遥感沙尘暴的研究中, TIR 技术有较大的优势。

强的沙尘暴在卫星红外分裂窗通道 (11 和 12 μm 通道) 的亮温差 BTD 为较大的负值, 而云表和地表在这两个通道的亮温差接近或大于零, 因此借助这种区别非常容易从卫星图像上提取强沙尘暴的发生和影响区域, 是目前非常通用的一种沙尘暴卫星识别方法。Zhang 等^[17]利用沙尘大气的红外辐射传输模型模拟了沙尘光学厚度和沙尘粒子有效半径对红外分裂窗通道亮温和亮温差的影响, 发现 11 μm 通道的亮温同沙尘大气的厚度存在较强的线性关系, 而 11 μm 减 12 μm 通道的亮温差同沙尘粒子的有效半径也存在较强的线性关系。据此, 他们发展了一套利用 3 个红外窗区通道 (8.5、11 和 12 μm) 自动识别并定量反演沙尘暴粒子有效半径、光学厚度和大气柱沙尘总量的同步查找表反演方法。本研究针对 MODIS

监测的 2006 年 3 月发生的一次沙尘活动, 利用该算法定量反演了此次沙尘活动的光学厚度、粒子有效半径和垂直气柱沙尘总量 (载沙量), 同时利用后向轨迹方法模拟计算的 4 种高度的气团轨迹, 对此次反演试验结果的合理性进行了分析和验证。

2 MODIS 监测的沙尘活动

中分辨率成像光谱仪 MODIS 是美国 NASA 地对地观测系统计划 (EOS) 的关键仪器之一, 在 Terra (1999 年发射的上午星) 和 Aqua (2002 年发射的下午星) 卫星上均有搭载。它的设计是为了满足云、气溶胶、地球表面特征、大气温度和湿度廓线遥感的科学观测需要。MODIS 光谱性能稳定, 特别是辐射定标精度优越, 不仅是沙尘暴图像监测, 同时也是沙尘信息定量提取和分析的有力工具。MODIS 仪器的详细性能介绍参见文献 [18]。

根据国家卫星气象中心利用 FY-1D (北京时间 10:20) 和 NOAA-17 (北京时间 12:42) 做的沙尘信息监测报告^[19], 2006 年 3 月 13 日上午新疆大部出现浮尘天气, 午后浮尘区域的面积有所减小, 塔里木盆地中部的部分地区浮尘逐渐开始消散。本文选用这次过程作为定量遥感研究和分析的个例, 图 1 是 MODIS/Aqua 监测的该日午后 15:22 塔里木盆地塔克拉玛干沙漠上空沙尘活动的情况。

表 1 和表 2 分别列出了卫星观测目标物亮温差的典型值和本文利用 MODIS 3 个红外通道 (8.5、11 和 12 μm) 识别沙尘时选用的阈值。比较图 1a 和 b 可以看出, 尽管没有使用可见和近红外的信息, 利用 3 个热红外通道仍然能够很准确地把沙尘信号从卫星图像的背景中提取出来。同时, 也正因为仅使用了热红外通道, 所以本文使用的沙尘识别方法不受白天和夜间观测条件的限制。

除了利用常规的 11 μm 减 12 μm 亮温差 (BTD₁₁₋₁₂) 作为沙尘活动区识别的判据外, 本文还引入了 8.5 μm 减 12 μm 亮温差 (BTD₈₋₁₂) 作为一个重要的补充判据。从图 1b 中也可以看出, 利用 8.5 μm 通道不仅可以更准确地将沙尘活动区从沙漠和戈壁的背景中识别出来, 同时 8.5 μm 减

12 μm 亮温差还是指示沙尘活动强弱的一个标准。由于沙尘活动较弱时,红外窗区通道的亮温和亮温差受地表温度、地表发射率和大气温湿度廓线变化等因素的影响加大,TIR 技术定量遥感沙尘物理参数的精度将显著降低,所以 8.5 μm 减 12 μm 亮温差是本文沙尘定量遥感精度的重要指标。

表 1 卫星观测目标物亮温差的典型值
Table 1 Typical value of observed targets by satellite

目标物	BT _{D11-12} 的典型值
冰云	远大于 0
水云	0 或者略大于 0
裸露地表	0 或者略小于 0
海表	0 附近
沙尘	远小于 0

表 2 所用沙尘识别的阈值
Table 2 Thresholds for dust storm identification used in this paper

阈值	沙尘标识	说明
$\text{BT}_{\text{D}11-12} < -0.5$ 且 $\text{BT}_{\text{D}8-11} > 0$	1	强沙尘活动区
$\text{BT}_{\text{D}11-12} < -0.5$ 且 $\text{BT}_{\text{D}8-11} < 0$	2	弱沙尘活动区
$\text{BT}_{\text{D}11-12} > 0$ 且 $\text{BT}_{\text{D}8-11} > 0$	3	冰云
$\text{BT}_{\text{D}11-12} > 0$ 且 $\text{BT}_{\text{D}8-11} < 0$	4	低层水云或者地表
$0 > \text{BT}_{\text{D}11-12} > -0.5$	5	不确定区

3 卫星定量遥感沙尘参数的物理基础

3.1 沙尘气溶胶的复折射率指数分析
比较 6 种成分在 11 和 12 μm 处的复折射率及其相对变化(表 3),只有 11 μm 处的复折射指数实部和虚部同时大于 12 μm ,才可能使卫星观测

的 11 μm 减 12 μm 亮温差为负。这是因为折射率实部反映的是粒子的散射能力,折射率虚部反映的是粒子的吸收能力。实部越大,散射的能量越大;同理,虚部越大,吸收的能量也越大。两种效应均使得沙尘层 11 μm 的透过率要小于 12 μm ,从而 12 μm 处有更多的地表能量穿透大气到达大气顶。因此,从复折射率的角度分析,表 3 中的火山灰、类沙尘和沙哈拉沙尘均可以导致卫星观测的 11 μm 减 12 μm 亮温差为负。

3.2 沙尘大气的正演和反演方法

在沙尘大气卫星观测信号的模拟计算方面,本文利用米散射和 DISORT 模型耦合,发展了一套两层沙尘大气的红外辐射传输计算模型,用于沙尘大气条件下卫星红外观测信号的模拟仿真和沙尘暴特征的敏感性分析,详细的正演模拟计算方法见参考文献 [17]。假定下垫面均匀,沙尘大气为平面平行于下垫面的等效沙尘层,选用类沙尘气溶胶(Dust-like aerosol)的复折射指数和对数正态分布的粒子半径,计算模拟卫星观测的 11 μm 亮温和 11 μm 减 12 μm 的亮温差。模拟的计算结果表明,上述正演方案计算的亮温和亮温差能很好地模拟和解释对应的卫星观测,同时模拟结果表明:在沙尘层顶温度和地表温度确定的条件下,沙尘浓度越高,卫星测量的 11 μm 通道亮温越低;沙尘粒子有效半径(1~10 μm 附近)越小,卫星测量的 11 μm 减 12 μm 通道的亮温差越大。

利用大气辐射传输模型进行正演仿真模拟是发展定量物理反演方法的基础。通过正演的大气辐射传输模拟计算能构建最小化观测和模拟的代价函数

表 3 几种成分在 11 和 12 μm 处的复折射率及其相对变化
Table 3 Real and imaginary part difference of complex refraction index

成分	复折射率指数						数据来源
	实部/ μm			虚部/ μm			
	11.03	12.02	11.03-12.02	11.03	12.02	11.03-12.02	
水	1.151	1.12	0.027	0.1	0.203	-0.103	文献 [20]
冰	1.098	1.286	-0.188	0.246	0.392	-0.146	文献 [20]
陨石尘	1.529	1.821	-0.292	0.688	0.435	0.253	文献 [20]
火山灰	2.144	1.92	0.224	0.268	0.196	0.072	文献 [20]
类沙尘	1.618	1.548	0.07	0.105	0.095	0.01	文献 [20]
沙哈拉沙尘	1.86	1.8	0.06	0.302	0.182	0.12	文献 [21]

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}[y - H(x_b)]^T (O + F)^{-1}[y - H(x)], \quad (1)$$

式中, x_b 是沙尘暴参数的背景场 (一般取初估场作为背景), x 是要反演的沙尘参数; H 是观测算子, 即正演辐射传输计算模型; B 、 O 和 F 分别是背景误差协方差矩阵、观测误差协方差矩阵和辐射传输模式协方差矩阵, 上标 T 和 -1 代表矩阵的转置和逆。

查找表方法即为上述方法的一种参数化简化形式, 利用正演的红外沙尘大气辐射传输模式预先计算生成需要的查找表, 进而用数值迭代拟合方法就可以从卫星观测的红外分裂窗信号同时反演得到沙尘大气的光学厚度和粒子有效半径。

3.3 从沙尘光学厚度到垂直气柱内沙尘总量的推导方法

在沙尘大气的光学厚度和粒子有效半径同时反演获得之后, 假定沙尘粒子取对数正态分布, 可以确定沙尘粒子的总数和体积谱分布, 从而可以进一步推导获得沙尘暴的垂直气柱沙尘总量。沙尘暴光学厚度同垂直气柱沙尘总量之间的转换关系涉及到的参数包括: 1) 沙尘气溶胶光学厚度 τ ; 2) 垂直气柱内沙尘气溶胶的粒子总个数 N_0 ; 3) 垂直气柱内沙尘气溶胶的粒子数浓度谱分布 $n(r)$, 取对数正态谱分布; 4) 米散射消光效率 Q_e ; 5) 垂直气柱内沙尘气溶胶的体积谱分布 $v(r)$; 6) 沙尘气溶胶的密度, 本文暂取沙子的密度 $\rho_{\text{sands}} = 2.5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 近似; 7) 垂直气柱沙尘总量 m 。这些参数间的关系如下:

$$N_0 = \frac{\tau}{\int_{r_1}^{r_2} Q_e \pi r^2 n(r) dr}, \quad (2)$$

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi}} \frac{1}{r \ln \sigma} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2(\ln \sigma)^2} \right], \quad (3)$$

$$v(r) = \frac{4}{3} \pi r^3 n(r), \quad (4)$$

$$m = \rho_{\text{sands}} V_0 = \rho_{\text{sands}} \int_{r_1}^{r_2} v(r) dr, \quad (5)$$

式中, r 是粒子半径, r_0 是对数正态谱分布的模式半径, $\ln \sigma$ 是 $\ln r$ 的分布标准差, 对数正态谱分布下的粒子有效半径可以表示为

$$r_e = \frac{\langle r^3 \rangle}{\langle r^2 \rangle} = r_0 \exp \left(\frac{5}{2} (\ln \sigma)^2 \right), \quad (6)$$

从沙尘光学厚度推导获得垂直气柱内沙尘总量的目的是使卫星遥感结果能同沙尘暴数值模拟和地基沙尘暴监测的结果进行定量比较。

4 定量反演结果及分析

图 2 为利用前述方法对 2006 年 3 月 13 日发生在塔里木盆地塔克拉玛干沙漠上空沙尘过程的定量反演结果, 图 2a、b、c 依次为归一化到 $0.55 \mu\text{m}$ 波长的沙尘大气光学厚度、粒子有效半径和垂直气柱沙尘总量。对定量遥感结果的检验, 本文采用后向轨迹分析方法模拟计算 2006 年 3 月 13 日的气团轨迹, 进而对定量反演结果的合理性进行比较分析。

气团轨迹的模拟采用 NOAA 提供的 HYSPLIT 4 拉格朗日后向轨迹模式计算^[22], 以 $(40.00^\circ\text{N}, 77.00^\circ\text{E})$ 为中心区域在本文关注的沙尘定量反演地区, 以 CDC1 气象数据为基准对此次沙尘事件推算了 24 h 的后向轨迹, 结果如图 3 所示, 根据 2006 年 3 月 13 日 15:00 时分别在海拔 500, 1 000, 1 500 和 2 000 m 高度的计算结果, 这些轨迹显示了此次沙尘暴路径不同与常规来自西北方向的沙尘, 而是来自于东偏北路径, 这与 MODIS 卫星观测的云图结果相似 (图 1)。

这次沙尘过程最早于当日早上 10:20 时通过 FY-1D 卫星监测发现, 中午 12:42 通过 NOAA-17 卫星监测发现沙尘区域的面积已经减小, 塔里木盆地中部的部分地区浮尘逐渐开始消散。MODIS/Aqua 的观测时间为 15:22, 因此定量反演结果反映的是沙尘后期已经开始消散时的空间分布状态。从沙尘粒子有效半径的反演结果来看 (图 2b), 在沙尘 U 型空间分布的内外两侧分别存在一条明显的以沙尘粒子半径区分的分界线, 由这两条分界线划分的区域同图 3 中 500、1 000 和 1 500 m 高度处的气团轨迹相对应。U 型槽的内侧, 已经没有强的对流运动, 沙尘过程处于发展的后期, 大的沙尘粒子多数已沉降到地面, 同时沙尘层整体也已经下降到较低的高度; 而在 U 型槽的外侧, 因锋前后的冷暖气团之间有较大的气压梯度, 在锋后有中风产生, 锋面的上升运动依然将

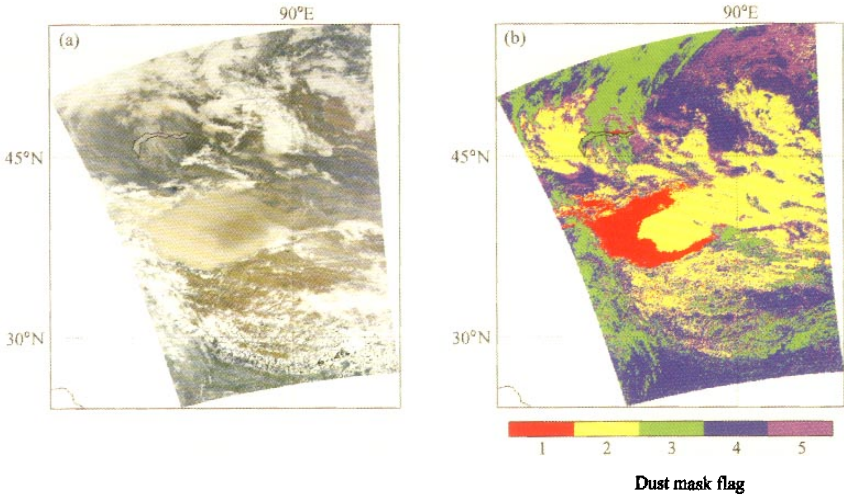


图 1 MODIS/Aqua 监测的 2006 年 3 月 13 日发生在我国新疆境内塔克拉玛干沙漠上空的沙尘活动 (北京时间 15:22): (a) MODIS 通道 1 (645 nm)、4 (555 nm) 和 3 (469 nm) 的真彩色合成图; (b) 利用红外窗区 3 通道阈值方法 (8.5、11 和 12 μm) 判识沙尘的结果 (沙尘标识详见表 2)

Fig. 1 A dust event at Taklimakan Desert in Xinjiang Uygur Aut. Reg. on Mar 13, 2006 observed by MODIS/Aqua (1522 LST): (a) MODIS RGB true color composition image from channel 1 (645 nm), 4 (555 nm) and 3 (469 nm); (b) Dust-storm identification results from three infrared window channels (8.5, 11 and 12 μm) by threshold method, the details of dust mask flag can be seen in Table 2

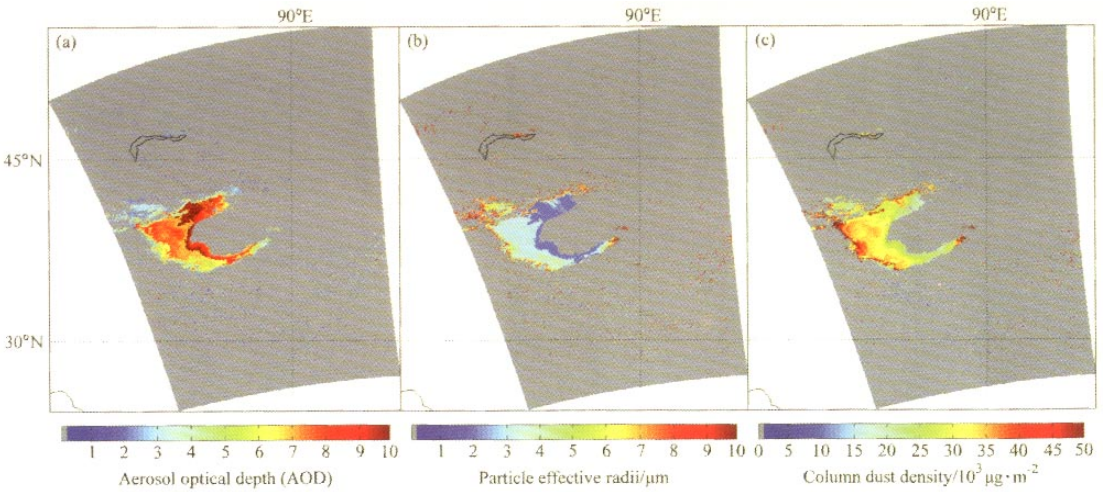


图 2 2006 年 3 月 13 日沙尘过程的定量反演结果: (a) 归一化到 0.55 μm 波长的沙尘大气光学厚度; (b) 粒子有效半径; (c) 垂直气柱沙尘大气的浓度

Fig. 2 The retrieval results of dust event on 13 Mar 2006: (a) retrieved dust optical thickness; (b) effective radius of dust particle; (c) integral dust columnar density

沙尘沿锋面抬升, 导致粒子有效半径在该处最大。表现出这种分布特征。
垂直气柱沙尘大气的浓度 (图 2c) 也比较明显地 需要注意的是沙尘气溶胶的光学厚度却表现

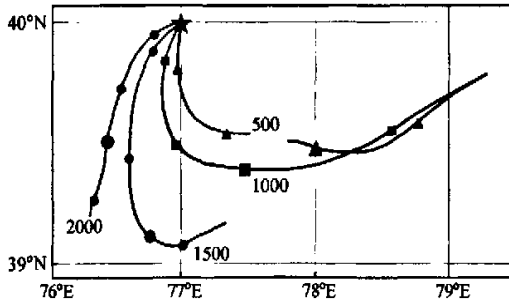


图 3 利用 HYSPLIT 4 拉格朗日向后轨迹模型模拟计算的 2006 年 3 月 13 日的气团轨迹

Fig. 3 Simulated air mass trajectories on 13 Mar 2006 by HYSPLIT 4 Lagrange backward trajectory model

出与此相反的分佈特征,这是因为光学厚度是一种光学遥感单位,代表沙尘粒子的消光效率,粒子越小、距地面越近,其阻碍地表辐射穿透大气到达大气顶的消光能力越强。因此,在 U 型槽的内侧,尽管垂直气柱沙尘大气的浓度较低,但其光学厚度却较大。这也是在使用卫星遥感光学厚度产品时需要注意的一点,即光学厚度并不总是同沙尘粒子的浓度成正比。综上所述,本次试验选取的研究个案,其定量遥感的结果同基于后向轨迹方法模拟计算的不同高度的气团轨迹表现出相当高的一致性。

5 结论

理论模拟结果和实际图象分析结果都表明,红外分裂窗通道是卫星监测沙尘暴的有效方法。以这种方法为基础,国家卫星气象中心利用 GMS-5 静止气象卫星资料实现了对春季沙尘暴天气的自动监测。

利用卫星观测的 $11\ \mu\text{m}$ 亮温和 $11\ \mu\text{m}$ 减 $12\ \mu\text{m}$ 的亮温差同步反演沙尘大气的光学厚度和沙尘粒子有效半径,进而推导获得垂直气柱内的沙尘总量,该方法目前是我国静止气象卫星风云二号 C 星和 D 星的标准算法,已经积累了两年的遥感资料,资料通过 9210 气象卫星通信系统服务于全国的各级用户。另外,通过同化技术,该资料已应用于沙尘暴的数值预报模式,并成功改进了模式预报的精度^[23]。

本文还分别利用地基 PM₁₀ 资料和 OMI/Au-

ra 卫星紫外遥感资料尝试对此次沙尘过程的定量反演结果进行验证,但未取得明显进展。主要原因是此次沙尘过程空间覆盖范围附近仅有一处可匹配的地基 PM₁₀ 资料,结果难于说明问题;而由于此次沙尘过程的光学厚度较大,利用紫外遥感方法不能对如此强的气溶胶事件进行定量反演,因此 OMI/Aura 也没有可用于比对的数据。最终,本文只能以后向轨迹方法获得的气团轨迹对此次反演试验结果的合理性进行分析和验证,关于试验结果的客观定量检验仍是一项今后需要关注的工作。

参考文献 (References)

- [1] 曾庆存,董超华,彭公炳,等. 千里黄云-东亚沙尘暴研究. 北京: 科学出版社, 2006
Zeng Qingcun, Dong Chaochua, Peng Gongbing, et al. *Gigantic Yellow Cloud-Dust Storms in East Asia* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2006
- [2] 叶笃正,丑纪范,刘纪远,等. 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策. 地理学报, 2000, 55 (5): 513~521
Ye Duzheng, Chou Jifan, Liu Jiyuan, et al. Causes of sand-stormy weather in northern China and control measures. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2000, 55 (5): 513~521
- [3] 石广玉,赵思雄. 沙尘暴研究中的若干科学问题. 大气科学, 2003, 27 (4): 591~606
Shi Guangyu, Zhao Shixiong. Several scientific issues of studies on the dust storms. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, 27 (4): 591~606
- [4] Penner J E, Andreae M, Annegarn H, et al. Aerosols, their direct and indirect effects. In: *IPCC 2001, Climate Change, The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J T, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 2001
- [5] Shenk W E, Curran R J. The detection of dust storms over land and water with satellite visible and visible and infrared measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 1974, 102: 830~837
- [6] Griggs M. Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. *Journal of the Air Pollution Control Association*, 1975, 25 (6): 622~626
- [7] Fraser R S. Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere. *Appl. Opt.*, 1976, 15: 2471~2479
- [8] Carlson T N. Atmospheric turbidities in Saharan dust out-

- breaks as determined by analysis of satellite brightness data. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107** (3): 322~335
- [9] Norton C, Moshier F R, Hinton B, et al. A model for calculating desert aerosol turbidity over the oceans from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19** (6): 633~644
- [10] Takayama Y, Takashima T. Aerosol optical thickness of yellow sand over the Yellow Sea derived from NOAA satellite data. *Atmos. Environ.*, 1986, **20**: 631~638
- [11] Fraser R S. Optical thickness of atmospheric dust over Tadzhikistan. *Atmos. Environ.*, 1993, **27A**: 2533~2538
- [12] Legrand M, Desbois M, Vovor K. Satellite detection of Saharan dust: Optimized imaging during nighttime. *J. Climate*, 1988, **1** (3): 256~264
- [13] Legrand M, Bertrand J J, Desbois M, et al. The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan dust optical depth over Africa. *J. Appl. Meteor.*, 1989, **28** (4): 309~318
- [14] Ackerman S A. Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11 to track dust outbreaks. *Remote Sens. Environ.*, 1989, **27**: 129~133
- [15] Ackerman S A. Remote sensing aerosols using satellite infrared observations. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 17069~17079
- [16] Tanré D, Legrand M. On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land: Two different approaches. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 5221~5227
- [17] Zhang P, Lu N M, Hu X Q, et al. Identification and physical retrieval of dust storm using three MODIS thermal IR channels. *Global and Planetary Change*, 2006, **52**: 197~206
- [18] 刘玉洁, 杨忠东, 等. MODIS 遥感信息处理原理与算法. 北京: 科学出版社, 2001
- Liu Yujie, Yang Zhongdong, et al. *MODIS Remote Sensing Information Processing Theory and Algorithm* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2001
- [19] http://dear.cma.gov.cn/is_nsmc/info_service/dust-storm/duststormindex.aspx
- [20] Koepke P, Hess M, Schult I, et al. Global aerosol data set. Hamburg: Report No. 243, Max-Planck-Institut für Meteorologie, ISN 0937—1060, 1997
- [21] Gu Y, Rose W I, Bluth G J S. Retrieval of mass and sizes of particles in sandstorms using two MODIS IR bands: A case study of April 7, 2001 sandstorm in China. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30** (15): 1805~1808
- [22] <http://www.noaa.gov>
- [23] <http://www.cawws.cma.gov.cn/>