

利用 TOMS 资料遥感沙尘暴的研究

张军华, 毛节泰, 王美华

(北京大学物理学院 大气科学系, 北京 100871)

摘要:研究了利用 TOMS 资料定量遥感沙尘暴的方法,并利用该方法遥感了 1998 年 4 月 15 日发生在中蒙边境地区的一次沙尘暴过程,得到了沙尘暴的发生、发展、强度以及影响范围等特征。结果表明,该方法基本上可以排除云的影响,能够定量遥感沙尘暴的动态发展过程,是一个较好的沙尘暴遥感方法。

关键词:TOMS; AI 指数; 遥感; 沙尘暴

中图分类号:P445+.4 **文献标识码:**A

1 引言

沙尘暴是发生在土地干燥、土质疏松、植被覆盖很少地区的灾害性天气现象。通常情况下,空气热力不稳定的大风天气容易形成沙尘暴。在天气系统的配合下,局地产生的沙尘暴可以远距离传输到几千公里以外的地区,对环境和气候产生不可忽视的影响。我国西北和华北地区是沙尘暴的多发地区,春季又是沙尘暴多发季节,每年春天这些沙尘暴产生的沙尘粒子可影响到我国广大的北方地区。

近几年由于气候变化、植被破坏等自然和人为因素的影响,我国北方沙尘暴发生次数有增多趋势,造成的危害也越来越大。特别是 2000 年春天,我国西北、华北地区出现 12 次扬沙、浮尘及沙尘暴天气。这种恶劣天气发生时间之早、频率之高、范围之广、强度之大,都是近 50 年来所罕见,且引起了社会的广泛关注。详细研究沙尘暴的起沙机制、组分特征及远距离传输特性已是摆在我国大气科学研究人员面前的一个迫在眉睫的研究课题。

对于研究大范围沙尘暴特性来说,卫星遥感是最有效的方法,我国科学家在利用气象卫星遥感沙尘暴方面已经开展了一些研究工作^[1~5],也对沙尘对地面辐射收支的影响作过研究^[6]。但由于沙尘暴发生时通常伴随着云的存在,由于云的影响,在可见光波段利用卫星定量遥感沙尘暴气溶胶光学厚度是比较困难的。Hsu 等^[7]、Herman 等^[8]提出了一种

利用 TOMS 两个短波波段的辐射比遥感气溶胶的方法,并定义了一个物理量,称为气溶胶指数(Aerosol Index)。目前这方面的研究工作主要集中在利用 AI 指数遥感吸收性气溶胶的分布特性,如文献 7 利用 AI 指数探测了生物燃烧产生的烟羽;文献 8 遥感了 1979—1993 年全球吸收性气溶胶分布;Nakajima 等^[9]利用 AI 指数、AVHRR 反射率、天空散射计等研究了马来西亚大火产生的气溶胶;Chiapello 等^[10]利用 AI 指数,遥感了北大西洋和非洲上空沙尘性气溶胶;Hsu 等^[11]比较了 AI 指数和光度计测量的光学厚度的关系,得到在已知气溶胶光学厚度、散射比和 AI 指数的情况下,可以确定气溶胶层出现的高度;Torres 等^[12]对同时利用 AI 指数和反射率遥感气溶胶光学特性的可行性进行了理论研究。

因此,利用 TOMS 的 AI 指数遥感吸收性气溶胶是一个较新的方法,也是需要进一步研究的方法。本文主要讨论利用 TOMS AI 指数遥感沙尘暴特性的方法,并利用该方法遥感了 1998 年 4 月 15 日发生在中国北方地区的一次沙尘暴,包括沙尘暴光学厚度的定量遥感和沙尘暴影响范围的遥感。

2 基本原理

TOMS(Total Ozone Mapping System)是搭载于极轨卫星上用于测量整层大气臭氧总量的分光辐射探

收稿日期:2001-03-08;改回日期:2001-07-16

基金项目:国家自然科学基金项目(49635200)资助

作者简介:张军华(1969—),男,山东安丘人,博士,主要从事大气气溶胶的卫星和地面光度计遥感、气候模型中云的参数化、环境污染物的仪器等研究。E-mail: jkktan@pku.edu.cn

测器，1978 年开始搭载于 Nimbus - 7 和前苏联的 Meteor - 3 卫星上，到目前已经运行二十多年了，并取得了较好的连续观测数据。只有在 1994 年 12 月到 1996 年 7 月期间，由于 Meteor - 3 卫星失效而有一年半的时间没有观测数据，1996 年 7 月到目前为止的数据主要来源于搭载在地球探测卫星(Earth Probe)上的 TOMS 探测器(EP/TOMS)。

TOMS 探测器在短波有六个带宽约为 1 nm 的波段，除了可以探测整层大气臭氧总量外，它还可以用来探测 $\text{SO}_2^{[13]}$ ，估计地面紫外辐射量^[14]，探测平流层气溶胶^[15]等。EP/TOMS 以前的仪器六个波段中心波长分别是：313、318、331、340、360 和 380 nm。EP/TOMS 去掉了 340 和 380 nm 两个波段，增加了 309 和 322 nm 两个波段，其中 309 nm 波段臭氧的吸收较强，对定标误差要求不严，适合探测赤道地区臭氧，322 nm 波段有利于探测高纬地区臭氧含量。在 EP/TOMS 之前的数据中，AI 指数是利用 380 和 340 nm 波段的辐射量之比来定义的，EP/TOMS 是以 360 和 331 nm 波段的辐射量来定义的，但原理是一致的。下面我们仍然按照最初对 AI 指数的定义说明利用 AI 指数探测吸收性气溶胶的基本原理^[8]。

由于在不同波段臭氧的吸收系数和大气散射不同，卫星在六个通道接收到的后向散射随波长有一定的变化。利用 TOMS 探测臭氧的关键是把由臭氧吸收而引起的后向散射波长关系和由大气散射引起的波长关系区分开来。在 340、360、380 nm 三个波段，包括臭氧在内的气体吸收非常弱，这三个波段后向散射特性主要由大气分子瑞利散射、下垫面反射、气溶胶和云的米散射决定，因此这三个波段的主要作用是用来提供不同大气模型后向散射的波长关系，

气溶胶存在时，后向散射的波长关系不同于纯分子大气后向散射的波长关系，当有吸收性气溶胶存在时，可以使反射率随波长增加而增加($R_{380} > R_{340}$)，非吸收性气溶胶和云使反射率随波长减小而减小($R_{380} < R_{340}$)^[7, 11]。为了表征气溶胶对反射率波长关系的影响大小，定义了 AI 指数，具体表达式如下：

$$AI = -100\{\log_{10}[(I_{340}/I_{380})_{meas}] - \log_{10}[(I_{340}/I_{380})_{calc}]\}, \quad (1)$$

其中 I_{meas} 表示数据，340、380 nm 波段卫星测得的后向散

射辐射量， I_{calc} 表示根据大气模式计算得到的无气溶胶存在时的辐射量。

实际用于臭氧遥感时所用的无气溶胶大气模式称作“朗伯等效反射率模式”(Lambert Equivalent Reflectivity，LER)。在该模式中，云的反射率随波长的变化是根据实际观测的结果进行的参数化，因此在有云存在时，卫星测量值和模式计算值基本相等，AI 近似等于 0。当实际大气有气溶胶存在时，卫星测得的辐射量和由 LER 模式计算得到的辐射量会有差别， $AI \neq 0$ ，吸收性气溶胶使 $AI > 0$ ，这样可以通过 AI 指数很容易区分云与气溶胶，除非尘羽被云覆盖。

3 敏感性实验

根据 Herman 等^[8]、Hsu 等^[11]的研究，AI 指数对气溶胶层的高度、气溶胶粒子的组成等非常敏感，下面通过理论模拟，讨论 AI 指数对这些参数的敏感性。在理论计算过程中，我们利用加利福尼亚大学圣巴巴拉分校开发的大气辐射传输模式 SB-DART^[16]求解辐射传输方程，在这个模式中 can灵活定义大气廓线、云参数、气溶胶层高度、气溶胶组成、波段范围、滤光片函数等参数，非常适合研究沙尘暴天气中大气的辐射传输问题。根据已有的遥感结果^[17, 18]，我们在敏感性实验中取地面反射率等于 3%，由于要利用 EP/TOMS 的资料，所以在模拟过程中以 360 和 331 nm 计算 AI 指数。

3.1 气溶胶廓线的选择

沙尘暴发生时气溶胶廓线比较复杂，最大浓度层通常不在地面，因此在下面的敏感性实验中，我

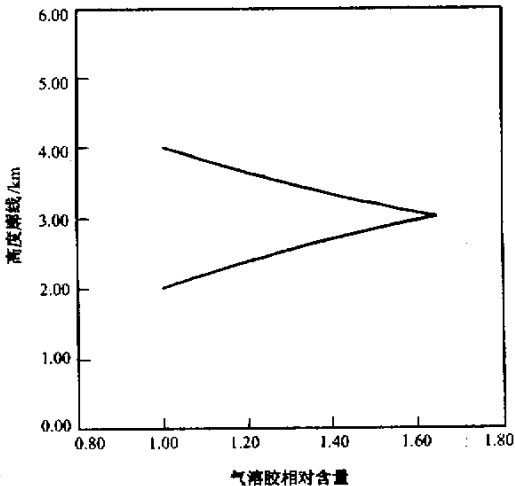


图 1 沙尘暴气溶胶层垂直廓线分布示意图
Fig. 1 Schematic diagram of dust storm profile

们按两种方法选择气溶胶廓线，一种是按模式缺省的气溶胶廓线，即气溶胶最大浓度层在地面，从地面开始按指数递减，指数的大小也是根据模式缺省的定义方法，由气溶胶光学厚度(能见度)决定；另一种是假定在沙尘暴发生时，气溶胶浓度最大值在地面以上，根据邱金桓等^[19]在北京地区沙尘暴激光雷达的探测结果和 Carlson 等^[20]在模式中采用的廓线，假定气溶胶浓度垂直分布按图 1 所示的廓线分布，气溶胶层厚度 2 km。

3.2 AI 指数对沙尘暴气溶胶组成的敏感性

沙尘暴气溶胶粒子以沙尘性粒子为主，由于缺乏实测的沙尘暴气溶胶粒子谱的分布资料，我们假设沙尘暴主要由标准辐射大气(SRA)气溶胶模型中的沙尘性组分外加一小部分水溶性组分组成^[21]，其谱分布如图 2 所示。从质量谱分布可以看出，组合的沙尘暴气溶胶谱有两个峰值，分别在 0.002 μm 和 10.0 μm 附近。下面假设气溶胶层的高度为 3 km，根据气溶胶中沙尘性和水溶性粒子百分比的不同，模拟计算 AI 指数与气溶胶组成的关系，分析不同的气溶胶组成对 AI 指数的影响，结果如图 3 所示。

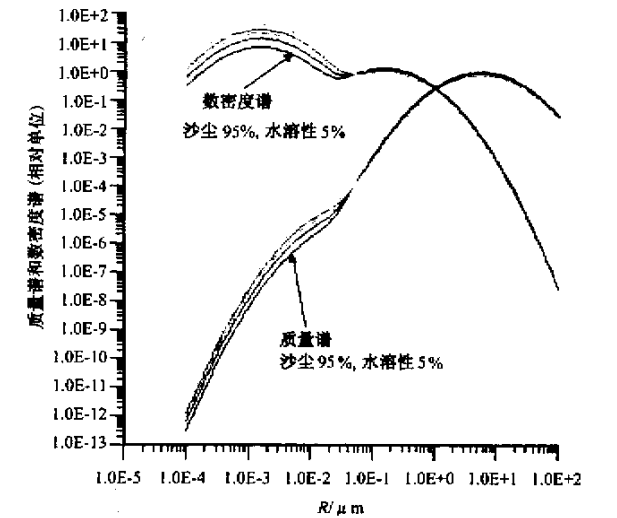


图 2 不同比例组合时沙尘暴气溶胶的数密度和质量密度谱
Fig. 2 The number and mass distribution of the dust aerosol with different combining rates

从图中可以看出，不同的气溶胶组成对 AI 指数的影响非常大，沙尘性组分每增加 5%，AI 指数可以增加 20%~70%，在实际遥感过程中气溶胶组成的选择非常重要。

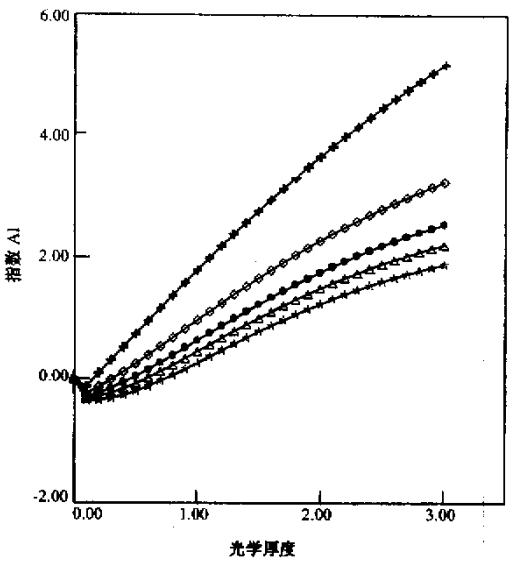


图 3 气溶胶廓线按图 1 分布时 AI 指数对不同气溶胶组成的敏感性
- + - : 沙尘性为 95%，水溶性为 5%，- ◇ - : 沙尘性为 90%，水溶性为 10%，- ● - : 沙尘性为 85%，水溶性为 15%，- △ - : 沙尘性为 80%，水溶性为 20%，- ☆ - : 沙尘性为 70%，水溶性为 30%

Fig. 3 Sensitivity of Aerosol Index to different aerosol models when the distribution of aerosol is according to Fig. 1

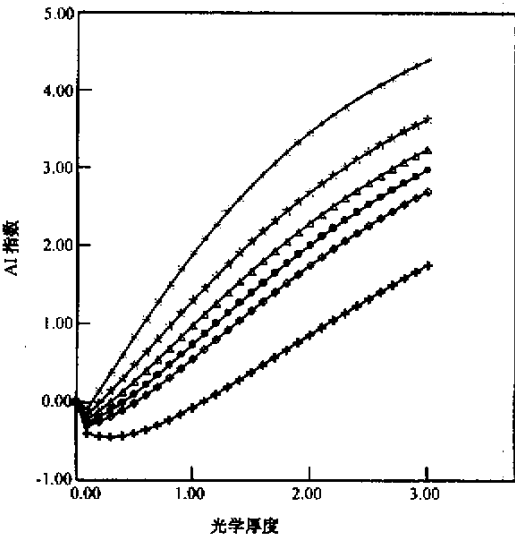


图 4 气溶胶廓线按图 1 分布时 AI 指数对气溶胶层高度的敏感性
- + - : 0 km，- ◇ - : 1 km，- ● - : 2 km，- △ - : 3 km，- ☆ - : 4 km，- * - : 6 km

Fig. 4 Sensitivity of Aerosol Index to the height of aerosol layer when the distribution of aerosol is according to Fig. 1

3.3 AI 指数对沙尘暴气溶胶层高度的敏感性

沙尘暴爆发时，气溶胶浓度的最大值存在的高度通常不在地面附近，它与沙尘暴的强度、传输的距离等因素有关。下面假设气溶胶由 90% 的沙尘粒子和 10% 的水溶性粒子(体积比)组成，模拟 AI 指数与气溶胶层高度的关系，结果如图 4 所示。

由图可见，AI 指数对气溶胶层的高度也很敏感，同样的气溶胶组成，气溶胶层出现的高度越高，AI 指数随光学厚度的增加而增加的越多，气溶胶层高度每增加 1 km，AI 指数大约增加 15%。

3.4 不同气溶胶组成对 AI 指数和卫星有效反射率的影响

根据以上的敏感性试验结果，AI 指数对气溶胶组成很敏感，只根据 AI 指数很难确定沙尘暴粒子组成，因此也很难定量遥感沙尘暴形成的气溶胶。为了尽可能地利用有用的信息，我们尝试利用 TOMS 数据中的 360 nm 有效反射率和 AI 指数确定气溶胶组成。

下面我们仍然假设气溶胶层高度为 3 km，地面反射率为 3%，通过辐射传输模式模拟不同气溶胶组成时 AI 指数和有效反射率随气溶胶光学厚度的变化。气溶胶光学厚度从 0.0 变化到 3.0，不同

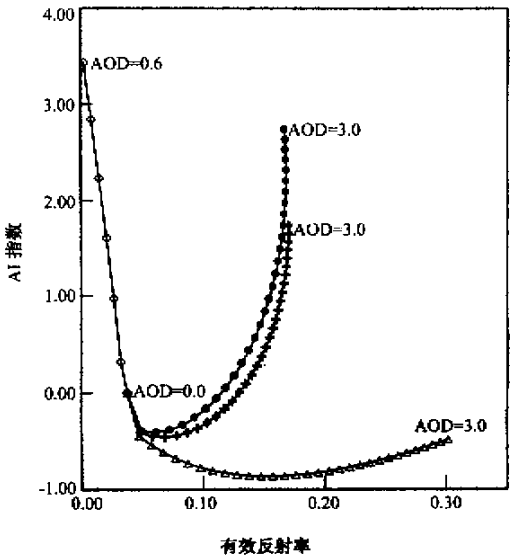


图 6 气溶胶按标准气溶胶廓线分布时有效反射率和 AI 指数对不同气溶胶组成的敏感性
-◇-：城市工厂型：沙尘性为 17%，水溶性为 61%，烟尘性为 22%，-●-：大陆型，沙尘性为 70%，水溶性为 29%，烟尘性为 1%，-△-：海洋型，海洋性为 95%，水溶性为 5%，-+-：沙尘型为 90%，水溶性为 10%

Fig. 6 Sensitivity of effective reflectance and Aerosol Index to different aerosol models when the distribution of aerosol is according to stand aerosol profile

气溶胶组成时的 AI 指数和有效反射率的变化趋势如图 5 所示。

由图 5 可以看到，不同的气溶胶组成，360 nm 有效反射率和 AI 指数随气溶胶光学厚度的变化规律有明显的区别。当沙尘性组分比例大时，有效反射率随气溶胶光学厚度的增加而增加的小，在气溶胶光学厚度较大时甚至随光学厚度的增加而减小，而水溶性组分含量较多时，有效反射率随气溶胶光学厚度增加而增加的大；对于 AI 指数，当沙尘性组分比例大时 AI 指数增加的大。因此根据 AI 指数和 360 nm 有效反射率在图 4 中所处的位置，可以同时得到气溶胶光学厚度和气溶胶组成。

为了对非沙尘暴气溶胶的有效反射率和 AI 指数有一个了解，我们假定气溶胶的垂直廓线为 SB-DART 辐射模式缺省的气溶胶廓线，即从地面开始按指数减小，然后选取 SRA 气溶胶模型中城市工厂型、大陆型、海洋型三种标准气溶胶以及沙尘含量 90%、水溶性含量 10% 的气溶胶，模拟得到 AI 指数和有效反射率随气溶胶光学厚度的变化趋势(图 6)。

从图 6 中可以看出，对于城市工厂型气溶胶，

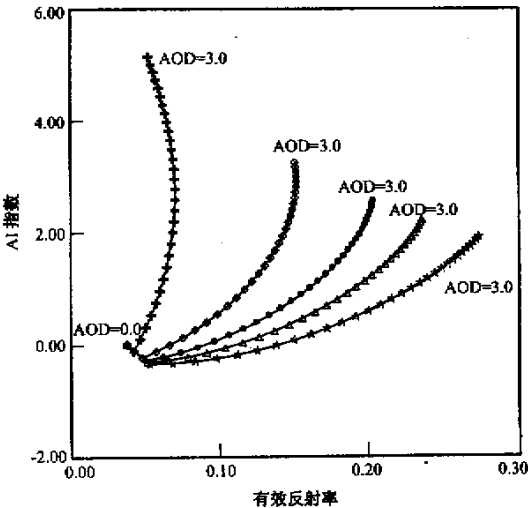


图 5 气溶胶廓线按图 1 分布时有效反射率和 AI 指数对不同气溶胶组成的敏感性
其余说明同图 3

Fig. 5 Sensitivity of effective reflectance and Aerosol Index to different aerosol models when the distribution of aerosol is according to Fig. 1.

Others are same as Fig. 3
万方数据

由于吸收性的煤烟含量很高(22%),因此即使气溶胶层最大浓度在地面附近, AI 指数随气溶胶光学厚度的增加而增加的也非常大,而反射率随气溶胶光学厚度的增加而减小,在气溶胶光学厚度为 0.6 时,模拟得到的有效反射率即为 0.0,而 AI 指数达到了 3.5。对于大陆型气溶胶来说,由于沙尘性含量也较多(70%),另外还有 1% 的煤烟性组分,因此 AI 指数在气溶胶光学厚度 > 0.8 时也为正值,并随光学厚度的增加而增加。与沙尘含量 90%、水溶性含量 10% 的气溶胶模型相比,大陆型气溶胶 AI 指数随气溶胶光学厚度的增加量要大。这是因为 AI 指数主要与吸收性气溶胶有关,虽然大陆型气溶胶沙尘性组分含量小一些,但它含有 1% 吸收性很强的煤烟性组分,因此 AI 指数增加大一些,无沙尘暴发生时,气溶胶光学厚度通常 < 1.0 ,此时 AI 指数 < 0.5 ;对于基本不吸收的海洋型气溶胶, AI 指数为负值。

4 反演方法和结果讨论

4.1 反演方法

根据敏感性试验结果,遥感沙尘暴的关键是确定沙尘暴气溶胶层的高度和沙尘气溶胶的组成。根据已有的研究结果^[17,18],我们假定沙尘暴气溶胶层的高度在 3 km 左右,厚度为 2 km。沙尘暴气溶胶的组成和光学厚度原则上可以按照图 5 的敏感性试验结果,根据 360 nm 有效反射率和 AI 指数确定每个数据点的组成和光学厚度。但根据目前的数据,我们无法很有效地去除网格内云对有效反射率的影响。为了得到一个有统计意义的结果,首先按季节平均的统计结果确定沙尘暴气溶胶的组成,然后根据 AI 指数求出光学厚度。

在无沙尘暴发生时,气溶胶的光学厚度通常 < 1.0 ,根据图 5 的敏感性试验结果,除了城市工厂型气溶胶, AI 指数通常 < 0.5 ,城市工厂型气溶胶只是出现在范围很小的区域,对大范围沙尘暴遥感来说,其影响可以忽略。另外,根据敏感性试验结果,对于不同类型的气溶胶,有效反射率通常 $< 30\%$,如果有效反射率高于 30%,则云影响的可能性很大。根据这个结果,可以认为在沙尘暴发生时, AI 指数 > 1.0 ,有效反射率 $< 30\%$,因此我们选取 AI 指数 > 1.0 ,有效反射率 $< 30\%$ 的数据求季平均的有效反射率和 AI 指数。根据平均值在图 5 上的位置,得到季平均的气溶胶组成,这样处理可以

基本上保证得到的是沙尘暴气溶胶的平均组成。图 7 是 1998 年四个季节有效反射率和 AI 指数平均值的位置。

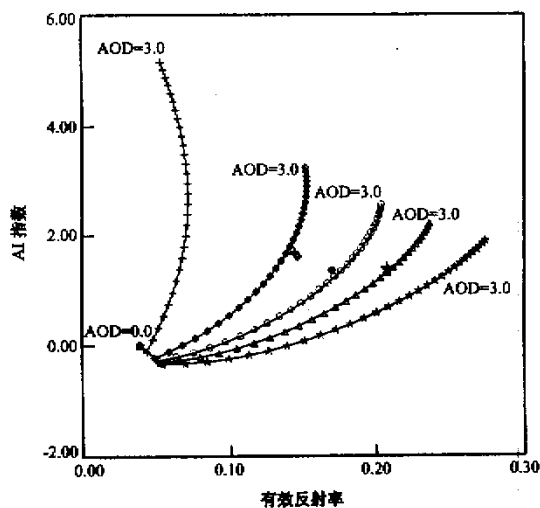


图 7 季平均 AI 指数和有效反射率特性

其余说明同图 3

+: 春季, □: 夏季, ●: 秋季, ★: 冬季

Fig. 7 Seasonal average Aerosol Index and effective reflectance. Other are same as Fig. 3, +: Spring, □: Summer, ●: Autumn, ★: Winter

由图 7 可见,春季平均值所处的位置沙尘性组分大约为 90%,水溶性组分大约为 10%;夏季与春季基本一致,但沙尘性组分略低;秋季平均值沙尘性组分大约占 85%,水溶性大约为 15%;冬季平均值沙尘性占 80%,水溶性为 20%。春季沙尘性组分含量最高,粒子有效半径最大,而夏秋季粒子半径逐渐减小,冬季粒子有效半径最小,符合沙尘暴春季发生频率最高,强度最大的规律。在遥感沙尘暴的过程中,我们将应用现在得到的结果。

4.2 沙尘暴遥感

1998 年 4 月中旬在中国北方地区发生了一次强沙尘暴天气,沙尘暴产生的气溶胶粒子随天气系统向中国东部地区传输,影响范围非常大,我们根据 TOMS 资料的 AI 指数遥感了 4 月 15 ~ 18 日 4 天的沙尘暴过程,并揭示了此次沙尘暴的发生、强度、影响范围等特征。

根据上述分析,假设气溶胶层廓线按图 1 分布,高度为 3 km,气溶胶粒子由 90% 的沙尘性粒子和 10% 的水溶性粒子组成。在反演过程中,为了排除云的影响,在假设已知气溶胶组成的情况下,没有用反射率资料,只利用 TOMS 资料的 AI 指数,从

图 3 所示的 AI 指数与气溶胶光学厚度的关系反演气溶胶光学厚度。图 8 ~ 图 11 分别是 4 月 15 ~ 18 日气溶胶光学厚度分布图。

从以上图中可以看到这次沙尘暴的发展过程，4 月 15 日在中蒙边境地区有两个气溶胶光学厚度极大值中心，一个发生在 100°E 附近中国的额济纳

旗沙漠地区；另一个在 110°E 附近蒙古国境内的沙漠地，中心最大光学厚度大约为 3.0。受影响地区主要集中在内蒙西部，包头、呼和浩特等城市受到影响，在内蒙大部分地区气溶胶光学厚度在 1.5 左右。

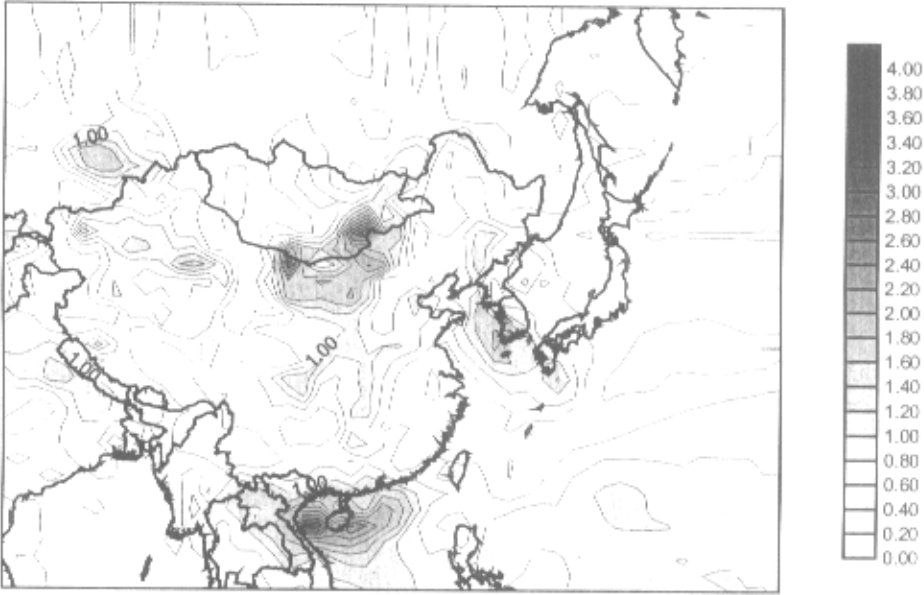


图 8 4 月 15 日沙尘暴气溶胶光学厚度分布

Fig. 8 Distribution of aerosol optical depth at 08 00 on 15 April

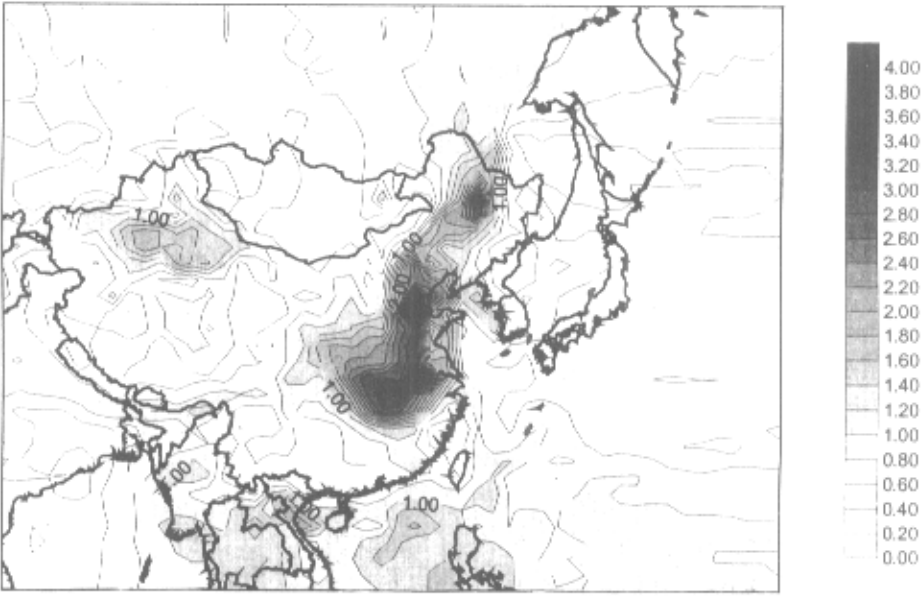


图 9 同图 8 , 但为 4 月 16 日

Fig. 9 The same as Fig. 8 , but for on 16 April

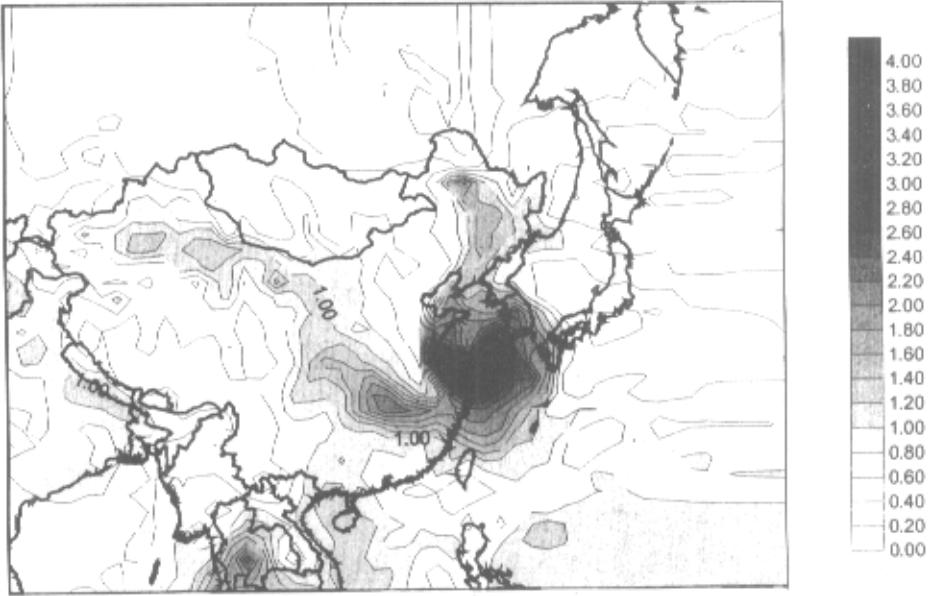


图 10 同图 8 , 但为 4 月 17 日
Fig. 10 The same as Fig. 8 , but for on 17 April

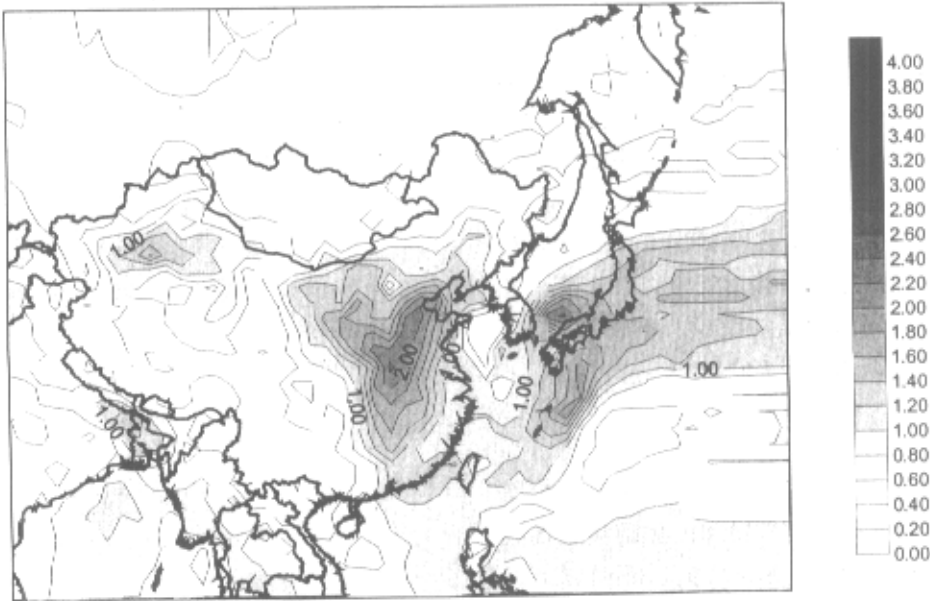


图 11 同图 8 , 但为 4 月 18 日
Fig. 11 The same as Fig. 8 , but for on 18 April

4 月 16 日沙尘暴的影响范围已经扩大到黑龙江、河北、山东、河南、安徽一线,江西、湖南北部地区也受到影响,受影响地区占整个中国大陆地区的四分之一左右,三个极大值中心分别在黑龙江、河北、山东交界处和安徽、江苏交界处,最大光学厚度接近 4.0,大部分受影响地区的光学厚度超过 2.0。

万方数据

4 月 17 日,沙尘暴进一步东移,极大值中心位于东海上空的朝鲜半岛、日本和中国江苏沿海之间。气溶胶最大光学厚度仍接近 4.0,陆地上空气溶胶光学厚度减小,新疆、甘肃、湖北、江西一线有一沙尘带,光学厚度为 1.0 左右,东北地区的光学厚度也减弱到 1.0 左右。

4 月 18 日,沙尘气溶胶进一步东移,极大值中

心位于 130°E 以东洋面，最大光学厚度也减弱到 2.0 以下，而在以河南为中心的地区又有一气溶胶极大值，但强度较弱，最大光学厚度为 2.0 左右。估计是 4 月 17 日新疆、甘肃、湖北、江西一线的气溶胶被推进到该地所致。

从这 4 天的气溶胶光学厚度分布图上可以看到，新疆塔里木盆地始终有一气溶胶光学厚度极大值，光学厚度维持在 1.0 左右，这是由于塔克拉玛干沙漠形成的沙尘性气溶胶。

4.3 沙尘暴遥感误差分析

根据敏感性试验结果，遥感过程中有以下几方面可以产生较大误差：首先是由于气溶胶模型与实际不同引起的误差，从图 3 可以看出，即使沙尘性成分的含量有 5% 的误差，由 AI 指数反演得到的气溶胶光学厚度将有 50% 左右的相对误差；其次是由于气溶胶层的高度不同引起的误差。根据图 4，对于 90% 沙尘性和 10% 水溶性组分组成的气溶胶来说，气溶胶层高度相差 1 km，反演得到的光学厚度相差大约为 30%。另外一个主要的误差来源是气溶胶垂直分布廓线、气溶胶层厚度等引起的误差，由于不同条件下沙尘暴的这些特性会有差别，并不一定按图 1 的廓线分布，因此同样会引起误差，这个误差只有与实测的数据作比较才能定量说明它的大小。

根据现在的反演方法，沙尘暴的影响范围、相对强度分布结果比较准确。绝对定量结果的准确性还有待于将来与实测的数据作比较，才能对该方法作出一个较为客观的判断。

5 结论

本文主要讨论了利用 TOMS 资料遥感沙尘暴的方法，并对实际发生的沙尘暴和季平均吸收性气溶胶进行了遥感，根据本文的讨论，得到以下结论：

(1) 利用 TOMS 资料的有效反射率和 AI 指数遥感沙尘暴气溶胶的组成和气溶胶光学厚度是一个较好的方法，它能排除云的影响，比较准确的遥感沙尘暴的发生、发展和影响范围，并能定量描述沙尘暴气溶胶的强度。但由于沙尘暴气溶胶层的高度和气溶胶组成的不确定性，定量的精度如何还是一个需要进一步探讨的问题。另外，由于 TOMS 对每个地点每天只有一次的遥感数据，时间分辨率比较低。

(2) 春季发生在中国北部地区的沙尘暴在天气系统的配合下，对中国东部地区造成大范围影

响，较强的沙尘暴可影响到长江以南地区，对气候和环境产生很大影响。

(3) 利用 AI 指数遥感吸收性气溶胶定性比较准确，但要作到准确定量，还要由地面光度计、气溶胶粒子采样器、激光雷达等多种手段配合，才能对该方法的准确性作出判断，并加以订正。

参考文献

[1] Zhou M Y , Z Chen , R Hunag et al. Effects of two dust storms on solar radiation in the Beijing-Tianjin Area[J]. Geophysical Research Letters , 1994 , 21 : 2697 - 2700

[2] 孙司衡 , 郑新江 . 沙尘暴的卫星遥感监测与减灾服务[J]. 测绘科学 , 2000 , 25(1) : 33 - 36

[3] 魏丽 , 沈志宝 . 大气沙尘辐射特性的卫星观测[J]. 高原气象 , 1998 , 17(4) : 347 - 355

[4] 张宁 , 倾继祖 , 倪童等 . 930505 特大沙尘暴沙尘在甘肃沉降状况研究[J]. 高原气象 , 2001 , 20(1) : 46 - 51

[5] 郑新江 , 徐建芬 , 罗敬宁等 . 1998 年 4 月 14 ~ 15 日强沙尘暴过程分析[J]. 高原气象 , 2001 , 20(2) : 180 - 185

[6] 沈志宝 , 魏丽 . 黑河地区大气沙尘对地面辐射能收支的影响[J]. 高原气象 , 1999 , 18(1) : 1 - 8

[7] Hsu N C , J R Herman , P K Bhartia . Detection of biomass burning smoke from TOMS measurement[J]. Geophys Res Lett , 1996 , 23 : 745 - 748

[8] Herman J R , P K Bhartia , O Torres et al. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data[J]. J G R , 1997 , 102 (D14) : 16911 - 16922

[9] Nkajima T , Akiko Higurashi , Nobuo Takeuchi et al. Satellite and ground-based study of optical properties of 1997 Indonesian forest fire aerosol[J]. Geophysical Research Letters , 1999 , 26 : 2421 - 2424

[10] Chiappello I , J M Prospero , J R Herman et al. Detection of mineral dust over the north Atlantic ocean and Africa with the Nimbus 7 TOMS[J]. J G R , 1999 , 106(D8) : 9277 - 9291

[11] Hsu N C , J R Herman , O Torres et al. Comparison of the TOMS aerosol index with sun-photometer aerosol optical thickness : Results and application[J]. J G R , 1999 , 106(D6) : 6269 - 6276

[12] Torres O , P K Bhartia , J R Herman et al. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation : Theoretical basis[J]. J G R , 1998 , 105(D14) : 17099 - 17110

[13] Krueger A J , L S Walter , P K Bhartia et al. Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments [J]. J G R , 1995 , 100 : 14057 - 14076

[14] Hreman J R , P K Bhartia , J Ziemke et al. UV-B increase (1979—1992) from decrease on total ozone[J]. G R Lett , 1996 , 23 : 2117 - 2120

[15] Torres O , J R Herman , P K Bhartia et al. Properties of the Mt. Pinatubo aerosols as derived from Nimbus 7 total ozone mapping spectrometer measurements[J]. J G R , 1995 , 100 : 14043 - 14055

[16] Ricchiazzi P , Shiren Yang , Catherine Gautier et al. SBDART : A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth ' s atmosphere[J]. Bull Ameri Meteor Soc , 1998 , 79 : 2101

- 2114

[17] Eck T F , P K Bhartia , P H Hwang et al. Reflectivity of the earth 's surface and clouds in ultraviolet from satellite observation[J]. J G R , 1987 , 92 : 4287 – 4296

[18] Mckenize R L , M Kotkamp , W Ireland. Upwelling UV spectral irradiances and surface albedo measurements at Lander , New Zealand[J]. G

R Lett , 1996 , 23 : 1757 – 1760

[19] 邱金桓 , 孙金辉. 沙尘暴的光学遥感及分析[J]. 大气科学 , 1994 , 18 (1) : 1 – 10

[20] Carlson T N , S G Benjamin. Radiation heating rates for Saharan dust [J]. J Atmos Sci , 1980 , 37 : 193 – 213

[21] 尹宏. 大气辐射学基础[M]. 北京 : 气象出版社 , 1993. 73

Remote Sensing Dust Storm Using TOMS Data

ZHANG Jun-hua , MAO Jie-tai , WANG Mei-hua

(Department of Atmospheric Science , School of Physics , Peking University , Beijing 100871 , China)

Abstract : The method of remote sensing dust storm with TOMS Aerosol Index(AI) is discussed in this paper. Then this method is used to remote sensing a dust storm occurred on April 15 , 1998. The result shows that this method can detect the occurrence , development , transfer and coverage of the dust storm successfully. It is almost not influenced by cloud and is a new and useful method in dust storm research.

Key words : TOMS ; Aerosol index ; Remote sensing ; Dust storm