

大气气溶胶光学特性激光雷达探测 *

周 军 岳古明 戚福第 金传佳 吴永华
熊黎明 陈毓红 窦根娣 胡欢陵

(中国科学院安徽光学精密机械研究所, 国家 863 计划大气光学重点实验室 合肥 230031)

摘 要

本文叙述了大气气溶胶探测激光雷达方程解和数据处理方法, 给出了我们自行研制的 L625 和 L300 两台激光雷达系统的结构和主要技术参数, 对平流层和对流层大气气溶胶光学特性的激光雷达探测结果进行了分析和讨论。

关键词 激光雷达, 气溶胶, 平流层, 对流层

1 引 言

大气气溶胶是指悬浮在大气中直径为 $0.001\sim 100\ \mu\text{m}$ 的液体或固体微粒体系。对流层气溶胶的形成与地球表面的生态环境和人类活动直接相关。地面扬尘、沙尘暴、林火烟灰、花粉与种子、海水溅沫等是对流层气溶胶的自然源, 人工源则是由工业、交通、农业、建筑等直接向对流层中排放的气溶胶粒子。同时, 对流层大气中许多气态污染物的最终归宿是形成气溶胶粒子, 如二氧化硫、氮氧化物、碳氢化合物等通过气粒转化生成气溶胶粒子。因此, 对流层气溶胶一般具有浓度大、粒子尺度谱范围宽、空间分布复杂和随时间的变化较快等特点。

平流层气溶胶主要是由火山爆发时大量的火山灰和二氧化硫气体注入平流层形成的。大的火山爆发会使平流层气溶胶的浓度急剧增加。例如 1991 年 6 月 15 日菲律宾 Mt. Pinatubo 火山爆发, 约有二千万吨火山灰和二氧化硫气体等喷射物直接注入平流层。由于火山灰粒子的尺度较小加之平流层内无雨雪冲刷过程, 平流层气溶胶粒子的浓度衰减得较为缓慢, 一般要经过好几年时间的扩散与沉降其浓度才接近背景值。

大气气溶胶粒子散射和吸收入射的太阳辐射, 它作为凝结核参与云、雾、雨、雪的形成, 从而影响着地 - 气系统的辐射收支, 对局地、区域乃至全球气候有着重要的影响。

大气气溶胶粒子对入射激光的散射作用使它成为激光大气传输的重要消光因子。它对入射激光的吸收作用会加热大气从而导致热晕发生, 严重影响激光在大气中的传输。因此气溶胶粒子是激光大气传输研究中的一个重要的大气光学参数。

所有上述这些影响的程度主要依赖于大气气溶胶的物理和光学性质。而不同的地区、不同季节及在不同的高度上气溶胶的物理和光学性质有着显著的差异。因此, 为了研究大气气溶胶的辐射效应、气候效应和环境效应, 研究激光在大气中的传输规律, 进行大气气溶胶的含量、尺度谱、散射和吸收特性及其时空分布的精确测量与研究是气候学家、环境学家和大气科学家共同关心的问题, 已为各国所重视。

* 本项目由国家高技术发展计划激光技术领域资助。

激光雷达为大气气溶胶探测研究提供了有力的工具。数十年来, 激光技术的不断发展为激光雷达大气气溶胶探测提供了所需要的光源。另一方面, 信号探测和数据采集及其控制技术的发展使激光雷达在大气气溶胶的探测高度、空间分辨率、时间上的连续监测和测量精度等方面具有全面的优势, 是其它探测手段不能比拟的。

在国家高技术发展计划的支持下, 我们在中国安徽省合肥市 (31.31°N, 117.17°E) 先后建立了 L625 和 L300 两台激光雷达系统, 分别用于平流层和对流层气溶胶光学特性的探测研究。L625 激光雷达自 1991 年投入运行以来, 已积累了近 400 个夜晚 532 nm 波长平流层气溶胶消光特性的资料, 其中包括菲律宾 Mt. Pinatubo 火山云从爆发、增长、衰变直至消亡全部过程的时空演变资料。L300 激光雷达运行两年多来, 积累了丰富的各种大气条件下近地面层大气水平能见度、532 nm 波长大气气溶胶水平消光系数和消光系数垂直分布的探测资料。所有这些气溶胶光学特性时空演变的资料为建立我国自己的大气气溶胶光学模式提供了丰富的实验数据。它们在激光工程大气应用的可行性分析与研究中起着重要的作用。

本文叙述了大气气溶胶光学特性探测激光雷达方程解和数据处理方法, 给出了我们自行研制的 L625 和 L300 两台激光雷达系统的结构和主要技术参数, 对平流层和对流层大气气溶胶光学特性的激光雷达测量结果进行了分析和讨论。

2 Mie 散射激光雷达方程解和数据处理方法

激光雷达垂直发射的激光光束通过大气时, 其接受到高度 Z 处大气后向散射回波信号的能量 $P(z)$ 由激光雷达方程决定^[1]:

$$P(z) = P_0 C Z^{-2} [\beta_1(z) + \beta_2(z)] T_1^2(z) T_2^2(z). \quad (1)$$

式中 P_0 是激光发射能量; C 是激光雷达系统常数; $\beta_1(z)$ 和 $\beta_2(z)$ 分别是高度 z 处气溶胶粒子和空气分子的后向散射系数; $T_1(z) = \exp[-\int_0^z \alpha_1(z) dz]$ 是气溶胶透过率; $T_2(z) = \exp[-\int_0^z \alpha_2(z) dz]$ 是空气分子透过率; $\alpha_1(z)$ 和 $\alpha_2(z)$ 分别为高度 z 处气溶胶粒子和空气分子消光系数。

如果事先已知某一高度 Z_C 处气溶胶粒子和空气分子后向散射系数, 则 Z_C 处以下各高度上的气溶胶粒子后向散射系数 (后向积分) 为^[1]:

$$\begin{aligned} \beta_1(z) = & -\beta_3(z) \\ & + \frac{X(z) \cdot \exp[2(s_1 - s_2) \int_z^{z_c} \beta_2(z') dz']}{\frac{X(z_c)}{\beta_1(z_c) + \beta_2(z_c)} + 2s_1 \int_z^{z_c} X(z') \exp[2(s_1 - s_2) \int_z^{z_c} \beta_2(z'') dz''] dz'} \end{aligned} \quad (2)$$

而 Z_C 处以上各高度的气溶胶粒子后向散射系数 (前向积分) 为:

$$\begin{aligned} \beta_1(z) = & -\beta_2(z) \\ & + \frac{X(z) \cdot \exp[-2(s_1 - s_2) \int_{z_c}^z \beta_2(z') dz']}{\frac{X(z_c)}{\beta_1(z_c) + \beta_2(z_c)} - 2s_1 \int_{z_c}^z X(z') \exp[-2(s_1 - s_2) \int_{z_c}^z \beta_2(z'') dz''] dz'} \end{aligned} \quad (3)$$

在激光雷达平流层气溶胶探测研究中, 除用气溶胶粒子后向散射系数来表征平流层气溶胶的光学性质外, 通常还使用气溶胶散射比 $R(z)$, 它定义为:

$$R(z) = 1 + \frac{\beta_1(z)}{\beta_2(z)}.$$

在激光雷达对流层气溶胶探测研究中,一般用气溶胶粒子消光系数来表征对流层气溶胶的光学性质。因此,同样地,如果事先已知高度 Z_C 处气溶胶粒子和空气分子消光系数, Z_C 处以下各高度上的气溶胶粒子消光系数(后向积分)为^[1]:

$$\alpha_1(z) = -\frac{s_1}{s_2} \cdot \alpha_2(z) + \frac{X(z) \cdot \exp[2(\frac{s_1}{s_2} - 1) \int_z^{z_c} \alpha_2(z') dz']}{\frac{X(z_c)}{\alpha_1(z_c) + \frac{s_1}{s_2} \alpha_2(z_c)} + 2 \int_z^{z_c} X(z') \exp[2(\frac{s_1}{s_2} - 1) \int_z^{z_c} \alpha_2(z'') dz''] dz'}. \quad (4)$$

而 Z_C 处以上各高度上的气溶胶粒子消光系数(前向积分)为:

$$\alpha_1(z) = -\frac{s_1}{s_2} \cdot \alpha_2(z) + \frac{X(z) \cdot \exp[-2(\frac{s_1}{s_2} - 1) \int_{z_c}^z \alpha_2(z') dz']}{\frac{X(z_c)}{\alpha_1(z_c) + \frac{s_1}{s_2} \alpha_2(z_c)} - 2 \int_{z_c}^z X(z') \exp[-2(\frac{s_1}{s_2} - 1) \int_{z_c}^z \alpha_2(z'') dz''] dz'}. \quad (5)$$

在上述 4 个式子中, $X(z) = P(z)Z^2$ 。由式中可以看出,若要从激光雷达测量的回波信号中得到气溶胶后向散射系数 $\beta_1(z)$ 或消光系数 $\alpha_1(z)$, 必须预先知道 s_1 、 s_2 、 $\beta_2(z)$ (或 $\alpha_2(z)$) 和边界值 $\beta_1(z_c)$ (或 $\alpha_1(z_c)$) 四个参数。

$s_1 = \alpha_1(z)/\beta_1(z)$ 是气溶胶消光后向散射比,它依赖于气溶胶粒子的尺度谱分布和折射指数。对于火山爆发期的平流层气溶胶, s_1 分别取 40(6~15 km), 22(15~20 km), 40(20~25 km) 和 43(25~30 km)^[2]。对于背景期的平流层和对流层气溶胶, 设 $s_1 = 50$ ^[3], 这意味着气溶胶粒子的尺度谱和化学组成不随高度变化, 气溶胶粒子散射特性的变化仅仅是由于其数密度随高度的改变。对应的空气分子的后向散射比 $s_2 = \alpha_2(z)/\beta_2(z) = 8\pi/3$ 。

空气分子的后向散射系数 $\beta_2(z)$ (或 $\alpha_2(z)$) 使用美国标准大气模式获得空气分子密度的垂直分布廓线,再由分子 Rayleigh 散射理论计算得到。

标定高度 Z_C 是通过选取近乎不含气溶胶粒子的清洁大气层所在的高度来确定。在这个高度上 $X(z)/\beta_2(z)$ 的值应最小, 这个高度一般在对流层顶附近。其边界值, 532 nm 波长的气溶胶后向散射系数 $\beta_1(z_c)$ (或消光系数 $\alpha_1(z_c)$), 则由设定的气溶胶散射比 $R(z_c) = 1 + \beta_1(z_c)/\beta_2(z_c) = 1.01$ 来确定。

3 L625 和 L300 激光雷达结构和主要性能指标

L625 激光雷达系统从整体上可分为激光发射、回波信号接收和采集以及控制三大部分。图 1 给出其结构系统总框图, 表 1 为该激光雷达的主要技术参数指标。表中的 308 nm 和 355 nm 两个波长用于平流层臭氧探测。

L300 激光雷达系统从整体上分为双波长激光发射、方位和俯仰扫描、回波信号接收和数据采集、数据存储和系统运行控制五个单元组成。图 2 给出其结构系统框图, 表 2 为该激光雷达的主要技术参数指标。

表 1 L625 多波长激光雷达系统的主要技术参数

激光器	XeCl	Nd:YAG	
	波长 (nm)	308	355
脉冲能量 (mJ)	200	60	70
脉冲工作频率 (Hz)	50	10	10
光束发散角 (mrad)	1.5×1.5	1	1
脉冲宽度 (ns)	20	18	18
接收光学系统			
类型	卡塞格林型望远镜		
直径 (mm)	625		
视场 (mrad)	2		
滤光片中心波长 (nm)	308	355	532
滤光片带宽 (nm)	0.94	1	0.87
滤光片透过率 (%)	45	40	51
接收探测系统			
光电倍增管 (EMI)	9214QB	9214QB	9817B
门控	GBIBH×3		
PMT 电源	PM28B×3		
PMT 制冷器	FAC50×3		
数据采集系统			
放大器 (EG&G)	VT120×3	增益 200	带宽 350 MHz
光子计数器 (EG&G)	914P×3		
数据存储和系统运行控制	Pentium 586		

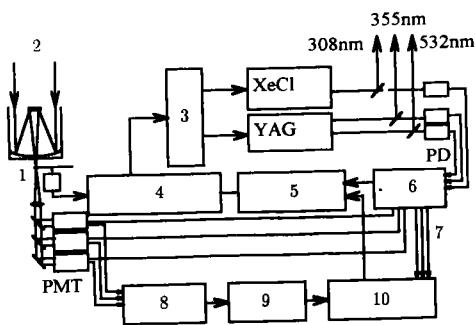


图 1 L625 激光雷达系统结构框图

Fig.1 Schematic diagram of L625 lidar. 1. Chopper, 2. Receiving telescope, 3. Distributor, 4. Chopper controller, 5. computer, 6. Synchronization, 7. Trigger, 8. Preamplifier, 9. Discriminator, 10. Photo counter

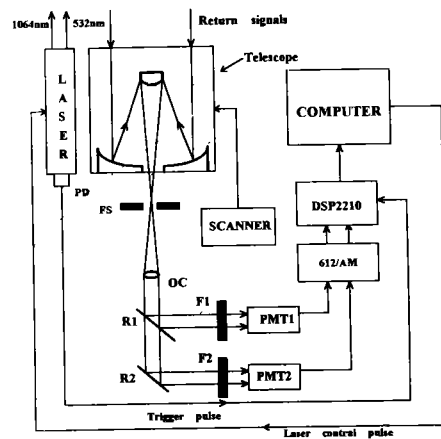


图 2 L300 激光雷达系统结构框图

Fig.2 Schematic diagram of L300 lidar
 R1=Reflector for 1064 and 607 nm, R2=Reflector for 532 nm, F1=Filter for 1064 nm, F2=Filter for 532 nm
 PD=Photodiode, OC=Ocular, FS=Field Stop

表 2 L300 激光雷达系统的主要技术参数

激光器	Nd:YAG	
波长 (nm)	532	1064
脉冲能量 (mJ)	70	150
脉冲工作频率 (Hz)	10	10
光束发散角 (mrad)	1	1
脉冲宽度 (ns)	20	20
机械扫描系统	仰角 $0^\circ \sim 90^\circ$, 方位 $0^\circ \sim 360^\circ$	
接收光学系统		
类型	卡塞格林型望远镜	
直径 (mm)	300	
视场 (mrad)	4	
滤光片中心波长 (nm)	532	1064
滤光片带宽 (nm)	1	1
滤光片透过率 (%)	50	30
接收探测系统		
光电倍增管 (Hamamatsu)	R1333	7102
门控	C1392/01	C1392/01
数据采集系统		
放大器	LeCroy 612A/AM $\times 2$, 增益 40, 带宽 350 MHz VT120 $\times 2$, 增益 200, 带宽 350 MHz	
瞬态记录仪	DSP 2210/516 $\times 2$, 10 MHz, 12-bit	
光子计数器	双通道 FDC-700 M, 700 MHz, 200 ns	
数据存储和系统运行控制	Pentium 586	

4 测量方法、结果及讨论

测量在晴朗无云的夜晚进行。无论是平流层还是对流层气溶胶激光雷达测量, 接收到的大气后向散射回波信号一般都呈现 5~6 个数量级的动态范围, 为了复盖这样大的动态范围, 整个测量分两个阶段进行。首先通过使用光电倍增管门控来抑制近距离很强的回波信号而测量远距离的回波信号, L625 激光雷达门控距离一般为 6 km, L300 激光雷达门控距离一般为 2 km。两台激光雷达的 Nd:YAG 激光器都发射 10000 个左右 532 nm 波长的激光脉冲。第二阶段不使用门控并通过在光电倍增管前插入合适透过率的衰减片进行近距离回波信号的测量。两台激光雷达的 Nd:YAG 激光器都发射 5000 个左右 532 nm 波长的激光脉冲。然后将接收到的两段回波信号廓线拟合成一条完整的回波信号廓线。L625 激光雷达测量的回波信号廓线的空间分辨率为 150 m, L300 激光雷达测量的回波信号廓线的空间分辨率为 30 m。

4.1 平流层大气气溶胶消光的主要特征

自 1982 年 4 月 4 日墨西哥 El Chichon 火山爆发到 1991 年 6 月 15 日菲律宾 Mt. Pinatubo 火山爆发的 9 年期间里, 全球的火山活动基本上处于平静期。平流层气溶胶的含量逐年减少, 到 1991 年 6 月 15 日平流层已相当干净, 其气溶胶含量已接近背景值。图 3 给出 6 条平流层气溶胶散射比垂直廓线。1991 年 5 月 15 日的廓线反映了平流层背景气溶胶的特征。1991 年 6 月 28 日

是 L625 激光雷达首次探测到合肥上空 Mt.Pinatubo 火山云, 廓线在 16.5 km 处有一个很明显的峰值, 峰值散射比为 1.90。这表明 Mt.Pinatubo 火山爆发后的半个月, 其火山云已从平流层底部输

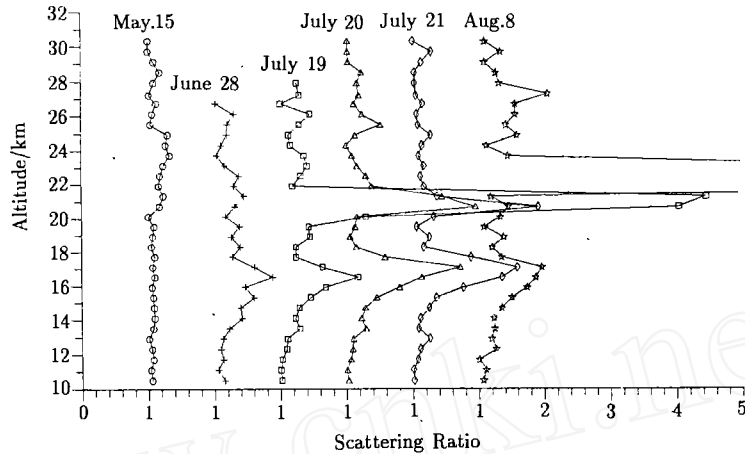


图 3 1991 年 Mt.Pinatubo 火山云初期阶段的散射比垂直廓线

Fig.3 Selected profiles of the scattering ratio at 532 nm over Hefei in 1991

送到合肥上空。7 月 19 日的散射比垂直廓线表明除位于 16.5 km 处的火山云层外, 在 21.3 km 处出现了主体火山云层, 其峰值散射比增大到 7.41。8 月 8 日, 22.5 km 处火山云的峰值散射比高达 35.66。这种薄而锐利变化的散射比垂直廓线是火山云初期阶段的特征, 它说明这个阶段火山云云层薄但其内气溶胶粒子的浓度很大。

图 4(a)~(g) 分别给出 1991~1997 年期间各年平流层气溶胶散射比垂直廓线的年平均均值。它十分清晰地揭示了 Mt.Pinatubo 火山云的时空演变过程。1991 年的火山云云层薄且层内气溶胶粒子浓度高, 年平均峰值散射比大, 为 11.10。峰值散射比所在的高度为 22.5 km。它显示了火山云初期阶段的特征。1992 年, 由于火山灰气溶胶粒子基本上均匀对称地上下扩散, 使得云层加厚, 从 15 km 到 25 km 高度范围内火山灰气溶胶粒子的散射比都大于 2, 但层内气溶胶粒子的浓度已有所减少, 年平均峰值散射比降低为 1991 年的一半以上, 峰值散射比所在的高度也下降到 20 km。从 1993 年开始, 火山灰气溶胶粒子的重力沉降作用起主要作用, 明显的特征是 20 km 以上火山灰气溶胶粒子的含量急剧减小, 年平均峰值散射比逐年减小, 峰值散射比所在的高度进一步降低, 1994 年以后基本上保持在 17 km 左右。到 1997 年平流层气溶胶峰值散射比约 1.2, 已接近平流层背景气溶胶的值。

图 5 给出 1991~1997 年期间平流层气溶胶光学厚度 (16~26 km) 的时间变化特征。可以看出, Mt.Pinatubo 火山爆发初期阶段, 平流层气溶胶光学厚度随时间急剧增长, 在几个月的时间里便增大一个多数量级。它充分反映了 Mt.Pinatubo 火山爆发后直接注入平流层的喷射物的含量之大。到 1991 年底和 1992 年初平流层气溶胶光学厚度达到最大值, 在 0.2~0.3 之间, 然后随着时间的推移非常缓慢地逐渐减小, 直到 1996 年以后, 平流层气溶胶光学厚度才接近背景值。

4.2 对流层大气气溶胶消光的主要特征

图 6(a)~(c) 分别给出了三条较为典型的 532 nm 波长对流层气溶胶消光系数的垂直廓线 (实线)。它们是 1997 年 10 月 22 日、5 月 29 日和 10 月 31 日 L300 激光雷达的测量结果。作为比

较, 图中也给出了空气分子 Rayleigh 散射消光系数的垂直廓线(虚线)。

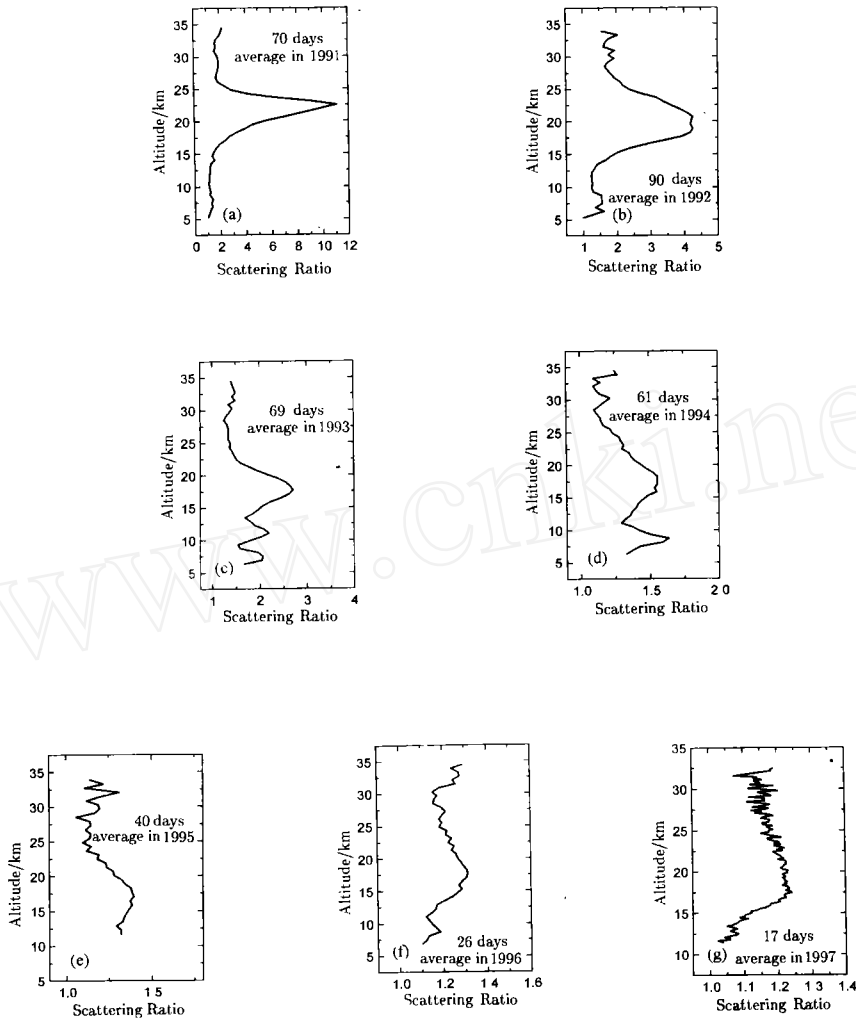


图 4 (a)~(g) 1991~1997 年期间各年平流层气溶胶散射比垂直廓线的平均值

Fig.4 (a)~(g) The yearly average profile of scattering ratio in stratosphere from 1991 to 1997

从图 6(a) 可以看出这一天对流层大气气溶胶消光系数的垂直结构有以下特点:

1) 对流层下部有一充分发展的较厚的气溶胶层即混合层, 其厚度为 2.5 km。再往上, 气溶胶浓度随高度急速降低, 在 3 km 左右处气溶胶消光系数与空气分子消光系数交汇, 对流层的中上部的大气较为干净。

2) 一般而言, 气溶胶消光系数随高度的增加而减小, 在对流层顶附近的 11~12 km 有一洁净层, 层内气溶胶浓度最小。从 0.5 km 到此洁净层, 气溶胶消光系数减小约 3 个数量级。由此洁净层再往上, 逐渐进入平流层, 气溶胶浓度又逐渐增大。

3) 与空气分子 Rayleigh 散射消光系数随高度的增加而单调递减不同, 对流层气溶胶消光系数垂直分布的一个明显特点是具有多层结构, 如图中在 5、8~9、10.5 km 处分别存在着浓度较

大的气溶胶层 (elevated aerosol layers), 层内气溶胶消光系数变大。它反映了气溶胶浓度垂直分布结构的复杂性。

与图 6(a) 不同, 图 6(b) 的一个重要特点是在对流层的下部没有明显的混合层, 气溶胶层一直延伸到对流层中上部, 在 9 km 处气溶胶消光系数才与空气分子消光系数交汇。这表明该天在对流层中上部大气并不干净, 富集着一定数量的气溶胶粒子。

图 6(c) 的一个引人注目的特点是即使在对流层的下部 3~4 km 高度区域也往往会出现一洁净层, 层内气溶胶浓度明显比对流层的中部小得多。这再次说明了气溶胶浓度垂直结构的复杂性。

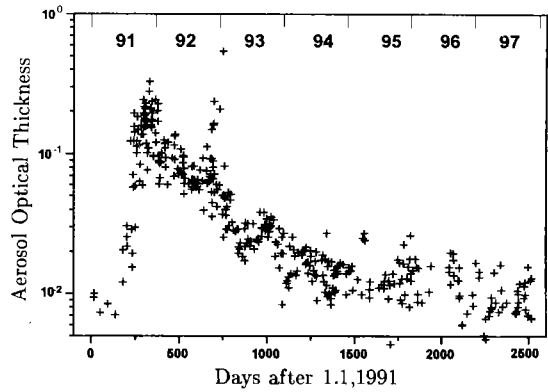


图 5 1991~1997 年期间平流层气溶胶光学厚度 (16~26 km) 的时间变化特征

Fig.5 Time variation of stratospheric aerosol optical thickness (16 ~ 26 km) from 1991 to 1997

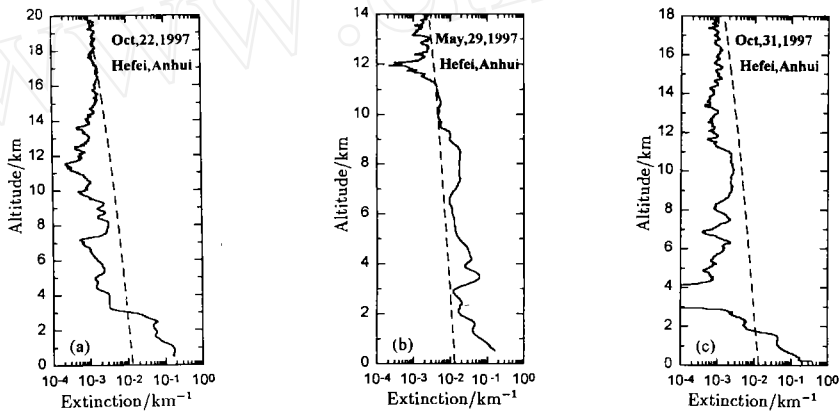


图 6 (a)~(c) 1997 年 10 月 22 日、5 月 29 日和 10 月 31 日典型的 532 nm 波长对流层气溶胶消光系数垂直廓线 (实线)

Fig.6 Aerosol extinction coefficient profile in the troposphere at 532 nm, (a) Oct.22, 1997 (b) May 29, 1997 (c) Oct.31, 1997

图 7(a)~(d) 分别给出了 1997 年春 (3~5 月)、夏 (6~8 月)、秋 (9~11 月) 季及 12 月份对流层气溶胶消光系数垂直廓线的平均值 (实线) 及其标准偏差 (虚曲线)。虽然由于天气的原因, 测量的天数不是很多, 但从这些图中仍然可以看出:

1) 与一年之中其它季节测量的结果相比, 春季对流层中上部气溶胶粒子的含量相对偏大, 在 9 km 处气溶胶消光系数才与空气分子消光系数交汇。其它季节里对流层中上部则较为干净, 如 1997 年 12 月份, 气溶胶消光系数与空气分子消光系数交汇高度不到 3 km。

2) 在所有季节里, 对流层中下部气溶胶消光系数的标准偏差显然较对流层上部大。这表明由于受地面扬尘、霾层、空气垂直对流、冷暖干湿气流及雨雪天气等影响, 对流层中下部气溶胶浓度日与日之间的变化较大, 而上述过程对于对流层上部气溶胶浓度的影响不太大, 因而哪里气溶胶浓度日与日之间的起伏较小。相比之下, 1997 年 12 月份, 整个对流层气溶胶的浓度都较

为稳定, 气溶胶消光系数的标准偏差值不大。

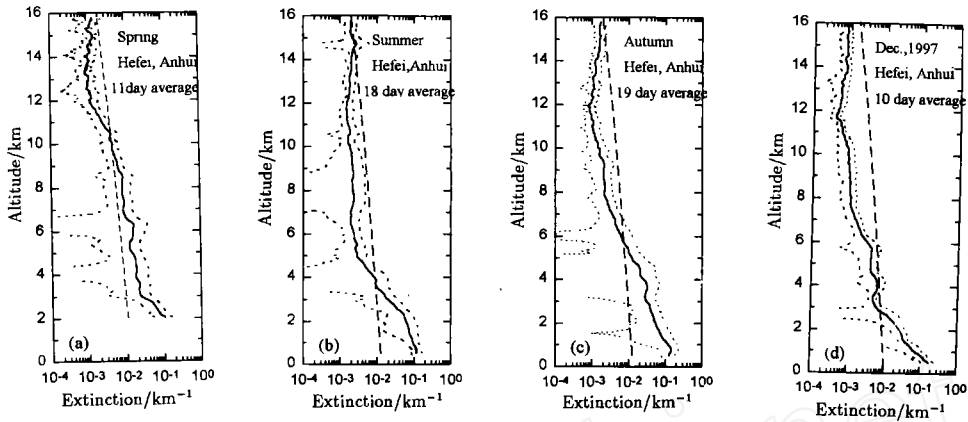


图 7 (a)~(d) 1997 年春 (3~5 月)、夏 (6~8 月)、秋 (9~11 月) 季和 12 月份对流层气溶胶消光系数垂直廓线的平均值 (实线) 及其标准偏差 (虚曲线)

Fig.7 The mean profile (solid line) and the standard deviation (dash line) of aerosol extinction coefficient in the troposphere during the year of 1997, (a) Spring (from Mar. to May), (b) Summer (from June to Aug.), (c) Autumn (from Sept. to Oct.), (d) December

参 考 文 献

- 1 Frederrick G F. Analysis of atmospheric lidar observations: some comments. *Appl. Opt.*, 1984, 23: 652
- 2 Horst Jager, Hofmann D. Midlatitude lidar backscatter to mass, area, and extinction conversion model based on in situ aerosol measurements from 1980 to 1987. *Appl. Opt.*, 1991, 30: 127
- 3 Yasuhiro Sasano. Tropospheric aerosol extinction coefficient profiles derived from scanning lidar measurements over Tsukuba, Japan, from 1990 to 1993. *Appl. Opt.*, 1996, 35: 4941

Optical Properties of Aerosol Derived from Lidar Measurements

Zhou Jun Yue Guming Qi Fudi Jin Chuanjia Wu Yongha

Xiong Liming Chen Yuhong Dou Gendi Hu Huanling

(Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences Hefei 230031)

Abstract

In this paper, the solution to lidar equation for atmospheric aerosol monitoring and data processing method are described, the system structures and characteristics for both L625 lidar and L300 lidar are presented. Optical properties of stratospheric and tropospheric aerosols determined by the two lidar measurements are also analyzed and discussed.

Key words: lidar, aerosol, stratosphere, troposphere

周 军 男, 1945 年生, 研究员。现从事于激光和光学大气探测的研究工作。