

合肥上空卷云和沙尘气溶胶 退偏振比的激光雷达探测

刘 东 戚福弟 金传佳 岳古明 周 军

(中国科学院安徽光学精密机械研究所, 合肥 230031)

摘要 研制了一台 L300 偏振激光雷达, 用于卷云和沙尘气溶胶后向散射光退偏振比的探测研究。介绍了偏振激光雷达的探测原理, 叙述了 L300 偏振激光雷达的结构、技术参数、测量方法和数据处理方法。初步的探测结果表明, 合肥西郊上空高度在 10 km 左右的卷云的退偏振比在 0.4~0.5 之间, 沙尘气溶胶的退偏振比在 0.2~0.3 范围内, 但是剧烈沙尘暴的气溶胶的退偏振比可达到 0.4 左右。

关键词: 偏振激光雷达; 卷云; 沙尘气溶胶

1 引言

自 Scholand 和 Sassen^[1]在 1971 年发表了利用偏振激光雷达对云进行探测研究的文章之后, 偏振激光雷达用于大气探测已经有 30 年了。偏振激光雷达是通过探测非球形粒子后向散射光的退偏振比来研究它们的形态的, 是一种研究卷云和沙尘气溶胶等大气非球形粒子形态的有效工具。同时, 偏振激光雷达还具有一般米散射激光雷达的功能, 仍然可以利用探测的大气后向散射光的平行分量来反演卷云和大气气溶胶消光系数的垂直廓线以及大气气溶胶光学厚度。因此, 在大气环境探测特别是云和沙尘气溶胶的探测研究方面^[2], 偏振激光雷达发挥了重要的作用。

Sassen^[2]利用偏振激光雷达对不同形态的云的退偏特性作了研究, 发现水云的退偏振比一般小于 0.15, 卷云的退偏振比在 0.5 左右, 有时可以达到 0.8, 而混合云的退偏振比在两者之间。Pal 和 Carswell^[3]用红宝石激光及其倍频光测量了云底和云内各部位的退偏振比, 并研究了退偏振比的波长依赖性。他们发现退偏振比在 0.02 到 0.6 之间变化, 不存在明显的波长依赖性。Iwasaka 和 Hayashida^[4]利用偏振激光雷达对美国的圣海伦斯火山 1980 年爆发前后的平流层气溶胶进行探测研究, 发现火山爆发前平流层气溶胶粒子大都为硫酸盐晶体, 火山爆发后这些晶体变成了浓度很大的硫酸液滴。近年来, 随着激光技术和信号探测与控制技术的发展, 偏振激光雷达也逐步发展和完善起来, 在由中国、日本、韩国等国的激光雷达联合组成的亚洲激光雷达观测网中, 已有多台偏振激光雷达对起源于蒙古和我国西北的沙尘暴粒子的时空分布进行探测^[5]。作为亚洲激光雷达观测网的成员之一, 我们研制了一台 L300 偏振激光雷达, 并利用它

对合肥西郊上空的卷云和沙尘气溶胶的退偏振比进行了探测。

本文首先简要地介绍偏振激光雷达的探测原理, 然后叙述 L300 偏振激光雷达的结构和技术参数、测量方法以及数据处理方法, 最后给出偏振激光雷达探测合肥西郊上空的卷云和沙尘气溶胶退偏振比的初步结果, 并对结果进行分析和讨论。

2 探测原理

偏振激光雷达探测大气时, 描述其接收到的大气后向散射回波功率的平行分量和垂直分量的激光雷达方程分别用下式表示:

$$P_{np}(z) = \frac{k_p P_t}{z^2} \beta_p(z) \exp \left[-2 \int_0^z \alpha_p(z) dz \right], \quad (1)$$

$$P_{ns}(z) = \frac{k_s P_t}{z^2} \beta_s(z) \exp \left[- \int_0^z (\alpha_p(z) + \alpha_s(z)) dz \right], \quad (2)$$

式中 P_t 是激光发射功率 (单位: W), 下标 p 和 s 分别表示与发射激光偏振方向平行和垂直的两个方向, $P_{np}(z)$ 和 $P_{ns}(z)$ 分别表示激光雷达接收到的后向散射光在高度 z 处回波功率的平行分量和垂直分量 (单位: W), k_p 和 k_s 分别表示平行分量探测通道和垂直分量探测通道的系统常数, $\beta_p(z)$ 和 $\beta_s(z)$ 分别表示高度 z 处的大气后向散射系数的平行分量和垂直分量 (单位: $\text{km}^{-1} \text{sr}^{-1}$), $\alpha_p(z)$ 和 $\alpha_s(z)$ 分别表示高度 z 处大气消光系数的平行分量和垂直分量 (单位: km^{-1})。

退偏振比 $\delta(z)$ 定义为

$$\delta(z) = \frac{P_{ns}(z)/k_s}{P_{np}(z)/k_p} = \frac{\beta_s(z)}{\beta_p(z)} \exp \left[\int_0^z (\alpha_p(z) - \alpha_s(z)) dz \right]. \quad (3)$$

对于随机取向的卷云和大气气溶胶粒子, $\alpha_p(z) = \alpha_s(z)$, 若令 $K = k_p/k_s$, 则 (3) 式可以写成:

$$\delta(z) = K \frac{P_{ns}(z)}{P_{np}(z)} = \frac{\beta_s(z)}{\beta_p(z)}. \quad (4)$$

这样通过偏振激光雷达接收到的各个高度 z 处的大气后向散射回波功率的平行分量和垂直分量以及这两个通道的系统常数比 K , 利用 (4) 式, 就可以计算出大气退偏振比的垂直廓线 $\delta(z)$ 。显然, 还可以利用 (1) 式通过 Fernald^[6] 方法来反演卷云和大气气溶胶消光系数的垂直廓线以及大气气溶胶光学厚度。

3 L300 偏振激光雷达

图 1 是 L300 偏振激光雷达的结构示意图, 从图中可以看出, 该偏振激光雷达主要由激光发射系统、接收光学系统、信号探测系统、数据采集和控制系统组成。其工作原理是当发射的激光和接收望远镜光轴相互平行且呈垂直指向时, Nd: YAG 激光器向大气中发射波长为 532 nm 的线偏振激光脉冲, 激光脉冲被传输路径上的云或大气气溶胶所散射, 后向散射光被接收望远镜接收, 通过会聚透镜、分束镜和全反镜进入配以检偏棱镜 P 和检偏棱镜 S 的两个通道。由于检偏棱镜 P 的检偏方向与激光器发射激光的偏振方向平行, 这样大气后向散射回波信号中只有平行偏振分量信号才能被其后的

光电倍增管探测到; 检偏棱镜 S 的检偏方向与激光器的发射激光的偏振方向相垂直, 这样只有垂直偏振分量的信号才能被其后的光电倍增管探测到。两只光电倍增管探测的电信号分别经过放大器放大以后被瞬态记录仪采集, 采集的数据送入计算机存储。整个测量过程由一台主控计算机控制。表 1 列出了该偏振激光雷达的主要技术参数。

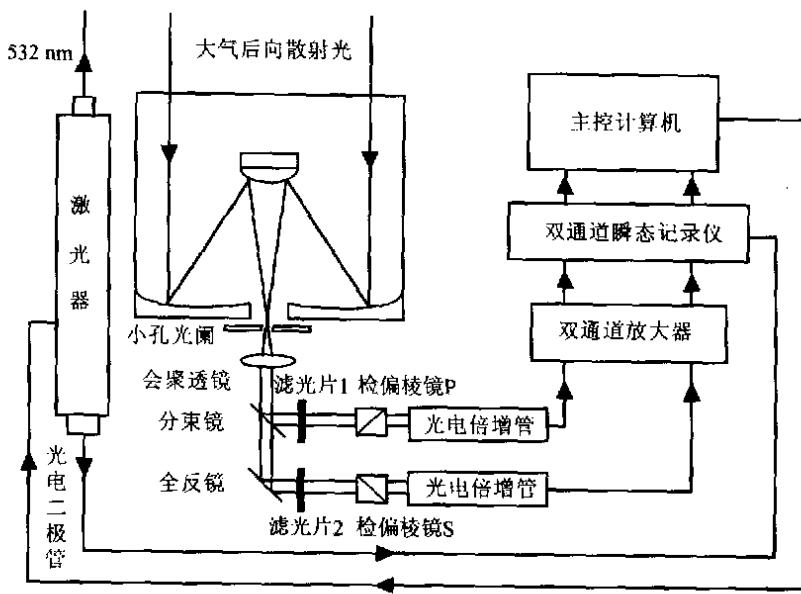


图 1 L300 偏振激光雷达的结构示意图

表 1 L300 偏振激光雷达系统主要技术参数

激光器 Nd: YAG		接收光学系统	
波长/nm	532	类型	Cassegrain
脉冲能量/mJ	70	直径/mm	300
脉冲工作频率/Hz	10	视场/mrad	4
光束发散角/mrad	1	滤光片中心波长/nm	532
脉冲宽度/ns	20	滤光片带宽/nm	1
出射激光线偏振度/%	98.2	检偏棱镜类型	Clan-Taylor
		检偏棱镜数量/只	2
信号探测系统		数据采集系统	
光电倍增管	Hamamatsu R1333/R2257	类型	双通道 DSP2210
门控	C1392/01	工作方式	A/D
放大器	双通道 612A/AM	采集时间/ns	200 (30 m)
增益	40	精度	12-bit
带宽/MHz	140	数据存储和系统运行控制单元	Pentium 586

4 测量方法和数据处理方法

4.1 系统常数比 K 值的确定

从(4)式可以得知, 卷云和气溶胶的退偏振比不仅与接收到的回波信号的平行分量 $P_{\text{p}}(z)$ 和垂直分量 $P_{\text{v}}(z)$ 有关, 还和两个通道的系统常数比 K 有关。可以用实验的方法来确定系统常数比 K 的值。选择一个晴朗无云的夜晚, 将检偏棱镜 P 和 S 分别从两个探测通道中取出, 进行大气后向散射光的测量。从图 1 可以看出, 忽略光学元件对后向散射光的退偏作用, 取出检偏棱镜 P 和 S 后的两个探测通道所探测到的后向散射光的偏振特性完全一样, 但是大小不一定相同, 这主要是由于这两个探测通道的光学效率和电子学单元的增益不同造成的, 每一个探测通道都有自己的系统常数。由于我们只关心系统的常数比 K , 所以不需要对每个通道的系统常数 k_{p} 和 k_{v} 作绝对的测量, 而只需要对他们的比值 K 作精确的测量。假设取出检偏棱镜 P 和 S 后, 两个通道同时测得大气后向散射光的回波功率为 $P'_{\text{p}}(z)$ 和 $P'_{\text{v}}(z)$, 则

$$K = \frac{k_{\text{p}}}{k_{\text{v}}} = \frac{P'_{\text{p}}(z)}{P'_{\text{v}}(z)}. \quad (5)$$

经过多次仔细地测定, 该 L300 偏振激光雷达两个通道的系统常数比 $K=0.65$, 且不随探测高度的增加发生变化。这说明两个探测通道的电子学单元对大气后向散射光具有很好的线性响应。需要指出的是, 系统常数比 K 与激光雷达的硬件设置紧密相关, 一旦测定好以后, 在进行卷云和沙尘气溶胶退偏振比探测时, 整个系统的硬件设置要保持不变, 否则就需要对系统常数比 K 重新进行测定。

4.2 检偏棱镜 P 和 S 的定位

系统常数比 K 的测定完成以后, 还要对检偏棱镜的检偏方向进行定位。在介绍图 1 时已经说明, 检偏棱镜 P 的检偏方向与发射激光的偏振方向平行, 而检偏棱镜 S 的检偏方向与发射激光的偏振方向垂直。检偏棱镜 P 和 S 的位置通过图 2 所示的方法进行确定。在离 L300 偏振激光雷达约 500 m 的地方放置一块直径为 20 cm 的平面镜, 其法线方向和偏振激光雷达接收望远镜的光轴平行。两个探测通道上分别放有检偏棱镜 P 和 S, 它们可以在自己的轴向上旋转。在检偏棱镜的后面, 放有能量计, 用来测量通过每一块检偏棱镜的激光能量。激光器发射的 532 nm 激光经平面镜反射后, 被接收望远镜接收。显然, 接收望远镜接收的激光的偏振方向与激光器发射激光的偏振方向是相同的。调节棱镜 P 的偏振方向, 同时观测量能计显示读数的变化, 当显示读数为最大值时, 固定好棱镜 P 的位置, 此时棱镜 P 的检偏方向便与发射激光的偏振方向平行; 再调节棱镜 S 的偏振方向, 当能量计的显示读数为最小值时, 固定好棱镜 S 位置。这样就确定了两个检偏棱镜的检偏方向。

4.3 测量方法和数据处理方法

卷云和沙尘气溶胶退偏振比的探测一般在夜晚进行。在探测之前先将发射的激光光束与接收望远镜的光轴调节平行, 且二者呈垂直指向。探测时发射 10 组激光脉冲, 每组 1000 发, 共 10000 发激光脉冲。由于接收到的原始信号由实际大气后向散射回波信号和背景信号组成, 随着探测高度的增加, 实际大气后向散射回波信号就越来越小,

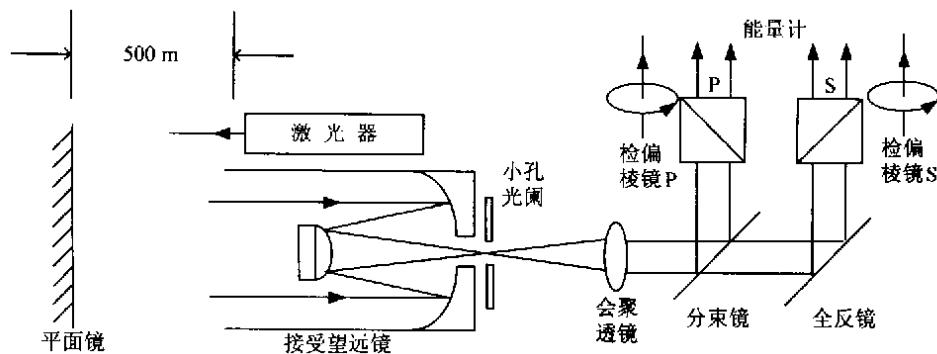


图 2 确定检偏棱镜 P 和 S 检偏方向的实验原理图

直至最后淹没在背景信号中。因而激光雷达接收到的一定高度以上的信号就是背景信号。为了得到实际大气的后向散射回波信号，将激光雷达接收到的不同高度的回波信号减去背景信号即可。背景信号取 35 km 至 45 km 高度范围内回波信号的平均值。扣除背景后，就可得到卷云和沙尘气溶胶的回波信号 $P_p(z)$ 和 $P_s(z)$ ，结合已经精确测定的系统常数比 K ，由 (4) 式计算出卷云和沙尘气溶胶的退偏振比。

通过分析卷云和沙尘气溶胶回波信号的时间变化特征可将它们区分开来。激光雷达进行探测时，每一组测量的时间约为 2 分钟，整个探测过程约持续 20 分钟。将每组 1000 发的探测结果加以平均可得到一条回波信号廓线。按测量的时间顺序逐一分析这十条回波信号廓线，发现卷云回波信号廓线的形状在整个探测过程中变化很大，包括云底高度、云顶高度、云层峰值高度和云层峰值大小。而在整个探测过程中沙尘气溶胶层回波信号廓线的形状则相对比较稳定。

5 初步探测结果

5.1 卷云的退偏振比

图 3a 所示的是 L300 偏振激光雷达在 2000 年 10 月 8 日夜间探测卷云的退偏振比垂直廓线。图 3b 和 c 则是无线电气象探空仪在同一地点同一时刻测量的相对湿度廓线和温度廓线。从图 3a 中可以看出此卷云的峰值高度在 10 km 左右，约 1.5 km 厚，最大退偏振比为 0.46。图 3b 和 c 表明与之相对应的高度上的相对湿度为 58%，温度为 -45°C 。在如此低的温度下，估计卷云中包含着大量的冰晶粒子，才会造成如此大的退偏振比。从图 3(a) 还可以看出，在卷云以外区域的对流层气溶胶的退偏振比都很小，一般都小于 0.1，说明这些气溶胶粒子的非球形特征不是很明显的。在 5.5 km 处，退偏振比呈现一极小值，为 0.03 左右。而图 3b 给出该高度处的相对湿度也为一极小值。因此，5.5 km 处的大气相对很干洁，气溶胶浓度较低，激光雷达探测的近似为空气分子的退偏振比。

5.2 卷云和多层沙尘气溶胶的退偏振比

气象资料分析表明，2001 年 4 月 11 日合肥地区是一个中等沙尘天气的日子。沙尘粒子主要从对流层中上部输送到合肥地区，对边界层的影响不是非常显著。该日夜晚

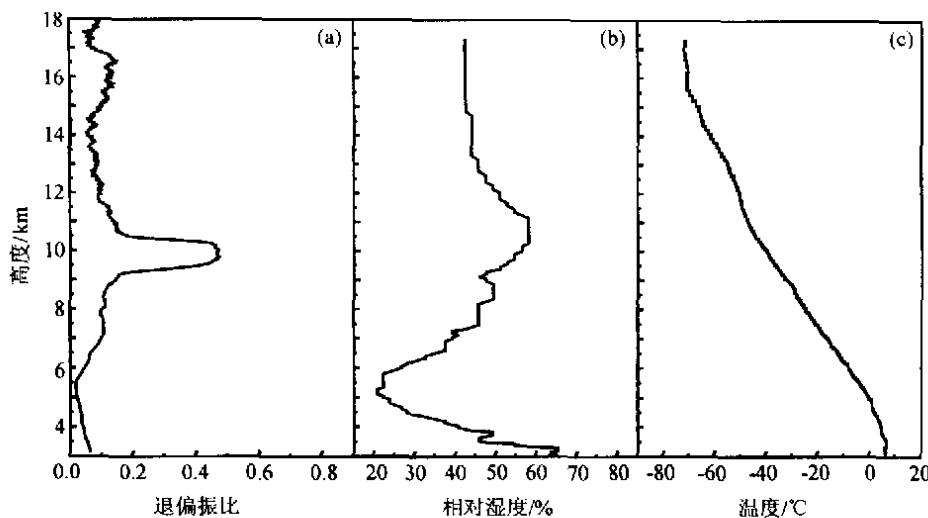


图 3 2000 年 10 月 8 日测量的卷云的退偏振比以及探空资料对比

(a) 偏振激光雷达探测的卷云退偏振比垂直廓线; (b) 无线电气象探空仪测量的相对湿度廓线垂直廓线;
(c) 无线电气象探空仪测量的相对温度垂直廓线

L300 偏振激光雷达进行了沙尘气溶胶退偏振比的测量。从接收到的大气后向散射回波信号中发现有卷云的存在。

图 4 给出了探测结果。图 4a 所示的是激光雷达探测到的大气后向散射回波信号的平行分量和垂直分量廓线, 其中垂直分量已经过归一化修正 (即激光雷达接收到的垂直分量信号乘以系统常数比 K)。可以看出, 只有在卷云和沙尘气溶胶层所在的高度区域回波信号的垂直分量明显呈现一峰值, 而在其他高度区域的大气气溶胶粒子的后向散

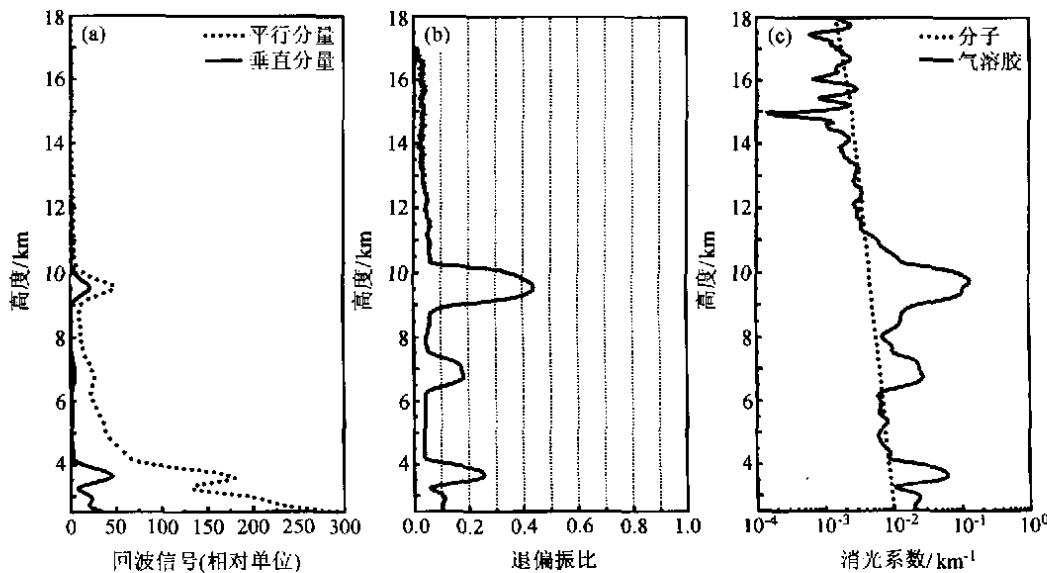


图 4 2001 年 4 月 11 日测量的大气后向散射光的平行、垂直分量垂直廓线及卷云和沙尘气溶胶的退偏振比垂直廓线和消光系数垂直廓线, (a) 大气后向散射光的平行分量和垂直分量垂直廓线;
(b) 相应的退偏振比垂直廓线; (c) 平行分量经过反演得到的消光系数垂直廓线

射回波信号的垂直分量几乎为零; 回波信号的平行分量则不同, 它的廓线基本上随高度的增加呈指数衰减, 只是在卷云和沙尘气溶胶层区域的回波信号相应变大。图 4b 给出了相应的退偏振比廓线。它十分清晰地显示了三个退偏振比的峰值, 处于 9.5 km 的卷云的退偏振比最大, 峰值约为 0.44, 7 km 和 3.5 km 处沙尘气溶胶的峰值退偏振比分别为 0.18 和 0.26, 这两层沙尘气溶胶退偏振比的差别可能与它们所包含的沙尘粒子的尺度与形态不同有关。图 4c 的消光系数廓线是图 4a 中后向散射回波信号中的平行分量通过 Fernald 方法反演得到的, 和图 4b 所示的退偏振比廓线相比较, 可以看出退偏振比和消光系数之间有着正相关的关系。

5.3 剧烈沙尘暴沙尘气溶胶的退偏振比

2001 年 4 月 14 日, 一场剧烈沙尘暴袭击合肥, 大量的沙尘粒子被输送到合肥上空。图 5 所示是该日夜间 L300 偏振激光雷达的探测结果, 图 5a 显示的是该晚北京时间 19:00 至 24:00 获得的 4 条沙尘气溶胶的消光系数廓线。图 5b 是 19:00 时刻的沙尘气溶胶退偏振比廓线。首先, 可以看出这一沙尘气溶胶层覆盖了高度从 3 km 到 7 km 的广阔区域。如此之厚的沙尘气溶胶层在合肥地区实为罕见。中心位置在 4.5 km 沙尘气溶胶消光系数的峰值达到了 0.3 km^{-1} , 在这一高度上有如此大的气溶胶消光系数也是几年来首次被激光雷达探测到。其次, 在 5 个小时时间内, 4 条沙尘气溶胶消光系数的廓线变化不大, 表明这一沙尘气溶胶层从它的底部到顶部及其包含的沙尘粒子浓度的垂直结构都比较稳定。

比较图 5a 和 b 可以看出, 与 4.5 km 沙尘气溶胶的消光系数的峰值相对应的是在同一高度上沙尘气溶胶的退偏振比达到了 0.48, 比中等程度沙尘气溶胶的退偏振比大得多, 说明该沙尘气溶胶中非球形粒子浓度所占的比例大或粒子非球形形态特征更为明显。另外, 这一层沙尘气溶胶的退偏振比廓线具有明显的上下不对称的结构, 层底部沙尘气溶胶的退偏振比随高度的增加而急剧增大, 而层顶部沙尘气溶胶的退偏振比

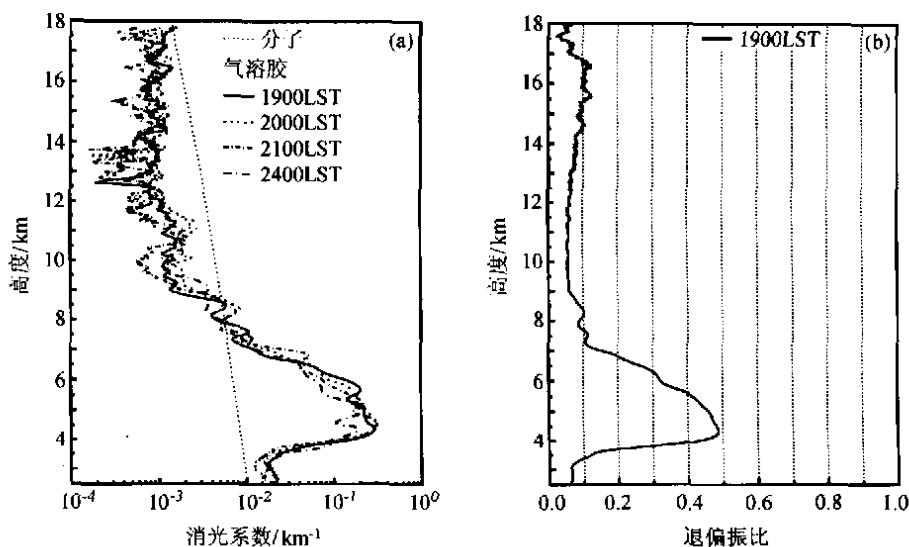


图 5 2001 年 4 月 14 日测量的沙尘气溶胶的消光系数和退偏振比的垂直廓线

(a) 沙尘气溶胶的消光系数垂直廓线; (b) 沙尘气溶胶退偏振比的垂直廓线

随高度的增加减小的速率较为平缓。原因可能与层内沙尘气溶胶的分布结构有关。由于重力的作用, 尺度较大的沙尘粒子沉降在层底部, 而尺度较小的粒子滞留在层顶部; 另一个原因由于多次散射的作用, 显然, 层底部的回波会有更强的多次散射, 而多次散射是退偏振的。

6 总结

本文利用 L300 偏振激光雷达对合肥西郊上空的卷云和沙尘气溶胶粒子的退偏振比进行了探测研究。初步的探测结果表明, 合肥上空位于 10 km 左右卷云的退偏振比在 0.4~0.5 之间。沙尘气溶胶的退偏振比在 0.2~0.3 范围内, 但是剧烈沙尘暴的沙尘气溶胶的退偏振比也可达到 0.4 左右。这些探测结果具有较高可靠性, 说明 L300 偏振激光雷达可用于卷云和沙尘气溶胶粒子退偏振比的常规探测研究。

参 考 文 献

- 1 Scholand, R. M., and K. Sassen, Observation by Lidar of Linear Depolarization Ratios for Hydrometeors, *J. Appl. Meteor.*, 1971, **10**, 1011~1017.
- 2 Sassen, K., The Polarization Lidar Technique for Cloud Research: A Review and Current Assessment, *Appl. Opt.*, 1991, **72**, 1848~1866.
- 3 Pal, S. R., and A. I. Carswell, Polarization properties of lidar scattering from clouds 347nm and 694 nm, *Appl. Opt.*, 1978, **17** (15), 2321~2328.
- 4 Iwasaka, Y., and S. Hayashida, The Effects of the Vocanic Eruption of St. Helens on the Polarization Properties of Stratospheric Aerosol; Lidar Measurement at Nagoya, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1981, **59** (4), 611~614.
- 5 Murayama, T., N. Sugimoto, and J. Zhou, Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106** (D16), 18345~18359.
- 6 Fernald, F. G., Analysis of atmospheric lidar observation: some comments, *Appl. Opt.*, 1984, **23** (5), 652~653.

Polarization Lidar Observations of Cirrus Clouds and Asian Dust Aerosols over Hefei

Liu Dong, Qi Fudi, Jin Chuanjia, Yue Guming, and Zhou Jun

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

Abstract A polarization lidar has been developed for measuring profiles of depolarization ratio of cirrus clouds and Asian dust aerosols. The fundamental principle of polarization lidar is briefly introduced. Overall structure and specifications of the L300 polarization lidar, as well as measurement method, are described. The primary observational results over Hefei show that the depolarization ratio for cirrus clouds varies from 0.4 to 0.5. The corresponding ratio for Asian dust aerosols usually varies from 0.2 to 0.3. But, for heavy dust storm, the depolarization ratio for Asian dust aerosols can also reach to 0.4.

Key words: polarization lidar; cirrus cloud; dust aerosol