

低层大气光学厚度的一些特征

陶丽君 周诗健

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用定时激光探测资料,分析了华北秋季晴天低层大气分层光学厚度的一些特征,并对大气光学厚度的计算方法和误差因素进行了讨论。初步分析结果表明:(1)低层大气光学厚度与气团属性有很密切的关系;(2)在白天,随对流发展,气溶胶由下向上输送的高度可超过3公里,最大输送在2公里以下;(3)消光系数的垂直结构具有明显的日变化;(4)光学厚度与地面水平能见度不呈简单的对应关系。

一、引 言

低层大气光学厚度的垂直分布是大气光学模式的重要组成部分,对它的测定不仅为大气辐射传输研究和通过大气进行的各种光学测量处理所必需,而且对确定水平和斜视能见度、大气浑浊度、以及大气污染扩散等都具有直接意义。

低层大气光学厚度主要取决于气溶胶含量,这是随天气形势、大气状态、地理条件、下垫面状况,以及季节和昼夜发生剧烈变化的要素。Elterman (1968, 1970)^[1,2] 利用探照灯方法,对夜间晴空 3.7 公里以上消光系数进行观测分析后总结的大气光学模式(以下简称为 E 模式)虽然被广泛地引用,但是在低层它也不一定具有普遍的代表性。即使引入了地面能见度这一参量,也难以概括气溶胶含量分布和变化的复杂性。与探照灯、太阳辐射计和曙暮光等方法相比,大气光学特性的激光探测方法将更为灵活,而且可以获得低层大气的距离分辨资料,有利于揭示低层大气光学特性分布和演变的特征,分析各层之间的相互关系。但过去利用激光探测大气气溶胶方面的工作大多侧重于探测分析方法的研究,对观测资料的气象分析还较少。吕达仁等(1977)^[3] 根据激光探测资料分析过 3 公里高度以下大气消光系数垂直分布的基本特性,并指出,大气消光系数的不同分布类型与不同大气状态相对应。在他们的实际计算中,取地面值 k_0 作为整个激光探测路径的 k 。本文则是借助大气透过率的测量值,由此求得 $k(0-3)$ 值来进行计算,使得在低层大气层结稳定情况下的计算误差大为减小^[4],并使计算结果更为合理。

本文将利用晴天定时激光探测资料,计算 3 公里以下分层光学厚度,并结合探空对各分层光学厚度的逐日变化特征和日变化规律进行初步分析。

二、计算方法及误差讨论

从常用大气探测激光雷达方程, 得到沿激光垂直探测路径到高度 z 处的双程大气透过率 $T^2(z)$ 的表达式^[4]:

$$T^2(z) = 1 - 2 \int_0^z \frac{k(z')v(z')z'^2}{C_A} dz' \quad (1)$$

由此, 根据 $T^2(z)$ 与光学厚度 $\tau(0-z)$ 关系的定义, 可以直接导出后者的计算公式:

$$\tau(0-z) = -\frac{1}{2} \ln \left[1 - 2 \int_0^z \frac{k(z')v(z')z'^2}{C_A} dz' \right] \quad (2)$$

式中 $v(z')$ 为接收到探测高度 z' 处的大气回波强度; $k(z')$ 为大气消光系数 $\sigma(z')$ 对大气后向散射系数 $\beta_{\pi}(z')$ 之比; C_A 为激光雷达的仪器常数。

$k(z)$ 通常是探测路径的函数, 在低层大气, 其值主要取决于气溶胶的粒子谱、折射率和粒子形状。要求得不同高度的 $k(z)$ 值是比较困难的, 因此在实际处理时, 常取 $k(z)$ 为常数, 或用其地面值 k_0 来代表。研究表明^[4]取层平均值 $\bar{k}(0-z)$ 将比取 k_0 合理些, 特别是存在近地逆温层情况下, k_0 通常是 $\bar{k}(0-3)$ 的 1.5—1.7 倍。

利用太阳辐射衰减率测量来求高度 z^* 以下层平均 $\bar{k}(0-z^*)$ 的分析表达式可写为^[4]

$$\frac{\bar{k}(0-z^*)}{C_A} = \frac{1 - T^2(z^*)}{2 \int_0^{z^*} v(z')z'^2 dz'} \quad (3)$$

式中 z^* 是激光雷达的最大有效探测高度。把(3)式代入(2)式, 可得计算地面至某一高度 z ($z \leq z^*$) 的光学厚度 $\tau(0-z)$ 的最终表达式

$$\tau(0-z) = -\frac{1}{2} \ln \left[1 - \frac{1 - T^2(z^*)}{\int_0^{z^*} v(z')z'^2 dz'} \int_0^z v(z')z'^2 dz' \right] \quad (4)$$

由于激光雷达的光路系统结构和接收系统的电子线路都存在近距离盲区(约 0.2 公里), 我们利用斜向探测资料以求得盲区以内的回波电压值。设气溶胶水平分布均一, 则回波电压的仰角订正公式可写为:

$$v(z) \cdot z^2 = v(r)r^2 [T^2(z)]^{1-\csc\theta} \quad (5)$$

式中 $r = z \csc\theta$, 因式 $[T^2(z)]^{1-\csc\theta}$ 是取仰角 θ 观测时激光射束斜向到达高度 z 处经受的附加衰减订正因子。这里的 $T^2(z)$ 是未知量, 但可以利用激光雷达地面水平探测资料算出的 σ_0 代替 $\sigma(z)$ 而近似地得到。

在实际计算中, 我们取分层平均对高度求和代替(4)式中的对高度积分因式。考虑到大气回波强度随高度变化的快慢, 对 0—0.3, 0.3—1 和 1—3 公里高度层分别取 Δz 为 0.05, 0.1 和 0.3 公里。考虑到大气气溶胶含量的随机性起伏, 每个高度上的资料都取 3—5 次探测的平均值。

为考察利用上述方法计算大气光学厚度 $\tau(0-z)$ 的可靠性, 我们需要分析与其有

关的误差因素。对(4)式两边取对数、再差分,经简单整理后得 $\tau(0-z)$ 的相对均方差表达式如下:

$$\left[\frac{\Delta \tau(0-z)}{\tau(0-z)} \right]^2 = \left[\frac{1 - T^2(z)}{2\tau(0-z)T^2(z)} \right]^2 \left\{ \left[\frac{\Delta T^2(z^*)}{1 - T^2(z^*)} \right]^2 + (\Delta a)^2 \right\} \quad (6)$$

式中

$$\Delta a = \frac{\sum_0^z \frac{\Delta v(z')}{v(z')} \cdot v(z') z'^2 \Delta z'}{\sum_0^z v(z') z'^2 \Delta z'} + \frac{\sum_0^{z^*} \frac{\Delta v(z')}{v(z')} v(z') z'^2 \Delta z'}{\sum_0^{z^*} v(z') z'^2 \Delta z'},$$

即它与两个积分误差项有关,其中回波电压的相对误差包括仪器误差、读数误差和回波信号的起伏,它们都具有随机特性,从 $0-z$ 之间 $\frac{\Delta v(z')}{v(z')}$ 有正有负,累积的结果使 Δa 的均方差远小于回波电压的相对均方差,即

$$(\Delta a)^2 \ll \left(\frac{\Delta v}{v} \right)^2,$$

而 v 的相对均方差通常可控制在 10% 以内。

至于误差 $\Delta T^2(z^*)$, 我们可以通过相应的 $\tau(0-z^*)$ 值求取方法来估算。利用太阳辐射测量值可以算出激光发射波长上的气柱光学厚度 $\tau(0-\infty)$, 从中减去 $\tau(z^*-\infty)$, 便得 $\tau(0-z^*)$ 。在我们的观测中, $z^*=3$ 公里。对扣除量 $\tau(3-\infty)$, 基本取 E 模式所给定的值, 但对 3—5 公里高度层的气溶胶光学厚度 $\tau_a(3-5)$, 则按 E 模式的分配比[即 $\tau_{ae}(3-5)/\tau_{ae}(0-5) = 0.076$] 算出后再扣除。这样处理可以适当地考虑整层气溶胶含量的变化对 3—5 公里高度层中气溶胶含量的影响。参照实际计算的 2—3 公里高度层光学厚度分配比的相对起伏均方值($\sim 30\%$), 可以估计 $T(z^*)$ 的扣除误差将小于 0.01, 加上太阳辐射透过率的测量误差(约 0.01), 得总的 $\Delta T^2(z^*)$ 值约为 0.04。此外, 根据实际算出的 $\tau(0-z)$ 和 $T^2(z^*)$ 值范围, 可以确定因式

$$\left[\frac{1 - T^2(z)}{2\tau(0-z)T^2(z)} \right] \text{ 和 } \left[\frac{1}{1 - T^2(z^*)} \right]$$

的数值范围分别为 1~2 和 6~2。由此可见, 利用(4)式计算 $\tau(0-z)$ ($z \leq 3$ 公里) 的相对均方差主要取决于 $\Delta T^2(z^*)$ 值。在一般情况下, 利用上述方法计算 $\tau(0-z)$ 的最大可能误差约为 35%, 在作统计平均分析时, 误差将小于此值。

三、分层光学厚度特征的分析

从 1978 年秋季在河北省香河县大气物理所观测站所进行的综合观测中, 选取 10 月 24 日至 11 月 2 日的红宝石激光雷达观测资料进行分析。在此期间, 地面能见度都超过 5 公里, 中午前后均在 15~20 公里左右。每日于北京时 07, 11 和 15 时有定时观测, 每次有 0° 、 5.75° 、 14.5° 、 30° 、 45° 、 60° 和 81.7° 共 7 个仰角的探测, 并且每个仰角重复探测 3—5 次以上。根据探测资料算出分层光学厚度 $\tau(0-0.3)$ 、 $\tau(0.3-1)$ 、 $\tau(1-2)$ 和

$\tau(2-3)$), 并进行如下分析。

1. 对流层下部光学厚度的逐日变化

把每日 11 和 15 时的各层光学厚度加以平均绘制成图(1)。同时, 利用北京气象台(位于本测站以东约 55 公里)每日 13 时探空资料、把 1000、850 和 700 毫巴三个标准等压面上的气温和比湿的逐日变化绘在图(2)上。对照图(1)与图(2), 可以看出以下一些特点:

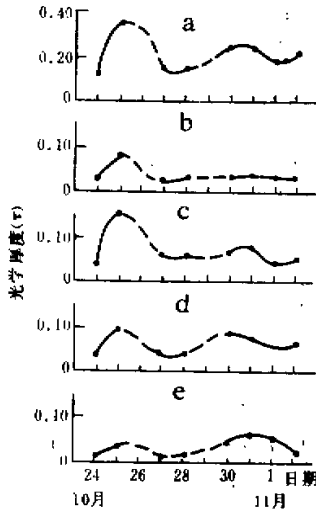


图 1 11 和 15 时各层平均光学厚度的逐日变化图。

(a) 0—3 公里; (b) 2—3 公里; (c) 1—2 公里; (d) 0.3—1 公里; 以及 (e) 0—0.3 公里

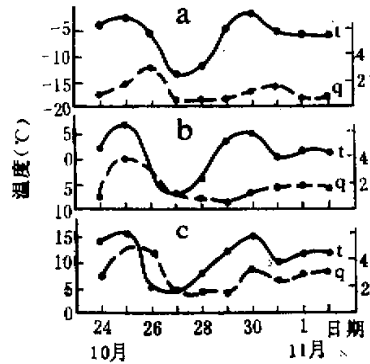


图 2 700 (a)、850 (b) 及 1000 毫巴 (c) 标准等压面上 13 时气温($^{\circ}\text{C}$) (实线) 和比湿(克/千克)(虚线)的逐日变化图(资料取自北京气象台)

(1) 低层光学厚度的逐日变化与空气温度和湿度的变化过程基本一致。10 月 25 日的气温和湿度都很高, 除 $\tau(0-0.3)$ 外, 各层光学厚度都达到观测期间的最大值, $\tau(0-3)$ 值为 0.355。10 月 30 日至 11 月 2 日的气温和湿度也较高, 但较 25 日为低, 相应的光学厚度也较大但低于 25 日的值。27 和 28 日, 受西北气流干冷空气的控制, 大气洁净, 各层光学厚度值均达极小, $\tau(0-3)$ 只有 0.149。这说明低层大气光学厚度与气团属性有很密切的关系。因而, 不同属性的气团经过测站上空时, 光学厚度均要发生相应的变化。特别是在暖湿和干冷气团的交替过程中, 变化更加剧烈, 可有 3—4 倍的变化。

(2) 各层大气光学厚度的变化程度是不同的。从 10 月 24 至 25 日, $\tau(1-2)$ 增加最多, 超过了 3 倍, 其它各层仅增加 1—2 倍。在 10 月 28 至 31 日期间, 越往下增加越多, 上层的 $\tau(2-3)$ 值基本未增, 仍接近于 27 和 28 日的对应值。在观测期间, $\tau(1-2)$ 和 $\tau(2-3)$ 的最大值出现在 10 月 25 日, 而 $\tau(0-0.3)$ 的最大值出现在 10 月 31 日至 11 月 1 日。同样可以看出, 各层光学厚度的变化与各层温度和湿度的变化之间的密切关系。实质上, 这反映了气溶胶含量的平流和对流输送不同。在 25 日, 温度和湿度增加最大的高度位于 850 毫巴层附近, 在该层上下的温度垂直递减率 γ (1000—850 毫巴) 和

$\bar{\tau}$ (850—700 毫巴) 分别为 0.65 和 0.61 ($^{\circ}\text{C}/100$ 米), 因此对流发展强, 气溶胶向上输送高度也高, 气溶胶含量的最大增加出现在较上层中。而在 10 月 30 日至 11 月 2 日期间, 850 毫巴层空气的增暖相对 700 和 1000 毫巴层的要小一些, 使 $\bar{\tau}$ (1000—850 毫巴) 和 $\bar{\tau}$ (850—700 毫巴) 值分别为 ~ 0.75 和 $0.45 \sim 0.55$ ($^{\circ}\text{C}/100$ 米), 850 毫巴以上的大气层结变得很稳定, 对流受到抑制, 气溶胶的向上输送受阻, 使光学厚度的最大增加出现在较下层中。

2. 平均光学特性的垂直分布及其日变化特征

对观测期间每个时刻的各层光学厚度分别平均得 τ , 进而算出 3 公里高度以下层光学厚度的分配比 $\frac{\tau}{\tau(0-3)}$ 和各层的平均消光系数 $\bar{\sigma}$, 结果列于表 1。作为比较, 在表 1 的后两列中, 引入 E 模式给出的在波长 0.7 微米处的对应参数, 表中 s_0 为地面水平能见度。由表 1 看出:

表 1 各层平均光学特性

时间(北京时)	7 时	11 时	15 时	三个时刻的平均	E 模式	
					$s_0 \geq 25$ 公里	$s_0 \geq 8$ 公里
	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$	$\tau \frac{\tau}{\tau(0-3)} \bar{\sigma}$
高度(公里)						
0	— — .550	— — .230	— — .170	— — .320	— — .139	— — .314
0—0.3	.034 .24 .113	.044 .18 .147	.036 .19 .120	.038 .19 .127	.101 .60 .101	.241 .62 .241
0.3—1	.030 .21 .043	.061 .25 .087	.069 .36 .099	.056 .29 .080	.047 .28 .047	.104 .27 .104
1—2	.046 .31 .046	.088 .35 .088	.060 .32 .060	.065 .33 .065	.021 .12 .021	.044 .11 .044
2—3	.034 .24 .034	.054 .22 .054	.024 .13 .024	.037 .19 .037	.021 .12 .021	.044 .11 .044
0—3	.144 1.00 .048	.247 1.00 .082	.189 1.00 .063	.196 1.00 .065	.169 1.00 .056	.389 1.00 .130

(1) 低层大气光学厚度及其垂直分布都有明显的日变化。各层光学厚度从 07 至 11 时都是增加的。其中, $\tau(0.3-1)$ 和 $\tau(1-2)$ 的增加最多, 约增加一倍; 其次是 $\tau(2-3)$, 增加近 60%, $\tau(0-0.3)$ 增加最少, 仅为 30% 左右。由于各层光学厚度的变化不同, 光学厚度的分配比也发生相应的变化。上层和下层的光学厚度分配比都在 07 时较大, 而 0.3—2 公里层的光学厚度联合分配比从 07 时至 15 时不断地从 0.52 增加到 0.68, 而在 E 模式中, 各层光学厚度的分配比在不同能见度时则均较稳定。

平均消光系数垂直分布的日变化很显著。07 时从地面到 0.3 公里消光系数陡减, 再往上衰减不明显; 11 时的消光系数随高度衰减在整层内都较缓慢, 在 0.3—2 公里高度层内基本均匀; 15 时的消光系数从地面到 1 公里衰减很慢, 1 公里以上衰减较快 (见图 3)。由此可见, 在低层大气中, 消光系数的垂直衰减不一定遵守单一的指数律, 也不一定象 E 模式那样, s_0 越大, 消光系数的垂直衰减就越慢。

(2) 从地面到 0.3 公里, σ 的垂直递减率从清晨到中午前后迅速减小。07 时的 σ_0 很大, 平均为 0.550 公里 $^{-1}$ 。在数百米高度以下, σ 随高度陡减, $\sigma(0.3-1)$ 的值还不及 σ_0 的 1/10。到 11 时, σ_0 已减小到 07 时值的一半以下, 而 $\sigma(0.3-1)$ 却相反地增大了一倍, 使 σ 的垂直递减率大大减小, $\sigma(0.3-1)$ 值超过了 σ_0 的 1/3。至 15 时, σ_0 继续减

小, $\sigma(0.3-1)$ 继续略增, 近地层中消光系数的垂直分布趋于均匀, $\sigma(0.3-1)$ 的值已超过 σ_0 的 $2/3$.

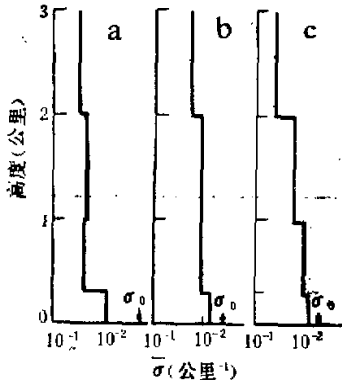


图3 07时(a)、11时(b)和15时(c)的层平均消光系数 σ 的垂直分布

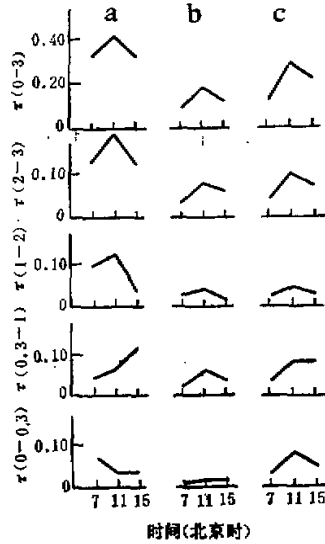


图4 不同天气条件下分层光学厚度的时间变化, (a)10月25日; (b)10月27日; 和 (c)10月31日

(3) 低层大气光学厚度与地面水平能见度 S_0 的变化不呈简单的对应关系。从表1所列可以看出, 三个观测时刻的平均 σ_0 值与 $S_0 = 8$ 公里的E模式对应值相近, 而三个时刻的平均 $\tau(0-3)$ 值则与 $S_0 = 25$ 公里的E模式对应值相近。利用各时刻的 $\sigma_0(t)$, 按关系式 $S_0 = \frac{3.4^{(5)}}{\sigma_0}$ 算出 $S_0(t)$, 对07、11和15时它们分别约为6、15和20公里, 而激光实测的各层光学厚度则在11时较大, 在15和07时较小。这种关系与较大 S_0 一定与较小的光学厚度相对应的E模式不同。因而, 可以认为, S_0 不能成为确定大气光学厚度的唯一因素。

3. 不同天气条件下各层光学厚度的日变化

我们选择在不同天气条件下的三天(10月25、27和31日), 对它们的各层光学厚度的日变程进行对比分析。10月25日空气暖湿, 07时近地逆温层顶高离地面420米。27日空气干冷, 07时无近地逆温层, 但在2—2.5公里高度上整天存在逆温层。31日空气也暖, 但湿度不如25日的大。07时近地逆温层薄, 顶高只离地200米。比较各日各层光学厚度的日变程可以看出, 不管在什么天气条件下, 1公里高度以上的层光学厚度 $\tau(1-2)$ 和 $\tau(2-3)$, 以及 $\tau(0-3)$ 的时间变化都比较一致。光学厚度在11时处在增大过程之中, 而在15时处在减小过程之中(见图4)。在其他各观测日中, 这种日变化规律也是明显的, 而在1公里以下, 光学厚度的这种日变化规律有时不明显。

分析结果表明, 低层大气光学厚度在白天的变化主要取决于日照过程和相应发展起来的对流输送。此外, 大气层结特征会对对流发展的高度和延续时间产生影响。在清晨, 近地逆温层特性对下层 $\tau(0-0.3)$ 值起着重要作用。

四、结 论

对于华北深秋季节晴天低层大气分层光学厚度特征进行分析后, 得出以下初步结论:

1. 低层大气光学厚度与气团属性有很密切的关系。在一般情况下, 暖湿气团内的光学厚度比干冷气团内的要大, 它们的 $\tau(0-3)$ 值彼此可以相差 3—4 倍以上。对于光学厚度的垂直分布, 既要考虑各层平流作用的大小, 又要考虑由此引起的对流输送的强弱。

2. 各层平均光学厚度都具有明显的日变化。各层光学厚度都以 11 时的值为最大。从 07 至 11 时, $\tau(0.3-1)$ 和 $\tau(1-2)$ 的增加最多, 达一倍左右; $\tau(2-3)$ 和 $\tau(0-0.3)$ 增加较少, 分别约为 60% 和 30%。这表明, 从清晨到中午前后, 随日照加强, 对流发展, 气溶胶从下往上输送通常可超过 3 公里高度, 而最大输送量发生在 2 公里以下。

3. 层平均消光系数垂直分布具有明显的日变化, 整层消光系数的垂直衰减在 11 时最慢。07 时从地面到 0.3 公里随高度陡减, 而 15 时的明显衰减出现在 1 公里高度以上。

4. 各层光学厚度与地面水平消光系数(或地面水平能见度)的变化不呈简单的对应关系。从平均情况看, 从 07 至 15 时, 地面水平能见度不断增大, 而各层光学厚度则是先增加, 到 15 时已处于减小过程之中。

5. 不同天气条件下, 在 1 公里以上各层光学厚度的日变化基本相同, 在 11 时光学厚度值最大。在 1 公里以下, 这种日变化规律不明显, 它们受到平流作用, 对流发展强度和清晨近地逆温层特性等多方面的影响。

致谢: 在探测过程中, 张东光同志参加了观测, 胡裕良、黄其荣、孙金辉和杨明同志在技术上给予了大力支持; 任丽新和朱文琴同志提供了太阳辐射透过率资料。对此, 作者表示深切的谢意。

参 考 文 献

- [1] Elterman, L., UV, Visible and IR Attenuation for Altitudes to 50 km, AFCRL-68-0153, 1968.
- [2] Elterman L., Vertical Attenuation Model with Eight Surface Meteorological Ranges 2 to 13 km, AFCRL-70-0200, 1970.
- [3] 吕达仁等, 低层大气消光系数分布的激光探测, 大气科学, 第 3 期, 1977 年.
- [4] 周诗健等, 几种激光探测大气消光系数方法的比较, 大气科学, 第 4 期, 1981 年.
- [5] 吕达仁等, 激光探测能见度的实验研究, 大气科学, 第 1 期, 1976 年.

SOME CHARACTERISTICS OF OPTICAL DEPTH IN THE LOWER ATMOSPHERE

Tao Lijun Zhou Shijian

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, some characteristics of layered optical depth in the lower atmosphere in North China during fine days of autumn are analysed by using routine lidar-measured data. The calculating method and errors of atmospheric extinction coefficient are also discussed. The following results are obtained: (1) The optical depth in the lower atmosphere is close relevant to the properties of surrounding air mass. (2) In the daytime, the upward transport height of aerosols from the ground increases with convection development and may be higher than 3 km with maximum transport being below 2 km. (3) The profile of extinction coefficient has an obvious diurnal variation. (4) There is no simple one-to-one correspondence between optical depth and surface horizontal visibility.