

北京地区太阳可见光辐射与 大气透明度的初步测量

林 海 魏 重

(中国科学院大气物理研究所)

一、前 言

可见光辐射的测量可以说已有一个世纪了。近一二十年来,随着空间技术,大气污染的兴起和发展,又引起了人们对可见光辐射测量的重视。要从卫星上获得清晰的地物照片,必须提供物体亮度和背景亮度的资料,这就促使我们去研究太阳辐射在地球大气中的传输规律,考察气溶胶粒子多次散射的作用,实地测量整层大气的衰减量。另一方面,由于可见光对气溶胶粒子相当敏感,就有可能利用天空辐射的资料反演气溶胶粒子的谱分布^[1,2],这对评价大气污染程度,研究大气光学性质都具有重要的意义。

国外已从消光系数廓线测量的基础上,建立了光学衰减模式大气^[3],系统地给出了0.27—4.0微米各个波段的衰减随高度的分布。后来, Guttman^[4]、Irvine^[5]等人多年在海洋、高山、城市地区测量可见光衰减,并与历年资料、Elterman模式大气作了比较。从他们这些结果中发现,衰减值的大小有很大的地区性,数据的出入也很大,尤其没有其它气象观测的配合,依据就不太可靠。Elterman的模式恰恰又忽略了3公里以下低层大气的层结变化,而用2.76公里以上的资料按指数律外推到地面,这使其模式大气具有一定的局限性。考虑到我国地表的特殊性,西部和北部地区有西藏高原作屏障,还有大片沙漠,领土广阔和复杂,更不能盲目搬用外国的资料,一定要有自己的数据。通过我们取得各种有代表性地区的衰减资料,尽快建立起适合我国的模式大气。

1975年5—6月、10—11月两段时间内,我们测量了从0.40到0.75微米七个窄带波段的相对辐射强度,通过计算得到了晴天各种能见度条件下的整层大气光学厚度,考察了光学厚度与波长、能见度的关系,并与激光探测的资料配合,分析了大气总衰减与大气层结的关系,初步取得了北京地区晴天大气光学特性的基本数据。

二、仪 器

我们将教学用天文望远镜改装成一台透射式可见光辐射仪。仪器方框见图1。各个时间的仪器略有改动,其主要参数见表1。所选用的可见光波段见图2,其中5—6月用了五个滤光片,10—11月用了七个滤光片,主要参数见表2。

仪器预先进行过线性范围的测定,在此范围取得测定结果。观测时,用导星镜对准太

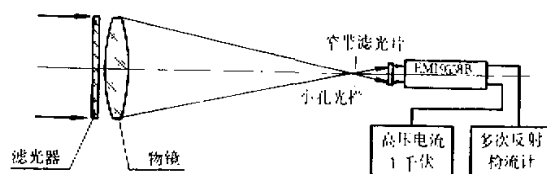


图1 仪器示意图

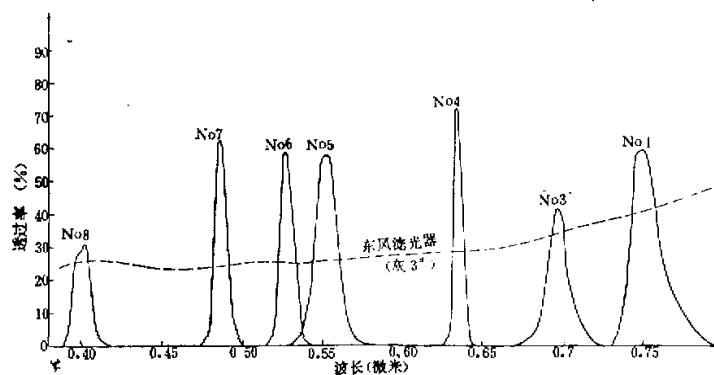


图2 窄带干涉滤光片的光谱特征

表1 仪器主要参数

日 期	小孔光栏直径	视 场 角	负载电阻
5 月	2.5 毫米	10.4 毫弧度	100 欧姆
6 月	0.6	2.5	100
10—11月	0.25	1.04	13·10 ³

表2 干涉滤光片参数

片 号	中心波长	带 宽	透 过 率
1	0.750 微米	180 埃	59%
2	0.698	100	27
3	0.696	100	42
4	0.635	70	73
5	0.552	145	59
6	0.528	100	59
7	0.486	90	62.5
8	0.402	120	31

阳,同时记录北京时间和检流计刻度读数,记录一组数据约为3—5分钟。试用证明,仪器本身是稳定可靠的。

观测场地位于北京城北祁家豁子,距市中心约10公里,海拔70米左右。同时同地用我所激光气象雷达配合探测3公里以下消光系数随高度的分布。

三、数据处理

假定地球大气是水平均一的平面平行大气,忽略大气散射作用,则在地面上测得天顶角为 z , 波长为 λ 的太阳单色光强 $I(\lambda)$ 应满足:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-\tau(\lambda)M(z)] \quad (1)$$

式中 $I_0(\lambda)$ 是相应的大气外界太阳光强, $\tau(\lambda) = \int_0^\infty \alpha_\lambda dh$ 为天顶方向在 λ 波段的整层大气的消光,称作光学厚度, $M(z)$ 为相对大气质量,它与天顶角 z 的关系,在我们许可的误差内采用 Kasten^[6] 给出的近似公式

$$M(z) = [\cos z + a(90 - z + b)^{-1}]^{-1} \quad (2)$$

式中 a, b, c 为常数,当 $\lambda = 0.55$ 微米它们分别为 0.6556, 6.379, 1.757.

由于绝对测量对仪器的要求比较严格,因此我们采用测量相对太阳辐射强度的办法.只要仪器常数不变,(1)式中的光强就可用一定带宽下的仪器读数代替,式中波长 λ 即为滤光片的峰值波长,于是改写成:

$$D(\lambda) = D_0(\lambda) \exp[-\tau(\lambda)M(z)] \quad (3)$$

由此计算的 $\tau(\lambda)$ 和透明度 $P = D(\lambda)/D_0(\lambda)$ 值的可靠性之关键在于 $D_0(\lambda)$ 的确定,一般认为只要将晴天的资料经统计平均由最小二乘法就可得到可靠的 D_0 值,其实不然.经我们多次比较考察,认为只要严格选择天气条件由一天或半天的资料所求得的 D_0 值也是可取的.条件是保持大气层结基本不变.经激光探测表明,在无逆温时,消光系数随高度呈指数分布,这样的天气浑浊度的变化最小.具体说来,北京地区冷锋过境后的晴天,上下层混合充分,容易满足上述条件.如图3中10月29日定 D_0 的直线,虽然上下午大气

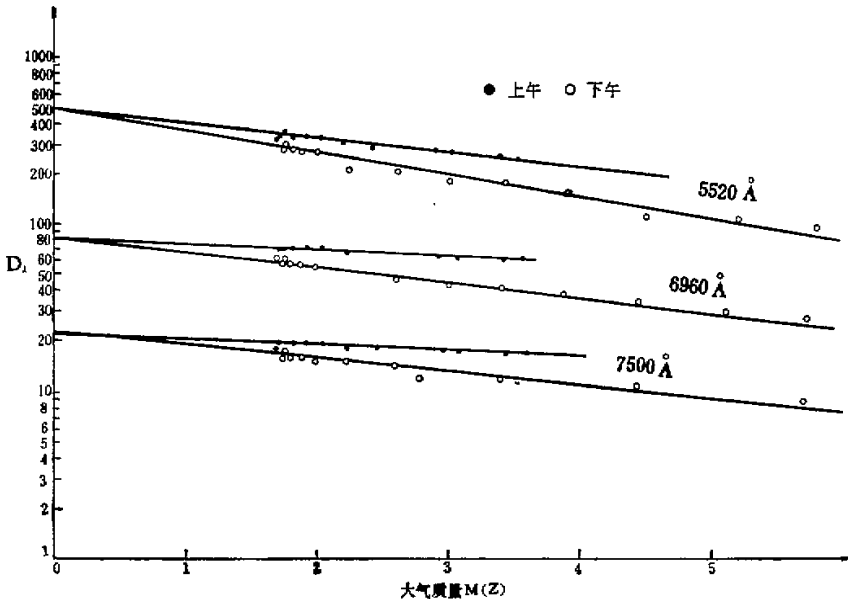


图3 10月29日 D_i 与 $M(Z)$ 的关系

表3 仪器 D₀ 值

波长(微米)	0.402	0.486	0.528	0.552	0.675	0.696	0.698	0.750
5月	677.8	1013	893.2				60.38	47.44
6月	305.7	518.5	442.6				36.13	28.69
10—11月	101	330	356	476	134	81		22

表4 1975年北京市郊太阳可见光辐射大气光学厚度测量值

日期	平均 次数	天气条件			大气光学厚度测量值							
		能见度 (公里)	云*	层 结**	0.40 微米	0.49 微米	0.53 微米	0.55 微米	0.64 微米	0.70 微米	0.75 微米	
5.10 9 ¹ —10 ¹³	9	3.5—4	Cs		2.07	1.92	1.84			1.72	1.68	
5.13 11 ⁴ —18 ²⁴	63	50		指数分布	0.64	0.49	0.46			0.34	0.29	
5.14 6—9	33	10		逆温抬升	0.82	0.66	0.64			0.51	0.47	
10—11	6	8		逆温 600 米	1.18	1.00	0.99			0.83	0.73	
14 ⁴ —14 ⁹	3	20	Ci fil		1.29	1.10	1.12			1.00	0.93	
5.15 10 ¹⁴ —17 ²	31	>100	Ciden		0.84	0.68	0.69			0.56	0.49	
5.21 9 ⁴⁰ —10	6	6—7		逆温增强	1.37	1.08	1.05			0.77	0.67	
10 ¹³ —11 ⁴⁵	6	4		逆温 550 米	1.85	1.49	1.48			1.16	1.05	
5.22 10 ¹⁴ —11 ⁰⁵	6	10		指数分布	0.96	0.74	0.77			0.60	0.50	
5.24 5 ⁴⁷ —7	20	100			0.60	0.44	0.40			0.30	0.27	
7—11 ¹⁹	30	80—100	Ci fil		0.85	0.64	0.63			0.51	0.45	
5.26 8 ³⁰ —16 ²⁵	20	10—15		逆温 480 米	1.13	0.88	0.87			0.69	0.60	
5.28 8 ³⁰ —9 ¹²	6	5—8	Ci		1.30	1.07	1.11			0.96	0.87	
5.29 5 ¹⁹ —5 ²¹	4	100			0.42	0.29	0.26			0.17	0.14	
6.2 15—16	4	15		逆温 1.5 公里	0.83	0.76	0.70			0.66	0.54	
6.8 14 ⁴⁵ —15	1	30		指数分布	0.52	0.25	0.23			0.18	0.11	
15—18 ³⁰	9	30		逆温 800 米	0.63	0.42	0.37			0.28	0.25	
6.11 16	1	10		逆温 750 米	0.84	0.60	0.54			0.45	0.37	
6.12 8 ²⁰ —10 ³⁴	4	8—9		逆温 500 米	0.84	0.60	0.56			0.44	0.37	
11 ³⁵	1	5.5		逆温 900 米	1.54	1.14	1.12			0.88	0.71	
14 ⁴² —16 ⁴⁰	5	15—20		逆温 1.1 公里	0.87	0.59	0.55			0.40	0.31	
6.13 8 ¹¹ —9 ³³	2	6—8		逆温 600 米	0.85	0.60	0.58			0.49	0.41	
6.18 8 ⁴⁵ —8 ¹¹	2	7—8		逆温 400 米	0.73	0.52	0.43			0.31	0.28	
9 ³⁰ —15 ⁵⁴	5	10—15	Ac tra		0.88	0.67	0.63			0.51	0.45	
6.24 14 ¹¹ —18	17	>100		指数分布	0.40	0.22	0.20			0.15	0.11	
6.25 8 ⁵⁴ —10	4	50		逆温 1.1 公里	0.45	0.27	0.25			0.20	0.15	
10.13 11 ¹³ —14 ⁰¹	4	25		逆温 1 公里	0.45	0.33	0.28	0.27	0.26	0.19	0.12	
10.16 14 ¹¹ —16 ¹¹	5	8—15		逆温 1 公里	0.53	0.46	0.39	0.37	0.29	0.20	0.09	
10.23 14—15	4	30—50			0.59	0.39	0.32	0.32	0.29	0.19	0.16	
10.29 8 ¹⁴ —16 ²⁰	25	50		指数分布	0.42	0.30	0.24	0.24	0.19	0.14	0.13	
10.30 9 ¹⁷ —11 ¹⁴	13	8		逆温 650 米	0.74	0.61	0.53	0.52	0.44	0.37	0.33	
13 ¹³ —16	8	15—20		逆温 1.5 公里	0.73	0.58	0.55	0.54	0.48	0.42	0.40	
11.6 11—16	8	10—20		指数分布	0.57	0.41	0.36	0.35	0.30	0.24	0.22	
11.12 10—14	14	30—50		指数分布	0.53	0.39	0.34	0.30	0.28	0.22	0.19	
11.13 8 ³⁰ —10 ²⁰	6	10—15		弱逆温	0.46	0.32	0.28	0.27	0.24	0.18	0.13	
14—15 ²⁰	4	15—30		指数分布	0.48	0.36	0.32	0.32	0.29	0.23	0.21	
11.15 9—10 ⁴⁰	11	1.5—5		弱逆温	0.63	0.50	0.45	0.44	0.36	0.29	0.23	
11.19 9—15 ⁴⁶	11	2.5—15			0.58	0.44	0.40	0.39	0.33	0.26	0.22	
11.20 9 ¹⁵ —11 ⁰³	7	4—4.5		逆温 350 米	0.57	0.46	0.41	0.39	0.35	0.28	0.25	

* 指太阳进入云时测量

** 指消光系数随高度分布的转折处

透明度不同,但半天之内是稳定的,由此定出的 D_0 , 相对误差 $\leq 5\%$, 其中 0.75 微米波段最大,其他均 $< 3\%$. 与 11 月 13 日定的 D_0 比较,最大相对误差也不到 10% , 附合仪器读数精度. 所用的 D_0 值见表 3. 由此计算的全部数据列于表 4.

四、资料分析

我们观测的天气均为晴天,一般云量小于 3, 有时日轮正好被高云所遮挡,则可推算出云层的衰减量,但这种资料不多. 将所有的资料分作两大类,一类是有云天气(指太阳通过云层),一类是晴天. 表 4 中相应列出能见度 and 大气层结的资料,以便考察光学厚度与能见度、大气层结的关系.

太阳可见光辐射通过大气的衰减量是由大气分子和气溶胶共同作用的结果,这两者是本质很不相同的粒子,它们的散射贡献与波长关系服从:

$$\tau(\lambda) = a\lambda^{-4} + b\lambda^n \quad (4)$$

式中右边第一项为分子散射,第二项为气溶胶散射的贡献,参数 b 与气溶胶粒子数密度有关, n 与气溶胶谱分布有关,称为粗粒参数. 另外还有分子成份的吸收贡献,这种衰减包括两部分,即选择吸收和连续吸收. 其中 6884 和 7621 Å 两条吸收线^[7]为较强. 但都在第 1, 2, 3 片的半宽度之外,可能影响反而是比较小的. 于是我们测得的光学厚度就用 (4) 式来近似,其中分子散射用标准大气的瑞利散射扣除.

1. 晴朗大气的衰减

定义能见度大于 30 公里为晴朗天气,共有 10 次,它们与波长的关系如图 4 所示. 图中两条实线分别表示 Elterman 模式大气和瑞利大气^[3]. 我们观测值处于这两条曲线之间,能见度为 30—50 公里时,光学度数值比较靠近 Elterman 曲线,能见度 > 50 公里,尤其是 6 月 24 日那天超过 100 公里时,就比较接近纯分子大气,其中 0.4 微米值是瑞利散射的 1.2 倍, 0.75 微米的值近于 5 倍. 普遍看来,曲线较平缓,兰光偏小,红光值偏大,反映出北京地区的气溶胶粒子谱形较宽,大粒子偏多. 图中虚线是北京晴朗天气的平均曲线,其中 0.5—0.65 微米一段曲线有点上抬,可能是由于在这一波段上集中几条氧气和水汽吸收带的缘故,这有待进一步研究. 从季节角度看,夏季偏大,气溶胶大粒子较多,这同北京地区的气溶胶的来源是一致的. 夏季可能来自海洋,秋冬季来自西北大陆,海洋性气溶胶谱形偏宽是人们所公认的. 相应的 b 和 n 值见图 5 和表 5.

2. 整层大气衰减与地面能见度的关系

现有的资料中除了晴朗天气以外,均为不同能见度的晴天,其中选择了五天绘于图 6. 图中虚线是 Elterman 模式大气^[8],能见度分为 2、3、4、5、6、8、10、13、25 公里,其中 25 公里的值取自文献^[3]. 从图中可以看出,各种能见度的测量与波长的关系都比模式曲线来得平缓,这说明北京地区的气溶胶大粒子较多,这同激光探测的 0.6943 微米的消光系数值普遍比 Elterman 值大是一致的.

地面能见度仅仅反映出贴地层浑浊程度,不能代表整层大气的情况,Elterman 一概用地面能见度确定消光系数,并按指数律与 5 公里的值相连,而认为 5 公里以上不变. 这

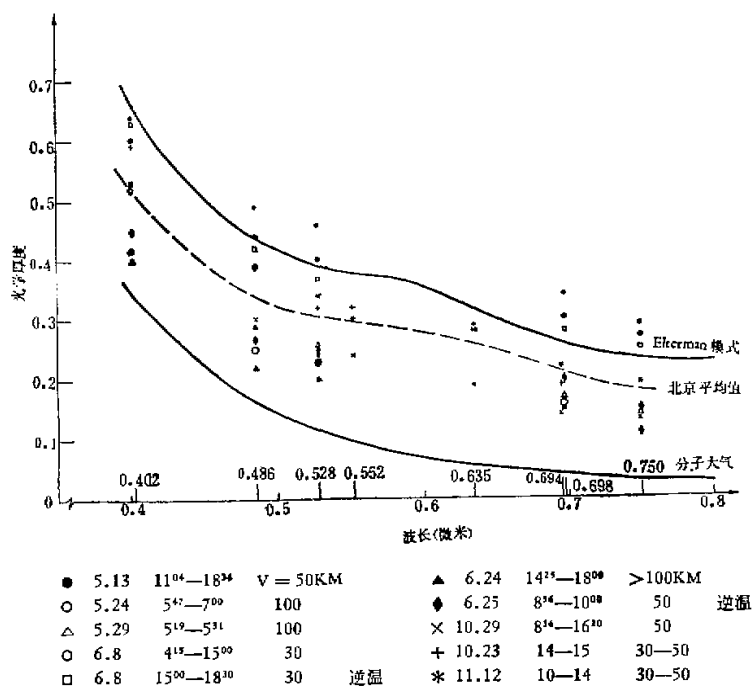


图 4 北京晴朗大气光学厚度与波长的关系

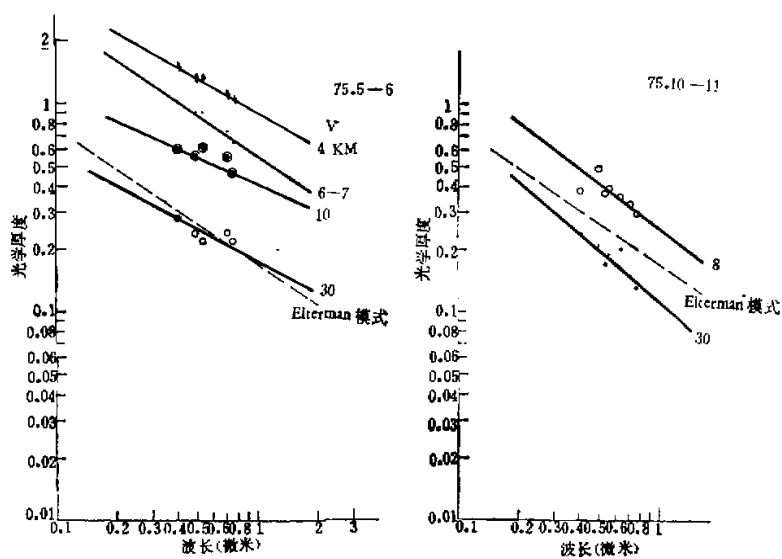


图 5 气溶胶光学厚度与波长的关系

表5 几种典型天气的 b, n 值

日期	能见度	气溶胶参数	
		b	n
5.21	4 KM	0.90	-0.56
5.21	6~7	0.56	-0.69
5.22	10	0.41	-0.44
6.8	30	0.18	-0.51
10.23	30	0.11	-0.83
10.30	8	0.25	-0.73
Elterman 模式	25	0.17	-0.64

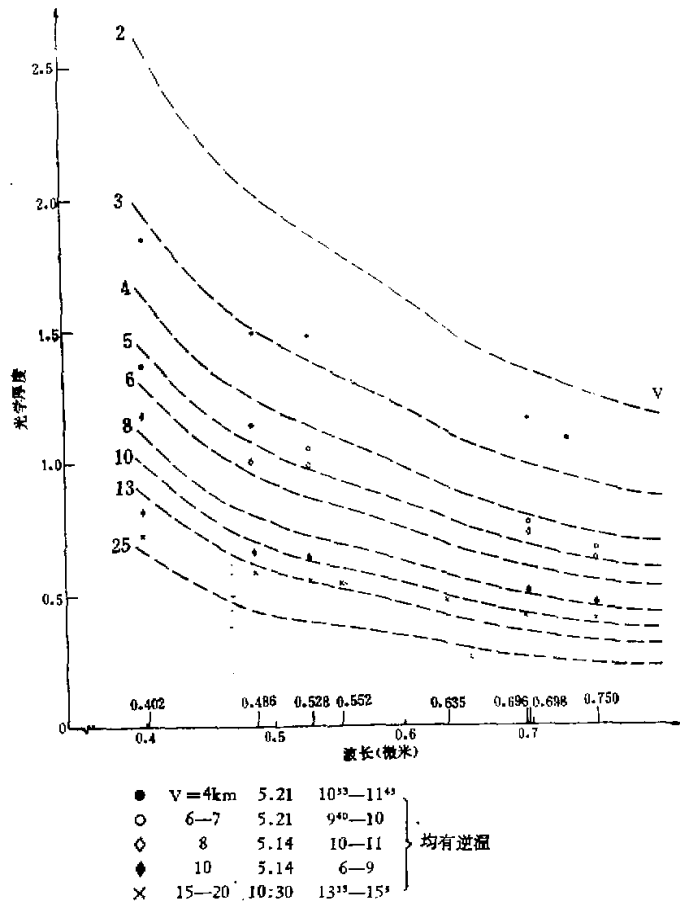


图6 低能见度时大气光学厚度与波长的关系

种情况不能代表所有天气,尤其在城市、平原地区逆温是经常出现的,气溶胶粒子在低层就有明显的堆积,大大削弱了太阳辐射.有时在出现逆温的日子里,地面能见度可以很差,而几百米以上大气却很干净,这时测得的 τ 值并不大,如11月15、20日两天.有些日子,

整天能见度变化很大,清晨逆温存在,能见度只有几公里,甚至1公里左右,而随着日照的加强,逆温逐渐消失,地面能见度变好。而整层说来,近地面气溶胶粒子随对流向上输送,使得总衰减量并没有明显的变化。这一点我们在研究总衰减与能见度的关系时需要特别加以注意的,这时必须同时研究高低层之间的关系,有了激光雷达的配合,上下输送,分配的问题就看得比较清楚。例如10月30日能见度变化很大,从上午8时能见度3公里,以后逐渐变好到下午15时达15公里,整天吹南风,城市污染遍及北郊上空,逆温全天存在,8时逆温高度为100米,以后逐渐加强抬高,地面虽然变好,但到15时逆温已抬升到1.5公里。辐射测量表明,整层大气的光学厚度变化不大。因此地面能见度不能作为整层大气光学厚度的指标,Elterman 单因子模式是具有很大局限性的。因为3公里的光学厚度对整层大气的影晌很大,按 Elterman 指数模式,3公里的值也占整层的60%左右,低层的层结变化对整层贡献的比重很大,尤其是强逆温时,可占80%以上,这样大的变化量是不能忽视的。今后建议建立双因子模式,引进层结特征,按能见度和逆温高度分类。在建立新模式时,应该格外注意150米以下的测量值,因为贴地层浑浊程度受局地影响比较大,变化也比较快,代表性很差。

3. 高云天气衰减量的测定

在比较稳定的天气条件下,出现很快移动的高云,用测整层衰减量的办法可以从中扣除大气本身的衰减,从而计算出云层的衰减量。11月15日10时记录了一次密卷云过程,云移过太阳很快,云中 $\lambda = 0.4$ 微米最大光学厚度近0.5,相应衰减量为16.6%(见图7)。

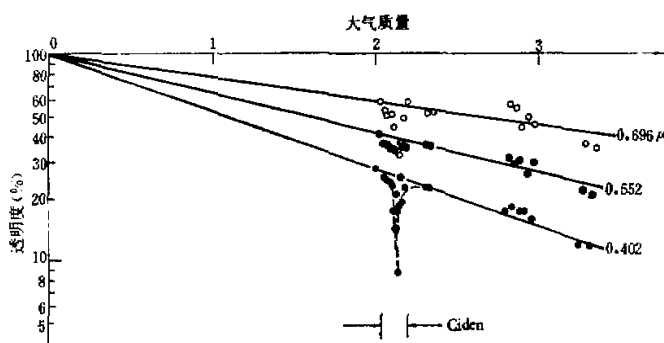


图7 一次密卷云过程(11月15日)

有时会出现这种情况:天空呈兰色无晕,但实际存在着很薄、很高、很平展的“高云”,它没有纤维状的结构,一般肉眼无法辨认。这种层次我们称它为水汽凝结层。有时我们并不能及时发现它,但从观测结果分析就一目了然。例如5月24日那天,地面能见度30公里,5:40开始观测,到7时左右发现天空似乎有丝状结构,但它不是卷云,以0.4微米波长为例(见图8),这时云的衰减为7.8%,从曲线上看出,实际6时(对应大气质量为4.6)以后,这层水汽凝结层就出现在太阳附近,其衰减量为1.0%以上,到近9时明显出现卷云,衰减量也上升到10—20%。用这种测量来确定云的衰减以及发现水汽凝结层是十分有效的。

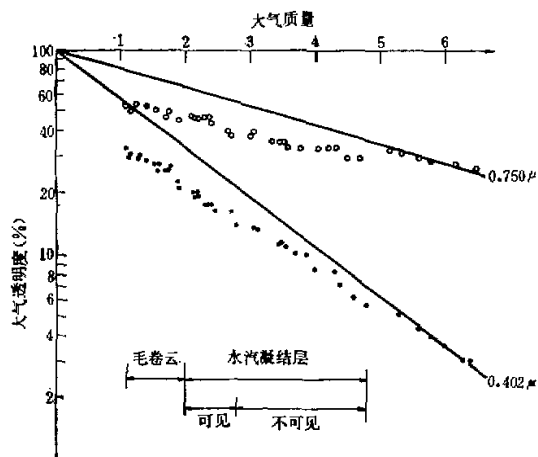


图8 一次毛卷云过程(五月二十四日)

五、结 束 语

通过75年5—6月、10—11月的初步测量,对于北京市郊太阳可见光辐射衰减规律有以下几点认识:

(1) 在晴朗和洁净的天气,能见度大于30公里,对流充分时,可以采用 Elterman 模式。能见度越好其值越接近分子大气模式,但北京地区粗粒参数 n 值偏大。今后可以根据消光系数的测量,建立能见度25公里到100公里以上的晴朗大气模式。

(2) 低能见度时,必须同时考察消光系数的垂直分布,或者同时有温度层结作参考,建立双因子模式。在对流充分时,Elterman 模式有一定代表性,但北京地区 n 值处在 -0.4 到 -0.8 之间。层结有明显变化时,完全不能应用现有模式大气的数据。

(3) 北京夏季和秋季相比,夏季气溶胶谱可能偏宽。

(4) 能够有效测出高云尤其是水汽凝结层的衰减量,以便正确估计气溶胶成分的作用。

这次可见光辐射测量次数尚不够多,还缺乏系统性和完整性,所分析的结果也是初步的,有待今后开展可见光辐射测量时再改进。

今后要固定仪器装置,增设几个波段避开大气成分的选择吸收,最好配有水汽、臭氧的观测,有效地扣除 H_2O , O_2 , O_3 的吸收贡献,以提高测量的可靠性。选择我国高原、平地、城市、海洋等代表性地区,取得完整、系统的辐射资料,建立适合我国实际情况的大气光学模式。

参 考 资 料

- [1] J. T. Twitty, *J. Atm. Sci.*, 1975, **32** (3), pp. 584—592.
- [2] J. G. Kuriyan, et. al., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1974, **100** (426).
- [3] J. Elterman, U. V. visible and IR attenuation for altitudes to 50 KM, 1968, AFGL-68-0153.

- [4] A. Guttman, *Appl. Opt.*, 1968, 7 (12), pp. 2377—2381.
- [5] W. M. Irvine, et al., *J. Atm. Sci.*, 1970, 27 (1), pp. 62—69.
- [6] Fritz. Kasten, *Archiv Fur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Serie B 1966, 14(2), pp. 206—224.
- [7] L. Goldberg, "The Earth as A Plant", Chapter 9 1958.
- [8] L. Elterman, Vertical-attenuation model with eight surface meteorological ranges 2 to 13 Kilometers, AFCRL-70-0200.