

青藏高原大气光学特性的测量与分析

王鹏举 周秀骥
(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文在1986年6月西藏拉萨市十通道太阳光度计六天观测工作基础上,计算了高原地区的整层大气垂直光学厚度,与北京西郊1981年6月的资料对比表明,在可见和近红外波段,拉萨市的大气光学厚度只有北京的一半,甚至更小。分析了在高原地区利用臭氧的Chappuis吸收带反演大气臭氧总量的可行性、方法、结果及其合理性。接着,本文讨论了双通道法和多通道法计算水汽光学厚度的差别,并简要分析了影响水汽总量变化的原因。本文还讨论了拉萨地区六月份大气浑浊度的时变规律及其变化机制。大气浑浊度不仅与地面大气状况(对流、地面风速等)有关,而且取决于大气的湍流结构。最后,本文利用Philips-Twomey方法反演了气溶胶的谱分布,结果表明,高原六月份气溶胶谱形大多接近Junge分布形式。另外,文中还简单讨论了折射率对反演气溶胶谱的影响。

一、引 言

大气臭氧、水汽及气溶胶等在大气辐射、大气环境和大气化学中有相当重要的作用^{[1]-[3]},对它们的观测分析一直是科学工作者关心的课题^{[4]-[17]}。

表1 太阳光度计的通道参数

通道号	中心波长(μm)	波带宽(\AA)	透过率(%)
1	0.3703	98	7
2	0.3996	79	41
3	0.4409	77	56
4	0.5196	81	58
5	0.6105	118	43
6	0.6703	109	56
7	0.7790	109	42
8	0.8703	123	55
9	0.9385	133	51
10	1.0291	157	48

1986年6月,由中美两国科研人员组成的科考小组*在西藏进行了为期一个多月的大气科学实验,其项目之一是太阳光度计的观测,该光度计共有10个通道,各通道参数

本文1987年4月3日收到,1987年8月1日收到修改稿。

* 科考小组中方成员:祝昌汉、王鹏举、赵学鹏、李术华、曾宪宁、杨羽、王平、刘义军。

见表 1。表中可见,通道 5 位于臭氧的 Chappuis 带中心,通道 9 位于水汽的 ρ_{OT} 带,气溶胶的消光遍及所有 10 个通道。这就提供了利用太阳光度计资料推求大气臭氧、水汽及气溶胶的可能性。

限于各种条件,我们这次只获得西藏拉萨市区(29.66°N, 91.12°E)六个上午的光度计观测资料。下文的分析基于这些资料。

二、整层大气光学厚度

由 Beer 定律,对于单色光谱:

$$I_i(m) = I_{0i} \cdot \exp(-\tau_i^{\lambda} \cdot m) \quad (1)$$

其中 I_{0i} 是大气上界波长为 λ 的太阳辐射强度, τ_i^{λ} 是整层大气垂直光学厚度, m 是大气质量, $I_i(m)$ 是地面单色辐射强度。由于光度计各通道有一定宽度 $\Delta\lambda_i$ ($i=1, 2, \dots, 10$), 如通道函数为 φ_i , 对于第 i 通道, 有:

$$\int_{\Delta\lambda_i} I_i(m) \varphi_i(\lambda) d\lambda = \int_{\Delta\lambda_i} I_{0i} e^{-\tau_i^{\lambda} \cdot m} \varphi_i(\lambda) d\lambda \quad (2)$$

如以 I_i 、 I_{0i} 分别表示第 i 通道的地面平均辐射强度和大气上界平均辐射强度(即仪器常数), 则有:

$$I_i(m) = \frac{I_{0i} \cdot \int_{\Delta\lambda_i} \varphi_i(\lambda) e^{-\tau_i^{\lambda} \cdot m} d\lambda}{\int_{\Delta\lambda_i} \varphi_i(\lambda) d\lambda}$$

即:

$$I_i(m) = I_{0i} \cdot e^{-\tau_i^{\lambda} \cdot m} \quad (3)$$

τ_i^{λ} 为通道 i 的铅直大气光学厚度平均值。

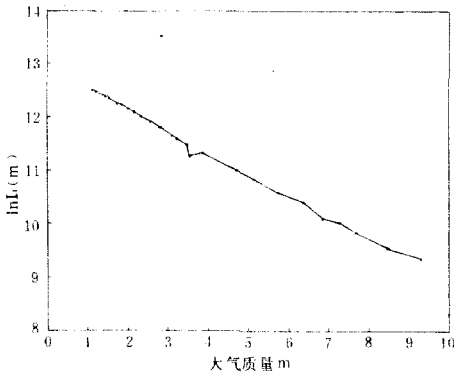


图 1 1986 年 6 月 11 日太阳光度计第 1 通道 ($\lambda=0.3703\mu\text{m}$) 的地面测量值随大气质量 m 的变化(拉萨)。

仪器常数 I_{0i} 的确定采用斯密森研究所的长法, 见图 1, 由于用长法要求大气性质稳定, 并考虑到 I_{0i} 是大气质量 m 趋近于零时的 $I_i(m)$ 值, 且多次散射的影响随 m 的减小而减小, 因此, 选 m 小于 2.5 的资料来计算 I_{0i} 。为减少测量误差, 本文取大气状况比较稳定的 5 天(除 21 日)的 I_{0i} 的平均值作为仪器常数。

表 2 列出了由 (3) 式得到的 τ_i^{λ} 的日平均, 并以 6 天的平均表示拉萨市 1986 年 6 月大气透明度状况。结果与赵柏林等^[12] 1981 年 6 月在北京西郊得到的整层大气光学厚度谱的月平均值对比表明, 在可见及近红外波段, 北京西郊的大气光学厚度为拉萨市的一倍左右, 即拉萨具有比北京更为良好的大气透明度。这可能有两方面的原因,

一是拉萨地区的海拔高度高, 空气稀薄, 其分子散射光学厚度只有北京市的 65% 左右; 二是两地的大气污染程度不一, 这一点在下文中详细讨论。

表 2 1986 年 6 月西藏拉萨市整层大气垂直光学厚度日平均

波 长 (μm)	日 期						平均值	标准差	相对差 (%)
	11 日	12 日	15 日	21 日	22 日	23 日			
0.3703	0.444	0.482	0.428	0.501	0.475	0.476	0.468	0.024	5.22
0.3995	0.355	0.394	0.343	0.409	0.385	0.382	0.378	0.022	5.95
0.4409	0.278	0.319	0.266	0.325	0.309	0.305	0.300	0.021	7.10
0.5196	0.198	0.242	0.191	0.237	0.230	0.225	0.221	0.019	8.73
0.6105	0.172	0.219	0.168	0.206	0.207	0.200	0.195	0.019	9.63
0.6703	0.134	0.183	0.130	0.169	0.168	0.162	0.158	0.019	12.20
0.7790	0.104	0.155	0.102	0.133	0.138	0.132	0.127	0.019	14.76
0.8703	0.095	0.147	0.096	0.119	0.127	0.122	0.118	0.018	15.40
0.9385	0.404	0.454	0.455	0.443	0.225	0.402	0.403	0.081	20.24
1.0291	0.090	0.142	0.105	0.110	0.118	0.114	0.113	0.016	13.83

三、 大气臭氧总量

在太阳光谱的紫外和可见区不存在水汽的吸收,整层大气垂直光学厚度可表示为:

$$\tau_{\lambda}^{\lambda} = \tau_{\lambda}^A + \tau_{\lambda}^R + \tau_{\lambda}^{O_3} \quad (4)$$

其中 τ_{λ}^A 、 τ_{λ}^R 、 $\tau_{\lambda}^{O_3}$ 分别是大气气溶胶、大气分子及臭氧的光学厚度。 τ_{λ}^R 和 $\tau_{\lambda}^{O_3}$ 的计算可用下述公式^[5]:

$$\tau_{\lambda}^R(p) = \frac{p}{p_0} \cdot \tau_{\lambda}^R(p_0) \quad (5)$$

$$\tau_{\lambda}^{O_3}(\eta) = \eta \cdot a(\lambda) \quad (6)$$

其中 p 为地面气压, $p_0 = 1013\text{hPa}$, $\tau_{\lambda}^R(p_0)$ 是大气压为 p_0 时的分子散射光学厚度。 η 是大气臭氧总量(单位取 cm-atm), $a(\lambda)$ 是标准状态下单位厘米臭氧的光学厚度,其值可由实验室测量确定^[16]。 $\tau_{\lambda}^R(p_0)$ 的数值可精确求出,也可采用下面的近似公式^[5]:

$$\tau_{\lambda}^R(p_0) = 0.008735\lambda^{-4.08} \quad (7)$$

为了解利用可见光通道决定臭氧总量的可行性,取表 2 中的 τ_{λ}^{λ} , 并假设臭氧总量 η 为 0.3cm-atm , 通过(4)~(7)式,得到位于 Chappuis 带中心的第 5 通道臭氧光学厚度 $\tau_{\lambda}^{O_3}$ 与气溶胶光学厚度 τ_{λ}^A 之比为 $1/3$ 。这表明,臭氧的信息量足以克服气溶胶扰动的影响,因此,可以利用 Chappuis 带在高原地区推求大气臭氧总量。

由公式(4)、(5)、(6),可以得到:

$$\tau_{\lambda}^{\lambda}(p, \eta) = \tau_{\lambda}^{\lambda} - \frac{p}{p_0} \tau_{\lambda}^R(p_0) - \eta a(\lambda) \quad (8)$$

假设气溶胶具有 Junge 分布,粒子的半径从零到无穷大,可推导出气溶胶的光学厚度:

$$\tau_{\lambda}^A = \beta \cdot \lambda^{-v^*+2} \quad (9)$$

(9)式两边取对数,便有:

$$\ln \tau_{\lambda}^A = \ln \beta + (-v^* + 2) \ln \lambda = a_0 + a_1 \ln \lambda \quad (10)$$

考虑到气溶胶分布的非 Junge 形式,半径的区间并非从 0 到 ∞ , 在(10)式中用二次项进行修正,即:

$$\ln \tau_{\lambda}^A = a_0 + a_1 \ln \lambda + a_2 (\ln \lambda)^2 \quad (11)$$

合并(8)、(11)两式,有:

$$\ln[\tau_{\lambda}^t - \frac{p}{p_0} \tau_{\lambda}^R(p_0) - \eta a(\lambda)] = a_0 + a_1 \ln \lambda + a_2 (\ln \lambda)^2 \quad (12)$$

选择一组通道(本文选通道 3、4、5、6),利用最小二乘法搜索求解,便能由(12)式算出臭氧总量。

表 3 1986 年 6 月拉萨地区大气臭氧总量的日平均值

日 期	11 日	12 日	15 日	21 日	22 日	23 日	平均值	标准差
臭氧总量(m-cm-atm)	298	304	306	302	317	310	306	6.1

表 3 列出了拉萨地区臭氧总量的日平均值,并将这 6 天的平均值来代表拉萨地区六月份臭氧总量的月平均。为进行比较,我们同时将香河(40°N)、昆明(25°N)臭氧观测站 1986 年 6 月的臭氧总量观测值按纬度线性插值,得到拉萨(30°N)1986 年 6 月臭氧总量的平均值为 306(m-cm-atm),该值与太阳光度计得到的完全一致。这说明,用臭氧的 Chappuis 带反演青藏高原大气臭氧总量的结果是可信的。

四、晴空水汽总量

1. 两种方法计算水汽光学厚度的比较

本次实验使用的太阳光度计第 9 通道位于水汽的 $\rho\sigma\tau$ 带,选第 10 通道作为水汽窗区带,考虑到两通道波长相近,气溶胶消光及分子散射大致相同,水汽的光学厚度便是:

$$\tau^w = \tau_9^t - \tau_{10}^t \quad (13)$$

本文称上述方法为双通道法。该法忽略了气溶胶及分子消光在两个相邻通道的差别,这在水汽含量少、大气尘埃多的情况下可能会产生较大的误差。为此,我们选择一组通道,采用与臭氧总量计算相同的方法推求 τ^w 。即求解非线性方程:

$$a_0 + a_1 \ln \lambda_i + a_2 (\ln \lambda_i)^2 = \ln[\tau_i^t - \tau_i^R - \delta_i \cdot \tau^w] \quad (14)$$

其中 δ_i 对第 9 通道取 1,对其它通道取 0。选择第 7、8、9、10 通道,通过搜索求解便能得到 τ^w 。我们把这种方法称为多通道法。

表 4 1986 年 6 月 12、22 日双通道法和多通道法得到的 τ^w 的差异

日 期	样本数	$\tau_{(1)}^w$ 平均	$\tau_{(1)}^w, \tau_{(2)}^w$ 标准差	相对差	总含水量 (g/cm ²)
12 日	21	0.2936	0.0022	0.73%	1.545
22 日	29	0.1142	0.0160	14.0%	0.621

表 4 列出了按上述两种算法得到的 1986 年 6 月 12、22 日 τ^w 日平均差异,其中 $\tau_{(1)}^w$ 表示由多通道法得到的水汽光学厚度, $\tau_{(2)}^w$ 由双通道法获得。表中还列出了由相应探空资料算得的大气水汽总量。由表可见,12 日大气含水量比较丰富,两种方法得到的 τ^w 值基本一致,而 22 日水汽含量较小,两种方法得到的 τ^w 相差 14%。这表明,在水汽含量丰富的地区用双通道法是完全可行的,而在较为干燥的地区必须进行气溶胶和分子消光订正。

2. 相对水汽总量

由水汽光学厚度 τ^w 推算水汽总量 w 的一般做法是利用探空资料得到的 w 与相应的

τ^w 进行相关统计,结合水汽的光谱吸收特性,以确定 τ^w 与 w 之间的关系。在本次实验中,与光度计观测在时间上相应的探空只有 5 次,难以得到 τ^w 与 w 的正确关系式。然而,由于 w 与 τ^w 的正比关系是确定的,对于水汽的 $\rho\sigma\tau$ 带,存在水汽的随机模式平方根近似,即:

$$w = k(\tau^w)^2 \quad (15)$$

这表明, $(\tau^w)^2$ 能代表水汽总量 w 的变化趋势,本文称之为相对水汽总量。

综合分析相对水汽总量 $(\tau^w)^2$ 与地面水汽状况及其相应的天气形势之间的关系(参见表 5),可以得出以下结论:

(1) 高原雨季开始之前,拉萨地区的大气含水总量与其上空的天气形势,特别是偏南气流有一定的关系。15 日拉萨上空有横切变,南部吹一致的偏南风,对应的 $(\tau^w)^2$ 最大;而 22 日吹偏北风,对应的 $(\tau^w)^2$ 最小。这主要由于偏南气流能引起孟加拉湾的水汽向高原输送。

表 5 相对水汽总量与地面水汽状况及天气形势的关系

日 期	$(\tau^w)^2$	地面水汽压 e_s (hPa)	500hPa 08 时天气状况
6 月 11 日	0.10	7.5	高压后部,弱的偏南风
15 日	0.13	9.0	横切变,南部一致的偏南风
21 日	0.12	10.0	高压脊前部,偏北风
22 日	0.015	4.5	高压中部,偏北风
23 日	0.09	6.5	一致的西南风

(2) 高原地区的水汽总量还与地面的水汽状况有明显的关系。21 日拉萨位于高压脊前部,上空吹一致的偏北风,但地面的水汽压最大,相对水汽总量也较大;而 23 日尽管吹一致的西南风,但地面水汽压较小, $(\tau^w)^2$ 也比较小。

因此,高原地区的大气含水总量一方面取决于水汽的水平输送,另一方面还与地面输送有关。

五、大气浑浊度

第 i 通道的臭氧及水汽的光学厚度确定后,便可由下式计算气溶胶的光学厚度(又称为大气浑浊度):

$$\tau_i^A = \tau_i^O_3 - \tau_i^R - \tau_i^{O_2} - \tau_i^w \quad (16)$$

大气浑浊度反映了大气的被污染程度。赵柏林等^[13]1981 年 6 月在北京西郊得到中心波长为 $0.500\mu\text{m}$ 处的气溶胶光学厚度最大值达 1.0 以上,邱金桓等^[14]测得的北京市三月份中心波长为 $0.55\mu\text{m}$ 处的 τ_i^A 最大值为 0.777,而本文中 $\tau_i^A(\lambda = 0.5196\mu\text{m})$ 的最大值只有 0.20。这表明,拉萨市的大气污染程度远比北京低。

由气溶胶的 Junge 分布可以导出 Angström 浑浊度公式(即式(9)),式中 v^* 是表征谱形的常数。本次实验所有样本的计算表明,气溶胶光学厚度的实测值与按(9)式的计算值的平均相关系数为 0.95,其中相关系数大于 0.90 的样本占 85%,大于 0.95 的占 60%以上。这间接说明,拉萨地区六月份气溶胶分布一般具有近于 Junge 分布的形式。

谱形常数 v^* 反映了气溶胶大小粒子的相对数量,其平均值一般为 3.0 左右^[10]。但在高原地区, v^* 值偏小,平均值只有 2.4 左右。

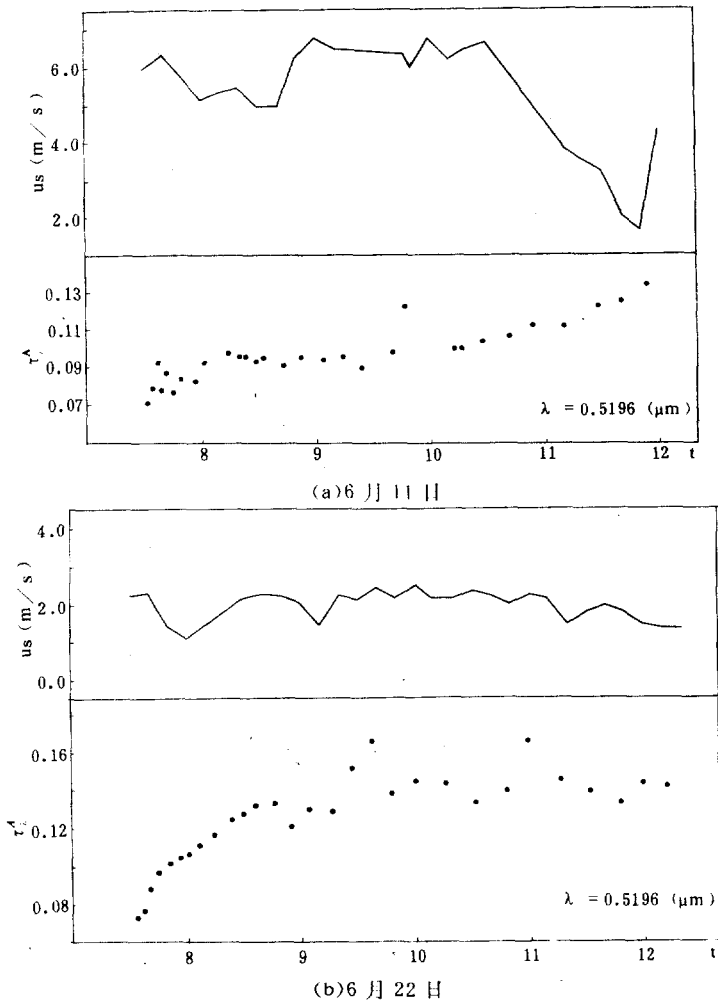


图2 1986年6月拉萨市大气浑浊度(下)及地面风速(上)的时间变化

为了了解拉萨地区大气浑浊度与地面大气状况的关系,图2(a)、(b)分别给出了11、22日两天大气浑浊度(τ_4^{λ})和地面风速 U_s 随时间的变化。图中可见:

1. 在太阳初升后的一段时间,大气浑浊度呈递增的趋势。这主要由于早晨近地面层存在逆温,对流较弱,抑制了地面尘埃的输送,以后由于太阳的不断加热,地面温度增加,对流增强,地面向大气的尘埃输送增加。

2. 地面风速与大气浑浊度有密切的关系。地面风速大,气溶胶消散得快,大气浑浊度小;相反,地面风速小,大气浑浊度大。在图2的两例中,11日地面风速较大(5米/秒左右),对应的 τ_4^{λ} 只有0.09左右,而22日的 U_s 较小,平均不超过2米/秒,相应的 τ_4^{λ} 达0.14。11日 τ_4^{λ} 、 U_s 的时间变化也反映了大气浑浊度随地面风速增加而减小的关系。

通过对相应大气Richardson数的计算和分析,我们发现大气浑浊度的大小还取决于大气的湍流结构。近地层湍流使得尘埃由地面向大气输送,如上层大气稳定,抑制了尘埃的扩散,大气浑浊度大;如上层大气湍流强,尘埃扩散得快,大气浑浊度小。

六、 大气气溶胶

1. 反演方法

前面得到了各通道的气溶胶光学厚度 τ^A ，如假设粒子是球形的，并考虑到折射率 m 在可见及近红外波段随波长的变化较小^[15]，可取为常数，便有：

$$\begin{aligned} \tau^A &= \int_0^{z_m} dz \int_{r_0}^{r_m} dr \cdot \pi r^2 \cdot n(r, z) \cdot Q_e(r, \lambda i, m) \\ &= \int_{r_0}^{r_m} \pi r^2 \cdot Q_e(r, \lambda i, m) \cdot n(r) dr \end{aligned} \quad (17)$$

其中 Q_e 是消光因子， r 是粒子半径， r_0 、 r_m 是粒子半径的下限和上限， $n(r, z)$ 为局地气溶胶谱分布， $n(r)$ 为待求的大气柱气溶胶谱分布。

取折射率 $m = 1.50 - 0.001i$ ，考虑到高原地区气溶胶分布尚不清楚，本文采用 Phillips-Twomey 反演方法，并将 $n(r)$ 分解为缓变函数 $f(r)$ 和快变函数 $h(r)$ 的乘积，取初始快变函数 $h^{(0)}(r)$ 为 Junge 分布。具体步骤参见[15]。

关于反演气溶胶谱的通道选择，主要依据核函数的特性，并注意到水汽和臭氧的吸收。本文选第 2、4、6、7、8、10 六个通道，中心波长分别为 0.3995、0.5196、0.6105、0.7790、0.8703 及 1.0291 微米。

2. 谱分布特征

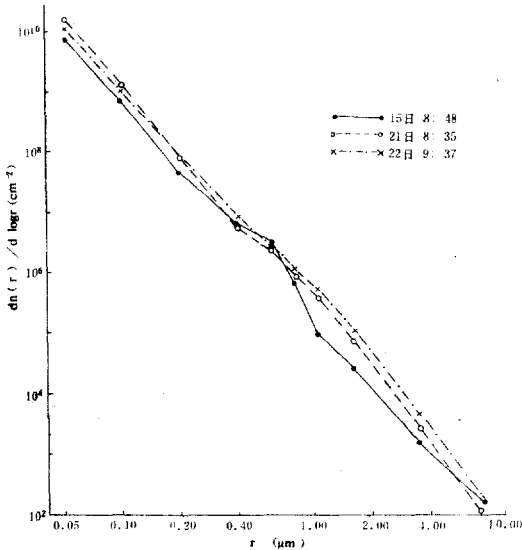


图3 1986年6月拉萨市气溶胶分布为 Junge 谱形的例子

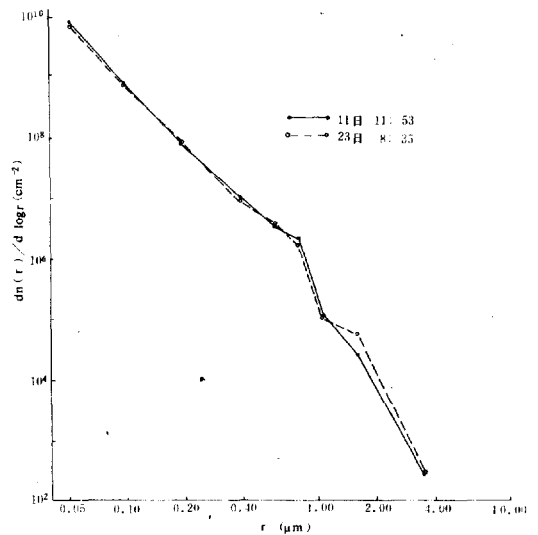


图4 (同图3)气溶胶谱为近似的 Junge 分布或双坡度分布的例子

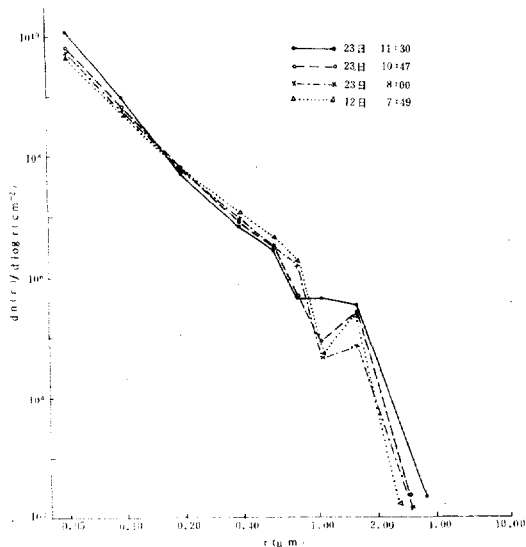


图 5 (同图 3) 较为复杂的气溶胶分布的例子

综合所有样本的反演结果,我们将拉萨市 1986 年 6 月的气溶胶谱分为两大类型。一类是近似的 Junge 分布,见图 3、4,这类谱形能看成是 Junge 分布,或者是以 Junge 分布为主迭加上对数正态分布,图 4 的谱形更接近于双坡度分布。

气溶胶分布的另一类型较为复杂,在大粒子部分不能看成是简单的 Junge 分布(见图 5),它们可用 Junge 分布加上对数正态分布,或用双坡分布加上对数正态分布来描述。这类谱形在本次实验中也相当普遍。

综上所述,拉萨地区的气溶胶谱分布具有典型的大陆性分布特性。

七、总 结

通过对 1986 年 6 月中美青藏高原大气科学实验获得的拉萨市十通道太阳光度计 6 天观测工作及资料分析,得到以下几点结论:

1. 青藏高原大气光学厚度较小,在整个太阳光谱内只有北京市的一半左右。高原地区具有良好的大气透明度。
2. 利用臭氧的 Chappuis 带在高原地区推求大气臭氧总量是可行的。
3. 大气含水总量不仅与天气背景有关,而且还决定于地面的水汽输送。
4. 拉萨地区大气浑浊度较小,大气污染程度较低。大气浑浊度与对流、地面风速及大气的湍流结构有关。拉萨大气气溶胶谱形大多具有 Junge 分布形式。

青藏高原大气光学特性参数的测量直接关系到高原地区的辐射收支及大气环境等重要课题的研究,本文只是作了初步的探讨,有待更多的资料作进一步的分析。

参 考 文 献

- [1] G. W. Paltridge and C. M. R. Platt, Radiation processes in meteorology and climatology. Elsevier, 215—241, 1976.
- [2] 廖国男, 大气辐射导论, 气象出版社, 264—268, 1985 年.
- [3] Muhammad Iqbal, An introduction to solar radiation, Academic Press, New York, 107—160, 1985.

- [4] 王贵勤等. 大气臭氧研究. 科学出版社. 22—51. 1985 年.
- [5] King, M. D. and D. M. Byrne. A method for inferring total ozone content from the spectral variation of total optical depth obtained with a solar radiometer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2242—2251. 1976.
- [6] Angstrom, A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere, *Tellus*, **13**, 214—223. 1961.
- [7] Pitts, D. E. et al. Temporal variations in atmospheric water vapor and aerosol optical depth determined by remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1312—1321. 1977.
- [8] 孔琴心. 任丽新. 大气科学, **7**, 341—346. 1983.
- [9] Volz, F. E. Economical multispectral sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 to 1.6 μm and precipitable water. *Appl. Opt.*, **13**, 1732—1733. 1974.
- [10] Shaw, G. E. et al. Investigations of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 374—380. 1973.
- [11] Yamamoto, G. and Tanaka, M. Determination of aerosol size distribution from spectral attenuation measurements. *Appl. Opt.*, **8**, 447—453. 1969.
- [12] King, M. D. et al. Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2153—2167. 1978.
- [13] 赵柏林等. 中国科学(B), **10**, 951—962. 1983.
- [14] Qiu Jinhuan et al. *Adv. Atmos. Sci.*, **2**, 307—315. 1985.
- [15] 吕达仁等. 中国科学, **12**, 1516—1524. 1981.
- [16] 邱金桓. 大气科学, **9**, 234—242. 1985.
- [17] Shaw, G. E., *Pure and Applied Geophysics*, **114**, 1—14. 1976.
- [18] Leckner, B., *Solar Energy*, **20**, 2, 143—150. 1978.
- [19] Twomey, S. 大气气溶胶. 科学出版社. 1984 年.

MEASUREMENTS AND ANALYSES OF ATMOSPHERIC OPTICAL PROPERTIES OVER TIBETAN PLATEAU

Wang Pengju Zhou Xiuji

(*Academy of Meteorological Science, SMA*)

Abstract

The data getting from a 10-channel solar photometer in Lhasa in June 1986 (during TIPEMX -- 1986) have been used to analyse the atmospheric optical properties over Tibetan Plateau. The results presented in this paper are as follows:

(1) The values of the total optical depth in Lhasa are only about half of those in Beijing, which indicates that atmospheric transparency over Plateau is good.

(2) The Chappuis bands of ozone can be used to retrieve the total ozone content of atmosphere in Plateau areas.

(3) The majority of aerosol size distributions over Lhasa can be best represented by the Junge distribution.

(4) The total moisture content of atmosphere not only relates to the circulation situation but depends on the moisture transportation.