

中国 10 个地方大气气溶胶 1980~1994 年间变化特征研究*

邱金桓 潘继东 杨理权 杨景梅 董艺珍

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 作者发展了一个从地面上太阳短波直射辐射和能见度信息综合确定大气柱气溶胶总光学厚度和平流层气溶胶光学厚度的方法, 并应用这个方法从气象台站观测资料反演得到北京、昆明、喀什、上海、广州、郑州、沈阳、武汉、格尔木和乌鲁木齐等 10 个地方从 1980 到 1994 年间晴天气溶胶光学厚度资料, 分析了这些地方气溶胶光学厚度月变化和年变化特征, 并侧重分析了 1982 年墨西哥厄尔奇琼火山和 1991 年菲律宾皮纳图博火山爆发对气溶胶光学厚度的影响。

关键词 气溶胶光学厚度 能见度 直射辐射

1 引言

大气气溶胶对研究环境与气候变化, 对空间对地遥感的大气订正等都有重要意义。它直接参与凝云致雾过程, 影响着地球辐射收支平衡, 还参与臭氧的非均相反应, 影响着臭氧平衡。在年际气候变化研究中, 火山气溶胶被认为是地球系统气候变化中一个重要的外源。1982 年 4 月厄尔奇琼 (El Chichon) 火山和 1991 年 6 月皮纳图博 (Pinatubo) 火山爆发是本世纪最大的两次火山爆发。因此, 研究这两次火山爆发期间我国大气气溶胶含量的变化规律尤为重要。此外, 大气气溶胶光学厚度是表征大气浑浊度和气溶胶含量的一个重要物理量, 是确定大气气溶胶辐射气候效应的一个关键因子, 本文侧重研究的正是中国大气柱气溶胶光学厚度长期变化特征。窄波段的太阳光度计是目前探测气溶胶光学厚度的一个常用的有效手段^[1~4]。世界上已有少量的气象台站或大气监测站长期坚持采用光度计测量太阳的窄谱直射光强以确定该光学厚度。但这类台站很少, 许多台站只有全波段太阳直射辐射长期观测历史。

邱金桓曾从理论上提出了从全波段太阳直射辐射信息反演大气柱气溶胶光学厚度的一个新方法^[5], 并在实验上加以发展^[6]。考虑到我国许多气象台站具有长期太阳直射辐射常规观测历史, 这个方法的实际应用是有意义的。但是这个方法并不能区分平流层和对流层气溶胶光学厚度, 不适于研究平流层火山云。为此, 本文发展了一个新方法, 即从太阳直射表探测的太阳短波直接辐射和地面能见度信息, 同时确定总的气溶胶光学厚度和平流层气溶胶光学厚度, 并应用这个新方法和气象台站的太阳直射表观测资料, 反

1996-06-14 收到, 1996-11-05 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目

演得到了北京等 10 个地方 1980~1994 年间气溶胶光学厚度, 分析其月与年变化规律以及厄尔奇琼火山和皮纳图博火山爆发对大气气溶胶含量的影响。

2 方法

本文研究的气溶胶光学厚度是指 $0.7 \mu\text{m}$ 大气柱气溶胶光学厚度。该光学厚度 τ_a 可分为地面至 6 km 高度的光学厚度 $\tau_a^{(1)}$, 6 km 至 12 km 的光学厚度 $\tau_a^{(2)}$, 12 km 以上光学厚度 $\tau_a^{(3)}$ 三部分, 即

$$\tau_a = \tau_a^{(1)} + \tau_a^{(2)} + \tau_a^{(3)}, \quad (1)$$

由于平流层以上的气溶胶粒子非常少, $\tau_a^{(3)}$ 可视为平流层气溶胶光学厚度。 $\tau_a^{(3)}$ 又可分为背景平流层气溶胶光学厚度 $\tau_{a,B}^{(3)}$ 和平流层火山灰气溶胶粒子光学厚度 $\tau_{a,V}^{(3)}$, 于是 (1) 式可变为

$$\tau_a = \tau_a^{(1)} + \tau_a^{(2)} + \tau_{a,B}^{(3)} + \tau_{a,V}^{(3)}. \quad (2)$$

对大于 $0.7 \mu\text{m}$ 波长, $\tau_a^{(2)}$ 与 $\tau_{a,B}^{(3)}$ 二项之和一般小于 0.02, 可见其对 τ_a 的贡献是小的, 而且一些研究表明, 它们的变化也较小^[7]。根据 LOWTRAN7 模式^[8], 对 $0.7 \mu\text{m}$ 波长, $\tau_a^{(2)}$ 和 $\tau_{a,B}^{(3)}$ 分别为 0.012 和 0.0045。本文取 $\tau_a^{(2)} = 0.012$ 和 $\tau_{a,B}^{(3)} = 0.0045$, 且不考虑它们实际可能的变化, 由此引起的误差估计是小的。

平流层火山灰气溶胶粒子光学厚度可高达 0.3, 远大于 $\tau_a^{(2)}$ 和 $\tau_{a,B}^{(3)}$ 。

$\tau_a^{(1)}$ 的大小主要取决于边界层内气溶胶消光系数分布, 且因时间和地点的不同有很大的变化。大气边界层内气溶胶消光系数分布极大依赖于地面能见度, 又考虑到地面能见度与地面气溶胶消光系数成反比, 本文采用如下的关于 $\tau_a^{(1)}$ 和地面能见度的经验关系式:

$$\tau_a^{(1)} = f_1 + \frac{f_2}{R} + \frac{f_3}{R^2}, \quad (3)$$

(3) 式中, R 为能见度, f_1 、 f_2 和 f_3 为待定的系数, 此三个系数的确定方法如下:

(1) 采用邱金桓提出的方法^[5], 从太阳直射表测量的太阳短波直接辐射确定 $0.7 \mu\text{m}$ 气溶胶光学厚度 τ_a 。

(2) 选取火山爆发前的太阳短波直接辐射和能见度资料, 如选取菲律宾皮纳图博火山爆发前的 1990 年, 此时可设 $\tau_{a,V}^{(3)} = 0$, 并确定 $\tau_a^{(1)}$ 如下:

$$\tau_a^{(1)} = \tau_a - \tau_a^{(2)} - \tau_{a,B}^{(3)}, \quad (4)$$

这里 $\tau_a^{(2)}$ 和 $\tau_{a,B}^{(3)}$ 取前面谈及的模式值。

(3) 采用最小二乘法, 由一年晴天日子的 $\tau_a^{(1)}$ 和能见度 R 资料拟合确定公式 (3) 中的系数 f_1 、 f_2 和 f_3 。为了减小低能见度和比较大的 τ_a 样本对待定系数的影响, 本文舍去小于 5 km 低能见度和较大气溶胶光学厚度的样本, 并只选用无云天气的资料。

确定了 f_1 、 f_2 和 f_3 , 火山爆发后平流层气溶胶光学厚度可确定如下:

$$\tau_a^{(3)} = \tau_a - \left(f_1 + \frac{f_2}{R} + \frac{f_3}{R^2} \right) - \tau_a^{(2)}, \tag{5}$$

3 观测仪器和资料

本研究涉及的 10 个气象台站是北京、昆明、喀什、上海、广州、郑州、沈阳、武汉、格尔木和乌鲁木齐，均为我国的一级气象站，自 1989 年以来均采用我国研制的 DFY-3 或 TBS 太阳直射表，其光谱响应为 0.3~4 μm，视场角为 3°21′或 4°24′，灵敏度的年稳定性为±1。1989 年以前，我国气象台站采用从前苏联引进的直射表或仿苏研制的直射表。

我国太阳直射表的观测时间有过几次变化，但自 1980 年以来，一级台站都记录有一天中最大的太阳短波直接辐射值及相应的出现时间，该时间一般出现在北京时间 12:00~13:00 之间。为了避免云的影响，对于北京、喀什、郑州、沈阳、格尔木和乌鲁木齐 6 个地方，选取一年中所有 14:00 时刻云量为零时太阳直射表观测资料，且只选用 12:00 以后最大的太阳短波直接辐射值，对于其余的 4 个台站，由于云量为零的天数较少，特别是在夏季，有时一个月中没有一天，因此选取一年中所有云量小于 3 的太阳直射表观测资料。考虑到太阳直接辐射的观测时刻一般不在 14:00，而且有些地方选用云量小于 3 的资料，为了避免观测时刻太阳周围有云的情形，本文删除气溶胶光学厚度较大的个例。删除的原则是，当气溶胶光学厚度大于表 1 所列的气溶胶光学厚度的上限值 τ_{max} 时，此样本舍去。由于不同的大气透明度情形，表 1 中，不同的地方有不同的 τ_{max} 值。

表 1 τ_{max} 值

地点	北京	沈阳	乌鲁木齐	格尔木	喀什	郑州	武汉	上海	昆明	广州
τ _{max}	1.0	1.0	0.8	0.5	0.6	1.0	1.0	1.0	0.6	1.0

此外，用于确定上述的 f₁、f₂ 和 f₃ 三个参数的能见度均指 14:00 时刻的观测值。

从太阳短波直接辐射反演 0.7 μm 气溶胶光学厚度，必须知道臭氧总量和有效水汽量^[5]。在本文，北京和昆明的臭氧量选用河北省香河县和昆明 Dobson 探测的月平均值，乌鲁木齐、广州和武汉三地的臭氧量采用 Nimbus-7 星搭载的臭氧观测光谱仪 1990 年观测结果的月平均值，其他地方的臭氧量由上述 5 个地方的月平均臭氧量插值求得。根据邱金桓早先的研究，30% 臭氧量的误差引起的气溶胶光学厚度解的误差小于 0.0021^[5]。因此，臭氧量的误差对气溶胶光学厚度解的效应是小的。

有效的水汽含量采用杨景梅等人提出的关于该含量与地面水汽压的经验关系式从气象台站的地面水汽压观测资料求得。

4 气溶胶光学厚度特性分析

本节主要根据图 1 至图 11 以及表 2 至表 4 分析北京等地 0.7 μm 气溶胶光学厚度的

变化特征。

先从图 1~5 和表 2 分析年平均气溶胶光学厚度、地面能见度和太阳短波直射辐射在 1980~1994 年间的变化特性。

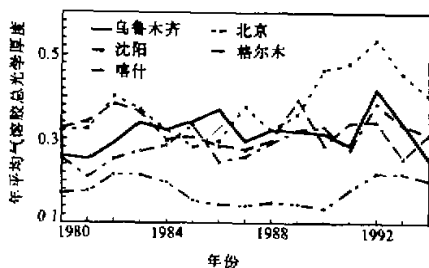


图 1 北京等 5 个地方气溶胶总光学厚度
年平均值

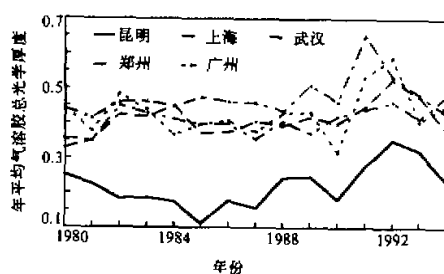


图 2 昆明等 5 个地方气溶胶总光学厚度
年平均值

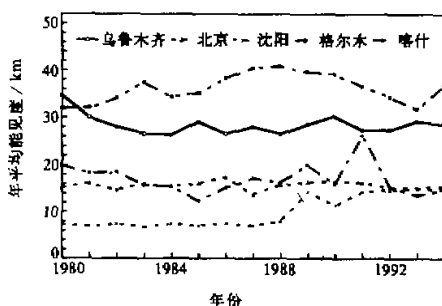


图 3 北京等 5 个地方能见度年平均值

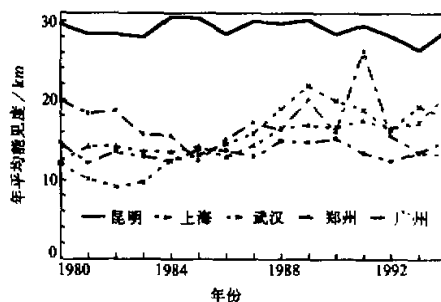


图 4 昆明等 5 个地方能见度年平均值

表 2 气溶胶光学厚度的平均值 $\bar{\tau}$ 和年变化率 $\Delta\tau$

地点	北京	沈阳	乌鲁木齐	格尔木	喀什	郑州	武汉	上海	昆明	广州
$\bar{\tau}$	0.4104	0.3326	0.3060	0.1687	0.2809	0.4371	0.5510	0.4279	0.2587	0.4685
$\Delta\tau_1$	0.0118	-0.0018	0.0023	0.0008	0.0051	0.0071	0.0084	0.0047	0.0060	0.0068
$\Delta\tau_2$	0.0280	0.0081	0.0001	-0.0007	0.0142	0.0107	0.0206	0.0036	0.0238	0.0035
ΔR	0.02	0.70	-0.17	0.23	-0.02	0.04	0.85	0.36	-0.07	0.15

图 1 和图 2 给出北京等 10 个地方 1980~1994 年间晴天大气柱气溶胶总光学厚度年平均值, 其中图 1 表示乌鲁木齐、北京、沈阳、格尔木和喀什的情形, 图 2 表示昆明、上海、武汉、郑州和广州的情形。图 3 和图 4 给出这 10 个地方 1980~1994 年间晴天(选与图 1 和图 2 相同的日期) 14:00 时刻能见度年平均值。图 5 表示这 10 个地方晴天太阳直接辐射的年平均值变化特性。表 2 给出北京等 10 个地方 1980~1994 年间总平均的气溶胶光学厚度和气溶胶光学厚度的年变化率 $\Delta\tau_1$ 以及能见度年变化率 ΔR 。厄尔奇琼火山和皮纳图博火山是本世纪两次最大的火山爆发。1985~1990 年是两次火山之间相对平静时期, 表 2 中 $\Delta\tau_2$ 表示这期间气溶胶光学厚度的年变化率。从图 1~5 和表 2

可以看出如下几点:

(1) 从图 1 和图 2 看, 厄尔奇琼和皮纳图博火山爆发, 对这 10 个地方的气溶胶光学厚度普遍有明显影响, 除昆明外, 从厄尔奇琼火山爆发前的 1981 年至火山爆发的 1982 年, 气溶胶光学厚度都有所增加, 增幅在 0.032~0.125 之间变化。昆明自 1981~1982 年气溶胶光学厚度反而有所变小。但从图 4 看地面能见度并无增加趋势。出现这种情况的一种解释是,

1981 年昆明对流层中上部含有较多的气溶胶粒子。从皮纳图博火山爆发前的 1990 年至爆发后的 1992 年, 这 10 个地方年平均气溶胶光学厚度都明显增大, 增幅在 0.041~0.295 之间变化, 1992 年以后, 倾向于变小。显然, 皮纳图博火山对中国气溶胶光学厚度有更大的影响。由于这两次火山爆发的影响, 1980~1994 年间这 10 个地方气溶胶光学厚度变化有一个共同的特点, 普遍存在两个峰, 一个约处于 1982 年, 另一个处于 1991 (或 1992) 年, 第二个峰更突出。如图 1 的北京和格尔木, 这个特点是很明显的。

(2) 如表 2 所示, 除沈阳外, 气溶胶光学厚度在 1980~1994 年间的年变化率均为正值, 呈增加趋势, 年增幅在 0.0008 (格尔木)~0.0118 (北京) 之间变化, 北京在这一期间增幅最大。在沈阳, 年变化率为-0.0018, 呈减少之势。在 1985~1990 年间, 格尔木和广州两地的气溶胶光学厚度年变化率分别为-0.0007 和-0.0035, 呈下降之势, 而其他 8 个地方均为正值, 呈上升之势, 特别是北京、昆明和武汉三地, 年变化率均大于 0.02, 气溶胶光学厚度在这一期间增加很快。

(3) 又如表 2 所示, 在 1980~1994 年间, 武汉气溶胶光学厚度的平均值等于 0.5510, 为最大, 广州、郑州、上海和北京的平均值也都大于 0.4, 气溶胶污染也较严重, 格尔木和昆明两地气溶胶光学厚度相对较小, 特别是格尔木, 平均值仅为 0.1687, 约为武汉的三分之一。

(4) 从图 3 和图 4 看, 能见度一般不如气溶胶光学厚度变化大, 乌鲁木齐、喀什和昆明三地能见度在 1980~1994 年间的年变化率为负值, 呈下降趋势, 而其他 7 个地方呈上升趋势, 其中上海、武汉、郑州和广州在 1986~1989 年间, 能见度有明显增加趋势。沈阳能见度在 1980~1988 年间变化较小, 但在 1988~1994 年有明显的增加趋势。如上所述, 唯有沈阳一地 1980~1994 年间气溶胶光学厚度呈下降趋势, 估计一个重要原因在于 1988 年以来, 沈阳地面能见度变好, 近地面气溶胶含量变少。北京、格尔木、上海、武汉、郑州和广州 6 个地方在 1980~1994 年间能见度有变好趋势, 而气溶胶光学厚度反而有增大趋势, 一个原因是由于皮纳图博火山的爆发导致大气柱气溶胶光学厚度的增加, 另一个原因可能是这些地方对流层气溶胶粒子垂直分布有上抬的趋势, 使得地面能见度变好, 而气溶胶光学厚度变大。

(5) 从图 5 所示的晴天太阳直接辐射的年平均值变化特性看, 在两次火山爆发期间, 出现太阳直接辐射的谷区, 而在 1985~1990 年火山相对平静时期, 在所有 10 个地

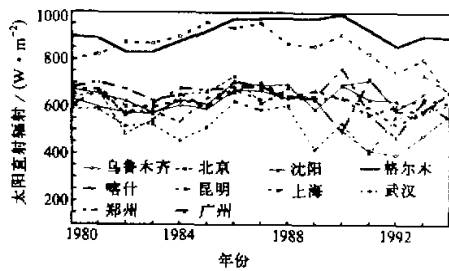


图 5 晴天太阳直射辐射的年平均值

方, 辐射值较大, 皮纳图博火山爆发后的 1992 年比爆发前的 1990 年晴天太阳直接辐射明显减小, 减幅在 6%~35% 之间变化。

接着从图 6~图 9 和表 3 分析年平均的平流层气溶胶光学厚度变化特性以及一些对比探测结果。

如图 6 所示, 根据本文方法从能见度确定的北京 1990 年气溶胶光学厚度与由太阳直射表探测的光学厚度的标准偏差为 24.25%, 最大的偏差可大于 100%。但两者的年平均值的偏差小于 0.2%, 吻合是很好的。平流层气溶胶消光系数(或浓度)垂直分布千变万化, 一般是向上递减的, 但在边界层内有时也可能递增。因此, 有时地表能见度与平流层气溶胶光学厚度相关性很差, 导致由能见度推出的气溶胶光学厚度具有较大的误差。在统计平均的意义上, 能见度一般能较好地反映对流层气溶胶光学厚度的变化, 因此, 两种方法探测的气溶胶光学厚度年平均结果具有很好的吻合, 由能见度导出的月平均或年平均气溶胶光学厚度更具有代表性。

根据本文提出的方法, 由能见度确定的其他 9 个地方 1990 年气溶胶光学厚度与从太阳辐射确定的光学厚度的标准偏差也都小于 30%。表 3 给出北京等 10 个地方根据 1990 年资料拟合得到的 f_1 、 f_2 和 f_3 三个参数。

图 7 把应用本文提出的方法确定的北京 1990~1993 年间年平均的平流层气溶胶光学厚度与一台红宝石激光雷达探测的平流层气溶胶光学厚度作了比较。后者是在气

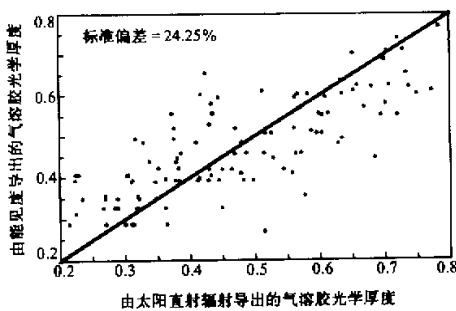


图 6 由太阳辐射和能见度信息导出的气溶胶光学厚度之比较

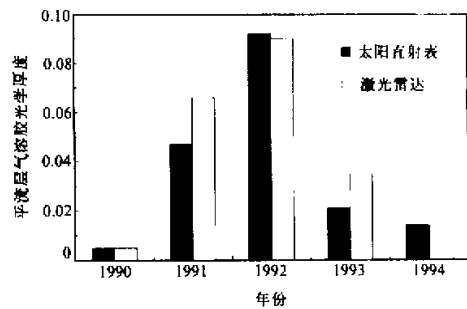


图 7 激光雷达和太阳直射表探测的年平均平流层气溶胶光学厚度之比较

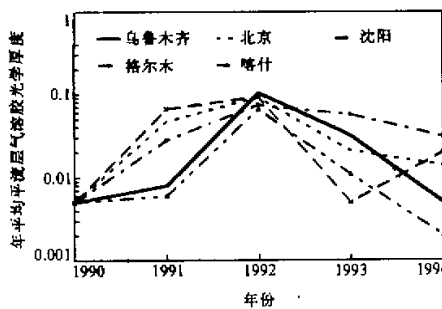


图 8 北京等 5 个地方年平均平流层气溶胶光学厚度

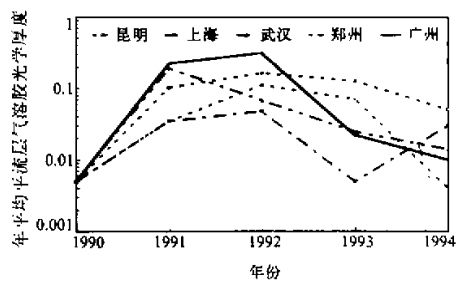


图 9 昆明等 5 个地方年平均平流层气溶胶光学厚度

表 3 公式 (3) 中 f_1 、 f_2 和 f_3 三个参数值

地点	北京	沈阳	乌鲁木齐	格尔木	喀什	郑州	武汉	上海	昆明	广州
f_1	0.221	0.120	0.161	-0.013	0.346	0.032	0.370	0.143	0.031	0.710
f_2	3.491	1.118	3.822	4.983	-1.422	6.479	4.685	5.822	7.243	9.586
f_3	-5.693	3.614	-9.391	-12.43	11.64	-15.56	17.31	-17.55	-45.41	50.33

溶胶的消光后向散射比为 40 的假设下, 从激光探测的 12~30 km 的积分后向散射厚度导出的^[6]。

如图 7 所示, 两种方法所确定的气溶胶光学厚度有较好的吻合, 两者的偏差在 0.02 以内。

图 8~9 表示北京等 10 个地方 1990~1994 年间年平均的平流层气溶胶光学厚度。如图所示, 1991 年的平流层气溶胶光学厚度都比皮纳图博火山爆发前的 1990 年增大, 其中乌鲁木齐和喀什两地的增幅较小, 其他地方增幅都在 0.03 以上, 广州的增幅高达 0.22。在 1991~1992 年, 除武汉外, 其他地方年平均的平流层气溶胶光学厚度都有不同程度增加。表 4 给出火山爆发后的 1992 年与爆发前的 1990 年的平流层年平均的气溶胶光学厚度的差值 $\Delta\tau_a$ 。如表所示, 火山爆发后, 1992 年的平流层气溶胶光学厚度比 1990 年都明显增大, 增幅在 0.058~0.281 之间变化, 广州的增幅最大, 高达 0.28。根据 LOWTRAN7^[8], 强烈的火山爆发可使 0.7 μm 平流层气溶胶光学厚度增大 0.3 以上。广州的结果看来还是合理的。再看图 8 和图 9, 1992~1993 年 10 个地方的平流层气溶胶光学厚度都有所下降, 1993~1994 年普遍存在进一步下降趋势, 但上海和沈阳两地, 反而有所增加, 增幅达 0.025, 这种反常估计主要归因于本文提出的反演平流层气溶胶光学厚度方法的反演误差。

表 4 $\Delta\tau_a$ 值

地点	北京	沈阳	乌鲁木齐	格尔木	喀什	郑州	武汉	上海	昆明	广州
$\Delta\tau_a$	0.098	0.102	0.099	0.071	0.058	0.104	0.069	0.062	0.132	0.281

下面从图 10 和图 11 分析气溶胶光学厚度的月变化特性。

图 10 和图 11 给出北京等 10 个地方 1980~1994 年间总的月平均气溶胶光学厚度, 其中图 10 为北京等 5 个地方情形, 图 11 为昆明等 5 个地方情形。如图所示, 有如下四种不同的月变化情形:

(1) 如图 10 所示的北京、格尔木、喀什三个地方, 4~8 月的春夏期间, 气溶胶光学厚度较大, 而在秋冬季节较小。

(2) 如图 10 所示的乌鲁木齐地方, 气溶胶光学厚度的月变化较不明显, 但冬季较大, 其原因待研究。

(3) 如图 10 所示的沈阳地方, 夏季和冬季气溶胶光学厚度较大。

(4) 如图 11 所示, 黄河以南的昆明等 5 个地方, 春季气溶胶光学厚度比较大。

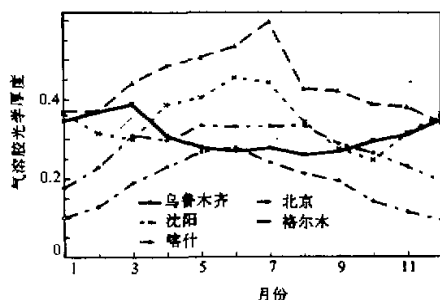


图 10 北京等 5 个地方 1980~1994 年间
月平均气溶胶总光学厚度

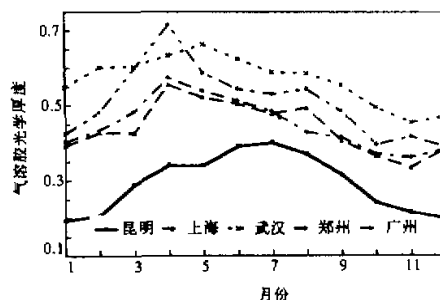


图 11 昆明等 5 个地方 1980~1994 年间
月平均气溶胶总光学厚度

在黄河以北的北京、沈阳、格尔木和喀什四个地方,夏季期间气溶胶光学厚度比较大,估计是由于夏季较大的湿度引起的气溶胶吸湿增长的缘故。

5 结论

(1) 本文提出了一个探测大气柱气溶胶光学厚度的方法,即应用太阳短波直接辐射和地面能见度资料综合确定大气柱和平流层火山灰气溶胶光学厚度,与激光探测的结果对比分析表明,由本方法确定的年平均平流层火山灰气溶胶光学厚度的误差估计在 0.02 以内。在统计平均的意义上,能见度一般能较好地反映对流层气溶胶光学厚度的变化,因此,由能见度导出的月平均或年平均气溶胶光学厚度更有代表性。

(2) 1982 年厄尔奇琼火山和 1991 年的皮纳图博火山爆发对中国的大气柱气溶胶光学厚度有较大影响,后一火山的效应更大,和爆发前的 1990 年相比较,北京等 10 个地方在火山爆发后的 1992 年气溶胶光学厚度明显增大,增幅在 0.041~0.295 之间变化,而晴天太阳短波直接辐射减小 6%~35%。

(3) 除沈阳外,北京等 9 个地方在 1980~1994 年间气溶胶光学厚度都有增加的趋势,年增幅在 0.0008~0.0118 之间变化,特别是北京,年增幅高达 0.0118。在两次火山之间的平静时期,除格尔木外,气溶胶光学厚度也呈增加趋势,增幅在 0.0001~0.028 之间变化。

(4) 在我国武汉、北京、沈阳、广州、郑州等几个城市,气溶胶污染都较为严重,1980~1994 年间气溶胶光学厚度的平均值都大于 0.4,特别是武汉,其均值高达 0.5510。格尔木和昆明两地相对比较干净,特别是格尔木,气溶胶光学厚度的均值仅为 0.1687。

(5) 在黄河以南的昆明等 5 个地方,春季气溶胶光学厚度比较大。除乌鲁木齐和沈阳外,北京等地方春夏期间气溶胶光学厚度普遍较大,秋冬较小,但乌鲁木齐和沈阳两地,冬季气溶胶光学厚度比较大。

参 考 文 献

- 1 毛节泰等, 1983, 大气透明度光谱和浑浊度的观测, 气象学报, 41(3), 322~331.
- 2 邱金桓、汪宏七、周秀骥、吕达仁, 1983, 消光-小角散射法遥感气溶胶谱分布的实验研究, 大气科学, 7, 33~41.
- 3 King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman and J. A. Reagan, 1978, Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2153~2167.
- 4 Shaw, G. E., J. A. Reagan and B. M. Herman, 1973, Investigations of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 374~380.
- 5 邱金桓, 1995, 从全波段太阳直射辐射确定大气气溶胶光学厚度, I: 理论, 大气科学, 19, 385~394.
- 6 邱金桓、杨景梅、潘继东, 1995, 从全波段太阳直射辐射确定大气气溶胶光学厚度, II: 实验研究, 大气科学, 19, 586~596.
- 7 McClatchey, R. A. et al, 1972, *Optical properties of the atmosphere*, 3rd ed., AFCRL Environ. Res. Papers., No. 411, 108pp.
- 8 Kneizys, F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, G. P. Anderson, J. H. Chetwynd, W. O. Gallery, J. E. A. Selby and S. A. Clough, 1989, Atmospheric transmittance radiance: the LOWTRAN7 model.
- 9 杨景梅、邱金桓, 1996, 我国可降水量同地面水汽压关系的经验表达式, 大气科学, 20(5), 620~626.

Variation of Atmospheric Aerosols over 10 Sites in China during 1980~1994

Qiu Jinhuan, Pan Jidong, Yang Liquan, Yang Jingmei and Dong Yizhen

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract In this paper, a method is developed to determine simultaneously total and stratospheric aerosol optical depths using both informations of the direct solar radiation at the ground surface and the visibility. Aerosol optical depths over Beijing during 1980~1994 are retrieved from radiation and visibility data measured at meteorological stations. Monthly and yearly changes of the depths are analyzed, effects of two volcanic eruptions of El Chichon in 1982 and Pinatubo in 1991 are pointed out.

Key words aerosol optical depth visibility direct solar radiation