

南京气象学院

硕士学位论文

北京晴朗、沙尘天气气溶胶光学特性反演与分析

姓名：刘新罡

申请学位级别：硕士

专业：大气物理学与大气环境

指导教师：肖稳安;吕达仁

20040501

摘 要

利用中国科学院大气物理研究所与长春光学精密机械研究所合作研制的太阳—大气紫外光谱辐射计(SAUVS),测量到达北京地表的太阳直接和散射紫外光谱辐射,导出了大气气溶胶的光学厚度。初步结果表明:北京紫外波段大气气溶胶的光学厚度在绝大部分情况下随波长的增加而单调减小,用指数函数可以较好地拟合反演结果,统计得到了三个水平能见度状况下拟合函数的系数值和公式表达式;初步分析了扬沙、浮尘、沙尘暴天气条件下气溶胶光学厚度的特点,并与一般晴朗天气条件下的气溶胶光学厚度特点做了比较分析;分析了太阳紫外谱辐射中散射辐射与大气质量、大气总光学厚度的定性关系和定量表达式;最后与全球气溶胶监测网络(AERONET)北京站的资料做比对,表明反演结果基本合理。此工作为数值研究气溶胶—辐射—气候相互作用提供了参考,为进一步研究沙尘的辐射特性作了必要的准备。

关键词: 紫外辐射; 气溶胶光学厚度; 反演; 太阳—大气紫外光谱辐射计; 散射; AERONET; 沙尘。

ABSTRACT

Based on the spectral irradiance measured with the Sun-Atmosphere Ultraviolet Spectrum Radiometer (SAUVS) developed by the Institute of Atmosphere Physics and the Changchun Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Measuring the direct and scatter irradiance spectrum of ultraviolet waveband which arrives in Beijing global surface, Giving a method of retrieving the Aerosol Optical Depth(AOD) and put up with primary results that exponential function can fit the retrieval results according to its visibility , Putting forth different coefficients and functions on variable visibility ,also giving a primary analysis on the AOD in dust-storm day and some contrast between sun-day and dust-storm day ,analyzing the ratio between scatter and total irradiance ,and its relationship with Atmosphere Mass and Total Atmosphere Optical Depth, lastly Contrasting with the survey results by AERONET Beijing Station. the results of retrieval is in reason, This work gives some help in researching the co-effect of Aerosol-Radiance-Climate and makes preparation for further survey on the radiance characteristics of dust .

Key words: UV radiance ; Aerosol Optical Depth ; retrieval ; SAUVS ; Scatter ; AERONET ; Dust-storm .

第一章 前言

太阳辐射能是地球上最主要、最基本的能源，它的分布及变化制约着全球气候的形成和变化。太阳辐射包括紫外、可见光和近远红外、短波谱区。虽然紫外辐射在太阳辐射能的总通量中所占的百分数不大（约为8%），而且穿透臭氧层的紫外线的绝对量也很小，但由于其光强度变化引起的环境和生物效应，因此受到人们的广泛关注^[1-2]。

1.1 国内外气溶胶辐射特性及光学厚度研究进展

大气气溶胶是一种重要的大气微量成分，不仅与云、降水形成等大气物理过程密切相关，而且对大气中的辐射传输产生重要影响，气溶胶含量、谱分布和化学成分的变化对太阳辐射的散射和吸收产生着重要的影响^[3]，大气气溶胶的辐射强迫和气候效应是继臭氧和温室气体之后又一个大气化学和全球气候变化的热点和难点问题。尽管近年来关于气溶胶辐射强迫问题已经开展了许多实验和理论研究，也取得了许多卓有成效的成果，但大气气溶胶仍然是当前气候模拟和气候预测中的最不确定因素之一，在诸多影响气候变化的因子中，气溶胶是一个非常重要、而又很不确定的影响因子，然而气溶胶的辐射特性及其辐射强迫与气候问题一直未得到很好解决，主要在于气溶胶辐射强迫机制的复杂性、缺乏气溶胶光学特性的系统资料^[4-5]。因此加强气溶胶辐射强迫的研究不仅有利于缩小当前气候模式敏感性的不确定性，也将对气候模式的发展起到很大的促进作用。

为了研究气溶胶在紫外波段的辐射传输及其辐射强迫和气候效应，对紫外波段气溶胶光学特性尤其是其光学厚度的研究是十分必要的。气溶胶光学厚度的大小是指大气中气溶胶粒子对太阳辐射消光作用的强弱，它是由气溶胶含量的大小和粒子的谱分布等决定的。当前对气溶胶的光学厚度的研究主要集中于可见光和近红外波段，对紫外波段气溶胶的光学厚度随波谱变化的规律研究很少。气溶胶主要通过直接和间接方式影响地气系统辐射收支平衡，直接方式即是散射太阳短波辐射和吸收地-气长波辐射，间接方式是作为云凝结核改变云量、云的光学特性和寿命，从而改变地-气系统辐射收支平衡^[6]。IPCC 2001报告给出气候系统中主要外源辐射强迫的最新评估结果，包括了主要温室气体浓

度上升、几种主要的气溶胶类型（硫酸盐、生物质燃烧、黑碳、有机碳和沙尘气溶胶等）的直接和间接效应、航空飞行器对卷云的影响、土地利用导致的地表覆盖变化、以及太阳活动等辐射强迫的最新评价结果（IPCC 2001）。温室气体辐射强迫评估的不确定性很小，而关于气溶胶辐射强迫还存在很大的不确定性，特别是沙尘气溶胶，主要原因是大气中温室气体浓度的监测精度及对其辐射特性的认识相对气溶胶来说要透彻得多。就不同气溶胶类型而言，对硫酸盐气溶胶的直接辐射强迫认识要好于其它类型气溶胶，这主要是由于硫酸盐气溶胶一直被认为是最主要的人为气溶胶成分，同时硫酸盐气溶胶质量散射效率最高，因此以往大多数关于气溶胶辐射强迫研究的主角都是硫酸盐气溶胶^[7]。自IPCC 第二次评估报告发表以来，人们对其它气溶胶类型的辐射强迫有了更多的认识。其中烟尘气溶胶由于与热带雨林地区土地利用变化和痕量气体排放紧密相关而得到重视，美国和巴西科学家在九十年代早期联合对Amazon、Cellerdo的生物燃烧气溶胶进行了三次大的外场综合观测实验^[8-10]。

世界上已经有少量的气象台站或大气监测站长期坚持采用太阳光度计测量太阳的窄带直射光强以确定气溶胶光学厚度。但这类资料覆盖的区域十分有限。中国在探测气溶胶光学厚度方面也做了很多的工作，赵柏林等^[11]应用Elterman等^[12]关于气溶胶粒子数密度垂直分布与地面能见度的关系模式，在Jundge 谱分布的假设下，研究了中国能见度及透明度的区域分布情况，近年来，邱金桓等^[13-14]提出了从太阳全波段直射辐射确定大气气溶胶光学厚度的遥感方法，从气象台站的辐射观测资料获取气溶胶光学厚度信息。

1. 2 沙尘气溶胶研究的进展及特点

近年来沙尘气溶胶的辐射强迫已成为国内外气候变化研究的热点问题。以往大多认为沙尘气溶胶主要来源于自然过程，其粒子尺度以粗模态为主，在太阳光区其质量消光效率远低于其它种类气溶胶。1996年Li^[15]在分析大西洋Barbados 岛的长期观测资料中发现，来自非洲撒哈拉和撒赫尔地区的沙尘气溶胶尽管其质量散射效率仅是硫酸盐的四分之一，但沙尘气溶胶的质量是硫酸盐的16倍，因此在沙尘源区及其下游地区沙尘气溶胶的辐射强迫将大于其它种类气溶胶，从而指出研究沙尘气溶胶的重要性。模拟结果表明，硫酸盐、烟尘和

沙尘气溶胶对全球气溶胶光学厚度的贡献大体相当^[16]。由于沙尘粒子几何尺度较大,其在可见光区以前向散射为主,后向散射对大气上界反射辐射贡献不大,沙尘气溶胶对地-气系统长波辐射的吸收会抵消甚至超过沙尘对太阳光的后向散射贡献,因而沙尘气溶胶对大气上界的辐射强迫很小^[17]。沙尘气溶胶通常散射太阳短波和吸收地-气系统长波辐射减少到达地面的太阳辐射,导致地表降温 and 沙尘层大气加热,改变大气温度的垂直分布,影响对流云和层云的发生发展,最终影响大气的水循环,这种作用被称为半直接效应^[18]。沙尘气溶胶与其它类型气溶胶相似,增加云滴数浓度,减小云滴尺度,最终增加云反照率(第一类间接效应)和增加云的寿命(第二类间接效应),影响区域或全球水循环^[19]。西非自二十世纪七十年代以来持续干旱,大气环流及海气相互作用是部分原因,降水减少、地表覆盖减少、地表反照率增加与降水之间存在的反馈现象是一个重要原因,而沙尘气溶胶与降水之间也可能存在某种反馈现象^[20]。沙尘气溶胶的辐射强迫是一个很复杂的过程,IPCC 最新评估报告包括了对沙尘气溶胶直接辐射强迫的评估,但只给出了一个不确定范围,甚至目前其效果正负还存在分歧,沙尘气溶胶的间接影响被公认为辐射强迫的最不确定源。1999年在美国科罗拉多举行了沙尘气溶胶辐射强迫专题讨论会,2001年维也纳世界气象和大气科学大会也开设了有关沙尘气溶胶的专场讨论会,大气科学家就沙尘气溶胶的源、输送和沉降,沙尘气溶胶的物理、化学和辐射特性,沙尘气溶胶的辐射强迫和气候效应,沙尘气溶胶对大气化学过程的影响,以及沙尘气溶胶的卫星遥感等方面进行了广泛讨论。尽管目前对沙尘气溶胶的认识有了很大的进步,但由于观测资料的限制和对其物理化学过程认识的不足,发展新型用于粒子尺度谱、散射相和吸收量观测的仪器,定量描述大气中沙尘气溶胶的时空分布,定量描述沙尘气溶胶的物理化学特性和辐射强迫的时空变化,以及发展能够综合利用卫星遥感多种信息的技术等,成为沙尘气溶胶辐射强迫研究中急需解决的突出问题。

1. 3 紫外辐射研究的重要性和紧迫性

太阳紫外辐射,由于其强烈的生物、化学效应,对人体健康、动植物的生长、大气光化学反应等具有重要的影响^[21-23],对它的研究近年来受到高度重视,

逐渐成为大气科学研究中的热点问题。影响到达地表的紫外辐射的因子很多，其中臭氧是吸收太阳紫外辐射的关键气体，此外，空气分子、气溶胶和云对紫外辐射具有强烈的散射作用。因此，到达地表的紫外辐射是综合作用的结果，需要在全球范围内实际监测^[24]。

通常将电磁波的紫外线分为紫外线A (320~400nm)、B (280~320nm) 和C (190~280nm) 三部分。UVC几乎被平流层臭氧及更高高度上的大气成分完全吸收，不能到达地面。UVA的相当一部分会直接到达地球表面，它对晒黑皮肤，产生维生素D，植物的光合作用，大气污染中的光化学烟雾的生成都会有很大的影响。UVB能使人体的免疫系统功能发生变化而引起多种病变，诸如晒斑、眼疾（白内障）、皮肤癌等疾病，可以破坏绝大多数蛋白质的化学键，彻底杀死微生物并破坏动植物的体细胞，损害生物细胞中的脱氧核糖核酸DNA。虽然其大部分可以被臭氧吸收，但是此段辐射即使到达地球表面的数量很少，也可以导致明显的环境、生态效应。

紫外辐射的被臭氧及其它气体吸收是高层大气能量和动力的主要来源，它制约着大气层中发生的绝大多数光化学反应，大气中的大多数均相化学过程都直接或间接地与紫外辐射有关。

众所周知，臭氧层可以吸收紫外线中最有害的波长部分，使人类及整个生态环境免受危害，因此被称为是人类和整个地球的天然保护层。1984年英国学者在分析了英国的南极站(Halley Bay站)的臭氧观测资料后，首先提出了南极臭氧洞，该站观测的10月份平均气柱臭氧总量从70年代中期到1986年的10年间下降了约40%，整个北半球全年平均气柱臭氧总量在过去的20年里差不多下降了3%。随后，南极春季臭氧洞持续加深，逐年创造最低值的新纪录，其空间范围内14~19km高度上的臭氧几乎全部消失。同时，卫星和地面观测分析表明中纬度南北半球臭氧气柱总量均有相当的长期减少，例如，北半球中纬度1979~1994年期间冬、春季每10年减少约6%，而夏秋季约3%，南半球臭氧季节变化差异不明显，平均约为每10年减少4~5%。在1979—2000年间北京大气臭氧长期变化趋势是-0.642DU/年^[25]。

根据现有模式能力和人类活动排放CFC等物质的资料，科学界预测今后几年内全球臭氧有可能达到极小值。对极小值的估计，与60年代值相比，北半球中

纬冬季约减少12~13%，夏秋减少6~7%，南半球中纬减少11%。这是因为虽然CFC等减少，而存留在大气中的分子具有极长的寿命，臭氧减少的现实至少还要维持数十年。

平流层臭氧的减少，将导致到达地面的太阳紫外辐射的增加，这已经被不同地点的UVB观测证实。过去几年在南极地区（包括我国中山站）均观测发现在晴空天气下地面辐射大幅度增加，与该地上空臭氧减少呈现明显的反相关。在南半球新西兰等地，北半球中高纬1992~1993年的观测亦有同样的结论。作为晴空条件下的上述观测与辐射传输模式预测结果是一致的。

由于臭氧持续减少引起的UVB辐射增加会长期存在，因此会对人类造成一定的危害。有可能导致人类皮肤受损致病，美国开始试验发布紫外辐射指数，以引起人们警惕；过量的太阳紫外辐射会使某些植物叶片受损，抑制其光合作用，最终导致农作物减产；太阳紫外辐射增强，将引起水生生态系统发生变化，损害海洋生物，破坏海洋环境食物链。由此可见，关心到达地面的紫外辐射变化趋势，对于人类的自下而上的环境具有十分重要的意义，建立UV气候学应是当前基础和应用共同关注的热点。

1. 4 散射与总辐射比值研究的意义

大气对太阳短波的消光作用主要是大气中的各种气体成分和气溶胶粒子对短波的吸收和散射造成的，而在0.34~0.45微米大气成分对太阳短波的吸收是很少的，可以忽略不计。研究太阳散射与总辐射比值的光谱特征，建立起散射辐射与各影响、控制因子的定量关系模式，可以分析散射辐射中包含的物理信息。

1. 5 本文研究内容及特色

本文利用中国科学院大气物理研究所与长春光学精密机械研究所合作研制的太阳—大气紫外光谱辐射计（SAUVS），测量到达北京地表的太阳直接和散射紫外光谱辐射，导出了反演紫外波段大气气溶胶光学厚度。初步结果表明：在紫外波段大气气溶胶的光学厚度随波长的增加而单调减小，其单调性可以用指数函数较好地拟合，统计分析得到了三个水平能见度状况下拟合函数的系数

值和公式表达式；初步分析了扬沙、浮尘、沙尘暴天气条件下气溶胶光学厚度的特点，并与一般晴朗天气条件下的气溶胶光学厚度特点做了比较分析；分析了太阳短波辐射中散射辐射与大气质量、大气总光学厚度的定性关系和定量表达式；最后与全球气溶胶监测网络（AERONET）北京站的资料做比对，表明反演结果基本合理。我们工作的特点在于给出了气溶胶在紫外波段其光学厚度随波谱变化的分布特征，并且给出了不同能见度水平下光学厚度的表达式及其系数，最后又分析了沙尘气溶胶在紫外波段其光学厚度的特点，并与晴朗无云天气状况下的气溶胶光学厚度特征作了初步比较，分析了散射比值谱的特征以及与大气质量、大气总光学厚度的定性、定量关系。此工作为数值研究云—辐射—气候相互作用提供了参考，为进一步研究沙尘的辐射特性作了必要的准备。

第二章 观测仪器与反演所用的算法介绍

2.1 SAUVS 观测仪器^[24]

早期的紫外辐射测量是用 Robertson-Berger 辐射计进行的, 这种仪器的优点是简单易行, 可进行全自动的全天候测量, 价格比较便宜, 缺点是不能进行

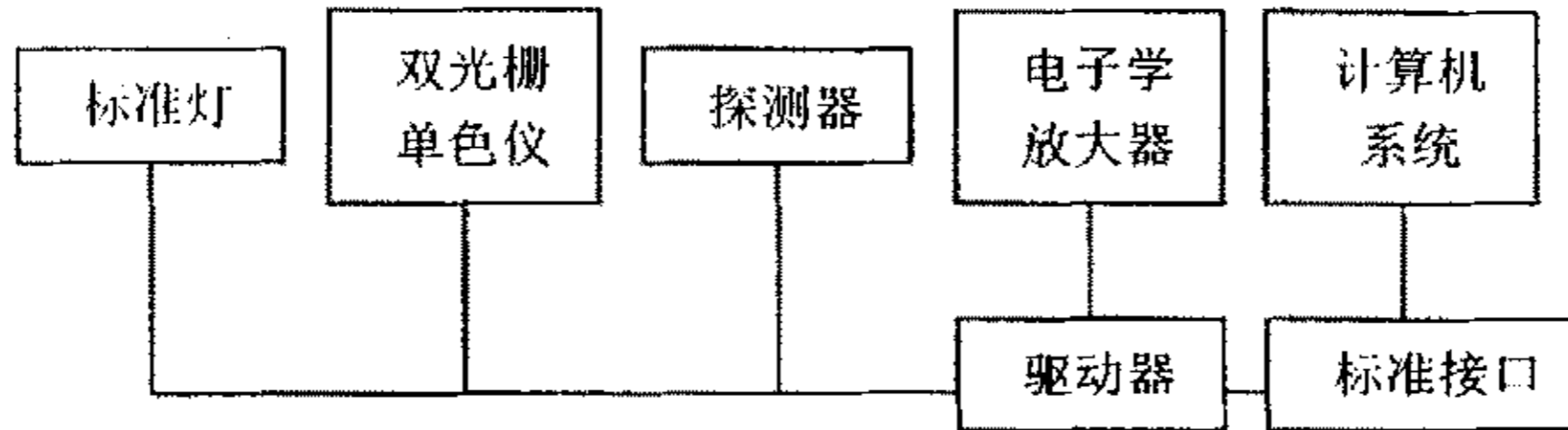


图 2.1 太阳-大气紫外光谱辐射计 (SAUVB) 框图

Fig. 2.1 The block diagram of the Sun-Atmosphere Ultraviolet Spectrum Radiometer (SAUVS)

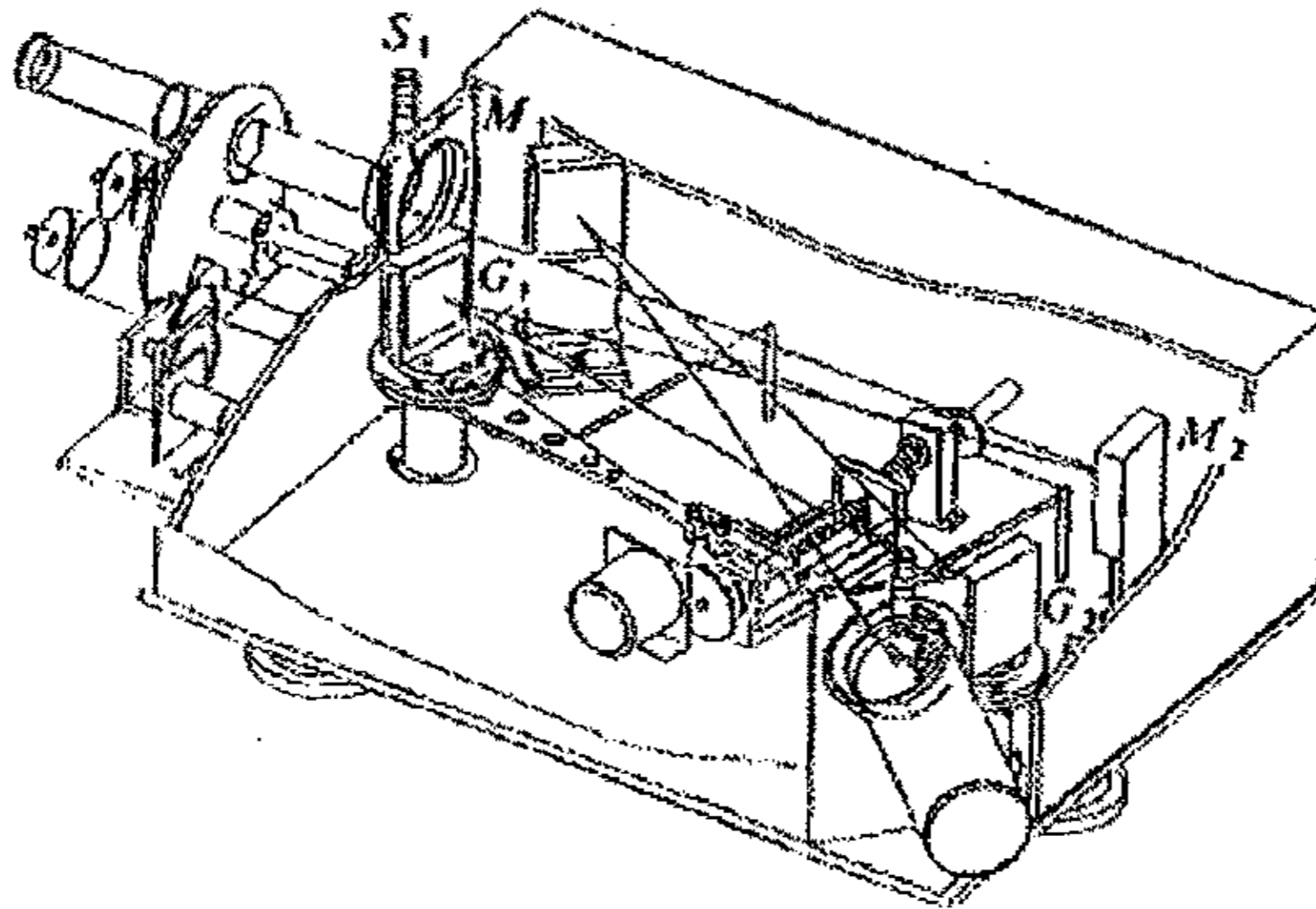


图 2.2 双光栅单色仪结构示意图

S_1 : 入缝, M_1 : 准直光镜, M_2 : 聚光镜, G_1, G_2 : 平面光栅

Fig. 2.2 The illustration graph of SAUVS Machine

光谱测量, 不能满足研究紫外辐射的生物效应对各种紫外辐射剂量的需要。我们观测用的太阳-大气紫外光谱辐射计由中科院大气物理研究所和长春光学机械研究所联合研制, 已经在长春、北京等地进行了 9 年的观测。它能够获得 290 ~ 450nm 波长范围内的太阳光谱, 仪器安装在中国科学院大气物理研究所办公实验楼的楼顶上。仪器的空间位置为东经 116.381 度, 北纬 39.977 度, 海拔 92 米, 周围无高层建筑物遮挡, 它的基本结构如图 2.1 所示,

光谱测量, 不能满足研究紫外辐射的生物效应对各种紫外辐射剂量的需要。我们观测用的太阳-大气紫外光谱辐射计由中科院大气物理研究所和长春光学机械研究所联合研制, 已经在长春、北京等地进行了 9 年的观测。它能够获得 290 ~ 450nm 波长范围内的太阳光谱, 仪器安装在中国科学院

由标准光源、单色仪、探测器、放大器、计算机控制和数据采集系统构成。标准光源采用 MgF_2 窗口氘灯 (115~300nm)。单色仪为无中间狭缝双光栅单色仪。工作波段 120~400nm, 光谱分辨率 0.05nm, 波长精度 0.05nm, 光学系统焦距 500mm, 两平面光栅刻线密度为 1200 线/mm, 表面镀 MgF_2 膜, 150nm 处光栅绝对效率 46%。在计算机系统控制下由步进电机驱动精密丝杠, 同步旋转两块光栅实现波长扫描。探测器采用 R928 光电倍增管 (>200nm)。探测器输出经高稳定度线性电流放大器放大后, 送入 12 位 A/D 转换器, 由 IBM 兼容微机采集处理。观测时采用积分球为前置光系统, 积分球内径为 100mm, 入射通光口径为 30mm, 出射通光口径为 11mm, 两者夹角为 90° 。观测时可测量半角总半球辐射(太阳直射加大气散射, 记为 AS), 也可以用一直径为 40mm 遮光球(跟踪太阳轨迹, 移动范围 $0\sim 180^\circ$)以 $\pm 0.5^\circ$ 遮挡角挡住太阳, 实现半角大气散射辐射单独测量(记为 A)。两次模式的测量时间间隔大约六分钟, 可以认为在这段时间内大气状态无变化、大气的光学性质不变, 测量差值(即 AS-A)即为太阳直射紫外谱辐射。这样的测量方式不但十分有利于监测总紫外辐射, 而且可利用其资料研究分析各种控制因子各自的贡献。为了扩展测量动态范围, 使观测有较高的灵敏度, 在测量波段上采用分段交替方式(390~450nm, 335~400nm, 320~340nm, 290~310nm, 290~320nm)。太阳—大气紫外光谱辐射计的优势在于其观测光谱的精度比较高。

2.2 紫外光谱仪的标定

光谱仪的绝对标定是一项复杂并且代价昂贵的工作, 应当在非常严格的暗室条件下进行, 采用非常标准的标准光源(灯), 使感应头与光路系统同轴, 感应头与标准光源保持严格距离, 避免一切杂散光, 在这种条件下进行测量。测量值与标准光源研制者提供的光谱功率谱曲线可建立一线性关系, 后者与前者的比值为仪器响应系数, 随波长变化。还必须假定仪器测量信号对光源信号在很宽的光强范围内是线性响应的, 因为标准光源与真实的太阳光源还是有相当差距的。图2.3是出厂提供的光谱响应系数曲线(1995年5月24日), 图2.4是1997年1月10日1做的仪器响应曲线。由此可以看出, 仪器在这段时间内响应系数随波长的变化数值定性上没有发生变化, 但是发生了定量的变化, 由于光电倍增

管所处环境的改变，其响应系数也会发生变化，这就要求我们做经常性的仪器定标。计算紫外波段气溶胶的光学厚度仪器的稳定性是非常重要的，仪器定标

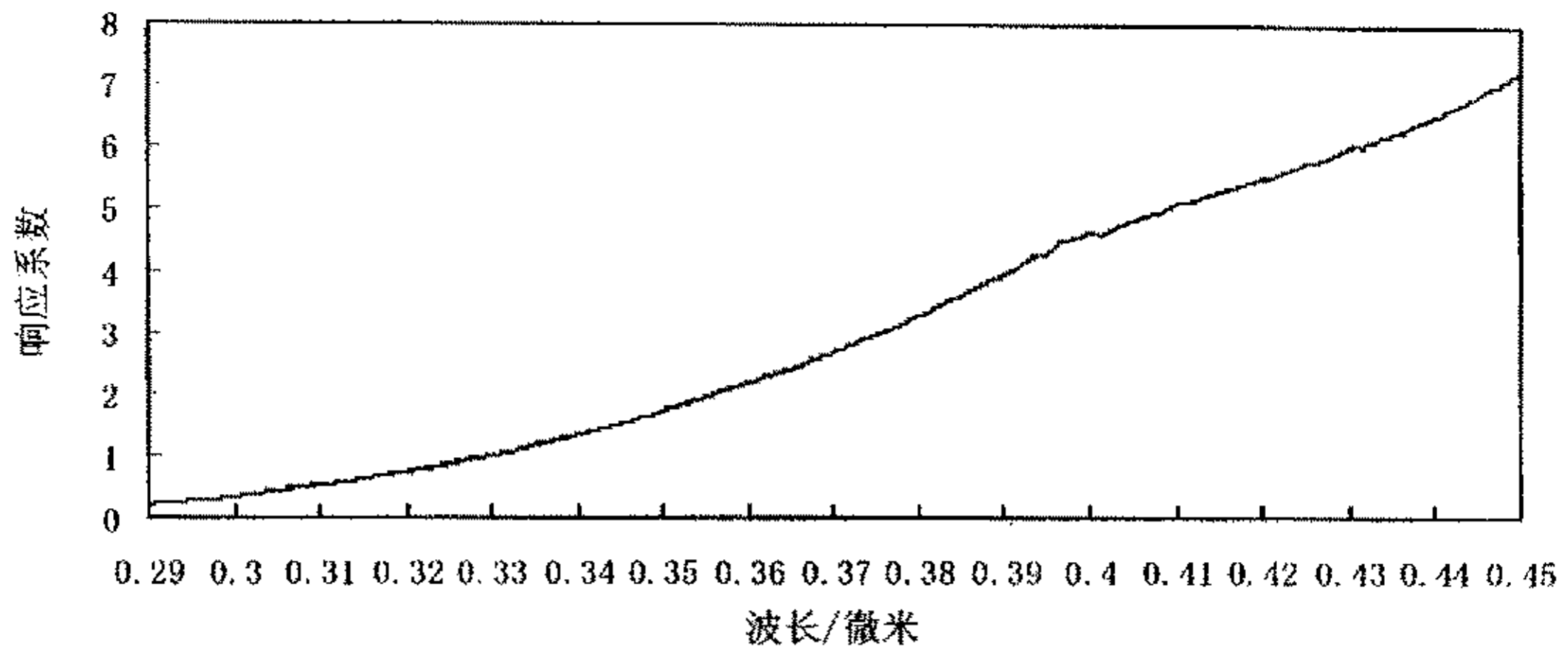


图2.3 紫外观测仪出厂提供的光谱响应系数
Fig. 2.3 The reactive coefficient of SAUVS when is manufactured

基本每月进行一次，为避免仪器响应系数引起的系统误差，在数值计算时应用最近的标定数据。

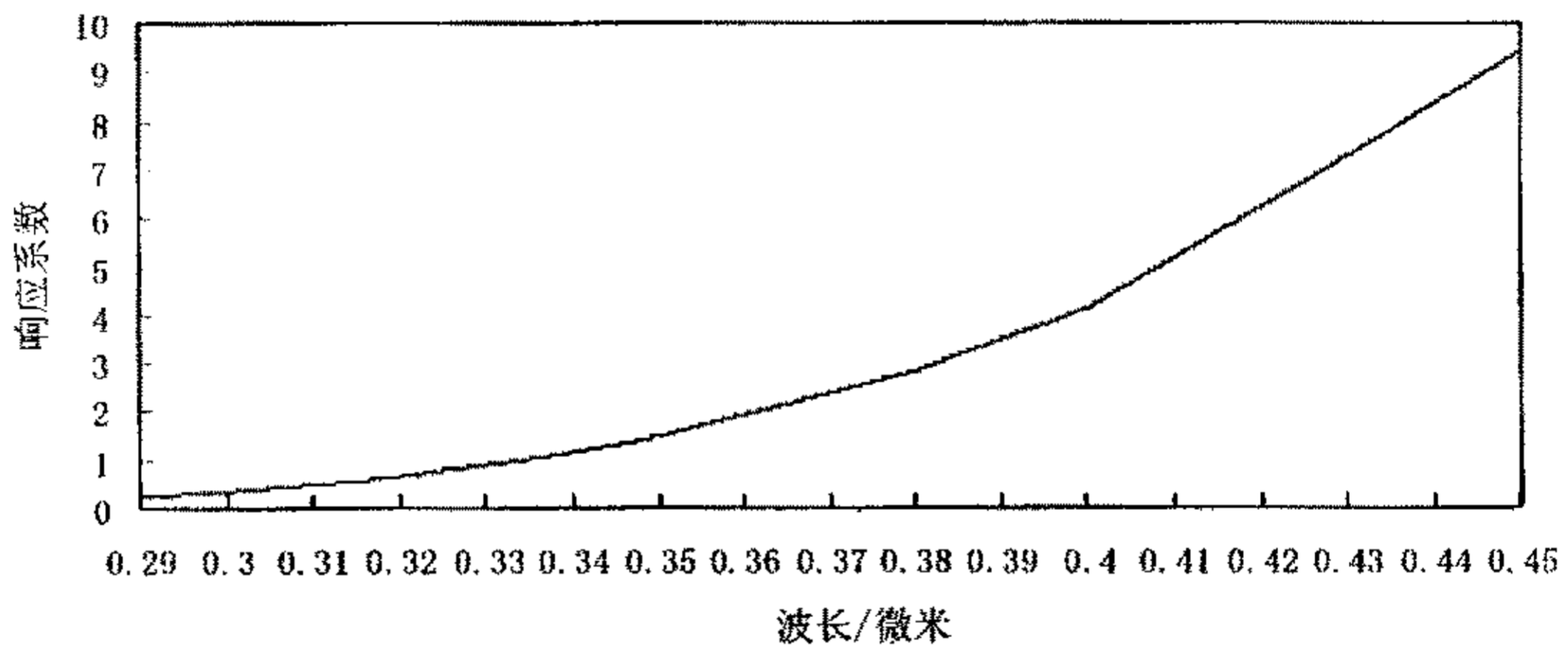


图2.4 紫外观测仪使用中（1997年1月10日）测得的光谱响应系数
Fig2.4 The reactive coefficient of SAUVS when is taken into use

由于仪器的性能关键在其绝对精度和相对精度，对其辐射定标下了很大的功夫。通过绝对定标的地基光谱辐射计在290~450nm范围内绝对值不确定性为5%~10%，相对精度为±1%~2%。280~290nm由于辐射弱，有杂散光影响，结果

不很可靠。国际上某些应用的光谱辐射计在该段的工作情况亦不够好。但290~300nm的积分辐射值占整个UVB的不到1%。我们仪器的指标已经达到国际上使用的同类仪器水平（见附录表1）。

2.3 AERONET 介绍

AERONET (Aerosol Robotic Network)是美国国家航空宇航局(NASA)组建的全球地基观测气溶胶、自动化程度较高的网络系统,该系统的观测部分是太阳—天空 Cimel318A 光谱扫描仪,由计算机控制观测瞄准仪对太阳、天空的自动准确定位,实现全自动观测,仪器的自动化程度较高,仪器在十秒钟内对太阳八个波长(340,380,440,500,670,870,940,1020nm)的直接辐射进行测量,仪器平均每十五分钟观测一次,八个波长的滤光器由滤光轮直接驱动。

为了保证测量的精确度,仪器每六到十二个月要到戈尔德太空飞行中心(Goddard Space Flight Center)进行校正,校正所用参考 Cimel 由 Langley 方法做经常化校验。所得气溶胶的光学厚度根据其精度分为三种:实时观测结果 Level1.0、去除云的影响的修正结果 Level1.5 和前后校正的结果 Level2.0。其数据在美国国家航空宇航局(NASA)网站共享。

Cimel318A 光谱扫描仪安放在大气物理所办公实验楼的楼顶上,与太阳—大气紫外光谱辐射计(SAUVS)处在同一经纬度和海拔高度,而且两者相距两米,观测所处的大气环境可以看作是一致的,为太阳—大气紫外光谱辐射计(SAUVS)反演气溶胶光学厚度用 Cimel318A 光谱扫描仪直接结果来验证提供了必要的精度保证。

2.4 反演所用的算法

无云大气紫外波段总的光学厚度可由三部分组成:大气分子瑞利(Raleigh)散射光学厚度,记为 $\tau_R(\lambda)$ 、在紫外波段分子的吸收主要考虑臭氧对紫外线的吸收,大气臭氧对紫外波段的吸收引起的光学厚度记为 $\tau_{oz}(\lambda)$ 、气溶胶光学厚度,记为 $\tau_A(\lambda)$ 。如果总的光学厚度记为 $\tau_{tot}(\lambda)$,其计算方程式可表示为:

$$\tau_{tot}(\lambda) = \tau_R(\lambda) + \tau_{oz}(\lambda) + \tau_A(\lambda) \quad (2.1)$$

总的光学厚度 $\tau_{tot}(\lambda)$ 的反演方法步骤是:首先由太阳—大气紫外光谱辐射计

(SAUVS) 观测所得的地面总半球辐射与散射辐射的电压响应值相减得到太阳直射辐射, 再根据太阳长法计算大气层顶的电压响应值。

根据比尔—布格—朗伯定律^[26], 在地面上所观测到的波长 λ 的直接太阳辐射的辐照度 (电压响应值) F_λ 为:

$$F_\lambda = F_{\lambda 0} \times \exp(-k_\lambda \times u \times \sec\theta_0) = F_{\lambda 0} \times T_\lambda^m \quad (2.2)$$

式中 $F_{\lambda 0}$ 是大气顶的太阳单色辐照度, k_λ 是单色质量消光截面, T_λ 是单色透过率, $m (= \sec\theta_0)$ 表示太阳和观测者之间的大气质量与当地天顶处的大气质量之比, u 表示大气质量的垂直有效路径长度, θ_0 表示太阳天顶角。将方程 (2) 两端取对数, 则得:

$$\ln F_\lambda = \ln F_{\lambda 0} + m \times \ln T_\lambda \quad (2.3)$$

F_λ 的观测可以在比较稳定的一天几个不同的天顶角时进行, 如果观测期间大气性质不改变的话, 则透过率是常数。把 F_λ 随 m 的改变外推到零点, 此处代表大气顶 ($m=0$) 的单色辐照度 $F_{\lambda 0}$ 。

其次用太阳—大气紫外光谱辐射计 (SAUVS) 观测所得的地面紫外辐射电压值与单色辐照度 $F_{\lambda 0}$ 的比值计算紫外波段直射透过率和总的光学厚度的谱分布。

最后从总的大气光学厚度中获取气溶胶光学厚度, 必须除去瑞利散射光学厚度 $\tau_R(\lambda)$ 和气体吸收光学厚度 $\tau_{oz}(\lambda)$ 。在已知大气压力时, 分子瑞利散射光学厚度可精确计算^[26]:

$$\tau_R(z, \lambda) = 0.0088\lambda^{(-4.15+0.2\lambda)} \times \exp[-0.1188z - 0.00116z^2] \quad (2.4)$$

式中 z 为高度, 以公里计。

在紫外波段分子的吸收主要考虑臭氧对紫外线的吸收, 大气臭氧对紫外波段的吸收引起的光学厚度为:

$$\tau_{oz}(\lambda) = k_\lambda \times h_{oz} \times m \quad (2.5)$$

其中 k_λ 为臭氧对紫外波段的吸收系数, h_{oz} 为臭氧的大气含量。

在得到了大气瑞利散射光学厚度 $\tau_R(\lambda)$ 与臭氧吸收光学厚度 $\tau_{oz}(\lambda)$ 之后, 就可以根据 (2.1) 式计算气溶胶光学厚度。

2.5 太阳长法计算太阳地外谱

有两种用地面辐射计测太阳常数的方法，称为斯密森研究所（Smithsonian Institution）的长法和短法。长法是比较基本的，并且是短法的基础。

太阳—大气紫外光谱辐射计（SAUVS）对太阳光谱观测以的两种观测模式进行，遮光小球不挡与挡之差即为太阳直射辐射光谱。根据^[4]：

$$\cos\theta_0 = \sin\varphi\sin\delta_0 + \cos\varphi\cos\delta_0\cos h \quad (2.6)$$

可以计算每天任一时刻的太阳天顶角 θ_0 ，这里 φ 表示观测点的地理纬度， δ_0 表示太阳倾角， h 表示时角。

选择比较稳定的晴朗无云的天气作为太阳长法计算太阳地外谱的日子，又假定大气由若干平行平面层组成，在某一给定的太阳位置我们有：

$$M = 1/\cos\theta_0 = \sec\theta_0 \quad (2.7)$$

表示太阳与观测者之间的大气质量与当地天顶距处的大气质量之比。以及仪器观测的太阳地外谱（电压值），此处我们假定了观测两模式（大约相距6—10分钟）之间太阳高度角没有发生变化。

根据比尔—布格—朗伯定律^[26]，在地面上所观测到的波长 λ 的直接太阳辐射的辐照度 F_λ 为

$$F_\lambda = F_{\lambda_0} \exp(-k_\lambda u \sec\theta_0) = F_{\lambda_0} T_\lambda^M \quad (2.8)$$

式中 F_{λ_0} 是大气顶的太阳单色辐照度， k_λ 是单色质量消光截面， T_λ 是单色透过率，其中：

$$u = \int_{z_1}^{\infty} \rho dz \quad (2.9)$$

将方程(2.8)两端取对数，则得

$$\ln F_\lambda = \ln F_{\lambda_0} + M \ln T_\lambda \quad (2.10)$$

F_λ 的观测在同一天中几个不同的天顶角时进行，如果观测期间大气性质不改变的话，则透过率 T_λ 是常数。 F_λ 对 M 的直线可以外推到零点，此处代表大气顶($M=0$)。在实际的太阳长法确定地外谱过程中，对于不同的太阳高度角，即不同的 M 值， F_λ 要在平面直角坐标系中点出，其图像并不是绝对的直线，是在直线周围的点分布，有一定的离散性。所以需要用到最小线性二乘法来求得太阳的地外谱（电压值）。

图2.5为由太阳长法测得的太阳地外谱（0.34~0.45微米）。

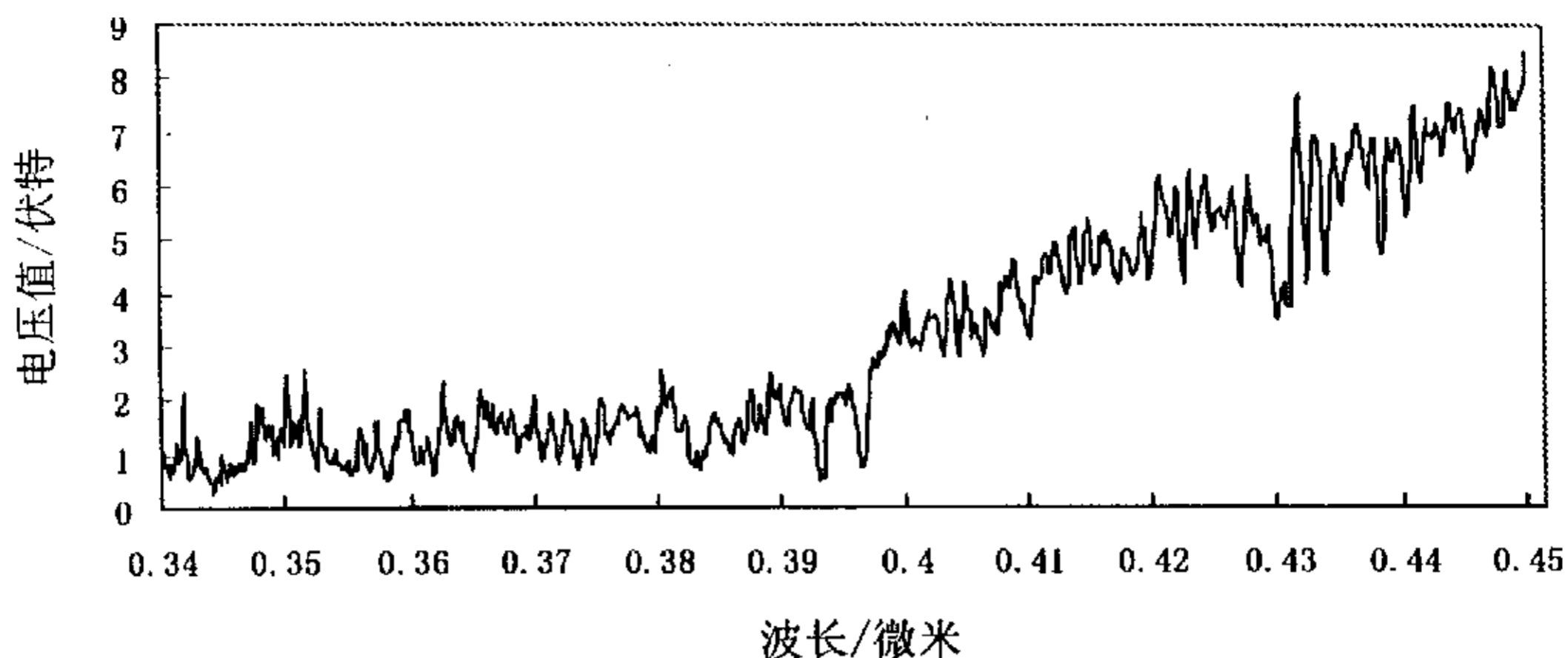


图2.5 由太阳长法测得的太阳地外谱（电压值）
Fig.2.5 The Sun spectrum in the outer space measured by the Long-Method

2. 6 SAS非线性回归与典型相关分析

SAS (Statistical Analysis System) 是美国SAS公司研制的组合软件系统，是一个比较好用的做统计分析的软件，操作简便，可以解决众多的计算问题。在我们的工作中用到了该软件中的非线性回归分析与典型相关分析。

2. 6. 1 非线性回归分析

在许多实际问题中，参数不完全以线性形式出现，这样的回归模型称为非线性回归模型。在统计分析紫外波段气溶胶光学厚度与波长的关系时，采用Angstrom公式来描述气溶胶的光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 随波长的变化关系：

$$\tau_A(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha},$$

式中 β 为浑浊度系数， α 为波长指数。

此类非线性模型因含指数及其它数学函数，往往不宜或无法转换为线性模型求解。因此对这类模型的参数估计，必须借助于非线性的迭代方法(如Newton-Raphson、Gauss、Gradient等方法)求解。非线性回归模型的一般形式是：

$$Y = f(x_1, x_2, \dots, x_k, b_0, b_1, \dots, b_p) + \varepsilon$$

或者令：

$$X = (x_1, x_2, \dots, x_k)'$$

$$\beta = (b_0, b_1, \dots, b_p)'$$

可以写为:

$$Y = f(x, \beta) + \varepsilon$$

当X, Y有一组观测值 $X^{(1)}, Y^{(1)}, X^{(2)}, Y^{(2)}, \dots, X^{(n)}, Y^{(n)}$ 时, 需要估计 β 的值。用的方法是非线性最小二乘法, 即选择合适的 β^* , 使 $\beta = \beta^*$ 时

$$S = \sum_{i=1}^n [Y_i - f(X^{(i)}, \beta)]^2$$

最小。

非线性最小二乘法只能通过迭代方法近似达到极小, SAS软件用NLIN过程来做非线性最小二乘法, 我们用的是修正的高斯-牛顿法, 要给出一阶偏导数的表达式和估计出待定的参数。在SAS软件计算结果中给出了逐次迭代参数变化情况、残差平方和状况、参数的点估计和95%的置信区间和参数渐近相关阵。

2. 6. 2 典型相关分析

相关有正相关和负相关两种, 在我们的工作中, 混浊度系数和波长指数两者之间具有很好的负相关性, 浑浊度系数越大, 波长指数越小, 为了计算两者的相关性, 我们采用如下的计算方法:

假设有k次对变量X(混浊度系数)和Y(波长指数)的观测, 即:

$$X = (X_1, X_2, \dots, X_k)$$

$$Y = (Y_1, Y_2, \dots, Y_k)$$

我们先求出他们各自的平均值 \bar{X} 和 \bar{Y} , 再求他们各自的方差:

$$\sigma^2(X) \approx S^2(X) = \frac{1}{k-1} \left[\sum_{i=1}^k X_i^2 - \frac{1}{k} \left(\sum_{i=1}^k X_i \right)^2 \right]$$

$$\sigma^2(Y) \approx S^2(Y) = \frac{1}{k-1} \left[\sum_{i=1}^k Y_i^2 - \frac{1}{k} \left(\sum_{i=1}^k Y_i \right)^2 \right]$$

再求出混浊度系数与波长指数两者之间的协方差:

$$C_{XY} \approx S_{XY} = \frac{1}{k-1} \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$$

最后就可以求出两者之间的相关系数:

$$E_{XY} = \frac{S_{XY}}{\sigma_X * \sigma_Y}$$

2.7 滑动平均

紫外线观测仪在观测时，是在计算机系统控制下由步进电机驱动精密丝杠，同步旋转两块光栅实现波长扫描。由于硬件原因，有时波长扫描会有波长的偏移，也就是说波长与其辐照度电压值之间有几个波长单位（埃）的偏移，需要人工纠正。由此观测得到的数据在使用时会对计算结果（光学厚度）造成系统误差。另外，仪器在两种模式下进行观测，大气的物理化学性质在这段时间内发生微小的变化也是可能的，以上两者都会使我们的反演结果产生系统误差，在对反演结果进行绘图时，图像就象被机械波调制了一样，如图2.6。

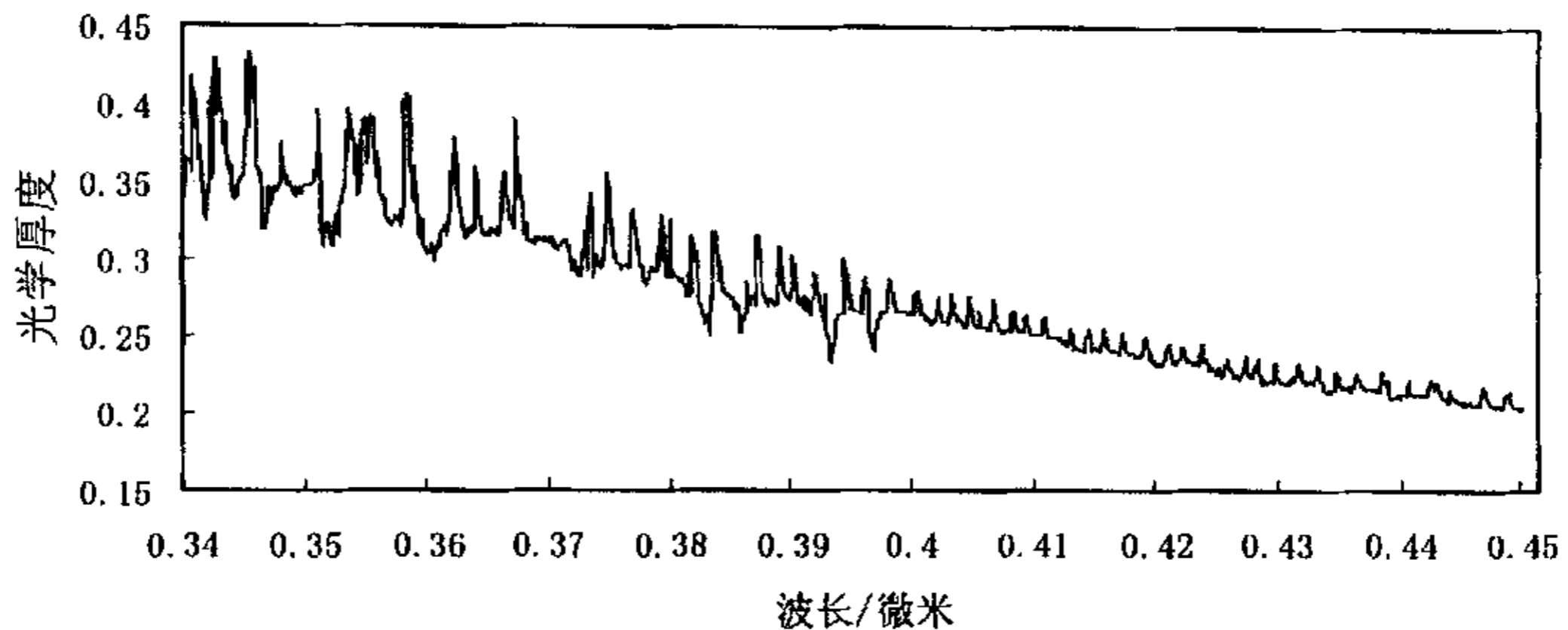


图2.6 实际反演得到的光学厚度随波谱的变化
Fig.2.6 The AOD changed with the Sun spectrum in practice

也就是说，光学厚度值发生了偏离，但其趋势是明显的，我们采用如下的滑动平均方法对影响因子进行去除：

通过N项滑动平均来反映数列的变动轨迹，此法的直接计算式是：

$$X_t = \frac{X_{t-N} + X_{t-N+1} + \dots + X_t + X_{t+1} + \dots + X_{t+N}}{2N+1}$$

滑动平均法的优点是对资料中的随机波动进行了有效的平滑，取项N越大，这种平滑作用也越大。但是，如果数列中的基本轨迹正在发生变化，N则宜小不

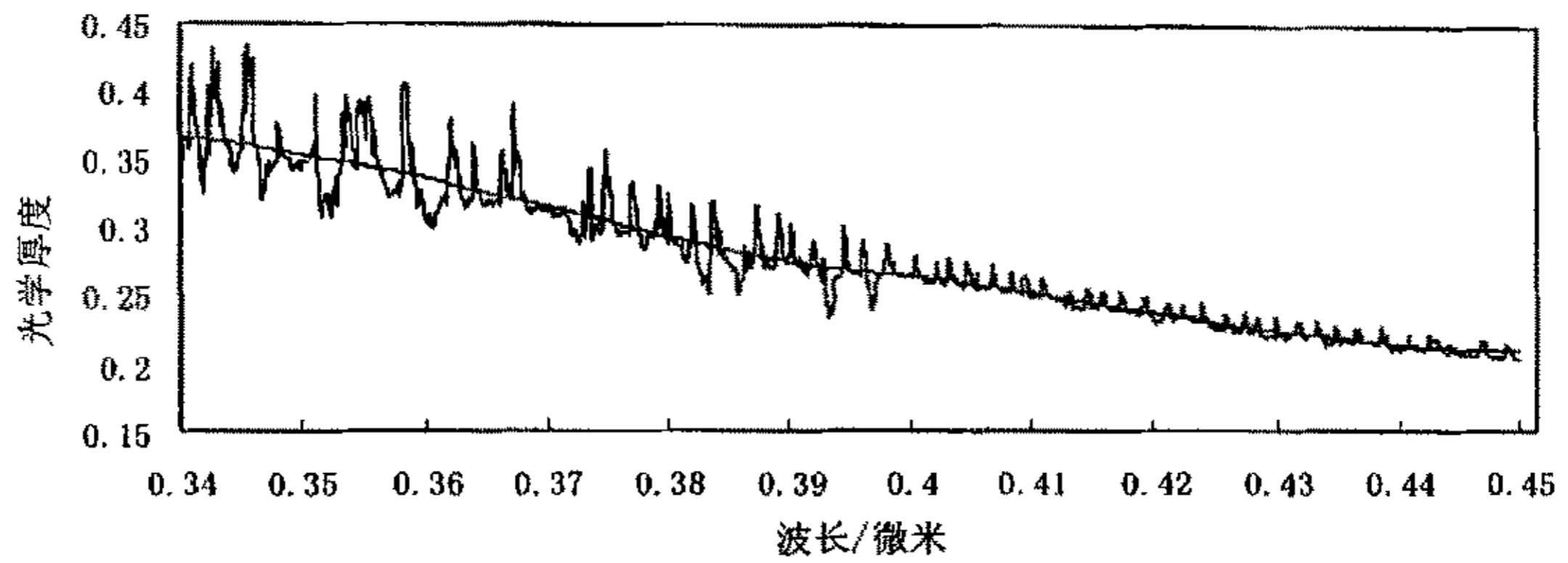


图2.7 滑动平均以后光学厚度的谱分布（波浪线为实际反演值，平滑线为滑动平均值）

Fig. 2.7 The spectrum of AOD after smoothing

宜大，否则会把基本轨迹也给平滑掉。滑动平均的目的主要是平滑数据，消除一些干扰，使趋势变化显示出来。结果如图2.7。

第三章 晴天气溶胶光学厚度反演结果 分析、比对与误差分析

作为工作的第一步，首先反演了 340~450nm 波段大气和气溶胶的光学厚度特性。在这一波段内，由于臭氧的吸收极小^[8]，可以忽略不计，给反演计算带来了很大方便。从 1999 年 2 月到 2003 年 7 月的有观测记录的日期中选取水平能见度在 10 到 30Km 的资料 46 个，全天均为无云无沙尘的晴好天气，其中在每个观测日中对 340~450nm 波段的观测不少于 5 次。根据能见度水平把资料分为三个部分(V1 表示水平能见度 10~20Km, V2 代表水平能见度 20~30Km, V3 代表水平能见度在 30Km 以上。)

3.1 不同水平能见度状况下气溶胶光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 的谱分布特征

在一般大气气溶胶情况下，假设气溶胶粒子的浓度和谱分布一定，根据米(Mie)散射理论，入射波长越短，粒子对其的散射能力越强，其散射截面的大小应随着入射波长的减小而增大，因此在紫外波段气溶胶光学厚度随波谱的分布应随入射波长的减小而增大，反演计算结果较好的验证了这一理论。

3.1.1 水平能见度为 10~20Km 时气溶胶光学厚度的特征

1999 年 2 月 22 日全天无云，但是大气的霾较重，水平能见度在 10Km 以上，

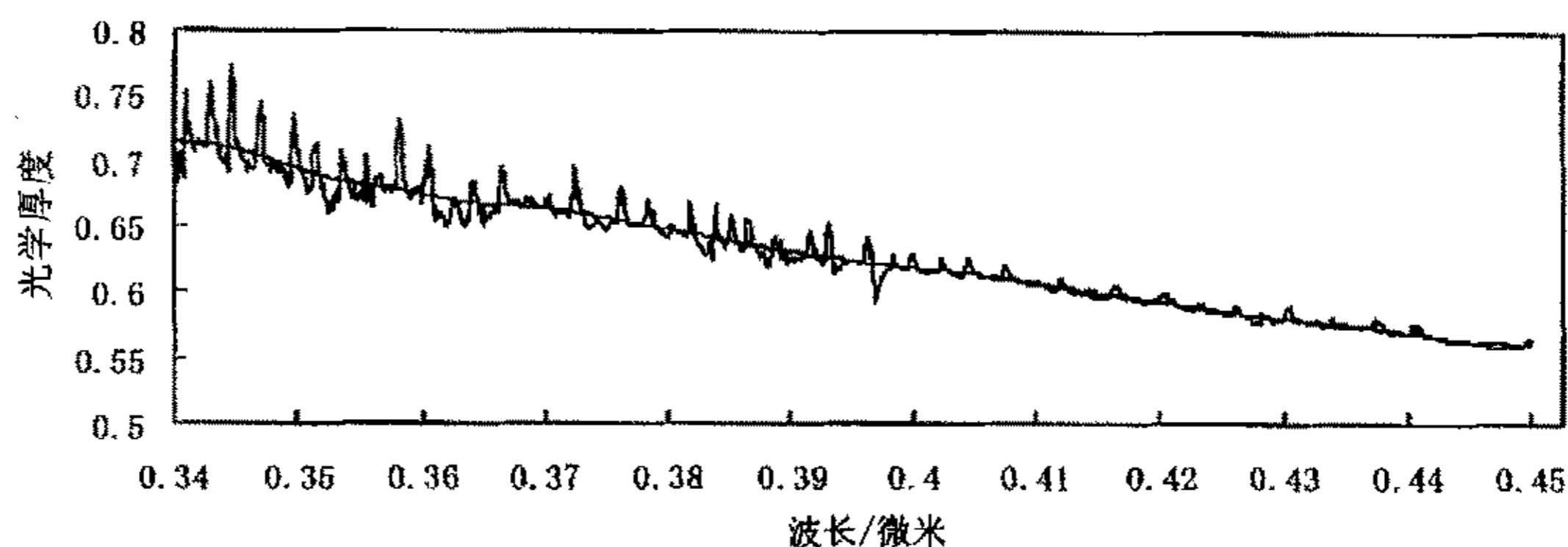


图3.1 1999年2月22日水平能见度10km时光学厚度的谱分布

Fig.3.1 The spectrum of AOD in the visibility of 10Km on Feb.22,1999

但不到 20Km。图中，波浪线为反演得到的紫外波段气溶胶光学厚度值，光滑的细线为滑动平均后得到的气溶胶光学厚度谱线，从图 3.1 中我们可以看出在能

能见度较小时，在 340~450nm 波段内，光学厚度随波长增大而减小的单调趋势比较明显，而且光学厚度值的减小较快。表现在 $\partial\tau_\lambda/\partial\lambda$ 的绝对值比较大。上述规律在我们的反演结果中是普遍的。

3. 1. 2 水平能见度为 20~30 Km 时气溶胶光学厚度的特征

1999 年 2 月 21 日全天无云，风为 2~3 级，水平能见度为 20km 以上，但不到 30km。定性的分析，水平能见度的提高，表明空气中的气溶胶粒子的浓度将减小，粒子有效半径和粒子谱分布也发生了变化，气溶胶粒子的光学性质将发生变化，从图 3.2 中，我们可以看出：气溶胶光学厚度值整体上较能见度为 10km 时光学厚度值为小。把两者在同一坐标系中比较，也发现 $\partial\tau_\lambda/\partial\lambda$ 的绝对值 20km 水平能见度时为小。这应是气溶胶颗粒浓度减小和粒子尺度谱变化的结果。

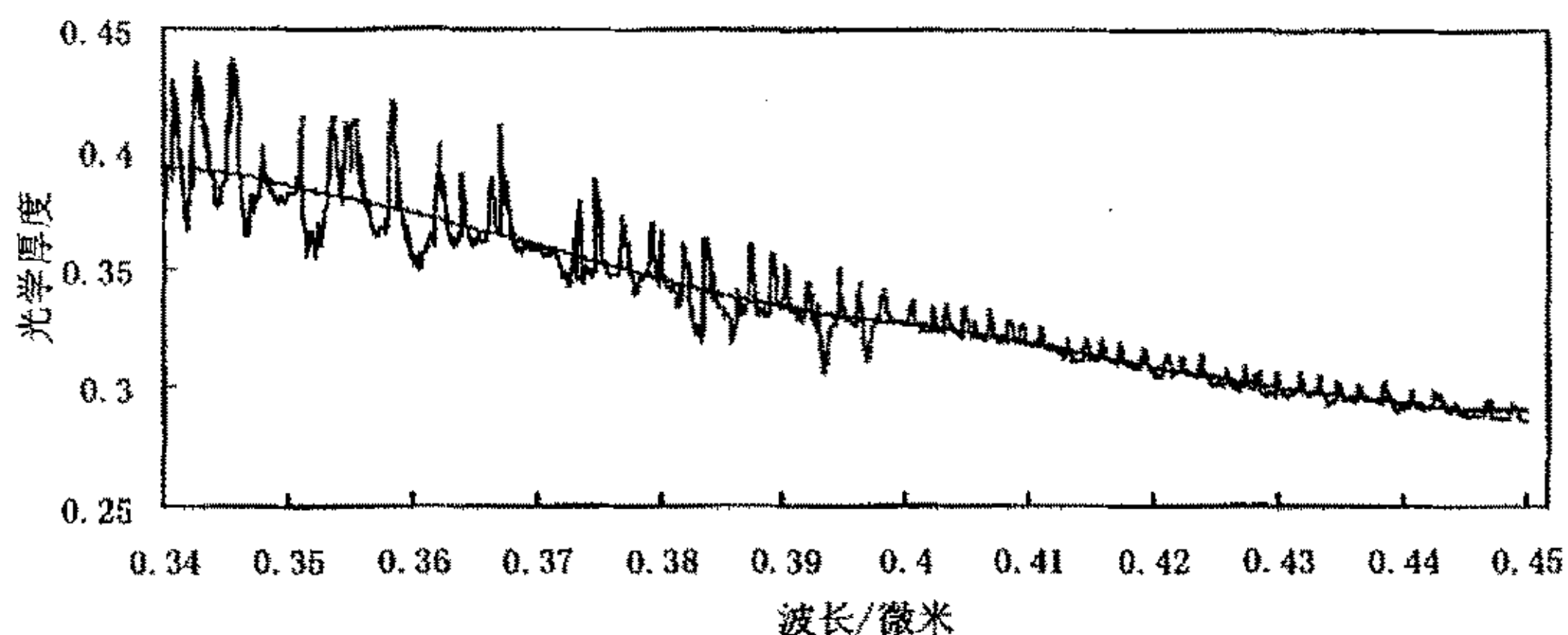


图3.2 1999年2月21日水平能见度为20km时光学厚度谱分布
Fig. 3.2 The spectrum of AOD in the visibility of 20 Km on Feb. 21, 1999

3. 1. 3 水平能见度为 30 Km 以上时气溶胶光学厚度的特征

2003 年 6 月 24 日全天晴朗无云，能见度在 30Km 以上，风速 2~3 级，从早晨 8:45 到下午的 16:47 进行了 16 次两种模式的测量，我们用仪器观测的散射谱值（电压值）与散射加直射的谱值（亦是电压值）的比值在一天中随太阳天顶角变化的情况作为判断大气稳定与否的标准，中午前后，能够得到两个相同太阳高度角（分别是中午前和中午后）的两种模式的观测值，如果两次观测的太阳比值谱几乎相同，说明大气是比较稳定的。我们观测和计算的结果表明：

2003年6月24日这一天与其他天的结果相比,是一个比较稳定的天气,那么,气溶胶的物理组成和光学性质也应该比较稳定,图3.3为2003年6月24日13:34时光学厚度的谱分布,从图3.3中可以看出,水平能见度30Km以上时气溶胶的

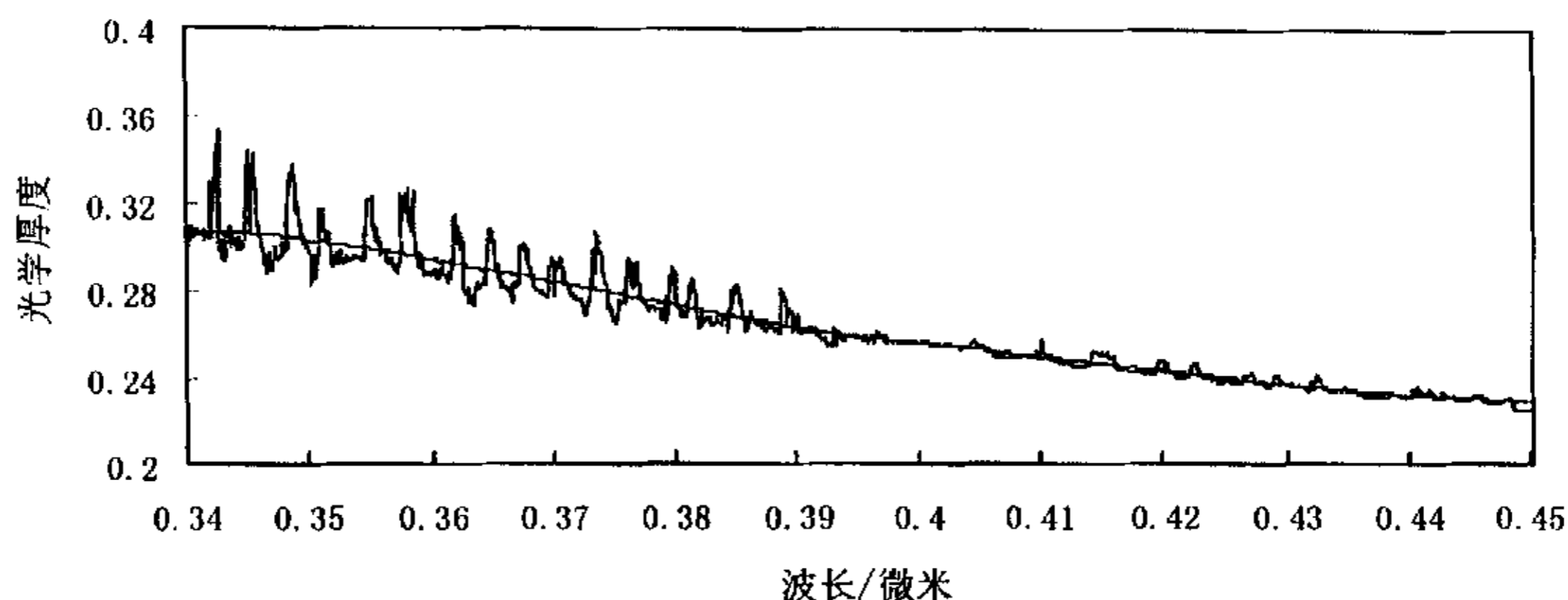


图3.3 2003年6月24日能见度30km以上时光学厚度的谱分布
Fig. 3.3 The spectrum of AOD in the visibility of 30Km on Jun. 24, 2003

光学厚度值变的更加小,光学厚度值随波谱的变化率,即 $\partial\tau_\lambda/\partial\lambda$ 的绝对值更加小。

3. 1. 4 三种水平能见度状况下气溶胶光学厚度 $\tau_\lambda(\lambda)$ 的谱分布特征

以上分析的是在各种能见度分级下的光学厚度特征,我们把不同能见度水平下的光学厚度放在同一坐标系中观察一下,又有什么新的特征。

图3.4为1999年2月24日不同能见度时的气溶胶光学厚度随波谱的分布。观测当天为晴朗无云的天气,但大气能见度在一天中发生了规律的变化,早晨9:30能见度在10Km,空气中有霾,到下午15:03能见度达到30Km,水平能见度由低到高。

(1)从图3.4中可以看出在任一水平能见度状况下气溶胶的光学厚度均是随着波长的增加而单调减小,即 $\partial\tau_\lambda/\partial\lambda$ 是负值;光学厚度递减率随着波长的增大而减小,即 $\partial\tau_\lambda/\partial\lambda$ 的绝对值随波长增大而减小。上述特点在反演结果中是较为普遍的。

(2) 在两个不同水平能见度状况下, 相同波长气溶胶的光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 之差也随着波长的增加而减小。从而反映出入射波对大气中气溶胶含量和谱分布等变化的敏感程度随着波长的增加而减小。大气中气溶胶含量和谱分布等发生变化时, 气溶胶的消光系数、单次散射反照率、浑浊度系数等光学参数就会发生变化, 波长越短, 变化越大。

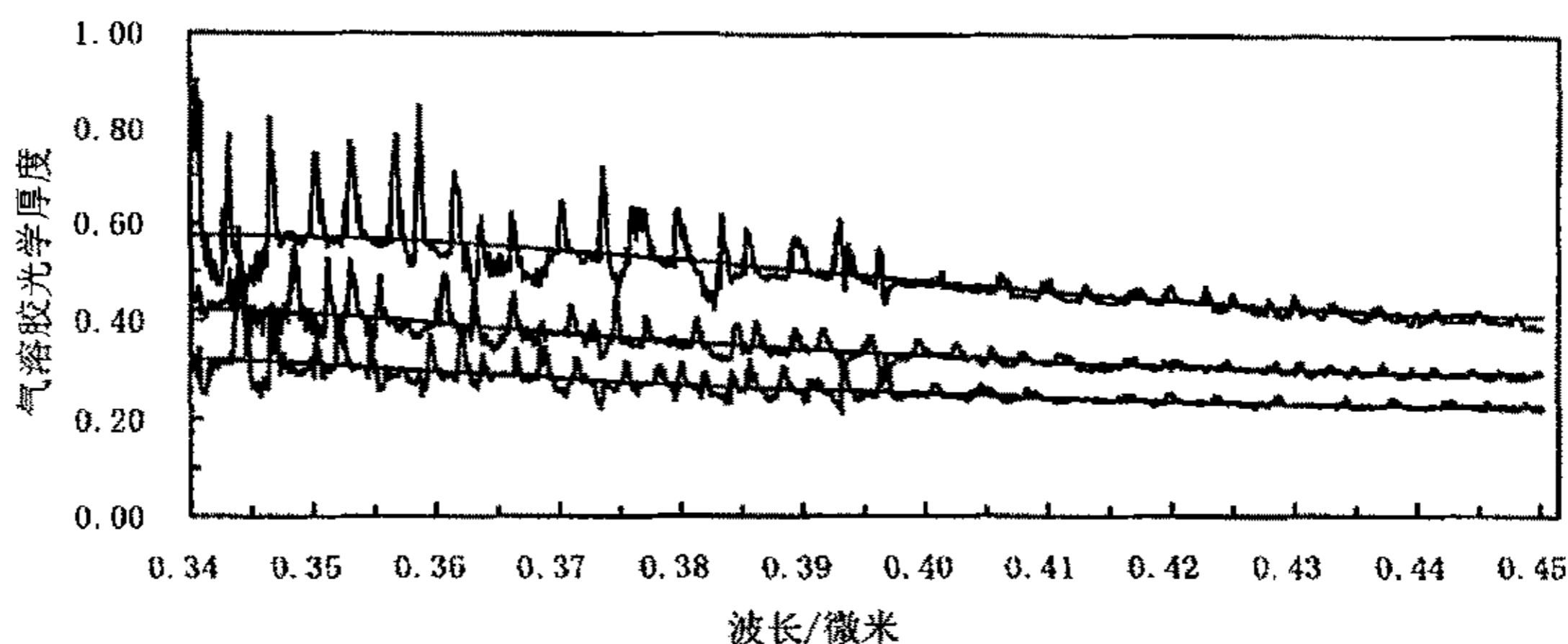


图3.4 1999年2月24日不同能见度时气溶胶光学厚度随波谱的分布
(粗线为反演值, 细线为反演结果滑动平均值)

Fig. 3.4 The spectral distribution of Aerosol Optical Depth in different visibility on Feb. 24, 1999.

3.2 不同水平能见度状况下气溶胶光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 随波谱分布的曲线拟合与分析

对反演结果用线性函数、乘幂函数、指数函数、多项式函数进行拟合, 指数函数对反演结果得到了较好的拟合。气溶胶的光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 主要取决于气溶胶含量和气溶胶粒子的谱分布, 不同的含量和谱分布可导致光学厚度大小的不同, 但由于对消光起主要作用的是符合 Junge 分布的小粒子, 所以采用 Angstrom 公式来描述气溶胶的光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 随波长的变化关系:

$$\tau_A(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}$$

式中 β 为浑浊度系数, α 为波长指数。

(1) 对反演结果采用多元统计分析中的非线性回归计算出拟合曲线系数 β 和 α , 从而计算出曲线拟合值, 反演值和拟合值两者残差平方和的平均值从

0.007 到 0.018, 数学期望值值为 0.014。图 3.5 中也可以看出, 指数函数能很好的拟合反演得到的气溶胶光学厚度值。这与田文寿^[10]等从气溶胶谱分布和折射指数出发, 利用 Deirmanjian 和 Hanel 的近似式参数化计算的气溶胶光学厚度表达式结果是一致的。

(2) 对拟合曲线的浑浊度系数 β , 波长指数 α 进行统计分析, 结果表明

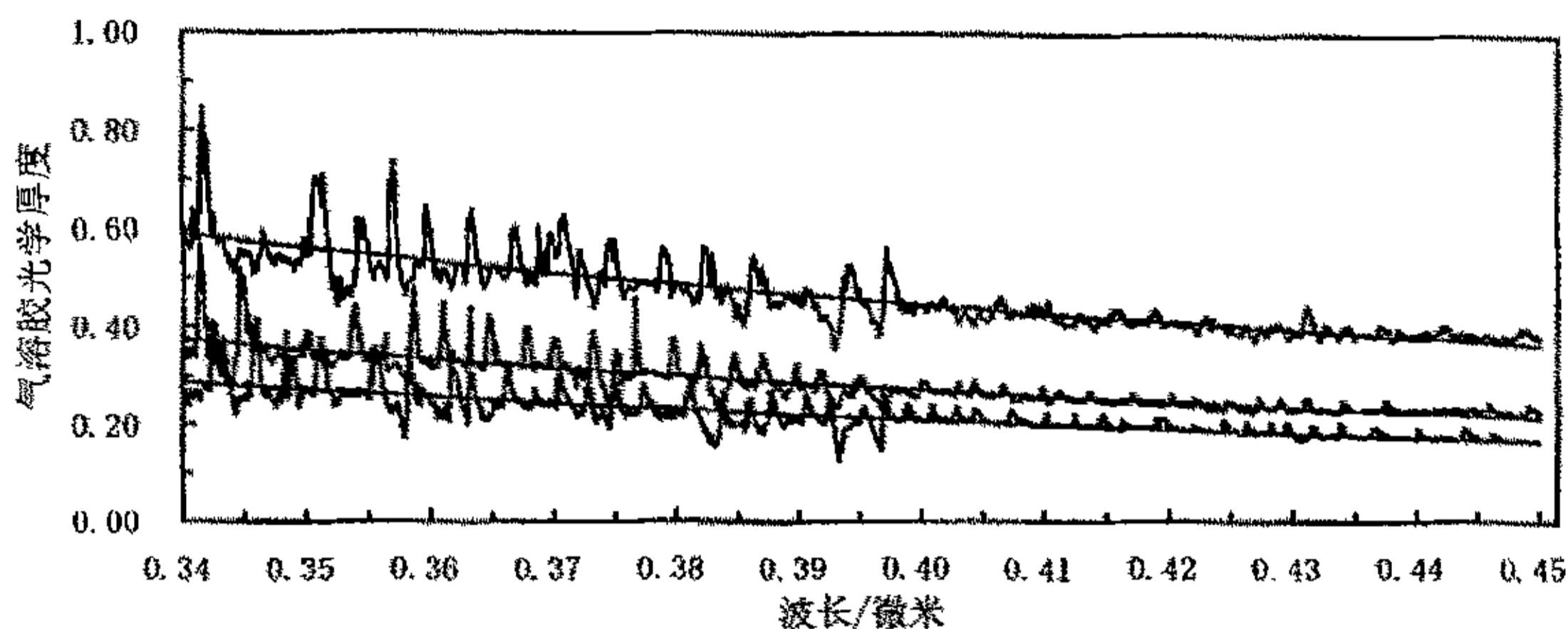


图3.5 不同水平能见度状况下气溶胶光学厚度分布曲线的拟合
(粗线为反演值, 细线为指数函数拟合值)

Fig. 3.5 The fit curve of the spectral distribution of Aerosol Optical Depth on different visibility

在不同能见度状况下系数 β 、 α 呈现出一定的规律性, 用多元统计分析中的典

表 3.1 不同能见度时指数函数系数及表达式

Table 3.1 The coefficient and formula of exponent function on different visibility

能见度	浑浊度系数(β)		波长指数(α)		AOD 表达式
	数学期望值	方差	数学期望值	方差	
10—20Km	0.26307	0.06448	0.82418	0.11024	$\tau_A = 0.26307\lambda^{-0.82418}$
20—30Km	0.10641	0.01666	1.43770	0.24140	$\tau_A = 0.10641\lambda^{-1.43770}$
30Km 以上	0.04154	0.01490	1.80063	0.23065	$\tau_A = 0.04154\lambda^{-1.80063}$

型相关分析两者的关系, 得到两者负相关系数为 0.91023, 说明浑浊度系数 β 和波长指数 α 是高度典型相关的。

可以对上述结果做出定性分析, 气溶胶的光学厚度主要取决于气溶胶颗粒物的含量和粒子谱分布, 而且起主要消光作用的是符合 Junge 分布的细小粒子, 不同的水平能见度状况反映了大气中气溶胶颗粒物的浓度和粒子谱分布的差

异, 一般情况下, 水平能见度愈高时, 大气中颗粒物的含量低而且粒子有效半径小, 空气的浑浊度系数就小, 但波长指数对粒子有效半径的敏感度提高, 所以波长指数 α 的绝对值变的愈大。在本研究所取样本中, 水平能见度在 30Km 以上的样本取值范围比较大, 包括了 40Km、50Km 及以上水平能见度的情况, 所以波长指数比一般水平能见度的值偏大。上述结果在气溶胶的辐射强迫与气候效应研究中经常要考虑气溶胶的直接和间接辐射强迫效应^[11-12], 由于气溶胶光学特性尤其是其光学厚度定量分析存在的困难给气候模式计算所得结果带来了很大的不确定性, 而对紫外波段的气溶胶光学厚度特性的反演计算在了解和理论研究气溶胶光学特性上提供了帮助, 为气溶胶-云-气候的参数化数值计算带来了极大的方便。

3.3 一天中气溶胶光学厚度随时间变化分析

大气中气溶胶颗粒物质量浓度、粒子有效半径、粒子谱分布及其离散程度、

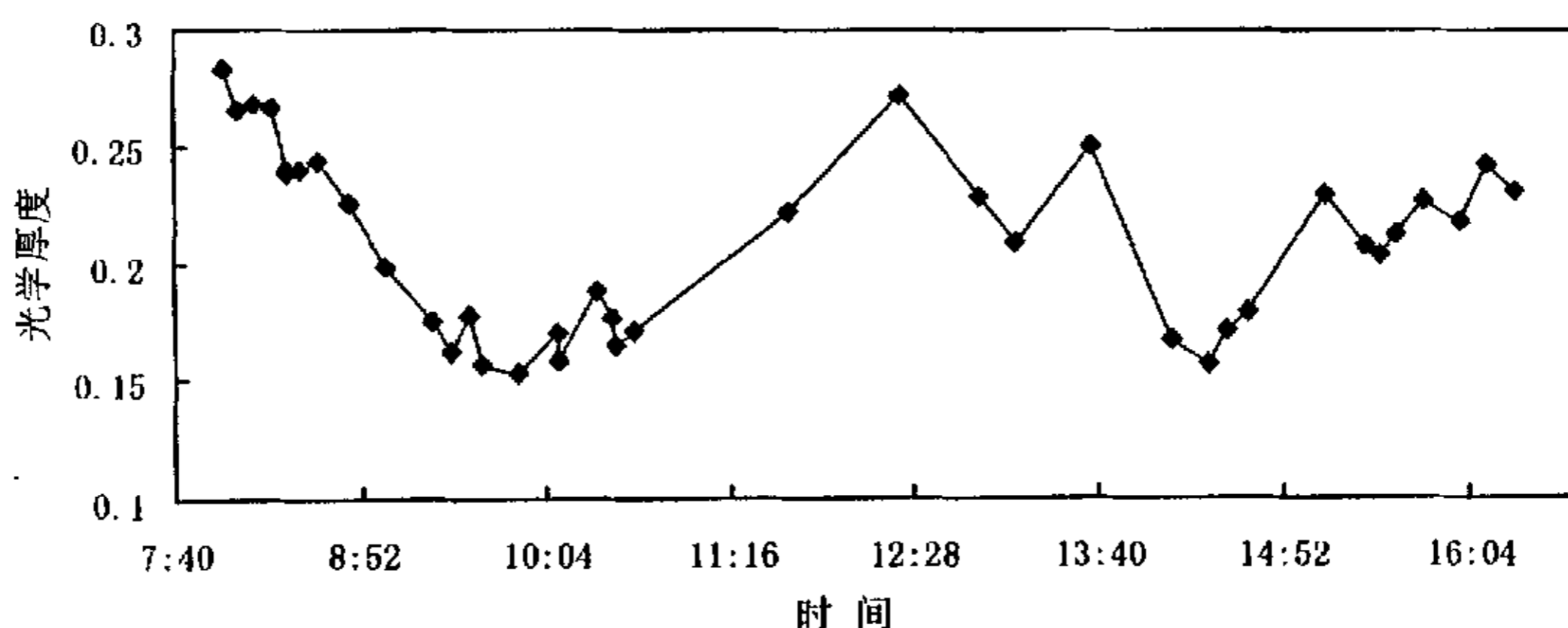


图3.6 2001年3月14日一天中气溶胶光学厚度(0.44微米)随时间的变化

Fig. 3.6 The AOD changed in a day on May.14, 2001

化学成分、大气层结、大气运动、交通运输状况、工业生产状况、人类生活污染等众多因素的影响, 所有这些因素又在发生着时空变化, 所以气溶胶在一天当中的变化是比较复杂的。由此引起气溶胶光学厚度的时空变化比较大, 给分析在一天中气溶胶光学厚度随时间变化的规律带来了很大的困难。在气溶胶光

学厚度反演的结果中, 选取波长 0.44 微米的单色波的光学厚度作为分析一天中大气气溶胶光学厚度变化的依据。

从图 3.6 中可以看出, 气溶胶紫外波段的光学厚度在从早晨到下午的变化趋势是: 早晨 8 点光学厚度较大, 然后逐渐减小, 到中午 11 点又有新的增大, 下午两点以后气溶胶的光学厚度又开始减小。上述规律在我们的反演结果中是比较普遍的。我们可以定性的分析其原因。气溶胶光学厚度的两个变化点所对应的时刻正是城市交通运输比较繁忙的时刻, 汽车向大气中排放了大量的尾气, 使空气中 TSP (总悬浮颗粒物) 明显增多, 而这些细小的颗粒物以及它们的二次污染物、光化学反应产物对大气的散射消光是比较显著的, 所以, 大气中气溶胶在交通繁忙的时刻其光学厚度会有显著的突变点。从另一方面也可以看出, 城市中交通运输对大气气溶胶的光学厚度的贡献是非常显著的。

3.4 反演结果与 AERONET (Aerosol Robotic Network) 资料的对比

由于太阳紫外辐射系统观测的缺乏, 对紫外波段气溶胶光学厚度的观测更少, 尤其是紫外波段的气溶胶光学厚度的直接观测更是少之又少, 给反演结果的验证带来了很大困难, 利用 AERONET 资料进行对比优点是两观测仪器处在同一经纬度和海拔高度, 所处的大气环境是一致的, 不足之处是 AERONET 观测最短波长为 440nm 单色光谱, 且两者在观测时间上总是有几分钟到十几分钟的偏差。尽管由于观测时间的原因, 两观测值之间有几分钟到十几分钟的差异, 可以认为在这样短的时间内大气气溶胶含量、粒子谱分布和化学性质是不变的, 其光学性质也是不变的。选取 2001 年 3 月到 2003 年 7 月两者有共同观测记录的日期为 26 个, 均为晴朗无云天气, 且对波长 440nm 单色光谱的每日观测不少于 5 次。为了弥补两观测结果在时间上的不一致, 对 SAUVS 的观测结果用线性内差法计算 AERONET 观测时间的气溶胶光学厚度。根据统计, 反演结果与 AERONET 的观测结果的相对偏差为 7.19%, 方差为 0.01003。

从图 3.7 中可以看到反演结果和 AERONET 的观测结果在气溶胶光学厚度随时间变化的趋势特征上吻合是较好的, 在所考察的时间阶段内, 气溶胶光学

厚度是有变化的，应是城市交通和工业生产等人类活动向大气排放污染物的结果。

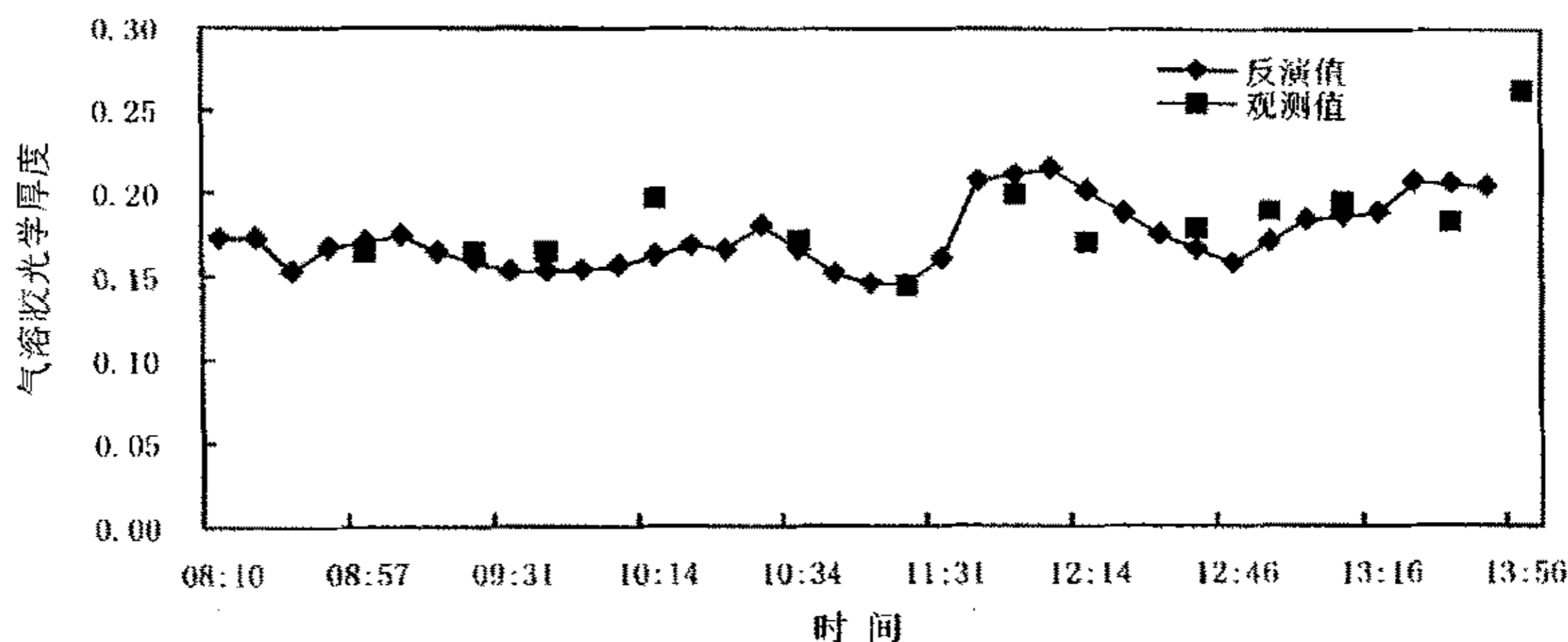


图3.7 2003年6月24日气溶胶光学厚度随时间变化反演值与AERONET值比较

Fig. 3.7 Contrast between retrieval and AERONET on Aerosol Optical Depth on Jun. 24, 2003.

3.5 误差分析

由于仪器的性能关键在其绝对精度和相对精度，在仪器的定标上采用标准的标准光源(灯)，使感应头与光路系统同轴，感应头与标准光源保持严格距离，避免一切杂散光，在这种条件下进行了绝对定标的地基光谱辐射计在 340~450nm 范围内绝对值不确定性为 5%~10%，相对精度为 ±1%~2%。另外：(1) 用太阳—大气紫外光谱辐射计 (SAUVS) 所得到的地面紫外辐照度来反演大气中紫外波段气溶胶光学厚度需要去除大气分子瑞利散射形成的光学厚度和大气中臭氧吸收形成的光学厚度，由于在考察 340~450nm 波段时把臭氧和其他气体分子的微弱吸收忽略不计，定性的说它们的作用是实际存在的^[8]。(2) 用长法计算太阳地外辐射电压响应值存在着固有的误差源。在整个测量期间，大气的状态 (温度、压力、湿度、气溶胶浓度及谱分布等) 不是绝对稳定的，大气和气溶胶的单色质量消光截面 k_{λ} 会发生变化。(3) 进行测量时光球挡与不挡两次观测之间大气的消光质量 m 是变化的，在实际计算时取两次观测之间的大气光

学质量，因此尽管很细心的观测和计算，一定量的误差是不可避免的。仪器的性能和探测精度对紫外波段光学厚度的反演、浑浊度系数和波长指数的定量化产生一定的影响，但仪器的各项指标均已达到了正在使用的同类仪器水平，总体而言，前面所给的统计分析结果表示出了均值与方差的范围，结果是可信的。

第四章 沙尘气溶胶光学厚度的反演、分析和对比

本文研究的沙尘天气是指由沙尘暴、扬沙和浮尘等引起的天气现象。北京风沙天气^[27-28]主要发生在春季(3~5月),发生的频率占全年的65.3%,尤其是4月份为全年最高,频率为31.7%。春季风沙日数高是由于冷空气活动频繁、风速大、少雨、地面升温快、近地层大气层结不稳定,易使下垫面尘、土、沙粒离地升空形成风沙天气。其次是冬季,发生的频率为22.0%。冬季寒冷,部分地面冻结,来自地面的沙尘减少了,但冬季由于采暖,耗煤量大,排入大气中的尘粒和有害气体增多,同样可以导致污染加重。夏季风沙次数最低,只占全年的5.8%,主要原因是夏季降水机率增大,下垫面覆盖率增高,风沙天气发生的可能性明显下降。秋季比夏季稍高,发生机率为6.9%,这与秋季大气层结稳定,风力小于春、冬季有关。因此,北京春季的风沙天气是导致北京春季大气污染的重要原因之一。

4.1 对沙尘气溶胶的认识

沙尘暴是我国北方春季的主要自然灾害之一,上世纪九十年代末到本世纪初沙尘暴发生频率急剧增加。沙尘暴是一种突发性灾害天气,每当发生时区域和全球生态环境会受到极大的影响,同时它的频发也是生态环境恶化的标志之一。近年的观测和研究表明,中国沙尘暴年发生次数在减少,强和特强沙尘暴却呈现增加趋势^[29-30]。特别是世纪交替的几年里,北京及周边地区风沙肆虐,沙尘暴已经成为我国北方显著的环境问题之一,受到政府和社会各界的普遍关注。我国北方大部分地区属于干旱和半干旱性气候,覆盖着大片的沙漠、茫茫戈壁和荒漠化土地,以及含量富厚和分布广阔的黄土,这些都为沙尘暴发生提供了充足的物质来源。我国目前沙漠戈壁和荒漠化土地有165.3万平方公里,而且以每年2460平方公里的速度在增加^[31],因此未来荒漠化演变趋势及其与气候变化的相互关系成为当今国家可持续发展的重要研究内容之一。

沙尘天气的发生必须具备三个条件,缺一不可:沙源、大风、气流辐合(垂直对流)。气象上将沙尘天气分为浮尘、扬沙和沙尘暴^[32]三种。扬沙是指大风将地面沙粒和尘土吹起,使空气相当浑浊,水平能见度在1到10公里之间,一般属于本地起沙现象,多发生在地面附近。浮尘是指尘土和细沙均匀悬浮在

空中，使水平能见度小于 10 公里的情况，多为远处沙尘随高空强风输送而来，或为沙尘暴和扬沙出现后滞留在空中的细粒浮游而成。沙尘暴则是强风卷起大量沙尘，使能见度恶化的沙尘天气，水平能见度低于 1 公里。扬沙和浮尘属于轻度沙尘天气，而沙尘暴属于较强的沙尘天气。沙尘暴依据风速和能见度可进一步分为弱沙尘暴、强沙尘暴（最低能见度 $\leq 200m$ ，最大风速 $\geq 120m/s$ ）和特强沙尘暴或黑风暴（最低能见度 $\leq 50m$ ，最大风速 $\geq 125m/s$ ）。

沙尘气溶胶也叫矿尘气溶胶，是大气气溶胶的重要类别之一，其组成成份因来源而异，主要有二氧化硅、碳酸钙、赤铁盐和铝化物等，粒子大小在 $0.0075-200.0\mu m$ 之间。我国沙尘气溶胶主要来源于沙漠戈壁、农牧交错带和沙化土地等干旱和半干旱地区，其产生既有风蚀扬沙、沙漠扩张等天然因素，也有过度放牧、毁林垦荒和机械粉碎等人为因素。每当沙尘暴发生时，大量的沙尘颗粒被强风吹卷进入大气，并随着天气系统的移动向下游输送，造成途经地区的沙尘天气。据估计每年全球输入大气的沙尘气溶胶有 1000 到 2000 Tg，约占对流层气溶胶总量的一半，其中来源于亚洲大陆的约 800 Tg^[33]。大气中的沙尘气溶胶对大气能见度、大气光学特征、地-气系统能量收支、大气环境质量、区域和全球气候及生态环境状况均产生重要影响。

4. 2 北京沙尘气溶胶的源地

通过对历史天气图资料和卫星遥感资料^[34-36]的分析证明，影响我国北方地区的沙尘暴发源地主要位于蒙古国、俄罗斯、哈萨克斯坦境内，以及我国的新疆、内蒙古、青海、甘肃等地区。根据起沙地理位置的不同，可以将影响我国及北京的沙尘源地划分为境外源地和境内源地。上述地区发生的沙尘暴常常影响到我国北方的大部地区，它们也是导致北京沙尘天气发生的重要源地，严重影响了北京春天、冬天的空气质量。来自蒙古国和中国北方的沙尘可影响到中国的华北和东北等地区、朝鲜半岛、日本国、太平洋甚至北美大陆，源自中亚沙漠的沙尘对我国及以东地区影响较小^[37-38]。蒙古国南部的戈壁地区，面积约占该国国土面积的三分之一。在西伯利亚强冷气流的冲击下，该地区经常出现上升气旋，将地表裸露的大量干燥、疏松的沙尘卷送到空中，并随气流南下，导致沿途沙尘天气的出现。

根据对沙尘暴的粒径监测，从内蒙输送到北京的沙尘粒径约在 $10\mu\text{m}$ 以下，显然沙尘天气使北京的可吸入颗粒物浓度增高，但是在北京地区监测到的可吸入颗粒物粒子浓度还有北京地区自身起沙天气有关，也包含北京周边地区污染源排放的粒子被输送扩散进入北京，如何从北京监测的数据中区分北京地区排放的粒子浓度和京区以外输送来的粒子浓度，其方法之一是建立大范围的大气输送模式，收集京区以外有关的粒子排放源进行研究，由此获得周边输送到京区的粒子浓度。

4.3 沙尘气溶胶的粒子谱分布与化学成分

一般来说，沙尘天气气溶胶的粒子体积质量浓度要较晴朗天气气溶胶的浓度为大，而且气溶胶粒子的平均粒径也较大，1989年美苏在塔吉克斯坦有关沙尘暴的联合实验期间^[39]，两国科学家对中亚沙尘气溶胶的物理、化学、光学和辐射特性进行了大量的观测和分析计算，样本分析表明该地区沙尘气溶胶粒子谱为正态分布，中值粒径为3.5到6.0微米，几何标准偏差约为2.0到2.4。我国甘肃黑河地区背景沙漠气溶胶的粒子谱分布特征为三模态对数正态分布，直径在 $0.5\sim 4.0\mu\text{m}$ 区间的沙漠气溶胶粒子具有远距离输送能力^[40]。2000年北京春季沙尘暴期间，观测地点的近地面总颗粒物高达 $6000\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，主要污染元素As、Sb、Se不仅来自于北京局部地区，而且来自于其长距离传输过程中的区域污染源，Al、Fe、Sc、Mn、Na、Ni、Cr、V、Co等9种元素主要来自地壳，S比平时高出4倍，主要来源于长期传输过程中由气体到气溶胶的转化，粒子直径小于 $2.0\mu\text{m}$ 和 $9.0\mu\text{m}$ 的部分分别占总量的16.1%和76.9%。沙尘气溶胶特殊的物理化学性质决定了其光学厚度的特征。

4.4 沙尘气溶胶紫外波段光学厚度的反演与结果分析

导出沙尘气溶胶光学厚度的算法与晴朗天气气溶胶光学厚度的反演算法相同，根据国家环境中心的标准划分沙尘天气为浮尘天气、扬沙天气、沙尘暴天气，选取1999年到2003年有浮尘、扬沙、沙尘暴发生的天气17个，其中浮尘天气8个，扬沙天气5个，沙尘暴天气4个，在每日的观测中，对0.34微米—0.45微米波长的观测不少于10次，所以我们的观测样本是十分丰富的，具备了进行统

计分析的样本数量。我们的反演结果如下。

4. 4. 1 浮尘天气的气溶胶光学厚度特征谱

2003年3月3日全天无云，风速为2~3级，水平能见度有所变化：早晨9:00

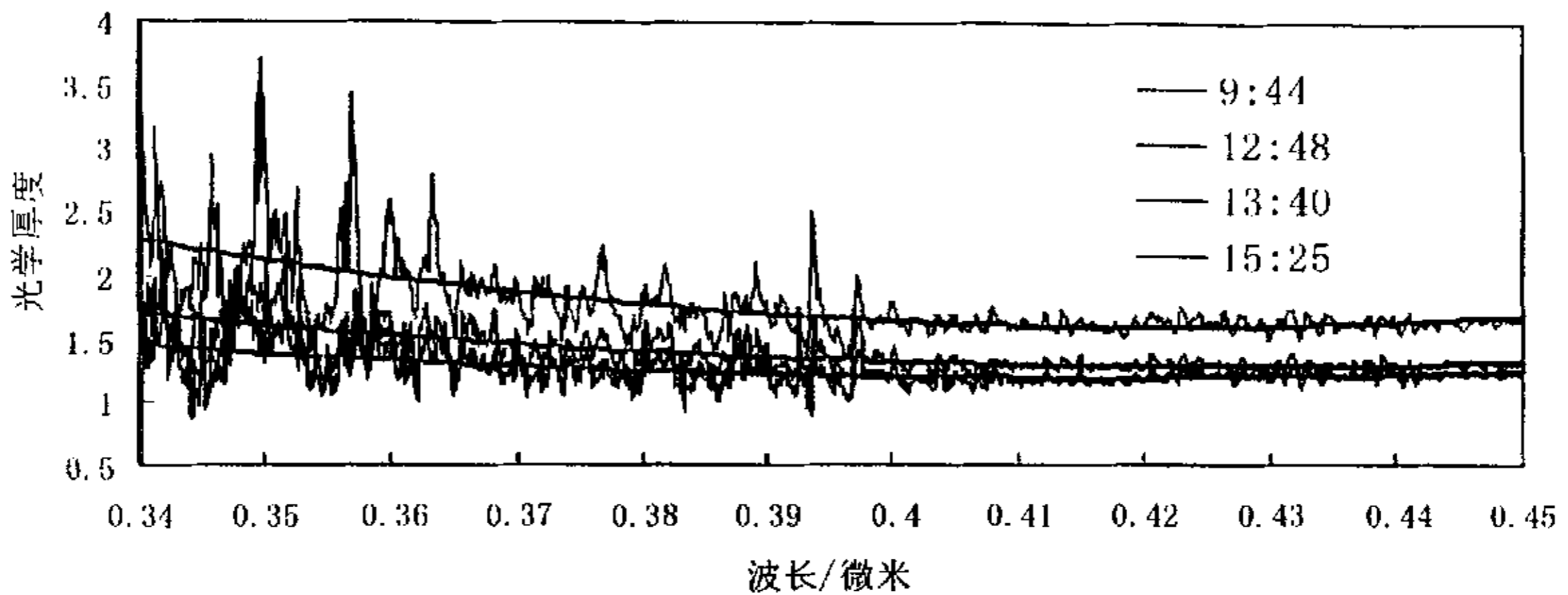


图4.1 2000年3月3日浮尘天气沙尘气溶胶光学厚度谱分布
Fig. 4.1 The spectrum of AOD in dust day on Mar. 3, 2000

点为2km，到早晨10:30为3km，中午12:00能见度达到了5km，可见空气中沙尘粒子的浓度和粒子谱分布发生了变化。由图4.1也反映出，3月3日这一天的整体变化为由早到晚沙尘气溶胶光学厚度值由大到小。

4. 4. 2 扬沙天气的气溶胶光学厚度特征谱

2000年4月6日在我们的观测时间里为无云天气，风速为5~6级，空中沙尘已经比较严重，水平能见度只有1~2km，一天之中能见度的变化没有2000年3月3日那样明显的规律，这与扬沙天气沙尘比较严重，加之又与大风有关。从图4.2可以看出：随着能见度不规律的变化，沙尘气溶胶的光学厚度也在发生着不规律的变化；在两次能见度较低的观测过程中，沙尘气溶胶光学厚度随波长增加其单调性开始发生变化，在其尾部0.40微米左右有随波长增大，光学厚度增大的趋势，这是因为一般情况下扬沙天气风速要比浮尘天气风速为大，观测期间沙尘的水平分布发生较浮尘天气更迅速的变化，另外，在波长0.40微米以后，仪器观测的信号也开始随着波长的增大而增强，从而在0.34微米到0.40微米光学厚度的单调性较好。在0.40微米以后光学厚度反而增大。

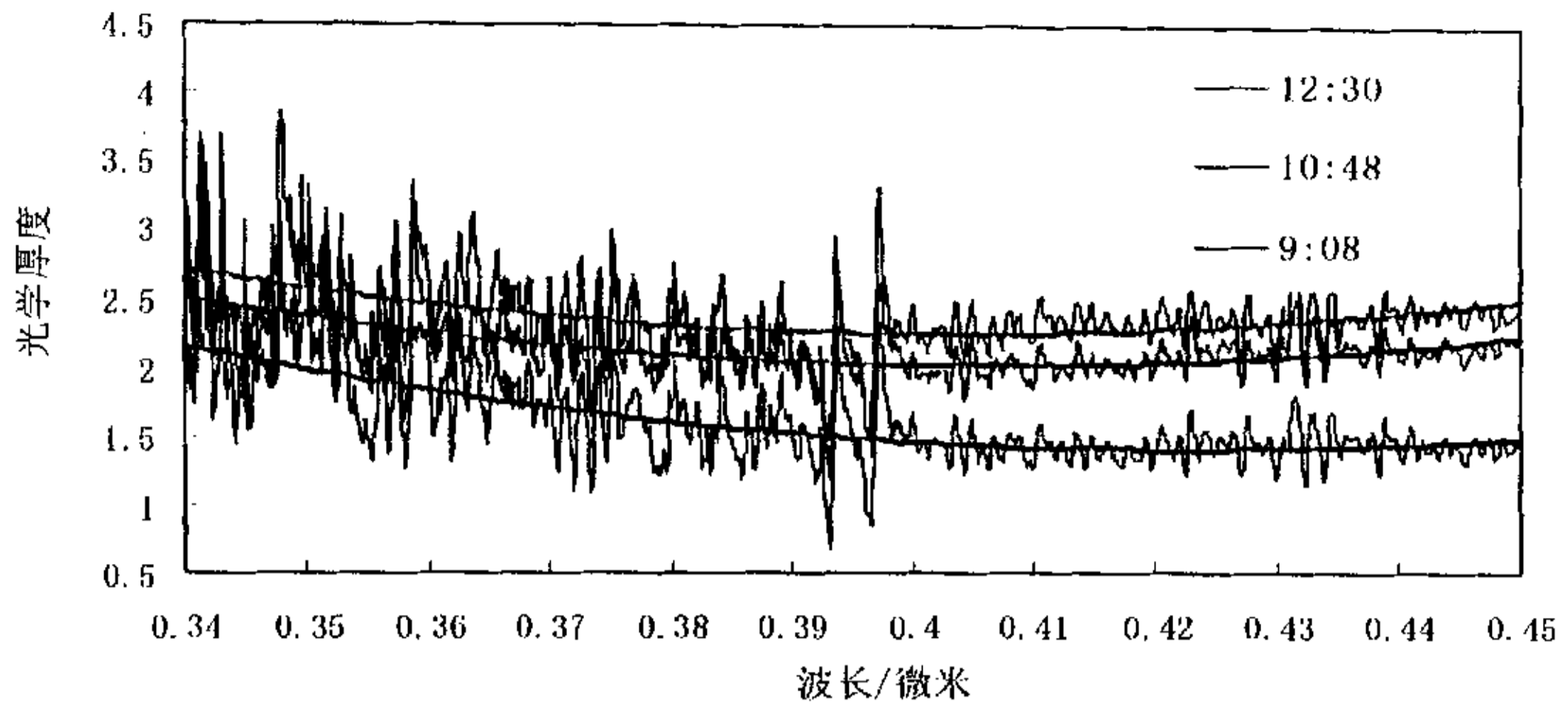


图4.2 2000年4月6日扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度谱分布
 Fig. 4.2 The spectrum of AOD in dust day on
 Apri. 6, 2000

4. 4. 3 沙尘暴天气的气溶胶光学厚度特征谱

2001年5月16日在我们的观测时间内天空无云，沙尘暴发生时刻能见度不

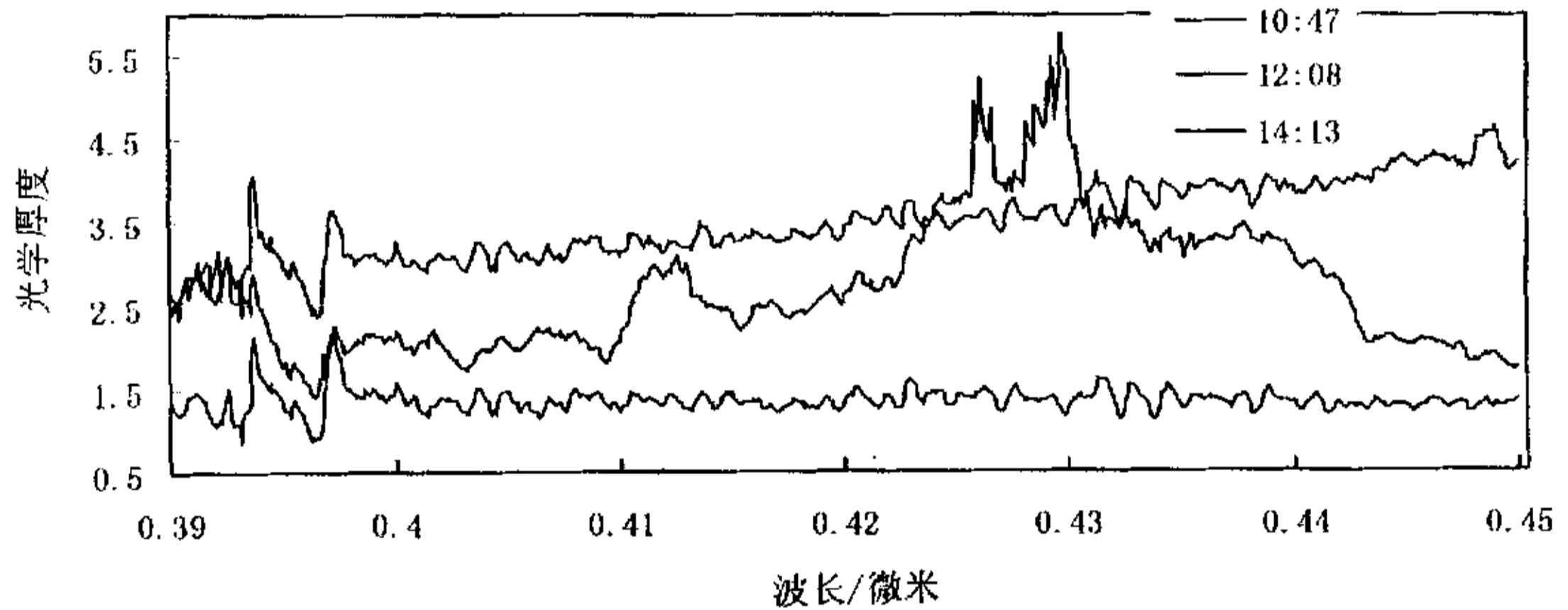


图4.3 2001年5月16日沙尘暴天气沙尘气溶胶光学厚度谱
 (0.39-0.45微米) 分布
 Fig. 4.3 The spectrum of AOD in dust-storm day on
 May. 16, 2001

到1km，由图4.3可以看出：沙尘暴发生时其光学厚度的变化更为剧烈，完全没有了随波长变化而单调变化的规律性。在紫外观测仪观测过程中（两种观测模式大约用时12分钟），沙尘气溶胶光学厚度剧烈变化的原因应是沙尘粒子的谱

分布和质量浓度发生了剧烈的变化。

4. 4. 4 沙尘天气的气溶胶光学厚度特征分析

上述反演结果在我们选取的17个天气个例中较为普遍，由以上浮尘、扬沙、沙尘暴天气时沙尘气溶胶光学厚度谱分布我们可以看出：

(1) 浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶的光学厚度要小于沙尘暴天气时刻沙尘光学厚度。其顺序由小到大一般为：浮尘气溶胶、扬沙气溶胶、沙尘暴气溶胶。这与三者发生时刻沙尘的粒子谱分布、有效平均半径和粒子单位体积质量浓度有关。一般来说，浮尘、扬沙时刻的沙尘气溶胶粒子有效平均半径较小，而沙尘暴发生时刻粒子半径较大。但是沙尘暴发生时刻粒子的单位体积质量浓度更大使得其光学厚度比其他两个的值要大。

(2) 浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度在观测时刻内（两种模式实现观测全过程大约需要20分钟）随波长单调减少的趋势较为明显，其中扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度在部分波段有随波长减小略微增大的趋势，这应是扬尘发生了时空变化的结果，但沙尘暴发生时刻沙尘光学厚度的曲线特性不明显，这应该是因为沙尘暴发生时刻风速较大，沙尘粒子谱和粒子浓度发生了快速的时间、空间变化。

(3) 在我们观测的时刻内，沙尘暴天气沙尘气溶胶光学厚度的日变化较浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度日变化为大，这表现为其光学厚度值的相对变化和绝对变化上。

(4) 浮尘、扬沙、沙尘暴天气时气溶胶光学厚度在 $0.34\ \mu\text{m}$ 到 $0.39\ \mu\text{m}$ 的波段内其单调性都较好，只是在 $0.39\ \mu\text{m}$ 以后三者单调性产生了区别和变化。其原因有待于进一步的分析研究。

第五章 晴朗、沙尘天气气溶胶粒子与光学 厚度比较

5.1 晴朗、沙尘天气气溶胶粒子分析与对比

TSP (总悬浮颗粒物) 是指漂浮在空气中的固态和液态颗粒物的总称, 其粒径范围约为0.1-100微米, 通常把粒径在10微米以下的颗粒物称为PM10, 又称为可吸入颗粒物或飘尘。PM2.5为粒径在2.5微米以下的颗粒物。可吸入颗粒物 (PM10) 在环境空气中持续的时间很长, 对人体健康和大气能见度影响都很大。一些颗粒物来自污染源的直接排放, 称为一次污染物, 比如烟囱与车辆排放的烟尘。另一些则是由环境空气中硫的氧化物、氮氧化物、羟基自由基、挥发性有机化合物及其它化合物互相作用形成的细小颗粒物, 而且太阳的短波辐射对汽车尾气等一次污染物的光化学反应也会生成对人体健康危害严重的高分子有机污染物, 这些均称为二次污染物, 它们的化学和物理组成依地点、气候、一年中的季节不同而变化很大。

目前国内外有关这方面的工作已有很多, 王庚辰^[41]等在中国科学院大气物理研究所气象观测塔院内对边界层2000年夏季、冬季气溶胶进行了观测分析, 结果如下:

表5.1 TSP气溶胶及PM10、PM2.5质量浓度

Tab5.1 TSP aerosol, PM10 and PM2.5 mass concentration

	单位: $mg \cdot m^{-3}$					
	TSP		PM10		PM2.5	
	冬季	夏季	冬季	夏季	冬季	夏季
近地面质量浓度	0.142	0.181	0.100	0.103	0.059	0.066
边界层质量浓度	0.123	0.123	0.087	0.081	0.056	0.057

就近地面气溶胶质量浓度随高度变化而言, 其质量浓度, 无论是TSP, 还是PM10和PM2.5, 其质量浓度均随高度增加而减小, 而且冬季这种减小尤为明显。在边界层中(120~200m), 无论是TSP, 还是PM10和PM2.5均未发现明显的季节差异。而在近地面层, 三者均有明显的季节变化。

阎逢旗^[42]等则观测得到了2001年夏季、冬季北京地区气溶胶的单位体积粒子数密度, 其结果如下:

表5.2 北京市夏冬季颗粒物粒子数密度

Tab5.2 Average particulate aerosol number concentration
in the Summer and Winter in Beijing

	N (cm^{-3})	$N_{r \geq 0.2}$ (cm^{-3})	$N_{r \geq 1.25}$ (cm^{-3})
夏季	301.6	181.3	9.0
冬季	308.2	294.0	3.2

尽管两者在观测时间上有一年的差距,而且反映的都是夏季、冬季两个季节的大气气溶胶的情况,但是,也定量的说明了一般情况下,北京地区大气气溶胶的质量浓度和粒子大小情况,无论从质量上还是从粒子个数上,PM₁₀及其小粒子占了大气气溶胶中的绝大部分。由于小粒子具有更强的消光作用,所以粒径在10微米以下的气溶胶粒子对气溶胶光学厚度的贡献是最大的。让我们再考察一下沙尘天气时气溶胶粒子的分布情况。

杨东贞^[43]等对北京7次沙尘暴过程大气气溶胶的质量浓度TSP进行了观测,其结果如表5.3,从表中我们可以看出:TSP浓度在沙尘暴期间为最高,比无沙尘暴(即沙尘暴发生前和结束)时要高数倍至一个量级以上。如果我们把表1中的“高峰时”的TSP减去“发生前(或结束时)”的TSP值,再除以“发生前(或结束时)”的TSP值称为“增量”的话,得出沙尘暴强度不同,TSP增量也不同。

表5.3 气溶胶的TSP质量浓度

Tab5.3 The mass concentration of the total suspended particle

	单位: $\mu g/m^3$						
	1988年 4月11日	1990年 4月25日	1992年 4月10日	1993年 5月7日	1994年 4月12日	1995年 4月6日	2000年 4月25日
沙尘暴 发生前	306.5	808.0	384.7	85.6	318.5	/	/
沙尘暴 高峰时	5118.0	11494.7	1687.3	1051.1	1066.7	2842.3	1713.4
沙尘暴 发生后	/	1291.2	380.5	136.6	/	40.5	286.6

从以上三个表可以看出,晴朗天气和沙尘天气气溶胶的粒径大小和质量浓度都存在着显著的差距,由米散射理论我们可以分析:气溶胶粒径与入射波长

之比增大时，气溶胶散射消光方向性图中前后向散射不对称愈加明显，前向散射迅速增大，极大值和极小值的数目也愈多，但是散射能量越来越集中于前向一个很小的角度范围之内，所以就个别气溶胶粒子来说，沙尘的大粒子气溶胶散射消光不如晴朗天气小粒子的散射作用强，但是沙尘天气粒子数量与晴朗天气粒子数量有数量级的差别，所以总的来说，沙尘天气气溶胶光学厚度要比晴朗天气气溶胶光学厚度大。

另外，晴朗天气与沙尘天气气溶胶的化学性质也有很大的差异，从而导致两者光学特性的差异。2000年北京春季沙尘暴期间，观测地点的近地面总颗粒物高达 $6000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ，主要污染元素As、Sb、Se不仅来自于北京局部地区，而且来自于其长距离传输过程中的区域污染源，Al、Fe、Sc、Mn、Na、Ni、Cr、V、Co等9种元素主要来自地壳，S比平时高出4倍。

5.2 晴朗、沙尘天气气溶胶光学厚度比较

从以上的观测事实可以看出：晴朗天气和沙尘天气时，气溶胶的质量浓度、粒子谱分布、粒子的化学成分有很大的不同，表现在光学性质上如图5.1。

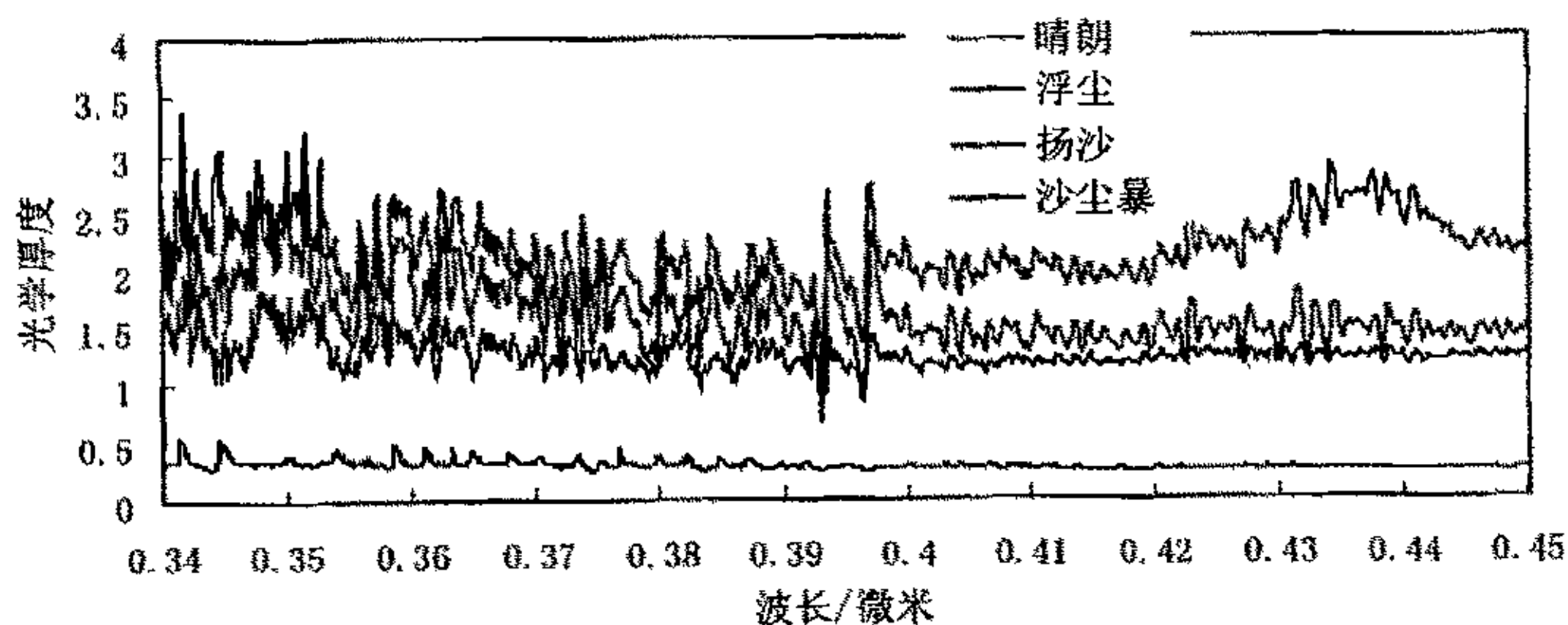


图5.1 晴朗、沙尘天气大气气溶胶光学厚度比较

Fig. 5.1 The contrast of the AOD between sun and dust day

晴朗天气时，大气中的气溶胶以工业生产，交通运输、居民生活、光化学反应生成的细小颗粒物为主，无论从质量上还是从粒子个数上，PM₁₀及其小粒子占了大气气溶胶中的绝大部分，其化学成分也以硫酸盐、硝酸盐、挥发性有机物等为主，粒径一般为比较规则的球形，所以其对辐射的散射消光作用性质

比较均匀，即随着波长的增大光学厚度具有单调性，又因为波长越大，球形粒子的散射截面越小，散射本领越弱，所以光学厚度是单调减小的。

但是，沙尘气溶胶的化学组成、物理性质就发生了变化。沙尘气溶胶以沙尘源地土壤化学组成为主要成分，在大气输送过程中发生一系列的物理、化学变化，主要有二氧化硅、碳酸钙、赤铁盐和铝化物等，另外沙尘气溶胶的粒径比较大，粒子大小在 $0.0075\sim 200.0\mu\text{m}$ 之间，而且其质量浓度高，伴随着比较大的风速，所以沙尘气溶胶的光学厚度比晴朗大气气溶胶的光学厚度在数值上要大，在时空变化上要快。

从图5.1中我们也可以看出，晴朗天气气溶胶光学厚度是四种天气条件下数值最小的，而且随波长的变化也是最平滑的。浮尘、扬沙、沙尘暴天气条件下气溶胶光学厚度数值依次增大、时空变化依次加剧。

第六章 晴天散射比值谱分析与拟合

如前所述, AS和A分表代表总半球辐射和大气散射辐射, 这是两次相邻又在两种模式下进行的观测, 可以认为在这段时间内, 大气质量 M , 即太阳辐射的光学路程十分接近。我们把大气散射辐射 A (电压值) 与总半球辐射 AS (电压值) 的比值叫做散射比, 我们记为 S_{λ} , 其随波长的变化曲线叫做比值谱; 那么 $1-S_{\lambda}$ 就是直射。其比值谱就代表了各个波长上散射与直射辐射所占的比例。我们共选取1999年全年54个晴朗的天气作为研究的样本, 初步分析了散射比与大气质量 M 和大气光学厚度的关系。

6.1 仪器观测的散射辐射与半球总辐射(电压值)

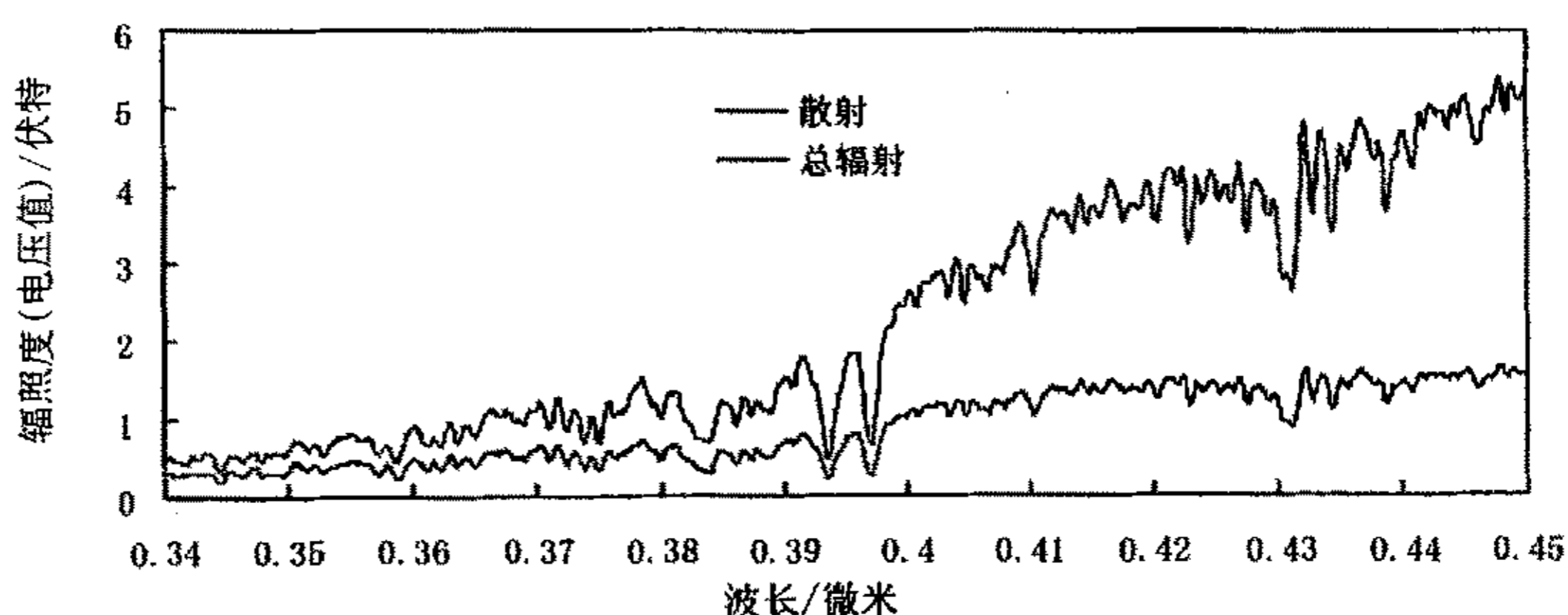


图6.1 1999年9月20日9:05仪器观测的散射与半球总辐射(电压值)光谱图

Fig.6.1 The spectral figure of scatter and total radiative suveyed by SAUVS

从上图我们可以看出, 随着波长的增大, 总辐射与散射辐射之间的差值在绝对值上越来越大, 这说明波长越大, 大气中空气成分及气溶胶粒子对太阳辐射的散射越来越弱。

6.2 散射与总辐射比值光谱分析

散射辐射是总辐射的重要组成部分, 王尧奇研究结果表明到达地面的散射辐照度是大气质量 m 和大气透明度 x 的函数, 并给出了太阳全波段的辐照度函数表达式。直射辐射又是大气光学厚度的函数, 所以散射辐射与总辐射的比值

也应是大气质量与光学厚度的函数。太阳短波辐射在大气传输过程中，受到大气成分及气溶胶颗粒物的散射作用，散射过程十分复杂。定性的分析，影响到

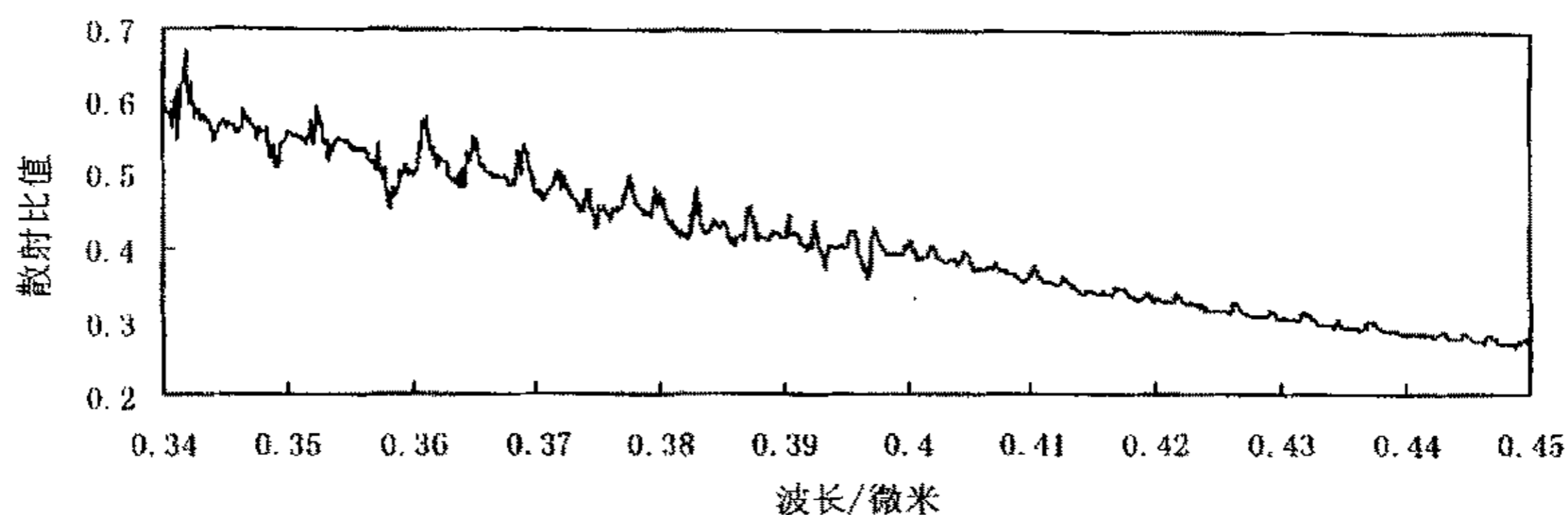


图6.2 1999年10月28日12:57散射比值随波长的变化
 $m=1.72380$

Fig. 6.2 The ratio of scatter vary with wavelenght on
 Oct. 28, 1999

达地面散射辐照度大小的因素应是短波的传输路径长度（大气质量）和大气的
 光学厚度。

6. 2. 1 散射比值谱 S_λ 与大气质量 m 的关系

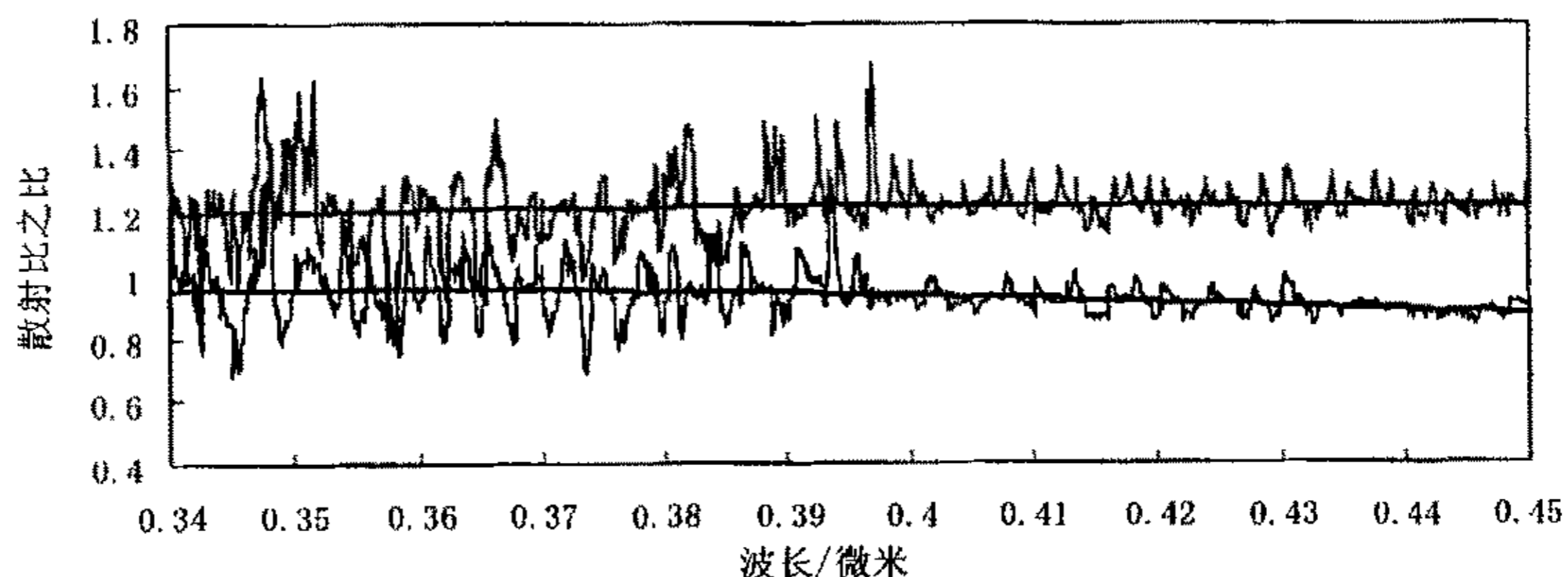


图6.3 2003年6月24日不同时间散射光谱比值
 图中波浪线为测量值，光滑的为趋势线

Fig. 6.3 The ratio of scatter spectacle in different
 time

$$(上) t: \frac{8:56}{13:34}, m: \frac{1.415409}{1.088181}, \quad (下) t: \frac{10:54}{13:34}, m: \frac{1.094534}{1.088181}。$$

我们选取比较稳定的晴天，即其大气光学厚度及气溶胶光学厚度在一天中变化比较小的晴天作为研究散射比值谱 S_λ 与大气质量 m 关系的基准。选取的日期样本有25个，一天中在不同时刻大气质量散射比值谱 S_λ 与这一天中太阳天顶角最小的散射比值谱做对比，对应各个波长又得到一个随波长变化的曲线，我们称之为散射比之比，记之为 $R_r(\lambda)$ ，结果如图6.3，从图中我们可以看出，不同太阳天顶角时，散射比值谱与一固定时刻散射比值谱之间的比值基本为一常数。

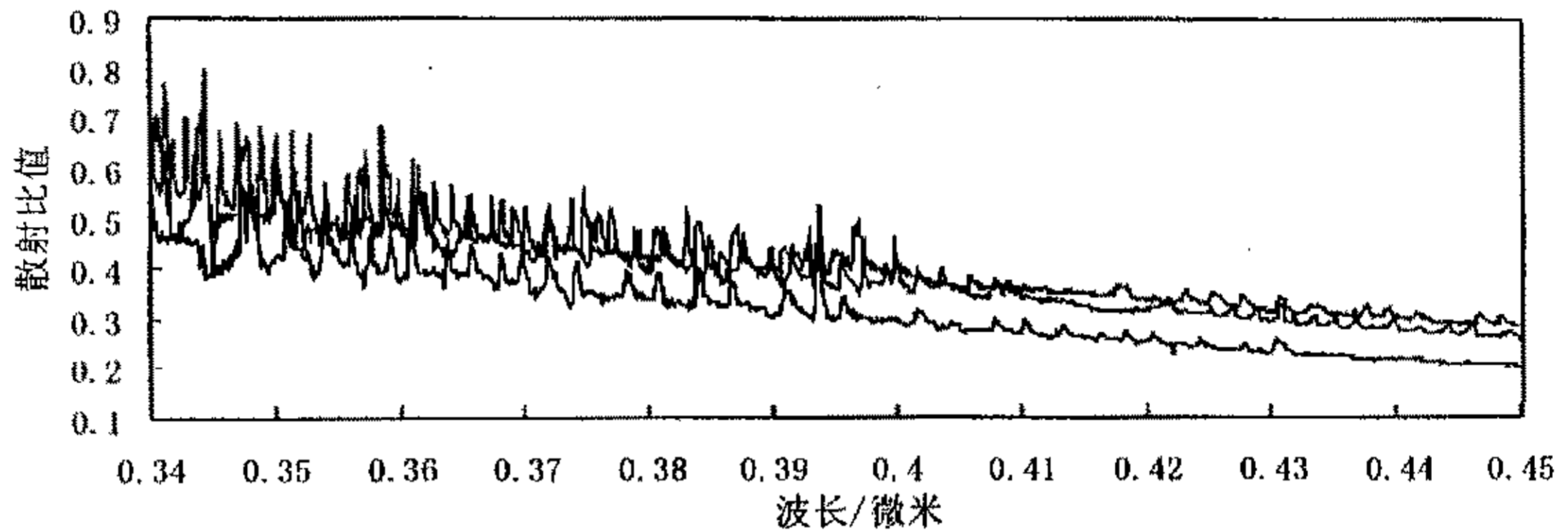


图6.4 2003年6月24日不同大气质量时散射比值谱
Fig. 6.4 The spectrum of the ratio of scatter in different atmosphere mass

在图6.4中，散射比值谱线的大气质量从上到下分别为1.330163、1.326000和1.094534，在稳定的天气条件下，相同太阳天顶角时，散射比值谱基本重合，大气质量小，散射比也比较小。上述规律是普遍的。我们做散射比和大气质量的相关分析，样本数为126个，两者之间的正相关系数为0.880638，这就说明散射比与太阳天顶角（即大气质量 m ）有较好的相关性和函数关系。

6.2.2 散射比值谱 S_λ 与大气总光学厚度 τ_λ 的关系

理论上分析：太阳短波辐射从大气层顶向下传输时，受到大气分子与气溶胶等颗粒物的散射作用，这些粒子质量浓度越大，短波所经历的多次散射越大，那么大气的总光学厚度越大，其散射比值也会越大。在我们的实际观测与计算中，结果也很好的验证了此理论分析。

从图6.5可以看出，在大气质量大体相等的情况下，光学厚度越大，散射比

值越大，我们选取光学厚度与散射比的样本126个，做相关分析，两者的正相关系数为0.8536，说明散射比值与大气的总光学厚度有较好的相关性。

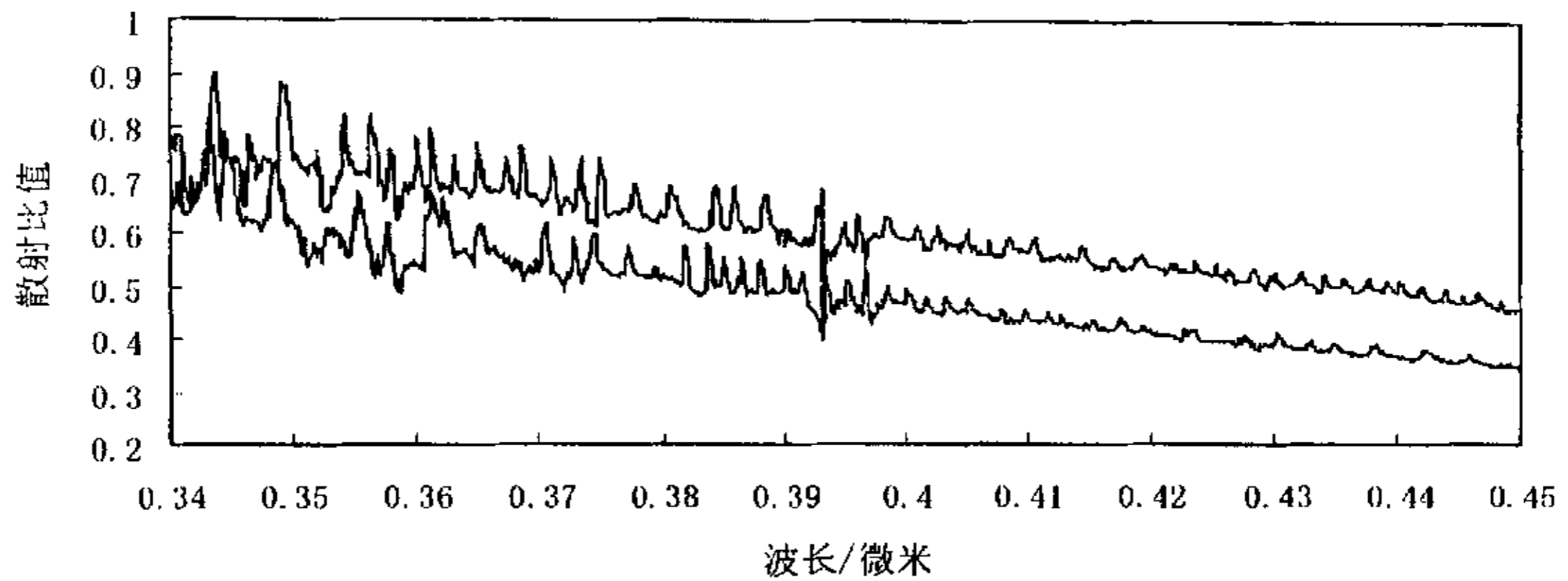


图6.5 1999年2月21日不同光学厚度而相同大气质量时散射比值谱

Fig.6.5 The spectrum of the ratio of scatter in different optical depth but same atmosphere mass

(上) $m = 1.675562, \tau_{\lambda=0.44\mu m} = 0.48$, (下) $m = 1.722910, \tau_{\lambda=0.44\mu m} = 0.56$ 。

6.2.3 散射比与大气质量、大气总光学厚度定量关系的拟合

根据上述散射辐照度与大气质量、大气透明度系数以及太阳直射的计算公式，我们用非线性公式来拟合散射比与大气质量、大气总光学厚度的定量关系：

$$S_{\lambda} = \frac{b_{\lambda} + c_{\lambda} * \tau_{\lambda}}{1 + a_{\lambda} * m}$$

其中， a_{λ} 、 b_{λ} 、 c_{λ} 为经验系数。

初步工作我们做了太阳短波辐射单色波长（ $\lambda = 0.44\mu m$ ）的经验系数分析。

三个经验系数的结果如下：

$a_{\lambda} = -0.224010$ ， $b_{\lambda} = 0.105611$ ， $c_{\lambda} = 0.240585$ 。所以经验关系式如下：

$$S_{\lambda=0.44\mu m} = \frac{0.105611 + 0.240585 * \tau_{\lambda}}{1 - 0.224010 * m}$$

在系数验证时，我们选取76个观测样本，验证值与观测值结果如下：

经验系数计算得到的散射比值与实际观测散射比值两者的平均偏差为1.728%，平均偏差的方差为0.11098，由以上分析可知，我们得到的经验公式可

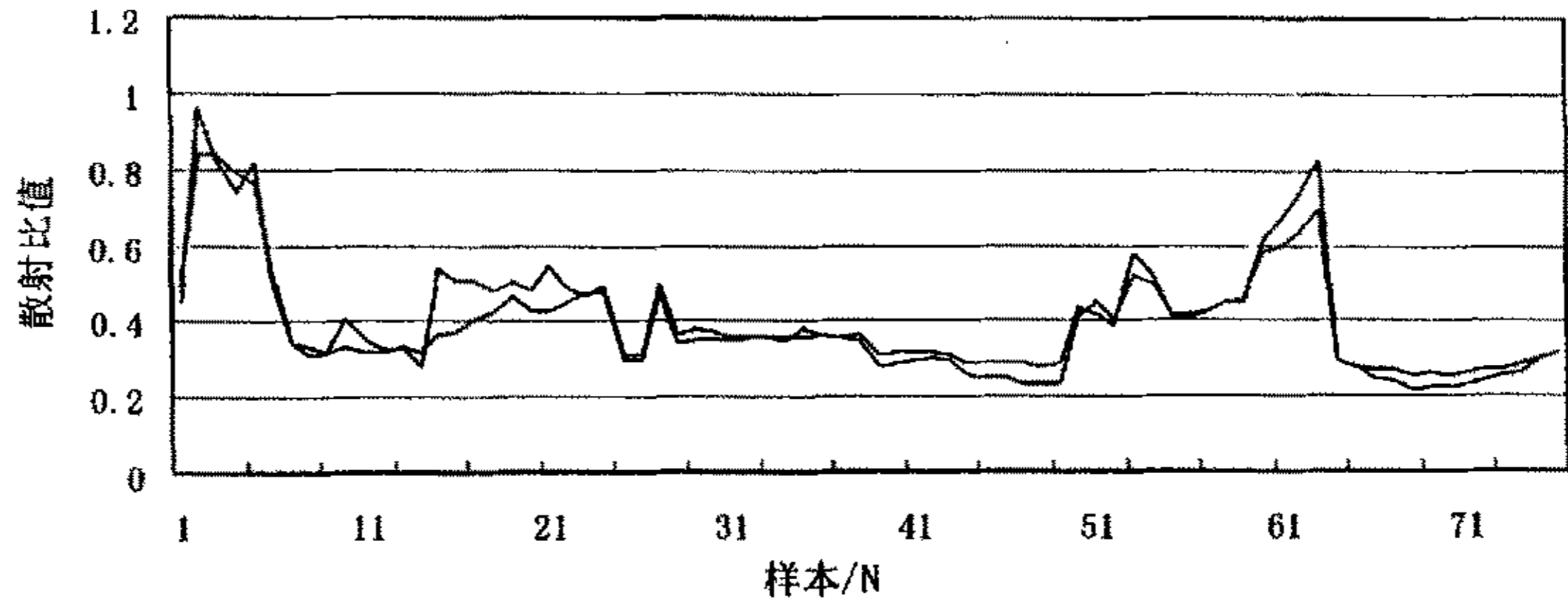


图6.6 经验系数验证结果
 Fig.6.6 The result of testifying the experience coefficient

以较好的反演波长0.44微米处的大气散射比值。

结论与讨论

本文利用中国科学院大气物理研究所与中国科学院长春光学精密机械研究所合作研制的太阳—大气紫外光谱辐射计观测得到的到达北京地表的太阳直接和散射紫外光谱辐射，反演北京上空晴天紫外波段气溶胶光学厚度的谱分布特性，结论如下：

(1) 任一水平能见度状况下气溶胶的光学厚度均是随着波长的增加而单调减小，光学厚度递减率随着波长的增加而减小，在两个不同水平能见度状况下，相同波长气溶胶的光学厚度 $\tau_A(\lambda)$ 之差亦随着波长的增加而减小。

(2) 对反演结果进行曲线拟合，指数函数能很好的拟合反演得到的气溶胶光学厚度值并给出了三个水平能见度状况下指数函数的公式。

(3) 与国际气溶胶布点网北京站的结果做比对，结果表明反演结果基本合理。

(4) 一天中气溶胶光学厚度的两个变化点所对应的时刻正是城市交通运输比较繁忙的时刻，汽车排放的细小颗粒物以及它们的二次污染物、光化学反应产物对大气的散射消光是比较显著的，所以城市中交通运输对大气气溶胶的光学厚度的贡献是非常显著的。

(5) 浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶的光学厚度要小于沙尘暴天气时刻沙尘光学厚度。其顺序由小到大一般为：浮尘气溶胶、扬沙气溶胶、沙尘暴气溶胶。这与三者发生时刻沙尘的粒子谱分布、有效平均半径和粒子单位体积质量浓度有关。一般来说，浮尘、扬沙时刻的沙尘气溶胶粒子有效平均半径较小，而沙尘暴发生时刻粒子半径较大。但是沙尘暴发生时刻粒子的单位体积质量浓度更大使得其光学厚度比其他两个的值要大。

(6) 浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度在观测时刻内（两种模式实现观测全过程大约需要20分钟）随波长单调减少的趋势较为明显，其中扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度在部分波段有随波长减小略微增大的趋势，这应是扬尘发生了时空变化的结果，但沙尘暴发生时刻沙尘光学厚度的曲线特性不明显，这应该是因为沙尘暴发生时刻风速较大，沙尘粒子谱和粒子浓度发生了快速的时间、空间变化。

(7) 在我们观测的时刻内，沙尘暴天气沙尘气溶胶光学厚度的日变化较浮尘、扬沙天气沙尘气溶胶光学厚度日变化为大，这表现为其光学厚度值的相对变化

和绝对变化上。

(8) 浮尘、扬沙、沙尘暴天气时气溶胶光学厚度在 $0.34\ \mu\text{m}$ 到 $0.39\ \mu\text{m}$ 的波段内其单调性都较好，只是在 $0.39\ \mu\text{m}$ 以后三者单调性产生了区别和变化。其原因有待于进一步的分析研究。

(9) 散射比与大气质量、总光学厚度有较好的相关性：大气质量越大，散射比值越大，大气光学厚度越大，散射比值亦越大；提出了单色波长的拟合它们之间非线性关系的数学表达式。

在下一步的工作中，将用太阳—大气紫外光谱辐射计（SAUVS）观测资料反演并分析紫外光谱 UVB 段的大气气溶胶光学厚度特性；分析气溶胶光学厚度的季节特点和变化规律；根据地面观测值对大气中的臭氧总含量的反演亦是可行的；对气溶胶光学厚度的影响因子（气溶胶粒子的粒径大小、粒子谱分布、粒子的化学成份等）进行深入的分析，对某一类气溶胶的辐射强迫性质进行研究，模拟气溶胶光学性质分析其区域特征、气候效应乃至对生态系统的影响亦是可行的。

论文的不足在于：

(1) 对能见度资料的获取上我们仅仅依靠的是有经验工作人员的肉眼观察的结果，缺乏科学规范的能见度资料。

(2) 我们所用的来自紫外观测仪器（SAUVS）的数据资料是仪器在两种观测模式下获得的，其间有一定的时间间隔，对比较理想、比较稳定的天气，这大约一刻钟的时间误差可以忽略不计，但是对天气变化比较快、风速比较大、沙尘天气等就会产生系统误差。

致 谢

本论文是在吕达仁研究员、肖稳安副教授以及刘春田高级工程师的悉心指导下完成的。首先感谢我的导师肖稳安老师把我送到中国科学院大气物理研究所做论文，让我拓宽了知识面，得到了更好的学习环境。肖老师不仅在生活上关心我，还经常关心我的论文进展情况，当我遇到了难题，做不下去时，肖老师耐心与我探讨原因，指点迷津，使我的论文得以顺利完成。

本论文是在导师吕达仁先生悉心指导下完成的。论文的开题立意、技术路线选取、具体组织实施及修改审定都凝聚着先生的心血。吕老师深厚的理论素养、渊博的学识、敏锐的思维、脚踏实地的科研风范以及高尚的人格，这些都深深的影响着我，使我受益终生。一年半的北京生活中，导师对于我的学习和生活给了诸多的关心和照顾，提供了一个非常宽松的学习工作环境，使我在LAGEO学到很多新的东西，值此论文完成之际，谨向吕达仁先生致以由衷的敬意和感谢。

感谢陈洪滨、章文星老师无私提供给我做论文所需的 AERONET 资料。王普才老师在紫外方面颇有研究，给我提了不少建设性的建议，让我少走了弯路，在论文写作过程中给予了很多帮助，在此表示感谢。

研究生部的杜秉玉部长，钱翼梅老师、朱伟军部长、马革兰老师、梁成老师、张新厂老师和所有带课老师三年来在学习、生活等方面给予了帮助，我在此深表感谢。

另外，特别感谢论文成稿过程中所用到的参考文献的作者以及在研究生三年中给我鼓励与生活照顾的可爱的同学们。

最后我要感谢我的父母亲，是他们给了我继续深造的动力。在这三年里，我常常想起他们。他们虽然身体有病，仍然不顾年纪大，任劳任怨地为我奔波，省吃俭用供我上学，这些鞭策着我克服困难，按时完成学业，以更好的成绩报答他们无私为我做的一切。

参考文献

- [1] 廖国男. 大气辐射导论[M]. 北京: 气象出版社, 1985.
- [2] 邹进上, 刘长盛, 刘文保. 大气物理基础[M]. 北京: 气象出版社, 1982.
- [3] 邱金桓, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 现代大气物理学研究进展[J]. 大气科学, 2003, 27(4): 628-651.
- [4] 周秀骥. 高等大气物理学[M]. 北京: 气象出版社, 1991.
- [5] 高飞, 李铜基. 气溶胶光学厚度的时空变化[J]. 海洋技术 2003, 22(3): 15-19
- [6] 胡荣明, 石广玉. 中国地区气溶胶的辐射强迫及其气候响应实验[J]. 大气科学, 1998, 22(6), 919-215.
- [7] 王喜红, 石光玉, 马晓燕. 东亚地区对流层人为硫酸盐辐射强迫及其温度响应[J]. 大气科学, 2002, 26(6), 752-760.
- [8] Shao Yaping, Raupach M., Leys J. A model for predicting Aeolian sand dirt and dust entrainment on scales from paddock to region[J]. Aust.J. Soil Res., 1996, 34, 309-342.
- [9] Ina Tegen, Inez Fung. Modeling of mineral dust in the atmosphere: source, transport and optical thickness[J]. J. Geophys. Res., 1996, 102D(5), 5567-5578.
- [10] Russell, et al. Aerosol properties and radiative effects in the United States East Coast haze plume: An overview of the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment (TARFOX) [J]. J. Geophys. Res., 104(2): 2213-3532.
- [11] 赵柏林, 张梵菲, 高国明. 我国大气气溶胶光学厚度的特性[J]. 气象学报, 1986, 44(2): 235-241.
- [12] Elterman L. Relationships between vertical attenuation and surface meteorological range[J]. Appl Opti, 1970, 9: 1804-1890.
- [13] 邱金桓. 大气气溶胶光学厚度的宽带消光遥感方法及其应用[J]. 遥感学报, 1998, 1(1): 15-22.
- [14] Qiu Jinhuan. A method to determine atmosphere aerosol optical depth using total direct solar radiation[J]. J Atmos Sci, 1998, 55(5): 744-757.
- [15] Li, X.H.M., et al. Dominance of mineral dust in aerosol light-scattering in the North Atlantic trade winds[J]. Nature, 1996, 380, 416-419.
- [16] Tegen, I., et al. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed

- soils[J]. *Nature*,1996, 380, 419-422.
- [17] Ackerman, S.A., et al. . Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere[J], *J. Appl. Meteo.*,1992, 31, 223-233.
- [18] Walter G.E. Radiative transfer properties of the Sahara region[J]. *Remote Sens. Environ.*, 1994,50,182-19.
- [19] Breon, F.M.et al. Aerosol effect on cloud droplet for sky irradiance measurements [J]. *Appl.Opt.*,2002 38, 896-907.
- [20] Janicot,S., et al. Sahel droughts and ENSO dynamics[J]. *Geophys. Res. Letts.*,1996, 23, 515-518.
- [21] 白建辉, 王庚辰, 胡非. 近 20 年北京晴天紫外辐射的变化趋势[J]. *大气科学*, 2003, 27(3): 273—289.
- [22] 郑有飞, 杨志敏. 作物对紫外辐射增加的生物学效应及其评估[J]. *应用生态学报*, 1996, 7(1): 107—109.
- [23] 郑有飞, 颜景义, 杨志敏, 等. UV-B 增加对作物的影响及对策[J]. *中国农业气象*, 1996, 17 (4): 50—53.
- [24] 吕达仁, 李卫, 李福田, 等. 长春地区紫外光谱(UV-A, UV-B)辐射观测和初步分析[J]. *大气科学*, 1996, 20(3): 343—351.
- [25] 卞建春, 陈洪滨, 赵延亮, 吕达仁. Variation Features of Total Atmospheric Ozone in Beijing and Kunming Based on Dobson and TOMS Data[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002(2), 279—286.
- [26] 刘长盛, 刘文保 大气辐射学 南京: 南京大学出版社 1990.
- [27] 韦志刚, 赵燕华, 陈万隆, 等 北京沙尘天气与源地气象条件的关系[J]. *安全与环境学报*, 2003, 3 (1) , 20—24
- [28] 李令军, 高庆先. 2000 年北京沙尘暴源地解析[J]. *环境科学研究*, 2001, 14 (2) , 1-4.
- [29] 黄美元, 王自发. 东亚地区黄沙长距离输送模式的设计. *大气科学*, 1998, 22 (4) : 625-637.
- [30] 邱金桓, 孙金辉 沙尘暴的光学遥感与分析[J]. *大气科学*, 1994 , 18 (1) : 1—10
- [31] 王自发. 1997: 我国和东亚地区硫化物与黄沙输送研究. 中国科学院大气物理研究所

博士论文.

- [32] 成天涛. 2003: 浑善达克沙地沙尘暴和沙尘气溶胶相关问题研究. 中国科学院大气物理研究所博士论文.
- [33] Tegen, I., et al. . The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils[J]. *Nature*, 1996,380, 419-422.
- [34] 庄国顺, 郭敬华等. 2000 年我国沙尘暴的组成、来源、粒径分布及其对全球环境的影响[J]. *科学通报*, 2001, 46 (3) : 191-197.
- [35] 刘毅, 任丽新, 周乐义等. 一次黄沙输送过程的数值模拟研究[J]. *大气科学*, 1998, 22 (6) : 905-912.
- [36] 赵琳娜. 2002: 沙尘暴发生发展的机理及起沙机制的数值模拟. 中国科学院大气物理研究所博士论文.
- [37] 全浩. 关于黄沙研究与进展[J]. *环境科学研究*, 1994, 7 (6) , 1-12.
- [38] 全浩. 关于中国西北地区沙尘暴及其黄沙气溶胶高空传输路线的探讨[J]. *环境科学*, 1993, 14 (5) , 60-64.
- [39] Laurent G., et al. . A comparison of characteristics of aerosol from dust storms in central Asia with soil-derived dust from other region. *Atom Envi*, 1993,27A(16),2539-2544.
- [40] 雷文方、任丽新等. 黑河地区沙漠气溶胶浓度和谱分布特征[J]. *高原气象*, 1993, 12 (2) , 170-179.
- [41] 王庚辰, 谢骅, 万小伟, 等. 北京地区气溶胶质量浓度及组分随高度的变化[J]. *环境科学研究*, 2004, 17 (1) : 37-40.
- [42] 阎逢旗, 胡欢陵, 吴永华, 等. 北京地区夏冬季气溶胶变化特征分析[J]. *环境科学研究*, 2004, 17 (1) : 30-33.
- [43] 杨东贞, 颜鹏, 徐祥德. 北京风沙天气德气溶胶特征[J]. *应用气象学报*, 2002, 13 (特刊) : 185-194.

附 录

附表 1 主要仪器性能指标对比

Table 1 Contrast of the property of relative machine

仪器	Bentham DM150	JY DH10	Brewer MK III	Optronics 742	JY HR32 0	SAUVS
焦距/mm	150	100	160	100	320	500
光栅刻线密度 /线mm ⁻¹	2400	1200	1800	1200	1200	1200
带宽/nm	0.8	1.4	0.6	1.4	0.37	0.6
扫描步长 /nm	0.5	0.5	0.5	1.0	0.1	0.1
常用扫描范围/nm	280~500	280~500	290~339	280~500	290~600	280~450
扫描时间/s	120	220	345	275	390	420
散射器	聚四氟乙稀	积分球	聚四氟乙稀	聚四氟乙稀	石英	积分球
探测器	PM EMI Bi	PM R292	PM EMI 9789QA	PM S-20	PM EMI 9789Q A	PM R928

附表2 2002 年沙尘天气影响北京地区的日期

Table 2 The dates of the sand and dust weather occurred in Beijing in 2002

日期	天气现象	日期	天气现象
1月20日	风沙天气	1月7日	风沙天气
3月15日	扬沙、浮尘	3月14日	风沙天气
3月16日	扬沙、浮尘	4月12日	风沙天气
3月20日	沙尘暴、扬沙、浮尘	11月11日	扬沙、浮尘
3月21日	沙尘暴、扬沙、浮尘		
3月22日	沙尘暴、扬沙、浮尘		
3月23日	沙尘		
4月7日	浮尘、扬沙		
4月8日	扬沙、浮尘		
4月14日	浮尘		
4月15日	扬沙、浮尘		
4月16日	扬沙、浮尘		
12月4日	扬沙、浮尘		

附表3 2001年沙尘天气影响北京地区的日期

Table 3 The dates of the sand and dust weather occurred in Beijing in 2001

日期	天气现象	日期	天气现象
1月1日	扬沙、浮尘	3月1日	浮尘
3月3日	扬沙、浮尘	3月2日	扬沙、浮尘
3月4日	风沙天气	3月5日	扬沙、浮尘
3月21日	扬沙、浮尘	3月6日	扬沙
3月22日	扬沙	3月14日	扬沙
3月23日	扬沙	4月7日	浮尘
3月24日	扬沙、浮尘	4月8日	浮尘
5月1日	浮尘	4月17日	扬沙
5月2日	浮尘	4月18日	浮尘
5月3日	扬沙、浮尘	4月30日	浮尘
5月4日	风沙天气	12月31日	风沙天气
5月5日	扬沙、浮尘		
5月15日	沙尘暴、扬沙		
5月16日	沙尘暴、扬沙		
5月17日	沙尘暴、扬沙		
12月12日	浮尘、扬沙		

附表4 2000年沙尘天气影响北京地区的日期

Table 4 The dates of the sand and dust weather occurred in Beijing in 2000

日期	天气现象	日期	天气现象
3月3日	浮尘	4月12日	扬沙
3月18日	浮尘、扬沙	4月25日	沙尘暴、扬沙
3月27日	扬沙	4月26日	浮尘
4月4日	扬沙		
4月6日	扬沙		
4月7日	浮尘		
4月8日	扬沙		
4月9日	扬沙		
4月10日	浮尘		