

南京气象学院

硕士学位论文

利用新型全自动太阳光度计研究气溶胶光学和物理特性

姓名：刘玉杰

申请学位级别：硕士

专业：气象学

指导教师：牛生杰;郑有飞

20040501

中文摘要

大气气溶胶是由固态或液态的质粒分散到空气中形成的分散体系,虽然大气气溶胶粒子质量仅占大气质量的十亿分之一,但它对大气辐射传输、气候变化、环境质量、云和降水过程以及水文循环过程都有重要影响,从而构成气溶胶的辐射气候效应、环境健康效应和云物理效应。因此,研究气溶胶的物理化学性质和光学特性及其时空变化规律成为大气科学的一个热点问题。

本文根据全自动太阳分光光度计 CE-318 测得的太阳直接辐射数据,计算了银川地区的大气气溶胶光学厚度,反演了该地区的粒子谱分布和气溶胶消光系数特征,并利用计算的结果对银川地区的光学厚度、粒子谱分布和消光系数的变化特征做了比较系统的分析。

CE-318 是一种高精度野外太阳和天空辐射测量仪器,具有易携带易安装、自动扫描、太阳能供电、可自动传输数据等特点。CE-318 主要用于测量太阳和天空在可见光和近红外的不同波段、不同方向、不同时间的辐射亮度。利用 CE-318 测得的直接太阳辐射数据可以反演计算大气透过率、消光光学厚度、气溶胶光学厚度、大气水汽柱总量和臭氧总量;天空扫描数据则可以反演大气气溶胶粒子尺度谱分布及气溶胶相函数。目前国内沙尘暴监测预警系统布设有该种设备。

在进行计算时首先选择了天空晴朗无云、大气层结很稳定的天气条件下的太阳直接辐射数据,利用 Langley 法对太阳光度计进行了定标。随后由太阳直接辐射数据利用 Bouguer 定律反演了大气气溶胶光学特性;在计算所得的光学厚度的基础上,利用 Monte carlo 方法反演了气溶胶的粒子谱分布。计算了银川地区的大气气溶胶光学厚度,反演了该地区的粒子谱分布和气溶胶消光系数特征,并利用计算的结果对银川地区的光学厚度、粒子谱分布和消光系数的变化特征做了比较系统的分析。

银川位于我国西北地区东部,其西北部有巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠,东部有毛乌素沙地,这些沙漠和沙地是银川地区沙尘气溶胶的重要源地。由于沙源充足,加上冬、春两季降水偏少,气候干旱,大风偏多,造成银川地区冬、春两季沙尘暴频繁发生,其中 4~5 月是全年沙尘天气的高发期。本文使用的研究资料就来自于全自动太阳分光光度计 CE-318 所测得的银川地区 2002 年 1 月、4 月、7 月、10 月四个月的太阳直接辐射数据。这四个月的资料可以代表冬、春、夏、秋四季,不同的气候条件下的太阳直接辐射强度,对计算所得的大气气溶胶光学厚度和粒子谱分布的计算结果的分析,可以初步了解该地区大气气溶胶的物理和光学特性。

通过对计算所得结果进行分析,可得到以下的结论:

(1) 在某一给定的波长上,大气气溶胶的光学厚度随不同气象条件和观测点地理位置的不同而有很大的差异,甚至可能有完全不同的变化规律。由此可知,在可见光和近红外波段,大气气溶胶在不同波段上的消光特性各不相同:在可见光波段气溶胶的消光能力比在近红外波段大,并且在可见光波段气溶胶

光学厚度的变化随气溶胶理化特征的变化很明显；不同的波段对气溶胶成分的变化反应也各不相同。

(2). 该地区大气气溶胶光学厚度具有明显的日变化和季节变化。日变化有四种类型(9:00—16:00)，它们分别是：1).大气气溶胶光学厚度的日变化相对稳定，这种情况下870nm、936nm和1020nm的 τ_a 日平均值小于0.1，由于大气气溶胶在可见光波段的吸收比在近红外波段的大，440nm处的 τ_a 值在0.1~0.2之间；2).大气气溶胶光学厚度的日变化整体上呈上升的趋势；3).大气气溶胶光学厚度早晚小，中午大；4).9~11时出现峰值，其它时间变化比较小。在大气比较浑浊的情况下， τ_a 日平均值比干净大气的日平均值大1.5倍左右。对于季节变化而言，则是冬春季节大，秋季次之，夏季最小；夏季 τ_a 在观测期间870nm、936nm和1020nm的月平均值分别为0.104，0.110，0.119，440nm处为0.226。春季大气中的主要成分是沙尘，冬季大气的主要成分是人类活动排放的大量颗粒物，而夏季由于降水的清除作用明显，气溶胶数浓度较低，气溶胶光学厚度较小。

(3). 该地区的不同种类的气溶胶粒子谱分布特征各不相同。烟煤和水溶性粒子的谱分布呈偏态，沙尘粒子则呈比较标准的正态分布，它们的这种分布是与粒子半径和气溶胶的成分密切相关的。水溶性粒子几乎以核模态存在，其中水溶性粒子半径在0.001~1.0 μm 占的比例很大，最大浓度分别高达 $10^7\sim 10^9\text{cm}^{-3}$ ，占气溶胶总数的95%或更多；烟煤粒子以核模态和集聚模态存在，是大气中比较稳定的成分，数浓度比水溶性粒子小一个量级。沙尘粒子基本上以粗模态存在于空气中，由于体积比较大，容易通过干、湿沉降从大气中移出，所以含量极少，其数浓度仅占总浓度的 $2.61\times 10^{-4}\%$ 。沙尘粒子数浓度的峰值出现在1.0 μm 左右，平均浓度为168/ cm^3 。

气溶胶的数浓度具有明显的日变化(9:00~16:00)。水溶性粒子的日变化呈双峰型，烟煤粒子和沙尘粒子变化呈单峰型变化，水溶性粒子数浓度的峰值出现在上午9时和下午15时，烟煤性粒子的峰值出现在11时~13时之间，沙尘粒子的峰值出现在9~11时之间。造成气溶胶的这种变化规律的原因很复杂，但归根结底还是与产生气溶胶粒子的排放源有关。

(4). 气溶胶消光系数随高度是递减的，并且不同种类的气溶胶的消光系数 β_e 的廓线也有所不同，并且递减的速率随高度的增加也是减小的，6km以下衰减很快，1km衰减一个量级，6km以上衰减较慢。水溶性粒子的消光特性与波段无关，烟煤和沙尘粒子的消光特性与波段有关，其中440nm的消光系数随气溶胶中烟煤和沙尘粒子的改变比较明显，沙尘粒子的变化引起440nm处的光学厚度和消光系数的变化很大。

关键词：CE-318 太阳光度计；气溶胶光学厚度；沙尘天气事件；沙尘气溶胶；粒子谱分布；消光系数

Abstract

Atmosphere aerosols is a scatter system that solidity or liquidness particles scattered into atmosphere. Though the mass of atmospheric aerosol particles only have a proportion of one billionth of atmospheric mass, it have an important effect to the radiative process, climatic change, environmental quality, cloud and precipitation process, and process of water circulation that make up the radiative climate effect, environmental health effect, and cloud physics effect. So that, the study of the physical and chemical characteristic, optical depth and the spatial and temporal variations become a key issue of atmospheric sciences.

By using the observed direct solar radiation data gained by the automatic sun tracking spectrophotometer CE-318, the optical depth, size distribution and extinction coefficient of atmospheric aerosol is calculated and by using the result of calculation, we analyse the variation characteristic of optical depth, size distribution and extinction coefficient of aerosols in Yinchuan systematically.

CE-318 is a kind of equipment with high degree of accuracy which have many advantages such as easy taking, easy fixed, automatic scanning, solar energy current supply and automatic data transferring etc. CE-318 is mainly used in the measurement of the radiative intensity of sun and sky which lies in visible light and near infrared band in different band, direction and time. By using the data of direct solar radiation, we can do pre-processing the extinction depth, optical depth of aerosols, total water content of atmosphere column, total content of ozone and the data of sky scanning can calculate size distribution and phase function of atmospheric aerosol. Now CE-318 is used in dust storm observational system in our country.

We calculate the calibrate coefficient by using the method of Langley with the data of direct solar radiation when it is fine and stratification of atmosphere is stability first. Then we calculate aerosol optical depth by using the rule Bouguer. On the basis of aerosol optical depth, we calculate size distribution of by using the method of Monte carlo. We analyze the characteristic of aerosol optical depth, size distribution and extinction coefficient systematically.

Yinchuan is located in the east of North-west in our country. Ba-danjilin Desert and Teng-geli Desert lie to the Northwest, and Mao-wusu sand land east. The deserts and sand land are important sources of dust aerosol in this area. Due to the plenty of sand sources and lacking of precipitation in winter and spring, its dry climate and gale result in frequent dust storm, in particularly during April and May. The direct solar radiation data which is used in this paper gained by CE-318 is the sun direct radiation in April, July, October and December. The data can represent the direct solar radiation of spring, summer, autumn and winter. By analyzing the result

of calculated optical depth and size distribution, we can supply a reference to a further study of atmospheric aerosol.

There are many conclusions:

(1). Aerosol optical depth change with different weather conditions and geographical location and even have a different variation in a certain wave band. The characteristic of aerosol optical depth is different in different wave band: the capability of extinction bigger in visible light than in near infrared and the variation of aerosol optical depth is obvious with physical and chemical characteristic of aerosols. Diurnal average mean of aerosol optical depth in clear atmosphere is one magnitude smaller than this in dust floating and dust blowing weather.

(2). The Aerosol Optical Depth (AOD) appears apparently diurnal and seasonal variations. There are four types of diurnal variations (9:00~16:00), and they are: 1). AOD is relatively steady. Diurnal average of τ_a in 870nm, 936nm and 1020nm is less than 0.1 and in 440nm range from 0.1 to 0.2 because the extinction is larger in visible light bands than in near infrared under this circumstances. 2). AOD has a trend of increase; 3). AOD has a peak value at noon; 4). AOD has a peak value in the morning(9:00~11:00), but the variation is small at other time. Diurnal average of τ_a in clear days is about 1.5 times larger than that of τ_a in turbidity conditions. While the seasonal variation is large in winter and spring, smaller in Autumn and the smallest in summer: the monthly average value in summer is 0.104, 0.110, 0.119 in 870nm, 936nm and 1020nm and in 440nm is 0.226. The main components of atmosphere are dust in spring and plenty of particles which are let out in the air by human beings in winter. As far as in summer, AOD and aerosol number concentration are relatively small because of wet deposition in and under clouds.

(3). Size distribution of bituminous coal particles and water solubility particles have a trend of skewness and dust aerosol has a trend of normality. These kinds of size distributions are closely related to their radius and component of particles.

Water solubility particles exist with nucleus modality. The radius of water solubility particles from 0.001 to 0.1 have a large proportion of total aerosol and the maximum of number concentration is from $10^7 \sim 10^8 \text{ cm}^{-2}$ which have a proportion above 95%. Bituminous coal particles which number concentration is one magnitude smaller than water solubility particles exist with concentration modality and it is relatively steady component in atmosphere. Dust like particles which is easy to deposit in from atmosphere because of their large capacity through wet deposition and dry deposition primarily exist with coarse modality and the number concentration of dust like particles take $2.61 \times 10^{-4} \%$ proportion of

atmospheric aerosol. Peaking value of dust like particles appears at about $1.0 \mu\text{m}$ and its average value is $168/\text{cm}^3$.

The number concentration of aerosol has a diurnal variation(9:00~10: 00). Water solubility particles have a diurnal variation with tow peak, while Bituminous coal and dust like particles have only one peak in a day. The peak values of water solubility particles appear at 9:00 in the morning and 15:00 in the afternoon. The peak value of bituminous coal particles appears from 11:00 to 13:00 and the peak value of dust particles appears from 9:00 to 11:00. The reason that results in these kind of change is very complex, but it is related to the source of creating atmospheric aerosol.

(4). The extinction coefficient decreases with the height and the profile of β_e is different because of aerosol types. The ratio of decrease is quick under 6km but much slower above 6km and about one magnitude decrease per kilometer. The characteristic of extinction of water solubility particles is independent on wave band, and the extinction of bituminous coal and dust particles is dependent on wave band. Because 440nm is sensitive to the variation of bituminous coal and dust particles, the variation of dust particles can result in much variations of optical depth and extinction coefficient.

Key words: Automatic sun tracking spectrophotometer CE-318; Aerosol optical depth ; Dust weather event; Dust aerosol; Size distribution; Extinction coefficient

第一章 概述

大气气溶胶是一门边缘学科，与大气物理（云物理、大气辐射传输、大气电学）、空气污染、大气化学、高层大气物理学、气候变化、环境和工程技术、医疗卫生等相关，因此大气气溶胶是一个十分重要的学科。

对流层气溶胶粒子主要来源于工业活动、生物燃烧等人为源以及沙尘天气事件、海洋粒子等自然源，可分为自然气溶胶和人为气溶胶^[1]。大气气溶胶的原生粒子是通过包括风扬尘、交通和其他工业活动、海浪溅沫和海洋中的气泡破裂、火山爆发等固体、液体物质的破碎过程而产生的；大气中的气-粒转化过程是气溶胶的另一种重要来源。

尽管气溶胶是大气中的微量成分，但其作用却很大。它对大气辐射传输、气候变化、环境质量、云和降水过程、以及水文循环过程都有重要影响，构成气溶胶的辐射效应^[2]、环境健康效应^[3-5]和云物理效应。因此，研究气溶胶的物理化学光学特性及其时空变化规律成为大气科学的一个热点问题。

1.1 大气气溶胶简介

大气气溶胶是由固态或液态质粒分散到空气中形成的分散体系，通常是指悬浮在大气中直径小于 $10\ \mu\text{m}$ 的微粒，虽然它的质量仅占整个大气质量的十亿分之一，但它对大气辐射传输和水循环均有重要的影响^[6]。它在许多大气化学过程中起催化作用，是许多大气过程的中间或最终产物。

气溶胶粒子的形状各异，大致可分为等轴状（如球状、规则多面体）、片状（两维长、一维短的质粒）和纤维状（一维尺度大、另两维尺度很小）三种类型，通常进行有关气溶胶的研究时都将气溶胶粒子看作近似的球形；根据气溶胶粒子直径的大小可以将气溶胶粒子分为细粒子（ $r < 1\ \mu\text{m}$ ）、粗质粒（ $r > 1\ \mu\text{m}$ ）；根据气溶胶粒子的聚集状态可以将气溶胶粒子分为核模态质粒（ $r > 0.05\ \mu\text{m}$ ）、积聚模态质粒（ $0.05\ \mu\text{m} < r < 1.0\ \mu\text{m}$ ）、粗模态质粒（ $r > 1.0\ \mu\text{m}$ ）^[2]；根据国际气象与大气物理协会（LAMAP）定义的标准辐射大气（SRA）中的气溶胶模型，气溶胶在对流层由水溶性、沙尘性、海洋性、烟煤性四种基本气溶胶组成，根据这四种组分的不同百分比含量，将气溶胶定义为大陆型、城市工厂型和海洋型三种基本模型^[7]。

大气气溶胶主要集中在对流层低层 5km 以下，对流层中高层的气溶胶与近地面和边界层气溶胶有着非常密切的关系，虽然其来源很复杂，但大致可分为两类：一类是固体、液体物质的机械破碎作用形成的，这类过程所产生的粒子的直径较大，构成我们通常所说的粗粒态气溶胶，它们以颗粒物的形式直接进入大气（称为原生粒子），它们的平均粒浓度较大，化学成分比较接近地壳物质的化学成分；另一类是气-粒转化过程中形成的再生粒子，这种过程产生的粒子直径较小，构成细粒态气溶胶，它们的平均粒浓度较小，化学成分比较复杂且随时间、空间有很明显的变化。

1.2 大气气溶胶的效应

大气气溶胶因其浓度低、生命期短、时空变化大、来源复杂等特点在气候变化研究中成为最大的不确定性因素。它的辐射气候效应、环境健康效应和云物理效应是学术界普遍关心和研究的问题。

1.2.1 辐射气候效应

太阳辐射能源是地-气系统的主要能源，地面接收到的太阳辐射能对地面的热状况、生物生长、人类活动等有着巨大的影响。到达地面的太阳辐射受到很多因素的影响，其中大气气溶胶扮演着一个非常重要的角色。大气中不断增加的气溶胶粒子通过对太阳辐射的散射、吸收以及本身放射长波辐射改变了地面和大气的能量收支平衡，从而影响全球气候。

由于不同的物理光学特性，有些类型的气溶胶对地气系统起加热作用，而有些类型的气溶胶对地气系统起冷却作用，再加上大粒径的气溶胶粒子又可以作为云的凝结核，从而使气溶胶的辐射效应具有很大的复杂性，其物理过程远比CO₂的温室效应复杂得多。大气气溶胶影响辐射平衡的几个途径是：(1).对太阳辐射的吸收和散射；(2).对地表反射的太阳辐射的散射和吸收；(3).对云滴相变过程而影响云的形成和寿命；(4).对红外辐射的吸收和散射。在这些影响中，有些是加热作用，有些是冷却作用。不管气溶胶的吸收是发生在可见光波段还是红外波段上，对大气总是起加热作用；入射太阳辐射的后向散射对地面起冷却作用，而气溶胶又增加了大气逆辐射，对地面起加热作用。总之，气溶胶对辐射的影响非常的复杂，并且各种冷却、加热效应不是单独出现的^[8]。

大气气溶胶通过对太阳辐射的直接作用以及对云的微物理过程的影响、对大气化学过程的影响而对气候变化起直接强迫和间接强迫^[9-13]作用，这就是气溶胶的气候效应。一方面，气溶胶粒子对太阳短波辐射和地面长波辐射的吸收和散射作用，改变地-气系统的能量收支，直接影响气候；另一方面，气溶胶粒子还可作为云的凝结核(CCN)改变云的光学特性和生命史，间接影响气候。气溶胶对气候的另一种间接影响出现在其大气化学过程中，它可以影响对流层和平流层中微气体的非均相化学反应，尤其是与臭氧减少有关的化学反应都发生在气溶胶粒子的表面，从而影响臭氧平衡，间接影响地-气系统的能量收支^[14]。研究表明，通过气溶胶的吸收和散射作用直接到达地面的太阳辐射通量密度只要有1%~2%的改变，就会对全球气候产生重大的影响^[15]。

另外，天气和气候的变化在一定程度上受到人类活动的影响。如温室气体(CO₂、CH₄等)引发全球增暖，氟氯碳的广泛使用导致的臭氧层的破坏，硫酸盐浓度的增加等，这些都在不同的程度上改变了云物理特征。气溶胶对臭氧层的破坏具有反效应^[16]，对辐射有“阳伞效应”，这些效应改变了大气环境。因此有必要弄清大气中每一种物质的循环、源汇、输送、分布、干湿沉降及它们

之间的相互作用，这样人们才能定量的分析大气气溶胶对天气、气候的短期、中期、长期效应，从而正确的预报天气、气候的变化趋势。

1.2.2 环境健康效应

全球的工业污染正在不断的改变着大气的化学成分。由人类活动排入大气中的有害气体如 SO_2 、 NO_2 、 CO_2 等气体、工业粉尘、风沙扬尘以及民用煤的燃烧排放的气体是造成大气严重污染的重要来源。这些物质对人体的危害都是非常大的，所以大气气溶胶与人类的健康密切相关。一般而言，气动力学尺度直径大于 $10\mu\text{m}$ 的粒子基本上被阻止于人的鼻腔，直径大于 $2\mu\text{m}$ 小于 $10\mu\text{m}$ 的粒子大约有 90% 可以进入并沉积于呼吸道各个部位，10% 的粒子可到达肺深处并沉积于肺部，直径小于 $2\mu\text{m}$ 的粒子可以 100% 的被吸入肺部，其中直径在 $0.3-2\mu\text{m}$ 之间的粒子几乎全部沉积于肺部不能被呼出。

由此可见，以空气动力学尺度研究大气中气溶胶粒子的数量浓度、表面积浓度、质量浓度并获取相应的谱分布及其变化规律，能够更加直接的判断某一地区或某个城市大气污染程度和大气气溶胶对人们身体健康的危害程度^[17]。但由于气溶胶粒子的浓度随地点和时间的变化取决于局地源的排放率、离源的距离、化学转化、大气中的对流和平流以及湍流扩散输送的强度、干湿沉降过程的效率等诸多因素的影响，因此气溶胶浓度的时空分布还存在很大的不确定性^[18, 19]。

由于近半个世纪以来世界各国工业和经济的迅速发展，人类活动排入大气中的有害气体日益增多，引起了诸如“温室效应”、“平流层臭氧减少”、“酸雨”等危害人类生存条件和生活环境、促使生态环境发生巨大的全球变化的全球性污染问题^[20]。大气气溶胶直接或间接的影响人类生活环境，因而世界气象组织建议把气溶胶的观测列为大气污染监测站的重要观测项目。

1.2.3 云物理效应

在水汽的凝结过程中，部分气溶胶可作为云凝结核和冰核，参与云和降水的形成和发展过程，增加云滴浓度，减小云滴平均半径，并对冰相过程产生一定的影响，因而对降水起到抑制作用；减缓了水文循环过程，降低了污染物的清除效率；还可能延长云的生命史，增加云量，这进一步增强了对进入大气的太阳辐射的削弱，构成气溶胶间接辐射效应^[21]。

Rosenfeld 根据卫星观测指出，气溶胶污染抑制降水的发展，使气溶胶对气候的间接强迫比我们以前预料的大^[22]，而与气溶胶云物理效应密切相关的水文循环直接和淡水资源的利用和质量关联，这构成了 21 世纪的一个主要的环境问题^[21]。

国外学者对气溶胶的云物理效应进行了许多研究。生物质燃烧^[21]生成大量的尺度较小的云凝结核 (CCN)，其核化形成大量的小云滴^[23]，使云滴碰并增长

成雨滴的效率下降^[24]，从而抑制了降水的形成和发展^[25]。物质燃烧形成的烟雾气溶胶对降水的抑制作用最近由热带降水观测计划（TRMM）的观测所证实^[26]，城市和工业污染气溶胶对降水的影响还知之甚少。船舶烟囱的排放物使海洋层积云中的组成转变成大量的小云滴，通过液态水重新分布，改变了云的微结构。空基^[27]和飞机^[28]观测表明海洋层积云中的污染带与船舶航线相对应，为此提供了直接证据。

1.3 沙尘气溶胶与沙尘天气事件

沙尘气溶胶是对流层气溶胶的主要成分之一，全球每年输入大气的沙尘气溶胶约有 10-20 吨，约占对流层气溶胶总质量的一半^[29]。大气中的沙尘由沙尘暴、扬沙和浮尘天气带入大气，受下垫面的影响较大，沙漠和干旱地区是沙尘气溶胶的重要源地，当下垫面的湿度增加时，可以抑制尘埃的输送；土地开垦是人类影响含尘量的重要方面。

1.3.1 沙尘天气事件

沙尘暴的发生、发展是特定背景和特定下垫面条件下的产物。地面气象观测规范^[30]定义：浮尘是由于尘土、细沙均匀的悬浮在空中，使水平能见度小于 10km，浮尘多为远处沙尘经上层气流远距离输送而来，或是沙尘暴、扬沙天气过后没有下沉的细颗粒悬浮在空中形成的。扬沙是由于大风将沙尘吹起，使空气相当混浊，水平能见度在 1-10km 以内。因风沙造成能见度小于 1km 的天气称为沙尘暴，其中瞬时风速大于 25m/s，能见度小于等于 50m 的强沙尘暴天气过程称为黑风暴。沙尘暴只要在强度足够大的程度下，加上合适的天气条件，在北半球的西风环流作用下，就能够进行远距离传输，沙尘会远离源地，从我国飘至韩国，日本，甚至是美国西海岸。沙尘气溶胶的存在不仅对源区、而且可以通过大气输送对下游广大地区的生态环境、大气环境产生重大影响。由沙尘暴天气所引发的气候学效应、对人类生存环境的危害以及对经济、社会活动的影响，使我们越来越认识到沙尘暴天气是不可忽视的大气和生态问题之一。

我国的西北地区，属于干旱和半干旱气候并具有较大面积的沙漠、沙化地表，在冬春季节有冷空气活动时，往往具备沙尘暴形成的条件，再加上过渡放牧、乱砍乱伐和扩大农用耕地，破坏了原本脆弱的生态平衡，加剧了荒漠化进程，为沙尘暴提供了丰富的沙尘物质，因此我国西北内陆沙漠和戈壁地区是东亚地区沙尘气溶胶的主要源地之一。近几年来我国沙尘天气发生频繁，其中较典型的如 1993 年 5 月 5 日发生的强沙尘暴（93.5.5 黑风暴），2002 年 3 月 18 日下午 5 时到 22 日一场强烈的沙尘暴伴着强冷空气从我国西北迅速向东、向南扩散，使城市居民的日常生活受到严重影响，西部有的地区则出现了电信中断、农田沙埋等灾情，使沙尘暴成为我国非常热门的话题。在我国受工业和生活污染严重的西部大中城市，沙尘也是大气悬浮颗粒物的主要成分^[31]。

近年来曾召开过多次关于沙尘暴的国际学术会议：1997年11月2日到7日阿拉伯国家联盟和WMO在叙利亚大马士革召开了第一届国际沙尘暴学术会议（ISSDS-1）；1998年7月联合国教科文组织和国际地质科学协会在英国牛津召开了第四届国际风成研究学会议。会上有许多涉及到沙尘输送、沙尘暴发生和沙尘沉降问题的文章。我国对沙尘暴的研究与国际上相比起步较晚，从七十年代开始初步对沙尘暴个例进行了研究，近年来取得了丰硕的成果。这涉及到对西北地区沙尘暴的分级标准、个例谱特征的论述^[32]；对强沙尘暴的发展结构、成因、沙尘输送和热量、水汽的中尺度数值模拟和诊断分析^[33-35]；对强沙尘暴和干飚线的形成和发展机理进行的探讨^[36, 37]；对特强沙尘暴中- β 尺度飚线作了初步数值模拟^[38]等成果。这些研究都偏重于大、中尺度天气系统的分析研究，因受到观测资料的限制，对起沙机制和沙尘的垂直输送的物理因子的综合分析较少。

1.3.2 沙尘暴天气监测预警系统简介

沙尘暴天气还会使地表层土壤风蚀、沙漠化加剧，使人类的生存环境日渐恶化，它的发展迅速，生命史较短，影响面积大，破坏力强，预报难度大，对西北地区甚至整个北方地区工农业生产和社会发展等都造成了很大的危害。沙尘暴天气中大风卷起的沙尘到处弥漫，引起能见度恶劣，甚至会造成房屋倒塌、交通供电中断、人畜伤亡，尤其是通过远距离输送的细小颗粒几乎都是可吸入性颗粒，会严重影响人类的健康。因此科学的设计建立沙尘暴天气的监测预警系统，可以提高对沙尘暴天气的监测防御能力，保护国家和人民财产安全，减轻或避免更大的经济损失，将沙尘暴天气会带来的损失降低到最小，这与我国实施西部大开发战略和努力改善西部自然生态环境相适应，可以有效的促进我国经济的发展。

西北地区强沙尘暴天气监测预警系统工程建设，要“依靠科技创新，提高综合防灾减灾效益”，充分利用现有气象台站的现代化建设成果，采取适当增（或扩）建部分设备，建成具有较高水平的国家二级中尺度监测网，实现以沙尘暴天气监测为主，兼顾其它如干旱、暴雨、冰雹、大风、寒潮、霜冻等灾害性天气等为辅的综合地基、空基监测网^[39]。

目前，我国已经建成了沙尘暴监测系统，在大量监测资料的基础上，不仅可以探明我国沙尘暴的主要源地、路径和沙尘暴的危害，同时还可以监测到沙尘暴物理化学结构及其对环境的污染情况。

目前，地处我国西北地区的陕西、甘肃、宁夏、青海和新疆五省区共有高空、地面观测站412个，其中地面站376个，高空站36个。其分布东部密集、西部稀少，地面基准站为0.038站/km²，基本站为0.41站/km²，一般站为0.74站/km²；探空站分布密度为0.084站/km²；711天气雷达26台，713数字化天气雷达4台。而沙尘暴易（多）发区地面观测站132个，高空探测站27个。这些台站网分布达不到对沙尘暴中尺度天气监测

的技术要求^[39]。

1.4 气溶胶光学厚度

大气气溶胶对环境与气候变化的影响在很大程度上依赖于对其时、空分布状况的了解和其光学特性(光学厚度、不对称因子、单次散射反照率等)的准确估计。其中,大气气溶胶的光学厚度是目前人们在大气气溶胶研究中最感兴趣的光学特性参数之一。大气气溶胶光学厚度是表征大气气溶胶状况的一个重要物理参量,是评价大气环境污染,研究气溶胶辐射气候效应的一个很关键的因子,大气气溶胶的浓度、化学成分、粒子粒径等物理化学特性的变化可直接反应在气溶胶光学厚度的变化上。但由于目前对于大气气溶胶的浓度、谱分布、成分等其它参数了解得不是十分详细,故求解大气气溶胶光学厚度通常还是通过对太阳短波辐射的实际分光观测获得的。到目前为止,如何获得全面并且具有代表性的资料,仍是气溶胶基本特性研究方面亟待解决的问题^[40]。

在大气气溶胶光学特性研究中普遍采用 Angstrom 公式来描述气溶胶光学厚度随波长的变化关系:在假定气溶胶的谱分布不变,且为 Junge 型分布条件下,Angstrom 等提出了气溶胶光学厚度与大气浑浊度、波长之间的关系:

$$\tau_{\lambda}^{\alpha} = \beta \lambda^{-\alpha}$$

其中 α 为波长指数, β 为 Angstrom 浑浊度系数。

大气气溶胶光学厚度随不同的波长按指数规律变化,一般说来,大气浑浊度越大,大气气溶胶光学厚度的测量误差就越小。对于可见光和近红外范围内的某一给定的波长而言,气溶胶的光学厚度随不同地区和气象条件的变化是很明显的,在不同的大气和不同的地理条件下完全可能会有不同的变化规律。大气气溶胶光学厚度的变化规律,要求寻求大气气溶胶在实际大气中的扩散、凝结、碰并、沉降等物理过程进行定量研究^[41]。

自 1961-1990 年,我国大气气溶胶光学厚度 AOD 总体成明显增加趋势。其变化大致可以分为两个阶段:1961-1975 年,此间 AOD 呈持续增长趋势,但增加速度相对平稳,其值较小,低于三十年平均水平;1976-1990 年,此间 AOD 值高于三十年平均水平,其中 1975-1982 年增加趋势明显,1982 年以后,有所减小。

我国大气气溶胶光学厚度(AOD)的多年平均的空间分布是以四川盆地为中心向四周减少,南疆盆地和长江中游武汉附近为另两个大值中心;长江中下游大部分地区、山东半岛以及广东沿海等,AOD 值亦较大;而东北大部、西北大部、云南和福建沿海等地 AOD 较小。AOD 各月平均分布有所不同。中国绝大部分地区春季 AOD 值最大,最小值则各地不同。1979~1990 年,青藏高原、四川盆地西部、贵州北部、长江中下游大部分地区、山东半岛和南疆盆地西部等,AOD 呈增长趋势。而东北地区、西北地区大部、云贵高原、广

西西部以及华东沿海等地 AOD 呈减小势态。中国地区 AOD 的季节变化曲线大体可分单峰、一峰一谷、两峰一谷和多峰等 4 种类型^[42]。

1.5 气溶胶的粒子浓度和谱分布

确切知道大气气溶胶的物理-化学特性和谱分布及其变化规律对人们研究气溶胶的变化规律、气溶胶的气候效应、辐射效应、大气污染以及沙尘天气等现象有着非常重要的作用。在气溶胶的生命史上经历着非常复杂的物理和化学变化，如凝结增长、碰并、挥发以及表面化学反应等过程，这些过程每时每刻都在改变着气溶胶体系的粒子分布特征。

大气气溶胶的浓度随天气形势、地理条件、下垫面状况以及季节和昼夜交替发生变化。一般来讲,不同来源的粒子会有不同的谱分布,由于大气条件的变化,会发生粒子的扩散、吸湿等微物理过程,从而使原有的粒子谱发生变化。对于洁净大气和浑浊大气而言,气溶胶粒子的浓度和谱分布都有明显的差别,相对变化最大的是那些半径处于 $0.2\mu\text{m}\sim 1.0\mu\text{m}$ 范围内的粒子,相对湿度对气溶胶粒子物理特征是明显的,主要表现在改变粒子的谱分布和折射指数^[43]。由不同的来源和过程产生的气溶胶,其粒子的尺度和化学成分不同,气溶胶粒子的浓度随地域和时间的变化取决于局地源的排放率、离源的距离、化学转化、大气中的对流与平流和湍流扩散的输送强度以及干湿沉降过程的效率等诸多因素,因而弄清楚大气气溶胶的源、转化和汇也是非常重要的。

大气气溶胶的分布存在明显的层结特征,在 1000-1500m 之间最为明显,地面的气溶胶很难越过这一界限,而在大约 1000m 的高度上累积,形成浓度较高的气溶胶层。大气气溶胶浓度及其谱分布随高度变化明显,但这种变化是不连续的,存在突变,并且在水平方向上也存在突变^[44]。

1.6 本文的研究意义和内容

近年来,大气气溶胶研究在大气科学和环境科学领域受到广泛的关注^[45]。随着对地球系统内部各种物理过程认识的精细和深化,以及探测和计算机技术的发展,大气气溶胶的辐射效应及对气候变化的可能影响也成为近年来的热点问题,其中由于人类活动排放的气溶胶粒子对气候的辐射强迫更是地球环境变化与预测研究中一个特别受到关注的问题^[46],已有不少观测事实和数值模拟研究揭示出气溶胶对气候辐射强迫的重要性^[47]。气溶胶的气候效应在很大程度上与其浓度、化学组分以及谱分布等物理、化学特性有关^[48, 49]。正是如此,发展第三代大气化学模式(TGM)必须处理好气溶胶粒子的动力学参数以及化学组分的描述。但由于气溶胶时、空分布之不确定及粒子物理、化学特性之多变性,加上具有全球和区域代表性观测资料的严重缺乏,使得大气气溶胶成为当今环境与气候变化研究中一个既重要又难以估计的不确定因子^[50]。

大气气溶胶光学厚度是表征大气气溶胶状况的一个重要物理参量,是评价

大气环境污染,研究气溶胶辐射气候效应的一个很关键的因子,大气气溶胶的浓度、化学成分、粒子谱分布等物理化学特性的变化可直接反应在气溶胶光学厚度和变化上,所以对大气气溶胶光学厚度的研究可以了解大气气溶胶的变化情况。当前对大气气溶胶光学厚度的研究主要集中在:(1)采用窄波段太阳光度计;(2)采用激光雷达在内的雷达技术;(3)采用卫星测量技术;(4)利用地表辐射资料与当地探空气象资料^[51]。

城市气溶胶光学厚度同时反映了大气的污染程度,高分辨率的卫星遥感提供了监测城市大气污染的可能性。卫星遥感弥补了一般地面观测难以反映污染物空间分布和变化趋向的不足。但是对于光学厚度反演过程中源于地表反照率和气溶胶模型带来的误差难以估计,卫星遥感需要同时有地面太阳光度计观测进行对比和校验。

利用多波段光度计遥感气溶胶光学厚度是目前气溶胶遥感手段中较准确的方法,通常被用来校验卫星遥感的结果,如NOAA为验证第一代利用AVHRR遥感海洋上空气溶胶的方法,曾经在10个沿岸和岛屿观测点及观测船上进行了气溶胶多波段光度计遥感,通过比较两种遥感结果的一致性来验证卫星遥感的结果^[52]。CE-318太阳辐射计不仅是一种大气气溶胶监测仪器,可用于卫星遥感产品真实性检验和气溶胶气候效应研究,也用于遥感卫星传感器辐射定标,同时在沙尘暴监测中发挥重要作用的观测仪器。

气溶胶粒子谱分布可直接反映气溶胶的粒子物理特性。20世纪80年代以前中国的气溶胶研究工作主要集中在根据采样得到的气溶胶粒子,除了地面采样,飞机采样^[53],轮船采样^[54]外,从1983年起在河北香河还进行了多次高空气球探测^[55-57],取得了30km以上的对流层和平流层气溶胶垂直分布特征。自80年代初期以来我国学者对气溶胶粒子谱分布做了很多研究,研究粒子谱分布及其与地理环境、天气条件的关系,最近20年这方面的研究仍然很多。多波段的光度计可以准确的遥感气溶胶光学厚度并可以反演0.1—5 μm 的气溶胶粒子谱等特性,为了获得更大粒子半径的气溶胶信息,还应该考虑气溶胶的散射信息。吕达仁^[58]等提出了同时测量直接消光和小角散射确定气溶胶光学厚度和谱分布的方法,邱金恒^[59]等对该方法进行了试验研究,利用该方法可以较好的提供0.1—10 μm 粒径范围谱分布信息,目前该方法已在地面气溶胶遥感中得到应用。

目前NASA在全球几个洲的大陆部分和少数海岛海岸建立了一个包含大约70个地面太阳光度计的自动观测网,为MODIS遥感气溶胶提供地面多通道遥感的对比资料。美国NASA采用CE-318在全球布设了一百八十多个站点,用来监测全球气溶胶,形成AERONET网,中国还未列入其中,但国内正在加紧建设全国监测网。

本文利用CE-318获得太阳直接辐射数据,反演了气溶胶光学特性和粒子谱分布特征。在进行计算时,首先选择了天空晴朗无云、大气层结很稳定的天气条件下的太阳直接辐射数据,利用Langley法对太阳光度计进行了定标。随后由太阳直接辐射数据利用Bouguer定律反演了大气气溶胶光学特性;在计算所得的光学厚度的基础上,利用Monte Carlo方法反演了气溶胶的粒子谱分布。这

些研究将为利用 CE-318 观测所得的数据直接计算生成该地区光学厚度、粒子谱分布、消光系数、大气中的水汽含量等气溶胶物理特征参量的软件的开发奠定了基础。同时也为 CE-318 在我国的进一步开发和利用以及我国大气气溶胶监测网的发展与完善提供理论基础和参考依据。通过对反演所得的气溶胶光学厚度、消光系数和粒子谱分布结果的分析 and 比较, 得出了银川地区大气气溶胶光学特性和粒子谱分布特征, 同时还特别结合沙尘天气进行了沙尘气溶胶的特征分析, 从而为西部地区大气气溶胶物理、光学特性的进一步研究奠定了基础, 所得的结果将对研究我国西部地区沙尘气溶胶基本规律提供参考依据。下面就详细的介绍 CE-318 的特点、反演大气气溶胶光学厚度和粒子谱分布的方法以及对反演结果进行分析所得出的结论。

第二章 观测仪器及其标定

本试验使用的仪器是由法国 CIMEL 公司制造的一种能自动跟踪扫描太阳辐射的全自动太阳分光光度计——CE-318。该仪器在可见光和近红外波段共有八个观测通道，它不仅能自动跟踪太阳做太阳辐射测量，而且可以进行太阳高度角天空扫描、太阳主平面扫描和极化通道天空扫描；它能自动存储测量数据，并在测量完成后传输到计算机保存，它还可以通过 DCP 平台远程传输数据，实现了无人管理自动采集测量数据和远程数据传输。CE-318 测得的太阳直接辐射数据可以反演计算大气透过率、消光光学厚度、气溶胶光学厚度、大气水汽柱总量和臭氧总量，天空扫描数据可以反演大气气溶胶粒子尺度谱分布及气溶胶相函数。

2.1 仪器结构与观测原理

CE-318 为高精度野外太阳和天空辐射测量仪器，具有易携带易安装、自动扫描、太阳能供电、可自动传输数据等特点。主要用于测量太阳和天空在可见光和近红外的不同波段、不同方向、不同时间的辐射亮度，来推算大气气溶胶、水汽、臭氧等成分的特性。

CE-318 由一个光学头、一个控制箱和一个双轴马达系统组成，它的总视场角天空瞄准光筒为 1.2 度，太阳瞄准光筒为 1.2 度，其滤光片的光谱宽度和半波宽度见表 2.1。光学头带有两个瞄准筒：一个直接用于测量太阳直接辐射，不带聚光透镜；另一个用于天空辐射测量带，带有聚光透镜。在光学头上还装有四象限探测器，用于太阳自动跟踪时的微调。控制箱内装有两个微处理器，分别用于数据获取和步进马达系统的控制。在全自动测量状态，如湿度传感器探测到降水，控制箱将置光度给予停机状态，以保护仪器的光学系统。步进马达系统具有方位和测量高度较量个自由度，由时间方程来控制太阳的初步跟踪，用四象限探测系统作精密跟踪。

该光度计的测量数据可直接用个人计算机直接读取，太阳和天空的测量方式可以编程，在进行资料处理时还需将仪器生成的原始文件（K7 文件）用 ASTPWin 软件转换成 ASCII 文件。

表 2.1 CE-318 太阳辐射计的光谱通道和半波宽度
 Table 2.1 The brand and half maximum brand width of CE-318

通道号	CE-318 标准		AERONET 仪器通道	
	中心波长 (nm)	带宽 (nm)	中心波长 (nm)	带宽 (nm)
1	1020	10	340	10
2	870p1	10	380	10
3	670	10	440	10
4	440	10	500	10
5	870p2	10	670	10
6	870	10	870	10
7	936	10	940	10
8	870p3	10	1020	10

2.2 仪器定标

定标是指将仪器的数字输出转换成预期的物理量,这里所指的物理量是指气溶胶光学厚度、水汽量和辐亮度($W/m^2 \cdot Sr \cdot \mu m$)。AERONET 网的所有野外仪器每六个月需要返回 GSFC 进行定标,定标时将野外仪器与参考仪器进行比较得出定标系数。参考仪器自身的定标采用 Langley 技术在夏威夷的 Mauna Loa 天文台进行。对于天空光测量,定标在 NASA 的 GODDARD 定标中心采用 2 米积分球进行,精度能达到 $\pm 5\%$ 。940nm 通道采用改进的 Langley 方法进行。影响定标系数稳定性的因子主要是仪器的光学滤光片,平均每年衰减 1-10%,滤光片需要两三年更换一次。

光度计的定标有两种方法,标准光源法和 Langley 法。由于不同的标准光源存在 5%—10%的相对误差,利用标准光源法作仪器的绝对定标还存在一定的不确定性。因此,我们对仪器定标采用绝对定标和 Langley 法相结合的定标方法,具体过程如下:

2.2.1 相对定标

相对定标是由 Langley 法来获得定标常数 V_0 , 具体方法如下:

地面测得的直接太阳辐射 $E(W/m^2)$ 在给定的波长上根据 Bouguer 定律, 有:

$$E(\lambda) = E_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m(\mu)\tau(\lambda)] \cdot T_g(\lambda) \quad (1)$$

其中 E_0 是在一个天文单位 (AU) 距离上的大气外界的太阳辐照度, R 是测量时刻的日地距离因子 ($R=r/r_m$), m 是大气质量数, τ 是大气总的垂直光学厚度, T_g 吸收气体透过率。由于在 CE-318 的各个波段只有 936nm 处存在的水汽吸收带对太阳辐射的吸收不能忽略外, 其他波段的吸收气体对太阳直接辐射的吸收均可忽略, 所以 $T_g=1$ 。太阳直接辐射数据在 CE-318 的数据中表现为仪器的输出电压, 因此可以将 Bouguer 定律改写为:

$$V(\lambda) = V_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m(\mu)\tau(\lambda)] \quad (2)$$

式中 V_0 为定标常数, 在大气相对稳定条件下, 进行不同太阳天顶角情况下的太阳直接辐射测量, 仪器输出 V 是 m 的函数, V_0 从一系列测值外插到 m 为 0 时 V 的结果。(2) 式两边同时对数, 得

$$\ln V(\lambda) + \ln R^2 = -m\tau(\lambda) + \ln V_0(\lambda) \quad (3)$$

假设大气状况稳定, 即 τ 不变的情况下, 用 $\ln V + \ln R^2$ 与 m 画直线, 直线的斜率就是大气总的垂直光学厚度 $-\tau$, 截距就是太阳辐射计在大气外界测得的电压信号 V_0 , 这就是常说的 Langley 法。

Langley 法定标对天气要求非常的严格, 要在比大气较洁净、大气层结比较稳定的情况下进行。对于每一次的定标数据处理, 首先选取大气质量数小于 6.0

的数据点利用最小二乘法拟合 $\ln[V(\lambda)/\alpha]$ 与 $m(\mu)$ 的关系求出线性相关大于 0.99 的直线在 y 轴的截距, 得到第一次 $V_0(\lambda)$ 的近似值, 然后根据 (3) 计算这段时间内的 $\tau(\lambda)$ 剔除与平均光学厚度的相对误差大于 2% 的数据点, 再次拟合, 得到要求的 $V_0(\lambda)$, 经过这样的处理, 定标相对误差小于 2%。

由仪器定标误差引起的气溶胶光学厚度的绝对误差可表示为:

$$\Delta\tau(\lambda) = -\frac{1}{m(\mu)} \frac{\Delta V_0(\lambda)}{V_0(\lambda)} \quad (4)$$

2.2.2 绝对定标

仪器使用较长时间以后灵敏度就会改变, 所以定期标定仪器是非常必要的。绝对定标就是利用标准光源对太阳光度计进行标定。定标方法与相对定标相同。

2.2.3 误差分析及订正

定标误差主要由仪器固有误差和吸收气体的影响两部分组成:

(1). 仪器固有误差

仪器固有误差是由温度效应、电子线路的非线性、探测器灵敏度变化等引起, 通过标准光源对仪器进行不断的标定解决, 下面分析一下由于视角场和滤光片半波宽度引起的误差和订正:

1). 视场角的影响

由于仪器固有的视角, 进入仪器的辐射量除太阳直接辐射以外, 还有部分天空的散射光, 可由以下公式表示:

$$F(\lambda) = F_0(\lambda)e^{-m(\mu)r(\lambda)} + \int L_d d\omega \quad (5)$$

$F_0(\lambda)$ — 大气上界太阳光谱; L_d — 天空散射光亮度; ω — 立体角。

由于天空散射光的影响, 进入仪器的 $F(\lambda)$ 增大, 计算得到的气溶胶光学厚度比实际值小。Shaw、Box 和 Deepak 分别利用不同的方法计算了天空散射光的影响。根据他们的结果, 视场角 5 度、中等大气浑浊状态下, 如果天顶角不大于 80° (大气质量数约为 6), 由天空光散射带来的误差可以忽略。

2). 滤光片半波宽度的影响

由于滤光片具有一定的带宽, 气体分子瑞利散射光学厚度应为波段内积分分子散射光学厚度, 可以由下式计算得出:

$$\tau_m = -\ln(T) = -\ln \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_0(\lambda) e^{-\tau_m(\lambda)} \phi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_0(\lambda) \phi(\lambda) d\lambda} \quad (6)$$

T— 该波段积分分子散射透过率； $\tau_m(\lambda)$ —单色光瑞利散射光学厚度； $F_0(\lambda)$ —大气上界太阳光谱； $\phi(\lambda)$ —滤光片响应函数。

(2) .吸收气体的影响

在 400nm--1000nm 的可见和近红外波段存在着臭氧、氧气、水汽的弱吸收带。下面分别论述这几种吸收气体的订正方法。

1) .臭氧

臭氧的吸收可以根据臭氧在不同波长的吸收系数和整层大气臭氧总量计算得出。由于缺少实测的臭氧数据，我们采用Heuklon的臭氧模式计算得到各观测点的臭氧量(DU)：

$$O_3 = 235 + \{150 + 40 \sin[0.986(d_j - 30)] + 20 \sin[3 \sin(\theta + 20)]\} \sin^2(1.28\phi) \quad (7)$$

其中第一项235为赤道地区臭氧年平均值(单位：DU)， d_j 为儒略历天数， θ 和 ϕ 分别为观测点的经度和纬度。

2) .水汽

水汽吸收利用三波段方法订正，具体原理如下。对水汽的透过率使用随机指数模式近似：

$$T_w = e^{-K(mW)^\gamma} \quad (8)$$

其中K、 γ 是与水汽吸收有关的常数，m为大气质量数，W是整层大气的可降水量。

假设气溶胶光学厚度在8、9、10三个波段上存在水汽吸收且符合Angstrom分布，对于这三个波段可以列出以下方程组：

$$\begin{aligned} V_8 &= V_{08} \exp[-m\tau_{m8} - m\beta\lambda_8^{-\alpha} - K_8(mW)^{\gamma_8}] \\ V_9 &= V_{09} \exp[-m\tau_{m9} - m\beta\lambda_9^{-\alpha} - K_9(mW)^{\gamma_9}] \\ V_{10} &= V_{10} \exp[-m\tau_{m10} - m\beta\lambda_{10}^{-\alpha} - K_{10}(mW)^{\gamma_{10}}] \end{aligned} \quad (9)$$

方程组中 V_i 代表i波段实测值， V_{0i} 代表i波段定标值， τ_{mi} 代表i波段分子光学厚度 λ_i 为i波段波长， K_i 、 γ_i 分别为i波段水汽吸收的系数和指数。

假设波段内太阳光谱基本不变，波段内水汽透过率可由下式计算得到：

$$T_w = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T(W, \lambda) \phi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \phi(\lambda) d\lambda} \quad (10)$$

利用LOWTRAN六种不同的大气模型，根据公式(8)计算得到三个波段透

过率，并由(9)式回归得到 K_1 ， γ_1 ，然后由方程组(7)求出水汽吸收光学厚度并扣除。

3). 氧气

大气中氧气的百分比含量基本保持不变，氧气的吸收可以按与水汽同样的方法求出，理论上是可行的。但实际计算过程中发现，对氧气的订正总是过大。具体原因可能是，在气体吸收的波段，只有在两种情况下 Lambert-Beer 定律成立：(1)在滤光片波段内有很多未饱和等间距吸收线，(2)连续吸收带宽超过滤光片宽度。对其他情况 Lambert-Beer 定律不成立。可见光波段氧气的吸收峰非常尖锐，Lambert-Beer 定律在该波段不成立。正因为氧气吸收峰很尖锐，它只对 7 波段(750nm)有影响，因此我们不用 7 波段数据，剩余 9 个波段的数据对反演气溶胶光学特性已足够。

第三章 气溶胶光学特性和物理特性反演方法

3.1 气溶胶光学厚度反演方法

地面测得的直接太阳辐射 $E(\text{W}/\text{m}^2)$ 在给定的波长上根据 Bouguer 定律, 有:

$$E(\lambda) = E_0(\lambda)R^{-2} \exp[-m(\mu)\tau(\lambda)] \cdot T_g \quad (11)$$

(11) 式两边同时对数, 得大气总的光学厚度为:

$$\tau(\lambda) = -\frac{1}{m(\mu)} \ln \frac{V(\lambda)}{R^{-2}V_0(\lambda)} \quad (12)$$

大气总的消光光学厚度 τ 由分子散射 (Rayleigh 散射), 气体吸收消光 (如臭氧、水汽吸收) 和气溶胶散射三部分组成,

$$\tau = \tau_r + \tau_a + \tau_g \quad (13)$$

其中 Rayleigh 散射光学厚度 τ_r 由地面实测气压值计算出来, 在可见光、近红外波段, 气体吸收主要是臭氧和水汽吸收, 因此在没有吸收气体的通道,

(3) 式右边的第三项可以忽略不计, 从总的光学厚度中减去 Rayleigh 散射光学厚度, 就可以得到气溶胶光学厚度。

(13) 中 Rayleigh 散射光学厚度 τ_r 由地面实测气压值计算得出^[60]:

$$\tau_r = \int_0^H \beta_{\text{ext}} dL \quad (14)$$

β_{ext} 为大气容积散射系数, L 为太阳直接辐射在大气中通过的距离,

$$\beta_{\text{ext}} = -\frac{8\pi^3}{3\lambda^4} \frac{(n^2 - 1)^2}{N} \left(\frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \right) \quad (15)$$

$$N = \frac{PN_A}{R^*T} \quad (16)$$

其中 $n=1.003$ 为空气折射率, N 为分子数密度, N_A 为 1mol 的空气分子所含的分子数, R^* 为普适气体常数, $\delta = 0.139$ (Hoyt, 1977), P 为实时观测气压。在地面测得的太阳直接辐射数据在 940nm 附近由于存在水汽吸收带而不符合 Bouguer 定律, 此时 Rayleigh 散射和气溶胶散射光学厚度相对独立, 所以 960nm 的气溶胶光学厚度通过其他通道 (如 870nm 和 1020nm) 内插得到, 在这里我们使用了牛顿插值法。

3.2 气溶胶粒子谱反演方法

地球大气中的不同部位，大气气溶胶常具有不同的气溶胶粒子谱分布，但在同一气团中，可以假设气溶胶的尺度分布相对均匀，这样就可根据气溶胶成分所占比例的差异，将气溶胶分为三类：大陆、海洋、和背景气溶胶。1983年国际气象与大气物理协会（IAMAP）提出标准辐射（SRA）模型，把对流层的大气气溶胶分为四种类型：水溶性粒子、沙尘性粒子、海洋性粒子和烟煤性粒子。由于银川地区地处内陆，其气溶胶类型属于大陆型，该地区的大气气溶胶中不存在海洋性粒子，因此假设该地区的气溶胶由水溶性、沙尘性以及烟煤性粒子组成，并且这三种粒子符合对数-正态分布：

$$\frac{dn_i(r)}{d(\ln r)} = \frac{n_i}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_i}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_i)^2}{2(\ln \sigma_i)^2}\right] \quad (17)$$

式中 R_i —第 i 种粒子的中值半径； $\ln \sigma_i$ —第 i 种粒子的中值半径。

设大气气溶胶由 i 种成分组成，每种成分总粒子数为 n_i ，谱分布函数为 $f_i(r, z)$ ，假设粒子谱分布函数与高度无关，则有第 i 种气溶胶的粒子数为：

$$n_i(r) = n_i f_i(r) \quad (18)$$

波长 λ 处气溶胶光学厚度由下式算出来：

$$\tau(\lambda) = \sum_i \int_r n_i(r) \pi r^2 Q_e(r, \lambda, m) dr \quad (19)$$

$$Q_e = \frac{\lambda^2}{2\pi^2 r^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) R_n(a_n + b_n) \quad (20)$$

其中 $Q_e(r, k, m)$ 是气溶胶的消光效率因子， a_n 和 b_n 为米氏系数，它们都是复折射率 m 和尺度参数 x ($x=2\pi r/\lambda$) 的函数，可由 Mie 散射理论计算得出。根据当地的实际情况，确定气溶胶粒子的主要成分，确定谱分布函数 $f_i(r)$ ，便可由在某一波段上的气溶胶光学厚度，解积分方程可得到 n_i 。

3.3 气溶胶消光系数反演方法

气溶胶消光系数是指太阳直接辐射通过大气时受到的削弱程度，其消光系数可由以下公式计算：

$$\sigma_e(r, \lambda, m) = \int_{r_1}^{r_2} Q_e(r, \lambda, m) \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr \quad (21)$$

σ_e 是消光系数， Q_e 是消光效率因子，由 Mie 散射理论算出， $\frac{dN(r)}{dr}$ 为气溶胶粒子谱分布函数。

取气溶胶消光系数随高度指数递减，这种垂直分布称为自然型，其表达式为：

$$\sigma_e(z) = \beta_0 \exp\left(-\frac{z}{h}\right) \quad 0 < z < \infty \quad (22)$$

式中 h 为气溶胶的标高，取为 1.25km， σ_0 为地面消光系数，由 (21) 计算得出。则由 (22) 式可知气溶胶消光系数随高度的变化规律。

第四章 气溶胶光学厚度的变化特征

宁夏位于西北地区东部、黄河中上游，地形具有明显的多样性、过渡性和复杂性，基本气候特点是干旱少雨，日照充足，蒸发强烈，风大沙多，降水量由南向北呈递减趋势^[61]。银川地处银川平原，在它的西北部有巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠，东部有毛乌素沙地，这些沙漠和沙地是亚洲沙尘大气地主要源地。由于沙源充足，加上冬、春两季降水偏少，气候干旱，大风偏多，造成该地区冬、春季节沙尘天气频繁发生，尤其是4—5月是全年浮尘、扬沙和沙尘暴的高发期。银川的地理位置和其周边沙漠分布情况如图4.1所示。



图 4.1 银川的地理位置以及周边的沙漠分布情况（图中阴影部分为沙漠）

Fig4.1 The geographical location of Yinchuan and the distribution of deserts around Yinchuan (the parts with shadow are deserts)

由于在可见光和近红外范围内某一给定的波长上，气溶胶光学厚度的特征和变化规律具有多样性，不同的天气条件、地理位置以及大气气溶胶在实际大气中的扩散、凝结、碰并、沉降等物理过程都很有可能导致气溶胶光学厚度具有完全不同的变化规律，因此在研究气溶胶光学厚度的变化规律时可以结合以上提到的各种因素进行分析。下面就利用 CE-318 的观测资料计算所得的大气气溶胶光学厚度和其他相关的资料来分析银川地区气溶胶光学厚度的变化规律与气象条件的关系。

4.1 大气气溶胶光学厚度在不同波段上的变化规律

在某一给定的波长上，大气气溶胶的光学厚度随不同气象条件和观测点地理位置的不同而有很大的差异，甚至可能有完全不同的变化规律。因此我们选取了具有代表性的 4 月 24 日、5 月 30 日、7 月 25 日、10 月 4 日和 12 月 9 日五天的资料进行了比较。这五天的天气都是晴空少云，所不同的是 4 月 24 日 14 时有浮尘和扬沙天气，大气中的主要成分是沙尘，5 月 30 日、7 月 25 日和 10 月 4 日是干净清洁的大气，12 月 9 日是有大量人类活动影响的大气。

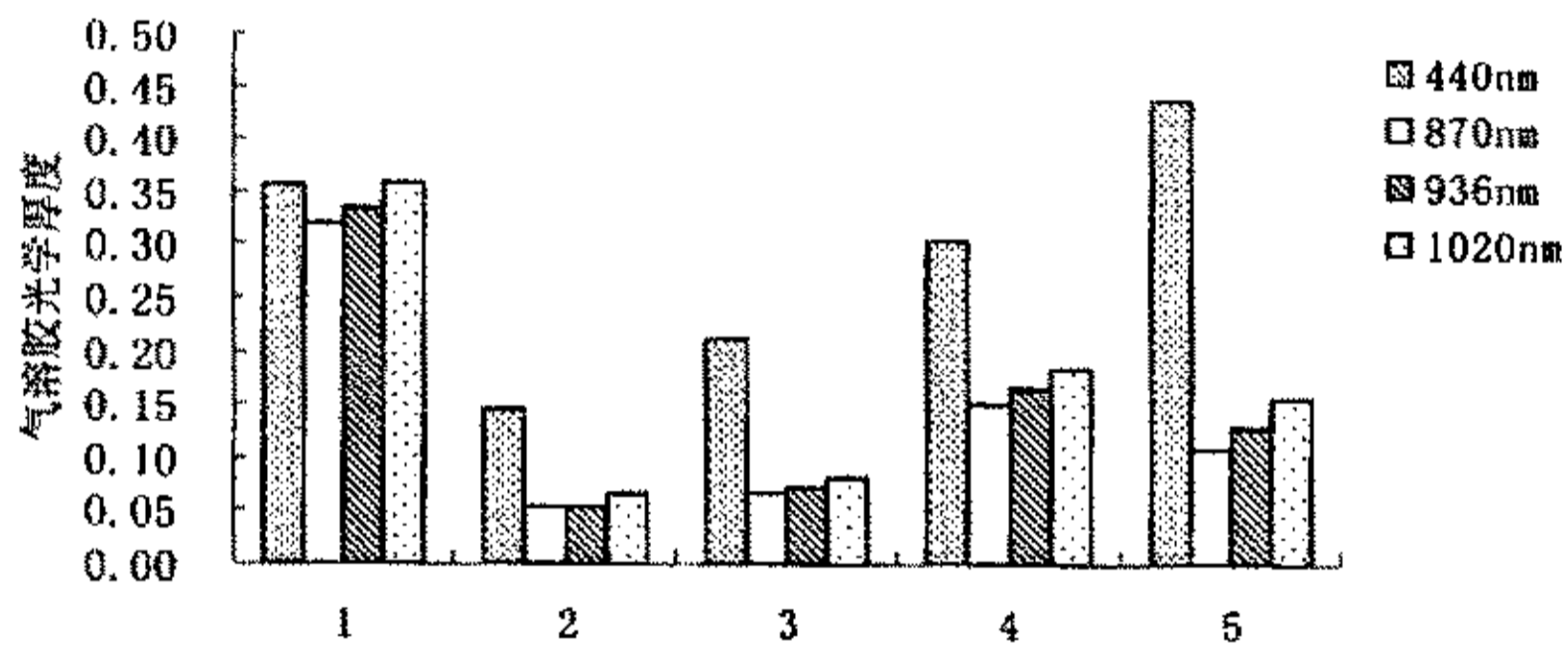


图 4.2 大气气溶胶在光学厚度在不同波段上的对比

Fig. 4.2 The contrast of the optical depth of aerosol in different wave bands

图 4.2 为大气气溶胶在光学厚度在不同波段上的对比，图 4.2 中 1 为 4 月 24 日气溶胶光学厚度在分别在 440nm、870nm、936nm 和 1020nm 上的日平均值，图中数字 2 代表 5 月 30 日，3 代表 7 月 25 日，4 代表 10 月 4 日，5 代表 12 月 9 日。由图 4.2 可以看出，在晴朗无云的条件下大气气溶胶光学厚度日平均值比较小，在 440nm、870nm、936nm 和 1020nm 分别为 0.0746，0.178，0.059，0.062，扬沙、浮尘天气的气溶胶光学厚度的日平均值最大在 440nm、870nm、936nm 和 1020nm 分别为 0.357，0.354，0.318，0.335，这与清洁大气相差一个量级，由此可见沙尘天气能使大气非常的浑浊。在 1020 nm、870nm 和 936nm 波段上气溶胶光学厚度日平均值的变幅比较小，而 440nm 处的变幅却比较大；4 月 24 日 14 时发生了扬沙，大气中的主要成分是沙尘，各波段的气溶胶光学厚

度日平均值均很大；人类活动造成的大气污染而导致的大气浑浊比沙尘天气造成的大气浑浊更为严重，例如 12 月 9 日 440nm 波段上的气溶胶光学厚度是 4 月 24 日的 1.2 倍，其光学厚度日平均值比沙尘天气大。

由此可知，在可见光和近红外波段，大气气溶胶在不同波段上的消光特性各不相同：在可见光波段气溶胶的消光能力比在近红外波段大，并且在可见光波段气溶胶光学厚度的变化随气溶胶理化特征的变化很明显；不同的波段对气溶胶成分的变化反应也各不相同。

4.2 大气气溶胶光学厚度的日变化特征

银川地区的气溶胶光学厚度具有明显的日变化,并且日变化过程比较复杂。引起气溶胶光学厚度日变化的因素很多,在没有浮沉、扬沙及沙尘暴的情况下,人为因素处于主导地位。

4.2.1 气溶胶光学厚度日变化的几种类型

图 4.3 为不同天气条件下的大气气溶胶光学厚度在不同波段上日变化曲线(图中(a)为 1020nm, (b)为 440nm, (c)为 870nm, (d)为 936nm)。由图 4.3 可以看出气溶胶光学厚度的日变化(9:00~16:00)大致有以下几种类型:

(1). 大气气溶胶光学厚度的日变化相对稳定(图 4.3 中 7 月 20 日)。这种变化反映了在天空晴朗无云、无大气逆温层和浮尘扬沙及沙尘暴的天气条件下 τ_a 的变化规律。这种变化共有 19d, 所占比例为 36.54%。这种情况下 τ_a 日平均值偏小: 在 1020nm、870nm、936nm 三个波段, 只有 3d 的 τ_a 日平均值大于 0.2, 12d 的 τ_a 日平均值小于 0.1; 440nm 处的日平均值比其他三个波段的大, 其值大多数在 0.1~0.2 之间, τ_a 大于 0.2 天数为 14d, 这主要由于这个波段对气溶胶物理、化学特性的变化比较灵敏。因此在大气状况比较稳定的情况下, 大气气溶胶光学厚度的值比较小, 并且变化并不明显。这说明在这种天气条件下, 大气比较清洁, 局地气溶胶含量及其理化性质比较稳定。

(2). 大气气溶胶光学厚度的日变化整体上呈上升的趋势(图 4.3 中 12 月 15 日), 这种变化有 10d, 所占的比例为 19.23%。它的特点是 τ_a 随时间是增加的, 即早晨小, 下午大。这种变化有两种: 一是 τ_a 以几乎直线上升的趋势增加, 占该类变化的 30%; 二是 τ_a 除了呈直线增加以外在 13~15 时之间存在一个波动, 占该类变化的 70%。出现这种变化的原因是气溶胶粒子悬浮在空气中, 沉降作用比较缓慢, 气溶胶粒子慢慢的累积, 到下午达到一天中的最大值, 在 13~15 时之间存在波动则是由于大气层结不稳定形成了湍流输送, 在此期间有大量的粒子进入到大气中。

(3) 大气气溶胶光学厚度早晚小, 中午大(图 4.3 中 7 月 9 日)。这种变化有 10d, 占的比例为 19.23%。它的特点是 τ_a 早晚小, 11~14 时之间存在一个峰值。 τ_a 在这种情况下的气溶胶光学厚度在 1020nm、440nm、870nm 以及 936nm 上的平均值分别为 0.2111、0.3190、0.1849 和 0.1956, 分别是 τ_a 日变化相对稳定情况下的 1.6、1.0、1.7、1.7 倍。出现这种变化的原因是: 太阳辐射对地面加热, 地面对底层大气加热, 形成了大气层结不稳定。这种不稳定经过一段时间的累积, 形成局地湍流, 风卷起地面的沙尘悬浮在空气中, 使气溶胶光学厚度值变大。这种局地湍流强度很大时, 甚至会发生浮尘天气。

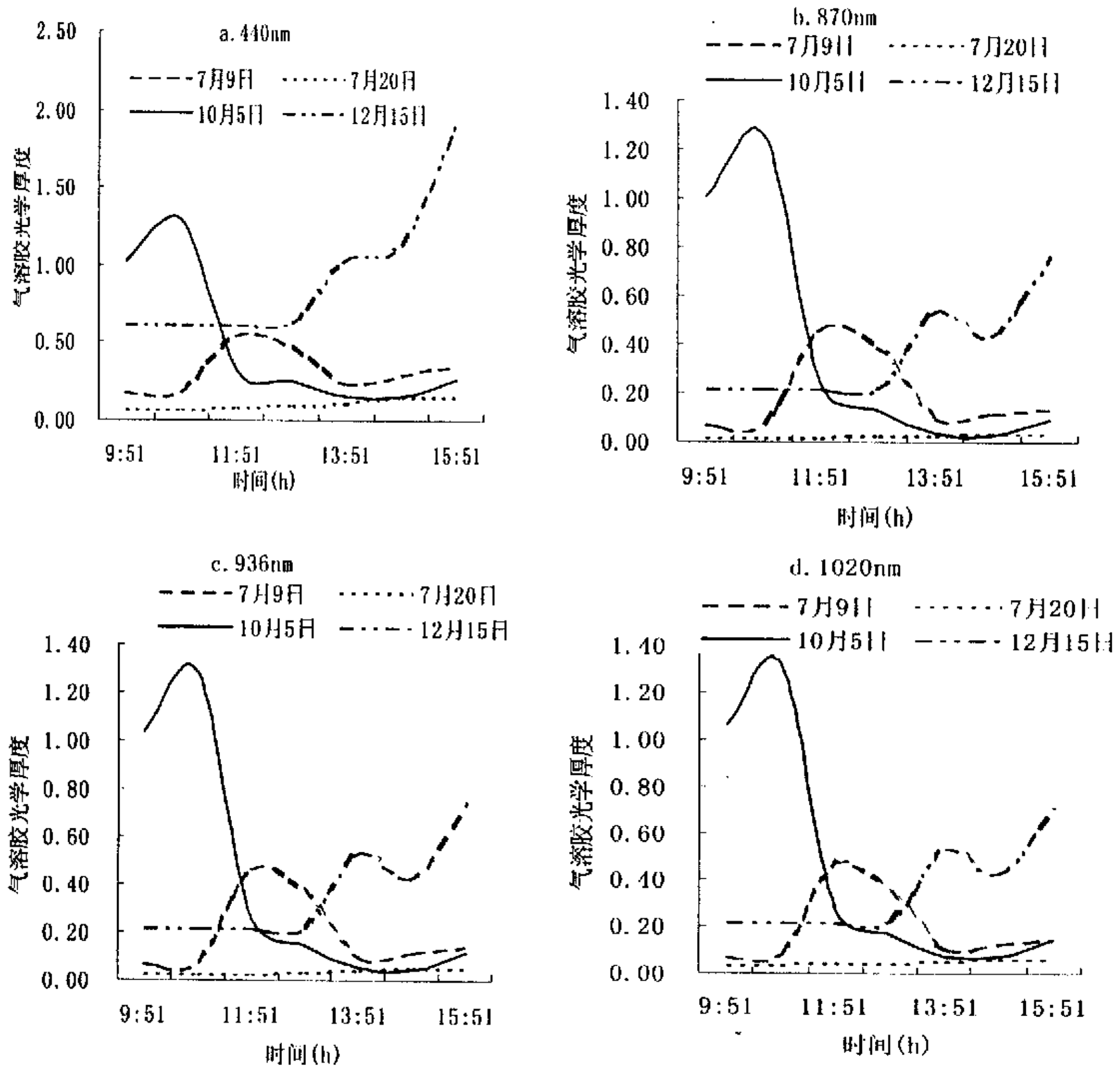


图 4.3 不同天气条件下大气气溶胶光学厚度在不同波段上的日变化曲线
 Fig.4.3 The diurnal variations of AOD at different wave bands in different weather conditions

(4). 早晨(9~11时)出现峰值,其他时间变化比较小(图4.3中10月5日)。这种变化有7d,占13.46%。它的特点是9~11时之间存在一个峰值,其他时候变化较小。这种变化与人类的日常生活密切相关。9~11时恰好是上班高峰,此时人类活动向大气中排放大量的污染物,如汽车尾气的排放和车轮卷起的沙尘等。

4.2.2 不同天气条件下气溶胶光学厚度变化特征

虽然由于 CE-318 只有在其视角范围内没有云时进行观测, 天气条件大都是天空晴朗, 云量较少的晴空, 但是云量的大小以及特殊天气情况的出现仍然使气溶胶光学厚度有很大的差异。表 1 列出了晴空无云、少云、浮尘和扬沙天气情况下 τ 的日平均值。

表 4.1 不同天气条件下 τ 的日平均值
Table 4.1 The daily mean value of τ in different weather conditions

日期	14 时能见度	天气现象	τ_{440nm}	τ_{670nm}	τ_{936nm}	τ_{1020nm}
4 月 24 日	6km	浮尘, 扬沙, 无云	0.4306	0.4205	0.2244	0.6339
4 月 30 日	6km	浮尘, Sc, Ci	0.1625	0.2444	0.1573	0.4384
5 月 30 日	30km	晴空, 无云	0.0657	0.1490	0.0774	0.3383
7 月 24 日	30km	晴空, Cu, Ci	0.0793	0.1665	0.0765	0.4121

从表 4.1 可以看出, τ 的日平均值以晴空天气为最低, 有云, 浮尘, 扬沙天气依次增加, 这说明不同的天气条件会对大气气溶胶的光学厚度造成不同影响。沙尘天气对气溶胶光学厚度有着很大的影响。有沙尘天气发生的 4 月 24 日和 4 月 23 日与没有沙尘天气发生的 5 月 30 日和 7 月 24 日相差一个量级, 而 5 月 30 日和 7 月 24 日的能见度是 4 月 24 日和 4 月 23 日的 5 倍。这说明沙尘天气状况下, 悬浮在空气中的沙尘粒子是大气浑浊的主要原因, 而在晴空无云, 大气稳定的情况下, 大气是相对干净清洁的。

4.3 气溶胶光学厚度的季节分布特征

由于每个季节天气条件、下垫面情况以及观测站周围环境的不同，造成了银川地区大气气溶胶光学厚度的季节性变化（见表 4.2）。从月际变化来看，银川地区大气气溶胶光学厚度月平均值 4 月的最大，在观测过程中 4 月的资料虽然只有 4d，但其中就有两天发生了浮尘和扬沙天气，从而使这四天的平均值高居这五个月之首。这是由于春季地表解冻，冷空气活动频繁导致沙尘天气发生频繁，大量的沙尘被大量输入大气中，从而使 τ_a 月平均值变大，同一波段上 τ_a 的最大值和最小值比其他四月的都大，2002 年的 5 月没有沙尘天气发生，所以大气也相对的清洁，其在各个波段的光学厚度的平均值只是比七月份略高一些，这充分说明了春季沙尘天气的频繁发生是导致大气浑浊的主要原因；7 月是银川的雨季，雨水的冲刷作用使悬浮在大气中的沙尘以及人类排放的污染

表 4.2 大气气溶胶光学厚度的月平均值 (τ)、月最大值 (τ_{max}) 和月最小值 (τ_{min})

Table 4.2 The monthly mean (τ), maximum (τ_{max}) and minimum (τ_{min}) values of the aerosol optical depth

月份	4	5	7	10	12	
$\lambda = 1020$	τ	0.270	0.129	0.119	0.168	0.229
	τ_{max}	0.933	0.624	0.372	0.465	0.380
	τ_{min}	0.117	0.043	0.071	0.073	0.084
$\lambda = 440$	τ	0.307	0.231	0.226	0.316	0.544
	τ_{max}	0.810	0.652	0.484	0.628	0.693
	τ_{min}	0.122	0.048	0.149	0.149	0.105
$\lambda = 870$	τ	0.237	0.110	0.104	0.154	0.196
	τ_{max}	0.893	0.603	0.372	0.376	0.337
	τ_{min}	0.080	0.065	0.082	0.062	0.098
$\lambda = 936$	τ	0.252	0.115	0.110	0.150	0.211
	τ_{max}	0.910	0.612	0.374	0.393	0.350
	τ_{min}	0.096	0.065	0.091	0.081	0.113

物重新回到地面，所以此时的大气非常的清洁，其光学厚度月平均值最小。10 月正处于秋季，此时天气晴朗，降水减少， τ_a 月平均值比夏季大。12 月是冬季，由于气候干燥，风大沙多，再加上该地区冬季采暖排放的颗粒物，导该地区气溶胶的光学厚度值平均值很大，这说明冬季人类活动对大气气溶胶的影响很大，悬浮在空气中的颗粒物主要是人类活动的产物。

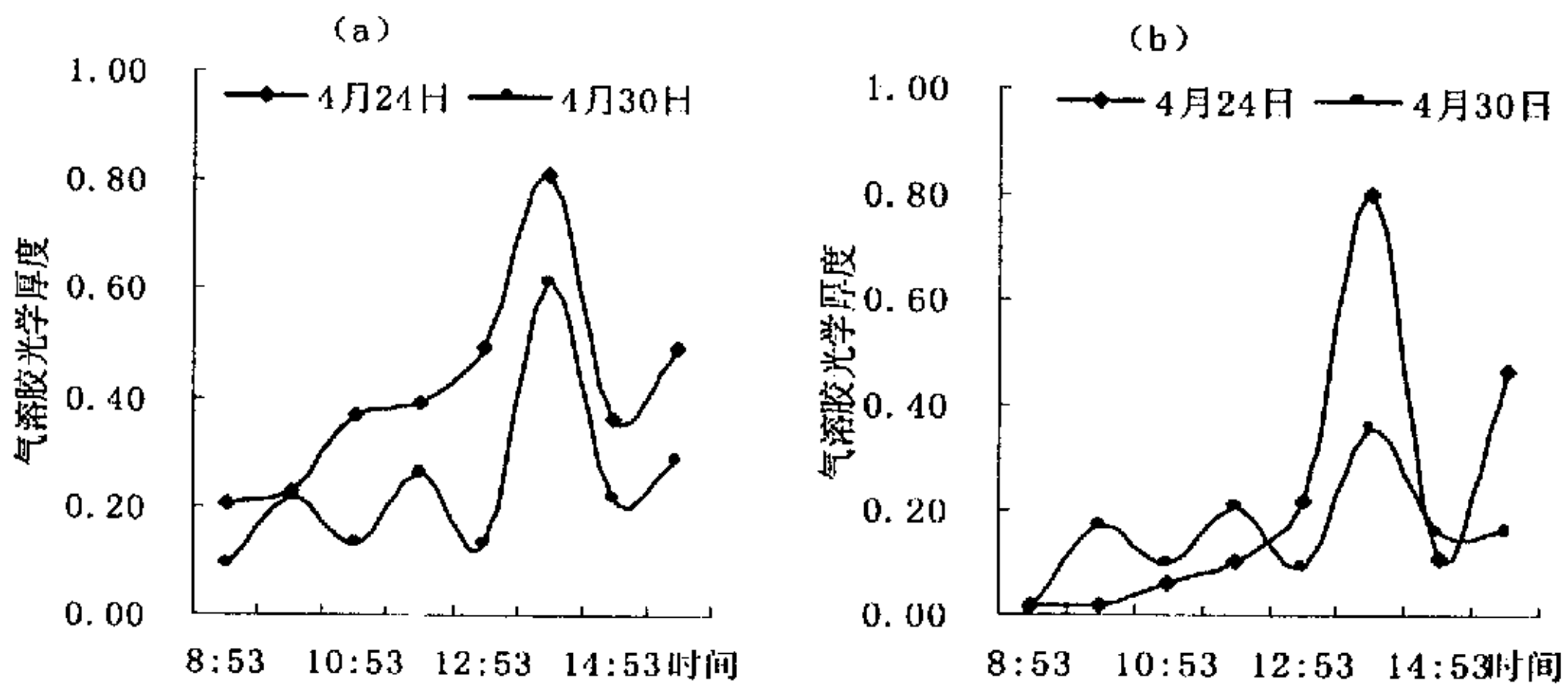
综上所述，银川地区冬春两季的气溶胶光学厚度都很大，这说明在这两季

大气都是很浑浊的，只是浑浊的原因各不相同：春季的大气气溶胶的主要成分是由大风卷入大气中的沙尘，冬季则是由于该地区冬季烧煤采暖，人类活动向大气中排放大量的颗粒物所致，这与王尧奇等^[62]和周允华等^[63]的研究中得出的城市大气污染的加重是造成大气浑浊度变大的直接原因，而沙尘天气是大气浑浊度季节性变化的另一个重要因素的结论完全一致。夏季因为降水丰富，地表潮湿，再加上雨水的冲刷作用，大气气溶胶光学厚度是最小的，大气非常清洁；秋季由于降水减少，冷空气活动加强，再加上植被遭到破坏，所以秋季的大气气溶胶光学厚度比夏季的大比冬春季节的小。

4.4 沙尘气溶胶光学厚度特征

沙尘气溶胶具有其独特的消光特性，大气气溶胶光学厚度的变化特征反映了大气沙尘的积累、维持、消散方式及速度。由于在观测期间只有4月24日和4月30日这两天发生了浮尘和扬沙天气，因此就以此为例来说明沙尘气溶胶的光学厚度特征。图4.4为沙尘天气条件下不同波段上大气气溶胶光学厚度的特征(图4.4a为1020nm, 图4.4b为440nm, 图4.4c为870nm, 图4.4d为936nm)。

由图4可以看出，4月24日和4月30日的日变化曲线的特点是存在波动，在某一时刻出现突变。这是因为太阳直接辐射对地面加热，地面的热力不稳定经过一段时间的积累，在14时左右形成了很强的局地湍流，大风卷起沙尘悬浮在大气中，达到了沙尘天气的标准，这就是浮尘和扬沙，从而引起气溶胶光学厚度的突变。通过气象观测资料可以看到，这两天的扬沙和浮尘天气发生在14时，以图4.4a为例可以看出，在扬沙发生的时候气溶胶光学厚度分别从0.382、0.109锐增到0.933和0.557，日平均值分别为0.357和0.382，大气能见度从40km迅速减小到6km，而在不到2h的时间内大气气溶胶光学厚度就恢复到浮尘、扬沙天气之前。这充分体现了浮尘、扬沙范围小，持续时间短，气溶胶光学厚度突然增加、迅速减小的特征。



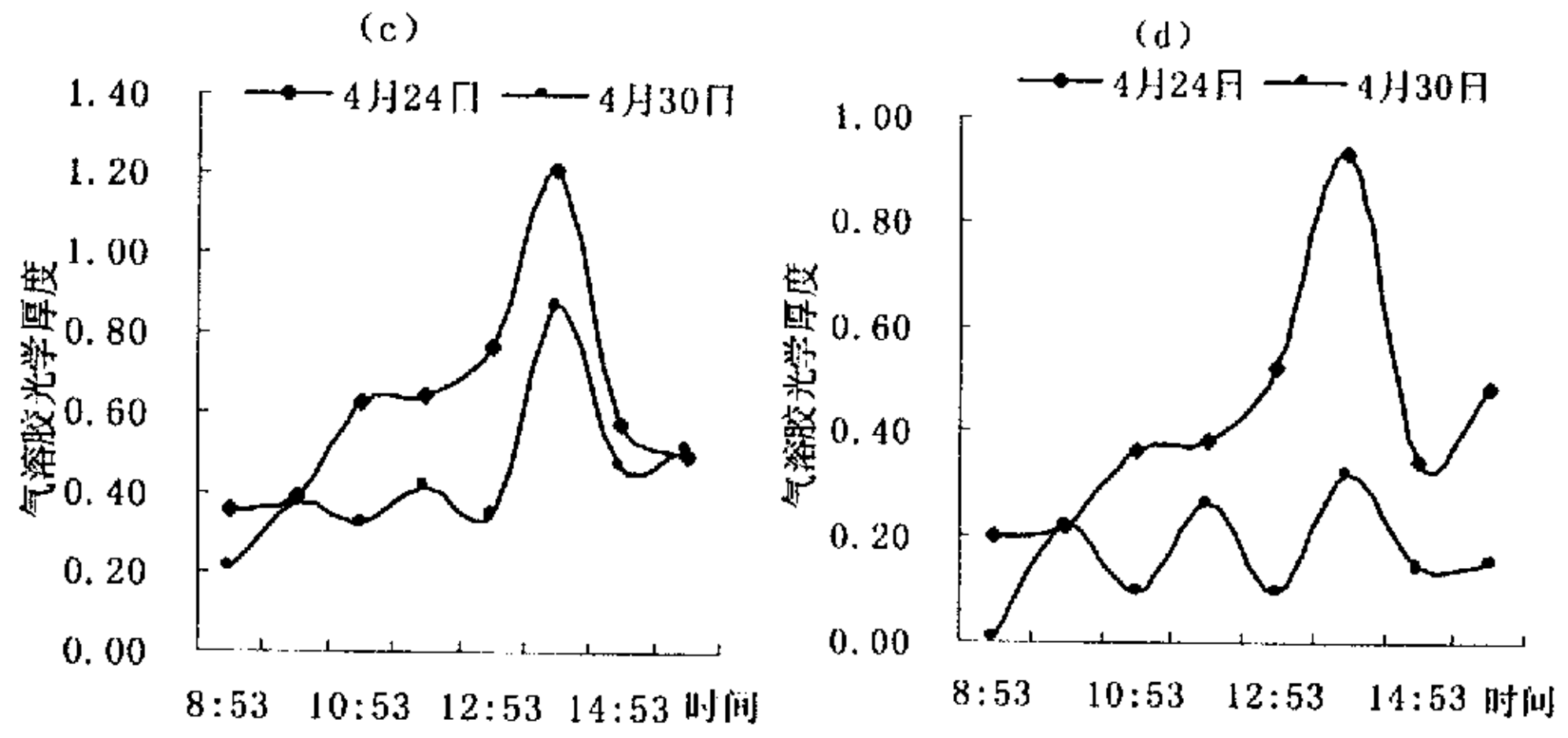


图 4.4 沙尘天气条件下不同波段上气溶胶光学厚度特征
 Fig4.4 The characteristic of the optical depth of atmospheric aerosol in dust weather

第五章 气溶胶消光系数

5.1 气溶胶消光效率因子

在分析气溶胶消光系数之前，首先对不同种类气溶胶在不同波段上的消光效率因子做简单的说明。

由质粒产生的消光可以看作是气溶胶消光效率因子 Q_e 的函数。气溶胶消光效率因子是反映不同种类、不同粒子半径的粒子对太阳辐射削弱程度的大小。不同种类、不同粒子半径、不同波段气溶胶消光效率因子各不相同。表 5.1 列出了水溶性粒子、烟煤性粒子、沙尘性粒子分别在 440nm、870nm 和 1020nm 处的消光效率因子。

	水溶性	烟煤性	沙尘性
440nm	2.045	2.046	2.045
870nm	2.072	2.072	2.074
1020nm	2.079	2.080	2.075

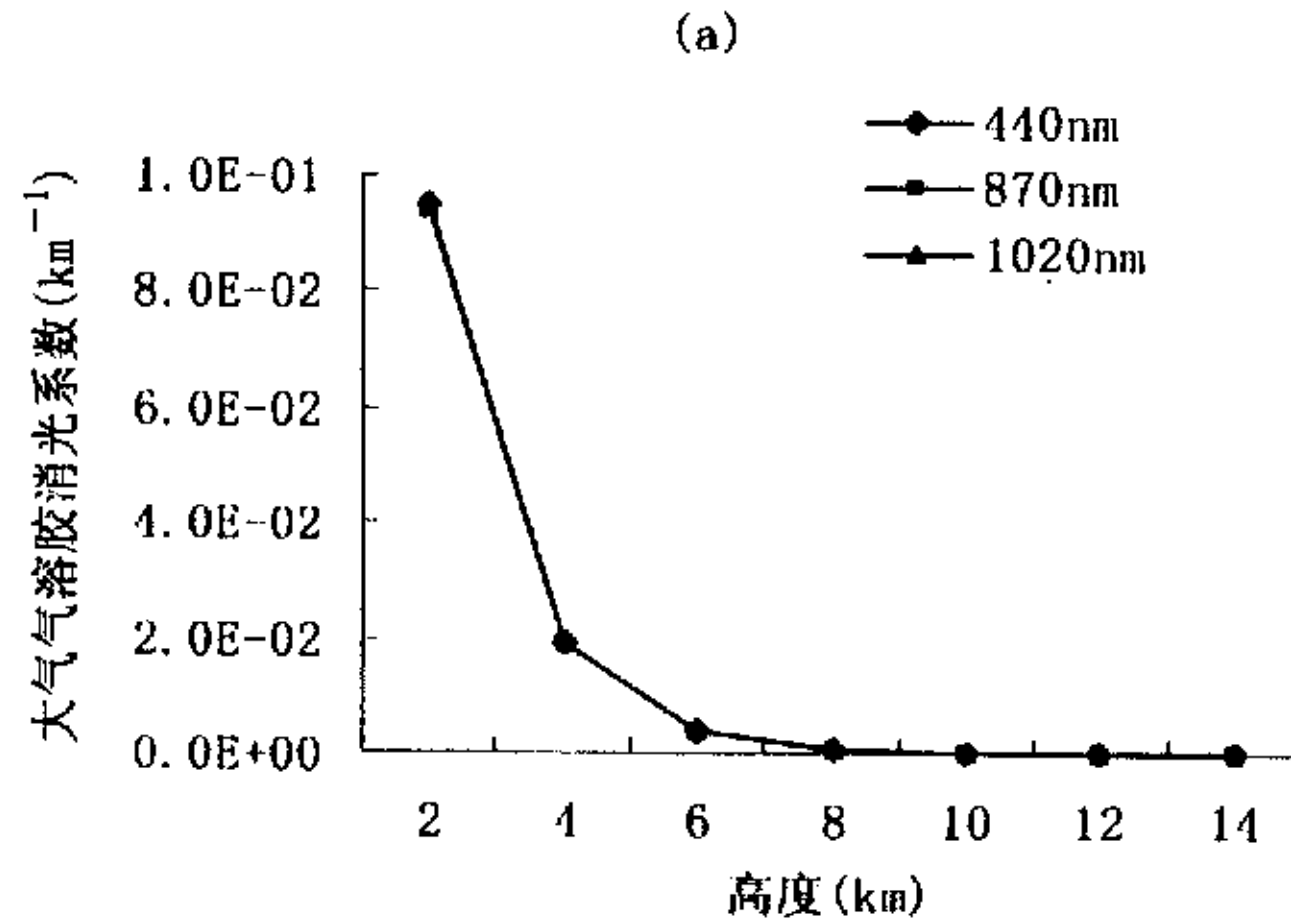
表 5.1 不同种类气溶胶在不同波段上的消光效率因子

Table5.1 The factor of extinction efficiency ratio of different aerosols
in different wave band

由表 5.1 可以看出，消光效率因子虽然与气溶胶的种类、消光的波长有关，各种不同种类的气溶胶消光效率因子之间略有差异，但差别不是很大，在进行计算时不必细分气溶胶的种类，只要计算气溶胶总的消光效率因子即可。

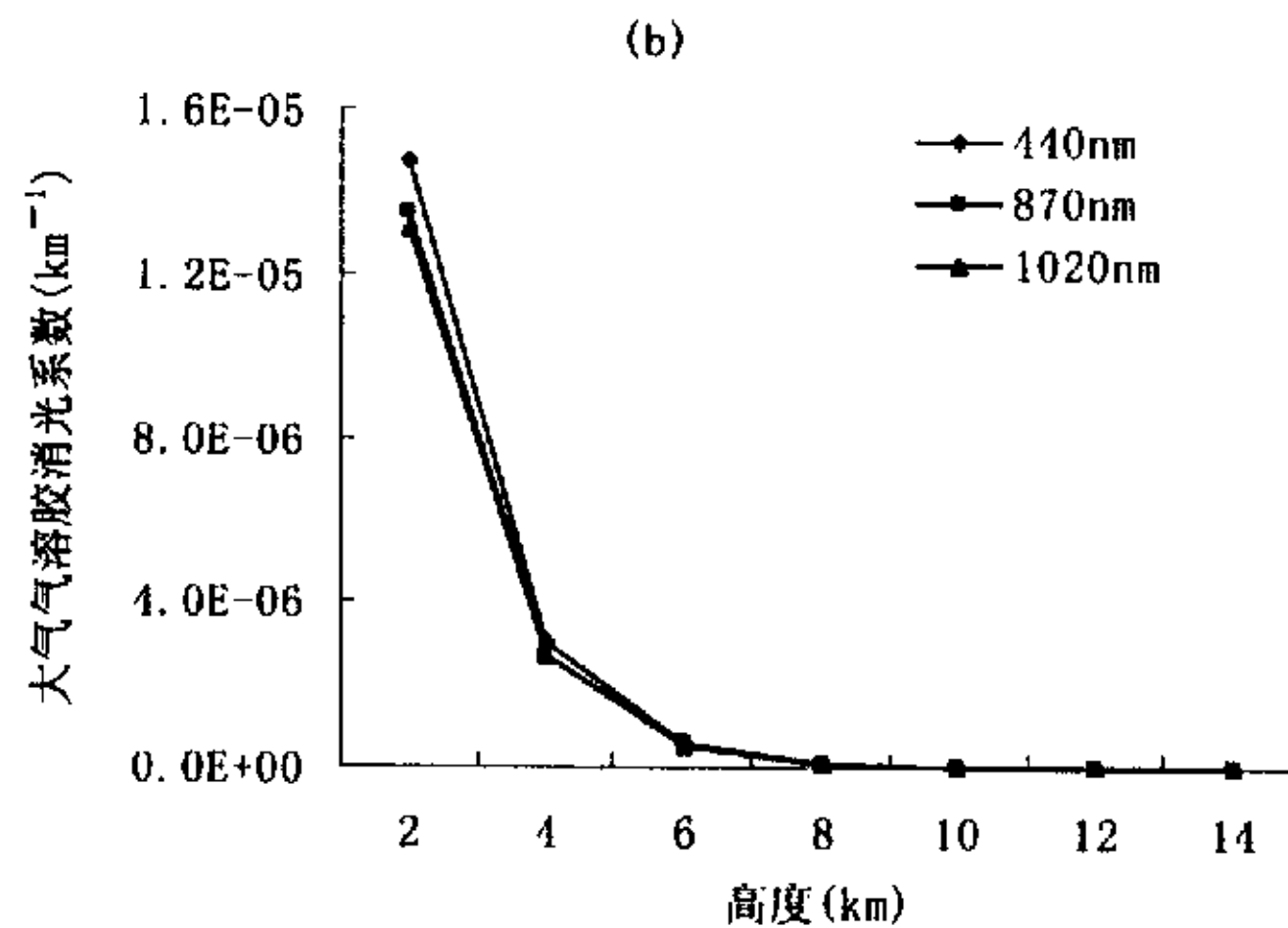
5.2 气溶胶消光系数

气溶胶消光系数可直接反映气溶胶对太阳直接辐射的削弱程度，气溶胶的消光系数总的说来比较稳定，它的大小与气溶胶种类和太阳直接辐射的波段有关。但气溶胶消光系数随高度是变化的，并且不同类型的气溶胶的消光系数 β_e 的廓线也有所不同，如图 10 所示。



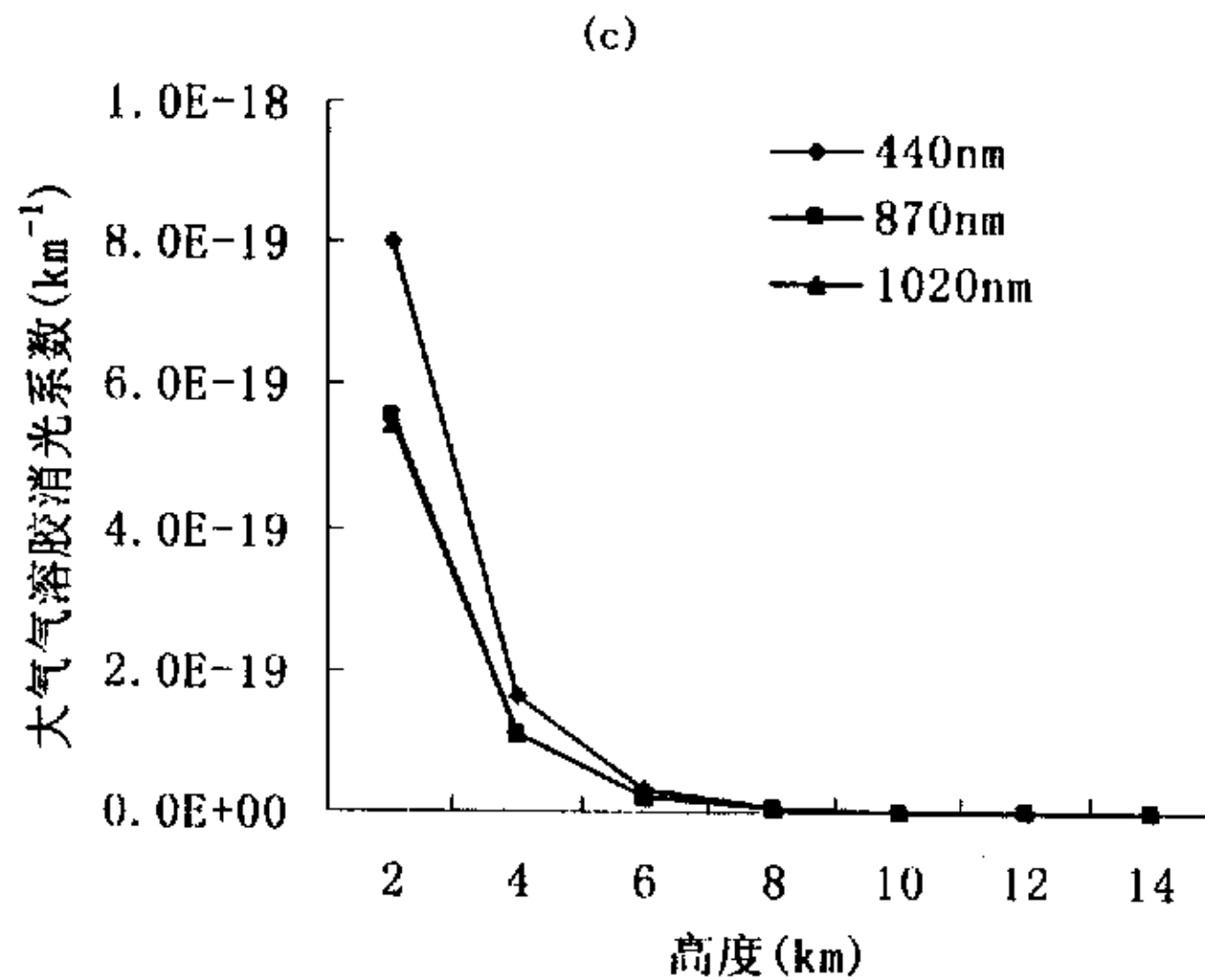
(a) . 水溶性粒子消光系数随高度的变化曲线

(a) . The variations of β_e with height of water solubility particles



(b) . 烟煤性粒子消光系数随高度的变化

(b) . The variations of β_e with height of bituminous coal particles



(c). 沙尘性粒子的消光系数随高度的变化曲线
(c). The variations of β_e with height of dust like particles

图 5.1. 气溶胶在不同波段上消光系数随高度的变化规律
Fig5.1. The variations of extinction coefficient three kind of aerosols with height

由图 5.1 的(a)、(b)、(c)三个可以看出, 气溶胶无论哪个波段, 哪种气溶胶, 其消光系数都是随高度递减的, 并且递减的速率随高度的增加也是减小的, 而各类气溶胶消光系数随高度的变化规律是一致的。由图 5.1 可以看出, 气溶胶消光系数在 4km 以下随高度变化的速率很大, 每 1km 衰减一个量级, 当高度在 6km 以上气溶胶消光系数变化较小。图 5.1a 为水溶性粒子的消光系数在三个不同波段上随高度的变化, 由图 5.1a 可以看出水溶性粒子的消光特性与波段无关, 水溶性的粒子在 440nm、870nm、1020nm 消光特性几乎相同; 图 5.1b 为烟煤性粒子的消光系数随高度的变化规律, 烟煤性粒子的消光系数在各个波段上有差异, 440nm 的消光系数比 870nm、1020nm 处大, 因此 440nm 对烟煤性粒子引起的气溶胶光学厚度的变化比较敏感; 图 5.1c 为沙尘性粒子的消光系数随高度的变化规律, 沙尘粒子在 440nm 处的消光消光系数比 870nm、1020nm 处大, 当空气中的沙尘粒子气溶胶中所含的比例增大时, 440nm 处的光学厚度变化就非常明显, 这与前面有浮尘、扬沙天气发生时, 440nm 处的光学厚度变化最为明显相一致。

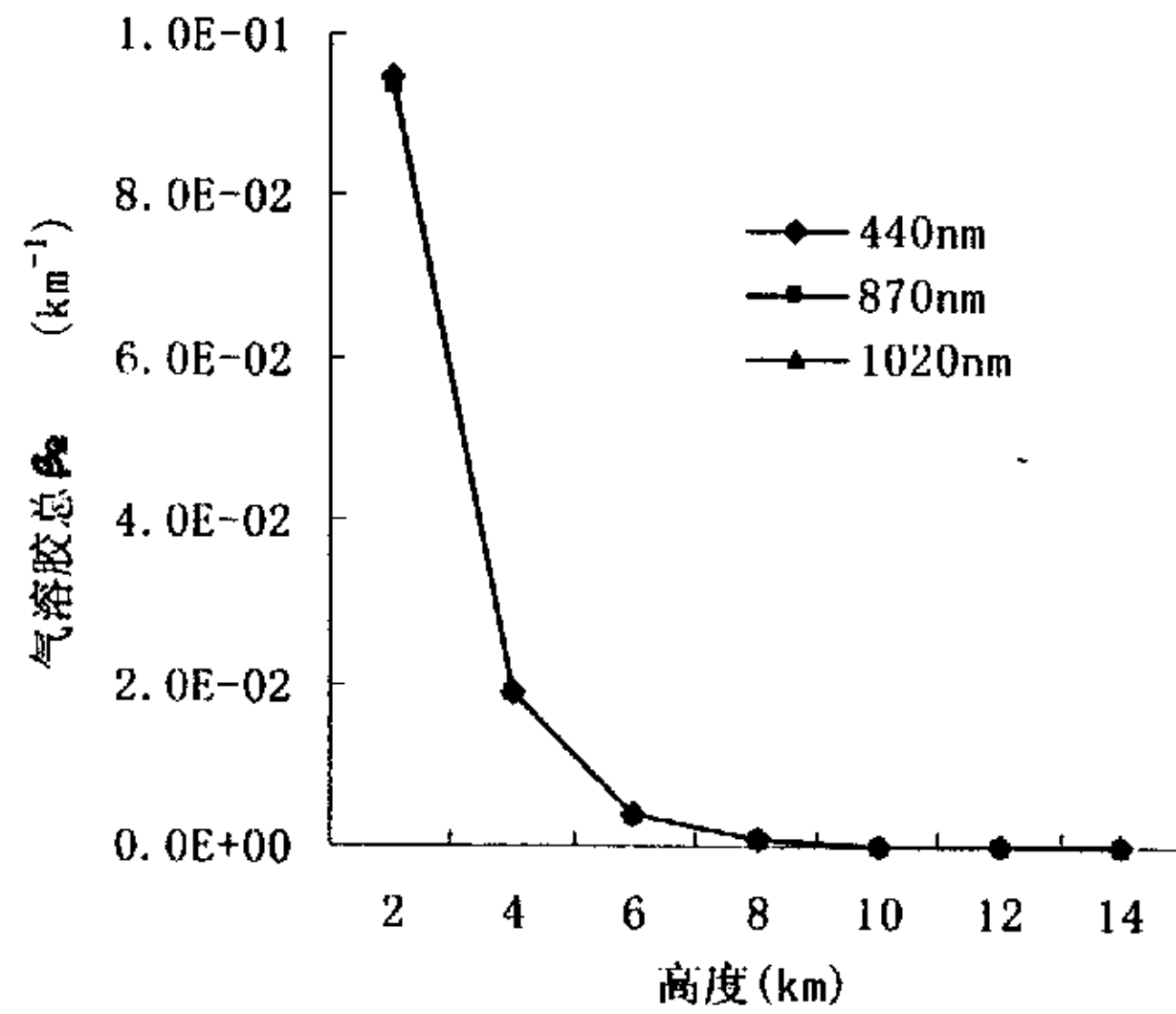


图 5.2. 气溶胶在不同波段上总消光系数随高度的变化规律

Fig5.2. The variations of total extinction coefficient of aerosols with height in different bands

图 5.2 为大气气溶胶的总消光系数随高度的变化曲线。图 5.2 在三个波段上的变化规律与图 10a 相似，2km 以下气溶胶消光系数很大，是以工厂和人类活动排放的粒子为主的含烟煤、水溶性粒子较多的城市气溶胶，由此可见，水溶性粒子占数浓度的比例很大，水溶性粒子对气溶胶消光系数的贡献最大，沙尘粒子最小。造成水溶性粒子、烟煤性粒子和沙尘性粒子消光系数数量级相差很大的原因是大气中各种成分含量的比例的不同，沙尘粒子的消光系数很小是因为沙尘粒子在空气中所含的数目比较小的原因。

第六章 银川地区大气气溶胶的粒子谱分布特征

由于沉降、扩散、破碎、蒸发、输送以及化学变化等原因，大气气溶胶的成分和尺度谱常具有不同的特点，它含有多种化学成分并且具有明显的多分散性，为了全面的描述气溶胶的物理、化学特性，应对气溶胶质粒的尺度和化学成分进行定量的描述，通常用谱分布来定量描述气溶胶的物理特性。

6.1 反演所得的三种气溶胶的日平均粒子谱分布

将计算所得气溶胶光学厚度作为输入值，得到的三种成分的日平均粒子谱如图 4 所示(以 4 月 24 日平均粒子谱分布为例)。4 月 24 日 14 时发生了浮尘和扬沙，大气中沙尘含量较大，这一天的粒子日平均谱具有很强的代表性，能很好的反映水溶性粒子、烟煤粒子和沙尘性粒子具有的特点。

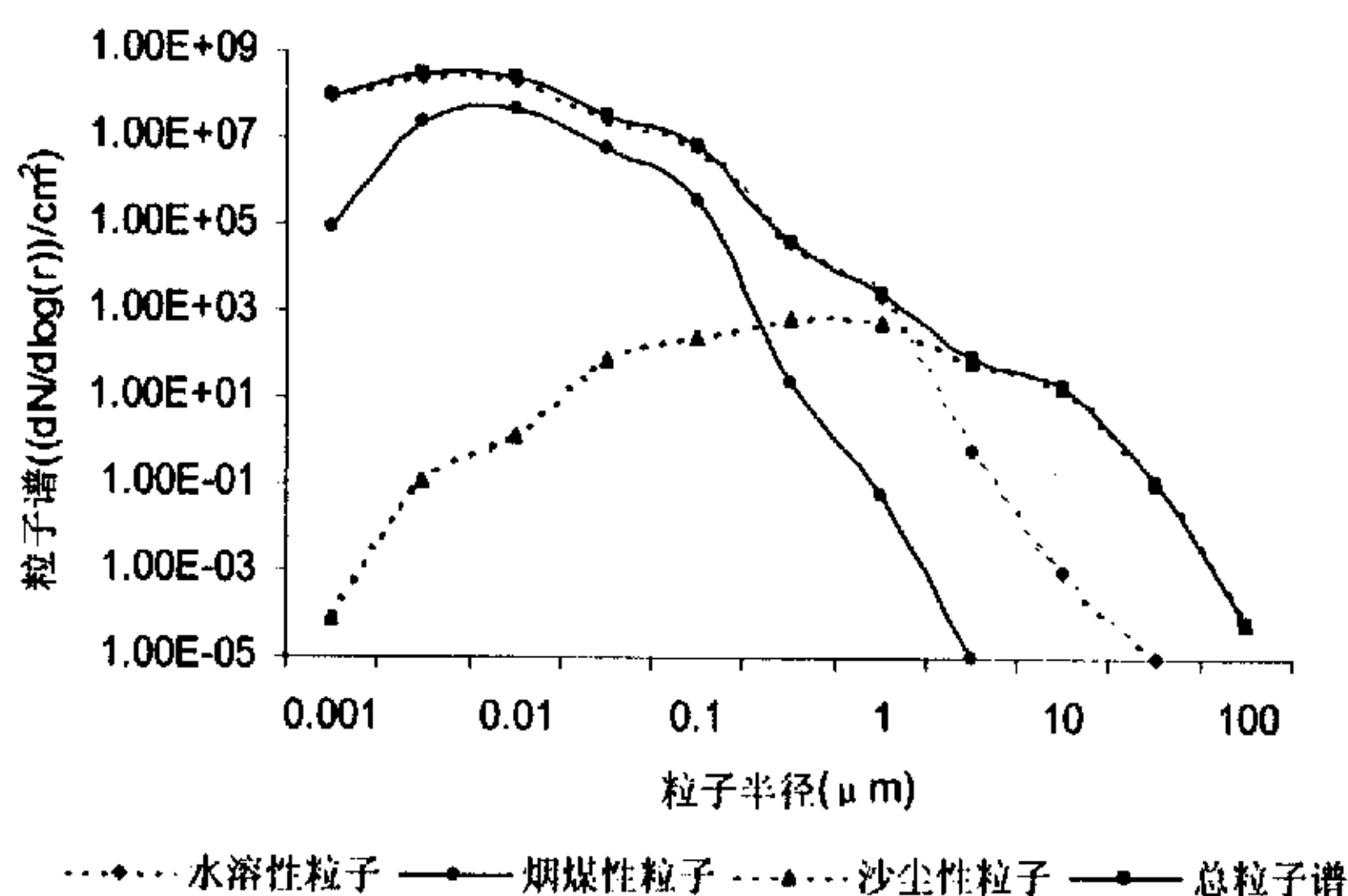


图 6.1 三种成分气溶胶粒子谱分布

Fig6.1 Size distributions of atmosphere aerosols with three components

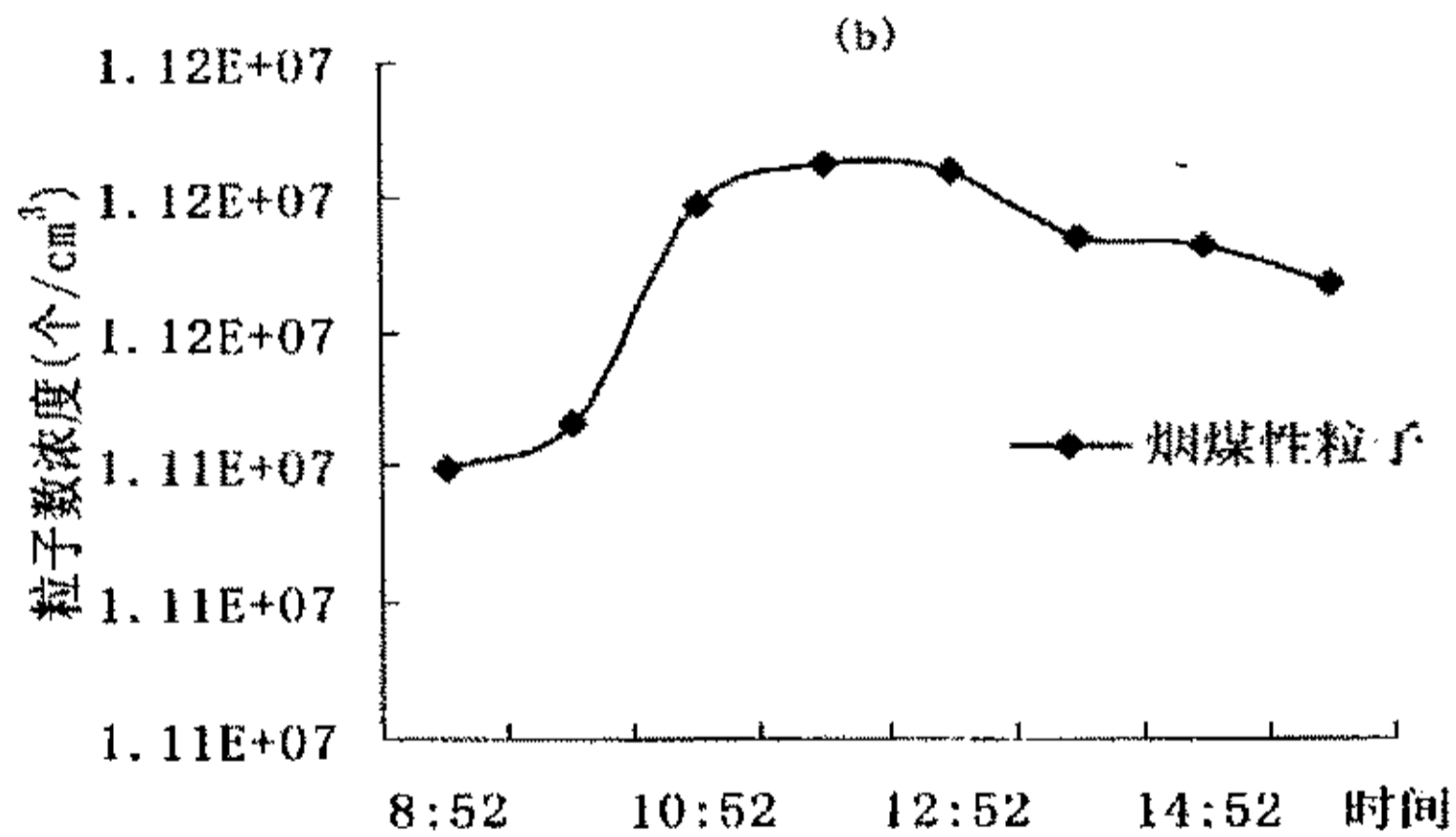
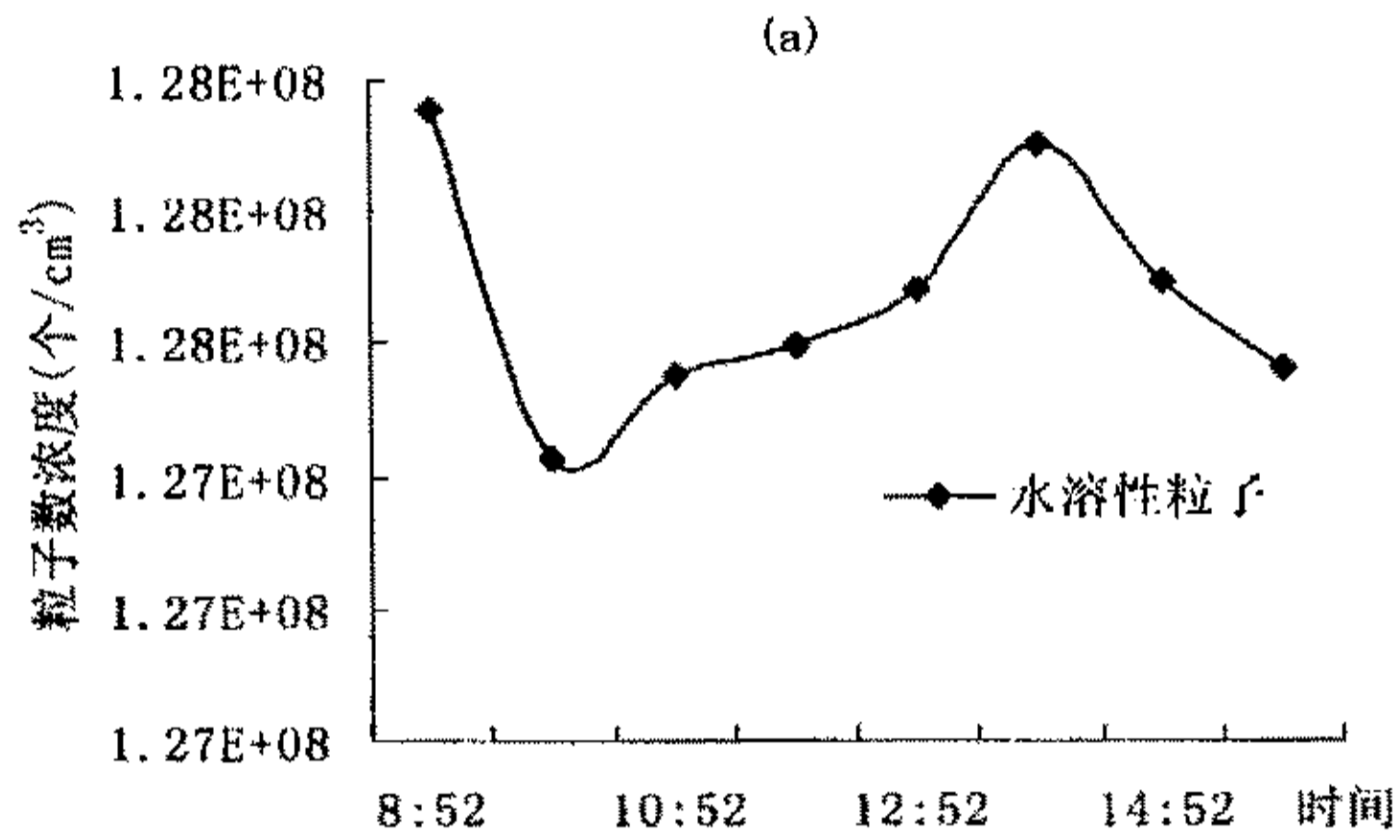
气溶胶数浓度和谱分布是研究气溶胶物理特性的重要指标。通过分析浓度谱分布资料，初步得到以下一些结论，由图 4 可以看出：气溶胶粒子谱分布呈单峰分布，总粒子谱峰值出现在 $0.001 \sim 0.1 \mu\text{m}$ 。烟煤和水溶性粒子的谱分布呈偏态，沙尘粒子则呈比较标准的正态分布，它们的这种分布是与粒子半径和气溶胶的成分密切相关的。从这三种气溶胶的谱分布可以看出，水溶性粒子几乎以核模态存在，其中水溶性粒子半径在 $0.001 \sim 1.0 \mu\text{m}$ 占的比例很大，它的数浓度最大值出现在 $0.001 \sim 0.1 \mu\text{m}$ 之间，其主要特点是，数浓度大，最大

浓度分别高达 $10^7 \sim 10^8 \text{cm}^{-2}$ ，占气溶胶总数的 95% 或更多，但其在大气中处于瞬变状态，常通过增长或聚合转化成集聚模态的质粒；烟煤粒子以核模态和集聚模态存在，是大气中比较稳定的成分，数浓度比水溶性粒子小一个量级。沙尘粒子基本上以粗模态存在于空气中，它由湍流输送进入大气中，由于体积比较大，容易通过干、湿沉降从大气中移出，所以含量极少。其数浓度仅占总浓度的 $2.61 \times 10^{-4} \%$ 。数浓度的峰值出现在 $1 \mu\text{m}$ 左右，平均浓度为 $168/\text{cm}^3$ 。占数浓度百分比较大的直径在 $0.001 \sim 1.0 \mu\text{m}$ 之间的水溶性粒子的谱分布和含量较少的直径在 $10 \sim 100 \mu\text{m}$ 之间的沙尘粒子决定了大气气溶胶粒子谱分布的趋势。

6.2 气溶胶的日变化的平均谱分布特征

大气气溶胶的成分和比例是随时间、地点而变化的，气溶胶的成分具有季节性变化，不同的季节气溶胶各种粒子的含量不尽相同。由第五章可知，大气气溶胶的日变化曲线有四种类型，出现这些现象的原因各不相同，从而导致大气气溶胶的物理、化学特性有所不同，表现在粒子谱分布上，就是随时间的不同各类气溶胶出现峰值的时间各不相同，图 6.2 反映了不同天气条件下不同时刻气溶胶粒子谱分布特征。

气溶胶数浓度的日变化与大气稳定度有关，不同类型的气溶胶粒子随时间的变化有所不同，具有明显的日变化。



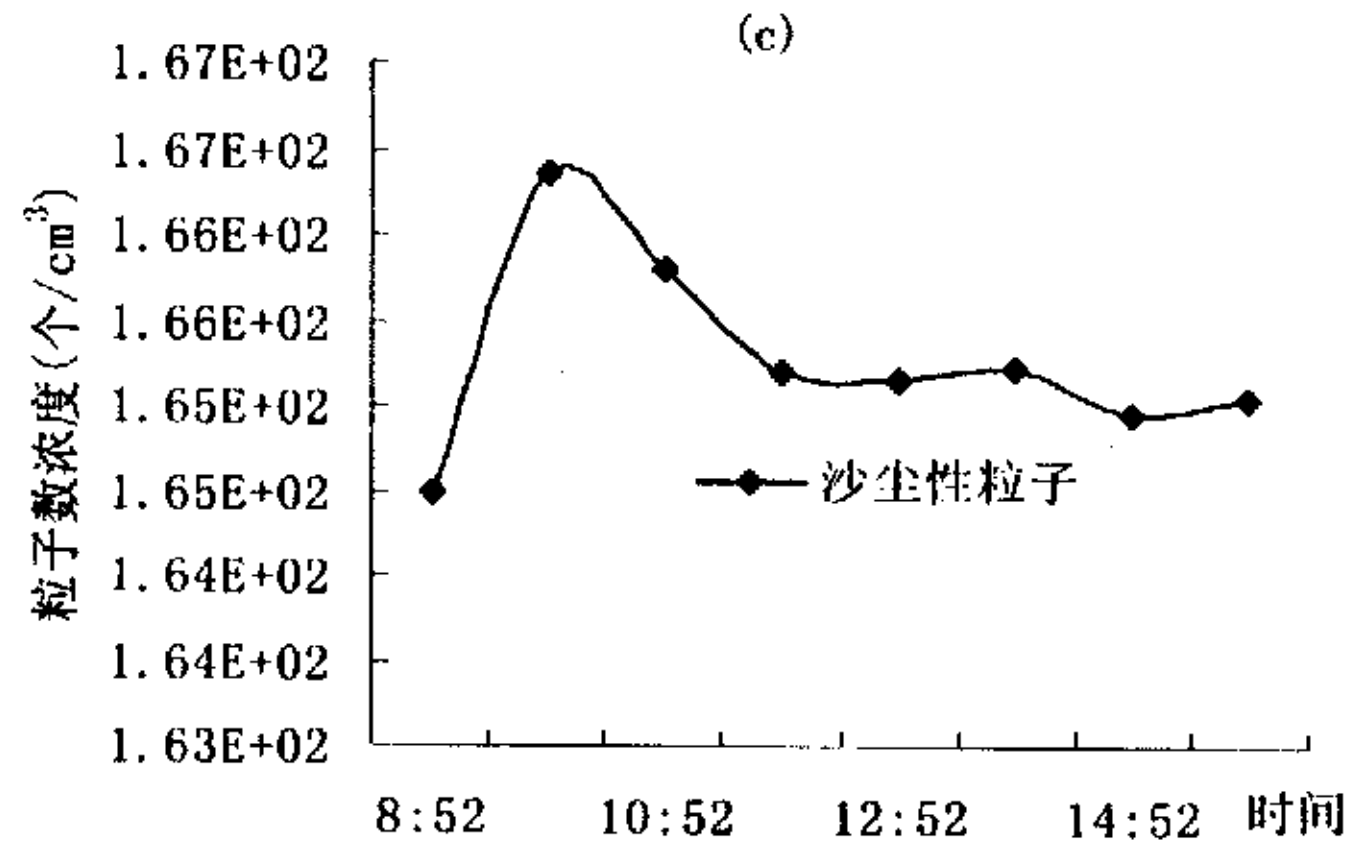


Fig6.2 The variations of number concentration aerosols with time

图 6.2a 为水溶性粒子随时间的变化律, 由图 6.2a 可以看出, 水溶性粒子的日变化呈双峰型, 早晨 9 时和下午 15 时水溶性粒子数浓度很大, 图 6.2b 和图 6.2c 分别表明烟煤粒子和沙尘粒子变化呈单峰型变化, 这与牛生杰^[64]等指出的以沙尘为主的气溶胶数浓度谱, 为典型的单峰型的沙尘气溶胶的变化特征完全相符。烟煤性粒子的峰值出现在 11 时~13 时之间, 沙尘粒子的峰值出现在 9~11 时之间。由于水溶性粒子的变化处于主导地位, 所以背景气溶胶的变化, 也可认为是呈双峰型的。造成不同类型气溶胶的以上变化规律的原因很复杂, 但归根结底还是与产生气溶胶粒子的排放源有关。

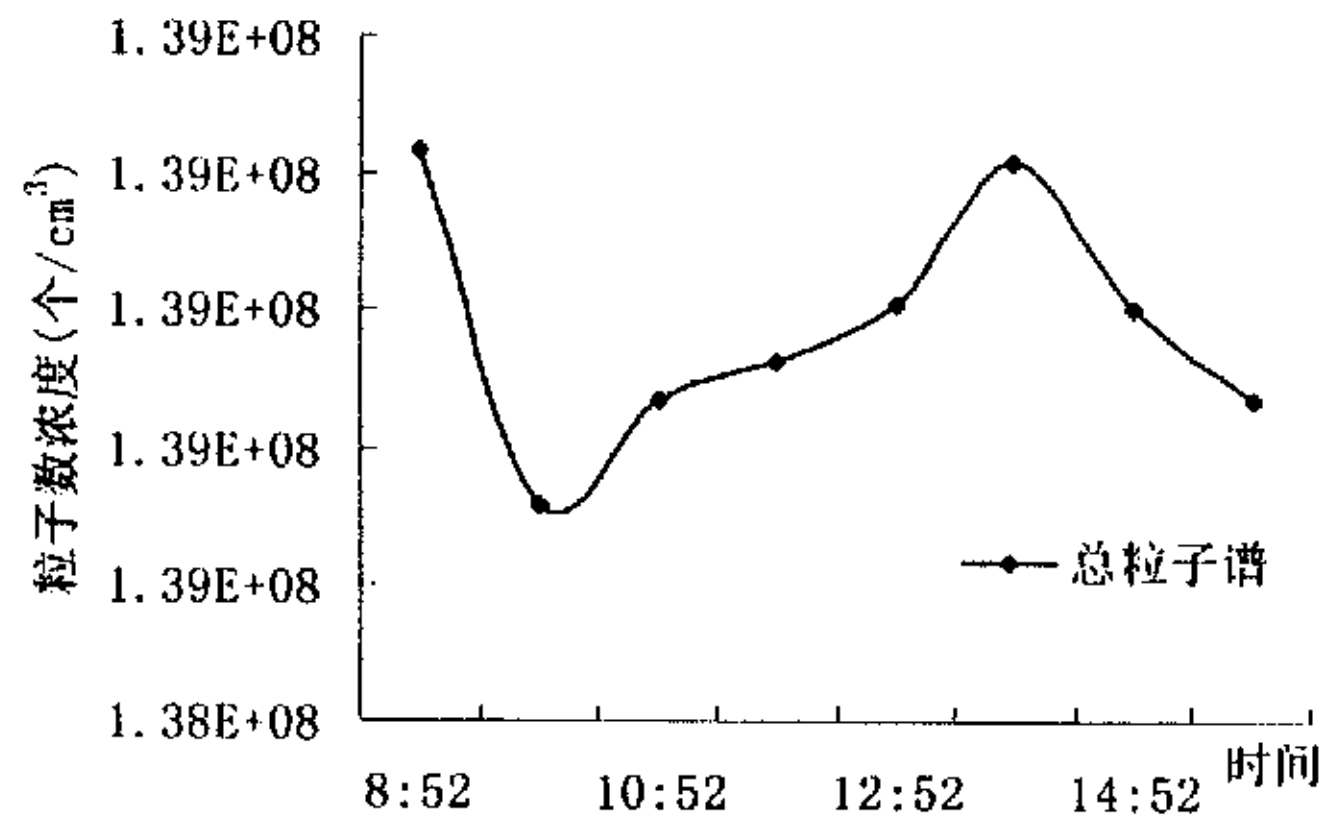


图 6.3 总气溶胶数浓度随时间的变化

Fig6.3.The variation of total number concentration of aerosols with time

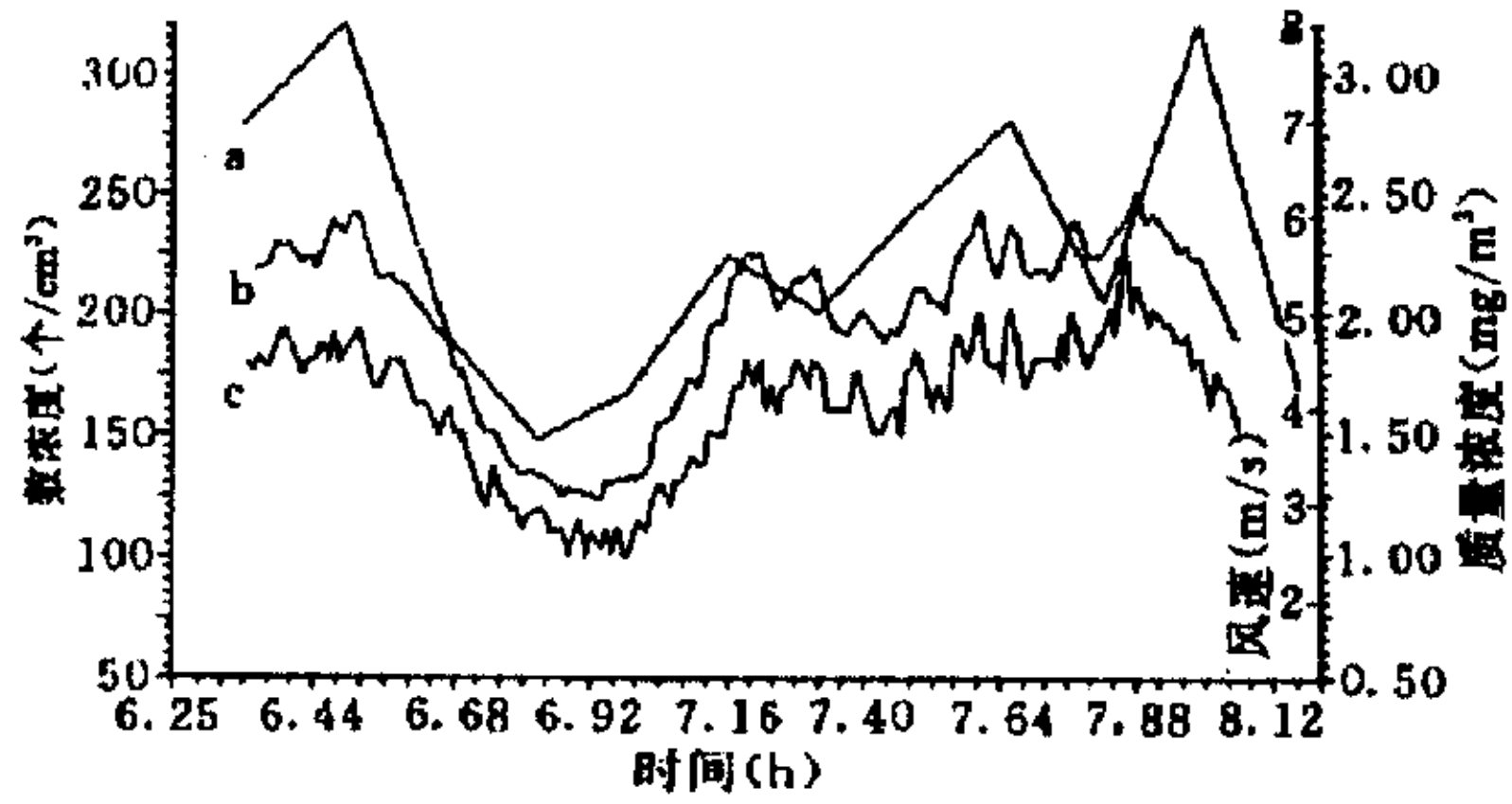


图 6.4 实际观测的数浓度随时间的变化

Fig6.4 The variation of actual observed value of number concentration with time

牛生杰^[64]等利用美制 APS 粒谱仪观测了沙尘粒子浓度谱、表面积谱和体积谱,并对沙尘粒子浓度谱、表面积谱和体积谱随时间的变化进行了分析,分析结果如图 6.4 所示。对比图 6.3 和图 6.4 可知,总气溶胶粒子数浓度随时间分布呈双峰型,反演所得的气溶胶粒子数浓度随时间的变化与采样观测所得的结果一致,充分说明了利用该方法对气溶胶的数浓度谱是可行的。

第七章 主要结论和创新

虽然太阳光度计 CE-318 在测量太阳直接辐射数据时受天气条件的影响很大, 受到太阳视面状况的限制, 往往在出现严重沙尘暴和云无法分辨时无法进行正常观测, 但我们仍然根据 CE-318 测得的太阳直接辐射数据反演了银川地区所的大气气溶胶光学厚度、粒子谱分布特征以及消光系数。经过分析, 得出了银川地区晴空少云天气条件下大气气溶胶光学厚度、粒子谱分布特征以及消光系数的以下变化规律。

7.1 气溶胶光学特性

1. 对于不同的波段而言, 气溶胶的消光特性有很大的不同, 大气气溶胶光学厚度随波长的变化很明显, 在可见光波段气溶胶的消光能力比在近红外波段大, 并且大气气溶胶物理化学特征的不同也会引起气溶胶光学厚度在不同波长上的变化。

(2). 银川地区大气气溶胶光学厚度具有明显的日变化 (9:00~16:00)。大气气溶胶光学厚度的日变化规律很复杂, 但大体上有四种类型, 分别是: 1). 大气气溶胶光学厚度的日变化相对稳定; 2). 大气气溶胶光学厚度的日变化整体上呈上升的趋势; 3). 大气气溶胶光学厚度早晚小, 中午大; 4). 早晨 (9~11 时) 出现峰值, 其他时间变化比较小。引起大气气溶胶光学厚度日变化的原因很复杂, 但最主要的就是天气状况、地理位置和人类活动。

(3). 银川地区的大气气溶胶光学厚度还因测站周围的环境及不同季节的不同具有明显的季节变化。冬春两季较大, 秋季比较小, 夏季最小。造成银川地区冬春两季气溶胶光学厚度比较大的原因各不相同: 春季大气比较浑浊的原因是沙尘天气, 在有沙尘天气发生的瞬间大气明显浑浊, 大气中沙尘含量很大; 冬季的气溶胶主要成分是人类活动向大气中排放的颗粒物。

7.2 气溶胶消光系数特征

气溶胶消光系数随高度是变化的, 并且不同类型的气溶胶的消光系数 β_0 的廓线也有所不同, 气溶胶消光系数随高度是递减的, 并且递减的速率随高度的增加也是减小的, 水溶性粒子的消光特性与波段无关, 烟煤和沙尘粒子的消光系数与波段有关, 其中 440nm 对气溶胶中烟煤和沙尘粒子的改变反应灵敏, 沙尘粒子的增加引起 440nm 处的光学厚度的变化很大。水溶性粒子对气溶胶消光系数的贡献最大, 沙尘粒子最小。

7.3 气溶胶粒子谱分布特征

(1). 烟煤和水溶性粒子的谱分布呈偏态, 沙尘粒子则呈比较标准的正态分布, 它们的这种分布是与粒子半径和气溶胶的成分密切相关的。水溶性粒子几乎以核模态存在, 其中水溶性粒子半径在 $0.001\sim 1.0\mu\text{m}$ 占的比例很大, 最大浓度分别高达 $10^7\sim 10^8\text{cm}^{-2}$, 占气溶胶总数的 95% 或更多; 烟煤粒子以核模态和集聚模态存在, 是大气中比较稳定的成分, 数浓度比水溶性粒子小一个量级。沙尘粒子基本上以粗模态存在于空气中, 由于体积比较大, 容易通过干、湿沉降从大气中移出, 所以含量极少, 其数浓度仅占总浓度的 $2.61\times 10^{-1}\%$ 。数浓度的峰值出现在 $1\mu\text{m}$ 左右, 平均浓度为 $168/\text{cm}^3$ 。

(2). 气溶胶的数浓度具有明显的日变化 (9:00~16:00)。水溶性粒子的日变化呈双峰型, 烟煤粒子和沙尘粒子变化呈单峰型变化, 水溶性粒子数浓度的峰值出现在早晨 9 时和下午 15 时, 烟煤性粒子的峰值出现在 11 时~13 时之间, 沙尘粒子的峰值出现在 9~11 时之间。造成气溶胶的这种变化规律的原因很复杂, 但归根结底还是与产生气溶胶粒子的排放源有关。

7.4 创新点

本文利用新型的全自动太阳光度计观测所得的太阳直接辐射数据分别利用 Bouguer 和 Monte Carlo 方法定律反演了银川地区的气溶胶光学厚度, 消光系数和粒子谱分布, 通过对反演结果的分析, 系统的分析了银川地区大气气溶胶光学厚度特征和粒子谱分布特征, 文中有以下的创新点:

(1). 文中所做的这些研究将为利用 CE-318 观测所得的数据直接计算生成该地区光学厚度、粒子谱分布、消光系数、大气中的水汽含量等气溶胶物理特征参量的软件的开发奠定了基础; 同时也为 CE-318 在我国的进一步开发和利用以及我国大气气溶胶监测网的发展与完善提供理论基础和参考依据。

(2). 通过对反演所得的气溶胶光学厚度、消光系数和粒子谱分布结果的分析 and 比较, 得出了银川地区大气气溶胶光学特性和粒子谱分布特征, 同时还特别结合沙尘天气进行了沙尘气溶胶的特征分析, 同时也为西部地区大气气溶胶物理、光学特性的进一步研究奠定了基础, 所得的结果将对研究我国西部地区沙尘气溶胶基本规律提供参考依据。

由于 CE-318 对观测条件的求和计算时采用了一些假设, 计算结果不免有误差, 下面就详细的介绍 CE-318 的特点、反演大气气溶胶光学厚度和粒子谱分布的方法以及对反演结果进行分析所得出的结论。

尽管反演所得的结果与实际观测的结果相符, 但在利用 Bouguer 定律反演光学厚度时假设了进行反演的波段不存在吸收气体, 反演粒子谱时假设了气溶胶由三种成分 (水溶性粒子、烟煤性粒子、沙尘性粒子) 组成, 它们符合对数-

正态分布，所以反演结果还是受到这些假设的影响，尤其是粒子谱反演的结果受对数-正态分布的影响，粒子数浓度随粒子半径的变化都是单峰型的，这与某些情况不太相符，可在以后的研究中将粒子谱分布假设为多种分布，以寻求更切合实际的粒子谱反演方法。

参考文献

- [1]. 刘毅,王明星,张仁健.中国气溶胶研究进展.气候与环境研究.1999,4(4):406-414.
- [2]. 章澄昌,周文贤.大气气溶胶教程.气象出版社.1995年6月第一版:299-300.
- [3]. 车凤翔.生物气溶胶与人体健康.第六届全国气溶胶学集,.1997:12-21.
- [4]. 任阵海.浅谈我国生存环境问题.气候与环境研究.1999,4(1):1-4.
- [4]. 任丽新,游荣高,吕位秀等.城市大气气溶胶的物理化学性质及其对人体健康的影响.气候环境研究.1999,(1):67-73.
- [6]. Charlson R J, Langner J, Rodhe H, et al. Perturbation of The Northern Hemisphere radiative balance by back-scattering from anthropogenic aerosol. Tellus. 1991, 43 AB:152-163.
- [7]. 尹宏.大气辐射学基础.气象出版社,1993,72-81.
- [8]. 苏文颖,陈吕和.气溶胶和水汽 e 型吸收对低层大气长波辐射冷却率的影响.高原气象.1998,17(2):120-126
- [9]. Schwartz SE, Co-authors. Connections between aerosol properties and forcing of climate Aerosol forcing of Climate. In Charlson RJ, HeintzenbergJ, Ed. John Wiley and Sons, 1995, 251-280.
- [10]. BoucherO,Anderson TL. General circulation model assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulfate aerosols to aerosol size and chemistry. Journal of Geophysical Research. 1995,100(D12):26617-26134.
- [11]. Twohy CH, Durkee PA, Huebert BJ, et al. Effects of aerosol particle on the microphysics of coastal stratiform clouds. Journal of climate. 1995, 8: 773-783
- [12]. 张立盛,石广玉.硫酸盐和烟尘气溶胶辐射特性及辐射强迫的模拟计算.大气科学.2000,25(2):231~242.
- [13]. 罗云峰,李维亮,周秀骥.20世纪80年代中国地区大气气溶胶光学特征的平均状况分析.气象学报.2001,59(1):77~86.
- [14]. 刘强,王明星,李晶等.大气气溶胶研究现状和发展趋势.中国粉体技术,1999,5(3):17-23.
- [15]. 帕尔特里奇 GW, CMR 普拉特等.气象学和气候学的辐射过程.吕达人等译.北京科学出版社.1981:154.
- [16]. Hofmanu, D.J., Oltmans, S.J., Harris, J.M.,et al. Observation and Possible Cause of New Ozone depletion in Antarctica in 1991. Nature. 359: 283-287.
- [17]. 赵德山,汤大钢等.北京市冬季大气气溶胶空气动力学尺度谱分布的研究.大气科学.1988,12(2):140-146
- [18]. Zhang Renjian, Wang Mingxing, Fu Jianzhong. Preliminary research on the size distribution of aerosols in Beijing. Adv Atmos Sci. 2001,18(2):225-230
- [19]. 张仁健,邹捍,王明星等.珠穆朗玛峰地区大气气溶胶元素成分的监测与分析[J].高原气象.2001,30(3):234-238

- [20]. 杨龙云.大气本底污染监测中的几个问题简介.高原气象.1990,9(3):337-346.
- [21]. Ramanathan,V et al., Aerosols Climate and the Hydrological Cycle, Science, 2001, 294,2119-2124.
- [22]. Rosenfeld. D., Suppression of rain and snow by urban and industrial pollution, Science, 2000, 287, 1793-1796.
- [23]. Hobbs, P. V., and L. F. Radke, Cloud condensation nuclei from a simulated forest fire,Science, 1969,163, 279-280
- [24]. Squires, P.,The microstructure and colloidal stability of warm clouds, Part I: The relation between structure an stability. Tellus, 1958,10, 256-262
- [25]. Jonas. P. R., Mason. B. J., The evolution of droplet spectra and large droplets by condensation in cumulus clouds.Quart. J. Roy. Met. Soc., 1974, 100, 23-38
- [26]. Rosenfeld D., TRMM Observed First Direct Evidence of Smoke from Forest Fires Inhibiting Rainfall.Geophysical Research Letters. 1999:,26, 3105-3108
- [27]. Coakley, J.A., Jr., R.L. Bernstein, and P.A. Durkee. Effect of ship-stack effluents on cloud reflectivity. Science 1987,237, 1020-1022
- [28]. Radke, L. F., J. A. Coakley, Jr., and M. D. King, Direct and Remote Sensing Observations of the Effects of Ships on Clouds. Science, 1989, 246, 1146-1149
- [29]. Ina Tegn, Andrew a..Lacls, Inez Fung. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. Nature, 1996,380:419-422 .
- [30]. 中央气象局.地面气象观测规范.北京气象出版社.1979: 22.
- [31]. 成天涛, 沈志宝, 中国西北大气沙尘的光学特性数值研究, 大气科学, 2001, 20 (3): 291-297
- [32]. 钱正安等.中国西北地区沙尘暴的分级标准和个例谱及其统计特征.中国沙尘暴研究.北京气象出版社.1997: 1-9.
- [33]. 程麟生, 马艳. “93.5” 黑风暴发展结果和不同模式分辨率的数值模式.应用气象学报.1996, 7 (4): 385-395.
- [34]. 冯霞, 程麟生.“93.5” 黑风暴发展期中尺度热量和水汽收支诊断.气象.1997, 55 (6): 8-14.
- [35]. 刘春涛, 程麟生.黑风暴形成与输送参数化及中尺度数值试验.气象学报.1997年, 55 (6): 726-739.
- [36]. 胡隐樵, 光宇田. 强沙尘暴形成与干跑线——黑风暴形成的一个机理分析.高原气象.1996, 15 (2): 178-185.
- [37]. 胡隐樵, 光宇田. 强沙尘暴微气象特征和局地触发机制. 大气科学. 1997, 21 (5): 581-589.
- [38]. 陈伟民等. “5.5” 黑风暴中- β 尺度跑线的初步数值试验. 气象学报.1996, 54 (6): 684-682.
- [39]. 徐启运 ,尹宪志等. 西北地区强沙尘暴天气监测预警系统工程建设方案. 甘肃气象》. 2001, 19 (2): 52-54.

- [40]. 刘强, 王明星, 李晶, 张仁键, 大气气溶胶研究现状和发展趋势, 中国粉体技术, 1999, 5(3): 17-23.
- [41]. 王庚辰. 大气气溶胶光学厚度和 Angstrom 公式的适用范围. 大气科学. 1982, 6 (1): 52-57.
- [42]. 罗云峰, 吕达仁等. 近 30 年来中国地区大气气溶胶光学厚度的变化特征, 科学通报. 2002, 45 (5): 549-545.
- [43]. 王庚辰. 大气气溶胶浓度及谱分布的某些特征. 大气科学. 1982, 20 (2): 211-216.
- [44]. 王明星, 任丽新等. 大气气溶胶的粒度谱分布函数及其随高度的变化. 1982, 8 (4): 435-442.
- [45]. 付培健, 王世红, 陈长和. 探讨气候变化的新热点: 大气气溶胶的气候效应 [J]. 地球科学进展. 1998, 13 :387-392.
- [46]. 李刚, 季国良. 中国西北地区大气气溶胶散射光学厚度分析. 高原气象. 2001, 3 : 283-290.
- [47]. Kiehl JT, Briegleb B P. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases In climate forcing. Science. 1993, 260 :311-314.
- [48]. Charlson RJ. Perturbation of the northern hemisphere radiative balance of back scattering from anthropogenic sulfate aerosol. Tellus. 1991, AB430(4): 152-163.
- [49]. Hegg D.A, et al. Light scattering and condensation nucleus activity of sulfate aerosol measured over the northeast Atlantic Ocean. J. Geo Res. 1993, 98 : 14887-14894
- [50]. King M D, Kauthan YJ, Tanre D, et al. Remote sensing tropospheric aerosols from space: past present and future. Bulletin of the American Meteorological Society, 1999, 80 (11):2229-2259.
- [51]. 付培健, 王世红, 陈长和. 探讨气候变化的新热点: 大气气溶胶的气候效应. 地球科学进展. 1998, 13 :387-392.
- [52]. 毛节泰, 李成才, 张军华等. MODIS 卫星遥感北京地区气溶胶光学厚度及与地面光度计遥感的对比. 应用气象学报. 2002, 13 () : 128-135
- [53]. 王庆. 济南市一次晴空气溶胶粒子特征分析山东气象. 1994, 14 (4): 31-35
- [54]. Zhou M Y, Yang S J, Parungo F P, et.al. Chemistry of Marine Aerosol over the Western Pacific Ocean. J. Geo. Res. 1990, 95(D2): 1779-1787
- [55]. 任丽新, 游荣高, 张育堂. 0~33 公里大气气溶胶的垂直分布. 科学通报. 1984, 29(18):1121-1124.
- [56]. 石广玉, 许黎, 吕位秀等. 0~33 公里大气臭氧和气溶胶垂直的气球探测, 科学通报. 1986, 31 (15): 1165-1167.
- [57]. 石广玉, 许黎, 郭建东等. 大气臭氧与气溶胶垂直分布的高空气球探测. 大气科学. 1996, 20 (4): 401-407
- [58]. 吕达仁, 周秀骥, 邱金恒. 消光—小角散射综合遥感气溶胶分布的原理与数值试验. 中国科学. 1981. 12: 1516-1523.
- [59]. 邱金恒, 汪宏七, 周秀骥等. 消光—小角散射法遥感气溶胶谱分布的试验研究. 大

- 气科学.1983, 7 (1): 33-41.
- [60]. P. 赖德. 英国国家气象局——气象科学讲座选编. 南京气象学院印刷厂. 1982: 33-35
- [61]. 祁元, 王一谋, 冯毓荪等. 基于 RS、GIS 的宁夏土地利用动态变化分析[J]. 干旱地区地理. 2002, 25 (3): 245-250.
- [62]. 王尧奇, 沈志宝, 季国良等. 兰州冬季的大气浑浊度. 高原气象. 1982, 1(4): 84-90.
- [63]. 周允华, 项月琴. 北京地区大气浑浊度的测量和沙尘污染初步分析. 环境化学, 1994, 5(5): 50-54.
- [64]. 牛生杰, 章澄吕, 孙继明. 贺兰山地区沙尘暴若干问题的观测研究. 气象学报, 2001, 59 (2): 196-205.

致 谢

本课题承蒙国家自然科学基金（40175003 和 40365003）和南京气象学院科研基金（QD06）的资衷心助，在此特致以殷切的谢意。

感谢导师牛生杰教授和郑有飞教授对本人的精心指导，他们的言传身教以及关心和指导将使我终生受益。

感谢环境科学系老师和各位同窗的关心和支持！感谢所有帮助过我的人们！

刘玉杰