

南京信息工程大学

硕士学位论文

北京地区大气气溶胶光学特性及其偏振辐射特性的模拟研究

姓名：高扬

申请学位级别：硕士

专业：大气遥感科学与技术

指导教师：黄兴友;段民征

20100501

摘 要

大气气溶胶是影响地气系统辐射收支的主要因子和大气遥感的主要对象之一，也是气溶胶—云—辐射—气候研究中的重要环节。为研究城市环境条件下气溶胶的分布特征和时间演变规律，以及城市环境条件下不同气溶胶类型对于偏振辐射的影响，本文首先利用中科院大气物理研究所 CE-318 太阳光度计资料和矢量辐射传输研究了北京地区气溶胶特性及其偏振辐射特性。主要研究内容有：

1. 先利用地基观测资料分析气溶胶主要光学参数如光学厚度、单次散射反照率和粒子尺度的逐月变化、季节变化、年变化特征；研究了气溶胶光学厚度同能见度、API（空气污染指数）之间的关系；以及利用计算得到的粗细粒子比，分析粗细粒子比的概率分布。结果表明，春季气溶胶光学厚度最高，之后，随着季节的变化，光学厚度逐渐降低；单次散射反照率峰值出现在夏季，低谷出现在冬季，低谷可能与北京冬季采暖导致大气中含碳气溶胶增多有关；复折射指数实部在春季达到最大，这可能与春季多沙尘天气有关，在夏季达到最小，而复折射指数的虚部在冬季达到最大。地面能见度是近地面层的大气浑浊度指标，由于气溶胶大部分集中在近地层，所以近地层的气溶胶浓度基本上支配了光学厚度的大小。

2. 对 PolRadtran/RT3(Polarized Radiative Transfer)、SOSVRT(Vector Radiative Transfer based on Successive Order of Scattering)和 VDISORT (Vector DIScrete Ordinate Radiative Transfer) 三种辐射传输模式在计算时间和计算精度两方面进行了比较，发现，三种模式在 I 分量的计算精度方面都比较接近，对于 (Q、U、V) 三个分量 SOSVRT 的计算精度最好，而 RT3 和 VDISORT 会随角度的变化出现明显的震荡；对于三种模式的计算时间，RT3 和 VDISORT 模式随流数的增加，计算时间几乎呈指数增加，SOSVRT 模式的计算时间随流数的增加而缓慢增长，计算效率较高。在流数给定时，RT3 和 VDISORT 的计算时间基本上不随单层光学厚度的变化而变化，SOSVRT 的计算时间随单层光学厚度的增加而呈线性增长，但是，在较小的单层光学厚度时，如晴空大气或是薄卷云，SOSVRT 模式依然是计算效率最高的矢量辐射传输模式。所以，选用 SOSVRT 对北京地区的气溶胶偏振辐射进行模拟。

3. 基于前面不同天气现象条件下的气溶胶参数统计分析, 利用矢量辐射传输模式 SOSVRT 模拟分析了不同气溶胶参数下(与天气现象相关)的辐射强度、偏振辐射和偏振度, 结果表明: 不同天气现象的偏振辐射模拟值, 在不同方位角的分布有很大差别, 所以可以根据这些差别来进行不同气溶胶类型的反演。春节期间的偏振辐射值分布与天气现象为霾和烟尘时的粒子分布相似, 这主要是受到了春节期间鞭炮燃放的影响, 导致大气中的硫化物增多。高污染天气下的偏振辐射与天气现象为烟尘和沙尘时的粒子分布相似, 重污染天气几乎全部出现在春季, 可能原因是春季北京地区出现沙尘暴, 所以有可能会重污染天气。同时, 对于不同天气现象下偏振辐射的模拟, 也为今后建立基于矢量辐射传输模式的气溶胶反演工作打下了基础。

关键词: 气溶胶光学厚度, 矢量辐射传输, 倍加累加法, 逐次散射法, 离散坐标法

Abstract

Aerosol is not only one of the most uncertainties in estimation of energy balance of the earth-atmosphere system, one important factor to the atmospheric remote sensing, but also a very important component for study the interactions among aerosol, cloud, radiation and climate change. To make clear of characteristics of aerosol optical property under urban atmosphere and its impact on the polarization radiance, the aerosol optical properties from the radiometer CE318 at Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science are analyzed and a polarized radiative transfer model is used to simulate the polarization under different sky conditions. The work includes:

1. Monthly、seasonal and annual variations of aerosol optical properties such as optical depth, single scattering albedo and its size distribution are analyzed, and the relationships between visibility、API (air pollution index) and aerosol optical thickness (AOD) are analyzed. The ratio of AOD due to coarse and fine aerosol is also given. The results show that, maximum of AOD appears in spring, and then decrease gradually with seasons. The single scattering albedo gets its maximum in summer, and minimum in winter. It is most possible due to the increasing carbon aerosol produced from heating supply in winter. The maximum real part of the refractive index in spring is related to the frequently dust storms, and the minimum appears in summer. The maximum imaginary part of the refractive index appears in winter. The surface visibility is an important index of atmospheric turbidity, and the aerosol located in the lower atmosphere contributes the most to the AOD.

2. the accuracy and efficiency of the three polarized radiative transfer models (PolRadtran/RT3(Polarized Radiative Transfer)、SOSVRT(Vector Radiative Transfer based on Successive Order of Scattering) and VDISORT(Vector DIScrete Ordinate Radiative Transfer) are compared and the results show that: For the component I, the accuracy of the three models is similar. For other components (Q、U、V), the accuracy of the SOSVRT is the best, the outputs of the RT3 and VDISORT fluctuate with the zenith angle. For the efficiency of the three models, the computing

time of the RT3 and VDISORT increase in the exponent way as the streams increase, the computing time of SOSVRT is almost unchanged with the increase of streams, so the SOSVRT has high computation efficiency. If streams is fixed, the computing time of RT3 and VDISORT is unchanged with the increase of the AOD, the computing time of SOSVRT increase in linear way as the AOD increases. For the single layer has small AOD, for example, clear atmosphere and thin cirrus, SOSVRT is still an efficient radiative transfer model, so SOSVRT is chosed for simulating the Stokes parameter and polarized radiation in Beijing.

3. The radiance, polarized radiance and degree of polarization under clear, haze, smoke and dust sky are simulated with polarized radiative transfer model SOSVRT. The results show that the pattern of polarized radiance with azimuth angle under different sky condition changes a lot, which can be used to retrieve the aerosol optical parameters. The radiance polarization of the polluted atmosphere due to fireworks during the Spring Festival shows a similar pattern as that of haze and smoke atmosphere. In the spring, Beijing is affected by dust storm, so the heavy polluted weather is happened. The simulation of the polarized radiation in different weather status lay the foundation of retrieving the aerosols optical parameters.

Keyword: AOD, Polarized radiative transfer, Adding-double, Successive order of scattering, DISORT

独创性声明

本人声明所呈交的论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得南京信息工程大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示了谢意。

学位论文作者签名： 高扬 签字日期： 2010年6月6日

关于论文使用授权的说明

本学位论文是在南京信息工程大学攻读学位期间在导师指导下完成的硕士学位论文。本论文的研究成果归南京信息工程大学所有，本论文的研究内容不得以其它单位的名义发表。本人完全了解南京信息工程大学关于保存、使用学位论文的规定，同意学校保留并向有关部门送交论文的复印件和电子版本，允许论文被查阅和借阅，同意学校将论文加入《中国优秀博硕士学位论文全文数据库》和编入《中国知识资源总库》，同意按《中国优秀博硕士学位论文全文数据库出版章程》规定享受相关权益。本人授权南京信息工程大学，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文，可以公布论文的全部或部分内容。

公开 保密(____年____月) (保密的学位论文在解密后应遵守此协议)

学位论文作者签名： 高扬 导师签名： 黄兴友

签字日期： 2010.6.6 签字日期： 2010.6.6

第一章 前言

1.1 大气气溶胶

气溶胶是指大气与悬浮在大气中的固态和（或）液态粒子共同构成的一个多项体系^[1]，大气中含有悬浮着的各种固体和液体粒子，所以可以把空气看作是一种气溶胶。空气中这些粒子的浓度很低，它们的存在并不影响空气的动力学特征；同时这些粒子又具有独立于空气的物理化学特性，而这些特性正是我们所需要关注和研究的。因此，习惯上“大气气溶胶”就是指大气中悬浮着的各种固体和液体粒子。

大气气溶胶种类繁多，主要来自地面，按其来源可分为人工源和自然源两大类。人工源气溶胶为人类活动所产生的气溶胶^[2]，如：煤、石油燃烧和工业生产所产生大量固体颗粒和吸湿性物质，这类气溶胶都是对人体有害的，并且，有明显的日变化特征；自然源气溶胶为自然现象产生的气溶胶，如土壤和岩石的风化，森林大火或火山爆发所产生的大量烟尘，海沫破裂干涸产生的盐核，这也是海洋上气溶胶粒子的主要来源；另外还有流星进入大气燃烧所产生的气溶胶和微生物、孢子、花粉等有机质点^[3]。一般认为，大气气溶胶粒子的尺度范围从 $10^3\mu\text{m}$ 的分子团到 $100\mu\text{m}$ 的尘埃、云滴，跨 5 个量级^[4-6]，其质量浓度的变化达到 15 个量级，根据尺度大小将气溶胶粒子分成三类：爱根核（半径 $r < 0.1\mu\text{m}$ ）、大粒子（ $0.1\mu\text{m} < r < 1.0\mu\text{m}$ ）和巨核（ $r > 1\mu\text{m}$ ）。粒径小于 $1\mu\text{m}$ 的气溶胶粒子^[7-8]，在大气中的浓度一般为每立方厘米几十到几千个，而粒径大于 $1\mu\text{m}$ 的粒子，一般少于每平方厘米 1 个。在近低层大气中，粒子数浓度一般城市大于农村，陆地大于海洋，冬季大于夏季。各个气溶胶粒子可以是固体粒子，也可以是液滴或者是有固体和液体共同构成的，在化学上，它们可以使均质的，也可也是非均质的（粒子的尺寸大小、形状和化学组成都可以不同）。气溶胶的形状可以像球形液滴一样，也可以是非球形的^[3]。

气溶胶主要存在于对流层，一般情况下，平流层气溶胶浓度要比对流层气溶胶浓度小一个量级，但是当有强烈的火山喷发时，火山类气溶胶会进入到平流层中，并随着纬向风扩散到平流层其他地方，使得平流层气溶胶浓度发生明显变化。大气气溶胶的一个突出特征是其物理化学性质的高度时空可变性，其在大气中的滞留时间为几个小时至几周，其主要清除机制是干沉降（从大气中直接降落到地上）和湿沉降（在降水过程中与云滴一起降落到地面）。

大气气溶胶对云雾降水的形成有着至关重要的作用，在这些过程中，气溶胶粒子起着凝结核、冰核、冻结核、凝华核等作用。他们是云滴能够形成并且生存长大的基础，大气

中巨粒子的数量虽少，但在降水中却起着重要的作用。吸湿性的巨核能在较低过饱和和浓度下形成一些大水滴，有利于云滴的碰并增长，因此可以说，如果大气中没有气溶胶粒子，成云致雨过程几乎是不可能发生的^[3]。

大气气溶胶不仅与云、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的影响，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重要的影响。大气气溶胶对地球表层系统的辐射收支的影响表现为：一方面气溶胶粒子可以散射和吸收太阳辐射，从而直接造成大气吸收的太阳辐射能、到达地面的太阳辐射能以及大气顶反射回外太空的太阳辐射发生变化，被称为气溶胶的直接辐射效应，这部分以粒径尺度在 $0.1\sim 1\mu\text{m}$ 气溶胶粒子作用为主；另一方面由于气溶胶粒子的存在，可以改变云的微物理特性并进而改变云的辐射特征，影响太阳能在地气系统中的分配，被称为气溶胶的间接辐射效应。在这种影响方式中，气溶胶既可以作为云凝结核或者冰核，也可以作为吸湿性粒子将吸收的太阳能转化成热能，使其在云层内重新分布，这部分以粒径尺度为 $0.01\sim 0.1\mu\text{m}$ 气溶胶粒子作用为主^[9-15]。IPCC 报告表明，无论是气溶胶的直接辐射效应（对太阳辐射直接散射效应）还是其间接辐射效应（通过调制云的微物理参数如云滴大小和多少以及云的生命周期）的定量估计还存在很大的不确定性(图 1.1)。到目前为止气溶胶在大气辐射平衡中的效应还是争论最多的问题之一，在大尺度气候模式中也还没有得到很好的解决，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。

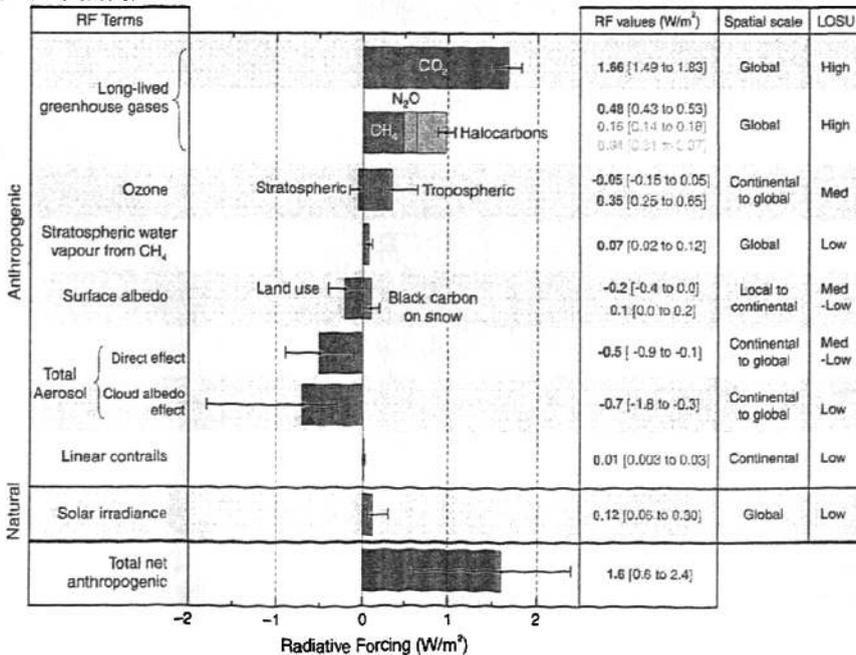


图 1.1 各种气候影响因子的不确定性 (IPCC, 2007)

1.2 用偏振方法研究气溶胶的重要性

光的偏振现象是指光的振动方向不变（线偏振），或电矢量末端在垂直于传播方向的平面上的轨迹呈椭圆或圆的现象（椭圆或圆偏振）。太阳光本身是非偏振的，但太阳光经大气中分子和气溶胶等粒子散射后会表现为部分偏振状态，其强度和偏振状态与大气中的分子/粒子浓度及其微物理状态相关，且随波长而变化^[16]，形成偏振光谱，所以偏振是大气辐射的重要参数之一和主要的研究内容。正是由于大气散射辐射及其偏振特性与大气要素之间的关联，通过大气偏振特性与大气要素光学特性之间的定量研究，就可以根据大气辐射及其偏振状态反演大气的光学和物理参数如气溶胶尺度谱、数密度、形状和折射率数据等。

另外，偏振测量还具有精度高和方向敏感性特点^[17]，因此，利用多角度偏振信息能够反演得到高精度大气光学和微物理特性参数，从而提高对地遥感中的大气校正精度。

基于偏振探测的优势和探测技术的提高，近 10 几年来，通过偏振探测手段（地基、空基和卫星测量）进行大气、地表遥感的越来越引起人们的关注，一些拥有偏振探测能力地基和卫星探测仪器逐渐应用于大气遥感探测，如 POLDER、PARASOL、GLORY、CIMEL, RSP(Research Scanning Polarimeter)等。

1.3 国内外进展

偏振现象最早是由丹麦科学家Erasmus Bartolinus发现的，而实际上光的偏振这一术语是马吕斯在1809年首先提出的，并在实验室发现了光的偏振现象。十九世纪，相继发现了三个中性点，即：Arago中性点（1809）、Babinet中性点(1840)和Brewster(1842)中性点。所谓中性点，就是负偏振与正偏振综合起来表现为中性，Brewster（1847）认为^[9]，负偏振是由于在太阳垂直面里发生“反射”、“折射”或者两者结合起来引进的；Chandrasekhar（1950）认为，负偏振可通过瑞利大气的多次散射引入，并且与地表反射无关。Arago中性点出现在相对于对日点的角距离为 20° ，Babinet中性点出现在对日点之上，其角距离为 15° 到 20° 左右，Brewster中性点出现在对日点之下，其角距离为 15° 到 20° 左右。并且这三个中性点的位置与大气的性质有关^[16]。

对于偏振现象本质的研究，苏格兰物理学家麦克斯韦在1865~1873年间建立了光的电磁波理论，从本质上说明了光的偏振现象。英国物理学家George Stokes（1852）发现光的强度及其偏振特性可以用4个可测参数来表示，即著名的Stokes参数^[18]。并有S. Chandrasekhar于1947年系统的引入辐射传输理论。之后偏振被广泛利用于行星大气的研究^[19]，Hansen和

Arking^[20]通过金星大气偏振测量与理论计算推测出金星云由液态球状粒子, Hansen和Hovenie对金星云盖的云粒子形状、大小和折射指数等进行了深入研究, 指出金星云粒子尺度谱很窄, 有效半径约为1.0nm。1970年代开始对地球大气和气溶胶进行地基偏振观测实验研究^[21-22], Coulson (1988)对大气中的偏振现象进行了总结和详细阐述。1990年代进行了大量地表尤其是植被的偏振研究和实验^[23-24], POLDER (POLarization and Directionality of Earth's Reflectance)探测器研制并试验成功以后, 对大气气溶胶的进行了很广泛的研究和观测^[25], 2010年即将发射的GLORY上的APS (Aerosol Polarimetry Sensor)的全部通道均具有偏振探测能力, 将会更好的对大气气溶胶进行观测和研究。

地基和天基对行星大气的偏振遥感表明^[26-28], 对于偏振辐射和标量辐射的测量可以很好解决气溶胶对于气候的影响的问题。偏振测量的优点在于偏振测量精度很高, 并且对于粒子的微物理性质十分敏感^[16]。Mishchenko和Travis^[29-30]应用EOSP (Earth observing scanning polarimeter)对海洋上的气溶胶进行了反演, 发现海洋上气溶胶对于偏振信息十分敏感, 偏振信息的利用能有效提高气溶胶的反演精度, 并证明了单次散射反照率比散射相函数对粒子的微物理性质更为敏感。中国科学院大气物理所中层大气与全球环境探测重点实验室的阎邦华、韩志刚、段民征、范学花基于法国星载传感器POLDER (A-TRAN系列中称为PARASOL)资料进行了大气气溶胶光学特性的反演探索试验^[31], 取得了一定的成果。Philippe Goloub et al^[32]利用太阳直射以及漫射辐射反演出气溶胶的单次散射反照率和相函数, 在通过偏振测量数据反演得到偏振相函数, 并指出气溶胶偏振相函数是一个十分重要的光学参数, 它对气溶胶的尺度分布和复折射指数十分敏感, 特别是对折射指数的虚部(可用来表征气溶胶的吸收强弱)十分敏感。

对于天光、分子大气以及气溶胶偏振现象的理论分析和模拟, Rayleigh(1918)最早给出了分子散射特征的解析表达式; Chandrasekhar^[33]在其著名的教科书“Radiative Transfer”中给出相似的表达式; 随着计算机技术的发展和偏振探测的模拟需求, 基于不同的数学物理方法有不同的作者开发了多种矢量辐射传输模式, 如基于求解矩阵本征矢量和本征值的离散坐标法^[34-37], 球谐函数法^[39], 逐次散射法^[40-42], 倍加累加法^[43-47], Monte-Carlo统计方法^[48-49]等。目前, 应用和发展比较完善的矢量辐射传输有Evans^[43-45]等发展的倍加累加法; Schulz^[38]在Stamnes等人的标量离散坐标法(DISORT)模式的基础上发展的矢量模式(VDISORT)。在模式建立方面, 段民征于2004年建立了一个基于逐次散射法的全矢量大气辐射传输模式, 该模式与目前常用的基于Evans的RT3/PolRadtran相比, 在气溶胶的偏振模拟方面具有明显的优势。

1.4 本文研究目的及主要工作

1.4.1 研究目的

利用 AERONET 太阳光度计 CE-318 的气溶胶产品、天气现象和大气环境资料, 结合矢量辐射传输模式 SOSVRT, 分析了北京不同天气/环境条件下大气偏振特性, 找出天光偏振分布与环境因子如 API 指数和气溶胶粗细粒子比等参数的关系, 为未来综合利用地基辐射和偏振观测进行气溶胶类型识别及其光学参数的定量反演, 城市环境参数的光学遥感方法等提供科学基础。

1.4.2 主要研究内容

本本文的研究内容主要分三部分:

首先利用 CE-318 太阳光度计 870nm 通道的二级反演资料分析了北京地区气溶胶光学参数(光学厚度、粗细粒子比等)的季节分布特征, 统计分析了北京地区气溶胶光学厚度和能见度、API(空气污染指数)之间的关系。

剖析目前常用的三种矢量辐射传输模式 SOSVRT(逐次散射法)、RT3(倍加累加法)、VDISORT(离散坐标法), 对三种算法的数学物理原理进行了比较分析, 并通过多种大气条件下的模拟计算, 对三个模式的计算精度和效率及其适用性进行了比较详细的对比分析。

最后, 基于北京地区气溶胶和环境参数的统计分析结果, 结合矢量辐射传输模式 SOSVRT 和 Mie 散射程序, 模拟分析了不同天气现象/环境条件下天光偏振分布特征, 并分析了其物理机理, 给出了天光偏振与这些环境参量和大气参数的可能定量关系。

第二章 太阳光度计的资料分析

2.1 太阳光度计简介

2.1.1 CE318 简介

法国 CIMEL 公司研制生产的 CE318 自动跟踪太阳光度计是用于气溶胶光学特性和大气质量监测的自动测量仪器, 它不仅能自动跟踪太阳作太阳直射辐射测量, 而且可以进行太阳等高度角天空扫描、太阳主平面扫描和极化通道天空扫描, 并已加入到气溶胶自动观测网络 AERONET (The AErosol RObotic NETwork)。CE318 能自动存储测量数据, 并可自动传输到计算机保存及发送。CIMEL 太阳光度计在可见光至近红外设有 8 个观测通道, 分别是 440、670、870、936、1020nm, 其中 870nm 通道还包括 3 个 0、60、120 偏振片的偏振观测能力(见表 1), 通道带宽为 10nm。仪器的视场角为 1.2°, 太阳跟踪精度为 0.1 度。CE318 每天早晚每隔 15 分钟进行一组(间隔 10 秒 3 次太阳直接辐射观测) Lanley 定标观测, 其它为基本观测程序。每次基本探测首先进行太阳高度等纬圈扫描观测, 然后进行太阳主平面扫描观测。这些观测方式可以用来检测云是否存在, 并由 CE318 各个通道太阳直射辐射测值获得大气气溶胶光学厚度, 结合等纬圈和太阳主平面扫描观测还可用来提取气溶胶 Junge 参数、折射率、气溶胶粒子谱分布以及气溶胶的散射相函数等^[50-51]; 通道 3(670nm) 可用来提取大气臭氧柱含量; 利用通道 7(936 nm)水汽吸收通道和窗区通道结合获得水汽柱含量; Anne Vermeulen 等研究表明折射指数的实部和光的偏振存在很好的函数关系, 且对包含和没有包含偏振数据的反演结果进行比较后发现, 在一些个例中, 包含了偏振信息的数据能够对小粒径气溶胶的尺度分布提供更好的反演结果。因此, 870nm 的 3 个偏振测量可以用来研究大气气溶胶的偏振特性, 可以用来提取大气气溶胶的折射指数。

表2.1 CE318型太阳光度计光谱通道

通道号	中心波长 (nm)	带宽 (nm)	主要用途
1	1020	10	
2	870p1	10	光的偏振
3	670	10	大气臭氧含量
4	440	10	
5	870p2	10	光的偏振
6	870	10	

7	936	10	大气柱水含量
8	870p3	10	光的偏振

注: p1, p2, p3为极化通道

2.1.2 太阳光度计的反演资料

AERONET 通过应用太阳光度计测得的直射和漫射太阳辐射测量来反演大气中的气溶胶光学参数, 其所用的反演算法有两种: 一个是由 Nakajima^[52-53]等人发展的 Skyrad.pak, 另外一个是由 Dubovik 等人^[54-55]发展出来的新一代 AERONET 算法。

在 Skyrad.pak 中, 应用 440、670、870、1020nm 这四个波长对气溶胶的光学性质进行反演, 反演过程中散射角 θ 的范围是: $2.8^\circ < \theta < 40^\circ$, 反演过程中还假设, 气溶胶粒子被认为是球形粒子, 其复折射指数的实部 n 和虚部 k 分别为: 1.45 和 0.005, 反演结果中的气溶胶粒子粒径分布为: $0.057\mu\text{m} \rightarrow r = 8.76\mu\text{m}$ 。

在新一代反演算法中, 应用 440、670、870、1020nm 这四个波长对气溶胶的光学性质进行反演, 反演过程中散射角 θ 的范围是: $\theta > 2.8^\circ$, 气溶胶被分为两种, 一种是球形的, 另一种是非球形的, 球形粒子被定义为是具有多次散射和各项同性的球体 (粒子的负折射指数对于不同尺度的粒子都是一样的)。对于非球形粒子, 可以认为它是具有任意取向的各项同性的椭球体^[56]。椭球的长短轴比的分布^[57]符合由实验室方法确定的一种矿物粉尘 (长石) 的散射矩阵^[58]。大气被认为是平面平行大气, 地表反照率为限定的几种。反演算法中, 对于等纬圈扫描模式, 大气气溶胶的垂直分布被认为是均匀分布的, 而对于主平面扫描模式, 大气气溶胶的垂直分布被认为是两层分布模式。地表反射率考虑了 BRDF 分布, 对于水表面, 应用 Cox-Munk 模型^[59], 对于地表, 应用 Lie-Ross 模型^[60]。AERONET 天光辐射测量值的误差为 5%^[61], 对于光学厚度标准误差为 0.1。

2.2 数据说明

AERONET 提供了很多大气气溶胶参数的产品如粒子尺度分布、复折射指数、球形和非球形粒子的比值、体积密度 $C_V(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$, 体积中值半径 $r_v(\mu\text{m})$, 有效半径 $r_{\text{eff}}(\mu\text{m})$ 等, 并同时提供这些产品的衍生产品如散射相函数、单次散射反照率和宽带通量等。其发布产品中还包括了反演精度的信息。

对于粒子的尺度分布假定为对数正态分布, 其粒径范围为 $(0.05, 15)(\mu\text{m})$, 复折射指数实部 $n(\lambda)$ 的范围是 $(1.33, 1.6)$, 虚部 $k(\lambda)$ 的范围是 $(0.0005, 0.5)$, 并以 $0.6\mu\text{m}$ 为界将气溶胶粒子

分为粗模态和细模态。

2.3 气溶胶特征量分析

2.3.1 光学厚度的分析

气溶胶的光学厚度 τ 定义为：介质的消光系数 $\beta(z)$ 在垂直高度 z 方向上的积分，是衡量气溶胶对太阳辐射衰减能力的一个重要参数。计算公式如(2.1)式所示：

$$\tau = \int_0^{\infty} \beta(z) dz \quad (2.1)$$

本章利用2002年至2008年太阳光度计870nm通道的气溶胶光学厚度逐点数据，通过加权平均法进行计算，其计算公式如(2.2)式所示，其中 \bar{X} 为所求平均值， X_i 为测量值， w_i 为第 i 个量的权值。在对个月平均数据进行处理时，若某月的数据量比较少(少于5个)，则该月数据记为零。因为在2002年，2007年和2008年中至少有三个月没有资料，所以在分析各年气溶胶特性逐月变化时，不考虑上述三年的资料。图2.1-2.3分别给出了2003-2006年总的气溶胶光学厚度、细粒子气溶胶光学厚度和粗粒子气溶胶光学厚度的逐月变化情况。

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i * w_i}{\sum w_i} \quad (2.2)$$

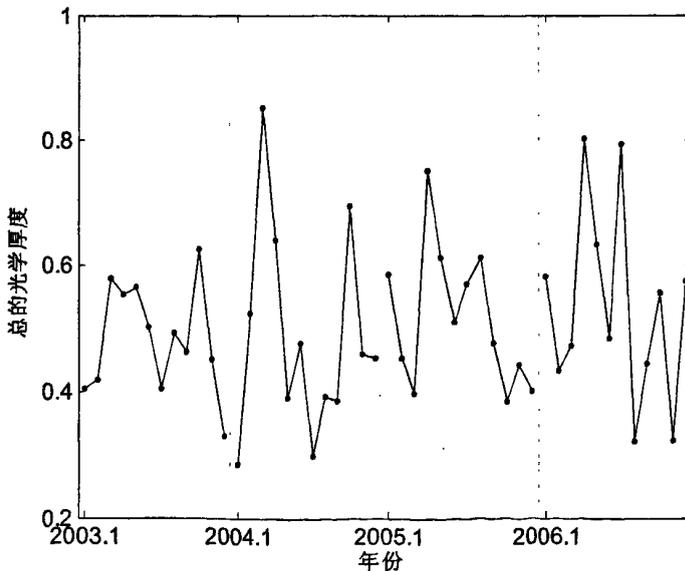


图 2.1 总的光学厚度的逐月变化

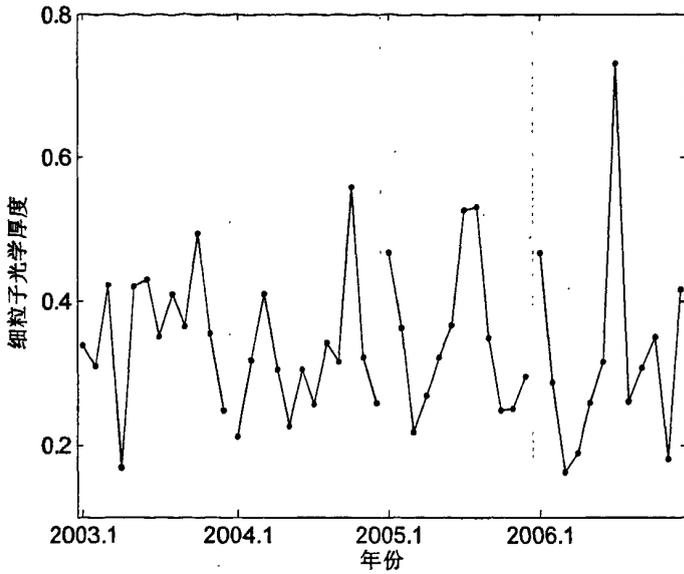


图 2.2 细粒子光学厚度的逐月变化

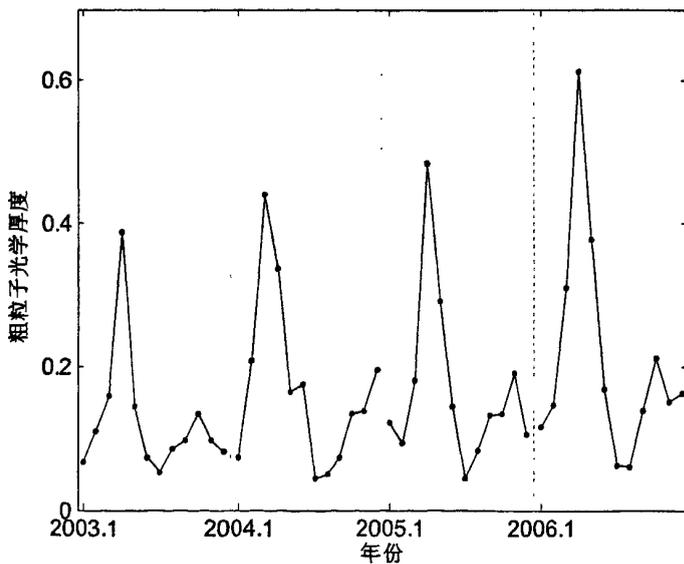


图 2.3 粗粒子光学厚度的逐月变化

从图 2.1 中可以发现, 气溶胶光学厚度在春季 (3-5 月) 时有个峰值, 这是由于北京在春季沙尘天气比较多有关, 同时, 在 2003 年, 2004 年以及 2006 年秋季 (9-11 月) 也会出现一个峰值, 这可能是秋季北京及其周边地区秸秆燃烧而排放了一定的烟雾气溶胶, 使得该时期气溶胶光学厚度较高^[62], 这个现象在 2003 年和 2004 年比较明显。从图 2.2 中我们发现, 细粒子的光学厚度在春季出现一个低谷, 这表明在春季, 细粒子在大气中并不占

优。在 2005 年和 2006 年，夏季细粒子的光学度有一个峰值，并且在秋季（9-11 月），细粒子的光学厚度也存在最大值，这主要是因为秸秆燃烧产生的烟雾气溶胶导致的，烟雾气溶胶一般为细粒子。在图 2.3 中，我们发现在春季，粗粒子的气溶胶光学厚度会出现一个峰值，并且随着时间的增加，这个峰值逐年增加。在夏季（6-8 月）会出现一个低谷，这表明，在夏季，粗粒子并不占优，大气中的气溶胶主要是细粒子占优，这一点在图 2.2 中也有所表现，主要是因为夏季雨量充沛，对气溶胶有除尘的作用，尤其是对粗粒子的冲刷作用更明显。在秋冬季，粗粒子的气溶胶光学厚度又出现逐渐增加的趋势，这是因为冬季打起比较干燥，地面扬尘（由于风致扬沙、交通扬沙和建筑活动等）导致大气中大颗粒物气溶胶增加所致。

为分析气溶胶光学厚度的年内周期变化规律，利用 2002-2008 年的光学厚度资料给出了年内月平均处理（2.4）和季节平均（2.5）。由图 2.4 可以看出，气溶胶的总的光学厚度在 1-2 月，7-9 月和 11-12 月出现低谷，在 3-5 月和 10 月出现峰值，细粒子的光学厚度在 3-5 月出现低谷，并且在 1-2 月，6-8 月和 10 月出现峰值，这表明在总的气溶胶光学厚度分布中，3-5 月的峰值不是由于细粒子所造成的，在 10 月份的峰值有细粒子的贡献。粗粒子的光学厚度在 3-5 月和 10-12 月出现峰值，在 1-2 月和 8-9 月出现低谷。这表明，在总的气溶胶光学厚度分布中，3-5 月的峰值是由于粗粒子所造成的，10 月份的峰值可能是由于粗粒子和细粒子共同作用的结果。

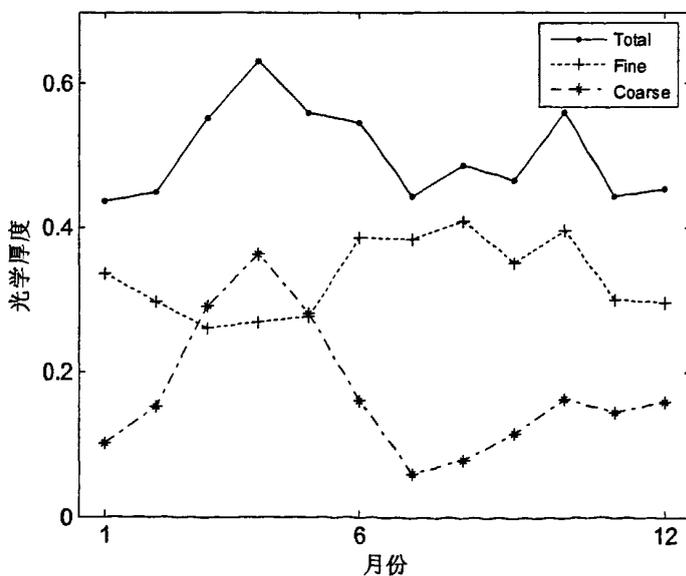


图 2.4 光学厚度的月平均变化

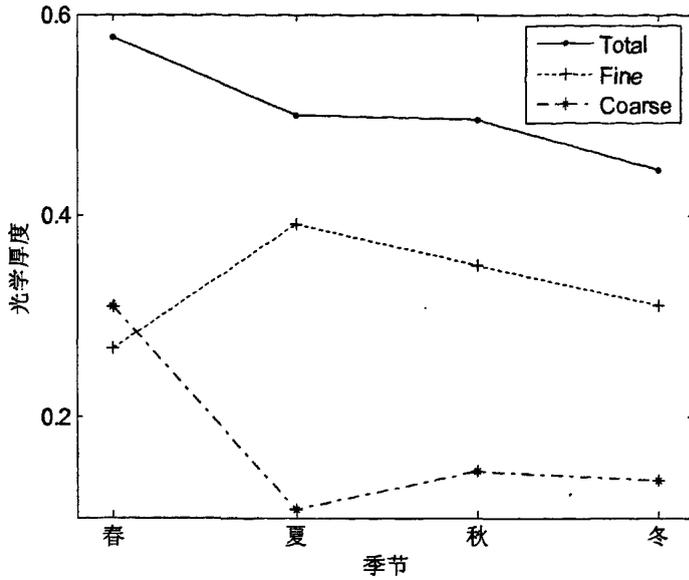


图 2.5 光学厚度的季节平均变化

从图 2.5 中可以清晰的看出看出，气溶胶总的光学厚度从春季到冬季逐渐递减，春季最高，冬季最小；细粒子的光学厚度在春季最小，夏季到冬季，气溶胶的光学厚度逐渐降低，粗粒子的光学厚度在春季最高，夏季最低，并且，在秋季出现一个很小的高峰，冬季粗粒子的光学厚度又减小。

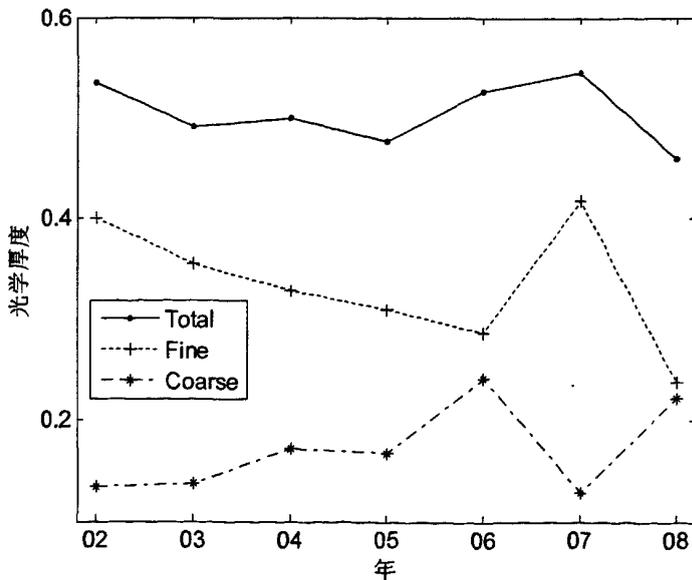


图 2.6 光学厚度的年平均变化

图 2.6 给出了 2002-2008 年气溶胶光学厚度资料变化趋势，总的气溶胶光学厚度在

2002-2005 年基本上随着时间的增加而降低, 而后在 2006 年和 2007 年突然增加, 而在 2008 年突然下降, 并且, 降到最低点, 这可能是由于奥运前北京大量建筑扬尘有关, 2008 奥运年所采取的一系列环保措施有关, 细粒子的光学厚度在 2002-2006 年逐渐降低, 在 2007 年光学厚度激增, 而在 2008 年光学厚度急速下降。粗粒子光学厚度的变化同细粒子的情况刚好相反, 2003-2006 年, 细粒子的光学厚度逐渐增加, 在 2007 年, 粗粒子光学厚度突然下降, 在 2008 年又突然上升。

综合以上分析, 可以看出, 在光学厚度月平均的变化中, 光学厚度在春季时会出现一个峰值, 这是由于北京地区春季受沙尘影响比较多的缘故, 之后随着之后会在秋季出现一个峰值, 这可能是由于北京及北京周边地区秋季秸秆焚烧的影响。总体上, 春季的光学厚度最高, 之后, 随着季节的变化, 光学厚度逐渐降低, 细粒子的光学厚度在春季最低, 夏季最高, 之后细粒子的光学厚度随着季节的变化逐渐减少, 粗粒子光学厚度会在春季达到一个高峰, 同时, 秋季也会出现小峰值, 夏季时, 粗粒子的光学厚度达到最小值。2006 年 2007 年的气溶胶光学厚度会出现峰值, 但气溶胶的年平均变化整体上呈逐年递减的趋势。

2.3.2 单次散射反照率的分析

光子在传输过程中会被粒子散射和吸收, 光子被单个粒子或粒子群散射或吸收的概率可由单次散射反照率来表示^[3]

$$\omega_0 = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_a} \quad (2.3)$$

其中: σ_s 为气溶胶的散射系数, σ_a 为气溶胶的吸收系数, ω_0 单次散射反照率, 是描述粒子 (粒子群) 光学性质的一个重要参数。

图 2.7 给出了 2002~2006 年北京地区气溶胶单次散射反照率随时间的变化, 从图中可看出, 单次散射反照率会在夏季出现峰值, 在冬季出现低谷, 这说明, 夏季的气溶胶主要以散射为主, 而冬季的气溶胶的吸收作用明显, 这可能与北京冬季采暖导致大气中含碳气溶胶增多有关, 从图中可以看出, 在四月份时, 单次散射反照率会逐渐增加, 这可能与春季沙尘气溶胶的增加和供暖的结束有关。

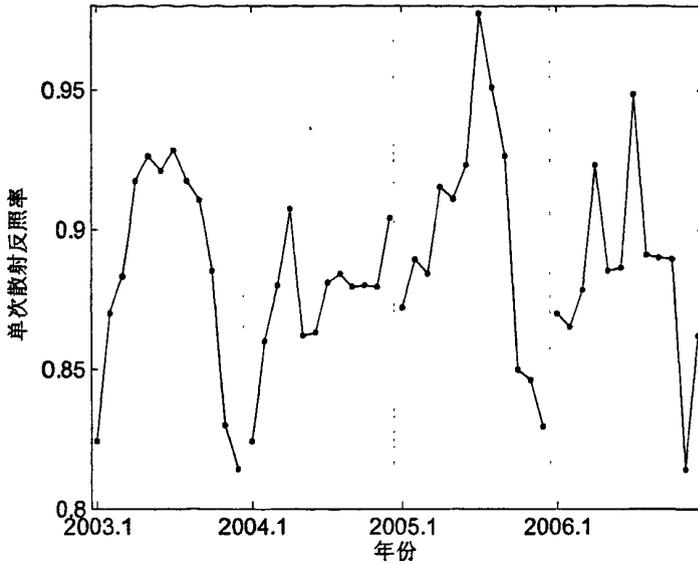


图 2.7 气溶胶单次散射反照率随时间的变化

2.3.3 复折射指数的分析

大气气溶胶的复折射指数是反映气溶胶粒子光散射和吸收能力的基本参数，其大小与粒子的尺度谱、物质组成以及形状有密切关系，复折射指数的实部反映了粒子的散射能力，虚部则反映了粒子的吸收能力^[3]。对光度计 870nm 通道的逐点数据利用加权平均法进行计算，得到月平均值，图 2.8，图 2.9 分别给出了复折射指数的实部和虚部的时间变化。可以看到，北京地区气溶胶的折射指数实部存在明显的周期变化，复折射指数的实部从一月开始增加，在春季达到最大，之后，复折射指数的实部迅速下降，在夏季达到最小，之后，复折射指数的实部随着时间的增加而增加。复折射指数的虚部在冬季达到最大，并且在春季和夏季达到最低，除 2004 年外，其他年份从 10 月起复折射指数的虚部开始增加，这说明春季的气溶胶的散射能力很强，而吸收能力很弱，夏季的气溶胶的散射能力比较弱，吸收能力也比较弱，冬季的气溶胶的吸收能力很强。对比图 2.7 和图 2.9 可以看出，单次散射反照率和复折射指数虚部具有很好的相关性。

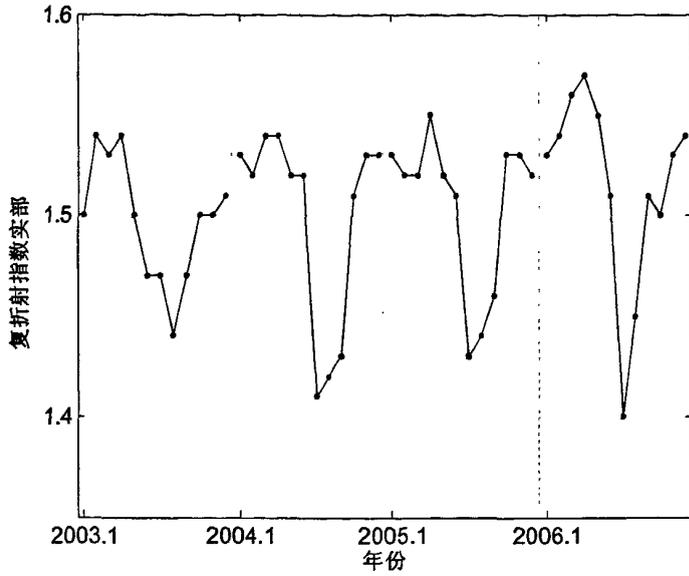


图 2.8 气溶胶复折射指数实部随时间的变化

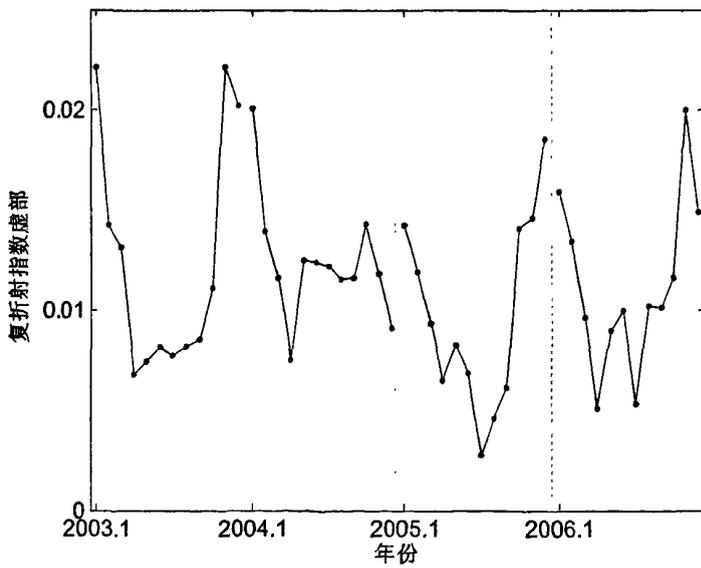


图 2.9 气溶胶复折射指数虚部随时间的变化

2.3.4 有效粒径的分析

粒子有效半径是表征粒子散射特性的一个重要的物理量，粒子有效半径可以表示为以粒子等效面积的加权平均^[1]：

$$r_{eff} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^3 f(r) dr / \int_{r_{min}}^{r_{max}} r^2 f(r) dr \quad (2.4)$$

其中： r 表示粒子半径， $f(r)$ 表示粒子半径为 r 的数密度。图 2.10 给出了气溶胶有效半径随时间的变化，其变化趋势与粗粒子气溶胶光学厚度随时间的变化十分相似，从图中可以看出，1 月开始，有效半径随着时间迅速增加，并且在 4 月达到最大值，这可能与春季沙尘天气有关，并且从 2002 年到 2006 年，有效半径的最大值逐渐增加。在夏季，有半径迅速减小，达到最小值，在秋季，有效半径又达到了一个最大值，之后，除了 2004 年，有效半径在冬季迅速减小，有效粒径在冬季也达到最小值。

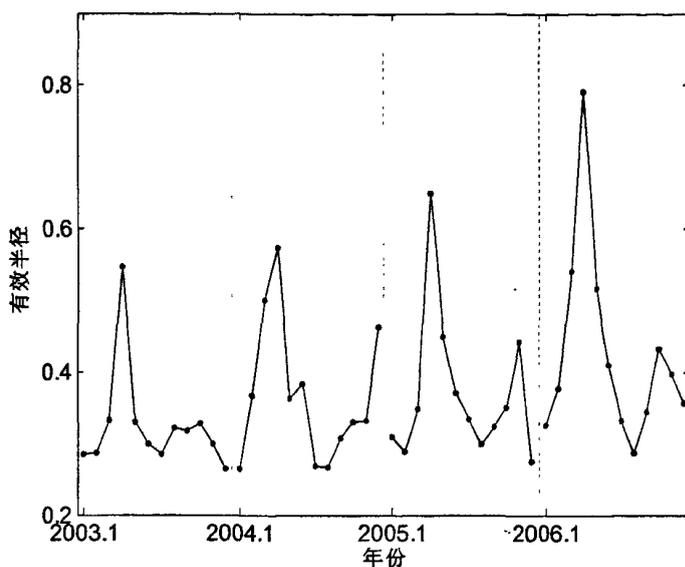


图 2.10 气溶胶有效半径随时间的变化

2.3.5 中值体积半径的分析

中值体积半径可以通过下式给出^[3]:

$$\ln r_v = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \ln r dV(r) / \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} dV(r) \quad (2.5)$$

图 2.11 给出了气溶胶中值体积半径随时间的变化，从图中可以看出，图 2.11 与图 2.10 中气溶胶有效粒径随时间的变化十分相似。中值体积半径随着时间迅速增加，并且在 4 月达到最大值，并且从 2003 年到 2006 年，最大值逐渐增加，之后，中值体积半径迅速减小，在夏季达到最小值，并在秋季又达到了一个最大值，之后，除了 2004 年，中值体积半径在冬季迅速减小，中值体积半径在夏季和冬季也达到最小值。

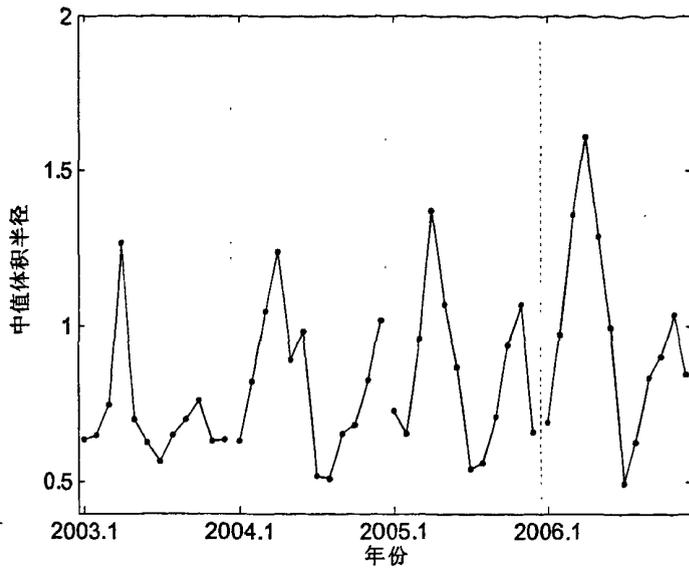


图 2.11 气溶胶中值体积半径随时间的变化

2.3.6 光学厚度和能见度的分析

能见度反映大气透明度的一个指标，在气象学中，定义能见度为具有正常视力的人在当时的天气条件下还能够看清楚目标轮廓的最大水平距离，一般用公里或米表示。大气能见度与大气透明程度和目标物背景的亮度对比有关，当天气晴朗、大气透明度良好时，能见度就好，当出现雾、霾、烟、沙尘及降水时，能见度就差。所以，能见度也能间接的反映出当时天气情况下的气溶胶的信息。

对能见度进行分级处理^[63]，如下表所示：

表 2.2 能见度分类

能见度等级	1	2	3	4	5	6
相应视程 h/km	2<h=5	5<h=10	10<h=20	20<h=30	30<h=35	h>35

对 2002-2008 年间的能见度进行月平均和季节平均，平均的方法采用加权平均，我们发现，对于能见度小于 5km 的很少，并且，基本上集中在春季，冬季和秋季有些月没有记录，所以对于能见度小于 5km 的情况不予以考虑，并且，对于能见度大于 36km 的情况基本没有出现，所以对于能见度大于 36km 的情况也不予以考虑。

图 2.12 给出了能见度分级后光学厚度的月平均变化，其中图的左半部分代表总的气溶胶光学厚度，图的中间部分代表细粒子光学厚度，图的右半部分代表粗粒子光学厚度，从图中我们可以看出，光学厚度随着能见度的级别的增加而减少，只是在 8 月份，能见度为 2

级的能见度比能见度为 4 级时的光学厚度还小，并且随着能见度级别的增加，光学厚度的起伏变化会减少，这一现象在的细粒子光学厚度的月平均变化和粗粒子光学厚度的月平均变化也十分明显。并且这一现象在粗粒子的情况下更为明显。

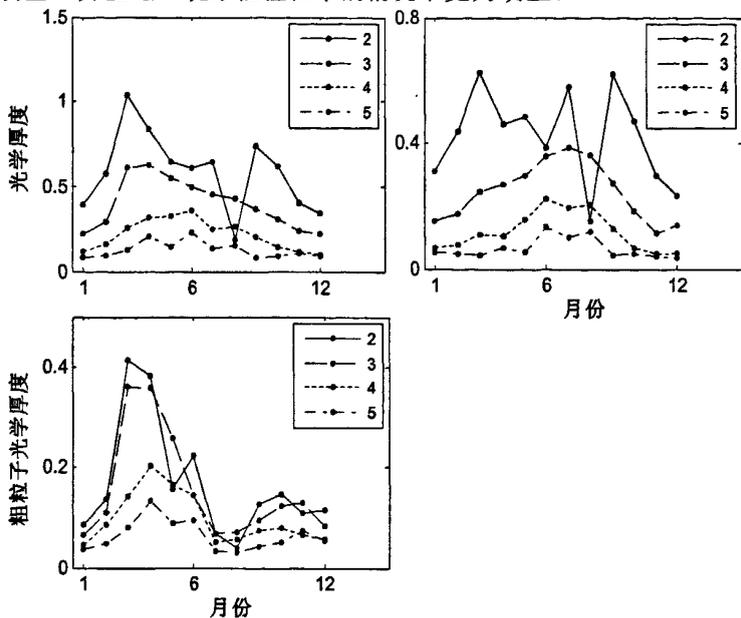


图 2.12 能见度分级后光学厚度的月平均变化

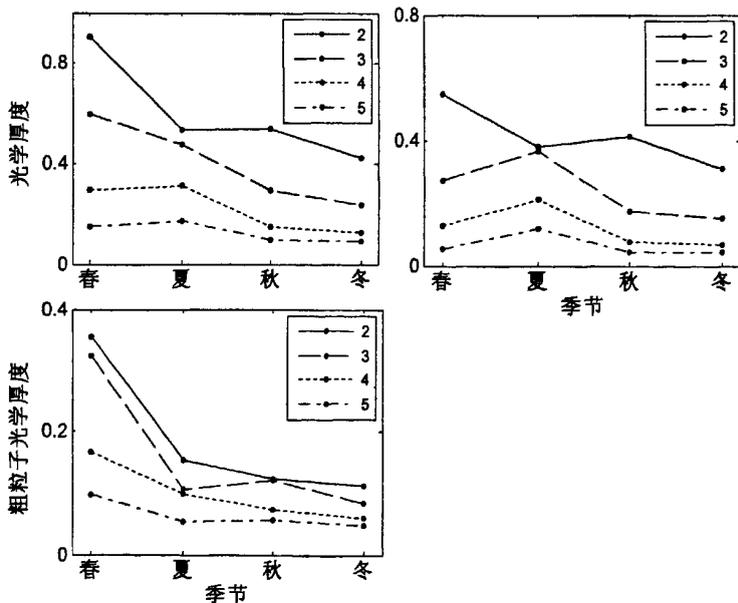


图 2.13 能见度分级后光学厚度的季节平均变化

图 2.13 给出了能见度分级后光学厚度的季节平均变化，其中图的左半部分代表总的气溶胶光学厚度，图的中间部分代表细粒子光学厚度，图的右半部分代表粗粒子光学厚度，

从图中我们可以看出, 光学厚度随着季节的变化而减小, 在相同季节的光学厚度会随能见度级别增加而减小, 并且, 各季节光学厚度均值间的差别随着能见度级别的增加而减小。

以上两图中的结果表明, 地面能见度虽然是近地面层的大气浑浊度指标, 由于气溶胶大部分集中在近地层, 所以近地层的气溶胶的浓度基本上支配了光学厚度的大小, 随着能见度的增加, 同一能见度级别的气溶胶光学厚度之间的差异变小。

2.3.7 光学厚度和空气污染指数之间的关系

2.3.7.1 空气污染指数简介

空气污染指数(Air pollution Index, 简称 API)就是将常规监测的几种空气污染物浓度简化成为单一的概念性指数值形式, 并分级表征空气污染程度和空气质量状况, 适合于表示城市的短期空气质量状况和变化趋势。空气污染的污染物有: 烟尘、总悬浮颗粒物、可吸入悬浮颗粒物(浮尘)、二氧化氮、二氧化硫、一氧化碳、臭氧、挥发性有机化合物等等。目前计入空气污染指数的项目暂定为: 二氧化硫、氮氧化物和可吸入颗粒物或总悬浮颗粒物。API 分为五个等级, API 值小于等于 50, 说明空气质量为优, 相当于国家空气质量一级标准, 符合自然保护区、风景名胜区和其它需要特殊保护地区的空气质量要求, 此时对健康无大影响; API 值大于 50 且小于等于 100, 表明空气质量良好, 此时对健康也无大的影响, 相当于达到国家质量二级标准; API 值大于 100 且小于等于 200, 表明空气质量为轻度污染, 相当于国家空气质量三级标准, 此时对于易感人群症状有轻度加剧, 健康人群出现刺激症状; API 值大于 200 表明空气质量差, 称之为中度污染, 为国家空气质量四级标准, 此时对于心脏病和肺病患者症状显著加剧, 运动耐受力降低, 健康人群中普遍出现症状; API 大于 300 表明空气质量极差, 已严重污染, 此时对于健康人运动耐受力降低, 有明显强烈症状的人群会提前出现某些疾病(http://en.wikipedia.org/wiki/Air_Pollution_Index)。

由于是讨论气溶胶与 API 之间的关系, 所以只选择主要污染物为可吸入颗粒物时的资料进行分析, 可吸入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。有些颗粒物因粒径大或颜色黑可以为肉眼所见, 比如烟尘。有些则小到使用电子显微镜才可观察到。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。

2.3.7.2 气溶胶光学厚度和 API 的相关性分析

将气溶胶光学厚度和 API 数据做相关性分析，置信度为 95%，从图 2.14 可以看出，总的气溶胶光学厚度和 API 的相关性达到了 0.45，影响其相关性的主要因素为气溶胶粒子的数量和大小有关。

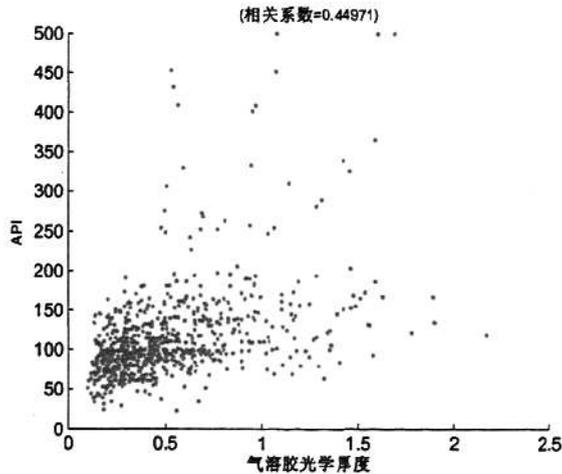


图 2.14 气溶胶光学厚度与 API 的相关性

气溶胶标高是在假设气溶胶随高度分布保持不变的气溶胶层的等效厚度，是用来衡量气溶胶浓度随高度增加而减小的速率参量^[64]。大气气溶胶浓度随时空的变化很快，一般情况下，高度越高，气溶胶分布越不均匀，这主要与下垫面的情况相关，高度增加时，气溶胶浓度一般按指数关系下降，这一变化的关键参数就是标高，所以，对标高的计算，有助于了解气溶胶浓度随时间及空间的变化^[65]。应用李成才等^[66]给出了北京地区各季节的典型标高，即春季平均为 1.251km，夏季平均为 1.957km，秋季平均为 0.791km，冬季平均为 0.776km，得到考虑标高变化的光学厚度和 API 的相关性，如图 2.15 所示，总的气溶胶光学厚度与 API 之间的相关系数为 0.49，同未考虑标高的情形相比提高了 0.04。

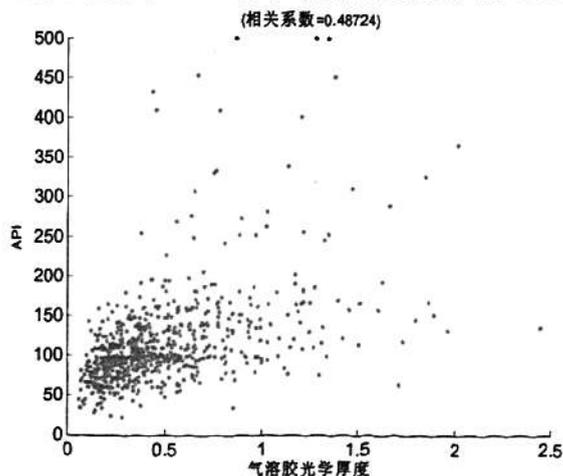
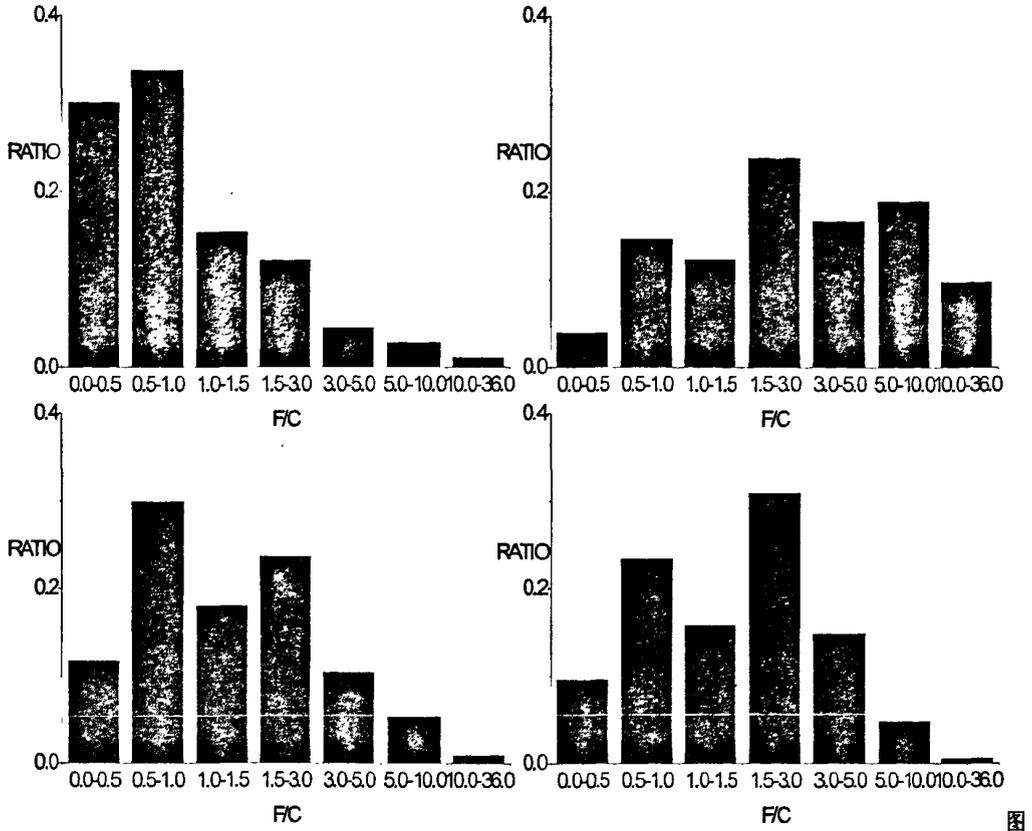


图 2.15 考虑标高变化的光学厚度和 API 的相关性

2.3.8 粗细粒子比的季节分布

我们用细粒子的光学厚度除以粗粒子的光学厚度作为粗细粒子比，春、夏、秋、冬四季粗细粒比的概率分布如图 2.16 所示：



2.16 粗细粒子比的概率分布（左上：春季；右上：夏季；左下：秋季；右下：冬季）

从图 2.16 我们可以看出，在春季，粗细粒子比集中在小于 1.0 这个区间中，这一区间的比例占到了总体的将近 70%，这说明，在春季，大气当中的气溶胶大多为粗粒子，这可能由于北京在春季多沙尘，浮沉，扬沙等天气。在夏季，粗细粒子比一般都大于 1.0，主要分布在 1.0-36.0 这几分区间，这几个区间的比例占到了总体的 80% 左右，并且，在 5.0-36.0 这个区间占到了总体的 30% 以上，这说明，在夏季，北京地区的气溶胶以细粒子为主，这可能与北京地区在夏季，其相对湿度比较高，不利于污染物的扩散，而污染物在光化学作用下形成二次气溶胶有关。在秋季，粗细粒子比总体上大于 1.0，这一区间的比例占到了总体的近 60%，而粗细粒子比小于 1.0 的区间也占到了总体的 40% 以上，这说明，在秋季，北京地区的气溶胶在大多数情况下以细粒子为主。在冬季，同秋季的情况相似，粗细粒子比总体上大于 1.0，并且，这一区间的比例较秋季上升到了将近 10%。

2.4 本章小结

本章利用 CIMEL 太阳光度计的二级产品,分析了北京地区气溶胶主要光学参数的季节变化特征,并区分粗粒子和细粒子气溶胶进行了详细的统计分析。最后分析了气溶胶总光学厚度(相对表示粒子的多少)和不同尺度的气溶胶光学厚度与能见度和空气污染指数之间的关系,发现:

1. 在气溶胶的月平均变化中,光学厚度在春季时会出现一个峰值,这是由于北京地区春季受沙尘影响比较多的缘故,之后随着之后会在秋季出现一个峰值,这可能是由于北京及北京周边地区秋季秸秆焚烧的影响。在总体上,光学厚度春季的光学厚度最高,之后,随着季节的变化,光学厚度逐渐降低,细粒子的光学厚度在春季最低,夏季最高,之后细粒子的光学厚度随着季节的变化逐渐减少,粗粒子光学厚度会在春季达到一个高峰,秋季时会出现小峰值,夏季时,粗粒子的光学厚度达到最小值。2006年2007年的气溶胶光学厚度会出现峰值,但气溶胶的年平均变化整体上呈逐年递减的趋势。
2. 单次散射反照率会在夏季最高,在冬季较低,冬季所出现的低值可能与北京冬季采暖导致大气中含碳气溶胶增多有关。
3. 复折射指数实部的峰值随着年份的增加而增加,在春季达到最大1.53左右,这可能与春季多沙尘天气有关,在夏季达到最小,可能与吸湿性气溶胶增加有关。复折射指数的虚部在冬季达到最大,这与单次散射反照率在冬季出现低谷的情况相似,即北京冬季采暖,导致大气中含碳气溶胶增多,在春季和夏季,复折射指数的虚部达到最低。
4. 有效粒径在4月达到最大值,这可能与春季沙尘天气有关,在夏季,有效粒径达到最小值,气溶胶中值体积半径的变化同气溶胶有效粒径随时间的变化十分相似,即,在4月达到最大值,在夏季达到最小值。
5. 通过对能见度与气溶胶光学厚度的分析发现,地面能见度虽然是近地面层的大气浑浊度指标,由于气溶胶大部分集中在近地层,所以近地层的气溶胶的浓度基本上支配了光学厚度的大小,随着能见度的增加,同一能见度级别的气溶胶光学厚度之间的差异变小。
6. 通过对光学厚度和API的相关性发现,考虑了标高变化的光学厚度和API的相关性有了很大的提高。
7. 粗细粒子比春季集中在小于1.0这个区间,说明大气当中的气溶胶大多为粗粒子,

这可能由于北京在春季多沙尘，浮沉，扬沙等天气。在夏季，粗细粒子比大于 1.0 的部分很高，说明此时是一细粒子为主，在秋季和冬季，粗细粒子比大于 1.0 的部分比小于 1.0 的部分高，说明在秋冬季也是以细粒子为主。

第三章 矢量辐射传输模式的比较

3.1 偏振辐射传输模式的重要性

辐射测量及其在大气中的传输过程模拟是大气遥感的重要手段之一，在准确进行辐射传输计算时，不仅要考虑辐射强度或通量，也要考虑辐射的偏振状态。研究表明如果忽略偏振因素，在进行行星大气的散射强度和辐射通量计算时会造成约为 10% 的误差^[32]；Lacis *et al.*^[67]指出，标量辐射传输模式在本质上是不完善的，不能胜任高精度的计算和分析，在清洁大气情况下，利用标量辐射传输模式计算辐射强度的误差为 5%-10%；Stam 和 Hovenier^[68]指出，不考虑偏振带来的误差会对利用气体吸收带反演成分混合比和粒子形状产生明显的影响，误差会达到 10% 以上、甚至更大。

由于偏振辐射信号可以区分大气与地表对总的行星反照的贡献^[69-71]，也可以区分水云和冰云^[72]，还可以确定散射粒子的形状^[73]。因此，偏振探测手段越来越受到大气和天文学研究工作者的关注，如法国 CIMEL 公司的 CE-318 地基太阳光度计，星载的 POLDER 系列传感器，以及 2010 年将要发射的 GLORY 卫星上搭载的气溶胶偏振传感器（APS）等等。如果没有相应完备的矢量辐射传输模式，偏振辐射的测量数据就不能被很好地利用，由于偏振分量都比较小，特别是 V 分量，其量级一般只有 10^{-4} 至 10^{-5} ，所以，矢量辐射传输模式要有很高的计算精度，另外，相对于标量辐射传输模式，矢量辐射传输模式虽然能更好地描述大气的真实辐射传输情况，但计算时间会更长，所以，在对偏振辐射测量值进行反演时，就需要选择一种计算速度快并且计算精度高的矢量辐射传输模式。目前，应用和发展比较完善的矢量辐射传输有 Evans^[43] 等发展的基于倍加累加法原理的 PolRadtran/RT3(Polarized Radiative Transfer)(以下简称 RT3)，Schulz *et al.*^[38] 在 Stamnes 等人的标量离散坐标法 DISORT 模式的基础上发展的矢量模式 VDISORT (Vector DIScrete Ordinate Radiative Transfer)，以及基于逐次散射法的 SOSVRT(Vector Radiative Transfer based on Successive Order of Scattering)全矢量大气辐射传输模式^[74]。

3.2 矢量辐射传输方程

辐射能量及其偏振状态可以用 Stokes 矢量 $\vec{I} = [I, Q, U, V]^T$ 来描述，其中 I 代表总的辐射强度，Q 代表辐射场矢量端点轨迹类型，U 表示椭圆长轴取向，V 表示偏振矢端旋转方向^[75]，上标 T 表示矩阵的转置，当只考虑 I 分量时，为一般的标量辐射传输方程，矢量辐

射传输方程在平面平行吸收散射介质中的传播和分布可以表示为:

$$\mu \frac{d\mathbf{I}(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = -\mathbf{I}(\tau, \mu, \phi) + \mathbf{J}(\tau, \mu, \phi) \quad (3.1)$$

其中源函数 $\mathbf{J}(\tau, \mu, \phi)$ 可写为:

$$\begin{aligned} \mathbf{J}(\tau, \mu, \phi) = & \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \mathbf{M}(\tau, \mu, \phi; \mu', \phi') \mathbf{I}(\tau, \mu', \phi') d\mu' d\phi' \\ & + \frac{\omega}{4\pi} \mathbf{F}_0 \exp(-\tau/\mu_0) \mathbf{M}(\tau, \mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \end{aligned} \quad (3.2)$$

μ 为天顶角余弦值, 通常规定向下为正、向上为负。 ϕ 相对于太阳光束的方位角。 τ 为光学厚度, ω 是单次散射反照率, $\mathbf{F}_0 = [F_0, 0, 0, 0]$, F_0 太阳入射能流, μ_0 和 ϕ_0 分别是天顶角和方位角的余弦值。(3.2) 式中, 右边的第一项是多次散射的贡献项, 第二项是对来自上一层边界的入射辐射所造成的单次散射的贡献项, \mathbf{M} 为 4×4 阶散射相矩阵, 又称 Mueller 矩阵, 它是通过单次散射相矩阵 \mathbf{P} 经参考平面旋转变换后得到的, 它的转换公式可表示为:

$$\mathbf{M} = \mathbf{L}(\pi - i_2) \mathbf{P} \mathbf{L}(-i_1) \quad (3.3)$$

其中:

$$\mathbf{L}(i) = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2i & \sin 2i & 0 \\ 0 & -\sin 2i & \cos 2i & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

对于球形和镜面对称的随机取向的散射粒子而言, \mathbf{P} 可以写为:

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} a_1 & b_1 & 0 & 0 \\ b_1 & a_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & a_3 & b_2 \\ 0 & 0 & -b_2 & a_4 \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

为求解简单并考虑数值求解的稳定性, 通常使用傅里叶变换对其进行分解, STOKES 矢量 \mathbf{I} 和散射相函数 \mathbf{M} 的傅立叶展开形式可表述为:

$$\mathbf{I} = \sum_{m=0}^M [I_m \cos m(\phi - \phi_0), Q_m \cos m(\phi - \phi_0), U_m \sin m(\phi - \phi_0), V_m \sin m(\phi - \phi_0)]^T \quad (3.6)$$

$$\mathbf{M} = \frac{1}{2} \mathbf{C}_0 + \sum_{m=1}^M [C_m \cos m(\phi - \phi') + S_m \sin m(\phi - \phi')] \quad (3.7)$$

其中, C_m 和 S_m 为第 m 次傅里叶模态的系数。(3.1) 式可改写为^[40]:

$$\mu \frac{d\mathbf{I}_m(\tau, \mu)}{d\tau} = -\mathbf{I}_m(\tau, \mu) + \mathbf{J}_m(\tau, \mu) \quad (3.8)$$

\mathbf{J}_m 为:

$$\begin{aligned}
 \mathbf{J}_m(\tau, \mu) = & \frac{\omega}{4} \int_{-1}^1 \mathbf{M}_m(\tau, \mu; \mu') \mathbf{I}_m(\tau, \mu) d\mu' \\
 & + \frac{(2 - \delta_{0m}) \omega}{2} \frac{\exp(-\tau/\mu_0)}{4\pi} \mathbf{M}_m(\tau, \mu; -\mu_0) \mathbf{F}_0
 \end{aligned} \tag{3.9}$$

在对上述辐射传输方程进行数值求解过程中，首先是要对辐射传输方程进行离散化，基于不同离散化形式和求解过程派生出多种辐射传输模式。下面将针对目前常用的三种矢量辐射传输模式的计算效率和计算精度进行对比分析。

3.2.1 倍加累加法

倍加累加法是基于直观物理过程而得到的一种方法，它被应用于平面平行、垂直不均匀散射大气的偏振辐射传输方程的计算。原理如图3.1：L1层散射大气的反射矩阵和透射矩阵分别为 \mathbf{R}_1 和 \mathbf{T}_1 ，L2层反射矩阵和透射矩阵分别为 \mathbf{R}_2 和 \mathbf{T}_2 ，则联合层 L12 层的反射矩阵 \mathbf{R}_{12} 和透射矩阵 \mathbf{T}_{12} 可以写为：

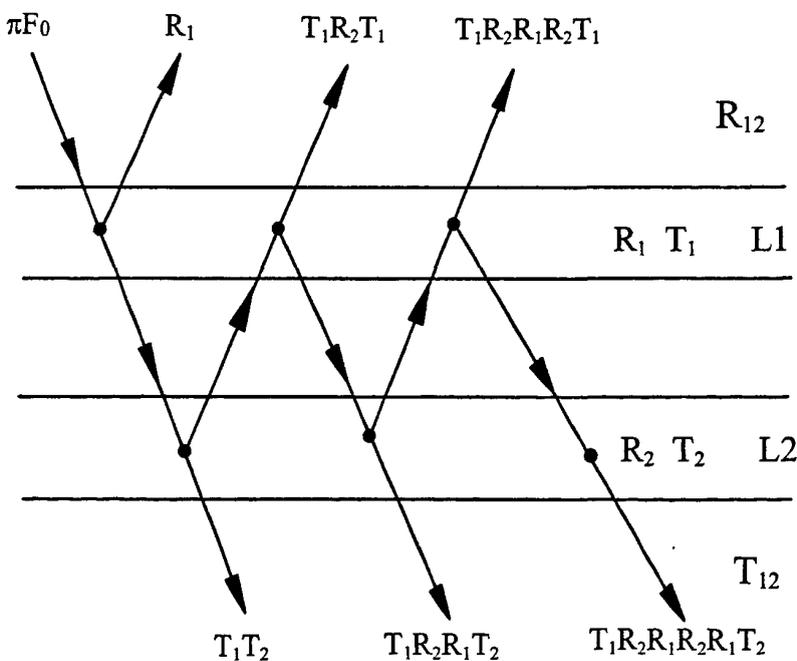


图 3.1 倍加累加法示意图

$$\begin{aligned}
 \mathbf{R}_{12} = & \mathbf{R}_1 + \mathbf{T}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{T}_1 + \mathbf{T}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{T}_1 + \dots \\
 = & \mathbf{R}_1 + \mathbf{T}_1 \mathbf{R}_2 [1 + \mathbf{R}_1 \mathbf{R}_2 + (\mathbf{R}_1 \mathbf{R}_2)^2 + \dots] \mathbf{T}_1
 \end{aligned} \tag{3.10}$$

$$\begin{aligned}
 \mathbf{T}_{12} = & \mathbf{T}_1 \mathbf{T}_2 + \mathbf{T}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1 \mathbf{T}_2 + \mathbf{T}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1 \mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1 \mathbf{T}_2 + \dots \\
 = & \mathbf{T}_1 [1 + \mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1 + (\mathbf{R}_2 \mathbf{R}_1)^2 + \dots] \mathbf{T}_2
 \end{aligned} \tag{3.11}$$

如果两个气层的反射状态和透射状态是已知的，那么这两个层所组成的合层的反射状

态和透射状态可以通过简单的累加方式得到，依此类推就可计算整层大气的反射矩阵和透射矩阵，并将边界作为一层来处理，从而就可以求得大气顶向上和地表向下的矢量辐射。

在倍加累加法中，对于一个厚的均匀层，将其划分为 2^N 个完全相同的薄层，通过倍加法就可计算出整个层结的反射和透射函数，从而大大加快计算速度。倍加法用来求均匀层结的反射透射矩阵，而非均匀层之间采用累加法。在应用这种算法的 RT3 模式中，方位的展开是以 Fourier 级数形式给出，并对天顶角进行离散化。模式中包括了两种地表类型：朗伯型和费涅尔型。利用倍加累加法计算大气层的多次散射时，不仅易于理解，而且计算稳定^[43]。

3.2.2 逐次散射法

逐次散射法(The Successive Order of Scattering Method--SOS)是计算逐次散射最直接的近似方法。在逐次散射法中，先分别计算 1 次、2 次、3 次、...、 N 次散射的强度，再对每次散射强度进行求和得到总散射强度^[40]。在计算过程中，第 n 次散射的源函数和强度为：

$$\mathbf{J}_{n+1}^{\uparrow}(\tau; \mu, \phi) = \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{\tau_1} \int_{-1}^1 \mathbf{M}(\mu, \phi; \mu', \phi') \mathbf{I}_n(\tau; \mu', \phi') d\mu' d\phi' \quad (3.12)$$

$$\mathbf{I}_n(\tau; \mu, \phi) = \int_{\tau}^{\tau_1} \mathbf{J}_n(\tau'; \mu, \phi) \exp\left(-\frac{\tau' - \tau}{\mu}\right) \frac{d\tau'}{\mu} \quad n \geq 1 \quad (3.13)$$

$$\mathbf{I}_n(\tau; -\mu, \phi) = \int_0^{\tau} \mathbf{J}_n(\tau'; -\mu, \phi) \exp\left(-\frac{\mu - \tau'}{\mu}\right) \frac{d\tau'}{\mu} \quad n \geq 1 \quad (3.14)$$

通过以上迭代公式，从 $n=1$ 进行逐次散射计算，最后总散射强度为：

$$\mathbf{I}(\tau; \mu, \phi) = \sum_{n=1}^N \mathbf{I}_n(\tau; \mu, \phi) \quad (3.15)$$

N 为散射次数。

逐次散射法矢量辐射传输算法的精度受垂直分层数和流数的影响，也和散射次数有关。如果每一个垂直分层的光学厚度很小，并且选用大流数进行计算，那么，其精度会很高，但这是以牺牲计算速度为代价的。

为了计算任意角度的 Stokes 矢量和给定积分角与垂直层的光学厚度，在 SOSVRT 算法中，采用角度内插法处理源函数 (PPSF)，所以， μ^{out} 处的源函数写为：

$$\mathbf{J}_n^{\uparrow\downarrow}(\tau; \mu^{out}, \phi) = \frac{\omega}{4} \int_{-1}^1 \mathbf{M}(\tau, \mu^{out}, \phi; \mu', \phi') \mathbf{I}_n^{\uparrow\downarrow}(\tau; \mu', \phi') d\mu' \quad (3.16)$$

这种方法比采用标准内插法更为精确。

对于前向散射很强的介质，采用低阶多项式近似的办法，不能正确反映方向差异性很强的相函数，并易引起解的震荡，而高阶多项式近似使计算时间成倍增长。为提高计算效率并抑制虚假震荡，SOSVRT 中引入了 s-M 方法^[1]，这个处理方案已被证明了其对强各项

异性散射介质的处理是最有效的。

与其它方法相比,逐次散射法能够有效地处理散射-吸收过程。当用逐次散射法计算光子的散射时,介质非均匀性和气体吸收的影响也得到了体现。也就是说,逐次散射法也适用于非均匀大气的情况。此外,逐次散射法也可用于遥感的快速计算和全球气候模式中辐射传输过程的参数化处理。逐次散射法的缺点之一是在进行强度收敛的计算时需要加大计算量,在处理光学厚度大或单次散射反照率较大的介质时,计算量的增加尤为突出。但是,大多数情况下,气溶胶和卷云的偏振影响是比较小的。并且,由于对算法进行了一些优化,所以在精度相同的情况下,计算时间可以大大减少。因此,求解大气辐射传输的偏振特性,逐次散射法比其它算法有较大的优势。

3.2.3 离散坐标法

离散坐标法是将辐射传输方程(3.8)和(3.9)离散化,转化为具有 $2n$ 个方程($2n$ 为离散化角度的个数)的一阶线性微分方程组。然后通过求解本征矩阵特征值和特征矢量的方法来获得矢量辐射传输方程的解,在对特征矩阵求解时,VDISORT应用了矩阵求逆的方法。当 $n=1$ 时,即为我们所熟悉的二流近似^[2],即有一个向上的流和一个向下方的流。但当流数很大时,其特征矩阵会变得比较松散,在对这样的特征矩阵进行矩阵求逆后,其特征值和特征矩阵会出现异常,导致最后的结果出现震荡。

离散坐标法的特点是它可以给出反射和透射过程的内部的变化,对于计算散射强度和通量既有效又准确^[34]。因此,在计算气溶胶和有云大气的辐射场时,是一种有效的方法。

通过以上介绍,我们可以发现,VDISORT是基于对辐射传输方程直接进行离散化处理,而RT3和SOSVRT这两种模式都是基于物理过程而实现对辐射传输方程的求解。在计算气溶胶和卷云的偏振辐射时,要求矢量辐射传输模式具有很高的计算效率和计算精度,由于光学厚度和流数是影响矢量辐射传输模式的两个很重要的物理量。所以选用这两个量作为对三个模式进行比较的指标。

3.3 模式比较

在瑞利散射和米散射两种情形下,对以上三个通用的矢量辐射传输模式进行计算效果比较。计算中,散射相函数在RT3中应用了Legendre展开函数,而在SOSVRT和VDISORT中应用了通用的球谐展开函数,具体的展开方法参见文献^[76]。

3.3.1 计算精度的比较

首先进行三种模式的计算精度比较,假定大气为一层散射均匀介质,光学厚度为 1, 单次散射反照率为 0.973527, 散射相函数由长短轴比为 1.999987, 折射率为 1.53-0.006i 的椭球粒子, 具体参见文献^[77]中的模型 2。太阳天顶角的余弦取 0.6, 半球流数为 16, 方位角相对于太阳光线方向分别取 0° , 90° 和 180° , 不考虑地表反射。

图 3.2~3.4 给出了相同计算条件下三种模式计算结果的误差比较, 参考值取 Wauben 和 Hovenier 文献中数值表^[77], 他们的结果经过了多种模式的严格验证, 精度为 7 位有效数字, 是验证矢量辐射传输模式^[35,71,76-77]的参考基准。图中横坐标代表天顶角的余弦, 负值表示天顶的反射向上辐射, 正值表示大气底部的向下辐射。如图所示, 由于 RT3 和 VDISORT 采用样条插值方法求取给定观测方向的辐射值, 所以, 在天顶(-1)和天底(1), 采用外推得到结果误差较大, 可能高达 20% 以上, 前向散射的误差也较大, 而在其它利用内插处理的观测方向 (前向散射除外), 误差基本在 1% 以内。SOSVRT 模式中采用了源函数分析式的差分方法, 所以, 在所有角度上误差均较小。对于 I 分量, SOSVRT 和 RT3 两个模式的计算结果和标准值都很接近, 误差在 1% 以内。VDISORT 计算的大部分结果比较接近参考值, 但在背向太阳方向, I 分量出现了较大误差。除天顶和天底两个方向外, 在 0.6 附近的地面向下辐射也出现了大于 3% 的较大误差。对于其它三个分量 (Q、U、V), SOSVRT 的结果与标准值最为接近, 除水平方向外 (天顶角大于 80 度时平面平行模式不适用), 误差均在 0.5% 以内; 而 RT3 和 VDISORT 的误差, 随角度分布出现明显震荡, 尤其是 VDISORT 模式的 V 分量计算误差极大, 通常可达 100% 以上。

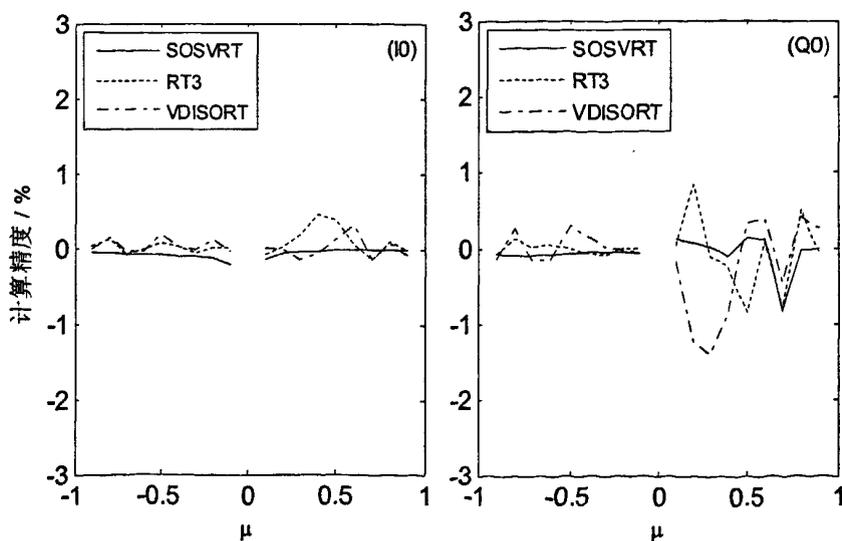


图 3.2 方位角为 0° 时误差分析 (左为 I 分量, 右为 Q 分量的误差)

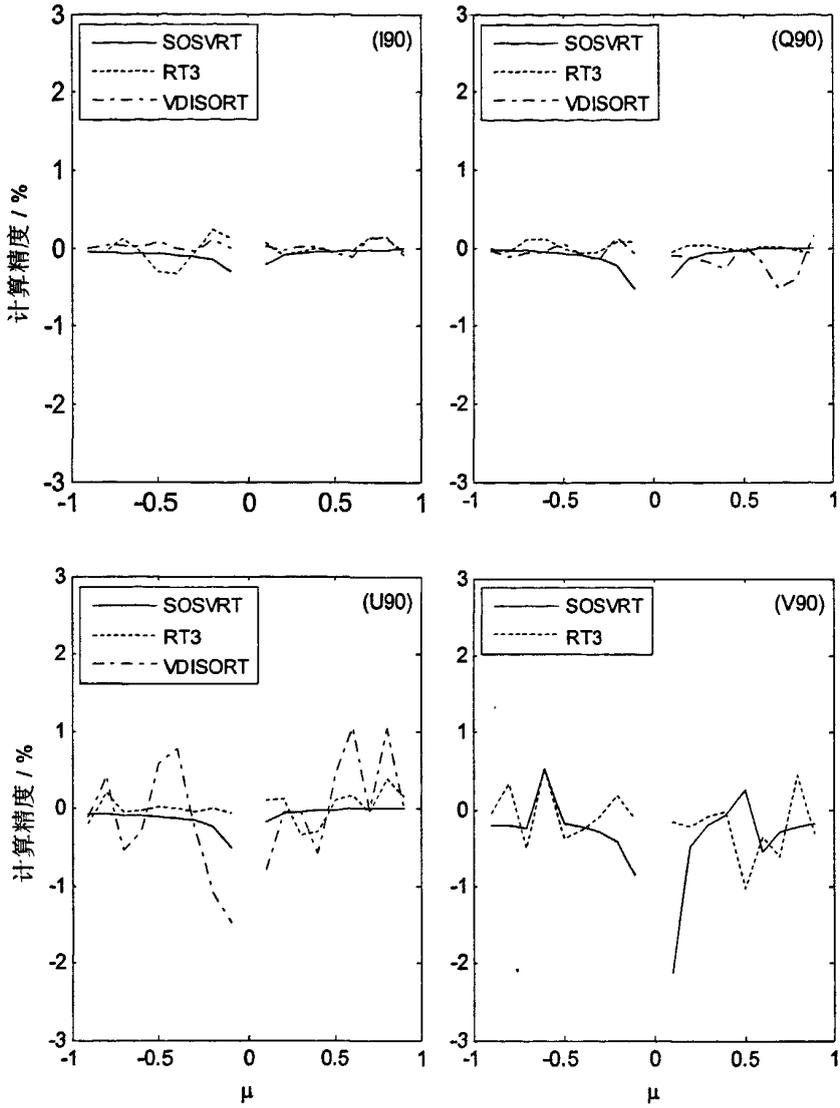


图 3.3 方位角为 90°时（左上为 I 分量，右上为 Q 分量，左下为 U 分量，右下为 V 分量的误差）

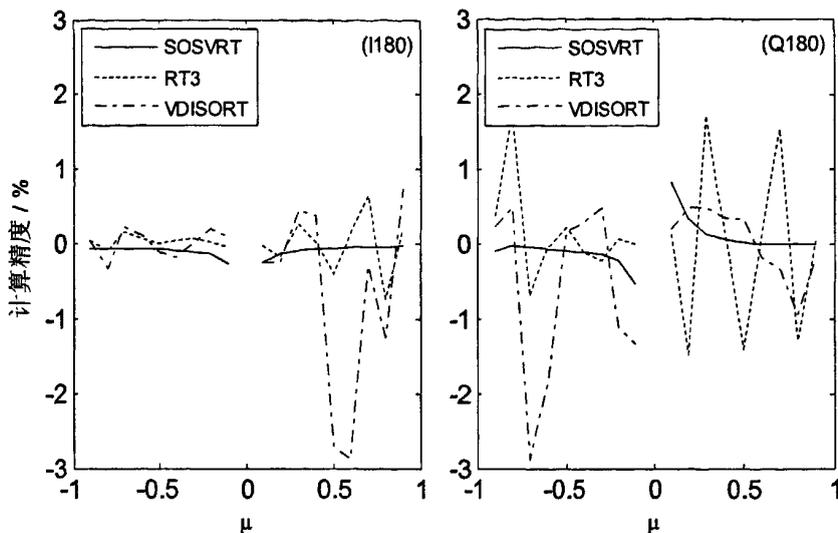


图 3.4 方位角为 180°时误差分析（左为 I 分量，右为 Q 分量的误差）

3.3.2 计算时间的比较

我们还比较分析了三种模式在给定单层光学厚度条件下计算时间随流数的变化，以及给定计算流数情况下，计算时间随单层光学厚度的变化。所采用的计算环境为：Windows XP，4 核 2.53GHz CPU，内存 4G，Compaq Visual Fortran 6.6c 编译器。

3.3.2.1 瑞利散射情况

在瑞利散射假设下进行计算时间的比较时，假设大气为单层，其初始天顶角的余弦值为 0.6，方位角取 0°、90°和 180°。单次散射反照率为 0.99999，散射相矩阵的形式为^[76]：

$$\mathbf{P}(\alpha) = \begin{bmatrix} \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \alpha) & -\frac{3}{4}\sin^2 \alpha & 0 & 0 \\ -\frac{3}{4}\sin^2 \alpha & \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \alpha) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{3}{2}\cos \alpha & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{3}{2}\cos \alpha \end{bmatrix} \quad (3.17)$$

瑞利散射的光学厚度可根据下式得到^[78]：

$$\tau(\lambda) = 0.00879\lambda^{-4.09} \quad (3.18)$$

所以波长为 360nm 的光学厚度为 0.57，波长为 400nm 的光学厚度为 0.37。对公式(3.17)，利用勒让德函数展开，得到三项勒让德展开系数。为了比较计算时间，取流数为 4~40，流

数步长为 4，所得的结果如下图所示：

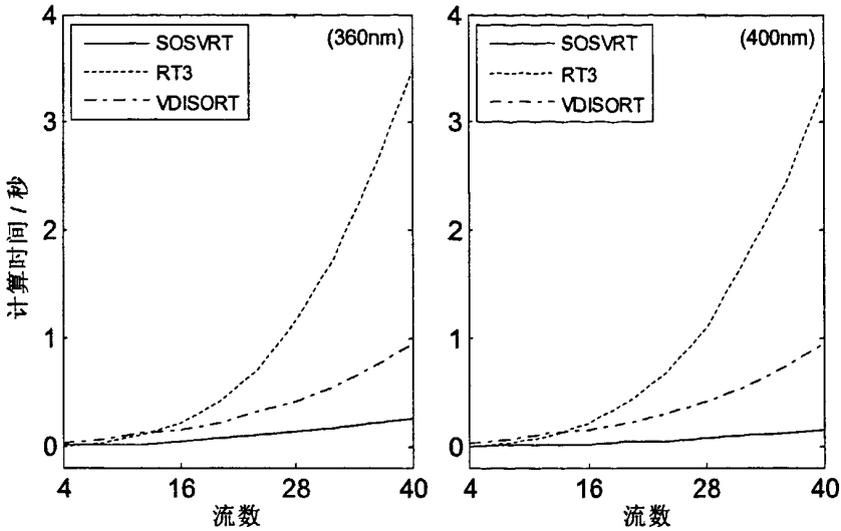


图 3.5 瑞利散射情况，不同流数下的计算时间比较（左对应于 360nm，右对应于 400nm）

从上图可以看出，SOSVRT 所用的计算时间是这三个模式中最少的，不随流数的变化而发生很大的变化；RT3 所用的计算时间最长，且随着流数的增加而迅速增加；VDISORT 所用的计算时间随着流数的增加而增加，和 RT3 相比，VDISORT 没有随着流数的增加而迅速增加。

在 16 流数的情况下，瑞利散射大气光学厚度的变化对计算时间的影响如下图所示：

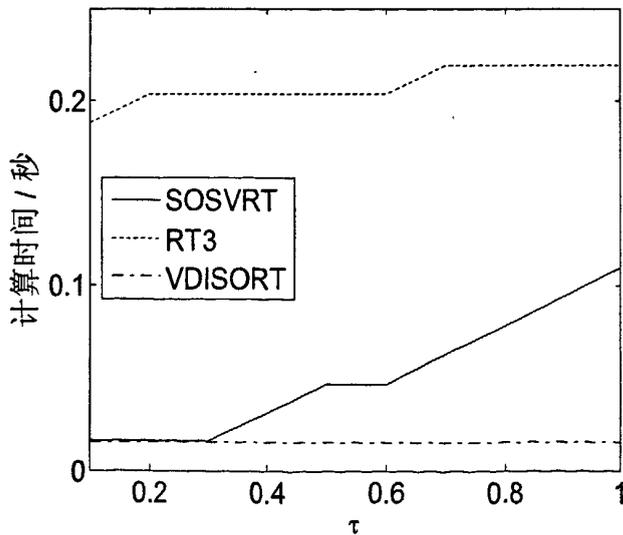


图 3.6 瑞利散射情况，计算时间随光学厚度的变化

从图中可以看出，SOSVRT 的计算时间随着光学厚度的增加而明显增加，RT3 和

VDISORT 两个模式的计算时间随光学厚度的变化很小；RT3 的计算时间最长，超过了 SOSVRT 在光学厚度为 1.0 处所用的计算时间；VDISORT 的计算时间最短，比 SOSVRT 在光学厚度为 0.1 处的计算时间还要短。

3.3.2.2 米散射情况

假定大气只含有椭球型气溶胶粒子，相函数取文献^[77]中模型 2 的情况，单次散射反照率为 0.973527，其它计算条件与瑞利散射的相同。

先取光学厚度为 0.5 和 1.0 两种情况来分析三种模式的计算效率，图 3.7 给出了计算时间和计算流数的关系：

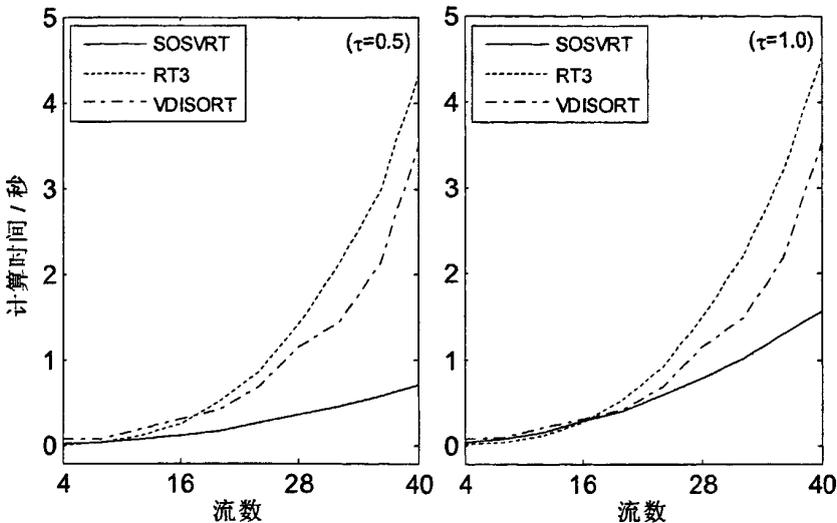


图 3.7 米散射下，不同流数下的计算时间比较（左对应 $\tau=0.5$ ，右对应 $\tau=1.0$ ）

通过上图可以看出，同瑞利散射情况相似，SOSVRT 的计算时间并没有随着流数的增加而发生明显的变化，RT3 和 VDISORT 的计算时间随着流数的增加而明显增加，尤其是采用大流数计算时，如单层光学厚度为 0.5 时，流数为 8 时，RT3、VDISORT、SOSVRT 所用时间分别为 0.250、0.312 和 0.125 秒，如单层光学厚度为 0.5 时，流数为 16 时，RT3、VDISORT、SOSVRT 所用时间分别为 2.141、1.469 和 0.453 秒。

图 3.8 给出了计算时间随单层光学厚度的变化情况，流数分别为 24 和 48 流：

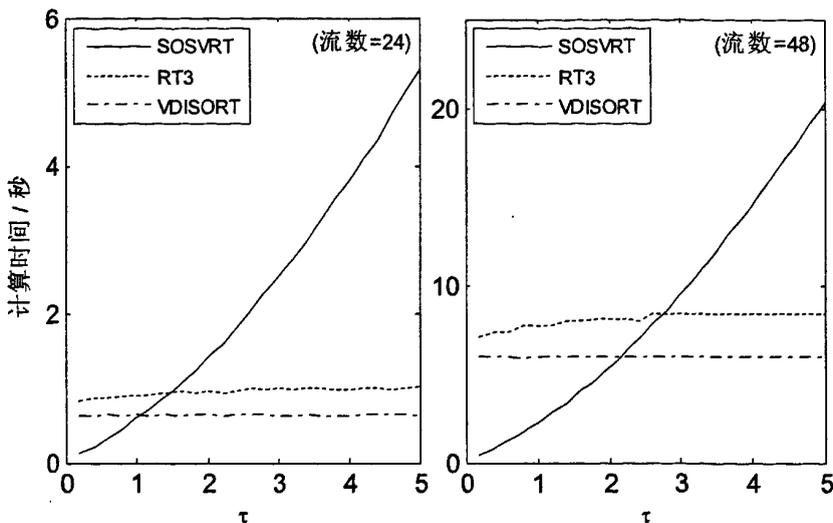


图 3.8 米散射下，计算时间随光学厚度的变化（左对应 24 流，右对应 48 流）

从上图可以看出，VDISORT 的计算时间基本不随单层光学厚度的变化而变化，RT3 的计算时间随着光学厚度的变化很小，而 SOSVRT 的计算时间随着光学厚度的增加而增加。这是因为 VDISORT 是矩阵求解过程，与单层光学厚度无关，RT3 对于均匀介质层采用了倍加处理方法，光学厚度有限增加，计算时间增加很少，而 SOSVRT 方法因采用垂直积分，与光学厚度大小有直接关系。但是，在利用矢量辐射传输模式模拟大气辐射传输过程时，通常只考虑晴空或薄云大气，光学厚度一般较小，而对于光学厚度较大的天气条件，由于强多次散射的消偏，偏振模拟已经不重要。因此，SOSVRT 依然是计算效率最好的模拟工具。

3.4 本章小结

本文对基于逐次散射法的 SOSVRT、基于倍加累加法的 RT3 和基于逆矩阵求解的 VDISORT 三个矢量辐射传输模式的计算效能进行了比较分析，分别比较了在瑞利散射和米散射大气条件下，三种模式的计算精度和计算效率。结果表明，对于 I 分量，SOSVRT 与 RT3 的计算结果与参考值接近，SOSVRT 模式计算结果平稳，而 RT3 模式的结果随角度分布出现小幅震荡。VDISORT 模式在某些方向的计算误差较大，可能与其矩阵求逆有关，对于地面向下辐射，有些角度的误差超过了 3%。对于 (Q、U、V) 三个分量，SOSVRT 精度最好，除水平方向外，误差均在 0.5% 以内，而 RT3 和 VDISORT 的误差，随角度出现明显震荡，计算不平稳。

同时，我们还对三个模式的计算效率进行了比较分析。在光学厚度一定时，RT3 和

VDISORT 模式随流数的增加, 计算时间几乎呈指数增加, 其中 RT3 计算效率更低。SOSVRT 模式的计算时间随流数的增加而缓慢增长, 计算效率较高。在单层光学厚度 0.5、流数为 16 时, RT3, VDISORT 和 SOSVRT 所用计算时间分别为 2.141、1.469 和 0.453 秒。在流数给定时, RT3 和 VDISORT 的计算时间基本上不随单层光学厚度的变化而变化, SOSVRT 的计算时间随单层光学厚度的增加而呈线性增长, 这也大概是普遍认为逐次散射法效率低的原因。但是, 在较小的单层光学厚度时, 如晴空大气或是薄卷云, SOSVRT 模式依然是计算效率最高的矢量辐射传输模式。所以选取 SOSVRT 模式作为模拟不同天气现象 Stokes 参数和偏振辐射分布的矢量辐射传输模式。

第四章 偏振辐射的模拟

4.1 勒让德展开系数的计算

对于不同的气溶胶，其散射相距阵（如 3.5 式所示）中各项也是不同的，所以在对散射相距阵进行勒让德展开后，展开项前面的系数也不相同。模式利用 W.J.Wiscombe 编写的 Mie 散射计算程序 MIEV0 计算得到勒让德展开系数，并且还够得到单次散射反照率。这个程序还可以计算散射系数和衰减系数，非对称因子，前向和后向散射振幅，入射偏振光在平面平行大气的散射振幅，偏振相矩阵和非偏振散射相函数的勒让德展开系数，所以，MIEV0 可以为偏振辐射研究提供米散射参量，并且已被证明对于大的复折射指数和粒子谱参数也适用，而且很好地避免了数值振荡现象，其计算精度优于六位有效数字，计算速度也很快^[79]。

4.2 大气分层

假定大气气溶胶和分子消光系数随高度指数递减^[80]，即：

$$\sigma_e(z) = \sigma_e(0) \exp(-z/h)$$

其中 h 为标高， z 为海拔高度，假定大气分子标高为 8km，气溶胶标高为 2km，则海拔高度 z 处的光学厚度 $\tau(z)$ 可以表示为：

$$\tau(z) = \int_z^{\infty} \sigma_e(z) dz = \tau(0) \exp(-z/h)$$

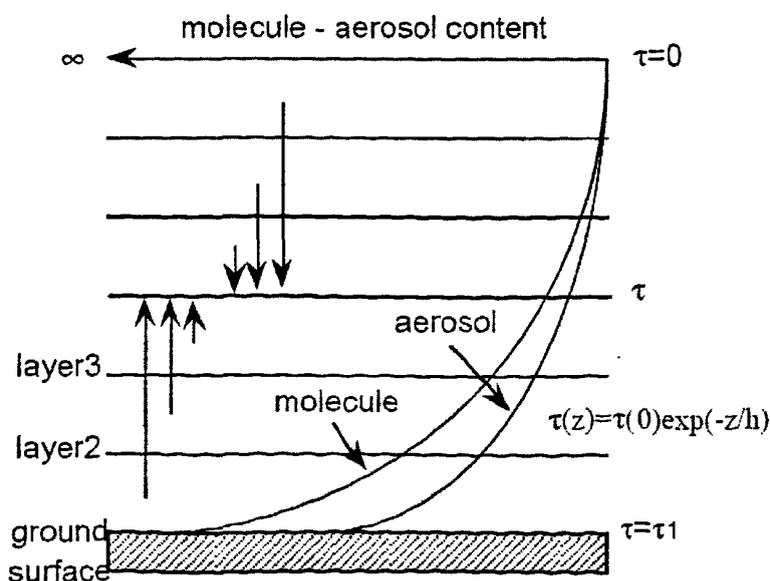


图 4.1 大气分层示意图

本文将大气顶设为 90km, 在 1-15km (对流层和对流层顶), 每 1km 分为一层, 共 15 层, 在 15-50km (平流层和平流层顶), 每 5km 分为一层, 共 7 层, 在 50-90km (中间层和热层一部分), 每 10km 一层, 共 4 层, 所以将大气分为 26 层。

4.3 太阳光度计测量值的对比

太阳光度计的扫描方式分为三种, 即太阳等纬圈 (Almucantars) 扫描 (等天顶角平面), 太阳主平面 (Principal Planes) 扫描 (等方位角平面), 偏振主平面 (Polar Principal Planes) 扫描 (等方位角平面)。把偏振通道转化为标量辐射值, 计算公式如式 (4.1) 所示^[81], P_1 、 P_2 、 P_3 分别为 870nm 三个偏振通道的测量值。在晴天 (2002.06.03)、霾 (2007.02.12)、烟尘 (2003.03.25)、沙尘 (2006.04.18) 这四类天气情况下, 对比 870nm 通道在主平面测量得到的天光辐射值和偏振通道转换得到的标量辐射值之间的差异, 观测时次为北京时间 11 时, 如下图所示:

$$I = \frac{2}{3} [P_1 + P_2 + P_3] \quad (4.1)$$

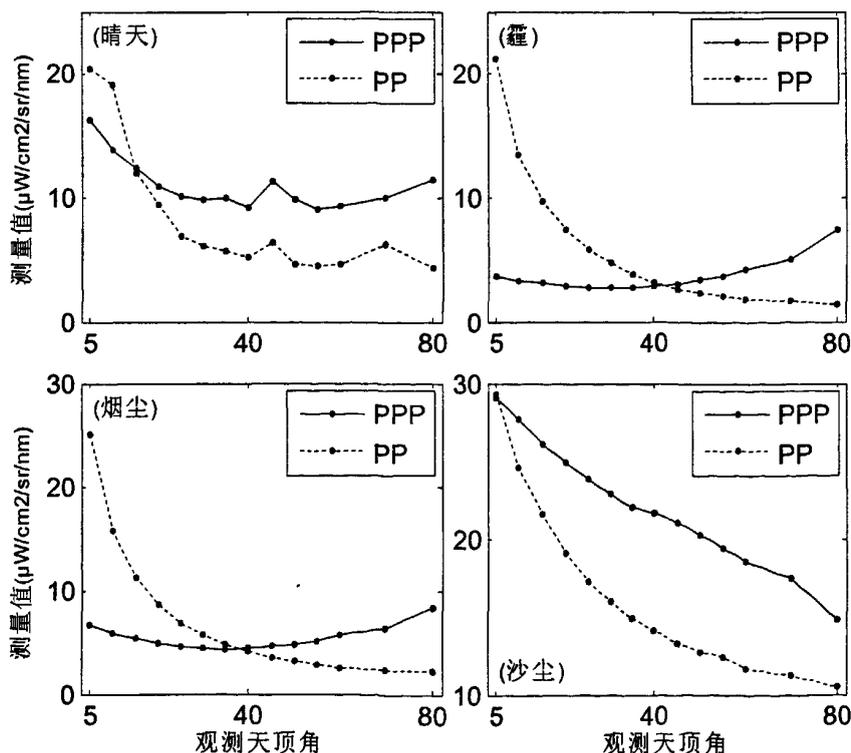


图 4.2 不同天气现象下, 太阳光度计测量值的比较

图 4.2 中, PPP 代表偏振主平面扫描, PP 代表主平面扫描, 横坐标是观测天顶角, 纵坐标是不同扫描方式所测得的辐射值。总体上看, 主平面测量得到的辐射值同偏振通道在计算得到的辐射值的误差很大, 而造成这一误差的原因可能是由于偏振通道的定标问题所造成的。所以, 太阳光度计偏振通道测量结果不用于今后气溶胶参数的反演工作。

4.4 偏振辐射的模拟

4.4.1 天气现象数据的说明

本文所用的天气现象数据为全球地面天气报和航空小时报中的天气现象数据, 时间范围是 2002-2008 年, 但是, 由于光度计所在地与观测天气现象的气象站距离比较远, 所以按以下几点情况确定天气现象:

- (1) 天气现象数据以全球地面天气报定时值数据集中的天气现象数据为准;
- (2) 当全球地面天气报定时值数据集中的天气现象数据中的某一次天气现象数据连续出现 3 次时, 认为太阳光度计所处位置的天气为该天气现象;
- (3) 当全球地面天气报定时值数据集中的天气现象数据与航空小时报中的天气现象数据在时间和天气现象相同时, 认为太阳光度计所处位置的天气为该天气现象;
- (4) 当天气现象数据记录有沙尘出现时, 认为太阳光度计所处位置的天气为该天气现象。

4.4.2 不同天气情况下偏振辐射的模拟

将在时间上对应的天气现象数据和太阳光度计数据结合起来, 选择霾、晴天、沙尘、烟尘四种天气现象时进行考虑, 由于表征不同的天气现象的参数存在季节差异性, 所以将这些天气现象所对应的气溶胶光学参数进行平均。设入射天顶角的余弦值为 0.6, 半球流数为 50 流, 方位角相对于太阳光线方向分别取 0° , 45° , 90° , 135° 和 180° , 不考虑地表反射, 具体数值如下表所示:

表 4.1 不同天气现象的粒子参数平均值

天气现象	有效粒径 nm	实部	虚部	AOD
霾	0.382	1.53	0.0114	0.65
晴天	0.477	1.55	0.0080	0.20

沙尘	1.352	1.59	0.0040	1.10
烟尘	0.556	1.54	0.0173	0.53

将有效粒径、复折射指数数据带入到 MIEV0 进行计算, 将计算得到的勒让德展开系数、单次散射反照率以及气溶胶光学厚度平均值再带入到 SOSVRT 中, 得到 Stokes 参数, 定义偏振辐射为: $L_p(\theta) = \sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}$ [82], 利用计算所得 Stokes 参数中的 Q、U、V, 计算得到偏振辐射强度 L_p , 再根据公式 $P = L_p(\theta)/I(\theta)$, 计算得到偏振度 P 。不同天气情况下的辐射强度、偏振辐射和偏振度如图 4.3-4.5 所示, 图的上半部分为天顶向上方向, 下半部分为天底向下方向。

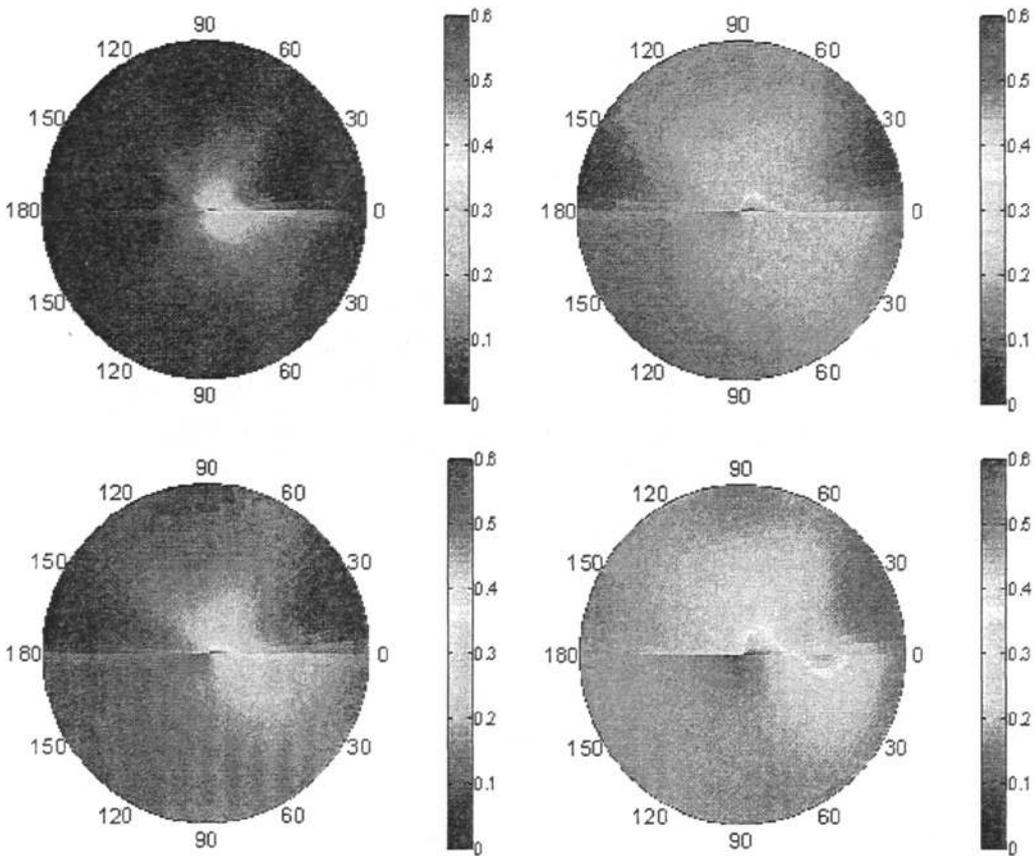


图 4.3 不同天气情况下辐射强度的分布 (左上: 晴天, 右上: 霾, 左下: 烟尘, 右下: 沙尘)

从图 4.3 可以看出, 在天顶向上方向, 辐射强度随着方位角的增加而逐渐减小, 并且, 辐射强度最大值由大到小分别对应霾、烟尘、沙尘、晴天的情况, 同样, 辐射强度随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小, 减小速率最快的是晴天情况下的辐射值, 最慢的是沙尘情况, 这可能由于是光学厚度的影响所致; 对于在天底向下方向, 随着天顶角余弦值的增

加, 辐射峰值出现的顺序依次为晴天、烟尘、霾、沙尘, 在天气现象为霾和烟尘时, 他们的变化趋势基本一致。

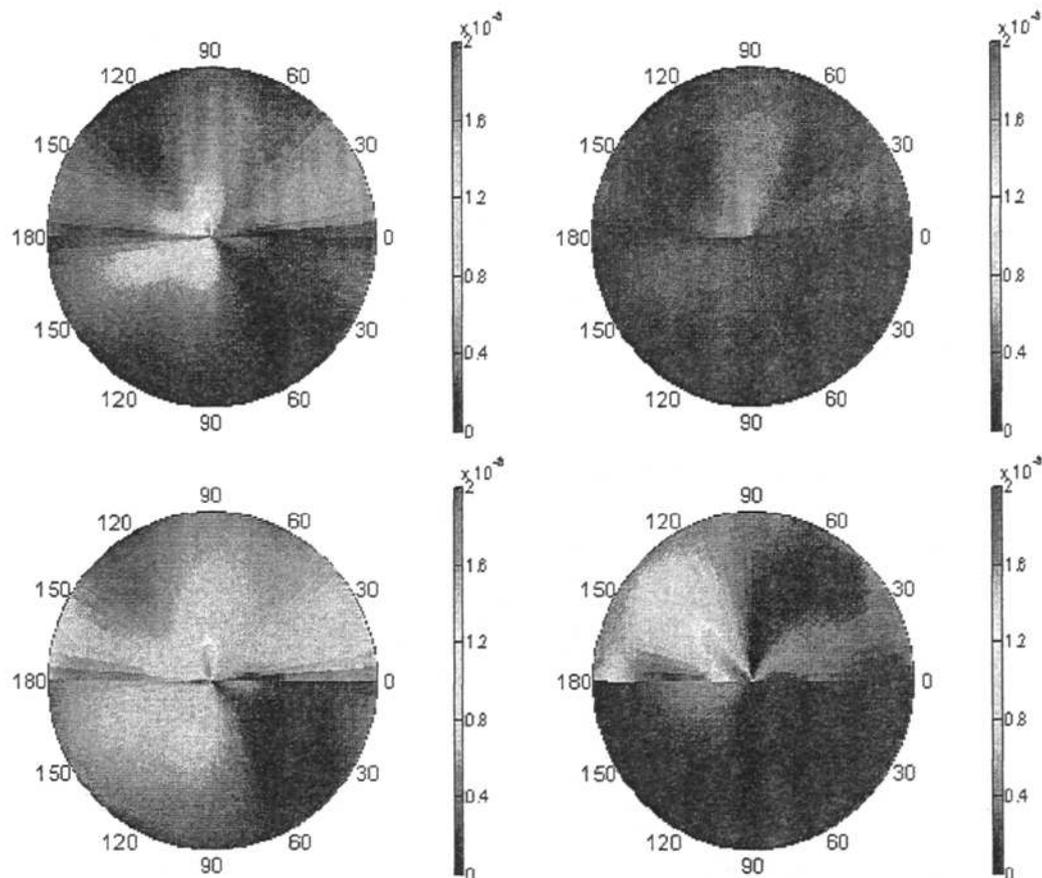


图 4.4 不同天气情况下偏振辐射的分布 (左上: 晴天, 右上: 霾, 左下: 烟尘, 右下: 沙尘)

由图 4.4 可以看出, 偏振辐射值同辐射强度相比, 要小 2-3 个量级左右, 并且在方位角为 0° 和 180° 的偏振辐射最小, 所以这就要求在进行偏振遥感测量时, 测量仪器要有很高的精度, 在晴天情况下, 在天顶向上方向时, 当方位角 $\phi=30^\circ$ 时, 偏振辐射值基本随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加, 当方位角为 90° 时, 偏振辐射达到最大值, 并且随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小, 当方位角 $\phi=150^\circ$ 时, 偏振辐射随着天顶角余弦值的绝对值先减小后增加; 在天底向下方向时, 偏振辐射的分布同天顶向上方向的偏振辐射的分布相似, 当方位角 $\phi=30^\circ$ 时, 偏振辐射随着天顶角余弦值先减小后增加, 当方位角为 90° 时, 偏振辐射随着天顶角余弦值增加而减小, 当方位角 $\phi=150^\circ$ 时, 偏振辐射随着天顶角余弦值先减小后增加。在霾天气情况下, 偏振辐射相对于其他三种天气现象下的偏振辐射都要小, 在天顶向上方向, 当方位角为 90° 时, 偏振辐射达到最大, 并且随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小; 在天底向下方向时, 偏振辐射变化很小。当天气现象为烟尘时, 其偏振辐

射的变化情况和晴天时的偏振辐射十分相似，并且，从图中可看出，两种天气情况下的偏振辐射在天顶向上方向和天底向下方向存在一定的相关性。当天气现象为沙尘时，在天顶向上方向，当方位角 $\phi=45^\circ$ 时，偏振辐射基本上随着天顶角余弦值绝对值先减小后增加，当天顶角为 135° 时，偏振辐射达到最大值，并且，随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小；在天底向下方向时，同天气现象为霾时的偏振辐射的变化相似，即偏振辐射变化很小。

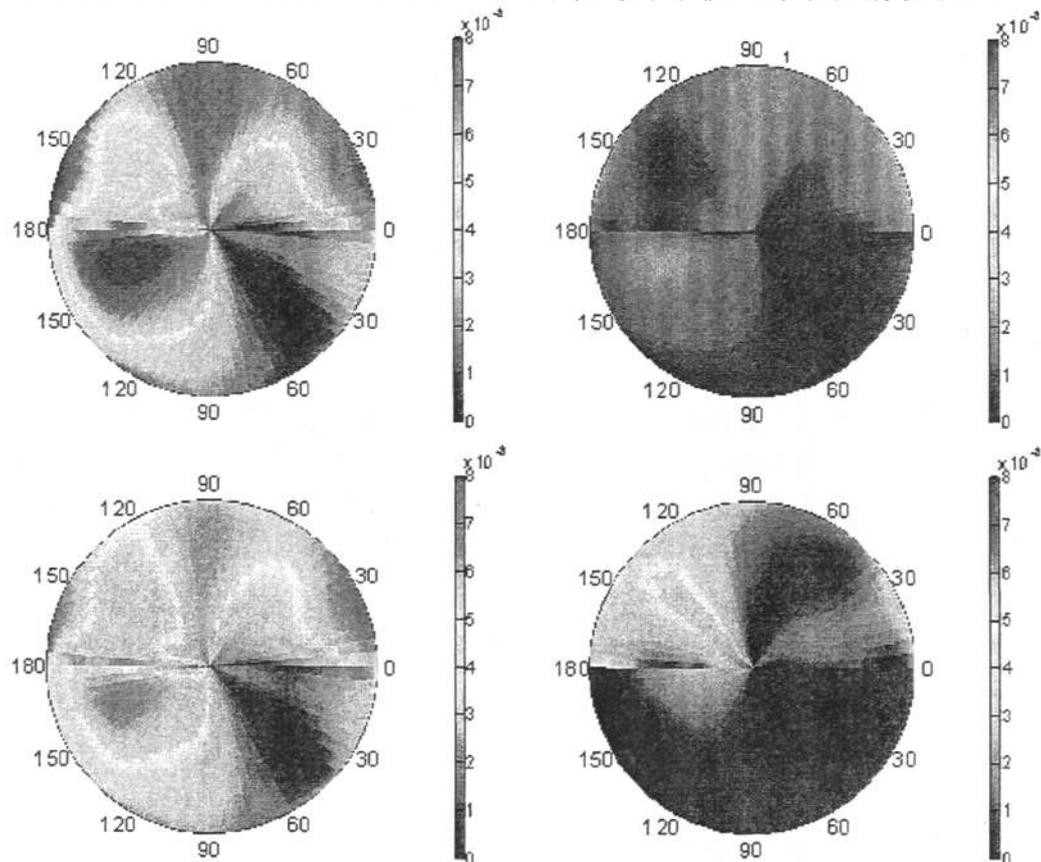


图 4.5 不同天气情况下偏振度的分布 (左上: 晴天, 右上: 霾, 左下: 烟尘, 右下: 沙尘)

由图 4.5 可以看出，天气现象为晴天时的偏振度变化最为剧烈，当天气现象为霾时，偏振度变化很小，这同偏振辐射的变化情况十分相似。在晴天情况时，在天顶向上方向时，方位角 $\phi=60^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加，在方位角 $60^\circ=\phi=120^\circ$ 时，偏振度变化缓慢，只是在方位角为 90° 时随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加，当方位角 $\phi=120^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值绝对值先减小后增加；在天底向下方向时，当方位角 $90^\circ=\phi=135^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值的增加而减小，当方位角 $\phi=135^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值先增加后减小。当天气现象为霾时，偏振度变化很小。在烟尘天气条件下，其偏振度的变化和晴天时的偏振度的变化十分类似。当天气现象为沙尘时，在天

顶向上方向, 当方位角 $\phi=45^\circ$ 时, 偏振度随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加, 当方位角为 135° 时, 偏振度达到最大值, 并且随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小, 当方位角为 180° 时, 偏振度随着天顶角余弦值绝对值先减小后增加; 在天底向下方向时, 偏振度的变化不明显。

综上所述, 辐射强度在天顶向上方向上会随着方位角的增加而逐渐减小, 并且辐射强度随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小, 减小速率最快的是晴天情况下的辐射值, 最慢的是沙尘情况, 这可能由于是光学厚度的影响所致。偏振辐射值同辐射强度相比, 要小 2-3 个量级左右, 并且在方位角为 0° 和 180° 的偏振辐射最小, 这就要求在进行偏振遥感测量时, 测量仪器要有很高的精度。霾天气情况下的偏振辐射相对于其它三种天气现象下的偏振辐射都要小, 烟尘情况下偏振辐射的变化和晴天时的偏振辐射十分相似, 并且, 两种天气情况下的偏振辐射在天顶向上方向和天底向下方向存在一定的相关性。偏振度同偏振辐射的变化十分类似, 天气现象为晴天时的偏振度变化最为剧烈, 当天气现象为霾时, 偏振度变化很小。

4.4.3 春节期间偏振辐射的模拟

由于春节期间, 北京城区不再实行对于燃放烟花爆竹的管制, 烟花爆竹燃烧爆炸后会产生大量各种成分的气溶胶, 会使含元素硫, 磷, 氮, 铝, 铁, 钾等元素的气溶胶增加, 所以, 研究春节期间的辐射强度, 偏振辐射和偏振度的变化, 可以更好地了解北京市气溶胶的特性。

2002-2008 年, 将春节期间光度计反演得到的光学厚度、有效粒径、复折射指数的加权平均如下表所示:

表 4.2 春节时, 粒子参数的平均值

天气现象	有效粒径 nm	实部	虚部	AOD
春节	0.32	1.53	0.012	0.42

将这些量带入 MIEV0 计算得到气溶胶的勒让德展开系数和单次散射反照率, 并将这两个量带入到 SOSVRT, 得到辐射强度, 并计算得到偏振辐射值和偏振度。

由图 4.6 可以看出, 春节期间的辐射强度随着方位角的增加而减小, 并且, 同霾和烟尘情况下的辐射强度的分布十分相似, 在天顶向上方向, 辐射强度随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小。春节期间的偏振辐射变化不明显, 这同天气现象为霾时偏振辐射的分布十分相似, 在天顶向上方向, 当方位角 $\phi=90^\circ$ 时, 偏振辐射随着天顶角余弦值绝对值的增

加而减小；在天底向下方向，当方位角 $30^\circ = \phi = 60^\circ$ 时，偏振辐射随着天顶角余弦值绝对值的增加而缓慢减小。春节期间的偏振度的变化十分不明显，这同霾情况下偏振度的分布十分类似，同时，也同春节期间偏振辐射的分布十分类似。

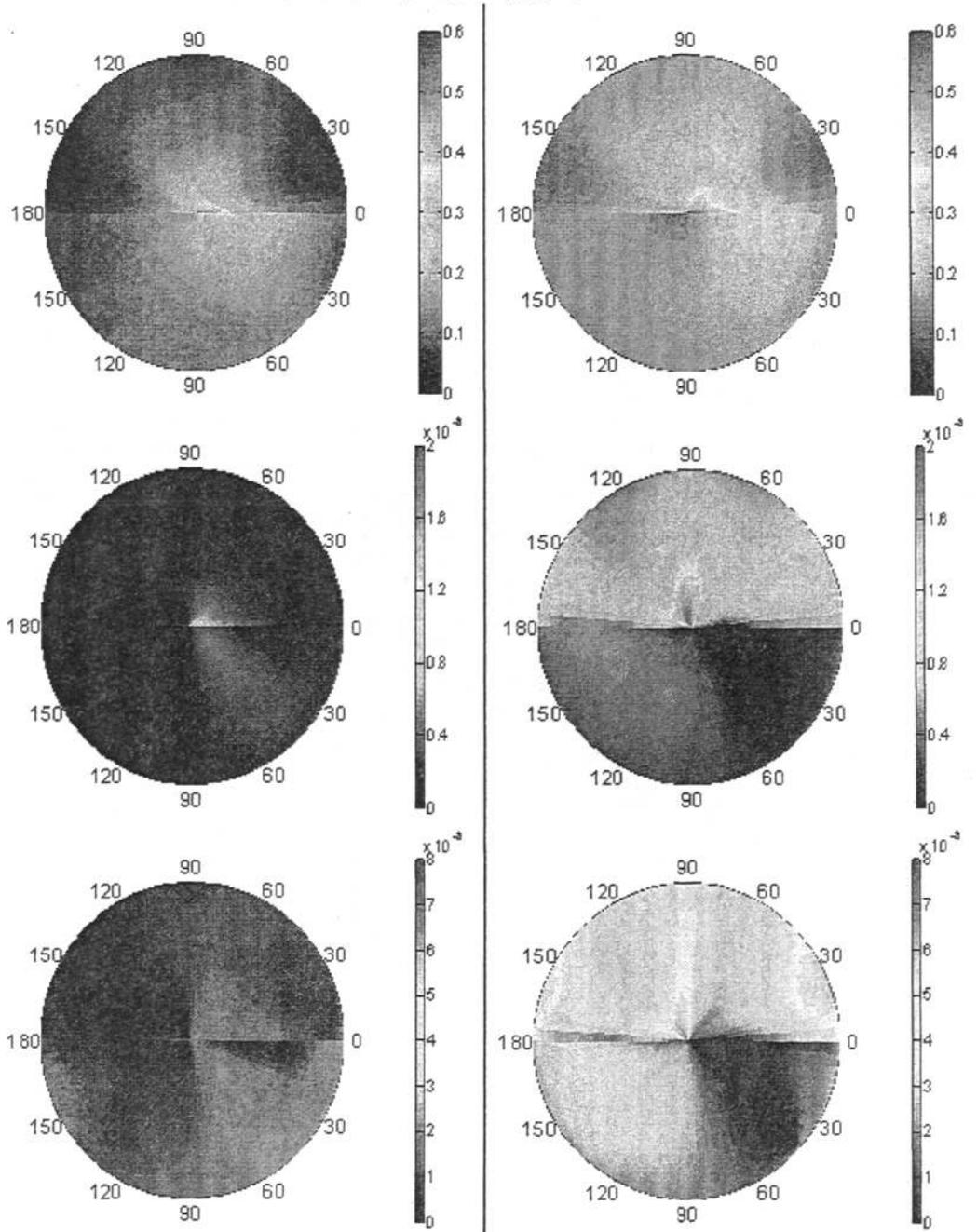


图 4.6 春节期间辐射强度(上)、偏振辐射(中)和偏振度的分布(下)

图 4.7 高污染情况下辐射强度(上)、偏振辐射(中)和偏振度的分布(下)

从春节期间辐射强度，偏振辐射和偏振度的模拟值的分布情况可以看出，春节期间的

大气中的粒子分布同天气现象为霾和烟尘时的粒子分布相似，这主要是由于春节期间由于鞭炮燃放的影响，导致大气中的含硫气溶胶增加。

4.4.4 高污染天气下偏振辐射的模拟

从 2002-2008 年选取 API 指数大于 300，并且，主要污染物为可吸入颗粒物的重度污染天气的时次，将这些时次所对应的光度计反演得到的光学厚度、有效粒径、复折射指数进行加权平均，如下表所示：

表 4.3 高污染天气下，粒子参数的平均值

天气现象	有效粒径 nm	实部	虚部	AOD
高污染	0.55	1.53	0.011	1.23

将这些量带入 MIEV0 计算得到气溶胶的勒让德展开系数和单次散射反照率，并在将这两个量带入到 SOSVRT，得到辐射强度，并计算得到偏振辐射值和偏振度。

由图 4.7 辐射强度的天空分布可以看出，高污染情况下的辐射强度随着方位角的增加而减小，在天顶向上方向，辐射值随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小；在天底向下方向，辐射强度值基本上随着天顶角余弦值先增加后减小，这与沙尘的辐射值的分布十分相似。由偏振辐射分布图，在天顶向上方向，当方位角 $\phi=45^\circ$ 时，偏振辐射随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加，当方位角为 90° 时，偏振辐射达到最大值，并且随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小，当方位角 $\phi=150^\circ$ 时，偏振辐射随着天顶角余弦值绝对值先减小后增加。这同烟尘时的偏振辐射的变化十分类似。由偏振度的分布可以看到，高污染情况下的偏振度同偏振辐射的分布十分类似，在天顶向上方向，当方位角 $\phi=45^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值绝对值的增加而增加，当方位角为 90° 时，偏振度达到最大值，并且随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小，当方位角 $\phi=150^\circ$ 时，偏振度随着天顶角余弦值绝对值先减小后增加。这同烟尘时的偏振度的变化十分类似。

根据高污染天气下的辐射强度，偏振辐射和偏振度的模拟结果，可以看出，高污染天气下，大气中的粒子分布同烟尘和沙尘天气的气溶胶粒子分布相似。在春季，由于北京地区会有沙尘暴出现，所以可能会出现重污染天气，在 10 月份，由于北京及北京周边地区的秸秆焚烧产生的烟尘会向北京输送，使得北京出现高污染天气。因此，北京的重污染天气主要出现在春季和 10 月份。

4.5 本章小结

本章利用矢量辐射传输模式 SOSVRT 分析了不同天气条件下（晴天、霾、烟尘、沙尘以及我国特有的春节人为鞭炮污染天气类型）的大气辐射总量、偏振辐射和偏振度的分布模态，气溶胶散射相函数由 Wiscombe 提供的 Mie 散射程序得到，并假定大气气溶胶和大气分子随高度呈指数递减分布，其中大气分子的标高为 8km，气溶胶标高假定为 2km。经比较分析发现：

1. 辐射强度在天顶向上方向上会随着方位角的增加而逐渐减小，并且辐射强度随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小，减小的速率最快的是晴天情况下的辐射值，最慢的是沙尘情况情况，这可能由于是光学厚度的影响所致；
2. 在沙尘、霾、烟尘、晴天情况下，偏振辐射值同辐射强度相比，要小 2-3 个量级左右，并且在方位角为 0° 和 180° 的偏振辐射最小，所以这也就要求在进行偏振遥感测量时，测量仪器要有很高的精度，不同天气现象的偏振辐射模拟值，在不同的方位角的分布有很大差别，所以可以根据这些差别来进行不同气溶胶类型的反演；
3. 春节期间辐射强度，偏振辐射和偏振度的模拟值的分布情况表明，春节期间的大气中的粒子分布同天气现象为霾和烟尘时的粒子分布相似，这主要是由于春节期间由于鞭炮燃放的影响，导致大气中的含硫气溶胶增加；
4. 对高污染天气下的辐射强度，偏振辐射和偏振度的模拟值的分布情况，可以看出，高污染天气下，大气中的粒子分布同天气现象为烟尘和沙尘时的粒子分布相似，这主要是由于重污染天气主要出现在春季和 10 月份，在春季，由于北京地区会有沙尘暴出现，所以可能会出现重污染天气，在 10 月份，由于北京及北京周边地区的秸秆焚烧产生的烟尘会向北京输送，使得北京出现高污染天气。

第五章 总结及展望

5.1 总结

本文利用北京地区（中科院大气所 40 号楼楼顶）AERONET（气溶胶网络）所使用的 CE318 偏振光度计的产品。根据不同天气状况和环境污染资料，结合 SOSVRT 矢量辐射传输模式，分析了不同天气/环境条件下大气气溶胶光学参数如光学厚度、单次散射反照率、粗细粒子比等的季节变化规律和变化趋势以及不同天气/环境条件下大气总辐射、偏振辐射和偏振度的分布模态，揭示天光偏振与大气气溶胶和环境参数的内在联系，为利用新一代偏振光度计进行大气气溶胶的光学参数的反演，利用偏振光学测量自动识别城市环境条件（气溶胶类型）和天气类型打下科学基础。本论文获得的主要结果如下：

- 1) 分析了北京地区气溶胶光学参数如光学厚度、单次散射反照率和粗粒子和细粒子比的季节变化特征，并对气溶胶光学厚度与大气能见度、环境 API 指数之间的关系加以分析，得到如下初步结果：气溶胶光学厚度在春季时会出现一个峰值，这是由于北京地区春季受沙尘影响比较多的缘故；秋季有一个次峰值，这可能是受北京及周边地区秋季秸秆焚烧的影响。总体上，春季的光学厚度最高，之后光学厚度逐渐降低；单次散射反照率夏季最大，冬季最小，冬季的低值可能与北京冬季采暖导致含碳气溶胶增多有关。复折射指数实部春季最大，约 1.53 左右，这与沙尘性气溶胶的折射指数接近，因而可能与春季多沙尘天气有关；夏季复折射指数实部最小，可能与空气湿度相关；复折射指数的虚部冬季最大，这与单次散射反照率在冬季出现低谷的情况是一致的；有效半径与中值体积半径随时间的变化规律十分相似，在 4 月达到最大值，夏季最小。对能见度与气溶胶光学厚度的分析发现，地面能见度虽然是近地面层的大气浑浊度指标，由于气溶胶大部分集中在近地层，所以近地层的气溶胶的浓度基本上支配了光学厚度的大小，随着能见度的增加，同一能见度级别的气溶胶光学厚度之间的差异变小。对光学厚度和 API 的相关性发现，考虑了标高变化的光学厚度和 API 的相关性有了很大的提高；粗细粒子比在春季集中在小于 1.0 这个区间，说明大气当中的气溶胶大多为粗粒子，在夏季、秋季、冬季的粗细粒子比主要分布在大于 1.0 这个区间，特别是在夏季，这说明这三个季节主要以细粒子为主。
- 2) 比较分析了现有常用的三种基于不同算法的矢量辐射传输模式 SOSVRT、RT3、VDISORT，通过实例计算结果对比分析三种模式在计算精度和计算效率方面的优劣，三种模式在 I 分量的计算精度方面都比较接近，对于 Q、U、V 三个分量，SOSVRT 的

计算精度最好，而 RT3 和 VDISORT 会随角度的变化出现明显的震荡；在三种模式的计算时间方面，RT3 和 VDISORT 模式随流数的增加，计算时间几乎呈指数增加，SOSVRT 模式的计算时间随流数的增加而缓慢增长，计算效率较高。在流数给定时，RT3 和 VDISORT 的计算时间基本上不随单层光学厚度的变化而变化，SOSVRT 的计算时间随单层光学厚度的增加而呈线性增长，但是，在较小的单层光学厚度时，如晴空大气或是薄卷云，SOSVRT 模式依然是计算效率最高的矢量辐射传输模式。所以，选用 SOSVRT 对北京地区的气溶胶偏振辐射进行模拟。

- 3) 利用矢量辐射传输模式 SOSVRT 分析了不同天气条件下（晴天、霾、烟尘、沙尘以及污染天气类型）的大气辐射强度、偏振辐射和偏振度的分布模态。经比较分析发现：辐射强度在天顶向上方向上会随着方位角的增加而逐渐减小，并且辐射强度随着天顶角余弦值绝对值的增加而减小，减小的速率最快的是晴天情况下的辐射值，最慢的是沙尘情况情况，这可能由于是光学厚度的影响所致；重污染天气主要出现在春季和 10 月份，因为春季有沙尘暴出现，10 月份北京周边地区有大量的秸秆焚烧。另外，在春节期间由于鞭炮燃放也会造成污染天气。高污染天气下，大气中的粒子分布同烟尘和沙尘时的气溶胶粒子分布相似，偏振辐射和偏振度同天气现象为霾和烟尘天气的情况相似。

5.2 存在的问题和今后工作展望

本文分析了 CE318 偏振光度计 870nm 通道测得的气溶胶光学参数与天气/环境条件的关系，并利用模式计算了偏振参量，但由于单通道的限制，不能很好的反映天光偏振与不同气溶胶类型之间的定量关系，下一步应针对 2010 年 10 月上天的 GLORY，利用多个通道特别是较长波长的探测通道如 1.6 和 2.2mm 的信息进行反演计算，以便更好地确定大粒子气溶胶的光学特性。

在对 CE-318 太阳光度计进行主平面测量得到的天光辐射值和偏振通道转换得到的标量辐射值之间的比较时发现，两种测量值所得到的标量辐射值并不能很好地对应，所以，没有利用太阳光度计偏振通道测量值进行气溶胶的反演工作，希望今后能够利用卫星资料（PARASOL 或 GLORY）对北京地区的气溶胶偏振辐射特征进行分析

另外，本文分析了气溶胶和 API 指数之间的关系，如果利用 PM_{10} 和 $PM_{2.5}$ 的资料所获得的结果可能会更好，下一步将设法获取北京地区 PM_{10} 和 $PM_{2.5}$ 资料，结合气象观测资料进行更详尽的分析，以期获取偏振与气溶胶类型和 API 指数之间的定量关系，并进一步开展 $PM_{2.5}$ 和 PM_{10} 的光学遥感方法研究。

参考文献

- [1] 段民征, 2001: 陆地上空大气气溶胶和地表反照率的同时反演——卫星标量辐射和偏振信息的联合反演, 中国科学院大气物理研究所博士论文
- [2] 石广玉, 大气辐射学, 科学出版社, 2007
- [3] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 张霭琛, 桑建国, 潘乃先, 大气物理学, 北京大学出版社, 2003
- [4] 王明星, 张仁建, 大气气溶胶的前沿问题, 气象学报, 2001, 6 (1): 119-124
- [5] 毛节泰, 张军华, 王美华, 中国大气气溶胶综述, 气象学报, 2002, 60 (5): 625-634
- [6] 罗云峰, 周秀骥, 李维亮, 大气气溶胶辐射强迫及气候效应的研究现状, 地球科学进展, 1998, 13 (6): 572-581
- [7] 章澄昌, 周文贤, 大气气溶胶教程, 北京: 气象出版社, 1995.2pp
- [8] 廖国男, 大气辐射导论, 2004
- [9] Albrecht, Bruce a, 1989, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245(4923): 1227-1230
- [10] Charlson R J, S.E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen and D. J. Hoffman, 1992, Climate forcing by anthropogenic aerosol, *Science*, 255, 423-429
- [11] Coakley J. A, R. L. Bernstein and P. A. Durkee, 1987, effect of ship-stack effluents on cloud reflectivity, *Science*, 237(4818): 1020-1022
- [12] Kaufman Y. J and Teruyuki Nakajima, 1993, Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo-analysis from satellite imagery, *Journal of Applied Meteorology*, 32(4): 729-744
- [13] Radke L. F., L. D. Rostayn, 2000, Indirect Aerosol Forcing, *Science*, 290, 407a
- [14] Twomey S. A., 1997, Role of aerosols in influencing radiative properties of clouds, *International Symposium on Radiation in the Atmosphere*, 171-174
- [15] Twomey S. A., M. Piepgrass and T. L. Wolfe, 1984, An assessment of the impact of pollution on the global albedo, *Tellus*, 36B, 356-366
- [16] Kinsell L Coulson, Polarization and intensity of light in the atmosphere, USA, DEEPAK Publishing, 1988
- [17] Zerull R. H., Giese R. H. and Weiss. K, 1997, Scattering functions of nonspherical dielectric and absorbing particles vs Mie theory, *Applied Optics*, 16(4): 777-778
- [18] Hovenier J.W., van der Mee, C.V. M. 1983, Fundamental relationships relevant to the transfer of polarized light in a scattering atmosphere, *Astronomy and Astrophysics*, 128(1): 1-16

- [19] Hansen J. E. and J. W. Hovenier, 1974, Interpretation of the polarization of Venus, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1137-1160
- [20] Hansen J. E. and A. Arking, 1971, Clouds of Venus: evidence for their nature, *Science*, 171, 669-672
- [21] Duce J. L., 1988, Saharan aerosols over the south of France: characterization derived from satellite data and ground-based measurements, *J. Appl. Meteorol.*, 27(5): 680-686
- [22] Herman B. M., S. R. Browning and R. J. Currant, 1971, The effect of atmospheric aerosols on scattered sunlight, *J. Atmos. Sci.*, 28, 419-428
- [23] Breon F. M., D. Tanre, P. Lecomte and M. Herman, 1995, Polarized reflectance of bare soils and vegetation: measurements and model, *IEEE Trans. Geo. Remot. Sen.*, 33(2), 487-499
- [24] Rondeaux Genevieve and M. Herman, 1991, Polarization of light reflected by crop canopies, *Remot. Sen. Environ.*, 38, 63-75
- [25] Santer R. X., X. F. Gu, G. Guyot, J. L. Denze, C. Devaux, E. Vermote and M. Verbrugge, 1992, SPOT calibration at the La Crau test site(France), *Remot. Sen. Environ.*, 41: 68-75
- [26] Kawabata K., 1980, Investigation of numerical properties of Hovenier's Exit Function for multiple scattering of light, *Astrophysics and Space Science*, 69, 189-216
- [27] Tomasko M.G, Doose L.R., 1984, Polarimetry and photometry of Saturn from Pioneer 11 observations and constraints on the distribution and properties of cloud and aerosol particles, *Icarus*, 58, 1-34
- [28] Santer R., Deschamps M., Ksanfomaliti L. V., Dollfus A., 1986, Photopolarimetry of Martian aerosols. II - Limb and terminator measurements, *Astronomy and Astrophysics*, 158: 247-258
- [29] Mishchenko Michael L, Travis Larry D. 1997, Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight, *J. Geophys. Res.*, 102(D14): 16989-17014
- [30] Mishchenko M.I., and L.D. Travis, 1997, Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using measurements of reflected sunlight: Effect of instrumental errors and aerosol absorption, *J. Geophys. Res.*, 102(D12): 13543-13553
- [31] 范学花, 陈洪滨, 林龙福, 韩志刚, 章文星, 2009, POLDER-2/PARASOL 卫星气溶胶业务产品在北京地区的验证分析, *遥感学报*, 13 (1)
- [32] Zhengqiang Li, Philippe Goloub, Claude Devaux, Xingfa Gu, Yanli Qiao, Fengsheng Zhao, Hongbin Chen, 2004, Aerosol polarized phase function and single-scattering albedo retrieved from ground-based measurements, *Atmospheric Research*, 71: 233-241
- [33] Chandrasekhar S., 1950, Radiative Transfer, Oxford University Press
- Particles Based on the Vector Radiative Transfer Theory, *Radio Science*, 19: 1356-1366

- [34] Weng F Z, 1992, A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere-I. theory, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 47: 19-33
- [35] Siewert C E, 2000, A discrete-ordinates solution for radiative-transfer models that include polarization effects, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 64: 227-254
- [36] Siewert, C. E., 1982, On The phase matrix basic to the scattering of polarized light. *Astronomy & Astrophysics*, 109, 195-200.
- [37] Robert J.D. Spurr, 2006, VLIDORT: A linearized pseudo-spherical vector discrete ordinate radiative transfer code for forward model and retrieval studies in multilayer multiple scattering media, *J. Quant. Spectro. Radiat. Trans.*, 102 (2006) 316-342
- [38] Schulz, F. M., K. Stamnes, and F. Weng, 1999: VDISORT: An improved and generalized discrete ordinate radiative transfer model for polarized (vector) radiative transfer. *J. Quant. Spectro. Radiat. Trans.*, 61, 105-122. Mischenko M. I., 1990, Extinction and Polarization of Transmitted Light by Partially Aligned Nonspherical Grains, *Astronomical journal*, 367: 561-574
- [39] Evans, K. F., 1998: The spherical harmonic discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 55, 429-446.
- [40] Duan, M., Q. Min, and D. Lu, 2010: A polarized radiative transfer model based on successive order of scattering. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(4)
- [41] Lenoble J, Herman M, Deuze J L, Lafrance B., Santer R., Tanre D., 2007: A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth's atmosphere with aerosols. *J. Quant Spectrosc. Radiat. Transfer*. 107: 479-507.
- [42] Zhai P, Hu Y, Trepte CR, Lucker PL. A vector radiative transfer model for coupled atmosphere and ocean systems based on successive order of scattering method. *Opt Express* 2009;17:2057-79.
- [43] K. F. Evans and G. L. Stephens, 1991, A New Polarized Atmospheric Radiative Transfer Model, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 46(5): 413-423
- [44] Evans K. F., and G. L. Stephens, 1995, Microwave Radiative Transfer through Clouds Composed of Realistically Shaped Ice Crystals Part I. Single Scattering Properties, *J. Atmos. Sci.*, 52: 2041-2057
- [45] Evans K. F., and G. L. Stephens, 1995, Microwave radiative transfer through clouds composed of realistically shaped ice crystals Part II: Remote Sensing of Ice Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 52: 2058-2072.
- [46] Hansen, J. E., 1971: Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1400-1426.

- [47] De Haan, J. F., P. B. Bosma, and J. W. Hovenier, 1987: The adding method for multiple scattering computations of polarized light. *Astronomy & Astrophysics*, 183, 371-391.
- [48] Kattawar, G. W. and G. N. Plass, 1968: Radiance and polarization of multiple scattered light from haze and clouds. *Applied Optics*, 7, 1519-1527.
- [49] Roberti, L. and C. Kummerow, 1999: Monte Carlo calculations of polarized microwave radiation emerging from cloud structures. *J. Geophys. Res.*, 104, 2093-2104.
- [50] 夏祥鳌, 王普才, 陈洪滨, Philippe Gouloub, 章文星, 2005, 中国北方地区春季气溶胶光学特性地基遥感研究, *遥感学报*, 9 (4)
- [51] 张玉香, 胡秀清, 刘玉洁, 戎志国, 2002, 北京地区大气气溶胶光学特性监测研究, *应用气象学报*, 13: 136-143
- [52] Nakajima T., M. Tanaka and T. Yamauchi, 1983, Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data, *Applied Optics*, 22: 2951-2959
- [53] Nakajima T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman and B. Holben, 1996, Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions, *Applied Optics*, 35: 2672-2686
- [54] Dubovik O. and M. D. King, 2000, A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements", *J. Geophys. Res.*, 105: 20673-20696
- [55] Dubovik O., A. Smirnov, B.N. Holben, M.D. King, Y. J. Kaufman, T.F. Eck and I. Slutsker, 2000, Accuracy assessment of aerosol optical properties retrieval from AERONET sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105: 9791-9806
- [56] Mishchenko M.L., L.D. Travis, R.A. Kahn and R.A. West, 1997, Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a mixture of randomly oriented polydisperse spheroids, *J. Geophys. Res.*, 102: 16831-16847
- [57] Volten H., Muñoz O., Rol E., de Haan J. F., Vassen W., Hovenier, J., W., Muinonen K., Nousiainen T, 2001, Scattering matrices of mineral particles at 441.6 nm and 632.8 nm, *J. Geophys. Res.*, 106: 17375-17401
- [58] Dubovik O., A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Munoz, B. Veihelmann, van der Zander, M. Sorokin and I. Slutsker, 2006, Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*,
- [59] Cox, C., and W. Munk, 1954, The measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter, *Journal of the Optical Society of America*, 44: 838-850
- [60] Lucht W. and Roujean J. L., 2000, Consideration in parametric modeling of BRDF and albedo from multi-angular satellite sensors observations, *Remote Sensing Reviews*, 18: 343-379

- [61] Dubovik O., B. N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang and I. Slutsker, 2002, Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *geophysical research letters*
- [62] 段凤魁, 鲁毅强, 狄一安, 刘咸德, 张宏远, 杨晓光, 虞统, 2001, 秸秆焚烧对北京市空气质量的影响, *中国环境监测*, 17 (3): 8-11
- [52]
- [63] 李放, 吕达仁, 1996, 北京地区气溶胶光学厚度中长期变化, *大气科学*, 20 (4): 385-394
- [64] 孙林, 商晓青, 孙长奎, 卢文虎, 2008, 城市地区气溶胶光学厚度与城市空气污染指数的相关性分析, *山东科技大学学报 (自然科学版)*, 27 (3): 9-13
- [65] 范伟, 韩永, 王毅, 饶瑞中, 2006, 内陆和沿海地区大气气溶胶标高的测量分析, *红外与激光工程*, 35 (5): 532-535
- [66] 李成才, 毛节泰, 刘启汉等, 2003, 利用 MODIS 光学厚度遥感产品研究背景及周边地区的大气污染, *大气科学*, 27 (5): 869-880
- [67] Lacis A A, Mishchenko C J and M. I. Cairns, 1998, Modeling errors in diffuse-sky radiation : Vector vs.scalar treatment, *Geophysical Research Letters*, 25(2): 135-138
- [68] Stam D M and Hovenier J W, 2005, Errors in calculated planetary phase functions and albedos due to neglecting polarization, *Astronomy and Astrophysics*, 444(1): 275-286
- [69] Deuzé J L, Bréon F M, Deschamps P Y, Devaux C, Herman M, Podaire A and Roujean J L. 1993, Analysis of the POLDER (polarization and directionality of earth's reflectance) airborne instrument observations over land surfaces, *Remote Science Environment*, 45: 137 – 154
- [70] 段民征, 吕达仁, 2007, 利用多角度 POLDER 偏振资料实现陆地上空大气气溶胶和地表反照率的同反演—理论与模拟, *大气科学*, 31: 757-765
- [71] 段民征, 吕达仁, 2008, 利用多角度 POLDER 偏振资料实现陆地上空大气气溶胶和地表反照率的同反演—实例分析, *大气科学*, 32: 27-35
- [72] Liou K N and Takano Y, 1994, Light scattering by nonspherical particles: remote sensing and climatic implications, *Atmospheric Research*, 31: 271 – 298
- [73] Mishchenko M I, 1993, Light scattering by size-shape distributions of randomly oriented axially symmetric particles of a size comparable to a wavelength, *Applied Optics*, 32: 4652 – 4665
- [74] Min Q L and Duan M Z, 2004, A successive order of scattering model for solving vector radiative transfer in the atmosphere, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 87: 243–259
- [75] McLinden C A, McConnell J C, Griffioen E and McElroy C T, 2002, A vector radiative-transfer model for the Odin/OSIRIS project, *Canadian Journal of Physics*, 80: 375-393

- [76] Hansen J E and Travis L D, 1974, Light scattering in planetary atmospheres, *Space Science Reviews*, 16: 527-610
- [77] Wauben W M and Hovenier J W, 1992, Polarized radiation of an atmosphere containing randomly-oriented spheroids, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 47: 491-504
- [78] Tang J K, Xue Y, Yu T, Guan Y N, Cai G Y and Hu Y C, 2006, Aerosol retrieval over land by exploiting the synergy of TERRA and AQUA MODIS DATA, *Science in China: Series D Earth Sciences*, 49(6): 641-649
- [79] W. J. Wiscombe, 1980, Improved Mie scattering algorithms, *Applied Optics*, 19: 1505-1509
- [80] Vermote E., Tanré D., Deuzé J. L., Herman M. and Morcrette J. J., 1997, *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)*
- [81] E. Landi Degl'Innocenti, M. Landolfi, *Polarization in Spectral Lines*, Kluwer Academic Publishers, 2004
- [82] Joop W. Hovenier, *Transfer of Polarized Light in Planetary Atmospheres*, Kluwer Academic Publishers, 2004

致 谢

回顾这一程求学路，记忆里满是老师的悉心指导和同学的快乐相伴，在此我要向他们表示最诚挚的感谢！在论文完成之际，首先感谢我的导师黄兴友教授在我攻读硕士期间孜孜不倦的教诲和无微不至的关怀。感谢黄老师帮助我开启了科学之门，带我走上科研之路。更要感谢黄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。

本论文是在导师段民征老师悉心指导下完成的，从论文的选题立意，到技术路线的组织实施，文章的修订审定，段老师给了我很大的启发和帮助，论文的每一个部分都倾注了导师的心血，在大气所学习期间，段老师身后的科学素养、严谨的治学态度、敏锐的科学洞察力、科学的研究方法以及脚踏实地的科研作风都是我铭记于心，受益匪浅，而段老师自信乐观的生活态度以及真诚待人的品格更是激励并感染着我，这一切都是我在今后的人生道路上受用终身。

在论文完成之际，再次向黄兴友老师和段民征老师两位恩师致以由衷的敬意和感谢。

另外，感谢杨晓武，刘慧娟，徐海军，汤兴芝、冷亮、王子周等同门师兄姐妹的无私帮助。

感谢实验室的刘超，凌超，房广洋，杨美荣，吴旭鹏等同学，是你们一起营造了一个和谐融洽的实验室环境。

感谢张言，贾胜杰，王俊芳，任佳，姚锦峰，王子谦在撰写论文期间给予的帮助。感谢 2007 级大气遥感科学与技术专业的全体同学，与你们的相识是我今生最大的财富。

感谢我的父母，是他们给了我继续深造的动力，这三年里，我常常想起他们任劳任怨的为我奔波，省吃俭用供我上学。父母的养育之恩，无以为报，父母亲永远健康快乐是我最大的心愿。

感谢所有帮助和支持过我的人们。

最后，衷心感谢在百忙之中抽出时间审阅本论文的专家教授，感谢答辩委员会的各位老师和专家对我的论文提出的宝贵建议，为我今后的学习和研究开拓了思路。

高 扬
2010 年 5 月