

兰州大学

博士学位论文

西北沙尘气溶胶光学特性反演与沙尘暴的卫星监测

姓名：葛颀铭

申请学位级别：博士

专业：大气科学、大气物理

指导教师：黄建平;付强

20100501

摘要

沙尘作为对流层中最主要的气溶胶成分之一,可以调整地气系统辐射能量收支平衡,因此对气候变化产生了较大的强迫作用。强风吹起的沙尘还可以在短时间内对环境和人类造成严重的伤害。因此,研究沙尘气溶胶的光学特性,及时准确的监测沙尘的发生、发展,对深入了解和准确计算沙尘气溶胶的直接辐射强迫作用,以及预警和预防沙尘暴带来的危害有重要意义。本文发展了一套利用地面 MFRSR 反演气溶胶光学特性的算法,通过该算法对 2008 年中美首次联合沙尘观测数据进行了细致分析与研究,反演得到了我国西北地区沙尘气溶胶的光学特性。并对地面与卫星观测的气溶胶光学厚度进行了对比,分析了卫星在西北亮地表反演气溶胶的可靠性,同时本文还结合卫星观测与模式分析了星载微波传感器识别沙尘暴的能力,提出一种利用可见、红外、微波多卫星传感器检测沙尘的综合方法。

2008 年中美首次联合沙尘观测,使用了包括有 MFRSR 和 CIMEL 等目前大量先进的气溶胶观测仪器,对我国西北沙尘气溶胶进行了观测。本文利用张掖站观测数据反演了沙尘气溶胶的光学特性。通过 MFRSR 反演得到的沙尘气溶胶光学厚度与 AERONET 标准观测一致,二者在 $0.67\ \mu\text{m}$ 公共波段误差小于 0.02。在假定沙尘粒子形状为球形,分布满足双对数正态分布的情况下,通过调整粒子谱分布中粗、细模态的参数,使 Mie 计算的光学厚度值与 MFRSR 观测值的误差平方和达到最小,从而得到了沙尘气溶胶的粒子谱分布。结果表明,沙尘气溶胶的粗模态平均中值半径为 $2.22\ \mu\text{m}$,细模态平均中值半径为 $0.137\ \mu\text{m}$,大粒子占粒子分布的主要部分,体积浓度约为小粒子的 10 倍。通过模式与观测的散射辐射与总辐射比值(DDR 方法)的比较,反演了沙尘粒子的单次散射反照率与不对称因子。得到的沙尘单次散射率在 $0.415\ \mu\text{m}$ 波段的平均值为 0.76,随波长增加而逐步增加到 0.86,这一数值小于国内、外关于亚洲和非洲沙尘的相关研究,表明我国西北地区沙尘对可见光实际具有较强的吸收性。同时我们对得的沙尘光学特性做了辐射闭合实验,模式与观测二者日平均直接、散射以及总辐射通量的误差分别为 -2.07、-2.90、 $-8.54\ \text{W/m}^2$,说明反演得到的沙尘光学特性是合理、可靠的,这为准确计算沙尘气溶胶的直接辐射强迫奠定了坚实基础。

由于考虑到 MFRSR 观测的是整个半球天空的辐射通量密度,因而假定了沙尘粒子为球形,实际上沙尘粒子是不规则的非球形,为了检验这种假设是否合理,我们用 T-matrix, IGOM 和 Mie 分别计算了非球形与球形沙尘粒子的光学特性参数,通过比较,发现球形与非球形二者的单次散射反照率、不对称因子、消光效率差别较小,而散射相函数有明显差别,并进一步计算对比了二者对到达地面的太阳辐射通量造成的差异。结果表明球形、非球形沙尘粒子不同的光学特性对到达地表太阳辐射通量的影响不大,从而证明球形粒子的假设对 MFRSR 反演沙尘光学特征是合理的。同时,利用蒙特卡罗辐射传输方法分析了球形、非球形粒子的前向散射在不同光学厚度、太阳天顶角以及有效粒子半径和复折射指数情况下,对 MFRSR 反演光学厚度造成的误差。结果表明当光学厚度和气溶胶有效粒子半径小于 1 时,前向散射造成的误差小于-3%。当光学厚度大于 1 并且太阳天顶角较大时($>60^\circ$),误差能达到-40%。

卫星观测是提供全球气溶胶光学厚度分布以及监测沙尘发生的有效途径。我们通过利用地面观测检验了 MISR、MODIS 在我国西北亮地表地区反演气溶胶光学厚度的准确性。结果的比较表明,MODIS 暗像元业务算法使用近红外通道(2.1 和 3.8 μm)获取地表反照率,并假定近红外通道(2.1 μm)与其他两个通道(0.47 和 0.66 μm)的地表反照率的关系,在我国西北地区上空反演得到的气溶胶光学厚度与地面观测存在较大误差。Deep Blue 使用了地表反照率较小的蓝光波段(0.412 和 0.470 μm)来剔除地表反射到达卫星的太阳辐射,从而在亮地表地区上空可以较为合理的反演气溶胶光学厚度。MISR 从九个不同角度观测,能有效的剔除了地面反射的太阳辐射,在我国西北干旱、半干旱地区反演的气溶胶光学厚度有较高的准确性。

沙尘暴发生时,常常伴随有云的出现(特别是在蒙古气旋活动影响下),可见光和红外技术无法观测到云下的沙尘情况,微波受冰云的衰减较小,对冰云有一定的穿透能力,通过 AMSR-E 星载微波辐射计观测资料结合微波辐射传输模式的模拟计算,发现沙尘暴对高频微波有较为明显的衰减作用,进而提出了利用高、低频微波极化亮温差指数(MPI)监测沙尘的新方法,并通过可见、红外和微波三种技术方法组合,提供了卫星有效识别、监测沙尘的综合方法。

关键词: 沙尘气溶胶、光学特性、大气辐射、反演方法、卫星遥感

Abstract

Dust aerosols, as a major component of aerosols in the atmosphere, can modulate the radiative energy balance of earth-atmosphere system and thus has large effect on the climate. The dust aerosols, which are blown up by strong wind, could also cause a severe havoc to environment and human activities. It is therefore important to fully understand dust aerosol radiative forcing effects on climate and monitor the evolution of dust storm. We developed a method to retrieve dust aerosol optical properties using the ground-based MFRSR measurements. We analyzed the data obtained from the 2008 China-U.S. joint field experiment and retrieved the optical properties of dust aerosols by applying this method. To validate satellite retrievals over Northwest China where the surface is relatively bright, we compared the aerosol optical depth (AOD) products from different satellites/retrieving methods with the AOD from the ground-based observations. We also examined the capability of microwave channels onboard satellite to detect dust storm and propose an integrated method to monitor dust using visible, infrared and microwave channels from the satellite.

Several advanced instruments including MFRSR and CIMEL were deployed in the 2008 China-U.S. joint field experiment. We used the data from the Zhangye site to retrieve dust aerosol optical properties over Northwestern China. The AOD, which we derived from the MFRSR, is consistent with that from CIMEL. The AOD difference between MFRSR and CIMEL is less than 0.02 at 0.67 μm wavelength. By assuming a spherical shape of dust particle, we iterate the parameters of size distribution until the RMS differences among the AOD values derived from the observations at five MFRSR channels and those from Mie calculations is minimum. It is found that the mean values of the fine and coarse mode radii are 0.137 μm and 2.22 μm , respectively. The volume concentration of large particles is 10 times of small particles. We then use the diffuse-to-direct ratio method (DDR) to retrieve the single-scattering albedo (SSA) and asymmetry factor (ASY). The values of SSA, which range from 0.76 at 0.415 μm to 0.86 at 0.870 μm , are much lower than those derived in Africa and also relatively

smaller than those obtained over East Asian. Our results clearly show that the dust aerosol over Northwest China is much more absorptive. We further carry out a radiative closure experiment. The daylight-averaged differences between model and observations are -2.07 Wm^{-2} for the direct normal flux, -2.90 Wm^{-2} for the diffuse flux, and -8.54 Wm^{-2} for the total flux. The good agreement between simulations and measurements indicates that our retrieved dust optical properties are reasonable and reliable.

Since the MFRSR measures the irradiances, the MFRSR retrievals may not be much sensitive to the shape of aerosol particles. We thus assumed that the shape of dust particles is spherical. However, the shapes of dust particles are irregular. In order to test our assumption, we calculate SSA, ASY, extinction efficiency (Q_e) and scattering phase function for non-spherical particles using the T-matrix and IGOM methods and spherical dust particles using the Mie code. The differences of SSA, ASY and Q_e between spherical and non-spherical particles are very small; however, the scattering phase function of spherical particle is quite different from that of non-spherical particle. Using all these dust optical properties along with the SBDART model to calculate the solar radiative flux reaching at surface, it is found that the solar radiative flux is not sensitive to different particle shapes. Therefore it is reasonable to retrieve dust aerosol optical properties by assuming a spherical shape. We also wrote a Monte Carlo radiative transfer code to examine the AOD error caused by the forward scattering of dust particles. We show that when the AOD values are less than 1, the AOD relative error caused by forward scattering is less than -3%. When the AOD value is greater than 1 with high solar zenith angle ($>60^\circ$), the relative error can reach -40%.

Satellite observations are an effective way to provide a regional coverage of aerosol optical depth and monitor the occurrence and evolution of dust storm. We use surface retrieved AOD to validate the MISR and MODIS AOD products over Northwest China where the surface is bright. Our results suggest that MODIS retrieved AOD values are not reliable over semi-arid and arid scenes. This is most likely because the MODIS operational aerosol retrievals over land use the dark-target

approach. In this approach the near-infrared (2.1 and 3.8 μm) channels are employed to estimate the spectral surface reflectance in order to separate the surface and atmospheric components of the radiance received by the satellite. It also assumes an empirical relationship to deduce surface reflectances at wavelengths of 0.47 and 0.66 μm using the remote sensed surface reflectance values at 2.1 μm . The AOD based on the Deep Blue algorithm are much improved over the MODIS values because Deep Blue employs two blue channels (0.412 and 0.470 μm) in MODIS, for which surface reflectances are relatively small, to infer aerosol properties. MISR provides radiance measurements of the same target at nine different viewing angles. Since MISR can remove the atmospheric path contribution from the surface-leaving radiance by taking advantage of differences in multi-angular signatures, MISR is much less sensitive to surface type and can successfully retrieve AOD over bright surfaces.

The most common dust storms in East Asia are those caused by strong winds behind a cold front and generally coexist with cirrus. For example, the dust storm is especially often stirred up by Mongolian cyclone. The visible and IR techniques thus can not detect dust which is often under cirrus clouds. The microwave is not significantly attenuated by ice clouds and can penetrate ice cloud. We use AMSR-E and a microwave radiative transfer model to analyze dust effects on microwave. Both satellite measurements and model simulations show that dust particles can significantly reduce microwave radiation through the scattering and absorption effects. We propose a new method by defining a microwave polarized index (MPI) to detect dust storm underneath cirrus cloud. We then develop an integrated method to detect dust storm by combining the visible, infrared and microwave satellite instruments.

Keywords: Dust Aerosol, Optical Properties, Atmospheric Radiation, Retrieval Method, Satellite Remote sensing

原创性声明

本人郑重声明：本人所提交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

论文作者签名：

日期：2010.6.8

关于学位论文使用授权的声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属兰州大学。本人完全了解兰州大学有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权兰州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离校后发表、使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为兰州大学。

保密论文在解密后应遵守此规定。

论文作者签名: 葛执铭 导师签名: 黄建平 日期: 2010.6.8

第一章 绪论

沙尘天气是一种在干旱、半干旱地区常见的一种天气现象，是大气运动和自然环境的综合产物。由于自然和人为因素造成的土地荒漠化，使得强风将贫瘠地表的土壤、沙尘卷入大气，在短时间内造成空气混浊，能见度显著下降，并能不同尺度的天气系统作用下，向下风方向传播扩散，范围甚至影响到全球广大的区域。沙尘气溶胶也称矿物气溶胶，是对流层气溶胶的主要成分之一，全球每年卷入大气的沙尘颗粒即沙尘气溶胶达到 10-20 亿 T，约占对流层中气溶胶总量的一半 [钱云等，1999；王明星等，2001；Husar et al., 1997；Herman et al., 1997]。全世界有四大沙尘暴多发区，分别是中亚、北美、澳洲以及包括北非至西亚在内的中东地区。中国沙尘天气区域属于中亚沙尘多发区的一部分，在我国沙尘暴易发地主要分布在西北地区干旱、半干旱的沙漠、戈壁或其边缘地区。沙尘一方面可以通过辐射强迫对气候变化产生影响，另外对生态和环境有着复杂的作用与影响，引起了各领域科学家们的广泛关注。

1.1 研究意义与目的

1.1.1 沙尘对环境的危害

沙尘天气是指强风从地面卷起大量尘土、细沙，并随风挟卷扩散传播，由此造成空气混浊，能见度明显下降的一种天气现象。沙尘天气的形成有 3 个基本条件：一、大风，这是形成沙尘天气的动力条件；二、地面上的沙尘，它是物质基础；三、不稳定的大气层结状态，是重要的局地热力条件 [钱正安等，1997；王式功，2000]。2003 年中国气象局出台的《沙尘天气预警业务服务暂行规定》依次将沙尘天气强度分为浮尘、扬沙、沙尘暴和强沙尘暴四个等级。沙尘的组成成分中以 SiO_2 含量最高，常超过 50% 以上；其次是 Al_2O_3 超过 10%；其他成分如 Fe、Mg、Ca、Na 和 K 的氧化物，含量一般不超过 5%。沙尘天气发生时，这些物质中颗粒较大的在地面以上 2 米左右的高度流动，而半径较小的粒子则被带入 1500 m 以上的高空，可悬浮于整个对流层中并被输送到上千公里以外 [Haywood et al., 1999；Husar et al., 2001；Higurashi & Nakajima, 2002；Takemura et al., 2002]。

沙尘天气往往在较短的时间内就会对交通安全、建筑、工业生产、农作物生

长与产量、生态环境甚至人类健康和生命造成危害。沙尘暴主要有以下一些危害方式：(1) 强风：携带细沙粉尘的强风摧毁建筑物及公用设施，造成人畜伤亡。

(2) 沙埋：以风沙流的方式造成农田、渠道、村舍、铁路、草场等被大量流沙掩埋，尤其是对交通运输造成严重威胁。(3) 土壤风蚀：每次沙尘暴的沙尘源和影响区都会受到不同程度的风蚀危害。据估计，中国每年由沙尘暴产生的土壤细粒物质流失高达 106-107 吨，对源区农田和草场的土地生产力造成严重破坏。同时，被大风吹起的地表物质中含有丰富的矿物和有机物质，一次沙尘暴过程可以吹走上亿吨的地表物质，使大量“营养物质”流失。颗粒较小的沙尘被风吹到 3-5 千米的高空部分可以进入到平流层，这些粒子还可以顺风漂浮很远的距离，影响到沙尘源下游广大地区[Huang et al., 2008]。(4) 大气污染：在沙尘暴源地和影响区，大气中的可吸入颗粒物增加，大气污染加剧。以 1993 年“5.5”特强沙尘暴为例，甘肃省金昌市室外空气的 TSP 浓度达到 1016mg/m³，室内为 80mg/m³，超过国家标准的 40 倍。2000 年 3-4 月，北京地区受沙尘暴的影响，空气污染指数达到 4 级以上的有 10 天，同时影响到中国东部许多城市。2000 年 3 月 24-30 日，包括南京、杭州在内的 18 个城市的日污染指数超过 4 级。此外，研究还发现粒径小于 10 μm 沙尘可以造成人类呼吸系统疾病。周自江等[2002,2003]利用 1954~2002 年中国大陆 681 个站的观测资料分析了近 49 年我国沙尘天气时空分布特征，指出沙尘天气多出现于春季的中午至傍晚，在我国北方的干旱、半干旱地区是多发区，强沙尘在上世纪 50 年代最多，90 年代最少，2000-2002 年又有所增加，变化为波动趋势。高庆先[2004]利用 1978 年以来 TOMS 卫星观测气溶胶指数分析指出，较高的气溶胶指数发生在 3、4 月位于塔克拉玛干大沙漠、内蒙古西部地区、河套地区和河西走廊以及华北和东北部分地区；5 月份，塔里木盆地形成沙尘天气后由于该地区周边高山环绕，不容易扩散，可以长期悬浮，形成气溶胶指数高值区。沙尘的影响范围除了我国广大的北方地区外，沙尘粒子和可以顺着西风带向下游传输，影响到朝鲜、日本甚至美国西海岸。频发的沙尘给我国造成巨大的损失，自 50~90 年代，我国北方沙尘暴发生频数呈波动型变化趋势。60~70 年代沙尘暴频数呈波动上升之势，80 年代频数略有减少，90 年代频数和强度又急剧增加[钱正安 等 2002；叶笃正等，2000]。例如让大家特别记忆犹新的‘93.5.5’黑风暴，仅这一次沙尘过程就造成上亿元的经济损失，沙尘源地表近 10cm 的土

壤被风吹走,流失大量有机质,发生沙埋的地区厚度达 20cm,最高 1.5m。数十万农业地膜、大棚被风吹毁,数百根电线杆被吹倒,河流、水田水库被风沙严重填淤,蓄水能力降低。防护林和用材林树木 9 万株被折断或刮倒。大片草场被风蚀、沙埋,可利用草场面积减少,死亡、丢失羊约 3.2 万只,家畜死亡和家禽丢失上万只(头),同时造成三百多人死伤。下游的兰州地区上空也黄沙弥漫,中川机场不得不关闭,航班被迫取消或返航。此次沙尘暴影响了我国约 110 万 km^2 的区域面积。1998 年 4 月 15 日,内蒙古阿拉善盟地区遭遇特沙尘暴,风力达 9~10 级(23~27 m/s),空气能见度降到 5 m,先后袭击了甘肃、宁夏、陕西等地,然后波及华北、华东以及长江中下游地区。沙尘暴路经地区,曾经三天三夜黄沙弥漫。2001 年 5 月 11 日,沙尘暴袭击了乌鲁木齐市,风力达 7~8 级,空气能见度只有 50 m,此次沙尘暴造成 1 人死亡,11 人受伤,引发火灾 28 起,经济损失达数千万元。近年来,沙尘天气发生次数虽有所减少,但是依然有严重的危害,2006 年 4 月 9 日由乌鲁木齐驶往北京的 T60 列车在途中遭遇沙尘,车窗全部被风沙打碎,2007 年 2 月 28 日经由新疆吐鲁番途中的一辆列车被风沙吹翻,4 名旅客死亡多名乘客受伤。2009 年首先于甘肃敦煌的刮起特强沙尘暴为数十年罕见沙尘天气并影响到了全国 12 个省区。2010 年 3 月底的起源于南疆盆地、甘肃中西部、青海柴达木盆地、内蒙古西部、宁夏中北部的沙尘天气过程影响范围很大,除了对我国北方地区造成影响,还给江苏、安徽、湖北等南方地区以及韩国等下游国家带来扬沙或浮尘天气。

1.1.2 沙尘对气候的影响

沙尘天气除了能在较短时间内对生态、环境和人类生活带来的巨大危害。漂浮在大气里的沙尘气溶胶还通过自身的光学特性以及与云、水汽等因子的相互作用,对气候变化有着重要影响。沙尘气溶胶主要通过三种方式对气候产生影响:(1)沙尘通过对太阳短波的散射和吸收以及对地面长波吸收、发射,即直接辐射效应,改变了大气层顶,地表的辐射通量值,造成地气系统不同的辐射强迫作用(正的辐射强迫表示能量的增加,起增暖作用。负值表示能量的损失,起冷却作用),引起能量收支平衡变化,从而影响气候。(2)沙尘气溶胶可以作为云的凝结核或冰核,通过与云的相互作用,改变云滴大小、数浓度、粒子分布等物理、光学特性,同时也能改变云的生命周期和云量,即间接效应,从而使云对辐射的

影响产生了变化,造成了辐射平衡变化,进而影响气候。(3)由于沙尘气溶胶在大气中的垂直分布,直接吸收的辐射能量可以转而加热不同高度的大气,从而改变大气温度的垂直分布,蒸发底层大气中的水汽,减少垂直温度梯度,抑制云的形成和减弱水循环,即半直接效应。(由于间接辐射效应和半直接效应涉及到云的反馈等相互作用,目前没有准确的观测证明,2007年第四次IPCC报告将此归结为气候反馈而非气候强迫)。此外,沙尘粒子还可以通过其他一些间接方式影响、改变气候。如沙尘在传输过程中由于干、湿沉降作用落在冰川和积雪地表,可以改变减小这类地表的对太阳辐射的反照率,从而使更多的短波能量被地表吸收,加快冰雪的融化;沙尘粒子所携带的营养物输送到海洋之后,将对海洋的初级生产力产生影响,并进而影响海洋碳循环,造成大气二氧化碳浓度的变化,从而影响气候;与沙尘有关的土地利用与土地覆盖的变化也将以间接方式影响地球气候。很多学者对此都做了研究:沈志宝和文军[1994],文军[1994]研究了沙尘气溶胶浑浊度及其对地面辐射收支的影响,指出沙尘气溶胶在3.0km以下的低层大气对太阳辐射的有较强的衰减作用,并根据模式计算得出沙尘气溶胶对低层大气起到明显的辐射加热作用。成天涛和沈志宝[2002]利用CCM3的辐射模式CRM研究大气沙尘的辐射强迫特性,得出沙尘可以冷却地面加热大气,同时也指出,在大气层顶的辐射强迫值的符号受地表反照率影响存在临界值。Huang等[2006]利用MODIS和CERES卫星数据分析对比了沙尘区和非沙尘区的云物理参数,得到干燥地区沙尘气溶胶参与云中的微物理过程可减小冰晶的有效半径,减少卷云的冰水路径,降低云的光学厚度。同时,辐射模式的计算结果表明,沙尘会造成区域性显著的辐射强迫。Carlson & Benjamin[1980]用一个长短波结合的辐射传输模式,计算了撒哈拉沙尘对大气辐射通量和加热/冷却率的影响,结果表明沙尘减少了到达地表和云顶的辐射通量,与此同时在沙尘层中的短波辐射加热和长波辐射冷却均增大。加热大于冷却,使总的加热率随气溶胶光学厚度的增大而增大。Tegen等[1996]用嵌套在GISS(Goddard Institute for Space Studies)GCM中的辐射传输模式计算了来自土壤的矿物气溶胶的辐射强迫,在大气层顶,土壤尘的热辐射强迫总是为正,在太阳波段则或正或负,取决于天空状况以及地面反照率,其总的强迫在局地为 $1+5.5W/m^2$ 。Foucart等[1987]由观测资料和Mie散射计算了撒哈拉气溶胶层的辐射特性以及沙尘层内的垂直辐射通量散度,取气溶胶层的光学厚度为1.5,太阳在天顶时的短波加热高达5 K/d,长波冷却为1 K/d。

综上所述, 沙尘对人类生存环境、经济、社会造成了巨大的危害及负面影响, 并对气候变化产生复杂作用。基于此, 提高对沙尘的认识和了解, 建立发展沙尘的监测预报来减少沙尘天气的灾害, 通过深入研究沙尘的光学特性来确定沙尘对气候的影响成为一项十分重要和迫切的工作。本论文中的工作即是根据这种需要展开的。

1.2 国内外相关研究进展

1.2.1 沙尘光学特性研究

沙尘的光学特性包括沙尘的光学厚度 (τ), 单次散射反照率 (ω), 不对称因子 (g), 相函数 (P) 以及复折射指数 (n)。这些参数也是辐射传输模式中计算沙尘气溶胶对气候辐射强迫所需非常重要的输入量。为了能够正确认识沙尘的直接辐射强迫作用, 首先必须能够得出正确的沙尘光学特性。然而由于全球沙尘在物理、化学成分上差异很大, 包括沙尘天气形成的气象条件不同, 粒子大小分布差别等因素造成了沙尘气溶胶光学特性有着较大的时空变化。第四次 IPCC 报告指出, 到目前为止, 人们对沙尘气溶胶的认识水平依然很低, 得到的气候辐射强迫值仍然存在很大的不确定性; 石广玉等[2003]指出由于对沙尘粒子光学辐射特征认识不够, 使得其辐射强迫符号不能确定, 从而都无法评估沙尘对气候是增暖还是变冷作用, 这就为气候模式的预测带来了更大的不确定性。为了减少这种不确定性, 需要对沙尘光学特性进行大量观测模拟研究工作。目前研究这一问题主要依靠的是地面、飞机以及卫星传感器的遥感观测、反演。地面上主要流行使用的仪器有: 多波段太阳光度计(CIMEL), 通过跟踪太阳日变化位置测量太阳的直接辐射以及天空辐射从而反演得到气溶胶光学厚度、粒子分布、相函数。多滤波旋转遮光辐射计(MFRSR)通过观测各波段太阳总辐射、散射辐射并结合计算的太阳高度角, 来推出直接辐射太阳辐照度, 从而反演气溶胶光学厚度。积分浑浊度仪(TSI Nephelometer)在 450, 550 和 700nm 三个波段测量总消光系数以及后向散射系数来推断粒子光学特性。微脉冲激光雷达(MPL), 测量粒子的后向散射, 可以推断气溶胶的垂直分布。卫星观测反演气溶胶的仪器近年来被广泛使用的有 MODIS, MISR, 他们可以反演气溶胶光学厚度、单次散射反照率等。其中 MODIS 扫描观测范围较广, 其暗像元算法在海洋以及陆地地表反照率较低的表面有较好的准确度。MISR 可以从 9 个不同角度对目标进行观测, 在亮地表(如沙漠)上

空反演气溶胶的光学特性且有较好精度。国内外很多学者利用这些仪器手段做了大量的研究。成天涛等[2005 a,b], 在内蒙古浑善达克沙地利用 PMS Fssp-100 型激光粒谱仪进行了沙尘气溶胶的外场观测, 得出了沙尘气溶胶的粒子直径分布中, 小于 $4.0 \mu\text{m}$ 的粒子占数浓度的绝大多数, 沙尘粒子数浓度较大时粒子谱为双峰分布, 较小时为单峰。邱金桓和孙金辉[1994]根据激光雷达和光度计综合探测, 分析了北京地区三次沙尘过程气溶胶物理光学特性及其远距离输送时的垂直结构。根据多波长太阳光度计和半球辐射计的观测结果, 大气柱沙尘总光学厚度在 0.3 至 1.5 之间变化, 峰值光学厚度比平时偏大约一个数量级, 在 $0.65 \mu\text{m}$ 波长, 测量的气溶胶单次散射反照率均值为 0.85。王宏等[2004]对中国西北部沙漠地区气溶胶采样进行了成分分析和理论计算, 得出了该地区沙尘气溶胶的主要光学特性, 与非洲撒哈拉沙尘模型相比, 源于中国沙漠的沙尘气溶胶复折射指数偏低, 对太阳辐射的吸收性较弱, 散射较强, 前向散射偏弱, 后向散射偏强。夏祥鳌等[2005]利用太阳光度计观测, 分析了 2001 年春季气溶胶光学厚度、尺度和吸收特性, 指出中国沙尘源区沙尘气溶胶在可见光和近红外的吸收较弱, 与以往塔里木盆地地基反演结果以及一些气溶胶模式的差别较大, 但与撒哈拉地区地基和空基遥感结果大体相当。Haywood 等[2001]利用地面积分浑浊度仪与 PSAP 测得撒哈拉沙尘在 $0.55 \mu\text{m}$ 的单次散射反照率为 0.87, 并指出这一结果与通过在 Mie 理论中给定独立观测的粒子谱分布以及合适的复折射指数计算结果一致。Kim 等[2005]利用 SKYNET 观测, 分析了敦煌沙尘气溶胶在 $0.5 \mu\text{m}$ 的单次散射率平均值为 0.89, 地表的辐射强迫效率达到了 $-79 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ 。Dubovik 等 [2002]利用 CIMEL 分析了撒哈拉沙尘气溶胶的粒子谱, 单次散射率和复折射指数。Pandithurai 等 [2008]利用太阳天空辐射计 2006 年 3 月-6 月的观测, 分析了印度新德里沙尘的光学特性并计算了辐射强迫, 结果表明 $0.5 \mu\text{m}$ 的单次散射率的范围在 0.74 到 0.84 之间变化, 在地表造成的辐射强迫值范围从 -39 Wm^{-2} 到 -99 Wm^{-2} 。McFarlane 等 [2008]利用 ARM 的移动观测设备包括 MFRSR 和 MPL 做了同样的工作, 他们的研究表明, $0.5 \mu\text{m}$ 波长的沙尘气溶胶单次散射率在春节平均值为 0.94, 秋季为 0.99, 地表辐射强迫效率平均值为 $-48 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$, 并指出东亚沙尘比非洲沙尘对太阳短波有更强的吸收作用。此外, Huang 等[2008]还利用新近卫星搭载的激光雷达 CALIPSO 反演塔克拉玛干沙漠沙尘气溶胶的光学厚度及消光系数垂直分布, 通过对比 CERES 观测和 Fu-Liou 模式模拟的确定了沙

尘的单次散射反照率并计算了沙尘气溶胶的辐射强迫和对大气的加热率。

1.2.2 沙尘卫星监测研究

沙尘气溶胶在大气层中分布广泛、空间变化巨大、生命期短暂，且具有独特的物理特性和复杂的化学组成等特点。无论是对区域和全球气候、环境与人体的生理健康都有着重要的影响。要充分了解大气气溶胶对气候的影响，及时准确的预报、监测其发生、发展，必须在较大区域范围内对其进行监测。我国在 2001 年，一个国家级的沙尘暴监测预警服务业务化系统开始在气象部门运行。自 2002 年起，中国气象局在沙尘暴天气多发的北方地区着手布设仪器设备，组建一个布局合理、自动化程度较高的沙尘暴天气综合监测网，以全面实施“中国沙尘暴监测预警服务系统”。但由于沙尘天气通常起源于人迹稀少，环境恶劣的荒漠戈壁。在沙尘传输过程中有能影响到上千公里的尺度范围。因此仅靠地面有人或无人自动气象观测站点监测沙尘天气的发生、强度、范围及其光学特性都较为困难。卫星观测范围广，几乎可以覆盖到全球的任何地方，具有高时间、空间分辨率，高光谱分辨率，数据获取及时等优点，为人们提供了一条大范围观测沙尘的有效途径。只有全面了解沙尘气溶胶的空间特性，及时对沙尘暴的发生进行监测和预报，才能弄清其对气候变化产生的影响，同时也能减少沙尘对社会、环境、经济以及人的危害。因此各国科学家都在利用卫星来监测研究沙尘。最初的研究仅限于单通道卫星遥感监测沙尘，William & Robert [1974] 用搭载在 Nimbus4 上的温度湿度红外辐射计在 10.5-12.5 μm 波段测得的亮温，通过分析陆地上空沙尘在白天和夜间与背景不同亮温值区分沙尘，在海洋上用可见通道追踪沙尘。Carlson[1977] 利用 NOAA-3 卫星 VHRR 观测的亮度资料研究撒哈拉地区沙尘的爆发；Norton[1980]利用静止气象卫星可见光数据监测了传播到海洋上空的沙尘。较为成熟和广泛的利用卫星监测沙尘开始于 20 世纪 80 年代，主要利用当时搭载于 NOAA 系列卫星上的 AVHRR 高分辨率辐射计传感器。1981 年 6 月发射的 NOAA-7 卫星上搭载的 AVHRR 是对 VHRR 的第二代改进型，具有 5 个通道，星下点分辨率为 1.09 km。通道 1 的波长为 0.58~0.68 μm 位于可见光波段，主要用于白天云和地表观测；通道 2 的波长 0.725~1.1 μm 位于近红外波段，这两个波段接收来自地气系统(陆面、海洋、大气) 的反射辐射,可用来推算出波段反射率，区分陆地海洋；通道 3 波长为 3.55~3.93 μm ,位于短波红外波段,该波段接收的辐

射既有地气系统反射辐射又包含地气系统发射的长波辐射,可以检测海温;通道 4,5 位于红外波段,波长分别为 10.3~11.3 μm 、11.5~12.5 μm ,接收地气系统发射的长波辐射。

国内外研究学者发现,通过利用沙尘在不同波段的光谱特征,结合多个通道就可以很好的将沙尘和云、地表等区分开。方宗义和张运刚[2001]分析了沙尘和大粒子气溶胶不同的散射和发射特性,认为在 3.7 μm 波段的卫星遥感辐射值中,既有沙尘粒子以本身温度发射的辐射部分,也有沙尘粒子对太阳辐射在这个波段范围内的后向散射部分。因此采用了 NOAA / AVHRR 通道 3 和通道 4 的差值来判识沙尘暴区。范大一等[2001]利用沙尘在 NOAA/AVHRR 可见光第 1 通道(0.580-0.680 μm)和近红外第 2 通道(0.725- 1.10 μm) 和远红外第 4 通道(10.30-11.30 μm)与地表及云不同的光谱特性对沙尘范围与强度进行监测,并在研究中发现,云的识别区分是干扰卫星监测沙尘的主要因素。卢乃锰等[2002]自 2001 年开始着手开展用静止气象卫星进行自动沙尘暴监测研究,并引入了反映沙尘定量信息的参数 IDDI,形成了 FY 静止和极轨气象卫星业务算法。

1.3 论文的主要内容和结构

综上所述,由于沙尘对人类环境、社会经济可以造成危害,并对气候变化产生一定的作用。本文针对沙尘在气候和环境这两个方面的问题,展开了研究工作。论文首先利用地面遥感观测研究分析反演了我国西北地区沙尘气溶胶的光学特性,并结合考虑了观测仪器的特性,分析了沙尘粒子非球形对反演结果造成的影响,为合理、准确评估沙尘的气候强迫作用提供了依据;其次考虑到沙尘天气一般发生、覆盖影响的范围较广,卫星可以在大范围空间上提供观测,因此通过利用地面观测资料进一步评估了多卫星传感器数据与算法在我国西北地区反演沙尘气溶胶光学厚度的准确性;最后利用卫星可见、红外、微波传感器,研究了各自对沙尘的识别能力,特别分析了沙尘对微波信号的影响,从而提出了利用微波亮温差监测沙尘的方法,并结合考虑不同传感器的优、缺点,通过可见、红外、微波技术的组合发展了卫星监测沙尘暴系统。本文的结构及各章节简要内容如下:

第一章, 绪论。简要介绍了沙尘对气候和环境造成的影响和危害,并简要回顾了国内、外在沙尘对气候、环境影响方面所做的部分研究工作,提出了本文

所做工作的目的和意义,确定了本文工作以沙尘的光学特性和对沙尘的卫星监测遥感为两个主要大的研究内容。

第二章, SACOL 站气溶胶观测仪器与数据介绍。SACOL 站自 2005 年起开始建设运行,是我国第一个在高校内建立的国际标准的气候环境观测站,具有先进的气候和环境观测仪器,是研究我国西北干旱、半干旱地区这一气候变化敏感地区,人和自然活动对水和能量循环的作用以及评估区域气候变化的重要观测站点。该站拥有本文研究沙尘气溶胶的所需地面遥感、辐射观测仪器和卫星数据接收系统。

第三章,半干旱地区沙尘气溶胶光学特性反演。详细介绍了一套利用地面 MFRSR 在 5 个可见光波段对太阳总辐射与散射辐射的观测来反演沙尘气溶胶光学特性的方法。通过用 SBDART 模式模拟结果与地面宽波段太阳辐射通量的观测的对比,对反演的结果进行了辐射闭合验证,从而证明了所得沙尘光学特性的正确、合理性。

第四章,非球形沙尘粒子对光学特性反演的影响。在第三章中,考虑到 MFRSR 是对半球全天空辐射通量的观测,因此在反演过程中假定了沙尘为球形粒子,而实际上沙尘是不规则的非球形。在这一章,详细分析了非球形沙尘粒子与球形沙尘粒子由于不同的散射相函数,单次散射反照率等特性对反演结果造成的误差影响。

第五章,卫星反演气溶胶光学厚度介绍与评估。光学厚度是气溶胶最基本和重要的光学特性,由于气溶胶在大气中时空分布变化较大,卫星遥感观测是在全球大范围内连续观测气溶胶光学厚度的分布变化唯一有效的方法。本章介绍了 MISR 和 MODIS 两种卫星传感器,Deep Blue 和 MISR, MODIS 业务反演算法以及各自的气溶胶光学厚度产品,并通过卫星与地面观测反演的比较,评估了在我国西北地区不同卫星传感器和算法的优劣性。

第六章,沙尘暴卫星监测系统。卫星不仅可以用来分析反演沙尘的光学特性,同时也是一种在大范围空间上遥感监测沙尘天气发生的有效手段。本章分析了卫星可见、红外以及微波传感器识别沙尘的能力。考虑到不同波段卫星传感器在识别沙尘时的优缺点,提出用可见、红外、微波多卫星传感器来识别沙尘,从而为预报沙尘暴发生、发展,减少其危害提供有效的监测手段。

第七章,结论与讨论。总结了本文的主要工作与研究结果,分析了研究中存

在的一些问题，对后续将要进行的工作做了展望和讨论。

1.4 论文的创新点

本文在反演沙尘气溶胶光学特性时，使用了目前关于我国西北沙尘气溶胶最新、最细致和丰富的观测资料。该数据由 2008 年中国兰州大学、中科院大气物理研究所、中国国家气象局与美国能源部大气辐射计划(DOE/ARM)和马里兰大学(University of Maryland) 首次大规模联合观测实验，汇集使用了目前国际上最丰富和先进的气溶胶观测仪器，对我国西北地区沙尘进行全面观测所得。

沙尘气溶胶的单个散射反照率对研究气候辐射强迫作用有至关重要的作用。本文研究反演得到的我国西北沙尘气溶胶单个散射率比以往国内、外研究亚洲和非洲沙尘的数值都小。这一结果说明我国沙尘气溶胶对太阳辐射的吸收作用要远大于以往的估计，对重新准确评估沙尘气溶胶的气候辐射强迫效应有至关重要的作用。

在反演沙尘气溶胶光学特性时，发展了一整套利用地面辐射计 MFRSR 反演沙尘气溶胶光学厚度、粒子谱分布、复折射指数、单次散射反照率、不对称因子等物理光学特性的方法，并首次针对根据 MFRSR 仪器的观测特性，分析了非球形沙尘粒子与体积-面积等效的球形沙尘粒子由于光学特性的差异，对反演气溶胶光学特性造成的影响，以及前向散射对反演光学厚度造成的误差。

在分析卫星可见光、红外遥感识别沙尘的基础上，通过分析卫星微波观测资料并结合微波辐射传输模式，发现沙尘对高频微波有较为显著的衰减作用，由此首次提出用微波极化亮温差方法来识别沙尘，并综合可见、红外与微波技术提出利用多卫星探测器检测沙尘的综合方法。

参考文献

- 钱云, 符淙斌, 淑瑜, 1999, 沙尘气溶胶与气候变化, 地球科学进展, 14 (4), 391-394
- 王明星 张仁健, 2001, 大气气溶胶研究的前沿问题, 气候与环境研究, 6 (1), 119-124
- Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe, 1997, Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,889-16, 909
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, 1997, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus-7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,911-16, 922
- 钱正安, 贺慧霞, 瞿章, 等. 我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.
- 王式功, 董光荣, 陈惠忠, 李希良, 金炯, 2000, 沙尘暴研究的进展, 中国沙漠, 20(4), 349-356
- Haywood, J. M., Ramaswamy, V., & Soden, B. J., 1999, Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans. *Science*, 283, 1299-1305.
- Husar, R.B., D.M. Tratt, B.A. Schichtel, S.R. Falke, F. Li, D. Jaffe, S. Gasso, T. Gill, N.S. Laulainen, F. Lu, M.C. Reheis, Y. Chun, D. Westphal, B.N. Holben, C. Gueymard, I. McKendry, N. Kuring, G.C. Feldman, C. McClain, R.J. Frouin, J. Merrill, D. DuBois, F. Vignola, T. Murayama, S. Nickovic, W.E. Wilxon, K. Sassen and N. Sugimoto, 2001, The Asian dust events of April 1998. *Journal of Geophysical Research*, 106, 18317-18330.
- Higurashi, A., & Nakajima, T., 2002, Detection of aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophysical Research Letters*, 29, 1836. doi:10.1029/2002GL015357
- Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., Higurashi, A., & Sano, I., 2002, Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophysical Research Letters*, 107, 2158. doi:10.1029/2002GL016251
- Huang, J., P. Minnis, B. Chen, Z. Huang, Z. Liu, Q. Zhao, Y. Yi, and J. K. Ayers, 2008: Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX, *J. Geophys. Res.*, 113, D23212, doi:10.1029/2008JD010620.
- 周自江, 王锡稳, 牛若芸, 2002, 近 47 年沙尘暴气候特征研究, 应用气象学报, 13(2), 1993-200
- 周自江, 章国才, 2003, 科学通报, 中国北方的典型强沙尘暴事件(1954-2002 年), 48(11), 1224-1228
- 高庆先, 任阵海, 李占青, 普布次人, 2004, 中国北方沙尘气溶胶时空分布特征及其对地表辐射的影响, 资源科学, 26(5), 1-10
- 钱正安, 宋敏红, 李万元, 2002, 近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势, 中国沙漠, 22 (2) 106-111.

- 叶笃正,丑纪范,刘纪远,等, 2000 ,关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策, 地理学报, 55 (5), 513-522.
- 沈志宝, 文军, 沙漠地区春季的大气浑浊度及沙尘大气对地面辐射平衡的影响, 1994, 高原气象, 13(3), 330-338
- 文军, 甘肃省河西黑河流域沙漠、戈壁地区夏季大气浑浊度与沙尘特性分析, 1994, 应用气象学报, 5(1),27-33
- 黄美元, 王自发, 东亚地区黄沙长距离输送模式的设计, 1998, 大气科学, 22(6); 625—637.
- 成天涛, 沈志宝, 2002,中国西北大气沙尘的辐射强迫, 高原气象, 21(5),473-478
- Huang, J., B. Lin, P. Minnis, T. Wang, X. Wang, Y. Hu, Y. Yi, and J. R. Ayers, 2006, Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi: 10.1029/2006GL026561.
- Carlson. T N and S Benjamin, 1980, Radiative heating rates for Saharan dust, *J. Atmos. Sci.*, 37, 193-213
- Tegen I, A. Lacis Andrew., and I. Fung, 1996, The influence on climate forcing of mineral aerosol from disturbed soils. *Nature*, 380, 419-422
- Fouquart, Y., B. Bonnell, G. Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette, and A. Cerf, 1987, Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II. Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 38—52.
- 石广玉, 赵思雄, 2003, 沙尘暴研究中的若干科学问题, 大气科学, 27(4), 591-606
- 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 李占清, 2005a, 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征, 大气科学, 29(1),147-153
- 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 王庚辰, 2005b, 浑善达克沙地沙尘气溶胶的物理化学特性, 科学通报, 50(5), 468-472
- 邱金桓, 孙金辉, 1994, 沙尘暴的光学遥感及分析, 大气科学, 18(1), 1-10
- 王 宏, 石广玉, T. Aoki, 王 标, Zhao Tianliang, 2004, 2001年春季东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫, 科学通报, 49(19), 1993-2000
- 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), 429-437
- Haywood, J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. P. Taylor, 2001, Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust: A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data, *J. Geophys. Res.*, 106, 18 417—18 430.
- Kim, D.-H., B.J. Sohn, T. Nakajima, and T. Takamura, 2005, Aerosol radiative forcing over East Asia determined from ground-based solar radiation measurements. *J. Geophys. Res.*, 110,

- D10S22.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, and I. Slutsker, 2002, Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608.
- Pandithurai, G., S. Dipu, K. K. Dani, S. Tiwari, D. S. Bisht, P. C. S. Devara, and R. T. Pinker, 2008, Aerosol radiative forcing during dust events over New Delhi, India. *J. Geophys. Res.*, 113, D13209, doi:10.1029/2008JD009804.
- McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, T. P. Ackerman, 2009, Surface shortwave aerosol radiative forcing during the Atmospheric Radiation Measurement Mobile Facility deployment in Niamey, Niger, *J. Geophys. Res.*, 114, D00E06, doi:10.1029/2008JD010491.
- Huang J., Q. Fu, J. Su, Q. Tang, P. Minnis, Y. Hu, Y. Yi, and Q. Zhao, 2009: Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 4011–4021.
- William E. and Robert J. Curran, 1974, The Detection of Dust Storms Over Land and Water With Satellite Visible and Infrared Measurements, *Monthly Weather Review*, 102, 830-837
- Toby N. Carlson, 1978, Atmospheric Turbidity in Saharan Dust Outbreaks as Determined by Analyses of Satellite Brightness Data, *Monthly Weather Review*, 107, 322-335
- Norton, C. C., Mosher, F. R., Hinton, B., Martin, D. W., Santek, D., and Kuhlman, W. , 1980, A Model for Calculating Desert Aerosol Turbidity over the Oceans from Geostationary Satellite Data, *J. Appl. Meteorol.*, 19, 633–644.
- 方宗义, 张运刚, 2001, 用气象卫星遥感监测沙尘暴的方法和初步结果, *第四纪研究*, 21(1), 48-55
- 范一大, 史培军, 潘耀忠等, 2001, 基于 NOAA/AVHRR 数据的区域沙尘暴强度监测, *自然灾害学报*, 10(4), 46-51
- 卢乃锰, 胡秀清, 邱红, 2002 利用静止气象卫星监测沙尘暴的业务方法, *沙尘暴监测预警服务研究*, 北京:气象出版社, 34-39

第二章 SACOL 站气溶胶观测仪器介绍

2.1 SACOL 站简介

兰州大学半干旱气候与环境观测站(Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University, 简称 SACOL)是在我国西北干旱、半干旱地区这一气候变化敏感带建立的,用于研究人和自然活动对水和能量循环的作用,是评估区域气候变化的重要观测站点[Huang et al., 2008]。该站位于兰州市区以东约 45 千米的兰州大学榆中校区萃英山顶(35.946°N, 104.137°E),海拔高度为 1965.8 米,下垫面属于典型的黄土高原塬面梁峁地貌,地表基本为原生植被。气候类型属于温带半干旱气候,1 月平均气温-8℃,7 月平均气温 19℃,年平均气温 6.7℃,年平均降雨量为 381.8mm,相对湿度 63%,山顶全年风向以西北和东南风为主,全年平均风速约为 1.6m/s,全年日照时数为 2607.2h 左右。山顶的环境受人类活动的影响较小,基本属于自然状态,观测点的可以代表方圆几百公里半干旱地区的气候状况[[Huang et al., 2008, 闭建荣, 2008; 史晋森, 2008; 王鑫, 2009; 王天河, 2009]。SACOL 气候站自 2005 年起,在国家 973、985 项目支持下逐步开始建设运行。该站是一个按照国际标准建立的气候观测平台,拥有多种先进的气候和环境观测仪器[Huang et al., 2008],主要观测项目包括有:边界层气象要素观测,地面辐射观测[闭建荣等, 2008],地面感热、潜热通量观测[Zuo et al., 2009],土壤植被参数观测[Guan et al., 2009],大气成分与环境空气质量监测,气溶胶光学特性观测[Ge et al., 2010],以及温、湿廓线观测等。SACOL 站自主设计的移动观测系统还可以进行大规模的野外流动观测实验。SACOL 站是我国第一个在高校内建立的气候观测站,并加入了国际 CEOP(Coordinated Energy and Water Cycle Observations Project), AERONET(AEROSOL ROBOTIC NETWORK)[Holben, B. N., and Coauthors, 1998]和 MPLNET(Micro-Pulse Lidar Network)[Welton et al., 2001]计划,目前已经成为兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室基础支撑观测平台。本文的研究对象为沙尘气溶胶,其中在反演沙尘气溶胶光学特性时主要使用了地面遥感观测资料。SACOL 站拥有各种气溶胶、辐射等观测仪器,下面将主要介绍本文研究中所用到的部分仪器。

2.2 观测仪器介绍

本文在研究反演沙尘气溶胶光学特性以及通过地面观测评估卫星反演气溶胶光学厚度时,主要使用的地基气溶胶辐射遥感观测仪器是多滤波旋转遮光辐射计 MFRSR(Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer, [Harrison et al.,1994]) 与 CE-318N-VPS8 太阳光度计(CIMEL, [Holben, B. N. & Coauthors, 1998]); 对反演的沙尘光学厚度、单次散射反照率等光学特性参数输入辐射传输模式中计算太阳短波经过沙尘气溶胶层后到达地面的总辐射、直接辐射与散射辐射通量,并与观测对比,进行辐射闭合检验时,使用了地面总辐射观测仪器 PSP(Precision Spectral Pyranometer)、直接辐射仪器 CHI 和 NIP(Normal Incidence Pyrheliometer)以及散射辐射仪器 CM21 的观测数据。以下对这些仪器分别做简要介绍。

2.2.1 气溶胶观测仪器

MFRSR 多滤波旋转遮光辐射计:

本论文中沙尘气溶胶光学特性的反演主要通过分析 MFRSR 的观测数据完成。MFRSR(可见光类型 MFR-7)是一种用于外场观测太阳光可见波段全天空总辐射、散射辐射和直接辐射通量密度的地基辐射仪器。该仪器使用了安装在有温度控制腔体内一组相互独立的干涉滤波光电二极管组合来测量 6 个窄波段(0.415, 0.500, 0.615, 0.673, 0.870 和 0.940 μm)和 1 个宽波段(0.35-1 μm)的辐射通量密度。2.1 左图为安装在 SACOL 站 MFRSR 的实物图,右图给出了 MFRSR

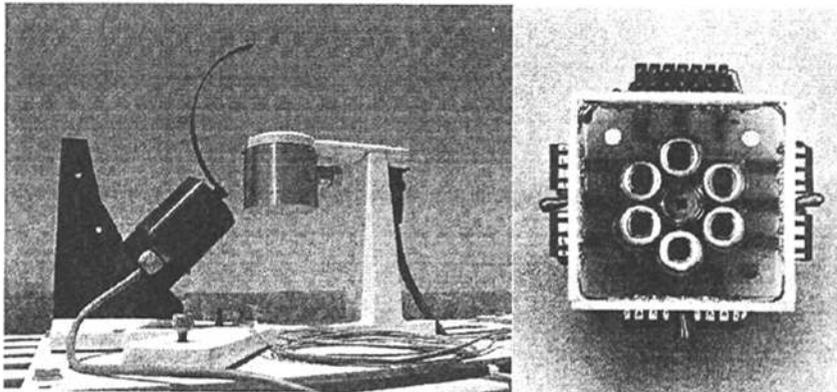


图 2.1 SACOL 站 MFRSR 实物图(左)与内部探头结构(右)

内部探头的结构,从图中可以看出一共有 7 个孔分别用于探测 6 个窄波段和一个宽波段的太阳辐射通量值。对应于图 2.1 的实物,图 2.2 给出了 MFRSR 的几何

剖面并给出了每一部分的名称,从图中可以看出 MFRSR 主要由步进马达, 圆弧形金属遮光带(影带, 即 Shadowband)和探测器组成。仪器工作之前首先要根据仪器放置在北半球或是南半球来调整仪器的方位使得极轴的指向朝地理北极或南极, 仪器要水平放置并且根据仪器所放的地理纬度对步进马达(连带金属遮光带)进行纬度调整, 连接 MFRSR 的计算机要设置为世界标准时, 同时在控制软件中要精确输入仪器放置的经度。仪器工作时, 步进马达由自带的微处理器控制转动, 连接在马达上的金属遮光带随之开始旋转, MFRSR 仪器利用太阳星历表近似计算太阳的位置[Michalsky, 1988; Reda et al, 2008]来控制影带的位置, 最初的旋转影带方法是由 Wesely[1982]发展的, 而之后的工作主要着重于 Wesely 方法的自动化[Guzzi et al., 1985; Stoffel et al., 1991]。当遮光带的位置在图 2.2 中所示探测器的正下方时, 仪器进行首次观测, 此时测得的量为全天空总辐射通量。然后仪器的微处理器自动计算太阳的位置, 使遮光带旋转到太阳方向(精度可以达到 $\pm 0.3^\circ$)以及在太阳位置的左、右各 9° 处观测。圆弧金属带遮住 3.3° 的天空, 这个视场角度足够挡住太阳, 左右各 9° 的观测可以用来校正除了太阳, 被遮光带挡住多余天空的辐射值, 从而获得准确的散射辐射。当 MFRSR 观测完总辐射

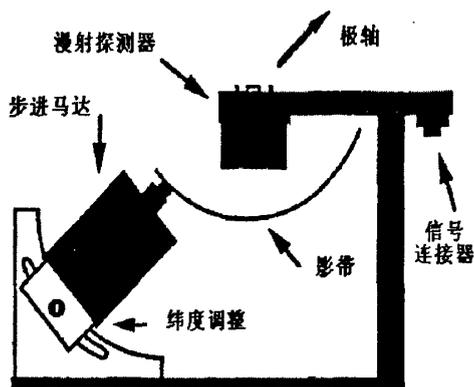


图 2.2 MFRSR 几何剖面图[王天河, 2009]

和散射辐射, 微处理器通过二者相减得到水平方向的直接辐射, 用水平方向的直接辐射除以太阳天顶角就可以推得垂直太阳的直接辐射通量。与传统辐射测量仪器相比, MFRSR 的最明显的优势在于使用同一个探头观测总辐射和散射辐射通量, 这样即便仪器的绝对校正存在误差, 也可以保证能够得到准确的散射辐射与总辐射比和正确的气溶胶光学厚度值, 还可以避免使用两个仪器分别观测不同辐

射通量时,由于仪器之间差异需要相互校准而引入的误差,同时提高了仪器的使用效率减低了费用。关于仪器的校准,余弦响应等特性详细描述见 Harrison 等 [1994], 王天河[2009]。

CE-318 太阳光度计:

CE-318 太阳光度计是由法国 CIMEL 公司生产的一款可以自动跟踪太阳测量辐亮度的光度计。CE-318 主要通过多波段,不同高度角、方位角对太阳和天空辐亮度的观测来反演大气柱内水汽、臭氧和气溶胶的光学特征,是 AERONET 的主要设备。图 2.3 给出了 CE-318 的实物图,该仪器由三部分组成:光学探头,电子设备控制箱和双轴步进机械转动系统。光学探头有两个通道,视场为 1.2° ,一个准直管(装有石英玻璃,可以使紫外光透过)直接观测太阳/日晕辐亮度,一个准直管(装有透镜)观测天空辐亮度。电子箱里有两个微处理器用于实时操作、获取数据和控制机械转动。在自动模式下,当湿度传感器探测到降水天气时,控制箱可以命令仪器自动停止工作,使探头朝下处于停机状态从而保护光学器件。步进马达传动系统具有高度角和方位角两个自由度,由控制箱中的 CPU 通过公式计算太阳位置并控制机械系统初步瞄准太阳,再根据四象限探测器接受到的太阳辐射能量来微调光学探头使其能够准确对准太阳(精度高于 0.1°)。CE-318 对太阳的直接观测在 0.34 到 $1.02\mu\text{m}$ 之间的 8 个光谱波段进行,8 个波段顺序观测一次需要 10 秒。在上、下午可以进行 Langley 回归校正阶段,8 个波段以 3 次观测为一组(30 秒),即每个波段观测 3 次,然后停止 30 秒再进行下一次观测(即 1 分钟进行一组观测),其余时间的观测间隔为 15 分钟。由于云的变化要比气溶胶变化快,通过 30 秒内每个波段的 3 次观测可以滤除云出现时的影响。天空辐亮度观测在 0.44 , 0.67 , 0.87 , $1.02\mu\text{m}$ 四个波段测量,当太阳位置为 Langley 回归阶段时,天空辐亮度在离太阳 20° 的位置开始观测。有两种观测顺序,一种称为“almucantar”(翻译为等天顶角观测),另一种称为“principal plane”(翻译为主平面观测)。设计这两种观测顺序的目的在于通过在较大的散射角范围内观测太阳光经过气溶胶层散射后的辐射强度,从而获得气溶胶的粒子谱分布,散射相函数以及光学厚度等光学特性。其中等天顶角观测顺序是固定太阳高度角,在相对太阳位置不同的几个方位角观测。principal plane 观测顺序与 almucantar 相似,但在太阳的主平面内进行观测。主平面观测从低于太阳高度 6° 位置开始在不同方位

角扫描观测，对于四个波段从太阳下端到上端扫描观测一次需要 30 秒时间。大气质量小于 2 时，主平面扫描每 1 小时进行一次[Holben, B. N. & Coauthors, 1998]。CE-318 观测数据可以直接与电脑连接获取，也可以通过网络远程下载，还可以通过 GEOS, METEOSAT 和 GMS 卫星通讯传输。该仪器是目前具有较高精度的太阳光度计，广泛用于气溶胶观测研究，AERONET 利用其观测反演得到的气溶胶光学特性产品通常被作为参考标准，用于校正其他地面、卫星的气溶胶光学厚度观测。

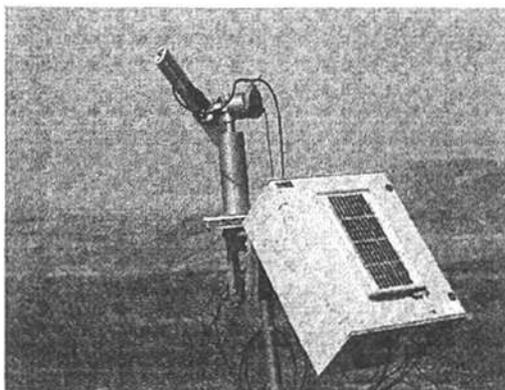


图 2.3 SACOL 站 CE-318 实物图

2.2.2 辐射通量观测仪器

PSP:

PSP 是由埃普利实验室(Eppley)设计，主要用来测量在 $0.285\text{-}2.80\mu\text{m}$ 波段太阳直接辐射和天空散射辐射的辐射计。图 2.4 为该设备的实物图，仪器直径为 14.60cm ，高为 11.06cm ，重约 3.2Kg ，铜质主体，四周嵌有白色保护圆盘，环绕多节点埃普利线绕热电堆可以经受剧烈的机械振动，接收器涂有帕森黑光学漆(非波长选择吸收)，接收器上罩有里、外两层半球 WG295 玻璃穹顶，该种玻璃对波段大约在 $0.285\text{-}2.80\mu\text{m}$ 之间各个方向上的辐射是均匀透明的。PSP 的灵敏度大约为 $9\mu\text{V}/(\text{Wm}^{-2})$ ，在 $0\text{-}2800\text{W}/\text{m}^2$ 之间非线性度为 $\pm 0.5\%$ ， -20°C 到 $+40^\circ\text{C}$ 温差变化依赖为 $\pm 1\%$ ，随太阳天顶角变化的余弦响应在 $0^\circ\text{-}70^\circ$ 为 $\pm 1\%$ ， $70^\circ\text{-}80^\circ$ 为 $\pm 3\%$ 。PSP 通常被用来观测总辐射(即太阳直接辐射和散射辐射)，也可以在离玻璃穹顶 1m 处通过不透明物体遮挡接收器来观测散射辐射，或者用圆柱体遮挡玻璃穹顶四周并对准太阳来观测直接辐射。此外还可以通过两个 PSP 一个对准太阳观测，

一个倒置垂直观测地表，从而得到宽波段地表反照率。

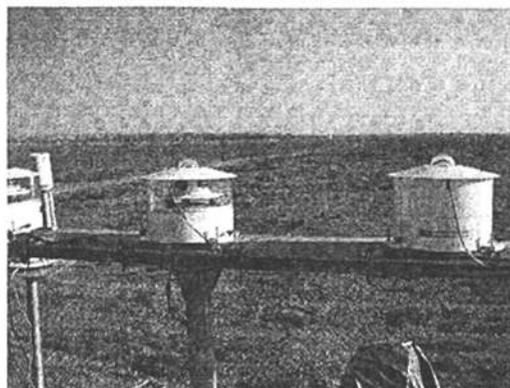


图 2.4 野外流动观测站 PSP 实物图

CHI:

由 Kipp & Zonen 公司生产的 CHI 直接辐射计主要设计用于观测 5° 立体角范围内的太阳入射辐射通量，将 CHI 安装在能够追踪太阳的设备上对准太阳便可以测得垂直于探测器观测平面的直接太阳辐射。跟踪太阳位置设备的理想精度要求在 $\pm 0.75^\circ$ 内。图 2.5 中左图是 SACOL 站安装在双轴太阳跟踪仪(Two-Axis Sun Tracker)上的 CHI 实物图，右图为放大图。图中所示包围仪器光线入射孔的黑色外圈用于遮雨，仪器身管直径 38mm，长度为 349mm，仪器光线入射孔处覆盖有石英玻璃可以允许 $0.2\text{-}4\mu\text{m}$ 波段的太阳直接辐射透过，灵敏度大约为

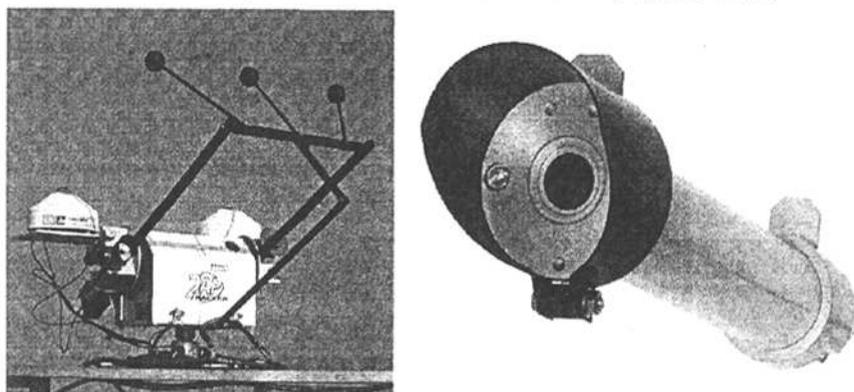


图 2.5 SACOL 站太阳跟踪仪上 CHI 实物图(左)与放大图(右)

$7\text{-}15\mu\text{V}/(\text{Wm}^{-2})$ 在 $0\text{-}1000\text{W}/\text{m}^2$ 之间非线性度为 $\pm 0.2\%$ ，工作环境温度为 -40°C 到 $+80^\circ\text{C}$ ， -20°C 到 $+50^\circ\text{C}$ 的温度依赖性为 $\pm 1\%$ ，每小时 5° 的温差变化可以造成约

为 $\pm 3\text{W/m}^2$ 的偏差。CHI 在出厂前在辐射通量密度为 800W/m^2 的氙灯照射下做了标定。

NIP:

由 Eppley 实验室设计的 NIP 如同其名称，主要用于测量垂直观测面的太阳直接辐射。与 CHI 一样，该仪器需要安装在太阳追踪仪上工作。如图 2.6 所示，Two-Axis Sun Tracker 右端安装的便是 NIP(左端为 CHI)。该传感器为世界气象组织(WMO)的一级辐射计，身管长为 279.4mm ，仪器底部为线绕热电堆，黄铜管身内壁为黑色，管内在大气压力下充有干洁空气，管身两端装有两个法兰(flange)可以通过观察穿过法兰的光线调整使仪器对准太阳。光线入射孔径与管身长比为 $1:10$ ，角度为 5° 。 $0.28\text{-}3\mu\text{m}$ 波段的太阳辐射由入射孔进入仪器后，被底部探测器吸收并加热激发热电堆，使其产生电信号，通过校正后将电压值信号转为等效的辐射通量密度。NIP 的灵敏度约为 $8\mu\text{V}/(\text{Wm}^{-2})$ ，在 -20°C 到 $+50^\circ\text{C}$ 范围的温度依赖性为 $\pm 1\%$ ， $0\text{-}1400\text{W/m}^2$ 之间非线性度为 $\pm 0.5\%$ 。此外 NIP 还可以安装一个有 4 个滤光镜的转动轮，通过手动旋转这个转动轮来观测不同波段的直接辐射通量密度。

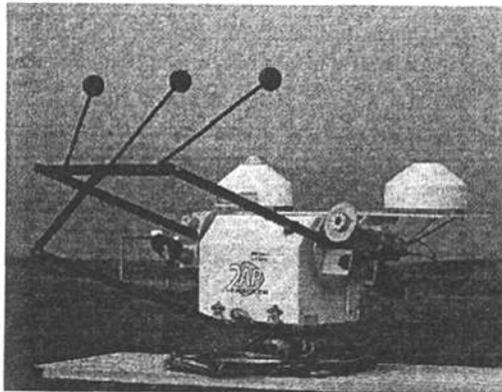


图 2.6 SACOL 站太阳跟踪仪上 NIP 实物图

CM21:

Kipp & Zonen 公司生产的 CM21 辐射计主要作用是在水平面上测量太阳辐射与天空散射辐射。该仪器观测的波长范围为 $0.31\text{-}2.8\mu\text{m}$ ，中心的涂有帕森黑光学漆的圆盘吸收热量后产生热流通过热电阻流向热汇(辐射计主体)，通过探测器

热电阻两端的温差被转化为电压，从而最后线性转为接受的辐射通量。为了减少由风、雨和辐射计本身向外辐射对探测器温度的影响，CM21 与 PSP 一样都采用双层玻璃穹顶，灵敏度大约为 7 到 $14\mu\text{V}/(\text{Wm}^{-2})$ ，能量小于 $1000\text{W}/\text{m}^2$ 的非线性度为 $\pm 0.2\%$ ， -20°C 到 $+50^\circ\text{C}$ 随温度变化敏感性小于 $\pm 1\%$ ，每小时 5 度的温差变化造成的偏差小于 $\pm 2\text{W}/\text{m}^2$ ，实验室在 80°C 用 $1000\text{W}/\text{m}^2$ 辐射校准测得的误差在 $\pm 10\text{W}/\text{m}^2$ ，可以在 -40°C 到 $+80^\circ\text{C}$ 的环境下工作。

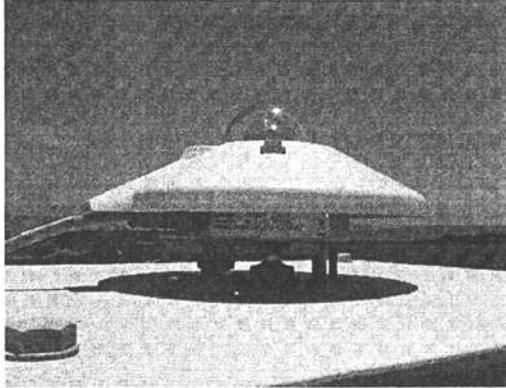


图 2. SACOL 站 CM21 实物图

2.3 小结

本章简要介绍了 SACOL 站所处的地理位置、环境及主要进行的日常观测项目。根据本论文研究中所使用到的气溶胶与辐射观测仪器，重点介绍了通过太阳辐射观测来反演气溶胶光学特性的 MFRSR 和 CIMEL 两种仪器，以及分布用于观测太阳总辐射、直接辐射和散射辐射的 PSP，NIP 和 CM21 三种地表辐射通量仪器的参数，工作原理及方式等特性。

参考文献

- Huang, J., W. Zhang, J. Zuo, J. Bi, J. Shi, X. Wang, Z. Chang, Z. Huang, S. Yang, B. Zhang, G. Wang, G. Feng, J. Yuan, L. Zhang, H. Zuo, S. Wang, C. Fu and J. Chou, 2008, An overview of the Semi-Arid Climate and Environment Research Observatory over the Loess Plateau, *Advances in Atmospheric Sciences*, 25, 1-16.
- 闭建荣, 2008, 黄土高原半干旱地区地表能量平衡的观测实验研究, 硕士学位论文。
- 史晋森, 2008, 半干旱地区近地面臭氧特性的观测研究, 硕士学位论文。
- 王鑫, 2009, 黄土高原地区沙尘气溶胶的综合观测研究, 博士学位论文。
- 王天河, 2009, 利用 MFRSR 反演西北混合相沙尘云光学及物理特性的研究, 博士学位论文。
- 闭建荣, 黄建平, 刘玉芝, 等, 2008, 黄土高原半干旱地区地表辐射特征, *兰州大学学报(自然科学版)*, 44(3), 1-6.
- Zuo J., J. Huang, J. Wang, W. Zhang, J. Bi, G. Wang, W. Li, and P. Fu, 2009, Surface turbulent flux measurements over the Loess Plateau for a semi-arid climate change study, *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(4), 679-691.
- Guan X., J. Huang, N. Guo, J. Bi, and G. Wang, 2009, Variability of soil moisture and its relationship with surface albedo and soil thermal parameters over the Loess Plateau, *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(9), 692-700
- Ge JM, Su J, Ackerman TP, Fu Q, Huang JP, Shi JS, 2010, Dust Aerosol Optical Properties Retrieval and Radiative Forcing over Northwestern China during the 2008 China-US Joint Field Experiment. *J. Geophys Res.* (in press).
- Harrison, L. C., J. J. Michalsky, and J. Berndt, 1994, Automated multifilter rotation shadowband radiometer: An instrument for optical depth and radiation measurements, *Appl. Opt.*, 33(22), 5118-5125.
- Holben, B. N., and Coauthors, 1998, AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.
- Welton, E. J., J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, and V. S. Scott, 2001, Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micropulse lidar systems, *Proc. Lidar Remote Sensing for Industry and Environmental Monitoring*, Sendai, Japan, SPIE, 4153, 51-158.
- Michalsky, J. J., 1988, The Astronomical Almanac's Algorithm for Approximate Solar Position

- (1950-2050), *Solar Energy*, 40, 227-235.
- Reda, I., and A. Andreas, 2008, Solar position algorithm for solar radiation Applications, Technical Report, NREL/TP-560-34302.
- Wesely, M. L., 1982, Simplified techniques to study components of solar radiation under haze and clouds, *J. Appl. Meteorol.*, 21, 373-383.
- Guzzi, R., G. C. Maracci, R. Rizzi, and A. Sicardi, 1985, Spectroradiometer for ground-based measurements related to remote sensing in the visible from a satellite, *Appl. Opt.*, 24, 2859-2863.
- Stoffel, T., C. Riordan, and J. Bigger, 1991, Joint EPRI/SERI project to evaluate solar energy radiation measurement systems for electric utility solar radiation resource assessment, in *Proceedings of the IEEE Photovoltaic Specialist's Conference* (Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York).

第三章 半干旱地区沙尘气溶胶光学特性反演

3.1 引言

气候变化主要由地-气系统的辐射平衡状况决定。在气候系统处于平衡态时,其吸收的太阳短波辐射等于地-气系统向外发射的长波红外辐射。任何对这种平衡的扰动并因此使气候发生变化的因子均被称之为辐射强迫因子[IPCC, 1990; 石广玉, 1996; 罗云峰等, 1998]。与温室气体一样,气溶胶也是影响全球辐射能量平衡进而影响气候变化的重要因子之一。气溶胶对气候的辐射强迫可以分为直接和间接作用,直接作用是指由于悬浮于大气中的气溶胶对长、短波辐射的吸收和散射作用,造成地-气系统在大气层顶和地表处长、短波净辐射通量的改变引起的辐射平衡变化(需要指出:在1994年之后的IPCC[1995]中定义辐射强迫特指在大气层顶处的净辐射通量变化,这里我们依然习惯称地表、大气层顶的净辐射通量变化分别为地表辐射强迫和大气层顶辐射强迫);间接作用指气溶胶粒子的存在可以作为云的凝结核,改变了云滴粒子大小、云量、生命周期等物理和微物理特性,从而改变了云的辐射特性,影响了气候系统的辐射平衡。影响气溶胶间接辐射强迫作用的主要因子是气溶胶的成份、大小、混合态以及气象环境等条件[Penner et al., 2001],对于气溶胶的直接辐射强迫作用来说,能够决定其辐射强迫值大小的主要因素是气溶胶本身的光学特性,包括有:光学厚度(τ),单次散射反照率(ω_0),不对称因子(g),相函数(P)以及复折射指数(n)等参数,这些气溶胶光学参数是波长的函数并且都随着气溶胶粒子的物理、化学成分,空气相对湿度等条件的变化而变化[Haywood and Boucher, 2000; Penner et al., 2001]。目前在全球尽管有大量的工作来研究气溶胶,然而由于气溶胶在大气中的生命周期较短,成份组成多变、时空分布有显著变化以及受研究区域、观测条件、反演方法等条件的影响,使得为合理准确观测、反演气溶胶光学特性带了一定困难,继而给评估由气溶胶引起的气候变化辐射强迫带来了较大的不确定性(包括量级和符号的不确定)。图3.1是第四次IPCC给出的各类气候辐射强迫因子的强迫值以及目前对这类因子的认知水平。对于大气气溶胶总体而言,直接辐射强迫值为 $-0.5 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$,认识水平属于中低。对于某一单一种类的气溶胶,其辐射强迫值存在更大的不确定性。本文所主要研究的沙尘矿物气溶胶根据模式计

算,其全球的直接辐射强迫为 $-0.1 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ [IPCC, 2007],从这一数据可以看出沙尘的直接辐射强迫值可以从 -0.3 Wm^{-2} 变化到 $+0.1 \text{ Wm}^{-2}$,数值上存在一个较大的不确定变化范围,甚至连沙尘气溶胶对气候是增暖还是减冷作用,即辐射强迫的符号也都难以确定。因此要进一步的确定沙尘气溶胶的气候辐射强迫作用,就需要对沙尘气溶胶光学特性有详细准确的认识和研究。基于此,本章利用2008中美联合沙尘观测资料,反演了我国西北沙尘气溶胶的光学特性,并详细介绍了整个反演方法与结果。

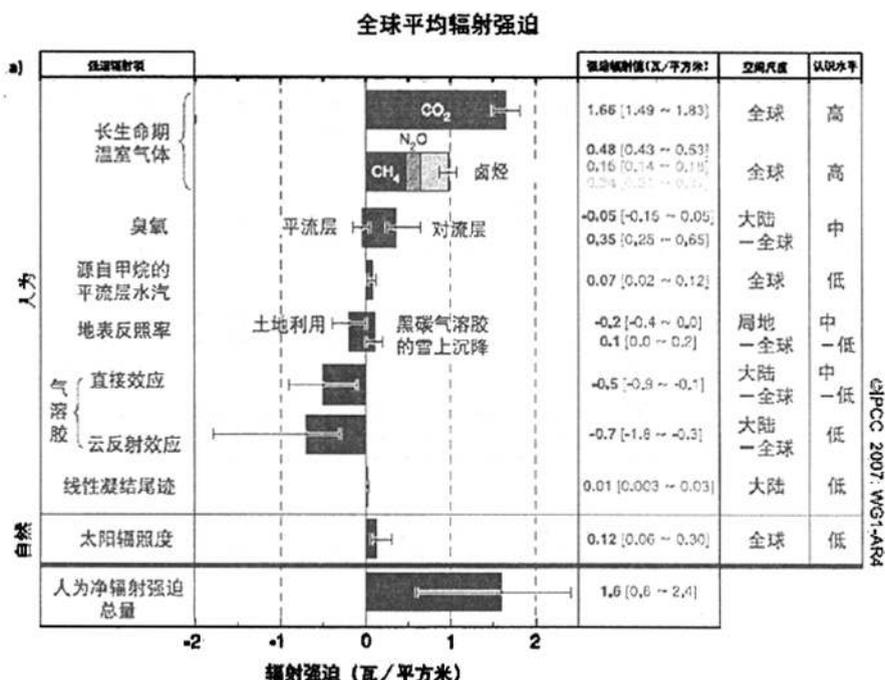


图 3.1 全球平均辐射强迫 (引自第四次 IPCC, 2007)

3.2 沙尘气溶胶光学厚度反演

气溶胶光学厚度是指从大气中某一层到大气层顶垂直距离高度之间,单位面积大气柱内所有气溶胶粒子的散射截面与吸收截面(即消光截面)之和。它表示了某一波段的太阳辐射穿过气溶胶层时,气溶胶粒子通过散射和吸收作用对其造成削减程度的大小。光学厚度是气溶胶光学特性参量中最基础也是最重要的物理量,它在一定程度上反映了大气中气溶胶的含量,是研究气溶胶辐射气候效应的关键因子。光学厚度值的大小直接影响了气溶胶在大气层顶和地表处的辐射强迫

数值的大小。

3.2.1 基本理论

对于太阳短波波段(波长范围大约在 0.2-4.8 μm), 忽略地-气系统在这一波段微弱的发射贡献, 同时也不考虑多次散射造成的漫散射辐射, 则某一波段太阳辐射穿过气溶胶层后的衰减完全由气溶胶的散射、吸收消光作用造成, 即 Beer 定理, 其表达式可以写为:

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} \cdot k_{\lambda} \cdot \rho \cdot dz \cdot m \quad 3.21$$

其中, m 是大气质量 (表示由于大气折射, 通过大气的光学路径), I_{λ} 是波长为 λ 的太阳光单色辐亮度, dI_{λ} 为辐射强度穿过某一层后的衰减, ρ 为气溶胶质量密度(也可以用单位体积内的粒子数浓度来理解), k_{λ} 为气溶胶的质量消光截面, dz 为垂直高度的变化。由前面光学厚度的定义可以看出 3.21 式中右边部分 $k_{\lambda} \cdot \rho \cdot dz$ 即表示了 dz 高度上气溶胶光学厚度的变化。由此 3.21 式可以进一步写为:

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} \cdot d\tau_{\lambda} \cdot m \quad 3.22$$

3.22 式变换并从地表到大气层顶积分后得到:

$$I_{\lambda} = I_{\lambda}^0 \cdot \exp(-\tau_{\lambda} m) \quad 3.23$$

3.23 式中 I_{λ}^0 为大气层顶波长 λ 的太阳光单色辐亮度, I_{λ} 为地表垂直于入射光平面的单色辐亮度, τ_{λ} 是在 λ 波长整层大气总的光学厚度。对 3.23 式两边取自然对数可以得到 Beer 定理的线性表达式 3.24:

$$\ln I_{\lambda} = -\tau_{\lambda} m + \ln I_{\lambda}^0 \quad 3.24$$

根据 3.24 式可以看出, 如果能知道 I_{λ}^0 , I_{λ} 和 m 值, 就很容易直接算出 τ_{λ} 。在实际具体计算中, I_{λ} 可以由地面 MFRSR 观察直接得到; 对于假定平面平行的均一大气, m 在太阳天顶角 θ 不大 ($<75^{\circ}$) 时, 可以由公式

$$m = 1/\cos(\theta) \quad 3.25$$

较好的近似表示, 但当 θ 较大时 (日出、日落时), 由 3.25 计算得到的 m 会无穷大, 而通常实际大气 m 值不超过 40, 此时 m 近似值可以通过 3.26 式[Young,1994]做纠正:

$$m \approx \frac{1.002432 \cdot \cos^2(\theta) + 0.148386 \cdot \cos(\theta) + 0.0096467}{\cos^3(\theta) + 0.149864 \cdot \cos^2(\theta) + 0.0102963 \cos(\theta) + 0.000303978}, \quad 3.26$$

得到 I_λ , m 后, 要计算 τ_λ 唯一不确定的量就是 I_λ^0 。 I_λ^0 是大气层顶处入射的太阳光单色辐亮度, 这个值无法从地面观测直接观测得到, 因此这里采用了 Langley Plot 外推获得。

3.2.2 Langley 回归方法

假设大气是均一、稳定的, 大气中气体分子、臭氧以及气溶胶总的 τ_λ 不变, 则 3.24 式可以看作为一个简单的二元一次线性表达式 $y = ax + b$ 。横坐标变量 x 对应 3.24 式中的 m , 纵坐标 y 对应地面观测值 I_λ , a 为斜率 (对应 τ_λ), b 为 y 轴的截距 (即 I_λ^0)。通过地面 MFRSR 的观测, 我们可以将每时刻观测到的 m 和 I_λ 一一对应画出来 (称为 Langley Plot), 并通过对这些点回归拟合, 从而外推得到当 m 为 0 时的截距 I_λ^0 。

尽管 Langley 方法的思路简单、明确, 但在真实大气中很难保证气溶胶含量及其光学厚度的绝对稳定。另外, 云的出现、MFRSR 放置的不精准以及仪器采样产生的噪音误差等, 也都会严重影响用 Langley 方法得到正确 I_λ^0 。使用不准确的 I_λ^0 将会使反演得到的 τ_λ 值毫无意义。Harrison[1994a]提出了一套客观方法来过滤筛选数据, 从而选取合理有用的采样点用于 Langley 回归外推。本文参照 Harrison 提出的这种方法编写程序分析地面观测数据并对其中第三步做了调整, 得到了 MFRSR 各个波段的 I_λ^0 。对于实验室做过准确校正 (包括光谱响应, 角响应校正[Harrison, 1994b; Alexandrov, 2002; 王天河, 2009]) 并且正确设置安放 MFRSR 来说, 外推 I_λ^0 依次有 5 个步骤: 首先, 对所选时段 (上午或下午) 数据进行大气质量 m 值的限定, 只有当 m 值大小在 2 到 6 之间的数据被用于 Langley 回归。这是因为当 m 值较大时 (日出或日落), 大气折射校正对温度廓线非常敏感, 存在较大的不确定性; m 值较小时 (正午), 相邻 m 值的变化较小, 使得很小的仪器观测噪音误差就会造成较大的斜率变动, 从而影响回归; 其次使用向前有限差分求导, 对数据过滤。但凡 dI/dm 的值大于 0 要被滤除, 因为这些点的信号是由云的出现造成的。在处理这一步时要注意数据采样的间隔时间。如果 MFRSR 观测采样时间间隔小于 1 分钟, 则要对数据进行 1 分钟平均, 因为采

样的时间如果过短,则由于两次采样的 I_{λ} 值相差很小,这时仪器的随机误差可能会达到甚至超过两次采样 I_{λ} 的变化值,使得严重影响正确剔除数据。实际上通常云的变化时间都会持续几分钟,因此对数据进行1分钟平均能平滑仪器随机误差,但不会平滑掉云的信息,因此采用1分钟平均可以合理筛选数据。第三步采用后向差分对第二步剔除后剩余的数据点求导, dI/dm 大于0的点滤除。第四步用最小二乘法对剩下点进行线性拟合,然后计算观测数据点和回归线之间误差的标准差,滤除所有误差值大于其1.5倍标准差范围的点。第五步对最后剩余点做回归,利用回归线外推得到TOA出的 I_{λ}^0 。

使用上述介绍的Langley回归方法时有以下几点值得注意:

- 1) 选择做Langley回归的例子,最理想是无云的晴天,如果部分云的出现(即使滤除有云的点)可能会对回归结果有影响,若全天被云覆盖,则此算法会失效,外推得到的 I_{λ}^0 没有任何意义。
- 2) 由于Langley方法的前提假设大气是稳定的。因此在选取个例时要选择天气最为稳定,气溶胶浓度变化不大的天。
- 3) 实际中,始终无法避免由于大气运动变化,仪器放置及噪音等影响。通常选取几天最好例子外推得到的 I_{λ}^0 ,并对所有得到的 I_{λ}^0 求平均值作为最后的结果。如果分析数据的时间序列较长(几个月以上),还得考虑由于日地距离变化造成TOA处不同的 I_{λ}^0 ,3.23式右边需要考虑乘以日地距离校正因子,即 $(\frac{r}{\bar{r}})^2$,其中 r 为实际日地距离, \bar{r} 为平均日地距离。

图3.2是2008年5月23日的Langley Plot。从图中可以看出上、下午的观测和线性拟合值都具有非常高的相关系数(>0.99)和非常小的均方根误差(<0.015),这证明由上述方法经过五步筛选后得到的数据回归拟合是稳定合理的,那么根据Beer定理以及 I_{λ}^0 本身的物理意义,上、下午得到的 I_{λ}^0 大小应该严格一致,然而实际上二者仍存在着一定的差别。造成这一差别的原因可能有:大气光学厚度在上、下午做Langley回归时段有变化;仪器放置不水平,造成上、下午太阳在仪器左、右两边照射时间、角度不同;仪器随机噪音误差;站点的经度测量不精确等。因此在确定 I_{λ}^0 时,上、下午外推的值都要考虑,二者平均可以消除一定的误差。

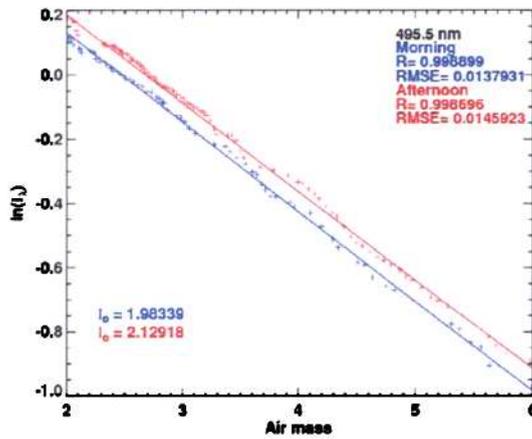


图 3.2 2008 年 5 月 23 日 MFRSR 495nm 波段 Langley Plot

3.2.3 Rayleigh 散射和气体吸收校正

在 3.24 式中代入由 Langley Plot 方法外推确定的 I_{λ}^0 值, 以及在不同时刻由观测得的 I_{λ} 和计算得到的 m 值, 便可以计算出不同时刻总的光学厚度 τ_{λ} 。此时得到的 τ_{λ} 是无云情况下、波长 λ 的大气总光学厚度, 它由大气分子散射 (Rayleigh 散射)、气体吸收、以及气溶胶散射和吸收共同组成。可以表示为:

$$\tau_{\lambda} = \tau_A + \tau_R + \tau_{O_3} + \tau_{H_2O} + \tau_{NO_2} \quad 3.27$$

其中 τ_A 为气溶胶光学厚度, τ_R 为分子 rayleigh 散射光学厚度, τ_{O_3} 是臭氧吸收光学厚度, τ_{H_2O} 和 τ_{NO_2} 分别为水汽、二氧化氮光学厚度。要得到气溶胶光学厚度 τ_A , 必须将其他几个量从已经得出的大气总光学厚度 τ_{λ} 中移除。图 3.3 给出了 MFRSR 各个波段水汽和臭氧的透射比分布情况[Yankee Environmental Systems (YES), 2003]。

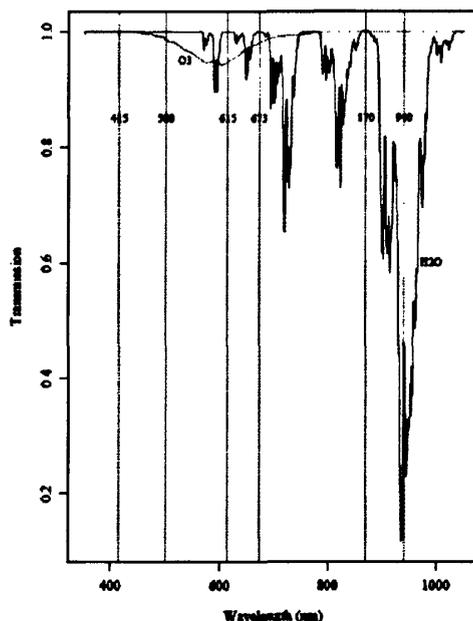


图 3.3 MFRSR 各波段臭氧、水汽透射比(引自 MFRSR Installation and User Guide, , YES, 2003)

可以看出臭氧在 $0.615\mu\text{m}$ 附近有较强的吸收并对 0.5 和 $0.673\mu\text{m}$ 波段有一定的吸收影响。臭氧的各个波段的光学厚度可以由公式 3.28 计算得到, 其中 $N(z)$ 为某一高度单位体积内臭氧分子的数浓度, σ_e 为单个臭氧分子的消光截面(所取数值参考 E.P.Shettle & S.Anderson[1995]), 积分项可以由 Total Ozone Mapping Satellite (TOMS; Bhartia et al.,[1993]) 观测提供(单位平方厘米 1 Dobson 约含有 2.69×10^{16} 个臭氧分子)。

$$\tau_{O_3} = \sigma_e \cdot \int_0^{\infty} N(z) \cdot dz \quad 3.28$$

水汽在 $0.94\mu\text{m}$ 有较强的吸收, 而对于其他 0.415 , 0.5 , 0.615 , 0.673 , $0.87\mu\text{m}$ 波段的透射比为 1。由于水汽吸收谱线变化较为剧烈复杂。我们避开了 $0.94\mu\text{m}$ 波段, 选择其他 5 个 MFRSR 波段反演气溶胶光学厚度。 NO_2 通常由燃料燃烧, 汽车尾气产生, 它对 0.415 和 $0.5\mu\text{m}$ 有一定的吸收。在工业区和污染较重的地区必须考虑 NO_2 的消光贡献, 计算方法与 3.28 式一致, 其中单位平方厘米大气柱中 NO_2 浓度数据可以由 ESA Scanning Imaging Absorption Spectrometer for

Atmospheric Chartography (SCIAMACHY)得到。在本人研究的沙尘气溶胶中,由于野外观测站地处戈壁环境,工业污染,汽车尾气较少,因此没有考虑 NO_2 吸收对总光学厚度的贡献。Rayleigh 散射可以由 3.29 式[Liou, 2002]计算。

$$\tau_{R(\lambda)} = (a + bH)\lambda^{-(c+d\lambda+e/\lambda)} \frac{P}{P_s} \quad 3.29$$

其中 $a=0.00864$, $b=6.5 \times 10^{-6}$, $c=3.916$, $d=0.074$, $e=0.050$ 。H 和 P 分别是观测辐射仪所在的海拔高度(km)以及气压 P_s 是海平面气压。图 3.4 给出了经过 Rayleigh 散射,臭氧吸收更正后,反演的气溶胶光学厚度结果。

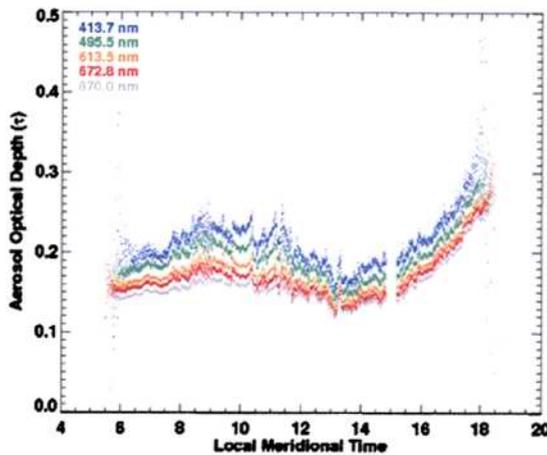


图 3.4 2008 年 4 月 24 日 MFRSR 各波段气溶胶光学厚度

从图中可以看出,气溶胶光学厚度在午后 14 点开始急剧增大。 $0.5\mu\text{m}$ 波段的光学厚度值由 0.15 左右迅速增大到 0.3。分析这种现象可能的原因是午后大气对流将当地的沙尘卷入空中,造成气溶胶浓度增大。这一现象分别在前后几天都被观测到。

3.3 沙尘气溶胶粒子谱分布

3.3.1 基本定义

粒子谱分布指的是在不同的粒子半径范围内所含有的粒子数量。由于实际气溶胶粒子并不是大小均一,而大小不同的气溶胶粒子其光学特性也不同,因此必须考虑用一种粒子分布函数来代表气溶胶粒子的实际分布,从而通过积分得到整体气溶胶的光学特性。许多研究表明,实际气溶胶的分布通常可以由双对数正态

分布函数较好的表示[Whitby 1978; Shettle and Fenn 1979; Remer and Kaufman 1998; Dubovik et.al.,2002],

$$\frac{dV(r)}{d \ln r} = \frac{C_f}{\sqrt{2\pi}\sigma_f} \cdot \exp\left(-\frac{(\ln r - \ln R_f)^2}{2\sigma_f^2}\right) + \frac{C_c}{\sqrt{2\pi}\sigma_c} \cdot \exp\left(-\frac{(\ln r - \ln R_c)^2}{2\sigma_c^2}\right) \quad 3.31$$

其中 $\frac{dV(r)}{d \ln r}$ 表示某一粒径范围内粒子的体积浓度, C 是粒子体积浓度, R 是中值半径, σ 是方差, 下标 f 和 c 分别代表的是细粒模和粗粒模。根据 Dubovik et al.(2002)工作, 我们给定方差 σ_f 和 σ_c 的值分别为 0.42 和 0.61。至此, 3.31 表达式中有 4 个未知量 (C_f , R_f , C_c , R_c), 要得到气溶胶粒子的分布, 就是要确定这 4 个变量的值。

3.3.2 反演方法

沙尘粒子的形状是极其不规则的[Buseck & Posfai, 1999; Yang et al., 2007], 非球形沙尘粒子的散射相函数与球形粒子的有明显差别。因此对于通过在特定角度观测沙尘气溶胶辐射, 从而反演气溶胶光学特性的仪器来说(如 CIMEL, CALIPSO, MPL), 如何得到并使用准确的散射相函数是非常重要的。而 MFRSR 由于观测的是半球天空的总辐射通量与散射辐射通量, 因此对沙尘粒子的形状并不敏感(在下一章, 会对非球形与球形沙尘粒子对反演结果影响做详细的分析比较)。所以在这里我们假定沙尘是均一的球形粒子。

通过假定沙尘为均一的球形粒子, 我们可以利用 Mie 理论将光学厚度表达为:

$$\tau_\lambda = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_e(m, r/\lambda) \cdot N(r) \cdot dr, \quad 3.32$$

3.32 式中, r 为单个粒子半径, Q_e 为 Mie 程序计算得到的沙尘粒子消光效率; m 为沙尘粒子的复折射指数, 沙尘粒子的复折射指数实部范围为 1.34-1.7[Kim 等, 2005; Zheng 等, 2007], 这里我们假定为 1.5, 虚部在这一步计算中假设为 0.007 而并没有考虑其合理的范围, 因为 King 等[1978]的研究表明, 3.32 式计算各波段光学厚度 τ_λ 对复折射指数虚部不敏感; $N(r)$ 为整层大气柱内的沙尘粒子数浓度分布, 积分上下限为从 0.05 μm 到 15 μm 。其中 $N(r)$ 与 $dV(r)/d \ln(r)$ 有如下

关系:

$$N(r) \cdot r \cdot (4/3 \cdot \pi \cdot r^3) = dV(r)/d \ln(r), \quad 3.33$$

根据 3.33 式可以将 3.31 式代入 3.32 式中。由于 MFRSR 有五个波段(0.415, 0.500, 0.615, 0.670, 0.870 μm) 观测反演气溶胶光学厚度, 可以通过观测反演得到的光学厚度值约束 3.32 的理论计算值, 从而得到 3.31 式中 (C_f , R_f , C_c , R_c) 四个未知量。具体方法为: 对于给定的某一波段 i , 由 3.32 得到一个模拟光学厚度 $\tau_{\text{mod } i}$, 不断调整四个未知参数, 直到所有 5 个波段的模拟与观测光学厚度 ($\tau_{\text{obs } i}$) 误差的平方和达到最小, 也就是:

$$\frac{1}{k} \sum_{i=1}^k (\tau_{\text{mod } i} - \tau_{\text{obs } i})^2, \quad 3.34$$

此时就认为 (C_f , R_f , C_c , R_c) 四个值为合理的粒子分布参数值。

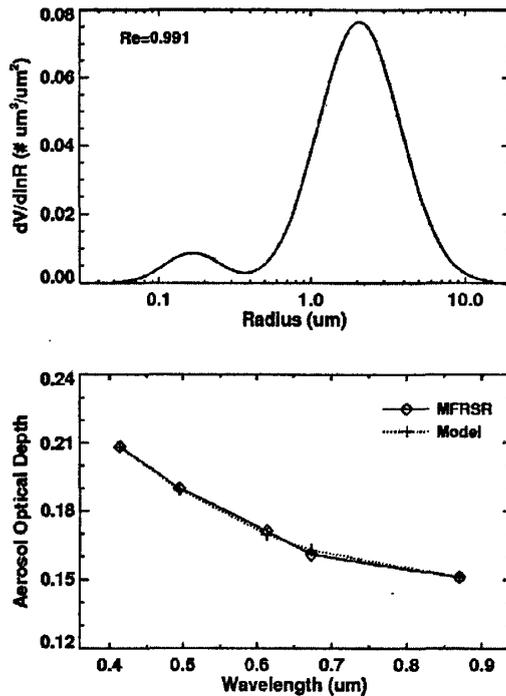


图 3.5 2008 年 4 月 24 日沙尘粒子分布

图 3.5 中下面一幅图是 MFRSR 观测与模拟得到光学厚度平方和误差最小时, 各

波段光学厚度随波长分布。实线为 MFRSR 观测反演结果，点线为 Mie 散射程序计算模拟结果。可以看到，除了在 0.615 和 0.670 μm 波段模拟与观测有极小差别外，其他三个波段完全一致。图 3.5 中上面一幅图是对应得到的沙尘粒子分布图，可以看出对于沙尘气溶胶，大粒子的体积浓度分布占主要部分。表 3.1 给出了所选 11 个个例的四个粒子分布参数以及平均值和标准差，可以看出所选的 11 个例子，沙尘分布较为一致，以粗粒子分布为主，大粒子体积浓度 C_c 约为小粒子浓度 C_f 的 10 倍，大粒子的平均中值半径为 2.22 μm ，小粒子 R_f 平均值为 0.137 μm 。沙尘气溶胶粒子的这种分布特性与其他气溶胶有明显不同[Dubviok et al., 2002]。

表 3.1 11 个个例的沙尘粒子分布参数

Case	$C_f(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	$R_f(\mu\text{m})$	$C_c(\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2)$	$R_c(\mu\text{m})$
Apr 22	0.010	0.172	0.209	2.26
Apr 23	0.011	0.185	0.147	2.30
Apr 24	0.009	0.167	0.117	2.07
Apr 25	0.009	0.155	0.124	2.14
Apr 27	0.010	0.127	0.104	1.91
May 9	0.014	0.131	0.070	1.99
May 15	0.027	0.101	0.211	2.29
May 16	0.025	0.110	0.199	2.32
May 19	0.036	0.125	0.190	2.22
May 23	0.007	0.109	0.060	2.31
May 25	0.011	0.128	0.094	2.57
Mean	0.015	0.137	0.139	2.22
Stddev	0.001	0.028	0.056	0.18

3.4 单次散射反照率与不对称因子反演

3.4.1 基本概念

单次散射反照率 ω 定义为散射效率 Q_{scat} 与消光效率 Q_{ext} 的比值， ω 表示了粒子对光消减中散射作用占的比重，其中 Q_{scat} 为散射截面 σ_{scat} 与粒子截面 πr^2 之

比, Q_{ext} 为消光截面 σ_{ext} 与 πr^2 比值。即 $\omega = \frac{Q_{scat}}{Q_{ext}} = \frac{\sigma_{scat}}{\sigma_{ext}}$ 。这个量在辐射传输计

算中有至关重要的作用, ω 不但对辐射强迫值的大小有重要影响, 还可以较大程度的决定辐射强迫值的正负。北半球大多数气溶胶的单次散射反照率的范围为 0.85-0.95 [Hansen et al., 1997; Jacobson, 2001], Ramanathan et al. [2001] 指出当 ω 大于 0.95 时, 气溶胶在大气层顶产生的辐射强迫为负值即冷却地气系统, 而当 ω 小于 0.85 时, 气溶胶在大气层顶产生的辐射强迫为正值, 对地气系统有增暖作用。

不对称因子 g 定义为散射相函数 $P(\cos\Theta)$ 的一阶矩, 即可以理解为散射角余弦值分布的均值:

$$g = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos\Theta) \cos\Theta d \cos\Theta. \quad 3.41$$

g 是散射介质的基本特征之一, 也是辐射传输的一个重要参数。它影响着辐射能量在介质中的传输。 g 的范围为 -1 到 1。对于完全的后向散射 g 为 -1, 完全的前向散射 g 为 1, 各向同性的散射 (如瑞利散射) g 为 0。在本文章中利用 MFRSR 反演气溶胶光学特性, 前提假设气溶胶粒子为半径在 0.05-15 μm 的球形粒子, 即 Lorenz-Mie 类型粒子。Mie 相函数在前向散射方向通常都有峰值, 因此 g 表示了前向散射的相对强度。

3.4.2 SBDART 模式介绍

在反演气溶胶粒子各波段的单次散射反照率 ω_λ 与不对称因子 g_λ 时, 需要通过调整复折射指数虚部, 使模式的辐射通量与观测一致, 从而得出合理的结果。因此在介绍反演方法前, 首先对所用的辐射传输模式进行介绍。SBDART 的全称是 Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer。它是由美国加利福尼亚大学计算地球系统科学研究所开发的一个可以处理在晴空和有云条件下, 平面平行大气辐射传输的模式 [Ricchiuzzi et al., 1998]。模式中可以对紫外到红外波段进行辐射传输计算。该模式主要结合使用了其他一些相关模式程序, 如离散纵标法辐射传输模块 (DISORT), 低/中分辨率大气透射模式 (LOWTRAN/MORTRAN) 以及一些云滴、冰晶的光散射特性, 并对其中的 LOWTRAN/MORTRAN 进行了改进。SBDART 主要有以下几个物理模块部分: (1) 标准大气廓线: 模式中有 6 种默认给定的大气廓线, 分别是热带、中纬度冬季/夏季, 副极地冬季/夏季以及

美国标准大气廓线。此外用户也可以给自己的大气廓线。(2) 标准地表反照率: SBDART 给定了海洋水体、湖水体、植被、雪和沙地 5 种地表类型, 用以参数化地表各光谱波段的反照率。用户可以任意混合这几种地表, 得到一个新的地表反照率光谱分布值。这里要注意 SBDART 认为地表反射是各向同性, 与太阳高度角无关的。(3) 云滴的散射: 云是地气系统中的重要部分, SBDART 中给定了云粒子的谱分布和水滴、冰晶粒子的 Mie 光学特性参数。(4) 大气分子吸收: 模式中的吸收谱线来自于 LOWTRAN 模式。提供了晴空条件下, 从 $0-50000 \text{ cm}^{-1}$ 波段的大气透射比, 目前所有探知的大气分子类型对辐射的影响都发生在这个范围内。谱线是通过 line-by-line 计算得到的。(5) 气溶胶: SBDART 模式定义了气溶胶的垂直分布, 光学厚度、以及单次散射率、不对称因子等光学特性参数。用户可以根据自己需要输入这些参数。(6) 瑞利散射: 当入射光波长远大于粒子半径时, 粒子内部会产生电偶极矩, 因此粒子会成为一个新的偶极辐射源。瑞利散射的光学厚度由 Shettle 等[1980]提出的参数化方法得到。(7) 离散中标辐射传输: 辐射传输方程的计算由 DISORT 提供。通过大量的测试和实际研究的使用, 证明 SBDART 是一种可靠、方便, 适用于地面、卫星辐射遥感研究的大气辐射传输模式。

3.4.3 反演方法

对于给定粒子谱分布的沙尘气溶胶各波段的单次散射反照率 ω_λ 与不对称因子 g_λ , 可以用下面的式子表示:

$$\omega_\lambda = \frac{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_s(m_\lambda, r/\lambda) \cdot N(r) \cdot dr}{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_e(m_\lambda, r/\lambda) \cdot N(r) \cdot dr}, \quad 3.42$$

$$g_\lambda = \frac{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot g(r) \cdot Q_s(m_\lambda, r/\lambda) \cdot N(r) \cdot dr}{\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} \pi \cdot r^2 \cdot Q_s(m_\lambda, r/\lambda) \cdot N(r) \cdot dr}. \quad 3.43$$

其中 $N(r)$ 由 3.3 节中的方法得到, 单个粒子的不对称因子 $g(r)$, 散射效率 $Q_s(m_\lambda, r/\lambda)$, 消光效率 $Q_e(m_\lambda, r/\lambda)$ 可以由 Mie 程序得到。3.42 与 3.43 式中唯一不确定的因子为复折射指数中 m_λ 的虚部, 如果能确定虚部, 则可以根据 Mie 散

射程序同时计算得到沙尘气溶胶粒子的 ω_λ 与 g_λ 。本文用 Herman 等[1975]提出的 DDR (diffuse-to-direct ratio) 方法来确定复折射指数虚部。DDR 得到复折射指数的核心是模拟得到的散射辐射与直接辐射比值要与观测一致。这里我们根据观测仪器以及观测数据在日出日落时特性, 采用了散射辐射 I_{dif} 与总辐射 I_{tot} 的比值。观测数据可以通过 MFRSR 的 5 个通道分别得到 I_{dif} 和 I_{tot} , 模拟数据通过在 SBDART 模式中输入气溶胶光学厚度(τ), 单次散射反照率(ω), 不对称因子(g)。其中光学厚度值已经由 3.2 节得到; 在 Mie 程序中给定一个复折射指数虚部, 可以由 3.42 与 3.43 式计算积分得到 ω 与 g , 将 τ 、 ω 与 g 输入 SBDART 中计算地表的散射辐射与总辐射, 并和观测数据进行比对。不断修改复折射指数虚部重复计算 ω 与 g , 直到 3.42 与 3.43 式的 ω 与 g 代入 SBDART 模式计算得到的散射辐射与总辐射比值与观测的误差小于 5%。这时就认为复折射指数虚部、 ω 和 g 是正确的沙尘气溶胶光学参数。图 3.6 给出了在 0.495 μm 波段, 观测和模拟的散射辐射与总辐射比值的比较。图中绿色的实线是 MFRSR 在 4 月 24 日全天的观测数据, 黑色十字星是在不同时间段采样气溶胶光学厚度并输入 ω 与 g 得到的模拟结果。可以看出观测与模拟结果非常一致, 这保证了在处理反演过程中是仔细准确的。

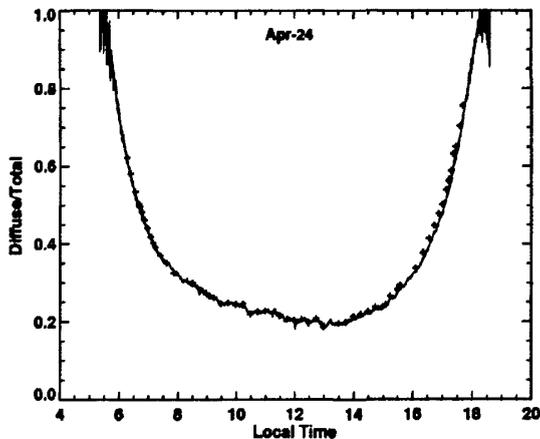


图 3.6 在 0.495 μm 波段, 观测和模拟的散射辐射与总辐射比值

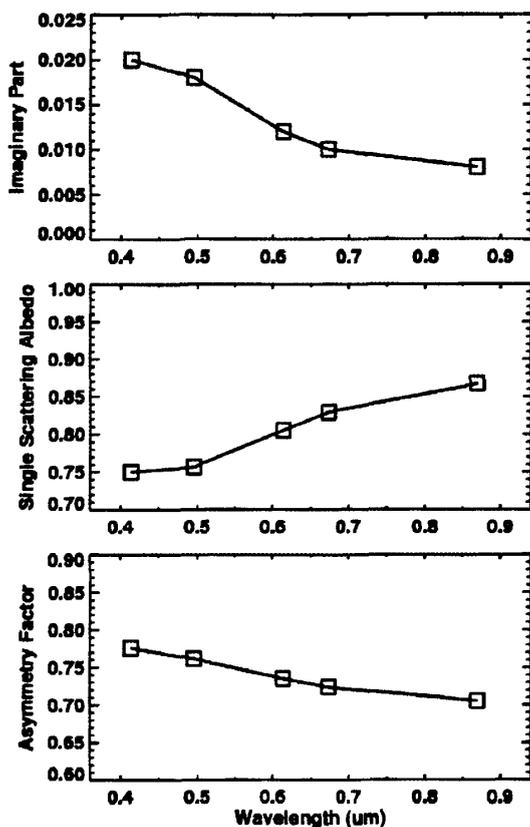


图 3.7 4 月 22 日沙尘个例反演得到的虚部、单次散射反照率和不对称因子

图 3.7 给出了 4 月 22 日个例反演得到的 5 个波段的复折射指数虚部以及单次散射反照率和不对称因子。可以看到，沙尘粒子的复折射指数虚部随波长增加而减小，范围在 0.02-0.008 之间变化，说明沙尘粒子在对波长较小的波段有较强的吸收。对应的单次散射反照率随波长增加而增加。 ω 的这一随波长变化的特性与其他类型的气溶胶粒子正好相反，Höller 等 [2003]，Bergstrom 等，[2002] 提出可以用这一特性来区分沙尘与其他气溶胶粒子。表 3.2 给出了 11 个个例的 ω 和 g 以及平均值和标准差。可以看到 ω 在波长相对小时数值较小，平均值为 0.75 左右，当波长增大时， ω 增大为 0.86。值得注意的是这一数值比国外一些在非洲和亚洲沙尘观测反演得到结果要相对较小 [Kim 等，2005；Fouquart 等，1987；Haywood 等，2003；McFarlane 等，2008]。对此，我们进行了进一步的验

证、检查。

表 3.2 11 个个例反演得到的沙尘气溶胶单次散射反照率与不对称因子

Case	Single-scattering Albedo					Asymmetry parameter				
	Wavelength (μm)					Wavelength (μm)				
	0.415	0.500	0.615	0.673	0.870	0.415	0.500	0.615	0.673	0.870
Apr22	0.72	0.73	0.78	0.81	0.86	0.80	0.79	0.76	0.75	0.72
Apr23	0.75	0.76	0.80	0.82	0.86	0.79	0.77	0.75	0.73	0.71
Apr24	0.75	0.76	0.81	0.83	0.87	0.78	0.76	0.74	0.72	0.71
Apr25	0.74	0.75	0.80	0.82	0.86	0.78	0.76	0.74	0.73	0.71
Apr27	0.75	0.75	0.80	0.83	0.87	0.75	0.74	0.72	0.71	0.70
May09	0.80	0.79	0.83	0.84	0.87	0.71	0.70	0.68	0.67	0.67
May15	0.75	0.74	0.78	0.81	0.85	0.71	0.70	0.70	0.70	0.70
May16	0.76	0.75	0.79	0.81	0.85	0.71	0.71	0.70	0.70	0.70
May19	0.80	0.79	0.82	0.83	0.86	0.71	0.69	0.67	0.67	0.67
May23	0.75	0.74	0.78	0.81	0.85	0.72	0.72	0.71	0.71	0.71
May25	0.75	0.74	0.77	0.79	0.84	0.72	0.71	0.71	0.71	0.71
Mean	0.76	0.75	0.80	0.82	0.86	0.74	0.73	0.72	0.71	0.70
Stddev	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02

3.5 辐射闭合检验

为了进一步检验反演得到的沙尘气溶胶光学特性参数的正确性,可以将太阳各窄波段 (narrowband) 观测反演得到的气溶胶光学特性参数输入到辐射传输模式,计算到达地表的太阳宽波段 (broadband, 0.3-3 μm) 法向直接 F_{dir} 、散射 F_{dif} 以及总辐射 F_{tot} 通量值,并与地面仪器观测做比较,模式和观测如果相互一致,可以说明反演气溶胶的光学参数是合理的。其中总辐射与直接、散射辐射有如下关系:

$$F_{tot} = F_{dir} \cos\theta + F_{dif}, \quad 3.51$$

因此,这种通过模式与观测比较的方法被称为辐射闭合实验。在模式中除了要求

气溶胶各波段的光学特性参数外，其它还需要水汽、温度廓线、臭氧含量、地表反照率。水汽和温度廓线使用的是 NCEP/NCAR 的再分析资料，臭氧浓度使用 TOMS 卫星观测资料，宽波段地表反照率基于 CERES 观测，各波段的反照率通过调整 SBDART 的地表类型百分比，当地表为 15%植被，85%沙地时，各波段反照率积分得到的数值与 CERES 在地面站点上空的观测结果一致。图 3.8 给出了模式模拟宽波段辐射通量与地面对应观测的比较。

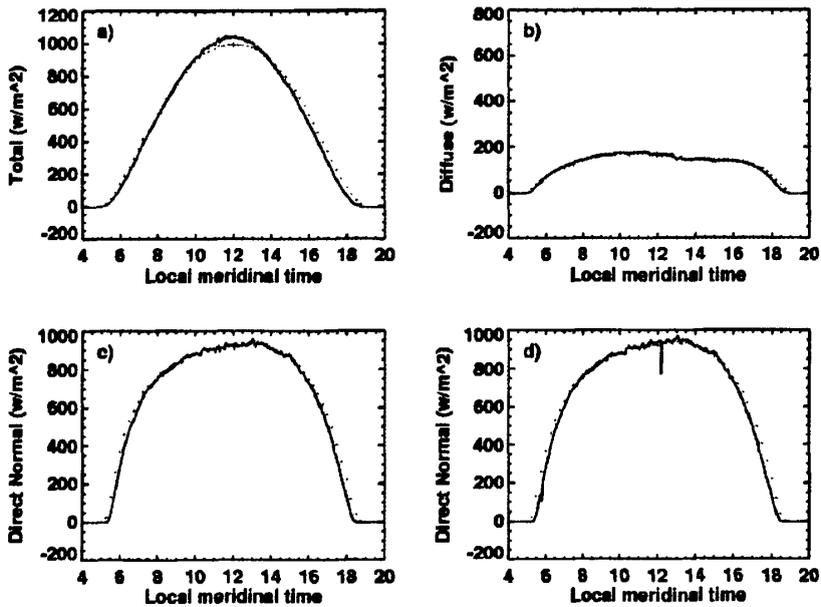


图 3.8 模式模拟（红色十字星）与观测（蓝色实线）的地面辐射通量比较。其中 a) 为总辐射通量；b) 为散射辐射通量；c)、d) 为法向直接辐射通量。

图 a) 中蓝色数据由 PSP 观测得到，图 b) 中观测数据来自 CM21，图 c) 与 d) 分别是 CH1 和 NIP 仪器的观测数据（具体仪器详见第二章）。可以看出，宽波段观测和模拟较为一致，二者的全天平均误差对于总辐射、散射辐射以及直接辐射分别为-3.6, 0.9 和 0.8 W/m^2 。通过比较，模式与观测在直接辐射通量上较好的一致性可以说明反演的气溶胶光学厚度以及气体吸收是精确地；模式与观测在散射辐射上较小的误差可以说明反演的沙尘单次散射反照率和不对称因子是合理的。

3.6 小结

本章详细利用国际上对气溶胶的相关研究,完成了一套利用地面辐射观测仪器结合辐射传输模式反演气溶胶光学特性的方法,并应用于西北地区沙尘气溶胶光学特性的反演工作中。反演结果表明,在我国西北地区沙尘粒子谱分布中大粒子贡献了主要部分;沙尘气溶胶的单次散射反照率的值在 0.76 ± 0.02 到 0.86 ± 0.01 之间变化,并随波长增大而增大,这表明沙尘粒子对波长较短的波段有较强的吸收性;辐射闭合实验证明所得到的沙尘光学特性参数是合理准确的,特别要指出的是在国外先前的辐射闭合实验工作中[Kato 等, 1997; Halthore 等, 2004],模拟和观测的散射辐射有较大的误差,能解释这一误差的原因有两种,一是大气中存在某种气体对太阳辐射有较强的吸收而这种气体目前还没有被发现,另外一种可能性就是反演得到的气溶胶单次散射反照率数值偏大。而本文工作得到的单次散射反照率与其他一些在非洲、亚洲观测反演沙尘结果相比,尽管数值偏小,但却使模式与得到的散射辐射通量与观测取得了很好的一致性。这一结果如果能在日后更多、更细的研究工作中得到证明和认可,这将会使这一领域的学者们重新评估沙尘气溶胶对气候辐射的强迫作用,这也是本项工作在目前全世界大量气溶胶研究工作中的一点贡献。

参考文献

- IPCC, 1990, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, N Y, USA
- 石广玉, 1996, 气候变化的辐射强迫研究的最新进展, 现代大气科学前言与展望, 北京: 气象出版社。
- 罗云峰, 周秀骥, 李维亮, 1998, 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, 13 (6), 572-581.
- IPCC, 1995, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, N Y, USA.
- Penner, J. E., Andreae, M., Annegarn, H., Barrie, L., Feichter, J., Hegg, D., Jayaraman, A., Leaitch, R., Murphy, D., Nganga, J., and Pitari, G., 2001, Aerosols, their Direct and Indirect Effects, in: Climate Change 2001: The Scientific Basis, edited by: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A., Report to Intergovernmental Panel on Climate Change from the Scientific Assessment Working Group (WGI), Cambridge University Press, 289-416.
- Haywood, J. and O. Boucher, 2000, Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, 38:513-543.
- IPCC, 2007, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, N Y, USA.
- Andrew T. Young, 1994, Air mass and refraction, *Applied Optics*, 33(6), 1108-1110.
- Harrison, L. and J. Michalsky, 1994a, Objective Algorithms for the Retrieval of Optical Depths from Ground-Based Measurements, *Applied Optics*, 33(22), 5126-5132.
- Harrison, L., J. Michalsky, and J. Berndt., 1994b, Automated multifilter rotating shadow-band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurements, *Applied Optics*, 33(22), 5118-5125.
- Alexandrov, M., A. Lacis, B. Carlson, and B. Cairns, 2002, Remote sensing of atmospheric aerosols and trace gases by means of multifilter rotating shadowband radiometer. Part II: Climatological applications, *J. Atmos. Sci.*, 59, 544-566.
- 王天河, 2009, 利用 MFRSR 反演西北混合相和沙尘云光学及物理特性的研究, 博士学位论文。
- Yankee Environmental Systems, INC., 2003, MFR-7 Rotating Shadowband Radiometer: Installation and user guide, Version 2.20.

- E.P.Shettle & S.Anderson, 1995, New visible and near IR ozone absorption cross-sections for MODTRAN, Proceedings of the 17th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, 335-345.
- Bhartia, P. K., J. R. Herman, R. D. McPeters and O. Torres, 1993, Effect of Mount Pinatubo Aerosols on Total Ozone Measurements From Backscatter Ultraviolet (BUV) Experiments, *J. Geophys. Res.*, 98, 18547-18554.
- Liou, K. N., 2002, An introduction to atmospheric radiation [second version], *New York: Academic Press*.
- Whitby, K. T., 1978, The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.*, 12, 135-159.
- Shettle, E. P., and R. W. Fenn, 1979, Models of aerosols of lower troposphere and the effect of humidity variations on their optical properties. AFCRL Tech. Rep. 79 0214, Air Force Cambridge Res. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass., 100 pp.
- Remer, L. A., and Y. J. Kaufman, 1998, Dynamic aerosol model: Urban/industrial aerosol. *J. Geophys. Res.*, 103, 13859-13871.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre and I. Slutsker, 2002, Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608.
- Buseck, P. R., & Posfai, M., 1999, Airborne minerals related aerosol particles: Effect on climate and the environment. Proceedings of the National Academy Science, 96, 3372-3379.
- Yang, P., Q. Feng, G. Hong, G. W. Kattawar, W. J. Wiscombe, M. I. Mishchenko, O. Dubovik, I. Laszlo, I. N. Sokolik, 2007, Modeling of the scattering and radiative properties of nonspherical dust like aerosols, *J. of Aerosol Sci.*, 38, 995-1014.
- Kim, D.-H., B.J. Sohn, T. Nakajima, and T. Takamura, 2005, Aerosol radiative forcing over East Asia determined from ground-based solar radiation measurements. *J. Geophys. Res.*, 110, D10S22.
- Zheng, Y., J. Liu, R. Wu, Z. Li, B. Wang, and T. Tamio, 2008, Seasonal statistical characteristics of aerosol optical properties at a site near a dust region in China, *J. Geophys. Res.*, 113, D16205, doi:10.1029/2007JD009384
- King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman, J. A. Reagan, 1978, Aerosol Size Distributions Obtained by Inversion of Spectral Optical Depth Measurements, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2153-2167.

- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 1997, Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, *102*, 6831–6864.
- Jacobson, M. Z., 2001, Global direct radiative forcing due to multi-component anthropogenic and natural aerosols. *J. Geophys. Res.*, *106*, 1551–1568.
- Ramanathan, V., Crutzen, P. J. Kiehl, J. L. and D. Rosenfeld, 2001, aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, *294*, 2119-2124.
- Paul Ricchiuzzi, Shiren Yang, Catherine Gautier, and David Soble, 1998, SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, *79(10)*, 2101-2114.
- Shettle, E. P., F. X. Kneizys and W. O. Gallery, 1980, Suggested modification to the total volume molecular scattering coefficient in LOWTRAN. *Appl. Opt.*, *19*, 2873–2874.
- Herman, B., Browning, R., and De Luisi, J. , 1975, Determination of the effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: The diffuse-direct radiation method, *J. Atmos. Sci.*, *32*, 918–925.
- Höller, R., K. Ito, S. Tohno, and M. Kasahara, 2003, Wavelength-dependent aerosol single-scattering albedo: Measurements and model calculations for a coastal site near the Sea of Japan during ACE-Asia, *J. Geophys. Res.*, *108(D23)*, 8648, doi:10.1029/2002JD003250.
- Bergstrom, R. W., P. B. Russell, and P. Hignett, 2002, Wavelength dependence of the absorption of black carbon particles: Predictions and results from the TARFOX experiment and implications for the aerosol single scattering albedo, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 567–577.
- Kim, D.-H., B.J. Sohn, T. Nakajima, T. Takamura, T. Takemura, B.C. Choi and S.C. Yoon., 2004, Aerosol optical properties over East Asia determined from ground-based sky radiation measurements. *J. Geophys. Res.*, *109*, D02209
- Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette, and A. Cerf, 1987, Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II: Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *26*, 38–52.
- Haywood, J. M., P. Francis, S. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanre, G. Myhre, P. Formenti, and E. Hirst, 2003, Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Solar spectrum, *J. Geophys. Res.*, *108(D18)*,

8577, doi:10.1029/2002JD002687.

McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, T. P. Ackerman, 2009, Surface shortwave aerosol radiative forcing during the Atmospheric Radiation Measurement Mobile Facility deployment in Niamey, Niger, *J. Geophys. Res.*, *114*, D00E06, doi:10.1029/2008JD010491.

Kato, M., H. Kamiyama, A. Okazaki, K. Kumaki, Y. Kato and Y. Sugiyama, 1997, Mechanism for the Nonlinear Pharmacokinetics of Erythropoietin in Rats, *J. Pharm. Exp Ther.*, *283*, 520-527.

Halthore, R. N., M. A. Miller, J. A. Ogren, P. J. Sheridan, D. W. Slaterand, and T. Stoffel, 2004, Further developments in closure experiments for surface diffuse irradiance under cloud-free skies at a continental site, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07111, doi:10.1029/2003GL019102.

第四章 非球形沙尘粒子对光学特性反演的影响

4.1 引言

第三章详细介绍了利用MFRSR地面辐射观测以及SBDART模式对沙尘气溶胶光学特性的反演方法。反演的一个重要前提假设是认为沙尘粒子是球形的, 这样在计算中可以方便使用Mie散射程序的计算结果。然而实际中, 无论是实验室测量和实地观测表明沙尘粒子形状是明显的不规则非球形[Buseck & Posfai, 1999; Gao & Anderson, 2001; Okada et al., 2001; Munoz et al., 2001]。许多研究表明非球形粒子具有和球形粒子显著不同的散射相函数[Mishchenko et al., 1997; Yang et al., 2007]。这就对利用某一特定角度观测的仪器来说(如卫星观测、地面的CIMEL、MPL观测等), 使用不同的散射相函数可能会导致反演结果差异较大。然而MFRSR观测的整个半球天空的总辐射与散射辐射通量, 而不是某一角度的辐射强度, 或许非球形粒子与球形粒子的不同对到达地表辐射通量的差异影响不会很严重。因此本章就非球形粒子与等效球形粒子的光学特性, 以及由此造成的辐射通量进行了详细的比对。同时考虑到气溶胶光学厚度在大气辐射, 以及气溶胶对气候辐射强迫作用中是一个最为基本和重要的量, 准确得到气溶胶光学厚度是研究大气辐射问题至关重要的前提, 本章后半部分介绍了利用蒙特卡洛方法分析非球形粒子对前向散射的贡献, 以及由此造成反演气溶胶光学厚度时的误差。

4.2 非球形与球形粒子对辐射通量的影响

沙尘粒子形状是极不规则的, 在光散射计算应用中很难定义细节、准确的粒子形态特征。在多数情况下, 单个粒子的单次散射光学特性主要是由粒子的总体形状决定的[Yang等, 2007]。因此根据Mishchenko等[1997], Dubovik等[2006], Fu等[2009]的相关工作, 用椭球形作为一阶近似表示非球形粒子的形状。考虑到没有一个单一程序可以计算从瑞利到几何光学粒子尺度范围内的单次散射光学特性, 这里结合了T-matrix[Mishchenko等, 2002]与IGOM(Improved geometric optics method, [Yang and Liou, 1996])方法, 分别用于计算粒子尺度参数小于50和大于50时的单个粒子单次散射特性。最后用DISORT模式, 考虑了非球形与球形粒子的单次散射特性, 计算分析了二者对辐射通量的影响。

4.2.1 T-matrix、IGOM 与 DISORT 简介

T-matrix方法最初是由Waterman[1965, 1971]引入, 用于计算任意形状、均一单个粒子的电磁散射的。基本方法是用一个合适的矢量球面波函数展开入射和散射波, 并用一个变换矩阵(T矩阵)把入射与散射场联系起来。T-matrix已被证明是一种计算非球形粒子散射、吸收特性强有力的方法并且在理论上这种方法可以应用到任意几何形状的粒子。目前在计算效率上较为突出的是由Mishchenko和Travis[1994]设计用于计算轴对称粒子的T-matrix程序。由于单个散射粒子的T矩阵与入射光是独立的, 因此T-matrix方法独一无二的优点是用随机任意分布的条件可以有效、精确地表述非球形粒子的平均散射特性[Yang等, 2007]。本文所用的T-matrix是Mishchenko等编写完成的程序, 可以从下面的网址下载:
http://www.giss.nasa.gov/staff/mmishchenko/t_matrix.html

当粒子的几何半径远大于入射电磁波的波长时, 电磁波会被分为若干局部子波, 这些子波可以认为是局部的平面波, 进一步如果从光的传播考虑, 这些局部的平面波可以被认为是几何光学射线。在这种假设认识基础上, 几何光学概念可以用来跟踪这些光线的方向并且通过这些射线来计算电磁场。常规几何光学法[CGOM, Cai & Liou, 1982; Macke, 1993]通过应用Snell法则和Fresnel公式可以直接计算散射能量的角分布和散射场的极化结构。CGOM是有计算效率的方法, 但是有一些内在的缺陷, 比如在计算棱柱形粒子光散射时, 即使对于一个小或者中等的粒子尺度参数, 也会在前向散射产生一个人为的峰值。并且CGOM假设粒子的消光效率为2, 而没有考虑粒子的大小[Yang等, 2007]。为了克服这些缺陷, Yang和Liou[1996]发展了一种改进的几何光学算法(IGOM)。该算法基于电磁等价定理, 即如果知道包围散射粒子表面的近场, 就可以计算远场。IGOM在计算消光效率时考虑了伴随不同射线路径的相位延迟、外部反射、有或无内部反射时的折射, 并且考虑了粒子表面粗糙程度和边界效应。

DISORT的全称是Discrete Ordinate Radiative Transfer Program, 即离散纵标辐射传输程序。DISORT方法普遍认为最早是由Chandrasekhar提出的[1960], 后来由Stamnes等人[1988]完成了一套稳定的数值计算解法, 使得DISORT逐渐广泛应用平面平行行星大气辐射传输的数值计算。DISROT用2N个高斯节点求和代替辐射传输方程中的天顶角积分项, 使连续积分变为离散化, 并根据边界条件求出对应的方程解[Stamnes et al., 1988]。

4.2.2 单次散射特性

在本文的研究中,非球形沙尘粒子被假定为椭球形,旋转对称半轴(极半轴)长 a 与赤道半轴长 b 之比为1.7(即 $a/b=1.7$)。椭球粒子的体积 V 可以根据 $V=4/3\pi ab^2$ 计算得到,扁长椭球(即 $a/b>1$)的表面积 S 为 $S=2\pi b^2+2\pi\frac{ab}{\varepsilon}\sin^{-1}\varepsilon$,其中 $\varepsilon=\sqrt{a^2-b^2}/a$ 为偏心率。对于随机取向分布粒子,投影截面 P 为 $S/4$ 。为了比较球形与非球形粒子的单次散射特性差别,通常是用与非球形体积或者投影截面相等的球形来计算比较。对于等效体积的球体,其半径 r_v 表示为 $r_v=(3V/4\pi)^{1/3}$,投影面积等效的球体半径 r_p 为 $r_p=(P/\pi)^{1/2}$ 。在几何光学限定下,粒子的消光和吸收截面在较大程度上由粒子的体积 V 和投影截面 P 决定。使用等效体积的球形粒子代替非球形粒子,消光截面可以准确估计,但是吸收截面会高估;使用等效截面球形粒子会导致低估非球形粒子的消光截面。而非球形体积和面积都相等的球形粒子则保证了二者具有相同的大小,面积以及质量,从而相互比较光学特性更为合理。假定可以与非球形粒子体积、面积等效的球形粒子半径为 r_{vp} ,可以得知 $P=\pi r_{vp}^2 n$, $V=(4/3)\pi r_{vp}^3 n$ 。其中 n 是用来调整保证球形粒子与非球形粒子的体积、面积保持一致, n 不一定是整数,可以推出 $r_{vp}=3V/4P$ 。用 n 个半径为 r_{vp} 的球形就可以很好的表示体积以及投影面积相等的非球形粒子的消光和吸收截面。

沙尘粒子的谱分布按照Levoni等[1997]的工作,用体积半径 r_v 给定为对数正态分布形式:

$$\frac{dN(r_v)}{dr_v} = \frac{N_0}{r_v \ln(10) \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[\log(r_v/r_{vm})]^2}{2\sigma^2}\right\} \quad 4.21$$

其中 r_{vm} 与 σ 分别为模半径与标准差, σ 的值固定为0.4, N_0 是粒子数浓度。等效球体粒子半径 r_v 给定的范围为0.05-15 μm ,对应的椭球的极半轴长 a 的范围为0.071-21.37 μm ,赤道半轴长 b 为0.042-12.57 μm 。根据本节开始介绍,对于给定 (b) , r_{vp} , r_v , r_p 中的任何一个量,可以一一对应求出其他3个量。非球形粒子的有效粒子半径 r_e 可以用体积面积等效的球体粒子半径来表示:

$$r_e = \frac{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} r_{vp}^3 n N(r_v) dr_v}{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} r_{vp}^2 n N(r_v) dr_v} = \frac{3 \int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} V N(r_v) dr_v}{4 \int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} P N(r_v) dr_v} \quad 4.22$$

在4.21式中给定不同的 $r_{v,\min}$ ，就可以得到不同的 r_e 。本章的研究中，分别考虑了 r_e 为0.25, 0.5, 1, 2 μm 四种情况。对于给定的粒子分布，沙尘气溶胶的单次散射光学特性：平均消光效率 Q_e ，单次散射反照率 ω 和散射相函数 P_{11} 可以分别表示为：

$$Q_e = \frac{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} Q'_e P N(r_v) dr_v}{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} P N(r_v) dr_v}, \quad 4.23$$

$$\omega = \frac{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} Q'_s P N(r_v) dr_v}{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} Q'_e P N(r_v) dr_v}, \quad 4.24$$

$$g = \frac{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} g' Q'_s P N(r_v) dr_v}{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} Q'_s P N(r_v) dr_v}, \quad 4.25$$

$$P_{11} = \frac{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} P'_{11} Q'_s P N(r_v) dr_v}{\int_{r_{v,\min}}^{r_{v,\max}} Q'_s P N(r_v) dr_v} \quad 4.26$$

其中 Q'_e ， Q'_s ， g' 和 P'_{11} 分别是单个粒子的消光效率，散射效率和散射相函数。球形单个粒子的 Q'_e ， Q'_s 和 P'_{11} 由Mie理论计算得到。非球形的由T-matrix和IGOM方法计算得到。

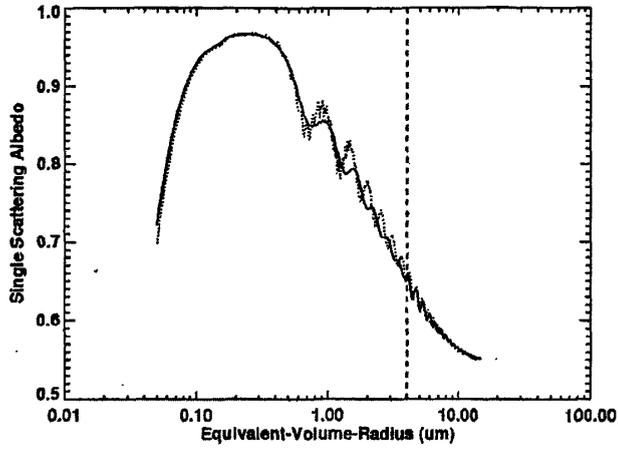


图4.1 单个粒子非球形（实线）与球形（虚线）在 $0.55\mu\text{m}$ 波段，复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时的单次散射反照率

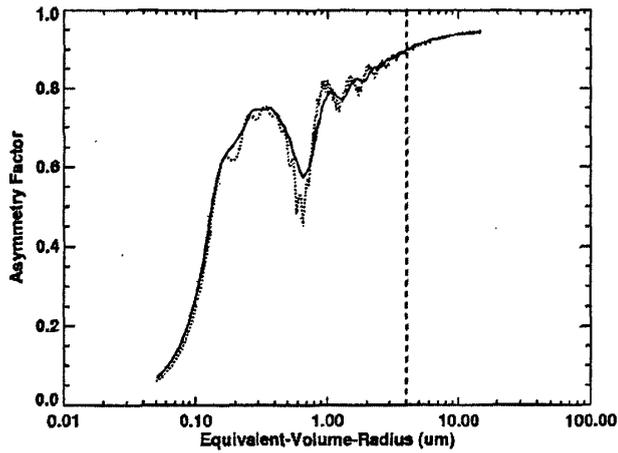


图4.2 单个粒子非球形（实线）与球形（虚线）在 $0.55\mu\text{m}$ 波段，复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时的不对称因子

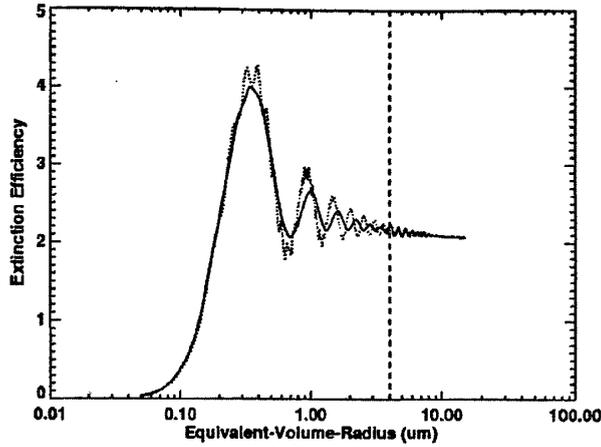


图4.3 单个粒子非球形（实线）与球形（虚线）在0.55μm波段，复折射指数为1.53+0.008i时的消光效率

图4.1-4.3分别比较了非球形与球形单个粒子在0.55μm波段，复折射指数为1.53+0.008i时不同尺度半径的单次散射反照率（即 Q_s/Q_e ）、不对称因子 g' 以及消光效率 Q_e 。可以看出二者总体变化基本一致，数值相差较小。对于非球形粒子，图中垂直分割断线左边是由T-matrix计算得到，右边是由IGOM计算所得。

表4.1 沙尘气溶胶非球形与体积面积等效球形在0.55μm波段，两种复折射指数，四种分布（四种 r_e ）情况下的单次散射光学特性比较

re (μm)	m=1.53+0.008i			m=1.53+0.001i		
	Qe	ω	g	Qe	ω	g
Spheroid						
0.25	1.8037	0.9435	0.6763	1.8048	0.9921	0.6639
0.50	2.4225	0.9201	0.7022	2.4312	0.9877	0.6790
1.00	2.5630	0.8742	0.7272	2.5706	0.9778	0.6882
2.00	2.4069	0.7995	0.7731	2.4093	0.9574	0.7118
Sphere						
0.25	1.8093	0.9440	0.6656	1.8102	0.9922	0.6555
0.50	2.4409	0.9216	0.6924	2.4495	0.9881	0.6747
1.00	2.5814	0.8775	0.7208	2.5890	0.9791	0.6928
2.00	2.4197	0.8048	0.7710	2.4227	0.9608	0.7279

从表中可以看出，沙尘粒子的单次散射特性随粒子的有效半径变化有明显的

变化。以复折射指数 $1.53+0.008i$ 的非球形粒子为例，当 r_e 从 $0.25\mu\text{m}$ 增大到 $2\mu\text{m}$ 时，单次散射反照率从 0.9435 减小到 0.7995 ，不对称因子从 0.6763 增大到 0.7731 ，不同的复折射指数也影响着沙尘气溶胶的单次散射特性。同时可以看出，用体积与面积等效的球形粒子近似非球形得到的单次散射特性与非球形粒子的误差很小，非球形与球形单次散射反照率 ω 的误差为 $0.0-0.7\%$ ，不对称因子 g 的误差为 $-1.6-2.3\%$ ，消光效率 Q_e 的误差为 $0.3-0.8$ 。

图4.4给出了沙尘气溶胶在两种有效粒子半径，两种复折射指数情况下，非球形、球形的散射相函数。从图中可以看出尽管非球形与球形粒子的 ω ， g 的误差和 Q_e 的误差较小，但是散射相函数有明显的差别，在 $0^\circ-90^\circ$ 范围二者较为相近， $90^\circ-145^\circ$ 之间非球形相函数大于球形，在 $145^\circ-180^\circ$ 非球形又小于球形。由于HG相函数依赖于不对称因子 g 单一的参数，定义为 $P_{HG}(\cos\theta) = \frac{1-g^2}{(1+g^2-2g\cos\theta)^{3/2}}$ ，

在气候模式中广泛使用，因此这里也给出了HG的散射相函数。

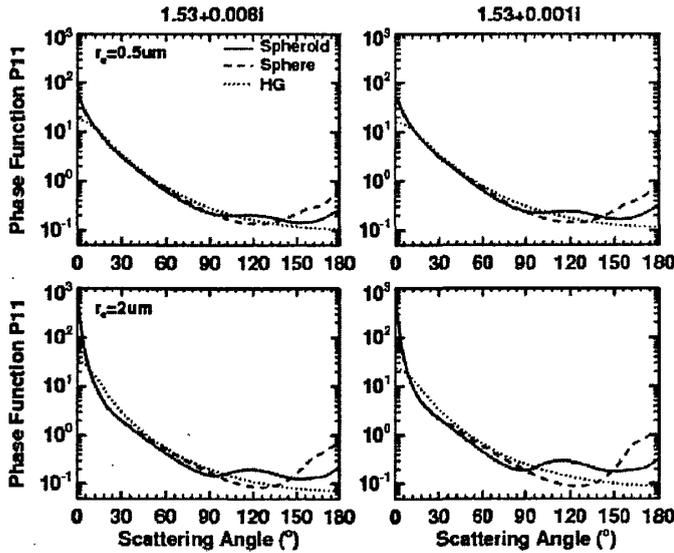


图4.4 沙尘气溶胶基于非球形、球形和Henley-Greenstein (HG) 函数在不同粒子分布 (不同 r_e) 和复折射指数的散射相函数

4.2.3 辐射通量计算分析

本节利用DISORT模式，考虑沙尘气溶胶在不同光学厚度，不同粒子谱分布 (即 r_e 分别为 $0.25, 0.5, 1.0, 2.0\mu\text{m}$ 四种情况) 和不同太阳高度角情况下，计算

了辐射通量。并比较了球形与非球形之间的差异。沙尘气溶胶的散射相函数可以用勒让德多项式展开表示如下：

$$P_{11}(\cos\theta) = \sum_{l=0}^N \tilde{\omega}_l P_l(\cos\theta), \quad 4.27$$

其中 θ 为散射角， P_l 为勒让德函数， $\tilde{\omega}$ 可以利用勒让德函数的正交性质得到：

$$\tilde{\omega}_l = \frac{2l+1}{2} \int_{-1}^1 P_{11}(\cos\theta) P_l(\cos\theta) d\cos\theta. \quad 4.28$$

其中 $\tilde{\omega}_0 = 1$ ， $\tilde{\omega}_1 = g$ 。为了能在DISORT中使用精确的散射相函数，需要大量的 $\tilde{\omega}$ 展开才能准确表示散射相函数，通过在计算中验证，256项 $\tilde{\omega}$ 可以用4.27式较为准确的表示实际的散射相函数。图4.5给出了沙尘气溶胶在 r_c 为 $2\mu\text{m}$ ，复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时，非球形与球形的散射相函数以及勒让德多项式展开得到的相函数。从图中可以看出，256项 $\tilde{\omega}$ 可以准确表达非球形和球形的散射相函数。

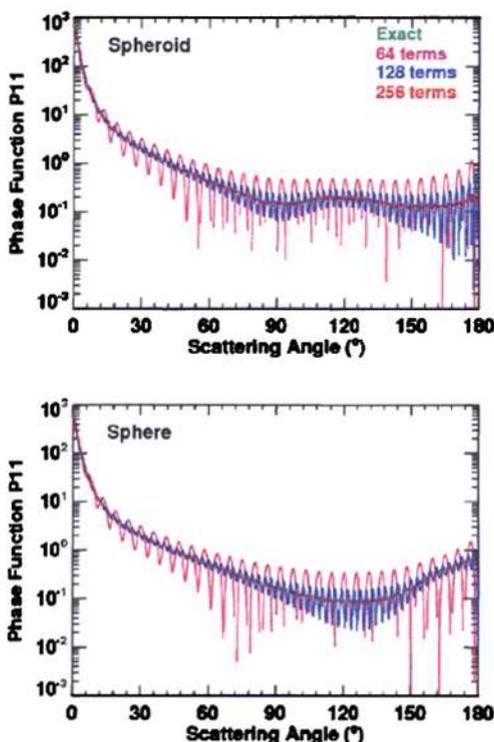


图4.5 沙尘气溶胶在沙尘气溶胶在 r_c 为 $2\mu\text{m}$ ，复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时，非球形与球形的散射相函数以及用64，128，256项勒让德函数展开得到的相函数。

将得到256项勒让德函数展开和上节中得出的非球形与球形单次散射特性代入DISORT，并按照下面的等式定义计算沙尘气溶胶对太阳的反射率 r 和吸收率 a ：

$$r(\mu_0) = F^\uparrow(0) / \mu_0 F_0, \quad 4.29$$

$$a(\mu_0) = (\mu_0 F_0 - F^\uparrow(0) + F^\uparrow(\tau_1) - F^\downarrow(\tau_1)) / \mu_0 F_0, \quad 4.30$$

其中 F_0 是指入射垂直于太阳光的太阳辐射通量， F^\uparrow ， F^\downarrow 分别为向上、向下的辐射通量，气溶胶最上层的光学厚度为0，到最底层时时为 τ_1 。通过比较非球形和球形沙尘的反射率 r 和吸收率 a 就可以得知由于沙尘粒子形状不同太阳辐射通量计算的影响。

图4.6给出了沙尘气溶胶复折射指数为 $1.53+0.008i$ ， r_e 为 $0.5\mu\text{m}$ 在 $0.55\mu\text{m}$ 波段时，非球形的反射率与吸收率以及与球形和HG函数的误差分析。图4.6 (a) 与 (b) 分别是以非球形粒子的单次散射光学特性为标准参考在DISORT利用256流计算得到的不同光学厚度和太阳高度角的反射率与吸收率。可以看出当太阳高度角和沙尘气溶胶光学厚度值较小时，反射率和吸收率的值都很小，到达地面的辐射通量值会较大，当高度角较大时（日出、日落）反射率与吸收率相对较大，到达地面的太阳辐射通量会显著减少。

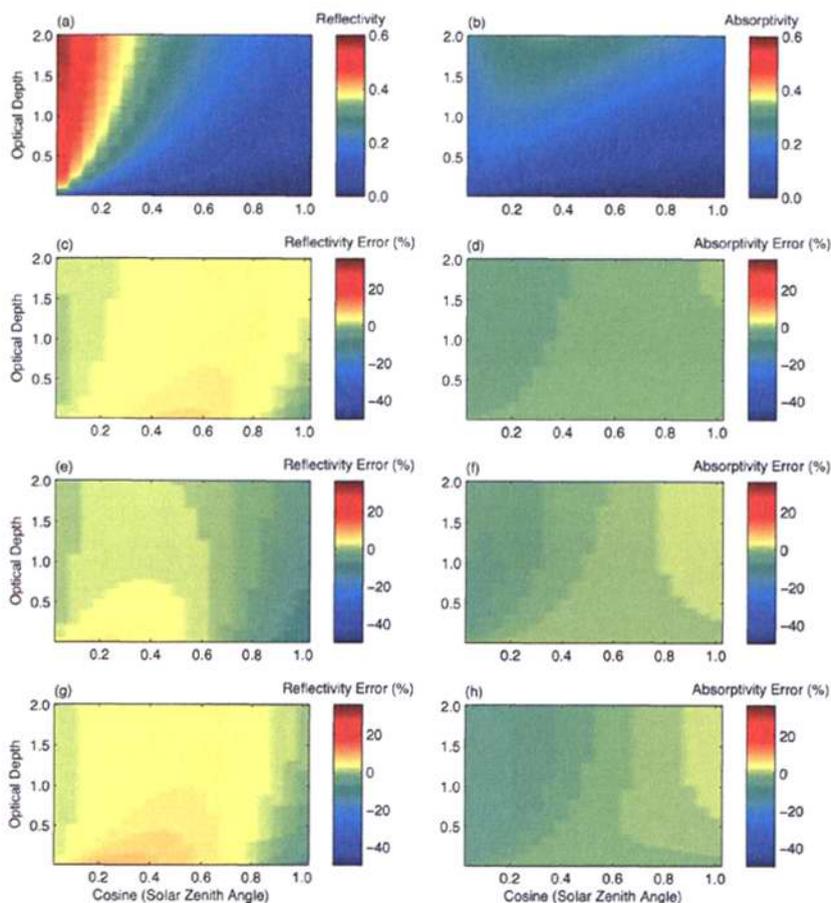


图4.6 沙尘气溶胶复折射指数为 $1.53+0.008i$ ， r_c 为 $0.5\mu\text{m}$ 在 $0.55\mu\text{m}$ 波段时，非球形的反射率与吸收率以及与球形和HG函数的误差分析[Fu et al., 2009]

图6 (c) 与 (d) 是利用球形256项展开准确的散射相函数以及球形的单次散射反照率得到的反射率与吸收率与非球形参考标准的误差。由4.2.2节可以看出，非球形和球形沙尘的单次散射反照率相近，而散射相函数有明显的差别，但这种散射相函数的差别对计算沙尘气溶胶对太阳辐射反照率和吸收率的影响很小，也就是通大气层顶以及地表得到的辐射通量值影响会很小，从 (c) 与 (d) 可以看出，这种误差在不同光学厚度和太阳高度角情况下都小于7%。图 (e) - (h) 分别比较了用非球形与球形的HG函数得到的 r 和 a 与非球形参考标准的相对误差。

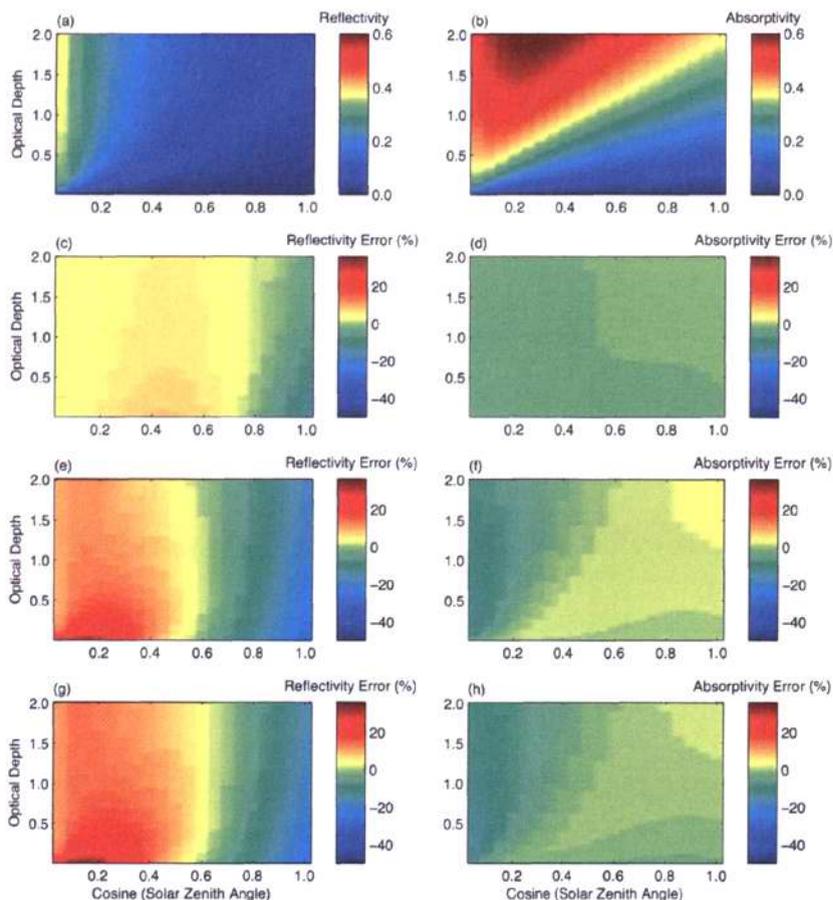


图4.7 沙尘气溶胶复折射指数为 $1.53+0.008i$ ， r_p 为 $2.0\mu\text{m}$ 在 $0.55\mu\text{m}$ 波段时，非球形的反射率与吸收率以及与球形和HG函数的误差分析[Fu et al., 2009]

图4.7计算了沙尘气溶胶在 r_p 为 $2.0\mu\text{m}$ 时，非球形准确单次散射特性对太阳辐射的反射率与吸收率。与4.6一样，图4.7 (c) 与 (d) 是球形准确的单次散射特性得到的 r 和 a 与非球形参考标准的相对误差。与4.6 (c) 与 (d) 相比，4.7 (c) 与 (d) 误差值相对较大，但基本在10%以内。4.7 (e) - (h) 误差较大，但是由于使用HG函数造成的误差，而并非由于粒子形状不同的影响。因此，可以得出结论，在不同粒子谱分布情况下，对于非球形沙尘粒子与等效的球形沙尘粒子在散射相函数上有显著的差异，但单次散射反照率，不对称因子以及消光效率等差别很小。球形与非球形粒子不同的单次散射光学特性，对辐射通量的影响很小。如果倒过来考虑，也就是说通过对辐射通量观测来反演沙尘光学特性时，由于反

演是建立一种一一对应的函数关系,因此我们可以期望用球形粒子代替非球形沙尘时,反演得到的单次散射反照率,不对称因子与非球形的误差非常小。

4.3 前向散射对光学厚度反演的影响

光学厚度描述的是物体对某一段光的消除(散射和吸收)能力。它是最为基础也是最为重要的辐射特征量。因此才会有大量的卫星(第五章将详细介绍卫星的光学厚度观测反演)、地面仪器用于观测这一参数。本论文第三章的沙尘气溶胶光学特性反演的第一步就是获得MFRSR各波段的光学厚度,这也是整个反演结果准确性与可靠性的基础。根据Beer定理可以将光学厚度表示为

$$\tau = \mu_0 \ln \left(\frac{I_0}{I_s} \right),$$

其中 I_0 是某一波段大气层顶的太阳入射强度, I_s 经过消光后到达地面的太阳直接辐射强度, μ_0 是太阳高度角的余弦值。实际由于地面仪器设计的限制,在对太阳直接辐射的观测中仪器的不但接受到了穿过大气的太阳直接光,而且在仪器的视场角度内也能接受到散射光。也就是说实际上仪器接受到的 I_s 由两部分组成,一部分是消光后剩余的直接光 I_{dir} ,另一部分是进入仪器的散射光 I_{diff} 。尽管仪器的视场角度一般都很小,但是当气溶胶粒子较大时,会发生严重的前向散射,这部分散射光被仪器误认为是到达地面的直接光,从根据Beer定理算出的光学厚度比实际值会偏小。本节就前向散射问题,利用蒙特卡洛方法,分析了非球形与球形粒子在不同有效半径下的对前向散射的贡献以及由此造成反演光学厚度时的误差。这里需要指出MFRSR的工作原理上面介绍不同但造成的结果一样:MFRSR是通过观测总辐射和散射辐射来推导直接辐射,由于在观测散射辐射时,MFRSR的遮光挡板将一部分前向散射光作为直接光挡住,从而高估了直接光。

4.3.1 蒙特卡洛辐射传输方法

蒙特卡洛是一种用于计算光子传输灵活方便的辐射传输方法。该方法的思路依赖于从一个给定的概率分布中随机采样变量,即认为整个辐射传输过程是一个随机的过程。光子在传输过程中是否发会被散射、吸收以及散射时方向的确定都是一个概率问题。根据这一思路,本人编写完成了蒙特卡洛辐射传输程序用于分析非球形与球形沙尘气溶胶的前向散射问题,以下为程序中的主要步骤:

- a. 设置光子的初始入射角度方向(即太阳位置)。

b. 由计算机产生一个在 (0, 1) 之间的随机数RN, 代表光子与散射介质没有发生相互作用而通过的一段自由路径长度 f_p 即:

$$RN = \exp(-f_p \cdot \beta_e), \quad 4.31$$

其中 β_e 为消光系数。通过4.31式可以得到 f_p 的值。

c. 判断光子经过 f_p 路径后, 是否传过给定的气溶胶下边界。如果在气溶胶层中, 则随机产生另外一个数, 代表发生散射、吸收的概率。当这个RN大于单次散射反照率时表示光子被吸收, 并发生一个新的光子。如果RN小于单次散射反照率, 则进一步决定光子被散射的方向。

d. 通过散射相函数决定光子的散射角方向。由于散射相函数是标准化的, 可以认为是光子在各个方向上散射的几率, 即:

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi P(\Theta) \sin \Theta d\Theta = 1, \quad 4.32$$

此时可以随机产生一个数RN, 由下式决定散射角:

$$RN = \frac{1}{2} \int_{\cos \Theta}^1 P(\cos \Theta) d \cos \Theta, \quad 4.33$$

并假定光子被散射后的方位角 Φ 是均一分布的, 则方位角可由4.34式决定:

$$\phi = 2\pi \cdot RN, \quad 4.34$$

判断此时光子的位置, 并重复c, d步骤直到光子穿出气溶胶层的上、下边界或者被吸收。图4.8给出了整个计算流程。

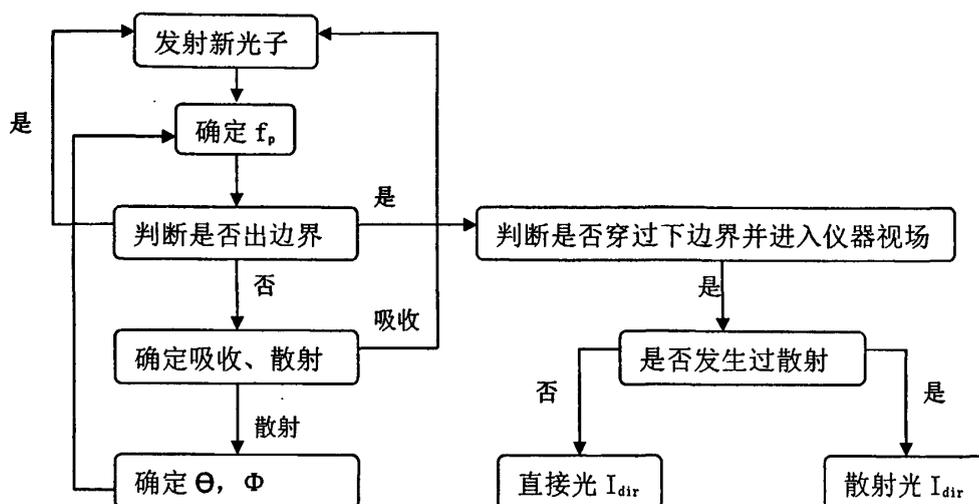


图4.8 蒙特卡洛辐射传输计算流程

4.32 单次散射反照率与相函数

在利用4.31节中介绍的蒙特卡洛方法计算中需要沙尘粒子的单次散射反照率与相函数。这里按照4.22节中的定义，分别用T-matrix, IGOM和Mie计算了非球形与体积、面积等效球形粒子的在0.5 μm 波段，两种不同复折射指数的单次散射反照率与相函数。按照4.21式定义了沙尘粒子的谱分布，并考虑计算了 r_e 为0.25, 0.5, 1, 2 μm 四种情况下的气溶胶光学特性。

表4.2 球形、非球形沙尘气溶胶在两种复折射指数和四种 r_e 情况下的单次散

射反照率 ω 不对称因子 g

r_e (μm)	$m=1.53+0.001i$		$m=1.53+0.008i$	
	ω	g	ω	g
Sphere				
0.25	0.992	0.659	0.942	0.670
0.50	0.987	0.677	0.917	0.696
1.00	0.977	0.696	0.869	0.726
2.00	0.957	0.734	0.794	0.779
Spheroid				
0.25	0.992	0.667	0.942	0.680
0.50	0.987	0.680	0.916	0.705
1.00	0.976	0.690	0.866	0.732
2.00	0.954	0.716	0.788	0.781

表4.2给出了球形、非球形沙尘气溶胶在两种复折射指数和四种 r_e 情况下的单次散射反照率 ω 不对称因子 g 。可以看出 ω 随 r_e 增大而减小， g 随 r_e 增大而增大。当沙尘气溶胶的吸收性较强时(虚部为0.008i)，对应的 ω 小于吸收性较弱(虚部为0.001i)时的值。同时可以与4.2节结果一致，非球形与等效球形粒子的 ω 与 g 差别很小。图4.9给出了非球形与球形气溶胶在两种复折射指数和4个 r_e 的散射相函数。图中可以看出，非球形粒子等效球形粒子的散射相函数在散射角大于90°时有明显差别，二者在散射角为0°附近(前向散射方向)都有一个峰值，且峰值随着气溶胶 r_e 的增大而显著增大。

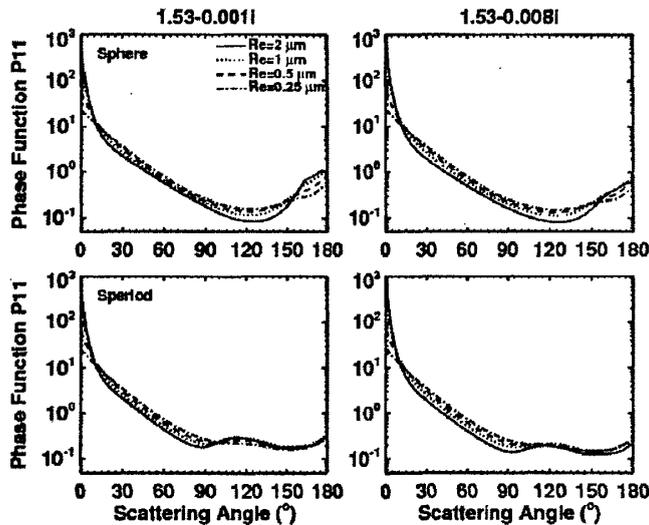


图4.9 球形、非球形沙尘气溶胶在两种复折射指数和四种 r_e 情况下的散射相函数

4.3.3 前向单次与多次散射影响

如果假设光子在穿过气溶胶层时散射只发生一次(即单次散射)。则可以由散射相函数 P 和仪器的视场半角度 η_0 来给出进入到仪器的散射光占总散射的百分比，定义如下：

$$P\Delta\Omega = \int_0^{\eta_0} P_{11}(\Theta) \sin \Theta d\Theta / \int_0^{\pi} P_{11}(\Theta) \sin \Theta d\Theta = \frac{1}{2} \int_0^{\eta_0} P_{11}(\Theta) \sin \Theta d\Theta, \quad 4.35$$

4.35式的分子表示前向散射能进入仪器视场的部分，分母为整个散射角内积分，由于相函数是标准化的，因此分母为1。散射相函数可以根据4.27展开，将4.27式代入4.35，可以得到：

$$P\Delta\Omega = \frac{1}{2} \int_{\cos\eta_0}^1 \sum_{l=0}^N \varpi_l P_l(\cos\Theta) d\cos\Theta = \frac{1}{2} \sum_{l=0}^N \varpi_l \left(\int_{\cos\eta_0}^1 P_l(\cos\Theta) d\cos\Theta \right), \quad 4.36$$

考虑到勒让德多项式的特性，上式可以进一步写为：

$$P\Delta\Omega = \frac{1}{2} \left\{ (1 - \cos\eta_0) + \sum_{l=1}^N \frac{\varpi_l [P_{l-1}(\cos\eta_0) - P_{l+1}(\cos\eta_0)]}{2l+1} \right\}, \quad 4.37$$

ϖ_l 可以根据4.28式的定义得到。Shiobara & Asano[1994]，Russell等[2004]用 $P\Delta\Omega$ 和 ϖ 来参数化前向散射矫正因子，这里只要知道散散射相函数和仪器视场半角度 η_0 ，就可以根据4.37式快速算出 $P\Delta\Omega$ 的值。表4.3列出了沙尘气溶胶复折射指数分别为 $1.53+0.008i$ 和 $1.53+0.001i$ ，有效粒子半径 r_e 分别为 0.25 ， 0.5 ， 1 ， $2\mu\text{m}$ 时，地面观测仪器CIMEL和MFRSR的 $P\Delta\Omega$ 值。

表4.3 沙尘气溶胶在两种复折射指数，4个有效粒子半径 r_e 时，CIMEL和MFRSR 的单次散射 $P\Delta\Omega$ 值

r_e (μm)	$m=1.53+0.001i$		$m=1.53+0.008i$	
	CIMEL	MFRSR	CIMEL	MFRSR
Sphere				
0.25	0.06%	0.43%	0.06%	0.45%
0.50	0.14%	0.99%	0.15%	1.06%
1.00	0.45%	2.72%	0.51%	3.05%
2.00	1.54%	7.62%	1.86%	9.17%
Spheroid				
0.25	0.07%	0.49%	0.07%	0.50%
0.50	0.17%	1.12%	0.18%	1.20%
1.00	0.51%	3.00%	0.57%	3.37%
2.00	1.70%	8.15%	2.05%	9.83%

表中可以看出，进入仪器的散射光占总的散射光百分比 $P\Delta\Omega$ 随着 r_e 的增大而显著增大，这是由于随着大粒子的增多，前向散射增强，因此前向散射后进入仪器的光子也增大。CIMEL的 $P\Delta\Omega$ 值最大为2.05%远小于MFRSR，这是因为CIMEL的视场角非常小，只有 1.2° ，而MFRSR的视场角约为 3.3° 远大于CIMEL，可以期望CIMEL在反演气溶胶光学厚度时，受前向散射影响较小。图4.10根据4.37式计算给出了非球形与等效球形沙尘气溶胶在两种复折射指数和四种 r_e 情况下 $P\Delta\Omega$ 值随仪器视场角度的变化。可以看出在给定视场角度情况下， $P\Delta\Omega$ 随 r_e 增

大而增大。当视场角增大时（即仪器观测的立体角范围增大），能进入仪器的散射光子几率增多，从而 $P\Delta\Omega$ 值增大，在视场角为 10° （半角为 5° ）时，被仪器接受到的前向散射就能达到总散射光的20%，假定某种仪器的视场角为 360° 时（半角为 180° ），仪器看以观测到来自各个方向的光，则 $P\Delta\Omega$ 为1。由此可知，为了能通过观测太阳直接光准确反演气溶胶光学厚度，要求仪器的视场角不能太大。

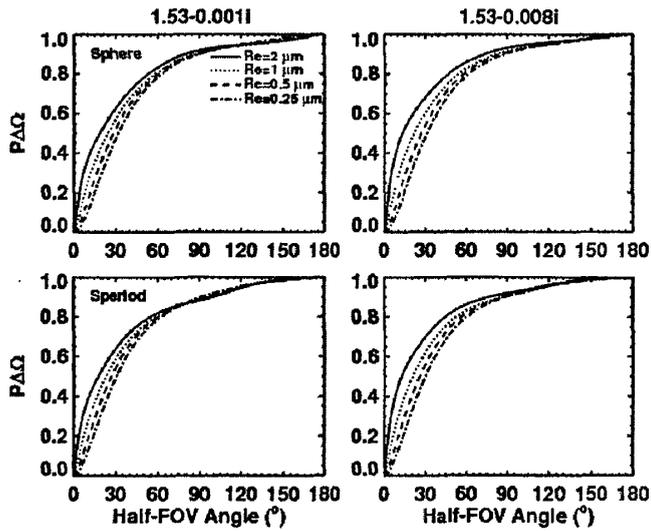


图4.10 球形、非球形沙尘气溶胶在两种复折射指数和四种 r_e 情况下的 $P\Delta\Omega$ 随仪器视场角度的变化

上面讨论了光子穿过沙尘气溶胶层发生单次散射时，散射光进入观测仪器的几率。单次散射假设只是对光学厚度非常薄（如0.01）时能做较好的近似。实际中，多次散射随光学厚度增大而逐渐成为是一个不可忽视的过程。为了考虑多次散射，并检验第三章中利用MFRSR反演气溶胶光学厚度时前向散射可能造成的误差，利用4.31节介绍的蒙特卡洛辐射传输方法，模拟了光子在不同角度（太阳天顶角），穿过不同厚度的气溶胶层后进入MFRSR的过程。

图4.11给出了球形、非球形沙尘的复折射指数为 $1.53+0.008i$ ，4种 r_e ，在不同光学厚度和太阳天顶角时，进入MFRSR的前向散射光占总散射光的比例。图中从上到下的 r_e 依次为2, 1, 0.5, $0.25 \mu m$ 。一般对于蒙特卡洛方法计算辐射通量

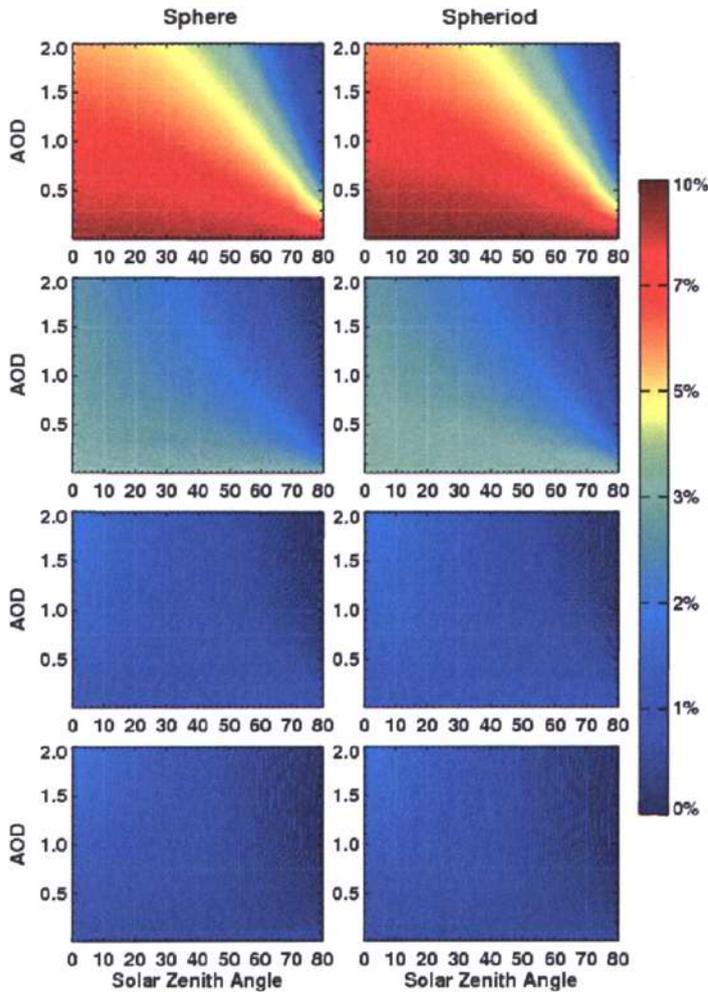


图4.11 复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_c 在不同光学厚度和太阳天顶角时，进入MFRSR的前向散射光占总散射光的比例

用4万个光子可以达到较高的精度，但这里要计算某个特定角度内的辐射强度，为了在统计上有意义需要使用150万个光子，当太阳天顶角较大时 ($>80^\circ$)，由于大气折射原因会对反演造成较大的误差，同时光子通过的光学路径很长，蒙特卡罗会占用大量的计算时间，因此本章研究中没有考虑较大太阳天顶角时的情况。从图4.11中可以看出，前向散射所占比例总体随 r_c 增大而增大，当 r_c 为 $2\mu\text{m}$ 时最大。对于给定某一个 r_c ，当光学厚度和太阳天顶角较小时，前向散射比值较大。特别当光学厚度值很小约为0.01时，图中的数值与表4.3中单次散射计算值相等

(这也验证了所编写蒙特卡洛程序的正确性)。对于非球形与球形的比较,可以看出尽管二者的散射相函数差别较大,但前向散射占总散射的百分比随 r_e 以及光学厚度、太阳天顶角的变化一致。非球形在数值上略大于球形。

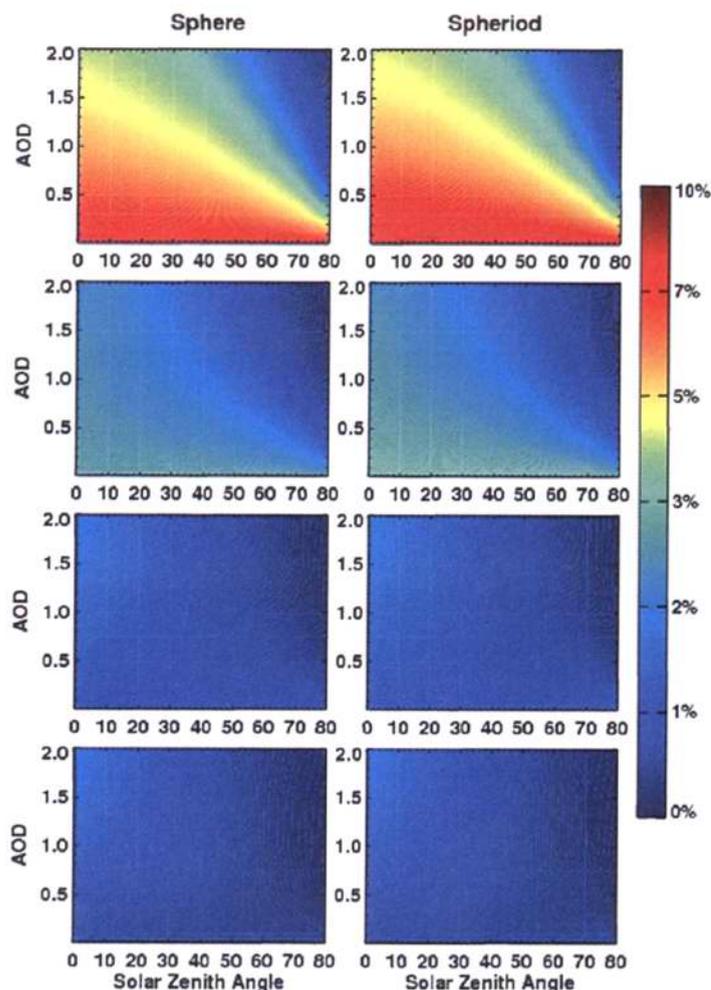


图4.11 复折射指数为 $1.53+0.001i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_e 在不同光学厚度和太阳天顶角时,进入MFRSR的前向散射光占总散射光的比例

图4.11是复折射指数为 $1.53+0.001i$ 的结果。与图4.10比前向散射百分比随太阳天顶角和气溶胶光学厚度以及粒子大小的变化一致,但数值偏小。这里需要指出,前向散射的百分比值只是表示前向散射进入仪器的光占各个方向总的散射光的百分比,而不能代表前向散射光的强度。例如,对于给定的一个 r_e ,尽管在光

学厚度和较小时前向散射百分比较大,但是光学厚度大时能散射更多的光。因此在图4.10和4.11中不能简单的理解为数值越大,前向散射光强度越强。为了说明前向散射进入MFRSR光的强度,图4.12和4.13给出了沙尘复折射指数分别为 $1.53+0.008i$ 和 $1.53+0.001i$ 时4个 r_p (从大到小)的球形、非球形前向散射光透

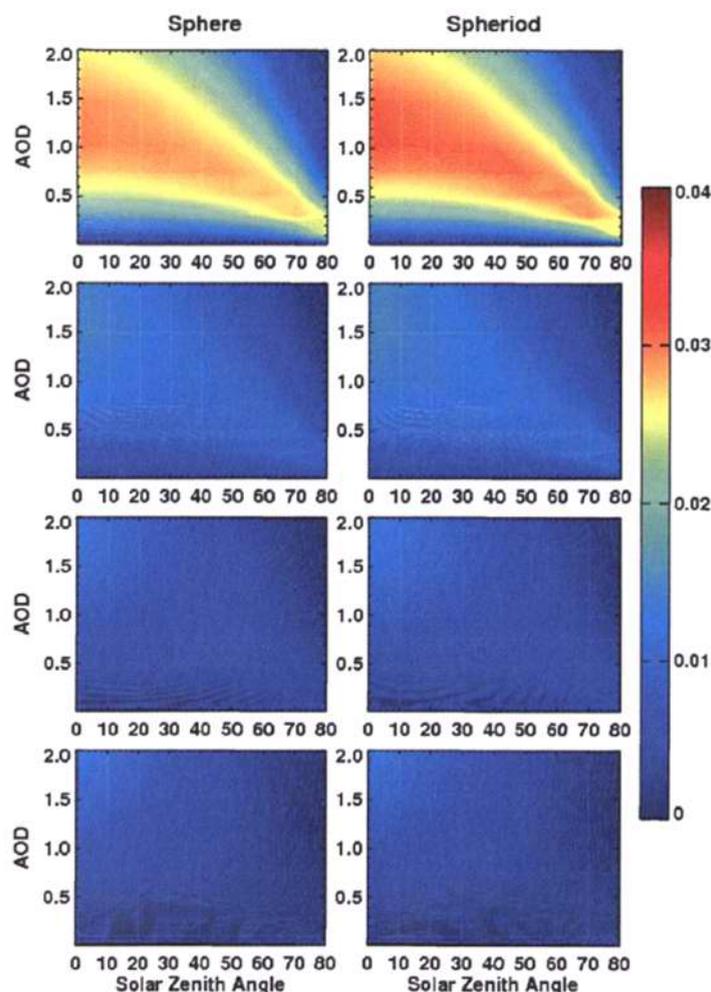


图4.12 复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_p 在不同光学厚度和太阳天顶角时,前向散射光透射比

射比,即前向散射进入MFRSR的光强和入射光强的比值,这里可以用光子的数目来代替光强。从图中可以看出,前向散射透射比总体随 r_p 增大而增大。给定某一沙尘气溶胶的光学厚度,穿过沙尘进入MFRSR的前向散射光在太阳天顶角较

低时强度较大，在太阳高度角较大时透射比最小。当 $r_e \leq 1\mu\text{m}$ 时，前向散射透射比在光学度为2，太阳高度角为 0° 时最大。而当 $r_e = 2\mu\text{m}$ 时，最大值在太阳高度角为

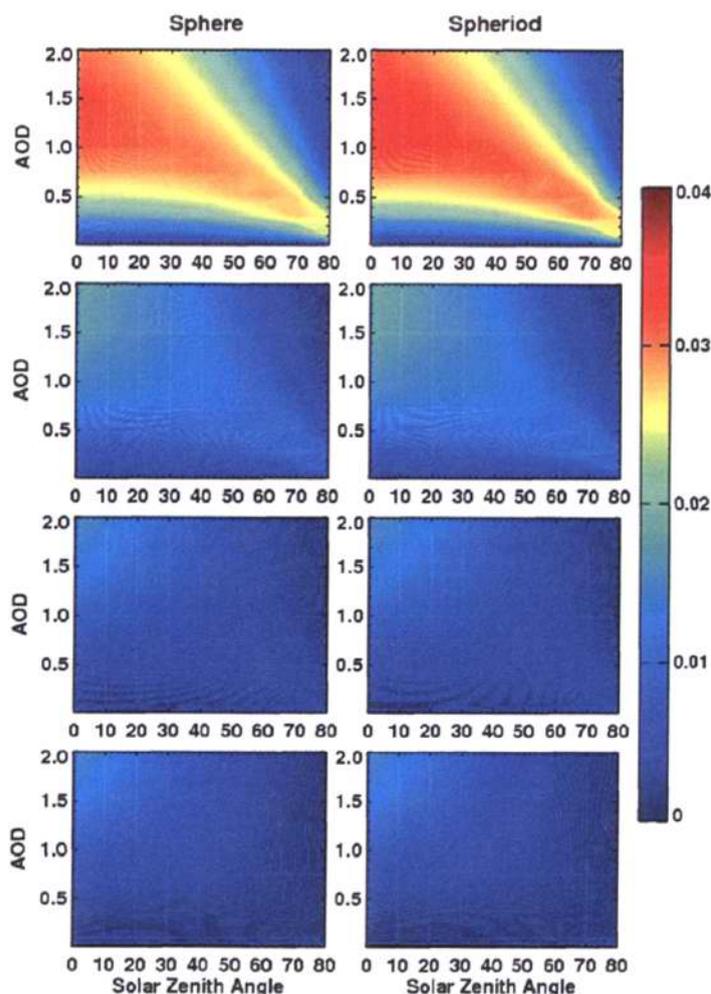


图4.13 复折射指数为 $1.53+0.001i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_e 在不同光学厚度和太阳天顶角时，前向散射光透射比

0° ，光学厚度为1.5左右。与图4.12比，图4.13透射比的数值较大，这是因为图4.13中沙尘气溶胶的吸收较弱，单次散射反照率较大（表4.2），从而有更多的光被散射后穿过气溶胶层后进入MFRSR。

图4.14和4.15给出了蒙特卡洛模拟的考虑前向散射后反演得到的光学厚度值

与真实值的误差。可以看出当粒子较大时，前向散射较强，造成的误差也较大。当 $r_c = 2\mu\text{m}$ 时，图4.14中的误差整体大于7%左右，图4.15中整体大于8%左右。对于任意给定的 r_c ，可以看出当气溶胶光学厚度小于1时，误差较小；当气溶胶光学厚度大于1时有两个区域的误差明显较大，一个是在太阳高度角小于30°左右的

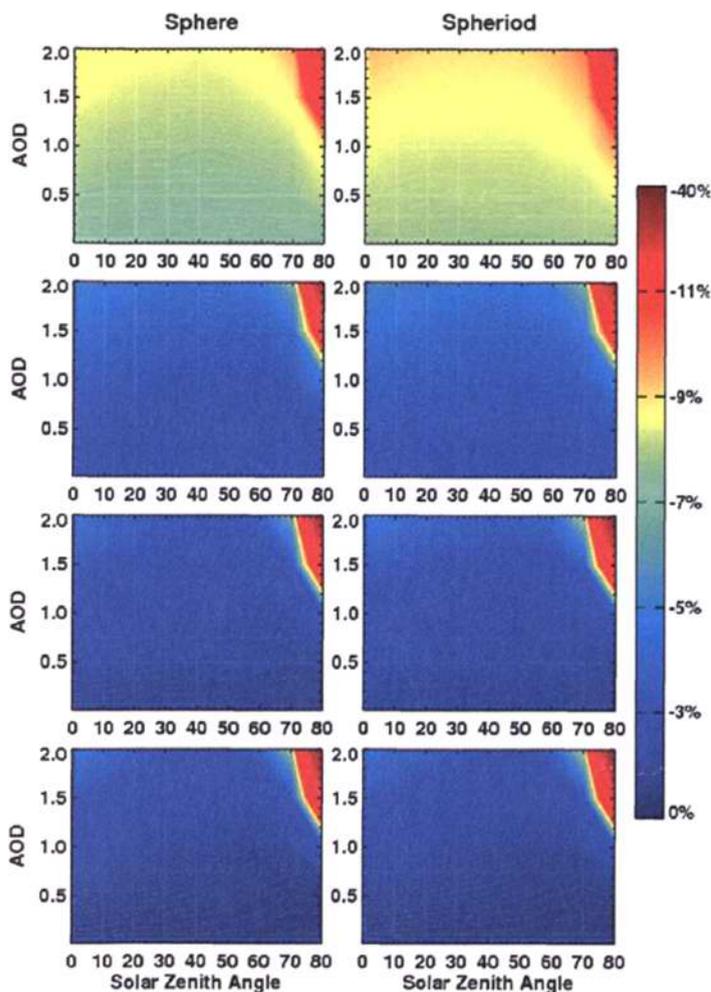


图4.14 复折射指数为 $1.53+0.008i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_c 在不同光学厚度和太阳天顶角时，由前向散射造成的误差。

区域，由图4.12和4.13知道这一区域的前向散射较强，因此误差是由气溶胶较强的前向散射造成的；另一个是太阳高度角大于60°左右的区域，由图4.12和4.13知道这一区域的前向散射在一天中是最弱的，而此时的误差无论粒子的大小都是最

大的，可以达到并超过-40%。由本节开始介绍我们知道，地面仪器观测的 I_t 有两部分 I_{dir} 和 I_{df} 组成，在光学厚度大于1并且太阳天顶角较大（日出日落时），尽管前向散射 I_{df} 与全天其他时刻相比不大，但由于直接光 I_{dir} 经过较长的传输路径后显著削弱，从而造成了较大的误差。通过图4.14与图4.15比较，可以看出

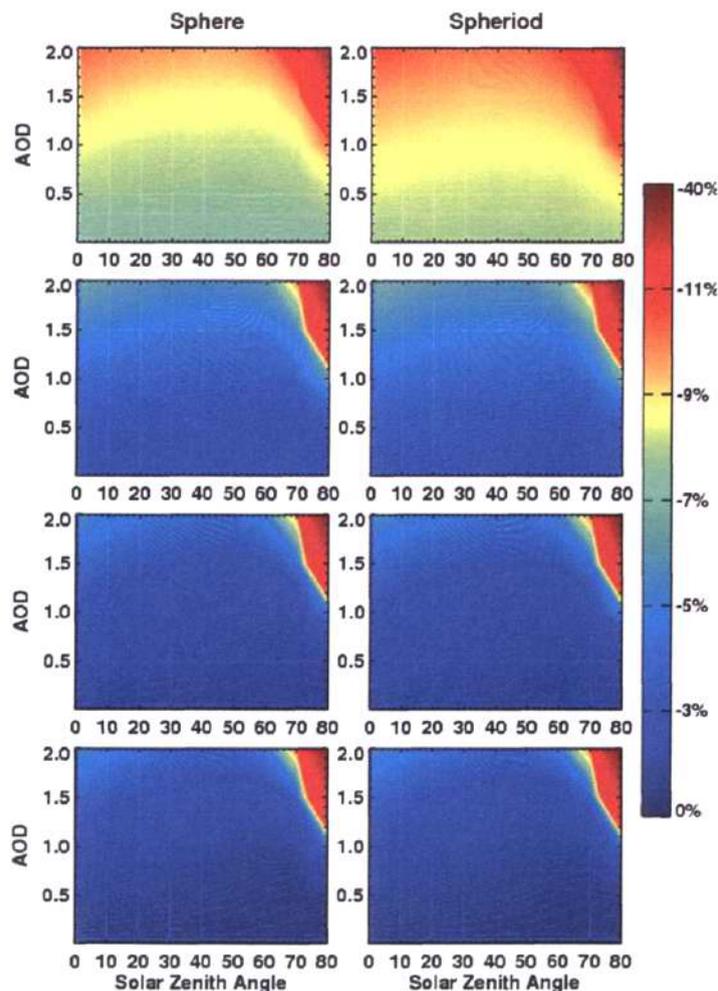


图4.15 复折射指数为 $1.53+0.001i$ 时球形、非球形沙尘的4种 r_e 在不同光学厚度和太阳天顶角时，由前向散射造成的误差。

非球形粒子的误差略大于球形粒子的误差。图4.15的误差值要大于图4.14，这是因为图4.14中的沙尘单次散射反照率较大，由此产生的前向散射也较强（从图4.12与4.13可以得知），从而产生了较大的误差。同时也可以看出当气溶胶粒子有效

半径 $r_e \leq 1\mu\text{m}$ 、光学厚度小于1时，由前向散射造成的误差小于3%。在第三章中，通过CIMEL的观测表明，所选沙尘例子的气溶胶光学厚度和有效粒子半径都小于1，利用MFRSR反演的光学厚度由前向散射影响造成的误差不大于3%，这对整个反演过程准确性影响不大。

4.4 小结

本章利用T-matrix和IGOM方法计算了非球形沙尘粒子的光学特性并与Mie理论计算体积面积等效球体的光学特性进行了比较，对于单次散射反照率、不对称因子以及消光效率而言，二者差别较小，对于散射相函数球形与非球形有明显差别，并对所得球形、非球形光学特性输入DISORT模式，计算对比了由此造成对辐射通量的影响。通过比较得出由于粒子形状造成的不同的光学特性（特别是散射相函数的不同）对辐射通量的影响不大，从而证明了在第三章中假设沙尘为球形粒子，利用MFRSR观测的辐射通量反演出的沙尘光学特征可以合理近似实际沙尘粒子是非球形的情况。同时本章通过建立蒙特卡洛辐射传输方法，分析了由于球形/非球形粒子的前向散射影响在不同光学厚度、太阳天顶角以及有效粒子半径和复折射指数情况下，MFRSR反演得到的光学厚度与准确值的误差。结果表明在光学厚度和气溶胶有效粒子半径小于1时，前向散射造成的误差小于3%。在光学厚度大于1，太阳天顶角较大时，误差能达到-40%。在第三章中算选的沙尘个例气溶胶光学厚度和有效粒子半径都小于1，通过本章的分析可以得知由前向散射造成的误差不超过3%，说明反演结果是可靠的。

参考文献

- Buseck, P. R., & Posfai, M, 1999, Airborne minerals related aerosol particles: Effect on climate and the environment. *Proceedings of the National Academy Science*, 96, 3372–3379.
- Gao, Y., & Anderson, J. R, 2001, Characteristics of Chinese aerosols determined by individual particle analysis. *J. Geophys. Res.*, 106, 18,037–18,045.
- Okada, K., Heintzenberg, J., Kai, K., & Qin Y, 2001, Shape of atmospheric mineral particles collected in three Chinese arid-regions. *Geophys. Res. Letter*, 28, 3123–3126.
- Munoz, O., Volten, H., de Haan, J., Vassen, W., & Hovenier, J.W, 2001, Experimental determination of scattering matrices of randomly oriented fly ash and clay particles at 442 and 633 nm. *J. Geophys. Res.*, 106, 22,833–22,844.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., Kahn, R. A., & West, R. A, 1997, Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids. *J. Geophys. Res.*, 102, 16,831–16,847.
- Yang, P., Q. Feng, G. Hong, G. W. Kattawar, W. J. Wiscombe, M. I. Mishchenko, O. Dubovik, I. Laszlo, I. N. Sokolik, 2007, Modeling of the scattering and radiative properties of nonspherical dust like aerosols, *J. of Aerosol Sci.*, 38, 995-1014.
- Dubovik, O., Alexander Sinyuk, Tatyana Lapyonok, Brent N. Holben, Michael Mishchenko, Ping Yang, Tom F. Eck, Hester Volten, Olga Mun˜oz, Ben Veihelmann, Wim J. van der Zande, Jean-Francois Leon, Michael Sorokin and Ilya Slutsker, 2006, Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619.
- Fu, Q., T. J. Thorsen, J. Su, J. M. Ge, and J. P. Huang, 2009, Test of Mie-based single-scattering properties of non-spherical dust aerosols in radiative flux calculations, *J. Quan. Spectro. Rad. Trnsfer*, 110, 1640-1653, doi:10.1016/j.jqsrt.2009.03.010.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., & Lacis, A. A, 2002, *Scattering, absorption and emission of light by small particles*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Yang, P., & Liou, K. N, 1996, Geometric-optics-integral-equation method for light scattering by nonspherical ice crystals. *Applied Optics*, 35, 6568–6584.
- Waterman, P. C, 1965, Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proceedings of the IEEE*,

- 53, 805–812.
- Waterman, P. C, 1971, Symmetry, unitarity, and geometry in electromagnetic scattering. *Physical Review D: Particles and Fields*, 3, 825–839.
- Mishchenko, M. I., & Travis, L. D, 1994, Light scattering by polydispersions of randomly oriented spheroids with sizes comparable to wavelengths of observations. *Applied Optics*, 33, 7206–7225.
- Q. Cai and K.N. Liou, 1982, Polarized light scattering by hexagonal ice crystals: Theory, *Applied Optics* 21 (1982), pp. 3569–3580.
- A. Macke, 1993, Scattering of light by polyhedral ice crystals, *Applied Optics* 32 (1993), pp. 2780–2788.
- S. Chandrasekhar, *Radiative Transfer*, 1960, New York, Dover.
- Knut Stamnes, S-Chee Tsay, Warren Wiscombe, and Kolf Jayaweera, 1988, Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Applied Optics*, 27 (12) , 2502-2509.
- Levoni, C., Cervino, M., Guzzi, R., & Torricella, F, 1997, Atmospheric aerosol optical properties: A database of radiative characteristics for different components and classes. *Applied Optics*, 36, 8031–8041.
- Shiobara M, Asano S. 1994. Estimation of cirrus optical thickness from Sun photometer measurements. *J. Appl Meteorol*, 33:672-681.
- Russell PB, Livingston JM, Dubovik O, Ramirez SA, Wang J, Redemann J, Schmid B, Box M, Holben BN, 2004, Sunlight transmission through desert dust and marine aerosols: Diffuse light corrections to Sun photometry and pyr heliometry. *J. Geophys Res.* 109:D08207.

第五章 气溶胶光学厚度卫星反演的检验

5.1 引言

气溶胶一方面可以通过其辐射特性, 改变行星反照率, 阻挡太阳辐射到达地面, 从而对地面起冷却作用, 同时吸收性较强的气溶胶粒子还可以将一部分能量保留在气溶胶层从而加热该层大气, 改变大气的垂直廓线结构, 影响垂直对流改变降水等; 另一方面气溶胶可以与云作用, 改变云的微物理特性, 从而使云对气候的辐射强迫作用发生变化。因此, 观测认识气溶胶的光学特性是非常有必要的。在前面的章节中已经介绍了在气溶胶的光学辐射特性, 其中最为基本和重要的是光学厚度, 它表示了大气柱内气溶胶粒子对太阳光衰减作用的强弱, 取决于气溶胶的浓度、种类等因素。然而由于气溶胶在大气中的生命周期较短, 易受天气条件等自然因素以及人类生产活动的影响, 其在大气中分布不均随地域变化较大。因此, 要在大范围连续观测气溶胶光学厚度的分布变化, 唯一有效的方法就是通过卫星观测遥感。

国外最早的卫星监测遥感气溶胶起源于上世纪70年代末, 1978年美国大气海洋局(NOAA)发射的极轨卫星上搭载了先进甚高分辨率辐射计(AVHRR), AVHRR有5个波段, 从1982年起, NOAA选择了下午过境的极轨卫星观测数据, 在 $0.63\mu\text{m}$ 波段采用单波段算法计算了海洋上空的气溶胶光学厚度分布[Husar et al., 1997], 同时为了避免海洋表面反射太阳光, 反演时只采用了探测器背对太阳一面的数据, 尽管开始有不少缺陷, 但在气候学意义上AVHRR给科学家们提供了最初的全球海洋上空气溶胶分布。同期, 发射的搭载在Nimbus-7上的臭氧总量成像光谱仪(TOMS), TOMS用的紫外通道最初为观测臭氧设计, 但这些通道对地表发射不敏感, 而对吸收性气溶胶较为敏感, 因此被成功的应用于海洋甚至是陆地上空观测生物燃烧烟尘和沙尘气溶胶[Herman et al., 1997], 新一代搭载在Aura上的臭氧监测仪器(OMI), 可以进一步区分气溶胶的种类。近20年来, 卫星观测气溶胶从探测器本身到反演算法得到了飞速发展, 可以从不同角度、从紫外到红外多个波段观测, 并反演得到气溶胶的光学厚度, 粒子大小等。1999年发射的Terra卫星上搭载了两种特别为研究气溶胶设计的探测器-中分辨率成像光谱仪(MODIS)和多角度成像光谱仪(MISR), 这两种仪器有各自的特点, 目前

使用最为广泛。本章就这两种仪器观测反演进行了对比分析,并用地面观测检验了卫星气溶胶光学厚度产品的准确性。

5.2 星载 MODIS 与 MISR 仪器、算法介绍

美国 1999 年发射的 EOS (Earth Observing System) 上午星 Terra 上搭载有 5 种传感器,分别是 ASTER (从可见光到热红外有 14 个波段,用于获得地球表面温度、发射率、反射率、海拔高度), CERES (提供地球总辐射收支与云的特性观测), MOPITT (用于帮助了解低层大气与陆地、海洋生物圈的相互作用), 以及 MODIS 和 MISR (广泛用于云和气溶胶的观测)。在 2002 年发射的一颗 EOS 下午星 AQUA 上也搭载了 MODIS 仪器,并且将 Deep Blue 算法[Hsu et al., 2004]应用于 AQUA 卫星上 MODIS 所获得的数据,用来处理获得亮地表上空的气溶胶光学厚度。本章将介绍 MODIS, MISR 仪器、相关算法和气溶胶光学产品,并与地面观测进行对比分析,评估这两种仪器和各自算法在我国西北地区亮地表情况下,反演气溶胶光学厚度的准确性和适用性。

5.2.1 MODIS 及业务算法

MODIS的全称为Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer,即中分辨率成像光谱仪,分别搭载于1999年发射的Terra卫星和2002年发射的Aqua卫星上。MODIS有36个通道,观测的波段从0.41到14.4 μm ,仪器沿卫星飞行方向左右各55°扫描,扫描宽度达2330km,1或2天的观测便可以覆盖全球,观测像素点有三种分辨率分别为0.25千米(0.66和0.86 μm 通道),0.5千米(0.47, 0.55, 1.24, 1.64和2.13 μm 通道)和1千米(剩余29个通道)。根据MODIS的官方网站介绍(<http://modis.gsfc.nasa.gov/>),在表5.1中详细列出了MODIS36个通道的带宽,分辨率以及用途等特性。由于用卫星数据反演气溶胶光学厚度主要是利用卫星在大气层顶观测得到气溶胶反射的太阳辐射亮度值,并结合气溶胶粒子对太阳辐射散射的物理机制来获取气溶胶光学特性信息。因而,为了实现气溶胶光学厚度的反演,需要选择气溶胶散射强,可以获得较为准确地表反射率的光谱通道,同时通道设计要求波段宽度较窄、信噪比高的通道,因此MODIS气溶胶的业务反演主要利用了从0.47到2.13 μm 前7个通道观测数据。

MODIS在10Km \times 10Km分辨率下,集合考虑这一范围内所有像素点的值来反

表5.1 MODIS各波带宽、分辨率等特征

主要用途	通道	带宽	地面分辨率	光谱辐亮度	规定信噪比
气溶胶特性, 云光学厚度	1	620 - 670	0.25	21.8	128
气溶胶特性	2	841 - 876	0.25	24.7	201
气溶胶光学厚度	3	459 - 479	0.50	35.3	243
气溶胶光学厚度	4	545 - 565	0.50	29.0	228
气溶胶光学厚度	5	1230 - 1250	0.50	5.4	74
雪/云区分, 云相位, 气溶胶	6	1628 - 1652	0.50	7.3	275
云的有效粒子半径, 气溶胶	7	2105 - 2155	0.50	1.0	110
	8	405 - 420	1.0	44.9	880
	9	438 - 448	1.0	41.9	838
	10	483 - 493	1.0	32.1	802
海洋水色	11	526 - 536	1.0	27.9	754
浮游生物	12	546 - 556	1.0	21.0	750
生物地球化学	13	662 - 672	1.0	9.5	910
	14	673 - 683	1.0	8.7	1087
	15	743 - 753	1.0	10.2	586
	16	862 - 877	1.0	6.2	516
	17	890 - 920	1.0	10.0	167
大气水汽、可降水量和云量	18	931 - 941	1.0	3.6	57
	19	915 - 965	1.0	15.0	250
主要用途	通道	带宽	地面分辨率	光谱辐亮度	规定噪声等效温差
	20	3.660 - 3.840	1.0	0.45(300K)	0.05
地表、云的温度	21	3.929 - 3.989	1.0	2.38(335K)	2.00
	22	3.929 - 3.989	1.0	0.67(300k)	0.07
	23	4.020 - 4.080	1.0	0.79(300K)	0.07
大气温度	24	4.433 - 4.498	1.0	0.17(250K)	0.25
	25	4.482 - 4.549	1.0	0.59(275K)	0.25
	26	1.360 - 1.390	1.0	6.00	150(信噪比)
卷云、水汽	27	6.535 - 6.895	1.0	1.16(240K)	0.25
	28	7.175 - 7.475	1.0	2.18(250K)	0.25
云的特性	29	8.400 - 8.700	1.0	9.58(300K)	0.05
臭氧	30	9.580 - 9.880	1.0	3.69(250K)	0.25
地表、云的温度	31	10.780 - 11.280	1.0	9.55(300K)	0.05
	32	11.770 - 12.270	1.0	8.94(300K)	0.05
	33	13.185 - 13.485	1.0	4.52(260K)	0.25
云顶高度	34	13.485 - 13.785	1.0	3.76(250K)	0.25
	35	13.785 - 14.085	1.0	3.11(240K)	0.25
	36	14.085 - 14.385	1.0	2.08(220K)	0.35

说明：通道1-19带宽单位为nm，20-36为 μm 。

演气溶胶。有两种独立的算法分别用于计算海洋上空和陆地上空的气溶胶。当判断在10Km×10Km范围内所有像素点为海洋上空的值，则用海洋算法；如果有任何一个点的值是在陆地上空则用陆地算法。本章主要是卫星观测与陆地观测的反演对比，因此这里只介绍MODIS反演气溶胶光学厚度的陆地算法。卫星在大气层顶观测得到的辐亮度来自两部分的贡献，一部分是太阳入射地球的辐射被地表反射进入卫星观测视场，另一部分为大气中分子、气溶胶等反射的太阳辐射，可以由下式表示：

$$R(\theta, \theta_0, \phi) = R_a(\theta, \theta_0, \phi) + T(\theta_0)T(\theta)\rho_s / (1 - R_a(\theta, \theta_0, \phi)\rho_s), \quad 5.21$$

R 为大气层顶的双向反射比 ($R = \pi I / F_0 \mu_0$, I 为卫星测得的辐射强度), 5.21式右边第一项 R_a 为大气分子、气溶胶反射太阳辐射的贡献, 根据单次散射近似, R_a 可以进一步写为:

$$R_a(\theta, \theta_0, \phi) = R_m(\theta, \theta_0, \phi) + \omega_0 \tau_a P_a(\theta, \theta_0, \phi) / (4\mu\mu_0), \quad 5.22$$

R_m 是大气分子散射贡献 (瑞利散射), ω_0 , τ_a 和 $P_a(\theta, \theta_0, \phi)$ 分别为气溶胶单次散射率, 光学厚度和散射相函数, μ , μ_0 分别为卫星观测角与太阳天顶角的余弦值。5.21式第二项为地表反射贡献, 其中 $T(\theta_0)$ 为太阳辐射向下到达地面时的总透射比, $T(\theta)$ 为地表反射太阳辐射到达卫星向上的总透射比, ρ_s 是太阳天顶角和卫星观测角之间角度平均的地表反射率。从5.21式中可以看出, 当地表反照率较小时, 卫星得到的辐射强度主要来自于大气的贡献, 可以期望此时将5.22代入5.21式反演得到的光学厚度误差较小[Kaufman et al., 1997], 一般陆地上稠密植被、湿土壤及水体覆盖区在可见光波段反射率很低, 卫星对这些区域观测的像素点在图像上称为暗像元。模拟及观测研究表明, 在晴空无云的暗像元上空, 卫星观测反射率随大气气溶胶光学厚度单调增加, 利用这种关系反演大气气溶胶光学厚度的算法, 称为暗像元方法, Kaufman & Sendra[1988]在反演稠密植被上空气溶胶光学厚度时建立了这种算法, 并成为了MODIS的业务反演方法, 在具体反演时, 步骤如下: 首先, 用一些云检验方法[Martins et al., 2002; Gao et al., 2002; Platnick et al., 2003]将观测到云的像素点排除; 再用NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) 去除水体、积雪和积冰上空的像素; 然后选择2.13 μm

通道的反照率在0.01到0.25之间, 即 $0.01 < \rho_{2.13} < 0.25$ [Remer et al., 2004]为暗像元; 在剩余的像素点中分析0.66 μm 的地表反照率, 去除20%最暗和50%最亮的点, 保留剩余30%用于反演。在10Km \times 10Km范围内剩余像素点大于12个时, 平均三个波段的观测值可以得到观测平均地表反照率 ($\bar{\rho}_{0.47}$, $\bar{\rho}_{0.66}$, $\bar{\rho}_{2.13}$), 根据经验公式可以推出两个可见光波段0.47与0.66 μm 的估计地表反照率, 即

$$\rho_{0.47}^s = 0.25\bar{\rho}_{2.13}, \quad \rho_{0.66}^s = 0.50\bar{\rho}_{2.13}。$$

其次, 选择合适的气溶胶类型, 通过0.66与0.47 μm 的辐亮度比值来判断是否有沙尘气溶胶, 根据不同类型的气溶胶, 使用不同的光学参数。最后根据气溶胶光学参数以及地表平均和估算反照率通过查算表来获取气溶胶光学厚度, 在陆地上由于没有建立0.55与2.13 μm 波段之间地表反照率的关系, 所以MODIS不直接在0.55 μm 通道反演气溶胶光学厚度, 而是通过Angstrom, 插值0.47与0.66 μm 反演的结果, 从而得到0.55 μm 光学厚度。当地表反照率较大符合第二步条件的像素点不够12个时, 可以随太阳天顶角的增加放宽 $\rho_{2.13}$ 的上限 (最大到0.4), 然后再判断符合条件的像素点是否够12个, 如果满足条件则在0.47 μm 波段反演气溶胶 (此时数据没有质量控制), 否则反演失败。

5.2.2 Deep Blue 算法

MODIS业务反演中使用了暗像元法计算了陆地上空的气溶胶光学厚度。然而陆地上的干旱、半干旱、沙漠以及城市地表在红外2.13 μm 和可见红光0.66 μm 波段地表反照率都较大, MODIS业务算法中给定了0.47 (0.66) μm 与2.13 μm 波段地表反照率之间的线性关系, 这种关系对于陆地上大多植被地表都是适用的, 但在沙漠、戈壁等亮地表, 这种关系可能就不成立; 此外MODIS业务算法还假定了气溶胶对2.13 μm 波段辐射传输影响不大, 而实际上沙尘对红外波段可能有一定的吸收作用, 因此MODIS业务反演方法在计算亮地表的光学厚度时有一定难度的, 反演结果也没有质量控制, 可信度较差, 这就很大限制了MODIS在干旱、半干旱、沙漠以及城市地区的应用。基于此, Hsu等[2004]分析指出在干旱、半干旱、沙漠以及城市这些地区, 蓝光波段 (即 $<0.5\mu\text{m}$) 的地表反照率较小, 并通过蓝光通道的模拟、计算表反照率, 从而根据5.21与5.22式反演气溶胶光学厚度, 这一方法称为Deep Blue。以下为改进方法的主要步骤: 首先, 去除云的影响, 对于Deep Blue方法在MODIS观测上的应用, 云的去除了使用了Ackerman等[1998]

提出的方法。其次,假定卫星观测到大气层的辐亮度完全由瑞利散射贡献和郎伯表面,利用极化辐射传输模式[Dave, 1972],模拟计算并创建在不同的太阳和卫星观测角度大气层顶辐亮度的查算表,通过调整地表反照率使模拟大气层顶辐亮度与卫星观测一致,从而得出郎伯等效反照率(LER),对于纯分子散射大气,LER等同于5.21式中的 ρ_s 。由于云在太阳下的阴影会使波长较长的波段误认为地表反照率较小,因此对于 $0.412\mu\text{m}$ 波段的地表反照率是通过挑选在某一范围内(如: $0.1^\circ \times 0.1^\circ$) LER最小值得到,其他波段地表反照率则是通过计算对应 $0.412\mu\text{m}$ 波段LER最小值的那个点的LER得到。第三步是确定气溶胶的模型。由于描述气溶胶的未知参数多于仪器探测能够提供的信息,因此卫星反演气溶胶在数学上是欠定问题,因此给出一个实际气溶胶模型是非常困难的。在Deep Blue中根据地理分布给出了几种典型的气溶胶模型的参数,包括气溶胶的光学厚度,单次散射反照率和散射相函数。通过在5.21式、5.22式中代入已经得知的地表反照率和假定的气溶胶某种模型光学参数,在模式中计算辐亮度并与卫星观测对比,从而得到气溶胶光学厚度值。目前,Deep Blue方法只用于Aqua卫星上MODIS观测的数据。

5.23 MISR 及业务算法

MISR的全称是Multi-angle Imaging Spectroradiometer,即多角度光谱成像仪,搭载于1999年发射的Terra卫星上。该仪器有九个独立的照相机,分别在 0° (天底)以及卫星与地面垂直方向前后夹角为 $\pm 26.1^\circ$, $\pm 45.6^\circ$, $\pm 60.0^\circ$, $\pm 70.5^\circ$ 观测。每个照相机有4个通道,分别是 0.446 (蓝光), 0.558 (绿光), 0.672 (红光)和 $0.867\mu\text{m}$ (近红外),随着卫星的飞行,MISR在7分钟内(较短的时间可以假定大气气溶胶没有发生变化)就可以获得同一个物体4个波段、9个角度共36个通道的信息。MISR在扫描地面的宽度为 360Km ,可以保证9天时间的观测能够覆盖整个地球表面,相机分辨率为 $0.275\text{-}1.1$ 公里。MISR观测数据经过辐射校正、地理定标后,被统一平均为 1.1Km 的全球覆盖(footprint)分辨率,然后用 16×16 个footprint数据分析气溶胶特性,得到的气溶胶反演产品分辨率为 $17.6 \times 17.6\text{Km}$ [Diner et al., 1998]。气溶胶反演使用低分辨率使得反演过程较为方便,同时在这个精度上也能提供局地、区域和天气尺度的气溶胶信息。与其他单一观测角度的卫星传感器比,MISR从多个不同角度提供了物体的辐射特性,从

而提供更全面的信息，减少了反演中的一些不确定性。

MISR反演时假定了从地面17.6×17.6Km范围到10Km垂直高度上6×17.6Km范围内大气气溶胶是同性的，这样不同角度照相机观测的有效大气路径相互有关系是可以预测的。与MODIS一样，MISR在在水体和陆面上分别有两种独立的业务算法，由于水体对红光（0.672μm）和近红外（0.867μm）反射较小，水体上空反演只用了这两个波段；在陆地上空反演使用了全部4个波段。这里也只介绍陆地上空的算法。反演的核心思路依然是通过比对卫星观测与模式模拟的辐亮温，从而确定某种输入模式的气溶胶参数为合理的反演结果。首先，MISR建立了一个包含有大气中胶海盐、硫酸盐/硝酸盐、矿物沙尘、生物燃烧灰尘和城市黑炭粒子这些常见气溶胶的特征信息的数据库（Aerosol Climatology product, ACP）。这些数据描述了，气溶胶的物理、光学特性，包括粒子的复折射指数、分布、吸水性、散射特性，以及在不同环境条件下对流层中各种成分粒子的混合比等，同时还要建立一个在辐射传输计算中需要的一些其他参数的数据库（Simulated MISR Ancillary Radiative Transfer Data set, SMART），包括依赖于气溶胶的大气路径辐亮度（即假设黑体地表时，经过大气吸收、散射后被卫星接收到的辐亮度）、散射透射比、辐射强度、双半球散射比（即没有直接辐射且散射辐射各向同性时的反照率）。由5.21式得知，大气层顶处的辐亮度有大气和地面两部分贡献组成，大气贡献的部分需要计算由ACP数据库定义的混合气溶胶条件下的路径辐亮度，MISR在处理这一步时采用改进的线性混合方法[wang et al., 1994]，通过组合SMART中几种单独种类气溶胶的光学、辐射参数，从而得到不同混合气溶胶模式在不同光学厚度时的路径辐亮度，该方法被证明对于ACP给出的所有气溶胶混合类型光学厚度小于2的情况下，得到的辐亮度精度可以达到辐射传输模式准确计算值。地表的贡献可以用在17.6×17.6Km范围内子区域观测点的平均值得到，可以表述为下式：

$$\langle L^{surf}(-\mu, \mu_0, \phi - \phi_0) \rangle = \sum_{n=1}^{N_A} A_{n,\lambda} \cdot f_{n,\lambda}(-\mu, \mu_0, \phi - \phi_0), \quad 5.23$$

$f_{n,\lambda}$ 是由每个子区域辐亮度推出的经验正交函数（EOF），它是散布矩阵 C_λ 的特征向量， C_λ 为：

$$C_{\lambda,ij} = \sum_{x,y} [L_{\lambda,x,y}^{MISR}(i) - L_{\lambda,darkest}^{MISR}(i)] \cdot [L_{\lambda,x,y}^{MISR}(j) - L_{\lambda,darkest}^{MISR}(j)], \quad 5.24$$

其中 $L_{\lambda,x,y}^{MISR}$ 是子区域MISR观测的辐亮度, $L_{\lambda,darkest}^{MISR}$ 是垂直观测相机辐亮度最低的像素点值, i, j 是指某一个角度相机的观测, x, y 指 $17.6 \times 17.6 \text{Km}$ 范围内不同的像素点位置, $A_{n,\lambda}$ 是展开系数。然后通过设置特征值范围来选择使用的特征向量个数 (通常为4、5个) 并计算地面贡献的辐亮度。最后通过输入不同的气溶胶混合模型加上地面贡献, 计算到达大气层顶的辐亮度, 并与MISR的观测比较, 直到二者的残差小于规定的阈值, 则认为所使用的气溶胶混合模型是合理的, 从而得到对应的气溶胶光学厚度。详细方法参见[Martonchik et al., 1998, 2002]。MISR 由于使用了不同角度的观测信息来确定地表贡献, 并且各个波段分开计算, 没有假定各波段之间有任何关系, 因此MISR在陆地上空特别是亮地表上空反演气溶胶有较好的表现。

5.3 气溶胶光学厚度的对比分析

尽管卫星是提供全球大范围气溶胶观测的唯一手段, 但在推广使用卫星观测产品, 特别是利用卫星观测反演气溶胶产品计算气溶胶辐射强迫作用时, 首先要确定的就是卫星所得到的结果是否合理, 与实际值误差有多大。地面观测被认为精度较高, 通常通过卫星和地面观测比对从而评估卫星反演气溶胶产品的可靠性。本节针对此问题, 使用了第三章中地面MFRSR反演气溶胶光学厚度值, 并分别与地面CIMEL, 卫星Terra、Aqua MODIS, Deep Blue MODIS以及MISR反演的结果进行了比较, 从而评估不同卫星传感器、不同算法的结果在我国西北干旱、半干旱地区的适用性。

5.3.1 资料介绍

地面气溶胶光学厚度的数据为MFRSR和CIMEL的遥感观测, 所选取的个例与第三章中使用的一致。其中MFRSR五个通道的光学厚度值是通过由第三章中介绍的反演方法计算获得的(仪器介绍与详细算法分别见本文第二章与第三章); CIMEL(见第二章仪器介绍)观测数据是由AERONET标准算法[Dubovik, O. and M. D. King, 2000; Dubovik et al., 2006]经过标准处理后得到的Level 1.5产品, 共包含了0.440, 0.675, 0.870和1.02 μm 四个波段的光学厚度值, 本文中考虑与地面

MFRSR以及卫星反演气溶胶波段比较的方便性，只使用了AERONET1.5产品的前三个气溶胶光学厚度值，通过Angstrom值插值得到了0.500 μm 波段的光学厚度值，并以该数据作为地面和卫星反演比较的参考标准。

卫星气溶胶光学厚度的资料使用了Terra、Aqua卫星的MODIS业务算法和Deep Blue算法的Level 2产品,即MOD04(Terra数据)/MYD04(Aqua数据),该产品除了有三个波段(0.47, 0.55, 0.66 μm)的气溶胶的光学厚度值,另外在海洋上空包含粒子谱分布,在陆地上空包含气溶胶种类等信息,数据的分辨率为10 \times 10Km,其中MYD数据中还包含了Deep Blue算法反演的三个通道(0.412, 0.47, 0.66 μm)的光学厚度值。MISR数据使用的是Level2的气溶胶产品,除了有0.446, 0.558, 0.672和0.867 μm 四个波段的气溶胶光学厚度值,还包括有气溶胶种类,粒子大小,地表双向反照率以及气象环境条件等众多参数,数据分辨率为17.6 \times 17.6Km,每个单独轨道的数据为一个文件,覆盖地表的宽度为360Km,长度为20000Km。在于地面比较时,卫星数据选取了以地面观测站点为中心,周围50 \times 50Km范围内所有卫星观测的有效数据。

5.3.2 比较结果

图5.1给出了2008年4月24日与5月19日地面、卫星观测、反演气溶胶在各波段的光学厚度值与标准差的两个例子。从图中可以看出我们利用MFRSR地面反演的光学厚度值与AERONET用CIMEL反演的结果非常一致,误差基本在0.01范围内,这可以说明我们的反演结果是准确的。绿色与红色线分别是Terra与Aqua卫星上MODIS的气溶胶产品数值,可以看出MODIS业务算法在西北干旱地区上空的反演结果远大于地面观测,相对误差可以超过100%。蓝色线为Deep Blue的反演值,可以看出在5月19日气溶胶光学厚度较大时 Deep Blue与地面观测较为一致,而在4月24日气溶胶光学厚度约为5月19日一半时,Deep Blue显著低于地面观测值。这可能是因为反演中纬度沙漠、半沙漠地区,当太阳天顶角大于40°(三、四月)时,Deep Blue反演气溶胶会忽略地表双向散射率从而使得气溶胶光学厚度较小时造成较大的误差[Hsu et al., 2006]。MISR在这两天个例中与地面观测误差最小,其中最大相对误差在0.446 μm 波段为45%,最小相对误差在0.66 μm 波段仅为0.6%,并且MISR气溶胶光学厚度随波长的变化与地面较为一致,这可以体现了MISR在反演时没有假定各波段地表反照率之间关系的优越性,同时也

说明MISR对气溶胶的粒子大小分布较为敏感，可以较为准确的反演。由于MISR的扫描宽度只有360Km远小于MODIS的2330Km，所以在中纬度地区16天的轨道

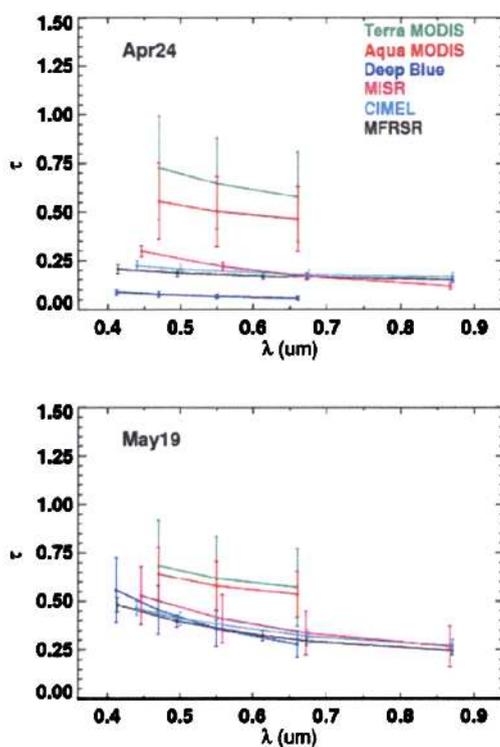


图5.1 4月24日、5月19日地面与卫星气溶胶光学厚度值比较

循环中，MISR只能观测同一地区2、3次，因此在本文中选取的所有个例中只有这两天的MISR数据经过了地面观测站点。

表5.2 地面、卫星观测气溶胶在0.67 μm 波段光学厚度与Angstrom指数

Case	AOD (Standard deviation)					Angstrom Exponent				
	MFR	CIM	DB	Terra	Aqua	MFR	CIM	DB	Terra	Aqua
Apr22	0.27(0.04)	0.29(0.05)	0.15(0.15)	0.70(0.11)	0.85(0.14)	0.34	0.37	0.59	0.50	0.46
Apr23	0.20(0.02)	0.22(0.04)	0.13(0.11)	0.47(0.04)	0.46(0.08)	0.40	0.33	1.44	1.25	1.26
Apr24	0.17(0.02)	0.18(0.02)	0.06(0.01)	0.58(0.23)	0.46(0.17)	0.41	0.42	0.97	0.67	0.54
Apr25	0.16(0.01)	0.18(0.01)	0.30(0.31)	0.33(0.07)	0.31(0.13)	0.41	0.41	0.22	0.81	1.13
Apr27	0.15(0.01)	0.16(0.02)	0.18(0.14)	0.32(0.10)	0.50(0.26)	0.46	0.43	0.18	0.69	0.53
May09	0.12(0.01)	0.10(0.01)				0.80	0.71			
May15	0.26(0.05)	0.25(0.03)	0.19(0.18)	0.61(0.07)	0.77(0.07)	0.65	0.55	0.31	0.49	0.52
May16	0.25(0.04)	0.25(0.03)	0.23(0.11)	0.52(0.01)	0.45(0.00)	0.69	0.52	1.59	0.88	1.25
May19	0.29(0.03)	0.30(0.03)	0.28(0.07)	0.57(0.20)	0.53(0.12)	0.93	0.85	1.49	0.52	0.53
May23	0.07(0.01)	0.08(0.01)	0.07(0.04)	0.26(0.13)	0.17(0.04)	0.53	0.53	0.97	1.04	0.60
May25	0.18(0.01)	0.32(0.03)	0.17(0.10)	0.54(0.10)	0.50(0.03)	0.70	0.52	1.34	0.60	0.60

表5.2给出了除2008年4月24日与5月19日两个例子外，其他所有个例气溶胶在0.66 μm 波段的地面MFRSR (MFR)，CIMEL (CIM)，Deep Blue (DB) 以及MODIS Terra和Aqua的光学厚度值和标准差以及Angstrom指数（描述了粒子大小，可由两个波段的光学厚度以及波长求得）。通常气溶胶的研究多用0.5或0.55 μm 波段，由于地面仪器只有0.5 μm ，卫星在0.55 μm 波段观测，而地面和卫星都在0.66 μm 附近观测，因此为了方便比较，我们选择了这一公共波段的气溶胶光学厚度。需要说明的是卫星在0.66 μm 观测，而地面仪器实际上观测通道峰值在0.67 μm 处，由于这两个波长极为靠近，并且通常沙尘气溶胶的粒子较大，即Angstrom较小，所以这里直接地面的0.67 μm 光学厚度与卫星0.66 μm 观测波段值做了比较，而再没有用Angstrom值将二者换算为在准确同一波长的光学厚度值。从表中可以看出除了5月25日MFRSR的反演与CIMEL有较大误差，其余个例误差都在0.02以内，这一精度符合仪器定标的误差（Holben等,1998； Alexandrov等,2008）。MODIS和Deep Blue的反演结果都大于地面观测，其中Terra-MODIS与地面的误差为154.49%，Aqua-MODIS的误差为150.35%。Deep Blue在我国西

北地区反演结果要明显好于MODIS业务算法,与地面的误差为30.62%。可以看出,在我国西北干旱、半干旱地区,由于地表植被较少反照率较大,在这一地区MODIS反演的气溶胶光学厚度与地面观测比较显著偏大,可靠性较差。Deep Blue在这一地区的反演结果要明显好于MODIS业务算法。MISR在亮地表的反演结果最好,然而MISR扫描宽度较窄,气溶胶观测在空间和时间分辨率上低于MODIS。

5.4 小结

本章介绍了Terra、Aqua卫星上的MODIS与Terra卫星上MISR传感器的特性以及反演气溶胶光学厚度的业务算法,同时还介绍了一种利用MODIS在亮地表反演气溶胶的算法-Deep Blue。通过与地面CIMEL和MFRSR观测结果比较,说明MISR在我国西北干旱、半干旱地区反演的气溶胶光学厚度有较好的准确性,这是因为MISR反演气溶胶算法中没有假设各通道间地表反照率的关系同时MISR可以通过多角度观测信息较为准确提取地表信息,从而得出合理的气溶胶光学厚度值。Deep Blue使用了地表反照率较小的蓝光波段用于获得地表信息剔除亮地表反射的太阳辐射,从而可以在干旱、半干旱地区上空较为合理的反演气溶胶光学厚度。MODIS业务算法使用的是暗像元法,该方法使用近红外通道获得地表反照率,并假定了近红外通道与其他几个通道的地表反照率的关系。由于在干旱地区,地表反照率较大,同时沙尘气溶胶对近红外波段也有一定的影响,从而使MODIS业务算法在我国西北地区气溶胶反演产生了较大的误差。通过本章的分析说明在利用卫星观测评估我国西北干旱、半干旱地区气溶胶分布以及计算辐射强迫时需仔细考虑每种仪器和算法在这一特殊地区的适应性。

参考文献

- Husar, R.B., J.M. Prospero and L.L. Stowe, 1997, Characterization of tropospheric aerosols over ocean with NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, 102, 16889-16909.
- Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier, 1997, Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,911-16,922.
- N. C. Hsu, S. C. Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2004, Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 42(3), 557-569.
- Y. J. Kaufman, D. Tanré, L. A. Remer, E. F. Vermote, D. A. Chu, and B. N. Holben, 1997, Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 14, 17 051-17 067.
- Kaufman, Y. J., and C. Sendra, Algorithm for atmospheric corrections, *Znt. J. Remote Sens.*, 9, 1357-1381, 1988.
- Martins, J. V., D. Tanré, L. A. Remer, Y. J. Kaufman, S. Mattoo and R. Levy, 2002: MODIS cloud screening for remote sensing of aerosol over oceans using spatial variability. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 8009, doi:10.1029/2001GL013252.
- Gao, B.-C., Y. J. Kaufman, D. Tanré, and R.-R. Li, 2002: Distin-972 *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES—SPECIAL SECTION VOLUME 62* guishing tropospheric aerosols from thin cirrus clouds for improved aerosol retrievals using the ratio of 1.38- μ m and 1.24- μ m channels. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1890, doi:10.1029/2002GL015475.
- Platnick, S., M. D. King, S. A. Ackerman, W. P. Menzel, B. A. Baum, J. C. Riedi, and R. A. Frey, 2003, The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, 459-473.
- L. A. Remer, Y. J. Kaufman, D. Tanre, S. Mattoo, D. A. Chu, J. V. Martins, R.-R. LI, C. Ichoku, R. C. Levy, R. G. Kleidman, T. F. Eck, E. Vermote and B. N. Holben, 2005, The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947-973.
- Ackerman, S. A., K. I. Strabala, W. P. Menzel, R. A. Frey, C. C Moeller, and L. E. Gumley, 1998, Discriminating clear sky from clouds with MODIS. *J. Geophys. Res.*, 103, 32139-32140.
- J. V. Dave, 1972, Development of programs for computing characteristics of ultraviolet radiation,

- Fed. Syst. Div, IBM Corp., Gaithersburg, MD. Tech. Rep., Vector Case.
- D. J. Diner, J. C. Beckert, T. H. Reilly, C. J. Bruegge, J. E. Conel, R. A. Kahn, J. V. Martonchik, T. P. Ackerman, R. Davies, S. A. W. Gerstl, H. R. Gordon, J.-P. Muller, R. Myneni, P. J. Sellers, B. Pinty, and M. M. Verstraete, 1998, Multi-angle Imaging SpectroRadiometer instrument description and experiment overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 36(44), pp. 1072–1087.
- M. Wang and H. R. Gordon, 1994, Radiance reflected from the ocean atmosphere system: Synthesis from individual components of the aerosol size distribution, *Appl. Opt.*, 33, 7088–7095.
- J. V. Martonchik, D. J. Diner, R. A. Kahn, T. P. Ackerman, M. M. Verstraete, B. Pinty, and H. R. Gordon, 1998, Techniques for the retrieval of aerosol properties over land and ocean using multiangle imaging, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 36, 1212–1227.
- J. V. Martonchik, David J. Diner, Kathleen A. Crean, and Michael A. Bull, 2002, Regional Aerosol Retrieval Results From MISR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 40(7), 1520–1531.
- 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, 20 673–20 696.
- Dubovik, O., A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Munoz, B. Veihelmann, W. J. van der Zande, J-F Leon, M. Sorokin, and I. Slutsker, 2006, Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2005JD006619.
- Hsu, N. C., Si-Chee Tsay, M. D. King, and J. R. Herman, 2006, Deep Blue Retrievals of Asian Aerosol Properties During ACE-Asia, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 3180–3199.

第六章 沙尘暴卫星监测系统

6.1 引言

卷入大气的沙尘气溶胶通过自身的光学特性影响了地气系统的辐射平衡,从而对气候变化产生辐射强迫影响。同时,沙尘天气发生时强风将地面大量的尘土、细沙卷入大气,短时间内就可以对生态环境、社会经济、甚至生命安全造成重大伤害。西北地区是我国沙尘暴起源地之一,每年冬、春季节伴随着北方冷空气南下和冷槽的发展,这一地区容易产生沙尘暴天气并影响到我国广大的下风方向地区,刮起的细小沙尘粒子还可以随西风环流传输到下游的韩国、日本等地区,因此对沙尘暴的发生、传输进行及时监测并提供预警是迫切的需求。2001 年我国沙尘暴监测预警服务业务化系统开始在气象部门运行。从 2002 年起,中国气象局在沙尘暴天气多发的北方地区着手布设观测仪器设备,组建一个布局合理、自动化程度较高的沙尘暴天气综合监测网,以全面实施“中国沙尘暴监测预警服务系统”。然而由于沙尘天气通常起源于人迹稀少,环境恶劣的荒漠戈壁。沙尘在传输过程中能覆盖上千公里的尺度范围。因此仅靠地面有人或无人自动气象观测站点监测沙尘天气的发生、强度和范围较为困难。卫星观测覆盖范围广,具有较高的光谱、时、空间分辨率,数据获取及时等优点,因此应用卫星监测遥感沙尘是一种有效的手段。

6.2 可见、红外方法监测沙尘

上世纪 70 年代,随着 NOAA 气象卫星的发射,开始了利用卫星监测沙尘的工作。William 等[1974]用搭载在 Nimbus4 上的温度湿度红外辐射计在 10.5-12.5 μm 波段测得的亮温,通过分析陆地上空沙尘在白天和夜间与背景不同亮温值区分沙尘,在海洋上用可见通道追踪沙尘。Carlson et al. [1978]利用 NOAA-3 卫星 VHRR 的 0.66 μm 单通亮度温度资料研究撒哈拉地区沙尘的爆发;Norton et al. [1980]利用静止气象卫星可见光数据监测了传播到海洋上空的沙尘;Ackerman[1989]利用 3.7 μm 和 11 μm 的辐射亮温差来监测沙尘暴的路径。卫星遥感监测沙尘的方法随着星载传感器的更新改进而逐渐丰富、完善,较为成熟和广泛的利用卫星监测沙尘开始于 20 世纪 80 年代,主要利用了搭载于 NOAA 系列卫星上的 AVHRR 高分辨率辐射计传感器。国内外研究学者发现,通过利用沙

尘在不同波段的光谱特征,结合多个通道就可以很好的将沙尘和云、地表等区分开。郑新江等[2000]利用风云 1-C 卫星对南疆盆地的沙尘进行了监测。方宗义[2001]等分析了沙尘和大粒子气溶胶不同的散射和发射特性,认为在 $3.7\mu\text{m}$ 波段的卫星遥感辐射值中,既有沙尘粒子以本身温度发射的辐射部分,也有沙尘粒子对太阳辐射在这个波段范围内的后向散射部分。因此采用了 NOAA / AVHRR 通道 3 和通道 4 的差值来判识沙尘暴区。范大一[2001]利用沙尘在 NOAA/AVHRR 可见光第 1 通道($0.580\text{-}0.680\mu\text{m}$)和近红外第 2 通道($0.725\text{-}1.10\mu\text{m}$) 和远红外第 4 通道($10.30\text{-}11.30\mu\text{m}$)与地表及云不同的光谱特性对沙尘范围与强度进行监测。随着 MODIS 仪器的升空,提供了更多可以用来监测沙尘的波段信息,郭妮等[2006]利用 MODIS 可见光 $0.46\mu\text{m}$ 蓝光波段与近红外 $2.1\mu\text{m}$ 以及近红外 3.7 和 $8.5\mu\text{m}$ 通道组合,设计了两种沙尘指数可以简单有效区分沙尘。此外,卢乃锰等[2002]开展了利用静止气象卫星进行沙尘暴监测研究,并引入了反映沙尘定量信息的参数 IDDI,形成了 FY 静止和极轨气象卫星业务算法。

本章首先利用以上的工作涉及到的可见光和红外技术,对在我国西北地区发生的沙尘暴天气进行了监测。可见光监测沙尘的原理是利用不同物体(如地表、水面、云、沙尘气溶胶)对太阳光的反射特性来区分沙尘。图 6.1 给出了 2004

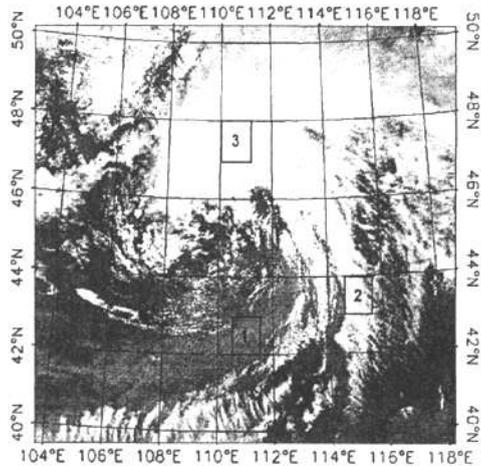


图 6.1 2004 年 3 月 27 日 Aqua MODIS 红、绿、蓝可见光通道真彩合成图。

年 3 月 27 日 Aqua 卫星经过我国内蒙古与蒙古国时,MODIS 在 0.65 , 0.56 和 $0.47\mu\text{m}$ 三个通道(对应为红、绿、蓝三色)观测的合成图像,可以看出利用可

可见光技术，能清晰辨别云、地表和大部分沙尘区域的信息。根据地面站点和卫星观测，图中3个蓝色方框区域分别为（1）纯沙尘区，（2）云下沙尘区（3）纯云区。可以看出在（1）区可见光技术基本能区分沙尘，但在一些沙尘较薄的地表上空，判别不是很理想，（2）区根据地面站点记录有沙尘，然而由于云的遮盖卫星无法识别。此外，可见光技术主要利用的是太阳对目标物体的照射，因此当卫星飞过地表背对太阳一面区域时，无法使用该技术。红外技术是通过测量物体本身在红外波段辐射能量来经行遥感，不依赖太阳，因此可以昼夜监测沙尘。Ackerman[1997]分析指出，利用大气红外窗口区的11和12 μm 通道亮温差，可以有效探测沙尘暴。首先简单介绍该方法的思路，对于大气窗口区的辐射传输方程可以简化写为[Prata, 1989]:

$$B_1^s = (1 - \varepsilon_1)B(T_s, \lambda_1) + \varepsilon_1 B(T_i, \lambda_1) \quad 6.21$$

$$B_2^s = (1 - \varepsilon_2)B(T_s, \lambda_2) + \varepsilon_2 B(T_i, \lambda_2) \quad 6.22$$

其中 B^s 为卫星观测的辐亮度， ε 为辐射出射率， T_s 为地表温度， T_i 为目标物温度（云、沙尘等）， λ 为波长，下标1、2分别代表两个波段（11、12 μm ）。通过

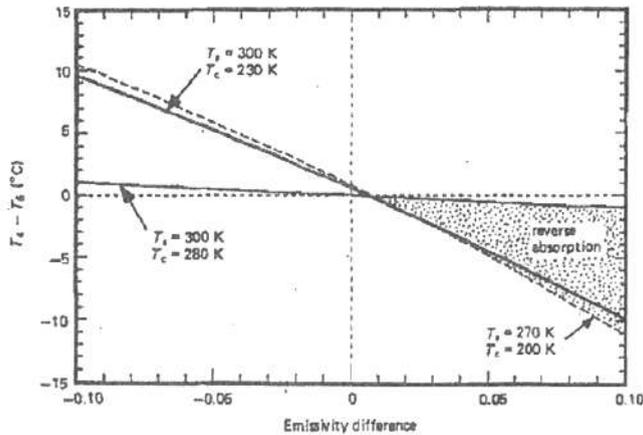


图 6.2 引自 Prata, INT. J. Remote Sensing 1989

在 6.21 和 6.22 式中代入 ε , T_s , T_i 值，并将辐亮度转为亮温后相减可以得到由于目标物在不同波段辐射出射率不同而造成的亮温差。图 6.2 给出了 Prata 分析火山灰云在 11、12 μm 给定不同 ε 时造成的亮温差结果。由图中可以看出，随着

两个通道 ε 的变化, 亮温差可以由正变负。这就为区别大气中云、沙尘等提供了依据。我们根据利用 MODIS 三个可见光通道合成的信息, 选择了 2003-2004 年发生在我国西北地区的 6 次沙尘天气事件, 逐一划分了纯沙尘区, 云下沙尘区和纯云区, 并分析统计了所有沙尘个例在三种区域内的 11、12 μm 通道亮温差。图 6.3 给出了 3 个区域的亮温差频率分布统计, 蓝色与绿色分别代表云区和云下沙

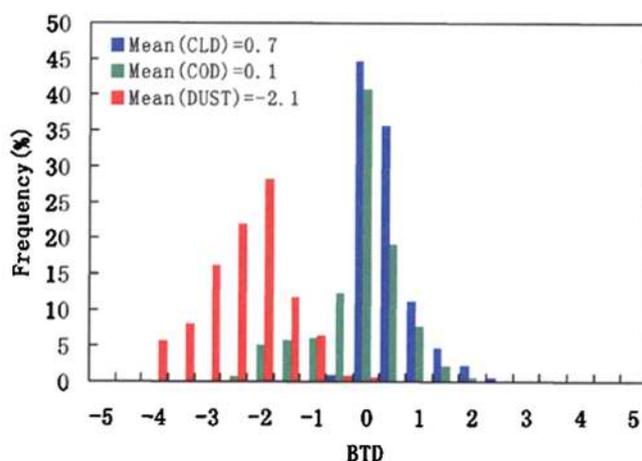


图 6.3 沙尘区 (DUST), 云下沙尘区 (COD) 和纯云区 (CLD) 3 个区域内, 11、12 μm 通道亮温差频率分布统计。

区, 红色为纯沙尘区。可以看出, 对于云区, 亮温差值 98% 分布在大于等于 0 的范围, 平均值为 0.7K, 沙尘区两个通道的亮温差 99% 分布在小于 0 的范围, 平均值为 -2.1K, 云下沙尘区从负值到正值都有分布, 平均值为 0.1K。若 -1 度为

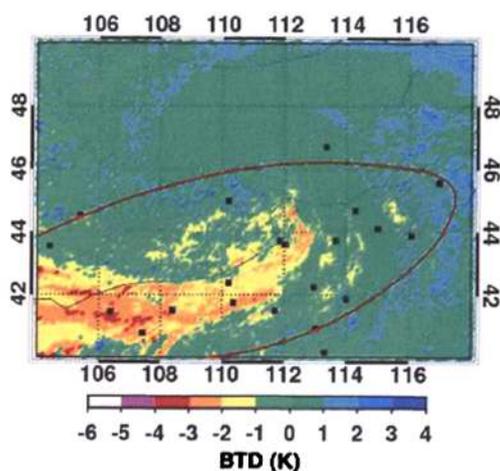


图 6.4 2004 年 3 月 27 日 Aqua MODIS 11 与 12 μm 通道亮温差。

阈值，则可以区分将 98% 的沙尘区与云区区分开来。图 6.4 给出了 2004 年 3 月 27 日沙尘暴个例 Aqua MODIS 11 与 12 μm 通道的亮温差分布图。与图 6.1 可见光通道合成图比较，可以看出由于云和沙尘 11 与 12 μm 通道的亮温差值分布范围不同，红外亮温差方法反映出了气旋云系，以及伴随冷锋的沙尘暴。图中黑色的点为地面观测记录有沙尘出现的站点，红色实线为根据地面观测记录，确定的实际沙尘暴覆盖范围，可以看出尽管亮温差方法可以区分大部分沙尘暴区域，但当沙尘暴上空有云覆盖时，由于云层对可见光的反射以及对红外的吸收和发射，使得底层的沙尘信息被淹没，从而无法利用可见光和红外技术有效确定沙尘暴的范围。

6.3 微波方法监测沙尘

与可见光和红外相比，微波波长较长，受冰云的影响较小，地表向外辐射的微波信号对云层有一定的穿透性。如果能够找出沙尘对微波辐射的影响，则或许可以利用微波技术识别部分云下沙尘区域，提高卫星监测沙尘暴范围的能力。实际上，我们注意到一些关于沙尘暴对微波传输通讯影响的报道和研究，基于此，本节通过 Aqua 卫星搭载的 AMSR-E 微波辐射计观测和 V-DISORT 模式研究分析了沙尘暴对微波的影响，并提出了一种利用微波极化亮温差监测沙尘暴区域的新方法。

6.3.1 沙尘对微波影响的观测研究

AMSR-E 是 Aqua 卫星搭载的被动微波辐射计，全称为 Advanced Microwave Scanning Radiometer 即先进微波扫描辐射计。AMSR-E 有六个工作频率，分别为 6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5 和 89GHz，每个频率有水平和垂直两个极化通道，共 12 个通道测量亮温值。由于微波亮温值与地表的辐射率和温度有较大的关系，为了减少下垫面地表种类变化对亮温信号的影响，本文选择了地表较为均匀的塔克拉玛干沙漠为研究区域，并在此区域选取了 2003-2006 年 8 个沙尘天气个例。图 6.5 对比 AMSR-E 各通在 2005 年 3 月 18 日沙尘天气发生时与晴空情况下的亮温值。图中实线为沙尘天气时各通道的亮温值，虚线为对应区域 3 月整个晴空条件下的亮温平均值。由于微波无法有效判断观测区域内是否有云，这里晴空的判

断依赖 MODIS 对云的识别。图 6.5a 给出的是垂直极化通道的亮温，可以看出在低频波段（小于 18.7GHz），沙尘和晴空条件下的亮温值相差不大 1K 左右，随着频率的增大，二者差别在 89GHz 相差达到了 10K。这里分析可能是因为在低频

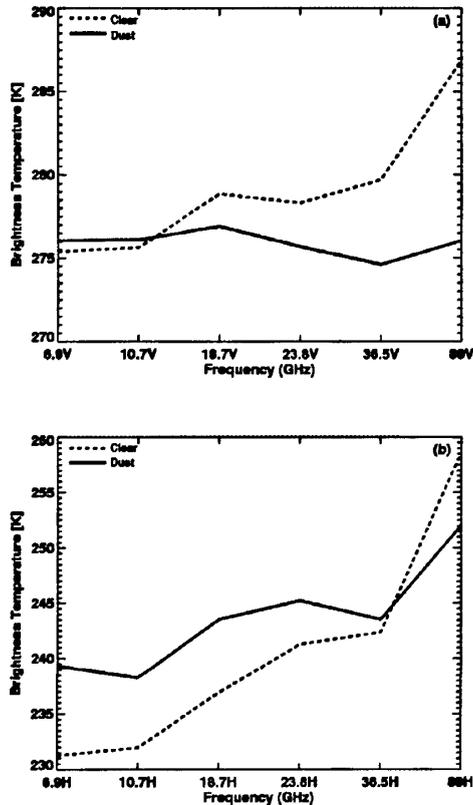


图 6.5 AMSR-E 各通道 2005 年 3 月 18 日沙尘天气与晴空的亮温值比较。

波段，由于波长较大，受沙尘粒子的影响较小，而在高频波段，随着粒子参数的增大，沙尘对高频微波有了显著的散射衰减作用。因此造成沙尘发生时高频亮温会减少。图 6.5b 给出了水平极化通道亮温值。与图 6.5a 不同，在频率小于 36.5GHz 的波段，沙尘天气的亮温值都要大于晴空时的情况，而在高频 89GHz 则沙尘天亮温值仍然小于晴空条件，我们可以用沙尘和地面的对微波的辐射以散射来解释。地表在水平极化方向辐射的能量较小，当沙尘天气发生时，吹起的地表沙尘改变了下垫面的极化特性，沙尘自身向外也辐射了一部分水平极化方向的微波能量，由于沙尘粒子对于低频影响较小，因此地面和沙尘在水平方向上的能量都被

卫星接收到，而对于高频大的沙尘粒子有一定的散射衰减作用，因此对于水平极化通道沙尘和晴空时二者的亮温差仍然能达到 6K。Basist 等[1996]用低频和高频亮温差作为微波散射指数，这里我们按照 Basist 的定义，使用 23.8 和 89GHz 通道亮温值来研究沙尘对微波的散射效果。图 6.6 给出了 8 个沙尘例子与晴空条件下 23.8 和 89GHz 水平和垂直极化亮温差散点图。图中蓝色为晴空时的数据点，

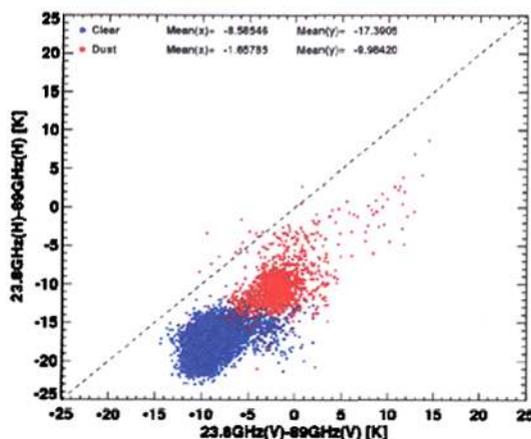


图 6.6 沙尘与晴空条件下 23.8 和 89GHz 水平和垂直极化亮温差散点图

红色为沙尘天气时的观测。可以看出有沙尘出现时，高低频亮温差在水平和极化通道都比晴空条件的值要大。为了能利用 AMSR-E 多个通道的信息，结合 18.7GHz 垂直极化通道 (V) 定义了一个新的散射指数： $SCAT=(18.7V-89V)/2+(23.8V-89V)/2$ 。图 6.7 给出了上述晴空和沙尘条件下 SCAT 的频率分布图。可以看出，沙尘和晴空时 SCAT 的分布可以明显区分

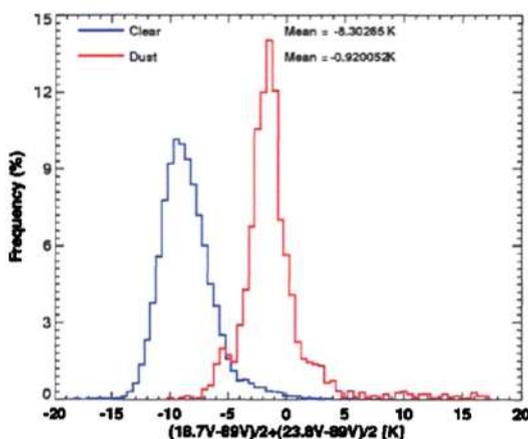


图 6.7 晴空与沙尘天气 SCAT 亮温差频率分布

开，且沙尘天气时 SCAT 值偏大，平均值大于晴空 7K。图 6.6 与 6.7 说明沙尘对高频微波有明显的散射衰减作用。考虑到沙漠地表下垫面微波辐射在水平和垂直极化有很大差别，在沙尘天气发生时，在地表和空中漂浮的沙尘粒子可能会改变这种极化特性。为了研究这种可能造成的极化特性变化，定义了一个极化亮温差

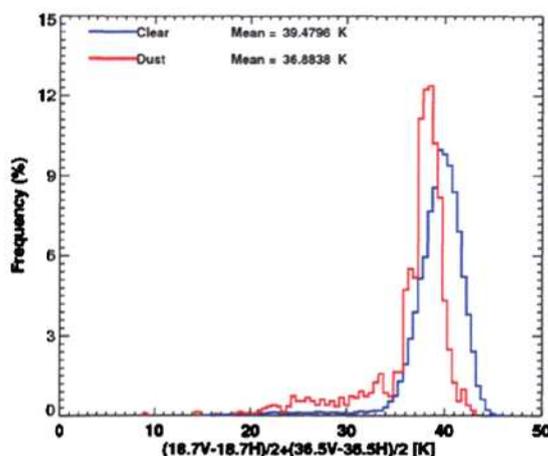


图 6.8 晴空与沙尘天气 PTD 亮温差频率分布

指数 $PTD = (18.7V - 18.7H)/2 + (36.5V - 36.5H)/2$ ，图 6.8 给出了 PTD 在晴空和沙尘天气发生时的分布，可以看出在晴空时极化亮温差 39.5K（蓝色）比沙尘天气的 36.9K（红色）略大，可以说明沙尘减少了水平（H）和垂直（V）极化亮温差。这可能是因为在空中随机任意分布的沙尘粒子在各个方向上散射和辐射微波，从

而减弱了地表辐射微波信号的极化特性。图 6.9 给出了晴空和沙尘天气条件下，

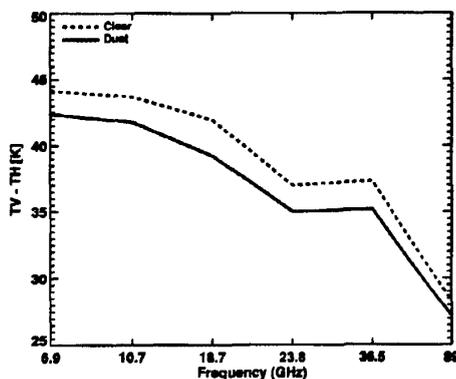


图 6.9 晴空和沙尘天气 AMSR-E 各频率极化亮温差

AMSR-E 6 个频率的极化亮温差，可以看出晴空时各通道的极化亮温差都大于沙尘天气时的值，但在高频波段，二者相差较小，这是因为地表在高频的微波极化特性不显著。图 6.8 与 6.9 说明沙尘对微波信号有较弱的去极化作用。

6.3.2 沙尘对微波影响的模式研究

为了能进一步解释沙尘对微波的散射特性，使用矢量离散纵标微波辐射传输模式 (V-DISORT, [Weng, 1992]) 进行了模拟计算。在模式计算中假定了沙尘粒子为球形，正态分布，粒子数浓度为 $1700/\text{cm}^3$ [Cheng et al., 2004]，温度、湿度垂直廓线采用了 NCEP 再分析资料对应 2005 年 3 月 18 日塔克拉玛干沙漠的数据，各通道的地表辐射率通过比较晴空条件下亮温值来调整确定。图 6.10 模

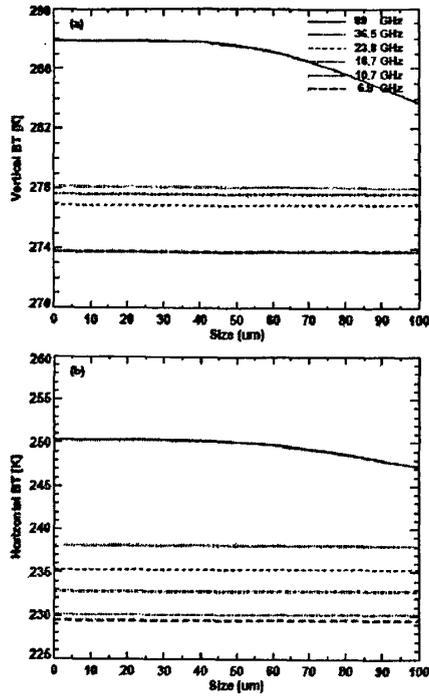


图 6.10 介电常数为 $5.52-0i$ ，沙尘对微波散射作用随粒子大小变化的敏感分析

拟了介电常数实部为 5.52，虚部为 0 时（即假定沙尘对微波无吸收作用），各频率水平和垂直极化亮温随沙尘粒子半径大小的变化。从图中可以看出，随着粒子的增大，沙尘对高频微波的散射作用逐渐增大。当粒子在分布上限为 $100\mu\text{m}$ 时，沙尘对垂直亮温的散射衰减可以达到 4.2K，水平通道可以达到 2.8K。对于 36.5-6.9GHz 频率，由于波长远大于沙尘粒子，沙尘对亮温几乎没有任何影响。图 6.10 只单纯考虑沙尘对微波的散射作用，为了理解沙尘对微波吸收作用产生的影响，我们重新给定介电常数为 $5.52-0.024i$ ，进行了模拟计算。图 6.11 模拟分析沙尘介电常数为 $5.52-0.024i$ 时，微波亮温随沙尘粒子大小的变化。从图 6.11a 中可以看出沙尘随粒子半径增大，通过吸收散射作用对高频垂直极化通道（89V-GHz）有显著的衰减作用，晴空和沙尘粒子半径最大在 $100\mu\text{m}$ 时，垂直

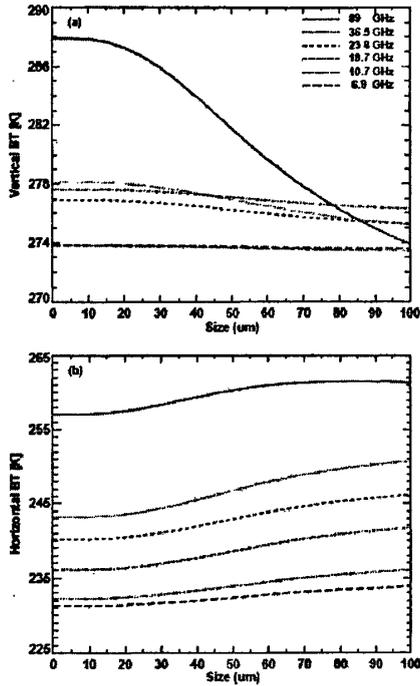


图 6.11 介电常数为 $5.52-0.024i$ 沙尘对微波散射作用随粒子大小变化的敏感分析

极化亮温差能达到 14K。对于 36.5-18.7GHz 低频波段，此时沙尘也有一定的吸收衰减作用，与晴空比分别造成了 2.9, 1.8 和 1.5K 的亮温差值。图 6.11b 中随着粒子半径增大，所有通道的亮温值都逐渐增大，造成这一结果的原因可能主要是在给定粒子数浓度后，由于大粒子的增多，沙尘质量浓度增大，吸收后向外辐射增强，因此在水平极化通道造成亮温随粒子增大而增大。通过图 6.10 与 6.11 模式对沙尘影响微波传输的敏感性分析，可以看出沙尘对高频微波垂直极化辐射有明显的衰减作用。为了进一步比较模式与观测，我们继续模拟了 2005 年 3 月 18 日沙尘个例各通道亮温值变化情况。图 6.12 中给出了模拟的晴空（虚线）和 3 月 18 日沙尘（实线）天气时 AMSR-E 各通道的亮温值。晴空条件的亮温值通过在模式中输入 NCEP 再分析温度、湿度廓线资料，并调整各个通道的辐射率，从而使模式在晴空条件下计算的大气层顶处亮温值与卫星观测一致。表 6.1 给出了调整后得到的各波段垂直、水平极化通道地表辐射率。可以看出地表辐射率基本随频率增大而增大，同频率的垂直极化方向辐射率大于水平极化。在调整参数并确定模式计算晴空条件时亮温值与观测相同后，在模式离地表 3Km 高度处加

入了沙尘气溶胶，其中沙尘气溶胶粒子半径范围为 $0-100\mu\text{m}$ ，正态分布，介电常数为 $5.52-0.024i$ ，粒子数浓度为 $1700/\text{cm}^3$ 。从图 6.12a 可以看出，在模式中加

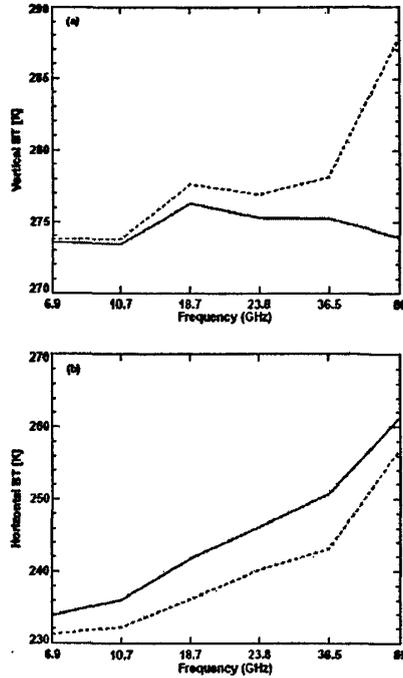


图 6.12 晴空与 2005 年 3 月 18 日沙尘条件下，模拟 AMSR-E 各通道亮温值。

表 6.1 模式模拟 AMSR-E 各通道地表辐射率

Frequency (GHz)	Surface Emissivity	
	Vertical	Horizontal
6.9	0.882	0.749
10.7	0.888	0.752
18.7	0.901	0.763
23.8	0.900	0.772
36.5	0.904	0.785
89.0	0.940	0.830

入沙尘后, 18.7GHz 以上频率波段的亮温值由于沙尘的吸收和散射作用开始显著减少, 在 89GHz 处晴空与沙尘时亮温差为 14K, 这一结果与图 6.5a 的卫星观测较为一致。然而对于水平极化, 图 6.12b 模拟的结果表明当沙尘发生时会造成各个波段在大气层顶观测的亮温值都大于晴空情况。这一结果与图 6.5b 的观测略有不同, 观测表明沙尘发生时在小于 36.5GHz 的低频波段亮温值大于晴空, 但在高频波段由于沙尘对微波的散射、吸收作用大于向外的辐射, 因此亮温值比晴空的小。造成这种观测和模拟不同结果的原因可能有: 1. 沙尘在微波波段的介电常数描述不准确。2. 沙尘暴发生时沙尘实际所在的高度、粒子大小分布、粒子数浓度不准确。3. 沙尘可能存在其他影响微波的机理(如沙尘带电的影响)在模式中没有很好的描述。

6.3.3 极化亮温差方法

通过 6.32 与 6.33 节中卫星微波辐射计与模式对沙尘观测和模拟, 可以证明沙尘暴发生时对高频微波会有明显的削减影响, 并有较弱的去极化作用。基于沙尘对微波的这种影响, 我们定义了一种新的极化亮温差(MPI)指数用于微波监测沙尘, 即:

$$MPI = (89GHz(V) - 23.8GHz(V)) - (89GHz(H) - 23.8GHz(H)), \quad 6.31$$

6.31 式可以描述沙尘对高频微波垂直和水平极化通道的衰减作用, 通过重新合并, MPI 还可以描述沙尘对微波的去极化作用:

$$\begin{aligned}
 MPI &= (89GHz(V) - 89GHz(H)) - (23.8GHz(V) - 23.8GHz(H)) \\
 &= \Delta T_{b89GHz} - \Delta T_{b23.8GHz}
 \end{aligned}
 \tag{6.32}$$

可以看出, MPI 指数的内在意义在于同时描述沙尘对微波高频的衰减作用以及去极化作用。为了进一步检验 MPI 的识别沙尘的作用, 选取了发生在塔克拉玛干沙漠、内蒙等地区的 6 次沙尘暴事件, 按照本章图 6.1 中对三个区域 (云、纯沙尘、云下沙尘) 的划分, 分析了每次沙尘暴天气中, 不同区域 MPI 指数的变化范围。图 6.13 中分别以 $\Delta T_{b23.8GHz}$ 和 ΔT_{b89GHz} 为横、纵坐标, 给出了纯沙尘 (红色), 纯云 (蓝色), 云下沙尘区 (绿色) 的极化亮温差变化分布。从图中可以看出, 在纯云区 23.8 和 89GHz 的极化亮温差都很小, 两个频率的平均亮温差变化范围分布为 6.05K 和 4.75K, 这说明水云对微波有较强的去极化作用。对于纯沙尘和云下沙尘区, $\Delta T_{b23.8GHz}$ 和 ΔT_{b89GHz} 的亮温差明显大于纯云区的值, 纯沙尘 $\Delta T_{b23.8GHz}$ 的平均值为 28.82K 与云下沙尘区的 22.97K 较为接近, ΔT_{b89GHz} 在纯沙尘与云下沙尘区的平均值分别为 20.87K 和 10.49K, 在云下沙尘和纯沙尘区低频波段的亮极化亮温差较为接近, 而高频波段相差较大, 这可能是因为下垫面在不同区域有一定变化, 高频这种差异造成的极化辐射率变化较为明显, 而对于低频这种变化相对较小, 与水云相比, 沙尘和冰云下沙尘区本身对微波去极化作用较小, 因此来自地面的极化信息可能是主要原因。

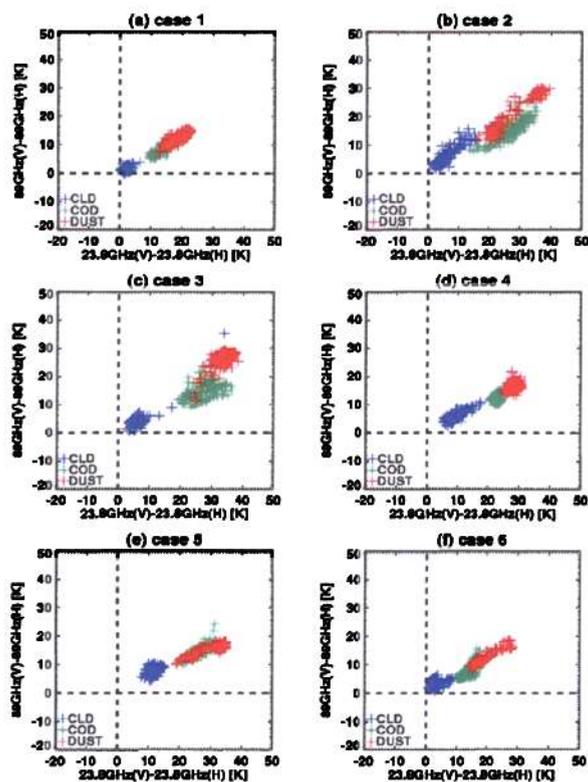


图 6.13 沙尘区、云区与云下沙尘区极化亮温差比较

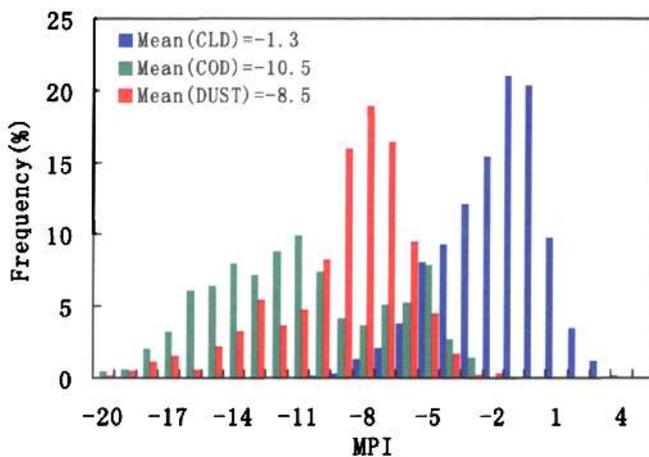


图 6.14 沙尘区、云下沙尘区和纯云区 MPI 频率分布

图 6.14 给出了沙尘、纯云和云下沙尘区极化亮温差的频率统计分布。从图

中可以看出,冰云下沙尘区(绿色)和纯云区(蓝色)MPI值的分布有明显区别,纯云区的MPI值相对较大,平均值为-1.3K,云下沙尘区与沙尘区的值较为接近,二者的平均值分别为-10.5K和-8.5K。如果将MPI的阈值设为-7K,可以将85%的云下沙尘区与纯云区别开,但同时会有5%的纯云会被误认为是云下沙尘区。

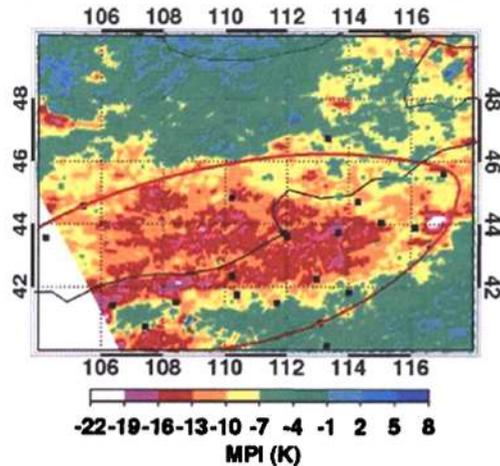


图 6.15 2004 年 3 月 27 日 Aqua AMSR-E 极化亮温差指数(MPI)

图 6.15 利用 AQUA 卫星上 AMSR-E 微波极化亮温观测,通过 MPI 指数分析了 2004 年 3 月 27 日沙尘暴发生时影响的区域范围。与图 6.1 和 6.4 AQUA 卫星 MODIS 可见和红外观测相比,微波技术可以有效的识别冰云下的沙尘区域, MPI 识别的沙尘区与地面站点记录有沙尘的观测范围较为接近,从而弥补了可见与红外技术监测沙尘受云影响的不足。

6.4 小结

本章介绍了卫星红外、可见光成熟技术遥感监测沙尘暴的方法。考虑到沙尘暴发生时(特别是在蒙古气旋活动影响下),常常伴随有冰云的出现,而可见光和红外技术无法观测到冰云下的沙尘情况,微波对云有一定的穿透能力,受冰云的影响较小,通过卫星微波观测与辐射传输模式分析,发现沙尘暴对高频微波有较为明显的衰减作用,这就为利用微波技术监测沙尘提供了依据,通过对发生在我国塔克拉玛干、内蒙等地区的多次沙尘暴天气进行微波数据分析,最后提出了利用高、低频微波极化亮温差指数监测沙尘的新方法,弥补了红外和可见技术无法有效监测有云时沙尘范围的不足。然而微波方法目前还不是很成熟,从分析中

可以看出 MPI 会对一些云区有误判,此外该方法可能会在一定程度上受下垫面极化特性变化影响。考虑可见、红外、微波各自的优、缺点,可以通过三种技术方法组合,从而提供一种有效的卫星监测沙尘系统。首先可以通过可见光来区分云区和非云区;其次,对于非云区直接利用红外亮温(BTD)法就可以直接有效的判断是否有沙尘暴发生;最后对于云区,可以先用红外方法看云区周围是否监测有沙尘,如果有沙尘出现,则对该区域用微波方法进一步判断,从而识别云下是否为沙尘暴覆盖区。因此综合利用可见、红外、微波三种卫星遥感观测可以组建一个有效的沙尘暴卫星监测系统。

参考文献

- William E. and Robert J. Curran, 1974, The Detection of Dust Storms Over Land and Water With Satellite Visible and Infrared Measurements, *Monthly Weather Review*, 102, 830-837
- Toby N. Carlson, 1978, Atmospheric Turbidity in Saharan Dust Outbreaks as Determined by Analyses of Satellite Brightness Data, *Monthly Weather Review*, 107, 322-335.
- Norton, C. C., Mosher, F. R., Hinton, B., Martin, D. W., Santek, D., and Kuhlow, W. , 1980, A Model for Calculating Desert Aerosol Turbidity over the Oceans from Geostationary Satellite Data, *J. Appl. Meteorol.*, 19, 633-644.
- Ackerman, Steven A., 1989, Using the radiative temperature difference at 3.7 μm and 11 μm to track dust outbreaks. *Remote Sensing of Environment*, 27:129 -133.
- 郑新江, 徐建芬, 罗敬宁, 陶健红, 张胜才, 2000, 利用风云-1C 气象卫星对南疆沙尘暴进行了监测研究, *中国沙漠*, 20(3), 286-288.
- 方宗义, 张运刚, 郑新江等, 2001, 用气象卫星遥感监测沙尘的方法和初步结果, *第四纪研究*, 21(1): 48 - 55.
- 范一大, 史培军, 潘耀忠等, 2001, 基于 NOAA/AVHRR 数据的区域沙尘暴强度监测, *自然灾害学报*, 10(4), 46-51.
- 郭 锐, 梁 芸, 2006, 利用 MODIS 资料定量判识沙尘暴方法研究, *干旱气象*, 24(1), 1-6.
- 卢乃锰, 胡秀清, 邱红, 2002 利用静止气象卫星监测沙尘暴的业务方法, *沙尘暴监测预警服务研究*, 北京:气象出版社, 34 -39.
- Steven, A., Ackerman, 1997, Remote sensing aerosols using satellite infrared observations, *J. Geophys. Res.*, 102(14), 17069-17079.
- Prata, A. J., 1989, Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 μm window using AVHRR/2 data, *Int. J. Remote Sens.*, 10(4), 751-761
- Basist, A., D. Garrett, R. Ferraro, N.C. Grody, and D. Forsyth, 1996, A comparison between snow cover products derived from visible and microwave satellite observations, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 163-177.
- Weng F., 1992, A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere-II, *Appl. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 47, 35-42.

Cheng, T., Lu, D., Chen, H., et al., 2004, Physical characteristics of dust aerosol over Hunshan
Dake sandland in Northern China, *Atmos. Environ.*, 39, 1237–1243.

第七章 总结与讨论

沙尘气溶胶对气候和环境有着重要的影响。本论文利用地面和卫星辐射遥感观测,对我国西北地区的沙尘气溶胶的光学厚度、粒子谱分布、复折射指数、单次散射反照率等光学特性进行了细致研究,结合辐射传输模式 SBDART 和 Mie 散射程序完成了一套地面观测反演沙尘气溶胶光学特性参数的算法程序,实现了沙尘气溶胶光学特性的反演,并通过地面太阳辐射通量观测与模式模拟对比进一步做了辐射闭合实验,证明了反演结果的合理性,为评估沙尘气溶胶对气候辐射强迫的影响提供了可靠依据。考虑到地面观测难以在大范围内有效的监测沙尘,而卫星有较好的空间覆盖,本文通过将多种卫星探测器及相关算法反演的沙尘气溶胶光学厚度与地面观测进行了对比验证,评估了不同卫星、算法在我国西北地区上空观测、反演沙尘气溶胶的准确、可靠性,为计算沙尘气溶胶区域辐射强迫时,对不同卫星数据的选择使用提供了依据。同时本文还在卫星可见、红外遥感监测沙尘的基础上,尝试利用微波遥感技术识别、监测沙尘,并通过三种探测器的结合,提出了沙尘暴的卫星综合监测方法,为及时、有效的监测、预警沙尘暴天气提了有效手段,从而达到预防和减少其对人类环境造成危害的目的。以下是本文的一些主要结论:

7.1 本文主要结论

(1) 利用 Beer 定理对 MFRSR 各通道进行了 Langley 回归,外推得到了大气层顶处各个波段的辐亮度 I_{λ}^0 。在对实际观测数据分析时发现由于无法避免大气的运动变化、仪器放置及随机噪音误差等对回归结果的影响,需要选取多个晴空个例进行外推,并对所有的值求平均作为最后的结果;对 MFRSR 各通道观测进行臭氧、瑞利散射更正,反演得到了沙尘气溶胶的光学厚度,通过与 CIMEL 观测的比较,二者在 $0.67 \mu\text{m}$ 的波段误差小于 0.02,证明反演具有很高的准确性。

(2)利用 Mie 散射程序,通过调整粒子分布中粗、细模态的参数分布,使得 MFRSR 各个波段计算的光学厚度值与观测值的误差平方和达到最小,从而确定粒子分布参数,得到沙尘气溶胶的粒子谱分布。从选取的沙尘个例粒子谱分布看,大粒子的平均中值半径为 $2.22 \mu\text{m}$,小粒子平均中值半径为 $0.137 \mu\text{m}$,大粒子占粒

子分布的主要部分,其体积浓度约为小粒子的10倍。

(3)通过调整沙尘气溶胶复折射指数虚部,得到不同单次散射反照率、不对称因子,代入SBDART辐射传输模式计算散射与总辐射比值(即DDR方法),并与观测比较,直到模式与观测结果误差小于3%,从而确定沙尘粒子的单次散射反照率与不对称因子。所选取沙尘个例反演得到的单次散射率在 $0.415\mu\text{m}$ 波段的平均值为0.76,并随波长增加而逐步增加到0.86。这一数值要小于国外一些在非洲和亚洲沙尘观测反演得到结果,说明我国西北地区沙尘对可见光具有较强的吸收性。同时为了验证结果的可靠性,将反演得到的沙尘光学特性参数代入模式计算其对地表直接、散射以及总辐射通量的影响,并与地面辐射通量的实际观测进行了对比,结果表明二者直接、散射以及总辐射通量的误差分别为-2.07、-2.90、 $-8.54\text{W}/\text{m}^2$, (模式与观测的误差值较小,甚至小于仪器本身的测量误差范围)说明反演得到的沙尘光学特性是合理、准确的。

(4)T-matrix和IGOM方法计算的非球形沙尘粒子的单次散射反照率、不对称因子以及消光效率并与Mie理论计算体积面积等效球体的这些光学特性差别较小,而散射相函数有明显差别。对所得球形、非球形光学特性输入DISORT模式,计算对比了由此造成对辐射通量的影响。通过比较得出由于粒子形状造成的不同的光学特性(特别是散射相函数的不同)对太阳到达地表的辐射通量的影响不大,从而证明在本论文中假设沙尘为球形粒子,利用MFRSR观测的辐射通量反演出的沙尘光学特征可以合理近似实际沙尘粒子是非球形的情况。

(5)利用蒙特卡洛辐射传输方法分析球形、非球形粒子的前向散射在不同光学厚度、太阳天顶角以及有效粒子半径和复折射指数情况下,对MFRSR反演光学厚度造成的误差。结果表明在光学厚度和气溶胶有效粒子半径小于1时,前向散射造成的误差小于3%,在光学厚度大于1,太阳天顶角较大时($>60^\circ$),误差能达到-40%。本论文所选的沙尘个例的气溶胶光学厚度和有效粒子半径都小于1,通过本章的分析可以得知由前向散射造成的误差不超过3%,说明反演结果是可靠的。

(6)介绍了MISR、MODIS卫星传感器及其业务算法以及Deep Blue算法。通过将卫星观测反演的气溶胶光学厚度与地面CIMEL和MFRSR观测结果的比较,证明MISR在我国西北干旱、半干旱地区反演的气溶胶光学厚度有较高的准

确性。这是因为 MISR 反演气溶胶算法中没有假设各通道间地表反照率的关系,同时 MISR 可以通过多角度观测较为准确提取地表信息,从而得出合理的气溶胶光学厚度值。Deep Blue 使用了地表反照率较小的蓝光波段来获得地表信息剔除亮地表反射的太阳辐射,从而可以在干旱、半干旱地区上空较为合理的反演气溶胶光学厚度。MODIS 业务算法使用的是暗像元法,该方法使用近红外通道获得地表反照率,并假定了近红外通道与其他几个通道的地表反照率的关系。由于在干旱地区,地表反照率较大,同时沙尘气溶胶对近红外波段也有一定的影响,从而使得 MODIS 业务算法在我国西北地区气溶胶反演产生了较大的误差。

(7) 综合考虑了卫星红外、可见光和微波遥感技术各自的优缺点,提出了卫星多传感器遥感、监测沙尘暴的综合方法。由于在沙尘暴发生时(特别是在蒙古气旋活动影响下),常常伴随有云的出现,可见光和红外技术无法观测到云下的沙尘情况,而微波对云有一定的穿透能力,特别受冰云的影响较小,通过卫星微波观测与辐射传输模式分析,发现沙尘暴对高频微波有较为明显的衰减作用。在对发生在我国塔克拉玛干、内蒙等地区的多次沙尘暴天气进行了微波数据分析之后,提出了利用高、低频微波极化亮温差指数(MPI)监测沙尘的新方法,弥补了红外和可见技术遇到云无法有效监测沙尘范围的不足。通过将可见、红外和微波三种技术方法组合,提供一种有效的卫星监测沙尘系统。

7.2 存在问题与展望

(1) 本文在反演西北地区沙尘气溶胶光学特性时,由于观测资料限制,只选取了 2008 年春季 2 个月中 11 个沙尘个例。由于资料时间长度较短,不能较好地体现不同天气条件下沙尘气溶胶光学特性的变化,特别是单次散射率随沙尘粒子半径大小、相对湿度变化,以及不同沙尘成份的变化。

(2) 在评估卫星遥感反演气溶胶准确性时,由于地面资料时段不长,此外 MISR 卫星扫描地面的范围较窄,使得地面和卫星同步观测的个例较少,只有一个地面站点和卫星观测做了比较,以后可以在西北地区更广范围内进行地面加强观测,从而在空间和时间上有更多的地面观测资料来验证卫星的反演。

(3) 对于新提出的微波技术识别沙尘工作只是一个新的开始,目前通过观测和模式研究发现沙尘对高频微波有较强的衰减作用。在实际中由于微波信号受地面温度、湿度、极化特性以及大气廓线等影响较大,目前这一技术在不同下垫面、

不同气象条件下的应用还需进一步通过更多观测和模拟工作深入细致研究。

随着 SACOL 站更多地面气溶胶、辐射观测的使用和野外加强观测实验的实施, 将获得大量有价值的沙尘观测资料, 未来的工作将围绕这些数据, 进行深入分析、研究来揭示沙尘的特性。

在学期间的科研情况

项目资助:

- [1] 973 课题“北方干旱与人类适应”第一子课题“不同土地利用和覆盖条件下半干旱区大气和地表过程相互作用的观测实验研究”(2006CB40050)
- [2] 国家杰出青年科学基金“沙尘气溶胶对西北地区云和降水的影响”(40725015)。
- [3] 国家自然科学基金重点项目“黄土高原半干旱地区气溶胶对陆-气相互作用影响的观测实验研究”(40633017)
- [4] 海外或港、澳青年学者合作研究基金项目“中国西北地区沙尘气溶胶辐射强迫机制的研究(40628005)”
- [5] 中央高校基本科研业务费专项资金优秀研究生创新项目“西北地区气溶胶光学特性研究”(lzujbky-2009-157)

参加会议:

- [1] The 36th COSPAR Meeting, Beijing, China, July 2006.
- [2] 半干旱陆气相互作用国际研讨会, 兰州, 2007年8月。
- [3] 中国气象年会, 广州, 2007年11月。
- [4] MISR Workshop, Seattle, Washington, USA, April 2009.
- [5] Gordon Research Conference (GRC), New London, New Hampshire, USA, July 2009.
- [6] Single particle soot workshop, Boulder, Colorado, USA, December 2009.
- [7] AGU, San Francisco, California, USA, December 2009.
- [8] 兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室2009年度学术年会, 兰州, 2010年4月

发表论文:

- [1] J. Ge, J. Su, Q. Fu, T. Ackerman, J. Huang, (2010), Forward Scattering Effects of Spherical and Non-spherical Dust Particles on MFRSR Retrieving Aerosol Optical Depth, submitted to *JQSRT*. (Under reviewing)
- [2] J. Ge, J. Su, T. Ackerman, Q. Fu, J. Huang, J. Shi, (2010), Dust Aerosol Optical Properties Retrieval and Radiative Forcing over Northwestern China during 2008 China-US joint Field Experiment, *J. Geophys. Res.* (in press)
- [3] Fu Q, Thorsen TJ, Su J, Ge JM, Huang JP, (2009), Test of Mie-based single-scattering properties of non-spherical dust aerosols in radiative flux

- calculations. *J Quan Spectro Radiat Trnsfer*, 110:1640-1653.
- [4] J. Ge, J. Huang, F. Weng and W. Sun, (2008), Effects of dust storms on microwave radiation based on satellite observation and model simulation over the Taklamakan desert, *Atmos. Chem. Phys.* 8, 4903-4909.
- [5] Su, J., J. Huang, Q. Fu, P. Minnis, J. Ge, and J. Bi, 2008: Estimation of Asian dust aerosol effect on cloud radiation forcing using Fu-Liou radiative model and CERES measurements, *Atmos. Chem. Phys.* 8, 2763-2771.
- [6] J. Huang, J. Ge, and F. Weng, (2007), Detection of Asia dust storms using multisensor satellite measurements, *Remote Sens. Environ.* 110, 186-191.
- [7] 葛颀铭, 刘玉芝, 黄建平, 苏婧, 李积明, 闭建荣, (2009), 利用 HITRAN 资料研究黑碳和沙尘气溶胶粒子的光学特性, *应用光学*, 30(3), 202-209.
- [8] 管晓丹, 郭锐, 黄建平, 葛颀铭, 郑志海, 2008: 植被状态指数监测西北干旱的适用性分析, *高原气象*, 27(5), 1046-1053
- [9] 季明霞, 黄建平, 王绍武, 王鑫, 郑志海, 葛颀铭, (2008), 冬季中高纬度地区阻塞高压活动及其气候影响, *高原气象*, 27(2), 415-421
- [10] 陈勇航, 黄建平, 王天河, 金宏春, 葛颀铭, (2005), 西北地区不同类型云的时空分布及其与降水的关系, *应用气象学报*, 16(6), 717-727.

致 谢

每年的5月都是学生们答辩、毕业的时间，每当看着校园里同学们一个个毕业留影时神采奕奕的情景，不由生出许多羡慕之情，盼望着自己也能早日毕业。时光流逝，如今也到了自己毕业的时刻，5年的研究生学习生活恍然间就要过去了，而这一阶段的完成竟也要彻底结束我的学生生涯，以往的急切盼望已悄然退却，一丝丝留恋在心中弥漫开来。回忆过去，种种愉快经历也好，辛苦磨练也罢，都让我的学生生涯充实、生动。5年来，我不断的成长，一步步完成了自己的学业，这其中包含了老师，同学，朋友和亲人们太多的关心和帮助。在论文即将完成之际，我衷心的向你们表示感谢！

首先向我的导师黄建平教授表示最诚挚的感谢！从开始做本科论文与黄老师的第一次接触，到现在博士论文的完成，6年的时间里黄建平教授自始至终给予了大量帮助和悉心教导。记不清多少封电子邮件、多少次电话、Skype和面对面的交谈，多少遍对科研论文的审阅和修改，这都无不是导师对我关心和指导的最直接体现。也就是在与导师的这些交往中，我感受到了黄老师敏锐的学术思维、广博的科学知识，勤奋的工作态度，严谨的治学要求，勇于创新的精神和对大气科学事业的热情。正是导师的这些品质激励着我不断的学习、进取。黄老师不光在具体的科研工作上给了我指导，更为重要的是他不断的为我的前途和发展指明方向，使我这个涉世未深的毛头小子得以顺利成长。也正是在黄老师大力支持下，我和苏婧才能得以一同前往美国西雅图华盛顿大学访问学习。所有的这些都让我心存感激之情，只有日后更加努力工作来感谢导师的辛勤培养和知遇之恩。本论文是在黄老师的指导下完成，在此向我的导师黄建平教授再次表示崇高敬意和衷心感谢。

衷心感谢美国西雅图华盛顿大学/兰州大学千人计划付强(Qiang Fu)教授一贯给予我学习的指导、生活的关心和工作的支持。研一听付强老师报告时第一次结识了付强教授，在以后的几年时间与付老师有过数次简短的交流。2008年我有幸前往华盛顿大学访问学习，亲自接受了付老师的指导。在美期间，付老师在学习上给予了无私、大量的指导帮助。每周一次的小组会议帮助我快速学习，先后讲解的初等、高等《大气辐射》课程，让我尽情吸收着专业知识。安排资助我参加GRC会议和仪器培训，让我丰富了知识，开阔了眼界。付强教授极为严谨的科学态度、巨大的工作热情与干劲、渊博的专业知识让我敬佩不已。同时特别感谢付老师在生活上给予的照顾，使我们在遇到诸如“猪流感”这样的困难才能坚持挺过去。

由衷感谢美国西雅图华盛顿大学 Thomas P. Ackerman 教授在我访问学习期间，对本人科研工作的耐心指导、对研究论文的细致修改以及对我参加AGU会议

的热情资助。Ackerman 教授的健谈、幽默以及对工作中遇到问题深入浅出、举重若轻的分析和一丝不苟的态度，极大的激发了我解决问题的兴趣。感谢华盛顿大学 David S. Covert 教授在我离开美国前一个月，对部分气溶胶观测仪器给予极为细致和热情的培训指导，每次与 Covert 教授一起，他对科研的专注以及亲和与友好总能让我心无杂念的工作，甚至消除了我急切的回国心情。感谢美国 NASA 孙文博老师给我工作的指导和研究论文的修改，谢谢孙老师一直以来对我的关心。感谢美国 NOAA 翁富中老师提供的微波辐射传输模式及相关指导。感谢德克萨斯 A&M 大学杨平教授提供了本文研究使用的 IGOM 程序。还要特别感谢衣育红老师，衣老师在每日工作结束后，不辞辛苦花费大量休息时间亲自传授我计算机程序方面的知识及技巧，使我在进入研究生阶段不久编程水平就得以大幅提高，让我日后的科研工作都显著得益于这方面技能的培养和掌握。

衷心感谢兰州大学邱崇践教授、袁九毅教授、王世功教授、张镭教授、田文寿教授、王澄海教授、张述文教授、张文煜教授、杨德保副教授、付培健副教授、邵爱梅副教授、袁铁副教授、王颖副教授、黄倩副教授、王世红老师、李哥青老师、隆宵老师、侯丽婷老师、刘玉芝老师、杨毅老师、马玉霞老师、王金艳老师、陈敏老师、季明霞老师、牛景海老师、郭文琦老师、田旭龙老师、刘淑霞老师、张璐老师、王岩老师和王延鸿老师。在我从本科到研究生期间，他们中有的给我讲授过专业课程，有的是我的班主任，还有的在其他方面给了我很多的帮助，在此一并表示感谢。此外，特别感谢王文教授和鲍宏老师，王老师漂亮的板书以及对《大气动力》课程透彻的讲解给了我深刻的印象，鲍老师直爽的性格和宽大的胸怀让我敬重。

衷心感谢兰州大学半干旱气候与环境观测站(SACOL)的全体老师。正是张武教授、王鑫老师、王天河老师、张北斗老师、闭建荣老师、史晋森老师和冯广鸿老师认真、辛勤的工作，才能得到大量宝贵观测数据，为科研工作提供了坚实基础。

衷心感谢课题组每位成员：陈勇航师姐、金宏春师兄、李军军、解静、郑志海、管晓丹、许晓光、左金清、李积明、汤强、何敏、王文采、李玥、王国印、陈斌、黄忠伟、陈思宇、阎虹如、张丁玲、马跃界、张灵等，谢谢大家多年来的相互理解、帮助，和你们一起渡过的研究生时光令我感到非常愉快。

谢谢我的舍友李德卿，我们是有话就说的铁哥们。谢谢好友、同窗吴俊杰、杨志峰、刘远永、韩哲、朱建磊、曹贤杰、杨溯、冯娟、李艳、杨红龙、崔洋、曾小青、余峰、肖霞、常燕、马敏劲、李春为。谢谢篮球队友邱晓斌、万明波、邝涛。和你们在一起使我的学生生活丰富多彩。

此外还要衷心感谢华盛顿大学刘铮、张鹏博夫妇，谢谢你们在我留美一年多从未间断给予的生活帮助。感谢杨琼、林普、栾玉荣对我的关心。在异国他乡结

识你们是一种难得的缘分。

衷心感谢我的父母！28年来，父母没有一日不为我操劳，不求回报为我心甘情愿所做的一切点点滴滴，我即使用尽千言万语也已经难以描述和感激。在此谨向父母道一声：儿已长大成人，你们辛苦了！感谢未婚妻苏婧给我的充分理解与支持，特别在离家留美的日子里，面对艰苦的条件，是苏婧的坚强和积极给了我莫大的鼓舞，我们相互陪伴、照顾，一同品尝了生活和学习上的种种甜酸苦辣，谢谢你与我同舟共济！这里也感谢我其他的亲人们，你们都是我的牵挂和支柱！

最后，我无法一一提及那些关心我的人，在这里向所有帮助过我的人表示深深的感谢。至此，博士论文要画上最后的句号了，我的学生时代也会随之结束，一个新的阶段即将开始。路漫漫，吾将上下求索！

葛覲铭

2010年5月20日

附录 A

个人简历

基本信息:

葛颢铭, 男, 汉族, 中共党员, 生于 1982 年。攻读博士学位期间主要从事气溶胶大气辐射与遥感工作。

教育经历:

2001 年 9 月-2005 年 6 月

兰州大学大气科学学院应用气象专业, 获学士学位

学位论文: 利用 MODIS/CERES 卫星资料估算沙尘的辐射强迫

指导老师: 黄建平

2005 年 9 月-2010 年 6 月

兰州大学大气科学学院大气物理专业, 博士研究生

学位论文: 西北沙尘气溶胶光学特性反演与沙尘暴的卫星监测

指导老师: 黄建平、付强

2008 年 10 月-2010 年 3 月

美国西雅图华盛顿大学大气科学系, 中外联合培养博士生

研究方向: 沙尘气溶胶的遥感与大气辐射

指导老师: 付强 (Qiang Fu), Thomas P. Ackerman

附录 B

已发表的部分论文

- [1] J. Huang, J. Ge, and F. Weng, (2007), Detection of Asia dust storms using multisensor satellite measurements, *Remote Sens. Environ.* 110, 186-191.
- [2] J. Ge, J. Huang, F. Weng and W. Sun, (2008), Effects of dust storms on microwave radiation based on satellite observation and model simulation over the Taklamakan desert, *Atmos. Chem. Phys.* 8, 4903-4909.
- [3] 葛颀铭, 刘玉芝, 黄建平, 苏婧, 李积明, 闭建荣, (2009), 利用 HITRAN 资料研究黑碳和沙尘气溶胶粒子的光学特性, *应用光学*, 30(3), 202-209.

Detection of Asia dust storms using multisensor satellite measurements

Jianping Huang^{a,*}, Jinming Ge^a, Fuzhong Weng^b

^a College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, China

^b NOAA/NESDIS/Office of Research and Applications, Camp Springs, Maryland, USA

Received 4 December 2006; received in revised form 12 February 2007; accepted 17 February 2007

Abstract

Observations from visible, infrared and microwave satellite instruments are integrated to detect dust storm over northwestern China. Microwave measurements are used to detect the dust storm underneath ice clouds, while visible and infrared measurements are utilized for delineating the cloud-free dust systems. Detection is based on microwave polarized brightness temperature differences ($\Delta T_b = T_{bv} - T_{bh}$) among two channels of 89 GHz and 23.8 GHz and infrared brightness temperature difference (BTD) between channels at 11 and 12 μm . It is shown that the integrated approach is better than the method solely based on infrared BTD in storm detection, especially for those dust systems covered by ice clouds. This approach is applied for the Asia dust storms cases using the data from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) onboard Aqua satellite.

© 2007 Elsevier Inc. All rights reserved.

Keywords: Multisensors; Infrared measurements; Microwave measurements; Asia dust storm

1. Introduction

Mineral dust plays an important role from a climate study point of view, as do anthropogenic aerosols, especially when we consider the global trend of desertification caused by land development (Sokolik & Toon, 1996; Tegen & Laciš, 1996). The Asia dust storms most frequently originate in the regions of the Taklamakan Desert of China and the Gobi Desert of Mongolia and peak in late winter and early spring. The dust aerosol layers are capable of traveling thousands of kilometers at high altitude and outflow from the continent to the open sea near Korea and Japan under prevailing westerly conditions (Haywood et al., 1999; Higurashi & Nakajima, 2002; Takemura et al., 2002). Dust aerosol has a significant effect on the atmospheric radiation budget because of a large emission amount (Albrecht, 1989; Bréon et al., 2002; DeMott et al., 2003; Huang et al., 2006a,b; Rosenfeld & Nirel, 1996; Rosenfeld et al., 2001; Twomey et al., 1984). Such dust storms can also pose a serious health risk for people with respiratory disorders. Thus it is imperative to be able to monitor dust storms and predict their evolution.

Several techniques have been proposed for detecting mineral dust and volcanic ash using thermal–infrared observations (Ackerman, 1997; Legrand et al., 2001; Prata, 1989; Prata & Grant, 2001). Detection is based on the brightness temperature differences (BTD) either in two or three channels. Ackerman (1997) argued that a combination of three IR channels near the 8, 11, and 12 μm bands is likely to provide a more robust way to identify dust. Using satellite observations of AVHRR and HIRS/2 of dust outbreaks over the Arabian Peninsula and adjacent Arabian Sea in July 1985, Ackerman (1997) demonstrated that analyzing BTD between the 8 and 11 μm channels against BTD between the 11 and 12 μm channels enables to discriminate dust from the clear sky over both oceans and lands. However, the most common dust storms in East Asia are those caused by strong winds behind a cold front and generally coexist with cirrus. Because the visible–infrared radiance is primarily sensitive to the upper cirrus cloud layer, especially when the upper-layer cirri are thick, the BTD approach is nearly useless to detect dust under cirrus areas. The microwave radiation, however, is not significantly scattered or absorbed by ice clouds. Microwave can penetrate the ice cloud, so the change of microwave radiation caused by the dust below the cirrus can be received by the microwave sensors on satellite and finally converted to the change of brightness temperature. Consequently, it is possible to combine

* Corresponding author.

E-mail address: hjp@lzu.edu.cn (J. Huang).

both visible–infrared and microwave techniques to determine the presence of a dust storm.

Little work has been done on integrated multisensors detection of dust storms. El-Askary et al. (2003, 2006) have analyzed several remote sensing instrument capabilities in monitoring dust storms and developed the multisensor approach for detecting dust storm. They have studied the behavior of dust particles at different wavelengths and found that the technique based on a combination of optical and microwave sensing is particularly useful for detecting dust storm and suggested to use scattering index (SI) which was developed by Ferraro and Grody (1994) for monitoring dust storm at microwave length.

In this paper, we proposed to use microwave polarized brightness temperature differences ($\Delta T_b = T_{bv} - T_{bh}$) combining with thermal–IR BTD approach for dust detection. The “polarization temperature difference” (PTD) at microwave frequencies was used by Greenwald et al. (1997, 1999) to estimate cloud liquid water path (LWP). It was also shown that PTD has small magnitudes over land, which is believed to be associated with land polarization, and is much less sensitive to cloud vertical location, surface temperature variability, and systematic instrumental errors. The microwave PTD is suggested to detect cloud over dust system while infrared BTD is used to monitor cloud-free dust system.

2. Data

The data used in this study are from microwave, visible and infrared measurements which are taken by Aqua satellite. Aqua is an Earth observation satellite that monitors from space various kinds of physical phenomena related to water and

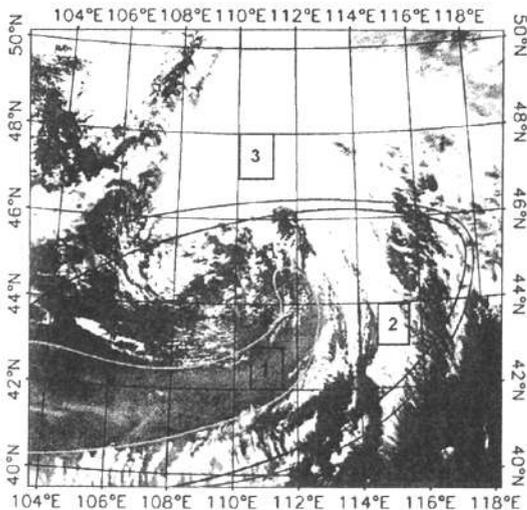


Fig. 1. Example of six dust outbreaks of the true color composite over northwest China, in which channels $0.65 \mu\text{m}$, $0.56 \mu\text{m}$ and $0.47 \mu\text{m}$ are associated with red, green and blue colors, respectively. Box 1 is the pure dust region (DUST), box 2 the clouds over dust region (COD), and box 3 the cloud in dust-free cloud region (CLD). The regions covered by green, black, red curves are the dust areas that were decided by BTD, surface meteorological stations and multisensors method, respectively.

Table 1
Six dust cases used in this study

Image	Date	GMT	Latitude ($^{\circ}\text{N}$)	Longitude ($^{\circ}\text{E}$)	SAT
1	2003/03/26	04:20	38.0–48.0	118.0–132.0	Aqua
2	2003/04/09	06:15	35.0–45.0	72.0–86.0	Aqua
3	2003/04/17	07:00	35.0–45.0	73.0–87.0	Aqua
4	2004/03/09	05:30	40.0–50.0	102.0–116.0	Aqua
5	2004/03/27	05:15	40.0–50.0	104.0–118.0	Aqua
6	2004/05/08	04:15	40.0–50.0	118.0–132.0	Aqua

energy circulation. The AMSR-E is a conical scanning total power passive microwave radiometer sensing (brightness temperatures) at 6 frequencies ranging from 6.9 to 89.0 GHz. Horizontally and vertically polarized radiations are measured separately at each frequency. The AMSR-E antenna temperatures were converted to brightness temperatures T_b with the method of Wentz (1998). The MODIS has 36 spectral bands ranging in wavelength from 0.4 to $14.4 \mu\text{m}$ and is designed to remotely sense atmospheric temperature, moisture profile, clouds, aerosols, and surface properties. Fig. 1 shows an image from MODIS data for an example of dust storm cases over northwestern China. To compare the infrared and microwave brightness temperature of dust aerosol and cloud, three regions are selected to represent the dust and clouds in different environments. Box 1 (hereafter DUST) in Fig. 1 represents the cloud-free dust region. Box 2 (hereafter, CLD) denotes an area where clouds occurred in a dust-free atmosphere. Box 3 (hereafter, COD) represents overcast clouds in dusty conditions. The CLD and COD regions are selected based on observations from 701 surface meteorological stations in China and Mongolia (Wang et al., 2003). The surface stations report dust in four categories at 3-hour intervals: dust storm, wind-blown sand, floating dust, and no-dust. For a cloud region observed by satellite, if the surface observation is no-dust, this region is defined as CLD, and if the surface observation is dust storm, this region is defined as COD. For the period of 2003 to 2004, we have identified and collected six dust storm cases (see Table 1) over northwest China.

3. Method and results

Since channels at 11 and $12 \mu\text{m}$ lie in the thermal–IR window, absorption by other atmospheric gases is negligibly small and dust has a higher emissivity at $12 \mu\text{m}$ than at $11 \mu\text{m}$, the BTD between the 11 and $12 \mu\text{m}$ channels (BT_{45}) can be used to detect the dust storm. Ackerman (1997) showed that the BT_{45} for dust is negative because dust has a higher albedo at $12 \mu\text{m}$ than at $11 \mu\text{m}$. In this case, the clouds are distinct from the dust in the BT_{45} image (Fig. 2). The average BT_{45} is less than -2.0 K in the pure dust region and larger than 0 K in the cloudy regions. Using a threshold of $BTD = -2 \text{ K}$ would identify 80% of the dust. However, it can only identify 5% of pixels in the cloud over the dust region. It is because the infrared radiance is primarily sensitive to the upper cloud layer. If the threshold of -1.0 K is used for the BT_{45} , 98% of the dust can be identified and 15% of the cloud over dust can be discriminated. But in dusty areas with clouds, the BT_{45} signals tend to cancel each

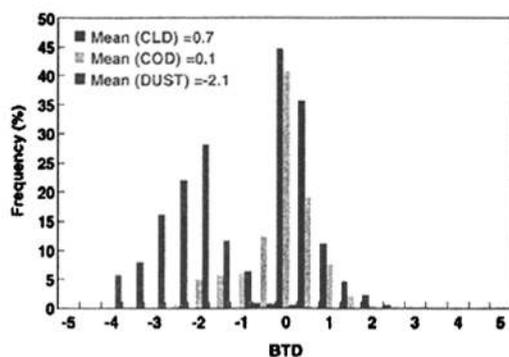


Fig. 2. Comparison of the brightness temperature difference (BTD) between 11 and 12 μm for six cases for the three regions. The blue color represents the cloud in dust-free cloud region (CLD). The red color is the pure dust region (DUST), and green the clouds over dust region (COD).

other and many pixel values of the BT_{45} in COD region are within the observed probability distribution for CLD. Thus, the discrimination cannot be possible for the dust under clouds because the BTD histograms of CLD and COD are close with peaks at 0.7 and 0.1 K, respectively. The BT_{45} can also be used as an additional constraint for detecting fire and smoke, but the threshold is $BT_{45} > 4.0$ K (Li et al., 2003).

Fig. 3 compares the ΔT_b of different regions as a function of frequency for desert (Fig. 3(a)) and grassland (Fig. 3(b)) surfaces. The ΔT_b of desert is an averaged value of cases 1 and 2 listed in Table 1, while the ΔT_b of grassland surface is the mean value of cases 4 and 5 listed in Table 1. The results show that the averaged ΔT_b of COD and CLD regions is significantly different for all frequency bands. Since water droplets and precipitations can strongly reduce the differences between vertical and horizontal polarized brightness temperature, the ΔT_b values of CLD region are much smaller than those in the COD region. This suggests that the COD and CLD regions may be separated using ΔT_b for both desert and grassland surfaces. For desert surface, ΔT_b of COD region is also quite different from that in clear sky condition, the value of ΔT_b in COD region is less than that in sky condition. For grassland surface, the relationship between ΔT_b in COD region and in clear sky condition is complicated but such relationship in 89 GHz is similar to that over the desert surface.

The dimension of dust particles is larger than that of the normal aerosol particulates, but is similar to the incident wavelength of microwave radiation. Therefore, microwave radiation responds to dust particles in Mie scattering regimes. The shorter the wavelength of the incident radiation in the microwave range, the greater the scattering and hence the brightness temperature is lower (El-Askary et al., 2003). Also, the scattering in Mie regime tends to depolarize the surface polarization. Although the difference between vertically polarized channels of 23.8 and 89 GHz could represent the scattering signature of dust aerosols, water cloud and precipitation may also scatter emitted radiance and complicate the process. It is found that the simple difference between vertically polarized channels of 23.8 and 89 GHz cannot distinguish dust from the background. To overcome this shortcoming, one can

use the polarized difference. As shown in Fig. 3, the slope of ΔT_b for CLD region is much smaller than that for the COD region. This suggests that the difference (ΔT_b) between lower frequency (23.8 GHz) and higher frequency (89 GHz) can be used to detect COD regions. Fig. 4 shows scatter plots of ΔT_{b89} with $\Delta T_{b23.8}$ for each of the three groups for six cases listed in Table 1. ΔT_{b89} and $\Delta T_{b23.8}$ are the difference $\Delta T_b = T_{bv} - T_{bh}$ between the vertical and horizontal components of the brightness temperature at 89 GHz and 23.8 GHz, respectively. The relationships between ΔT_{b89} and $\Delta T_{b23.8}$ are distinct for dust-free and dust groups. For CLD groups in Fig. 4, ΔT_b is small at both 89 and 23.8 frequencies and ranges from 0 to 15 K, and the mean value of ΔT_{b89} and $\Delta T_{b23.8}$ is 4.75 K and 6.05 K, respectively (see Table 2). The standard deviation of ΔT_{b89} (3.01 K) and $\Delta T_{b23.8}$ (4.18 K) is also very close. In contrast, both ΔT_{b89} and $\Delta T_{b23.8}$ are much larger for COD and DUST groups. For COD groups, mean ΔT_{b89} is 12.48 K, which is about 10.49 K less than the mean value of $\Delta T_{b23.8}$, and their standard deviations, which are 3.85 K and 6.70 K, respectively, are also quite different. In addition to the presence of clouds, this large difference arises from the fact that the MW radiation

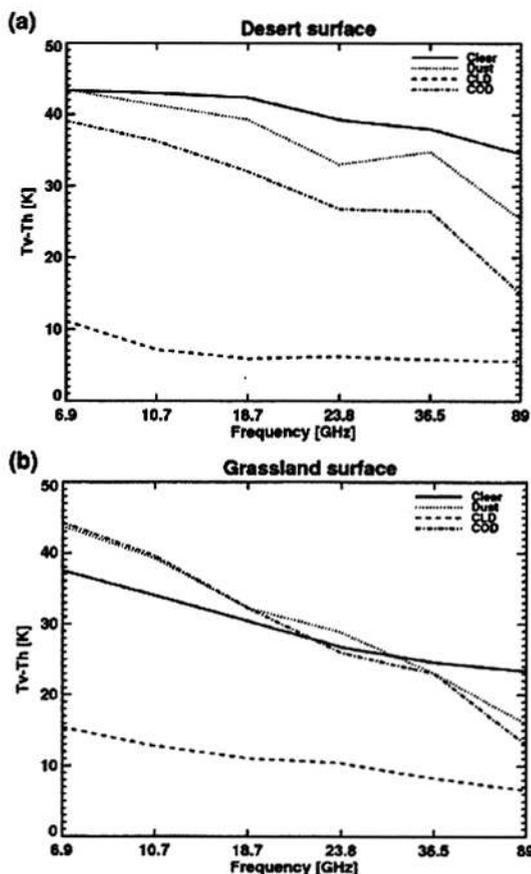


Fig. 3. The average polarized brightness temperature difference as a function of frequency for (a) desert surface and (b) grassland surface.

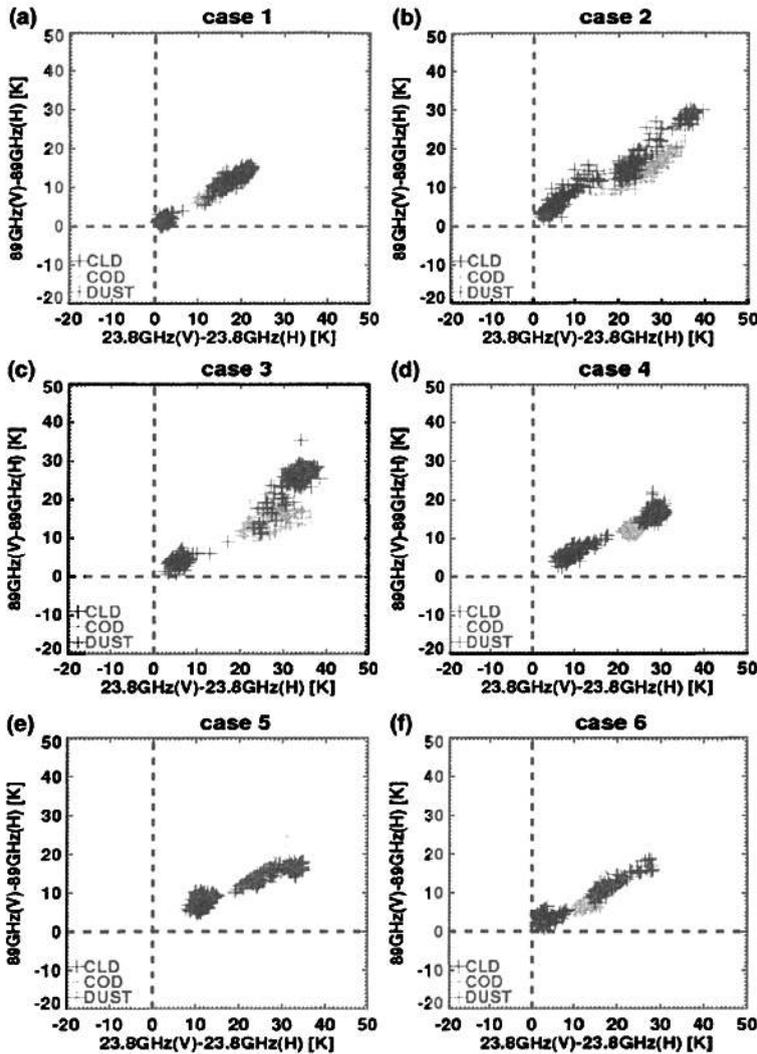


Fig. 4. Comparison of the microwave brightness temperature difference (in K) between $T_{b89V} - T_{b89H}$ and $T_{b23.8V} - T_{b23.8H}$ for six cases for the three regions. The blue color represents the cloud in the dust-free cloud region (CLD), the green the clouds over dust region (COD), and red the pure dust region (DUST).

emanates from much lower dust layers than the top ice cloud radiances. For the dust group, the mean ΔT_{b89} (20.75 K) is about 8.07 K less than the average $\Delta T_{b23.8}$ values (28.82 K), which is close to the COD group and much larger than the CLD group, their standard deviations are 6.63 K and 6.92 K, respectively. These results suggest that significant differences between ΔT_{b89} and $\Delta T_{b23.8}$ can be used as a discriminator of identifying dust storm. We define a microwave polarized index (MPI) for monitoring the dust storm. The MPI can be written as:

$$MPI = \Delta T_{b89} - \Delta T_{b23.8} \quad (1)$$

Fig. 5 shows the MPI histogram for dust region (red bar), COD region (green bar) and CLD region (blue bar) which is derived from the six cases listed in Table 1. The major

difference between the COD and CLD is the frequency distribution of MPI. Fig. 5 displays that better discrimination is possible for the dust under ice cloud because the MPI histograms of CLD and COD are substantially different with peaks at -1.3 and -10.5 K, respectively. However, the COD and DUST regions yield about 100% negatively large MPI

Table 2

The mean and standard deviation of the difference between vertical and horizontal components of the brightness temperature at 89 GHz and 23.8 GHz for the three regions

	CLD		COD		DUST	
	Mean	St dev	Mean	St dev	Mean	St dev
ΔT_{b89}	4.75	3.01	12.48	3.95	20.75	6.63
$\Delta T_{b23.8}$	6.05	4.18	22.97	6.70	28.82	6.92

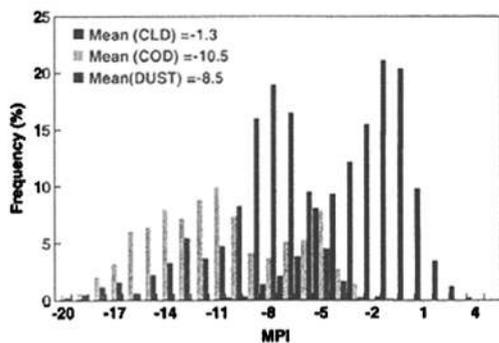


Fig. 5. Histogram of the microwave polarized brightness temperature difference index i.e., $MPI = (T_{b89v} - T_{b89h}) - (T_{b23.8v} - T_{b23.8h})$ for six cases for the three regions. The blue color represents the cloud in dust-free cloud region (CLD). The red color is the pure dust region (DUST), and green the clouds over dust region (COD).

values and their MPI histograms are relatively similar with peaks at -10.5 and -8.5 K, respectively. Using a threshold of MPI of -7.0 K, we would identify about 85% of the cloud over dust and pure dust pixels. In this case, values of MPI less than -7.0 K should indicate the presence of dust under ice cloud. However, it would misidentify 5% of the dust-free clouds having relatively small MPI (< -7.0 K). The second peak of COD may be related to areas where the dust intensities are weaker than those in pure dust regions.

Fig. 6 compares the distribution of MPI (left panel) and BT D (right panel) for the dust storm case of March 27, 2003. The coverage of red solid line is the true dust storm region determined by surface meteorological stations' observation. It can be easily seen from Fig. 6 that some cloud covered regions identified by BT D are re-identified as COD by the MPI method, and the dust storm region detected by MPI is much closer to the true dust storm region than it was identified by the BT D method. It is concluded that discriminating dust from clouds may be possible by satellite microwave measurements. This can be achieved by only IR measurements. The combined multisensor measurements can be used to improve the determination of dust storm coverage,

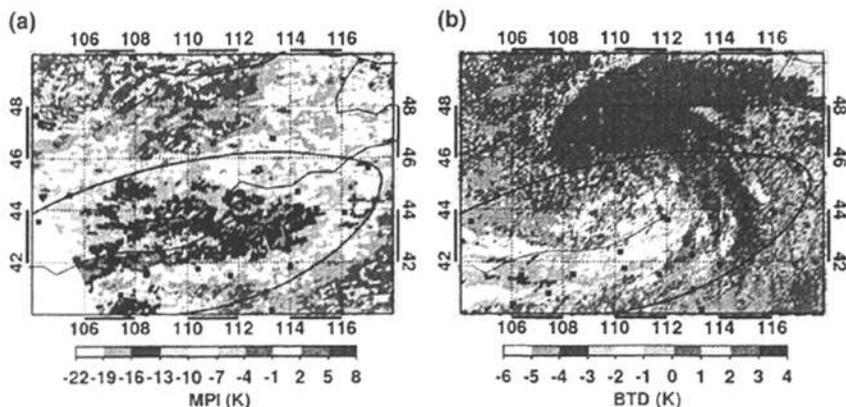


Fig. 6. Comparison of dust storm area identified by the MPI (a) and BT D (b) for the dust storm case 5 (March 27, 2004). The red solid line is the true dust storm region determined by surface observation. The surface observation sites are marked by black squares.

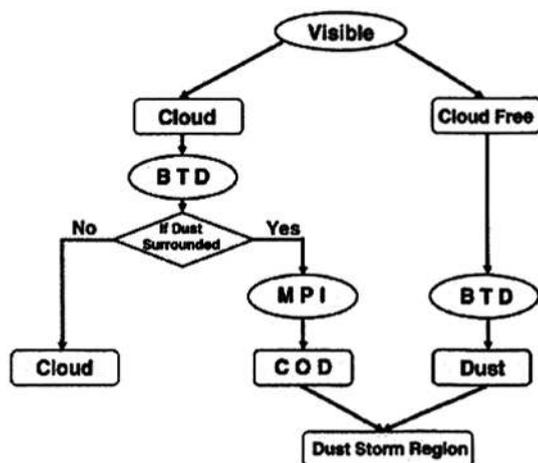


Fig. 7. Flow chart of multisensor approach for dust storms detection.

especially for detecting the COD region. Fig. 7 shows the flow chart of our multisensors approach for detecting dust storms. As it shows, the visible channel is first used to separate the target region into cloud and cloud-free regions. Then BT D method will be used to check the cloud-free region for identifying whether there exists a dust area or not. If the cloud region is surrounded by dust aerosols, the MPI method will be used to detect the dust underneath the clouds. The final dust regions, therefore, are determined by both the BT D and MPI methods. The comparison of multisensor methods with the BT D method is shown in Fig. 1. It is obvious that the dust storm coverage which is determined by the multisensor method (red curve) is much closer to the true dust storm region (black curve) than that identified by the BT D method (green curve).

4. Conclusions and discussions

BT D has been a mature method to detect pure atmospheric dust over both sea and land surfaces, but it is helpless to find the dust covered by cloud. Microwave radiation, however, can

penetrate ice and is well suitable for monitoring dust storms when there exists an ice cloud. The method of using microwave to detect dust is based on the polarization difference technique which can partially overcome surface emissivity variability and distinguish dust from cloud. The results found here indicate that using MPI may provide accuracies of ~90% for detecting COD systems. Detection of COD with larger MPI or with better accuracy requires much additional studies. The new techniques were applied to the AMSR-E observations over northwest China. Although the techniques described in this paper exploit the AMSR-E observations, they could be easily adapted for other microwave sensor applications such as SSM/I and AMSU observations. By combining both the methods, it could be possible to overcome some of the weaknesses in the two techniques used alone. For example, the MPI data provide minimal discrimination for cloud over dust identified as ice cloud, but the BT_D can be used to detect many of the pure dust regions. Conversely, the MPI is not particularly helpful in the identification of weak dust storms, but BT_D appears to be useful in these cases. This approach has also a potential to discriminate dust from smoke. When dust and smoke are mixed together, the BT₄₅ should be much higher than the smoke-free dust event and the BT_D approach cannot discriminate the dust from the smoke. The microwave radiation, however, is not significantly scattered or absorbed by smoke. Microwave polarized brightness temperature difference can be used to detect the dust in this case.

Acknowledgments

This research is supported by the National Science Foundation of China under grant 40633017 and the National Basic Research Program of China (2006CB400501). The MODIS and AMSR-E microwave data were obtained from the NASA Earth Observing System Data and Information System, Distributed Active Archive Center (DAAC) at the GSFC.

References

- Ackerman, S. A. (1997). Remote sensing aerosols using satellite infrared observations. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 17,069–17,080.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227–1230.
- Bréon, F.-M., Tanré, D., & Generoso, S. (2002). Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, 295, 834–838.
- DeMott, P. J., Sassen, K., Poellot, M., Baumgardner, D., Rogers, D. C., Brooks, S., et al. (2003). African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophysical Research Letters*, 30, 1732. doi:10.1029/2003GL017410
- El-Askary, H., Gautam, R., Singh, R. P., & Kafatos, M. (2006). Dust storms detection over the Indo-Gangetic basin using multi sensor data. *Advances in Space Research Journal*, 37, 728–733.
- El-Askary, H. M., Sarkar, S., & El-Ghazawi, T. A. (2003). Multisensor approach to dust storm monitoring over the Nile delta. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41, 2386–2391.
- Ferraro, R. R., & Grody, N. C. (1994). Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I. *Remote Sensing Reviews*, 11, 195–209.
- Greenwald, T. J., Combs, C. L., Jones, A. S., Randel, D. L., & Vonder Haar, T. H. (1997). Further developments in estimating cloud liquid water over land using microwave and infrared satellite measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 389–405.
- Greenwald, T. J., Combs, C. L., Jones, A. S., Randel, D. L., & Vonder Haar, T. H. (1999). Error estimates of spaceborne passive microwave retrievals of cloud liquid water over land. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 796–804.
- Haywood, J. M., Ramaswamy, V., & Soden, B. J. (1999). Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans. *Science*, 283, 1299–1305.
- Higurashi, A., & Nakajima, T. (2002). Detection of aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophysical Research Letters*, 29, 1836. doi:10.1029/2002GL015357
- Huang, J., Lin, B., Minnis, P., Wang, T., Wang, X., Hu, Y., et al. (2006). Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia. *Geophysical Research Letters*, 33. doi:10.1029/2006GL026561
- Huang, J., Minnis, P., Lin, B., Wang, T., Yi, Y., Hu, Y., et al. (2006). Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES. *Geophysical Research Letters*, 33, L06824. doi:10.1029/2005GL024724
- Legrand, M., Plana-Fattori, A., & N'Doume, C. (2001). Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, infrared difference dust index. *Journal of Geophysical Research*, 106, 18,251–18,274.
- Li, Z., Fraser, R., Jin, J., Abuelgasim, A. A., Csizsar, I., Gong, P., et al. (2003). Evaluation of algorithms for fire detection and mapping across North America from satellite. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 4076. doi:10.1029/2001JD001377
- Prata, A. J. (1989). Observations of volcanic ash clouds in the 10–12 micrometer window using AVHRR/2 data. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 751–761.
- Prata, A. J., & Grant, I. F. (2001). Retrieval of microphysical and morphological properties of volcanic ash plumes from satellite data: Application to Mt. Ruapehu, New Zealand. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 2153–2179.
- Rosenfeld, D., & Nirel, R. (1996). Seeding effectiveness — The interaction of desert dust and the southern margins of rain cloud systems in Israel. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 1502–1510.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., & Lahav, R. (2001). Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 98(11), 5975–5980.
- Sokolik, I. N., & Toon, O. B. (1996). Direct radiative forcing by anthropogenic mineral aerosols. *Nature*, 381, 681–683.
- Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., Higurashi, A., & Sano, I. (2002). Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophysical Research Letters*, 107, 2158. doi:10.1029/2002GL016251
- Tegen, I., & Lacis, A. A. (1996). Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 101, 19237–19244.
- Twomey, S., Piepgrass, M., & Wolfe, T. L. (1984). An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, 36B, 356–366.
- Wang, S., Wang, J., Zhou, Z., Shang, K., Yang, D., & Zhao, Z. (2003). Regional characteristics of dust events in China. *Journal of Geographical Sciences*, 13, 35–44.
- Wentz, F. J. (1998). *Algorithm theoretical basis document: AMSR ocean algorithm*. Remote Sensing Systems Tech. Rep. 110398, Santa Rosa, CA 28 pp.

Further reading

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V., & Welton, E. J. (2000). Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, 288, 1042–1047.
- Levi, Y., & Rosenfeld, D. (1996). Ice nuclei, rainwater chemical composition, and static cloud seeding effects in Israel. *Journal of Applied Meteorology*, 35, 1494–1501.

Effects of dust storms on microwave radiation based on satellite observation and model simulation over the Taklamakan desert

J. Ge¹, J. Huang¹, F. Weng², and W. Sun³

¹College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, China

²NOAA/NESDIS, Camp Springs, Maryland, USA

³Dept. of Atmospheric Sciences, Hampton University, Hampton, Virginia, USA

Received: 17 March 2008 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 22 April 2008

Revised: 3 July 2008 – Accepted: 17 July 2008 – Published: 27 August 2008

Abstract. Effects of dust particles on microwave radiation over the Taklamakan desert are studied with use of measurements from the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) on the EOS Aqua satellite and a microwave radiation transfer model. Eight observed cases show that the signal from atmospheric dust can be separated from the surface radiation by the fact that the dust particles produce stronger scattering at high frequencies and depolarize the background desert signature. This result of satellite data is consistent with the model simulation.

1 Introduction

Taklamakan is the second largest desert in the world and a major source of dust aerosols in East Asia. The strong winds often stir up surface sand, lift small particles and trigger monster dust storms. The most serious dust storms, called blind dust storms, can cause near-zero visibility. There are nearly 60 sandy days throughout a year over Taklamakan desert, and most of dust particles are transported into the atmosphere and form a layer of dust aerosols. These dust particles have been recognized as important atmospheric constituents because dust particles influence the global climate by scattering and absorbing solar radiation, and absorbing and emitting outgoing longwave radiation (Twomey et al., 1984; Albrecht, 1989; Resenfeld et al., 2001; DeMott et al., 2003; Huang et al., 2006; Slings et al., 2006). Recently, Huang et al. (2007) use the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) to monitor the dust aerosols originated from the Taklamakan desert and point out that these dust plumes even can sack up against the northern slope of

Tibetan Plateau, these dust plumes over Tibetan Plateau may alter the atmospheric circulation and lead to an earlier onset and intensification of the Indian monsoon (Lau and Kim, 2006). The aerosols associated with dust storms can also pose a serious health risk for people with respiratory disorders. It is imperative to monitor the dust storms and predict their evolution for both climate and environment researches.

Several techniques have been developed for detecting and tracking dust storms. One of the detection methods is based on brightness temperature differences (BTD) either in two or three thermal-infrared channels (Prata, 1989; Ackerman, 1997; Legrand et al., 2001; Prata and Grant, 2001). This approach enables people to discriminate dust from the clear sky over oceans and land. Limited work has been done on the sensitivity of microwave radiation to aerosols including volcanic ash (Delene et al., 1996) and in particular dust storms (El-Askary, 2003 and 2006). The lack of interests in using microwave measurements for dust storm detection may be due to incomplete knowledge on dust particle size relative to the wavelength (or size parameter). In general, microwave radiation can penetrate through the dust storm with little attenuation when the size parameter is small. From recent in-situ measurements, the dust aerosols can be as large as a millimeter size. Such particles can also be charged as well (Yang et al., 2003).

El-Askary (2003) studied dust storms using Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) data. At microwave frequencies, dust particles could scatter significant amount of radiation as identified by the scattering index (SI) which was developed by Ferraro and Grody (1994) for precipitation monitoring. In this study, we further examine the effects of dust storms on the AMSR-E brightness temperatures (T_b) and use the brightness temperatures to deduce the information on dust particles.



Correspondence to: J. Huang
(hjp@lzu.edu.cn)

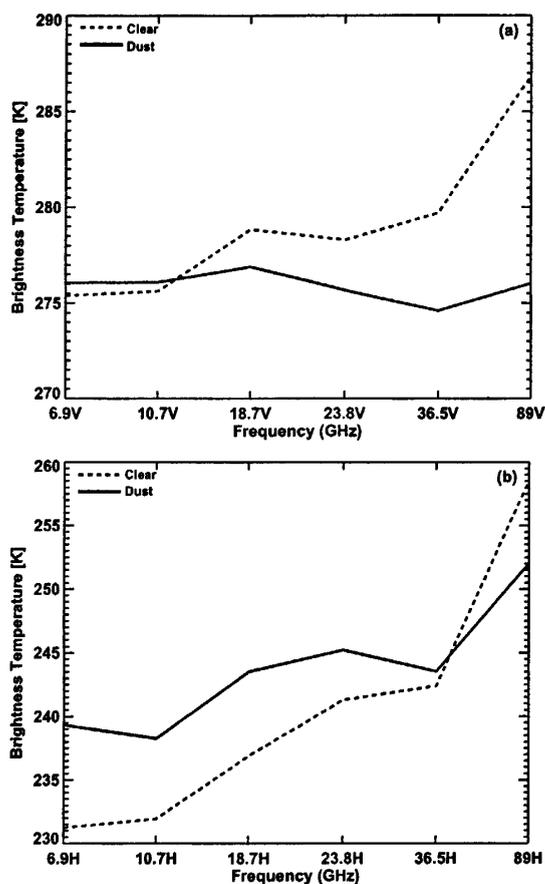


Fig. 1. Comparison of polarized brightness temperature of the dust case on 18 March 2005 and clear sky values of March 2005 as function of frequency. Upper panel is for vertical T_b , lower is for horizontal.

2 Data and model

The data used in this study are from the Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR-E) onboard the NASA EOS Aqua satellite which was launched in May 2003. The AMSR-E has 12 channel polarization measurements at six frequencies in a range of 6.9 to 89 GHz. It conically scans the whole globe in two days as it ascends and descends around the earth. The AMSR-E antenna temperature was converted to brightness temperatures using the method proposed by Wentz (1998). For the period of 2003 to 2006, we have identified and collected eight dust storm cases (see Table 1) over the Taklamakan desert.

The model used in this study is a vector discrete ordinate microwave radiative transfer (V-DISORT) program (Weng, 1992), which is applied to simulate microwave radiation

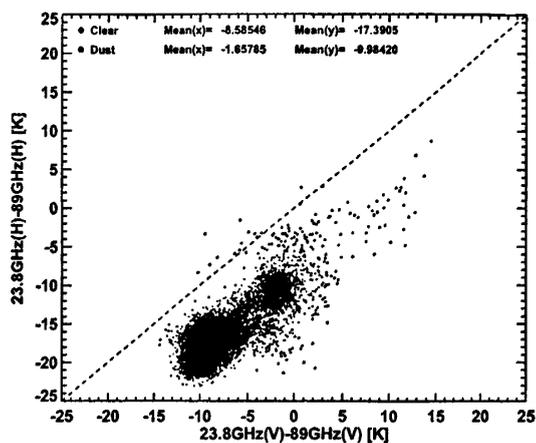


Fig. 2. Comparison of the brightness temperature difference (in K) between $T_{23.8\text{GHz}(V)} - T_{89\text{GHz}(V)}$ and $T_{23.8\text{GHz}(H)} - T_{89\text{GHz}(H)}$ for eight dust cases. The blue color represents the clear data and red the dust.

Table 1. Eight dust cases used in this study.

Case	Date	GMT	Lat ($^{\circ}\text{N}$)	Lon ($^{\circ}\text{E}$)
1	04/09/2003	07:14	38.7–39.3	78.0–78.8
2	03/12/2004	07:02	38.9–39.3	81.0–82.0
3	04/23/2004	07:39	37.5–38.0	78.8–80.2
4	01/30/2005	06:38	38.4–39.5	81.5–83.5
5	03/18/2005	06:38	36.3–36.7	80.7–82.0
6	03/13/2006	06:44	38.8–39.7	78.3–81.2
7	03/14/2006	07:27	38.0–39.0	78.0–80.0
8	03/15/2006	06:31	36.8–37.7	80.5–83.0

transfer in the atmosphere. The effects of dust particles on microwave radiation are simulated by this model with an assumption of spherical dust particle shapes.

3 Analysis and results

The particle sizes of sand and dust over the Taklamakan desert are mainly in a range of 0.002–0.2 mm (Yang et al., 2003). Strong winds not only lift small dust aerosols into the air higher than 1 km but also form a horizontal flow of large particles within a boundary layer about 1.5 m in thickness. Both dust particles suspending in the air and flowing near the surface can have a significant impact on microwave radiation transfer.

In this study, we examine the effect of dust storms on the AMSR-E T_b and use it to deduce the signal of dust particles. Figure 1 compares the mean T_b for both vertical and horizontal polarizations from the dust storm case on 18 March 2005 with those from the clear sky cases on March 2005. At verti-

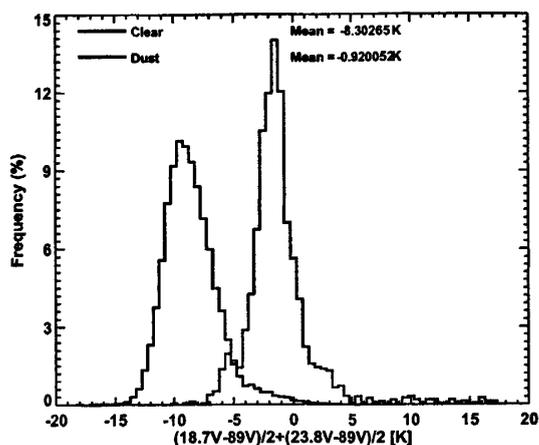


Fig. 3. Comparison of the microwave scattering index i.e. $SCAT=(18.7V-89V)/2+(23.8V-89V)/2$ between clear and dusty data. The blue color represents the clear sky. The red color is the dust cases.

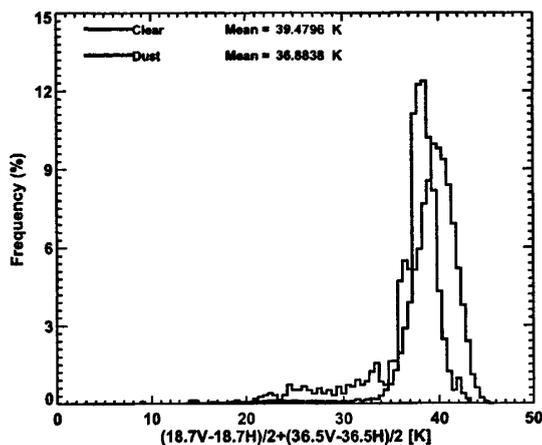


Fig. 4. Comparison of the microwave polarized brightness temperatures difference i.e. $PTD=(18.7V-89V)/2+(23.8V-89V)/2$ between clear and dusty data. The blue color represents the clear sky. The red color is the dust cases.

Table 2. Surface emissivity of vertical and horizontal channels for six AMSR-E frequencies.

Frequency (GHz)	Surface Emissivity	
	vertical	horizontal
6.9	0.882	0.749
10.7	0.888	0.752
18.7	0.901	0.763
23.8	0.900	0.772
36.5	0.904	0.785
89.0	0.940	0.830

cal polarization (Fig. 1a), the brightness temperature spectra display a distinct feature, especially at high frequency. The difference between the T_b of vertical polarization for clear and sandy days can reach 10.5 K at 89 GHz. This brightness temperature depression is presumably attributed to the extinction of the upwelling surface microwave radiation by the dust particles. At low frequencies, the attenuation of microwave radiation by dust aerosol is small at the vertical polarization, because the dust particle size parameters are small at these long wavelengths. At the horizontal polarization (Fig. 1b), the brightness temperature for the dust case is initially larger than that of clear sky at lower frequencies and then becomes smaller at 89 GHz. We can explain this oscillated feature in terms of relative contributions from surface, and dust emission and scattering. For clear sky conditions, the brightness temperature at 6.9 GHz is lower because of the low surface emissivity and a lack of atmospheric emission. When dust storms occur, the brightness temperature increases as a result of increasing atmospheric emission from

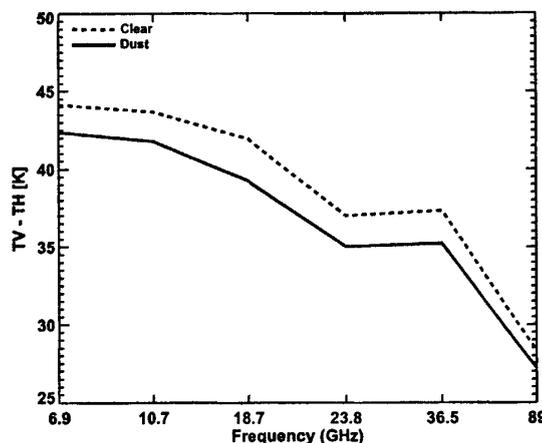


Fig. 5. Comparison of the average polarized brightness temperature difference as a function of frequency.

the dust. At higher frequencies, the surface emissivity is relatively higher at horizontal polarization, where the brightness temperature difference between clear and dust conditions mainly depends on whether there are large particles that produce significant scattering.

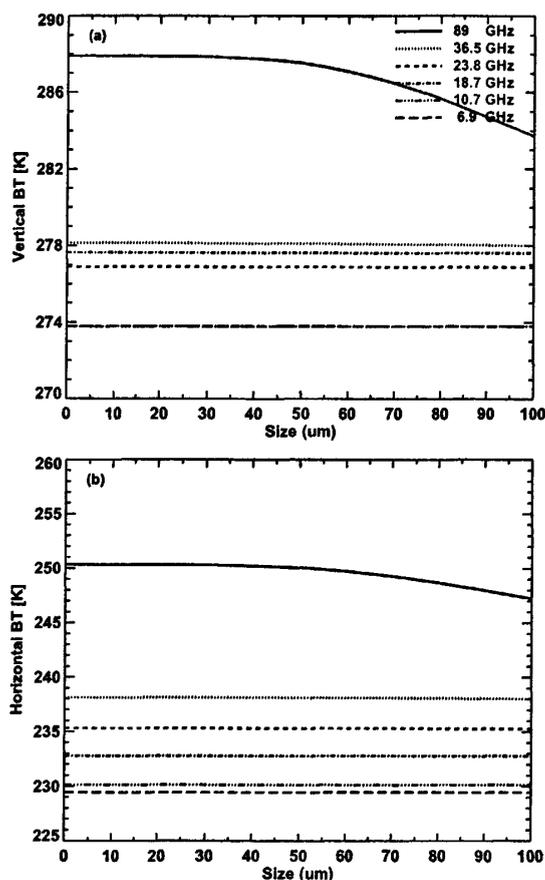


Fig. 6. Sensitivity of brightness temperature variation to dust particle size for six AMSR-E frequencies. The dielectric constant is $5.52 - 0i$.

To quantify the scattering intensity, Basist et al. (1996) defines a scattering index. Here, we revise it by using the brightness temperature difference between 23.8 and 89 GHz to identify the scattering effects of dust aerosols. Figure 2 shows the scatter plot of $T_{23.8\text{GHz}(V)} - T_{89\text{GHz}(V)}$ against $T_{23.8\text{GHz}(H)} - T_{89\text{GHz}(H)}$ for eight cases. The scattering indices using the vertical and horizontally polarized measurements are distinct for dust and clear sky groups. For the clear sky groups represented by blue dots, the values of $T_{23.8\text{GHz}} - T_{89\text{GHz}}$ are small, where the mean scattering indices are -8.59 K and -17.39 K , for the respective different polarizations. In contrast, the mean values of $T_{23.8\text{GHz}} - T_{89\text{GHz}}$ are much large for dust groups. At horizontal polarization, the mean scattering index is 6.93 K warmer than the clear groups. It is about 7.41 K warmer for vertical polarization. Dust particles have scattering effects at high frequencies for both the vertical and horizontal microwave channels.

In Fig. 2, the mean value of $T_{23.8\text{GHz}(H)} - T_{89\text{GHz}(H)}$ for dust groups is much larger than that for the clear groups, which also indicates that the decrease of brightness temperature at the high frequency is due to the dust particles in the atmosphere but not the surface phenomena. To use the full spectral information from AMSR-E data, we further introduce an index that is based on the brightness temperatures of three vertical polarization channels at 18.7, 23.8, and 89 GHz so that

$$\text{SCAT} = (18.7V - 89V)/2 + (23.8V - 89V)/2 \quad (1)$$

Figure 3 displays the probability density functions (PDF) of the SCAT from all pixel-level data for either clear or dust cases. It appears that the clear and dust pixels can be separated between two PDFs. Smaller values of SCAT occur more frequently for clear desert, compared to these from dusty cases. The mean SCATs are -8.30 K and -0.61 K for clear and dust cases, respectively. Note that for the dust cases, the SCAT can reach 10 K . These extreme values are typically associated with strong dust storms which can lift up more and larger dust particulates and cause stronger scattering. It should be pointed out that the SCAT over Taklamakan desert is typically negative in our study but positive over Sahara from a study by Neale (1990) who used the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) data. This difference may be due to a significant difference in chemical components of the two deserts and/or the calibration problems associated with SSM/I.

Deserts are normally characterized by a large polarization difference in brightness temperature at all microwave frequencies when atmosphere is clear. When dust storms occur, the polarization difference becomes smaller. Here, we define another index in reflecting the polarization change from the dust storms, viz.,

$$\text{PTD} = (18.7V - 18.7H)/2 + (36.5V - 36.5H)/2. \quad (2)$$

Figure 4 plots the frequency distribution of the polarization difference for clear and the dusty cases. For clear cases, the mean value of the expression is 39.48 K , which is slightly greater than the mean value of dusty cases of 36.72 K . In a dust storm, the dust particles in the air and near surface can distribute randomly. These randomly distributed particles can emit and scatter microwave radiation to all directions, therefore depolarizing surface radiation as shown in Fig. 5. Note that the presence of dust particles does not significantly depolarize surface radiation at high frequencies, because at high frequencies surface polarization difference is not significant.

To further elucidate the scattering properties of dust particles, simulations were conducted using the radiative transfer model. In the model calculations, the dust particles are assumed to be spheres with a normal size distribution. The aerosol concentration over East Asia is often high (Li et al., 2007), the average number concentration of dust particles is

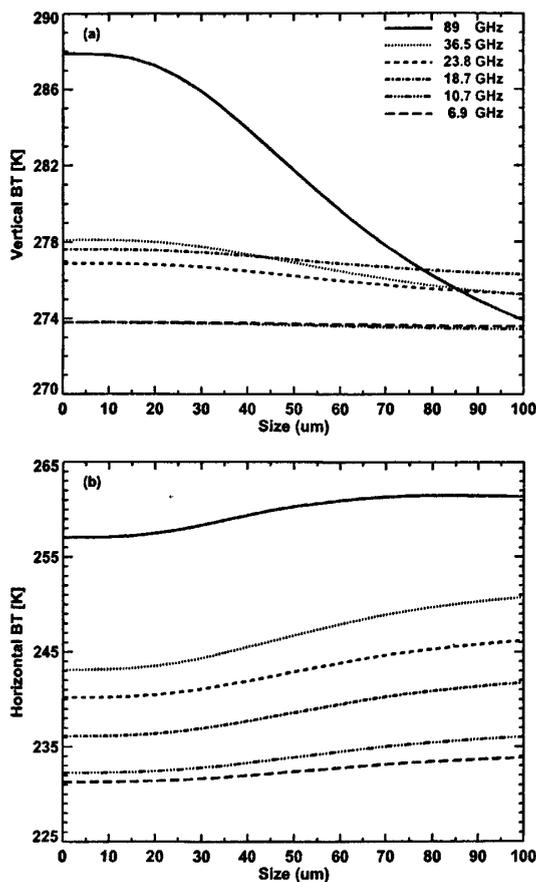


Fig. 7. Sensitivity of brightness temperature variation to dust particle size for six AMSR-E frequencies. The dielectric constant is 5.52–0.024i.

extremely large over desert region and set to be 1700 cm^{-3} (Cheng et al., 2004). Vertical profiles of temperature, pressure, humidity are from NCEP re-analysis data of 18 March 2005.

Figure 6 shows the model simulation result of the brightness temperature variation as a function of dust particle size without considering dust absorption property. The dielectric constant is 5.52 for dry sand at the six frequencies of AMSR-E. It clearly shows that both the vertical- and horizontal-polarization Tbs at the high frequency of 89 GHz are significantly reduced as dust particle size increases. In Fig. 6a, the Tb is 4.2 K higher when particle size is $100 \mu\text{m}$ than that in clear sky (i.e. $0 \mu\text{m}$) and the difference of Tb between clear and $100 \mu\text{m}$ is 3 K. For the other frequencies from 36.5 to 6.9 GHz, because of the wavelengths are much larger than particle sizes, both the vertical- and horizontal-polarization Tbs are almost invariant. Figure 7 is the same as Fig. 6, but

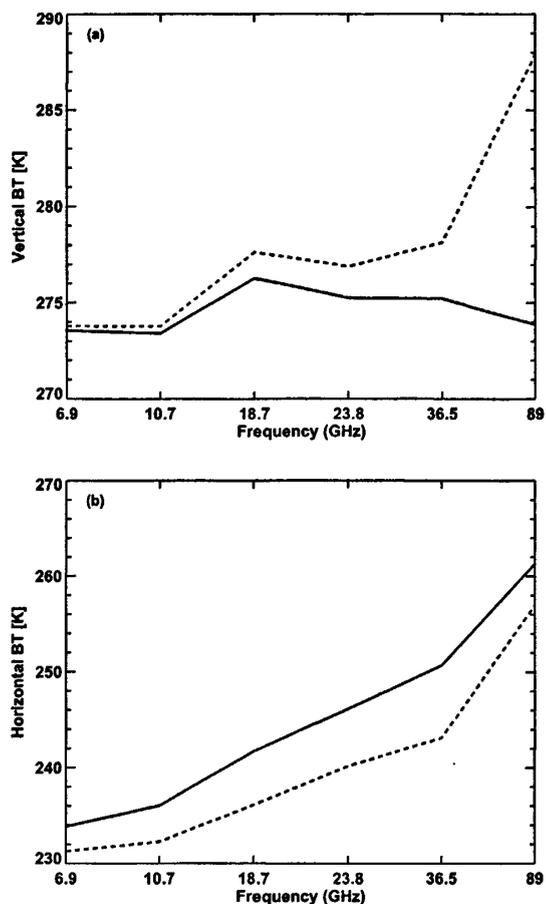


Fig. 8. Comparison of simulated polarized brightness temperature of the dust case on 18 March 2005 and clear sky values of March 2005 as function of frequency. Upper panel is for vertical Tb, lower is for horizontal.

considering dust absorption, the dielectric constant is 5.52–0.024i. Both scattering and absorption cause the vertical-polarization Tb at 89 GHz to be reduced rapidly with the increase of particle size. As shown in Fig. 7a, the difference of Tb between clear ($0 \mu\text{m}$) and $100 \mu\text{m}$ particle size conditions can reach 14 K for 89 GHz. For 36.5, 23.8 and 18.7 GHz, the absorption of dust can also damp the microwave radiance penetrating the dust layer and the difference of Tb between clear ($0 \mu\text{m}$) and $100 \mu\text{m}$ conditions are 2.9 K, 1.8 K and 1.5 K, respectively. In Fig. 7b, all of the Tbs at the six frequencies become larger and larger with the increase of particle size. Thermal emission could account for this phenomenon.

Figure 8 is the model-simulated result of clear condition of March 2005 and the dust case on 18 March 2005. Firstly, we set a clear condition and adjust the surface emissivity of both vertical and horizontal channels for the six AMSR-E frequencies to make the simulation have the same values with satellite observed clear sky result. Table 2 shows the emissivity in the model (Karbou, 2003). Comparing with Fig. 1, we can see that both the dashed lines in Fig. 1 and Fig. 8 which represent the Tb of clear sky have same values at each channel. Then, we add dust particle into the model and simulate the microwave radiance which passes through the dust layer and is received by satellite sensor. In Fig. 8a, the Tb value of solid line at 89 GHz is 274 K that is much smaller than that of dashed line because of strong dust extinction effect on vertical polarized channel. The feature is consistent with it in Fig. 1a. For the horizontal channel of 89 GHz, there is a difference between observation and simulation. In Fig. 1b, the Tb value of dust at 89 GHz is pronouncedly smaller than that of clear day. But in Fig. 8b, when dust is present, the Tb value of 89 GHz is 1.3 K higher than that under clear condition. The microwave brightness temperatures in the vertical polarization are not sensitive to sand particle habit, but it is sensitive to it in horizontal polarization (Hong et al., 2007). Thus, the lack of accurate particle size distribution, shape and dielectric constant may introduce the difference of observation and simulation. We also calculated the PTD using the simulated Tb values. For clear day, the value of the expression (2) is 37.8 K and higher than that of sandy day which is 29.52 K. The model results confirm that dust depolarizes surface radiation.

4 Conclusions and discussions

AMSR-E brightness temperatures are analyzed for eight dust-storms over Taklamakan Desert during the period between 2003 and 2006; the impacts of dust on microwave radiation are also investigated by a radiative transfer model. Both the observed and the model-simulated results show that the brightness temperatures at high microwave frequencies are depressed due to dust scattering. The dust particles also have some weak depolarization effects on surface microwave emission from deserts. This finding is significant when microwave measurements from space are combined with infrared sensor data. In an infrared algorithm, the brightness temperature differences between 8 and 11 μm vs. those between 11 and 12 μm can discriminate the dust from clear sky (Ackerman, 1997). However, the most common dust storms in East Asia are those caused by strong winds behind a cold front and generally coexist with cirrus. Because the visible-infrared radiance is primarily sensitive to the upper cirrus cloud layer, especially when the upper-layer cirrus clouds are thick, the BTD approach can hardly detect dust underneath the cirrus clouds. Since the microwave radiation is not affected by ice clouds, the change in microwave brightness

temperature spectrum can be solely associated with dust particle effect when cirrus clouds and dust coexists in the atmosphere. A multi-sensor algorithm has been recently developed to detect all dust storms using VIS-IR (visible-infrared) and microwave measurements (Huang et al., 2007). It is shown that the algorithm can detect cloud-over-dust system while infrared measurements are only for the cloud-free-dust system.

Further investigation of dust effects on microwave still need to be done for us. Some measurements and research works show that dust particles in dust storms can carry charges (KAMRA, 1972), particle shape is non-sphere (Dubovik et al., 2002, 2006; Yang et al., 2007) and particle size distributions are uncertain. All of these should be considered in future work in order to give a perfect theoretical explanation.

Acknowledgement. This research is supported by National Science Foundation of China under grant (40725015 and 40633017) The MODIS and AMSR-E microwave data were obtained from the NASA Earth Observing System Data and Information System, Distributed Active Archive Center (DAAC) at the GSFC.

Edited by: Q. Fu

References

- Ackerman, S. A.: Remote sensing aerosols using satellite infrared observations, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 17 069–17 080, 1997.
- Albrecht, B. A.: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230, 1989.
- Basist, A., Garrett, D., Ferraro, R., Grody, N. C., and Forsyth, D.: A comparison between snow cover products derived from visible and microwave satellite observations, *J. Appl. Meteor.*, 35, 163–177, 1996.
- Bréon, F.-M., Tanré, D., and Generoso, S.: Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834–838, 2002.
- Cheng, T., Lu, D., Chen, H., et al.: Physical characteristics of dust aerosol over Hunshan Lake sandland in Northern China, *Atmos. Environ.*, 39, 1237–1243, 2004.
- Christopher, M. U., Neale, M., McFarland, M. J., and Chang, K.: Land-Surface-Type classification using microwave brightness temperatures from the special sensor microwave/imager, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 28(5), 829–838, September 1990.
- Delene, D., Rose, W., and Grody, N.: Remote sensing of volcanic ash clouds using the special sensor microwave imager data, *J. Geophys. Res.*, 101, 11 579–11 588, 1996.
- DeMott, P. J., Sassen, K., Poellot, M., Baumgardner, D., Rogers, D. C., Brooks, S., Prenni, A. J., and Kreidenweis, S. M.: African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 14, 1732, doi:10.1029/2003GL017410, 2003.
- Dubovik, O., Holben, B. N., Lapyonok, T., Sinyuk, A., Mishchenko, M. I., Yang, P., et al.: Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10, 1415, 2002.

- Dubovik, O., Alexander, S., Tatyana, L., et al.: The application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619, 2006.
- El-Askary, H., Sarkar, S., Kafatos, M., and El-Ghazawi, T. A.: Multisensor approach to dust storm monitoring over the Nile delta, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 41, 2386–2391, 2003.
- El-Askary, H., Gautam, R., Singh, R. P., and Kafatos, M.: Dust storms detection over the Indo-Gangetic basin using multi sensor data, *Adv. Space Res.*, 37, 728–733, 2006.
- Ferraro, R. R. and Grody, N. C.: Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I, *Remote Sens. Rev.*, 11, 195–209, 1994.
- Huang, J., Ge, J., and Weng, F.: Detection of Asia dust storm using satellite microwave, visible and infrared measurements, *Remote Sens. Environ.*, 110, 186–191, 2007.
- Huang, J., Lin, B., Minnis, P., Wang, T., Wang, X., Hu, Y., Yi, Y., and Ayers, K.: Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19802, doi:2006GL026561, 2006.
- Huang, J., Minnis, P., Lin, B., Wang, T., Yi, Y., Hu, Y., Sun-Mack, S., and Ayers, K.: Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06824, doi:10.1029/2005GL024724, 2006.
- Huang, J., Minnis, P., Yi, Y., et al.: Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan Plateau, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18805, doi:10.1029/2007GL029938, 2007.
- Hong, G., Yang, P., Weng, F., and Liu, Q.: Microwave scattering properties of sand particles: Application to the simulation of microwave radiances over sandstorms, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 109, 684–702, doi:10.1016/j.jqsrt.2007.08.018, 2007.
- KAMRA, A. K.: Measurements of the electrical properties of dust storms, *JGR*, 77, 5856–5869, 1972.
- Karbou, F., Eymard, L., Prigent, C., and Pardo, J. R.: Microwave land surface emissivity assessment using AMSU-B and AMSU-A measurements, *IEEE*, 4, 2302–2304, 2003.
- Lau, K.-M., Kim, K.-M.: Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall and circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21810, doi:10.1029/2006GL027546, 2006.
- Legrand, M., Plana-Fattori, A., and N'Doume, C.: Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, Infrared difference dust index, *J. Geophys. Res.*, 106, 18 251–18 274, 2001.
- Li, Z., Chen, H., and Cribb, M.: Preface to special section on East Asian Studies of Tropospheric Aerosols: An International Regional Experiment (EAST-AIRE), *Geophys. Res. Lett.*, 112, D22S00, doi:10.1029/2007JD008853, 2007.
- Prata, A. J.: Observations of volcanic ash clouds in the 10–12 micrometer window using AVHRR/2 data, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 751–761, 1989.
- Prata, A. J. and Grant, I. F.: Retrieval of microphysical and morphological properties of volcanic ash plumes from satellite data: Application to Mt. Ruapehu, New Zealand, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 2153–2179, 2001.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y., and Lahav, R.: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, *P. Natl. A. Sci.*, 98(11), 5975–5980, 2001.
- Slingo, A., Ackerman, T. P., Allan, R. P., et al.: Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24817, doi:10.1029/2006GL027869, 2006.
- Twomey, S., Piepgrass, M., and Wolfe, T. L.: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo, *Tellus*, 36B, 356–366, 1984.
- Wentz, F. J.: Algorithm theoretical basis document: AMSR ocean algorithm, *Remote Sens. Sys.*, Tech. Rep., 28, 110398, Tech. Report no. 110398, 28pp., Santa Rosa, CA, USA, 1998.
- Yang, P., Feng, Q., Hong, G., Kattawar, G. W., Wiscombe, W. J., Mishchenko, M. I., et al.: Modeling of the scattering and radiative properties of nonspherical dust particles, *J. Aerosol. Sci.*, 38, 995–1014, 2007.
- Yang, D., Shang, K., and Wang, S.: *Dust Storm (in Chinese)*, Meteorology Press, Beijing, China, 2003.
- Weng, F.: A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere—I. Theory, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 47, 19–33, 1992.
- Weng, F.: A multi-layer discrete-ordinate method for vector radiative transfer in a vertically-inhomogeneous, emitting and scattering atmosphere—II, *Appl. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 47, 35–42, 1992.

文章编号:1002-2082(2009)02-0202-08

利用 HITRAN 资料研究黑碳和沙尘 气溶胶粒子的光学特性

葛颢铭, 刘玉芝, 黄建平, 苏 婧, 李积明, 闭建荣

(兰州大学 大气科学学院, 甘肃 兰州, 730000)

摘 要: 在 IDL 程序语言中实现 Mie 理论的数值算法, 利用 HITRAN 资料提供的气溶胶粒子复折射指数, 计算分析了沙尘、黑炭 2 种气溶胶粒子在不同半径 ($1\ \mu\text{m}$, $2.5\ \mu\text{m}$ 和 $10\ \mu\text{m}$) 时, 对波长为 $400\ \text{nm}$ 和 $860\ \text{nm}$ 光的散射效率以及散射相函数矩阵元素。结果表明: 黑炭与沙尘有明显的光学性质差别, 沙尘粒子不仅散射效率大于黑炭, 而且后向散射比黑炭粒子强。2 种粒子对 $400\ \text{nm}$ 和 $860\ \text{nm}$ 太阳光的偏振也不同, 可以利用此特性鉴别这 2 种气溶胶。

关键词: 黑碳粒子; 沙尘粒子; 气溶胶; HITRAN; Mie 理论

中图分类号: O436.2

文献标志码: A

Optical characteristics of black carbon and dust aerosols with HITRAN data

GE Jin-ming, LIU Yu-zhi, HUANG Jian-ping, SU Jing, LI Ji-ming, BI Jian-rong

(Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The numerical algorithm of Mie theory was realized in IDL. The scattering efficiency and phase matrix elements of black carbon and dust aerosols at $400\ \text{nm}$ and $860\ \text{nm}$ wavelength were calculated when their radius were $1\ \mu\text{m}$, $2.5\ \mu\text{m}$ and $10\ \mu\text{m}$. The results show that the optical characteristics of the black carbon and dust are significantly different, and both the scattering efficiency and backward scattering of the dust are greater than those of the black carbon. Since the lighting polarizations of the two aerosols are different at the sun light of $400\ \text{nm}$ and $860\ \text{nm}$, both the aerosols can be distinguished with the characteristics.

Key words: black carbon; dust; aerosol; HITRAN; Mie theory

引言

气溶胶粒子对气候系统的变化有重要的强迫作用,一方面它通过散射和吸收太阳辐射,直接影响地气系统的辐射能量收支;另一方面它可以作为凝结核改变云粒子大小分布、数浓度、组成成分、反照率等物理、化学特性,从而影响地气系统的能量平衡。Ramanathan^[1]等人研究指出:气溶胶对气候的直接和间接作用可以影响到全球的水循环,这将

成为本世纪最大的气候环境问题之一。黑碳和沙尘气溶胶粒子对气候变化的强迫作用已经引起了广泛关注^[2-3],在我国北方广大地区,冬季燃煤供暖,春季大范围的沙尘天气爆发,这使得黑碳和沙尘在冬、春季节成为这一地区主要的气溶胶粒子。通过分析黑碳和沙尘气溶胶不同的光学特性,可以帮助我们定量理解二者对北方地区辐射能量收支的影响和对气候变化不同的强迫作用。

收稿日期:2008-07-01; 修回日期:2008-08-08

基金项目:科技部 973 项目(2006CB403705);国家自然科学基金重点项目(40730949);国家自然科学基金(40633017)

作者简介:葛颢铭(1982-),男,甘肃省兰州市人,在读博士研究生,主要从事大气辐射研究工作。E-mail:gejm05@lzu.cn

本文基于各向均一的球形 Mie 散射理论基础,在 IDL(interactive data langue)程序语言中实现了该理论的数值算法,并利用最新版 HITRAN2004 数据库提供的黑碳和沙尘气溶胶粒子的复折射指数,对二者的光学特性进行了计算和对比分析。

1 数据与方法

1.1 HITRAN 数据库介绍

HITRAN(high-resolution transmission)数据库作为目前世界范围内常用的大气分子光谱数据库,最初是由美国空军剑桥实验室在 20 世纪 60 年代为深入细致研究大气的红外辐射特性而创建的。到目前为止,HITRAN2004 可以列出逐线参数的大气气体已经扩展到 39 种,共有 1 789 569 条谱线;每条谱线的参数也已经从先前版本的 16 项

(100 字符)增加到 19 项(160 字符),为研究、模拟光在大气中的辐射、传输提供了详尽的光学参数。我们利用 HITRAN 数据集所提供(在实验室测得的沙尘与黑碳粒子)的复折射指数,并根据 Mie 散射理论对二者进行了散射效率和散射矩阵元素的计算。图 1(a)和图 1(b)分别是 HITRAN 资料 0.2 μm~40 μm 波长复折射指数的实部和虚部变化,其中实线表示沙尘,虚线为黑碳。我们知道,复折射指数的实部和虚部分别反映了粒子的散射和吸收能力的强弱。由图 1 可以看出,黑碳的散射和吸收能力均强于沙尘粒子,特别是 0.2 μm~10 μm 波段,黑碳折射指数的虚部大于 0.4,该值明显大于沙尘粒子的虚部值,这说明在同等粒子谱分布的情况下,黑碳对太阳辐射的吸收比沙尘强很多。

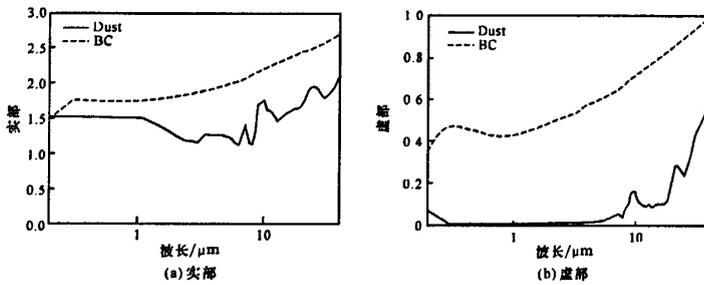


图 1 黑碳和沙尘气溶胶粒子的复折射指数实部和虚部

Fig. 1 Real and imaginary parts of refractive index for black carbon and dust aerosols (data from HITRAN 2004 database)

1.2 Mie 理论

国内外科学家已对 Mie 理论及其数值算法作了深入研究^[4-7],本文根据经典的各向均匀球形粒子 Mie 散射理论研究黑碳和沙尘粒子的光学特性。根据 Mie 理论,设球坐标系中的入射波为

$$E_i = E_0 e^{i(kr \cos \theta - \omega t)} [\sin \theta \cos \varphi e_r + \cos \theta \cos \varphi e_\theta - \sin \varphi e_\varphi] \quad (1)$$

式中: r 为散射点与观察点的矢径; θ 为散射角;

φ 为入射光振动面与散射面之间的夹角。

当其照射到均匀介质球粒子(半径为 a) 上时,在远场点 $r(r, \theta, \varphi)$ 处激发的散射电场 E_s 可由 Maxwell 方程组求得:

$$E_s = E_0 \frac{e^{i(kr - \omega t)}}{ikr} [-S_2(\theta) \cos \varphi e_\theta + S_1(\theta) \sin \varphi e_\varphi] \quad (2)$$

式中:

$$\begin{cases} S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left(a_n \frac{P_n^1(\cos \theta)}{\sin \theta} + b_n \frac{dP_n^1(\cos \theta)}{d\theta} \right) \\ S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} \left(a_n \frac{dP_n^1(\cos \theta)}{d\theta} + b_n \frac{P_n^1(\cos \theta)}{\sin \theta} \right) \end{cases} \quad (3)$$

$P_n^1(\cos \theta)$ 是 Associated Legendre 多项式:

$$P_n^1(\cos \theta) = \frac{\sin \theta}{2^n n!} \left(\frac{d}{d \cos \theta} \right)^{n-1} (\cos^2 \theta - 1)^n \quad (4)$$

若记 $\mu = \cos\theta$, 并定义 $\pi_n(\mu) = \frac{P_n^1(\mu)}{\sin\theta}$, $\tau_n(\mu) = \frac{dP_n^1(\mu)}{d\theta}$, 则有:

$$\begin{cases} \pi_n(\mu) = \frac{d}{d\mu}P_n(\mu), \tau_n(\mu) = \mu\pi_n(\mu) - (1 - \mu^2)\frac{d}{d\mu}\pi_n(\mu) \\ \pi_n(\mu) = \frac{2n-1}{n-1}\mu\pi_{n-1}(\mu) - \frac{n}{n-1}\pi_{n-2}(\mu), \tau_n(\mu) = n\mu\pi_n(\mu) - (n-1)\pi_{n-1}(\mu) \\ \pi_0(\mu) = 0, \pi_1(\mu) = 1 \end{cases} \quad (5)$$

式中 a_n 和 b_n 分别是尺寸参数 $x = ka = 2\pi a/\lambda$ 和粒子折射指数 $m = m_r + im_i$ (假定 $m_i \geq 0$) 的函数^[8]:

$$\begin{cases} a_n = \frac{m\Psi_n(mx)\Psi'_n(x) - \Psi_n(x)\Psi'_n(mx)}{m\Psi_n(mx)\xi'_n(x) - \xi_n(x)\Psi'_n(mx)} \\ b_n = \frac{\Psi_n(mx)\Psi'_n(x) - m\Psi_n(x)\Psi'_n(mx)}{\Psi_n(mx)\xi'_n(x) - m\xi_n(x)\Psi'_n(mx)} \end{cases} \quad (6)$$

式中 $\Psi_n(x) = xj_n(x)$ 和 $\xi_n(x) = xh_n^{(1)}(x)$ 分别是 Riccati-Bessel 函数和 Riccati-Hankel 函数, 满足以下递推关系:

$$\begin{cases} \Psi_n(x) = \frac{(2n-1)\Psi_{n-1}(x)}{x} - \Psi_{n-2}(x) \\ \xi_n(x) = \frac{(2n-1)\xi_{n-1}(x)}{x} - \xi_{n-2}(x) \end{cases} \quad (7)$$

和初始值:

$$\begin{cases} \Psi_0(x) = \sin x \\ \Psi_1(x) = \frac{\sin x - x\cos x}{x^2} \\ \xi_0(x) = -i\exp(ix) \\ \xi_1(x) = -\frac{-i-x}{x}\exp(ix) \end{cases} \quad (8)$$

一般来说, 在某些条件下直接计算 a_n 与 b_n 会由于数据过大而溢出, 为避免这种情况发生, 可引入 $\Psi_n(x)$ 的对数导数^[9]:

$$A_n(z) = \frac{d\ln[\Psi_n(z)]}{dz} \quad (9)$$

于是有:

$$\begin{cases} a_n = \frac{[A_n(mx)/m + n/x]\Psi_n(x) - \Psi_{n-1}(x)}{[A_n(mx)/m + n/x]\xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)} \\ b_n = \frac{[mA_n(mx) + n/x]\Psi_n(x) - \Psi_{n-1}(x)}{[mA_n(mx) + n/x]\xi_n(x) - \xi_{n-1}(x)} \end{cases} \quad (10)$$

Kattawar 和 Plass^[10] 证明 $A_n(z)$ 向下递推比较稳定, 本文我们采用向下递推:

$$A_{n-1}(z) = \frac{n}{z} - \frac{1}{\frac{n}{z} + A_n(z)} \quad (11)$$

由上可知, 只要求出 a_n 和 b_n 就可以求得表征

粒子光学特性的消光、散射、后向散射和吸收效率:

$$\begin{cases} Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} [(2n+1)\text{Re}(a_n + b_n)] \\ Q_{scn} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} [(2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2)] \\ Q_{back} = \frac{1}{x^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} [(2n+1)(-1)^n(a_n - b_n)] \right|^2 \\ Q_{abs} = Q_{ext} - Q_{scn} \end{cases} \quad (12)$$

根据以上理论分析, 在 IDL 程序语言中实现了 Mie 散射的数值计算。由于 Mie 散射计算中涉及较多的循环结构, 这会明显占用较多 CPU 时间。利用 IDL 对数组处理的优势, 优化了结构, 增加了对数组的整体运算, 减少了循环, 节省了计算时间; 同时利用 IDL 良好的可视化功能, 使得出结果的同时完成了数据的图形化。

2 结果分析

利用 (12) 式计算黑碳和沙尘粒子在 400 nm 和 860 nm 波段散射效率 Q_{scn} 随尺度参数 X 的变化, 如图 2 所示。由于沙尘和黑碳在这 2 个波段的复折射指数变化不大, 因此黑碳和沙尘粒子在 400 nm 和 860 nm 波段散射效率 Q_{scn} 基本一致。选择分析粒子在这 2 个波段的 Mie 散射特性, 主要是因为目前世界上广泛应用地面测量短波总辐射以及散射、辐射的仪器——多滤波旋转影带辐射仪 (MFRSRs) 之故。2 个用来测量气溶胶辐射特性的通道中心频率分别为 415 nm 和 870 nm, HITRAN 在 400 nm 和 860 nm 提供的粒子复折射指数与 MFRSRs 的工作波段最为接近, 通过在理论上研究这 2 个波长下的粒子光学特性, 可以为实际观测反演气溶胶提供依据。图 2 中实线和点虚线分别是沙尘粒子在 400 nm 波段, 复折射指数为 $1.53 - 0.008i$, 在 860 nm 波段, 复折射指数为 $1.52 - 0.008i$ 时, 散射效率 Q_{scn} 随尺度参数 X 的变化。可以看出: 当 X 小于 10 时, Q_{scn} 随 X 有显著的震荡变化; 当尺度参数 X 趋于较大时, Q_{scn} 趋于常数。由于在 400 nm 和 860 nm 波段

沙尘的复折射指数相近,因此2条线基本一致,当X接近100时, Q_{sc} 趋于1.62。点线和虚线代表的是黑碳粒子在400 nm和860 nm波段复折射指数的 Q_{sc} 随X的变化。由于黑碳在这2个波长的复折射指数相差不大,除了在X为2.5附近,860 nm的 Q_{sc} 比400 nm处略大外,2条线基本重合,并随X增大 Q_{sc} 接近于1.1。

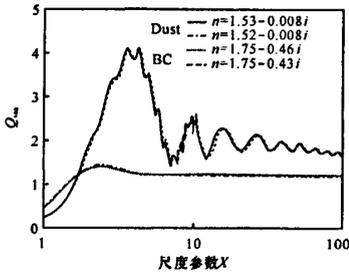


图2 黑碳和沙尘气溶胶粒子在400 nm和860 nm波长时散射效率 Q_{sc} 随尺度参数X的变化

Fig. 2 Variation of scattering efficiency Q_{sc} of black carbon and dust aerosols with size parameter X at wavelengths of 400 nm and 860 nm

图3~图5是400 nm波长下,2种粒子在半径分别为1 μm ,2.5 μm 和10 μm 时,散射相矩阵元素 p_{11} , $-p_{12}/p_{11}$, p_{33}/p_{11} , p_{34}/p_{11} 随散射角的变化。其中虚线代表黑碳粒子,实线为沙尘粒子。可以看出黑碳和沙尘粒子散射矩阵随散射角的变化是有明显区别的。散射相函数 p_{11} 表示入射光强经过粒子散射后在各个方向上的散射强度分布,从图3~图5各图的 p_{11} 可以看出,黑碳和沙尘随着粒子半径从1 μm 增大到10 μm ,它们的散射光强随散射角的增大而减弱,二者对光能量的散射主要集中在散射角小于 60° 的前向方向上,并且散射角在小于 30° 的范围内,黑碳和沙尘气溶胶散射光强分布比较一致。但是当散射角度大于 135° 时,沙尘粒子后向散射明显加强,而黑碳粒子无此特性,仅仅当散射角大于 160° 时,后向散射略有增强。由此可见,大气中漂浮的黑碳粒子可以使400 nm波长更多的太阳光辐射进入地球,对地气系统有增暖作用,而沙尘粒子由于后向散射相对较大,可以使一部分辐射能量返回太空,阻止更多的能量进入地气系统,在大气层顶起到冷却作用。在图3~图5中,黑炭和沙尘的线偏振度 $-p_{12}/p_{11}$ 也有明显的差别,特别

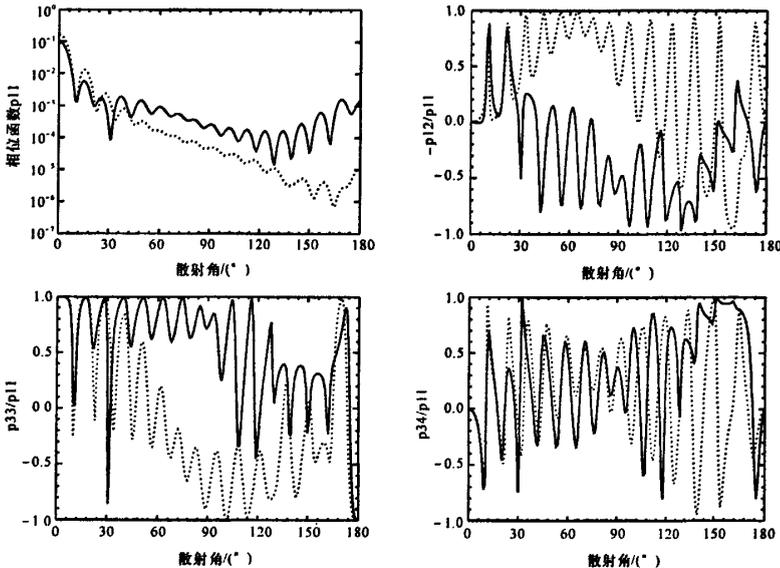


图3 400 nm波段,半径1 μm 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 3 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 400 nm wavelength (particle radius = 1 μm)

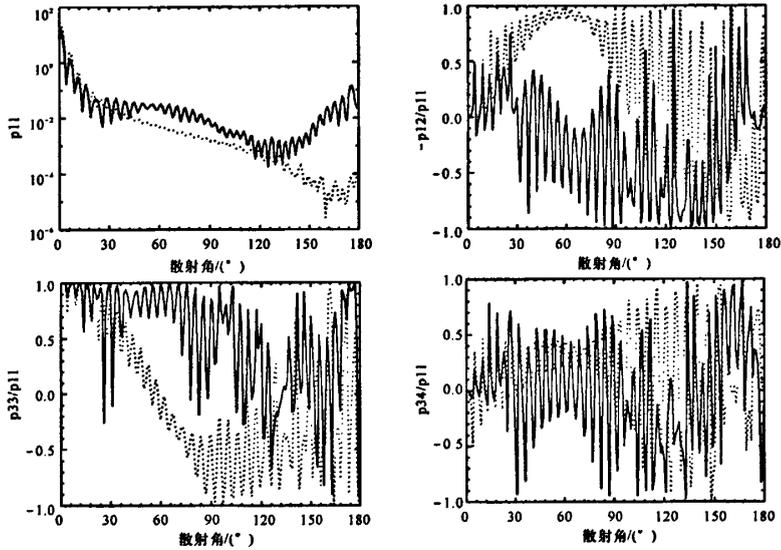


图 4 400 nm 波段, 半径 $2.5 \mu\text{m}$ 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 4 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 400 nm wavelength (particle radius = $2.5 \mu\text{m}$)

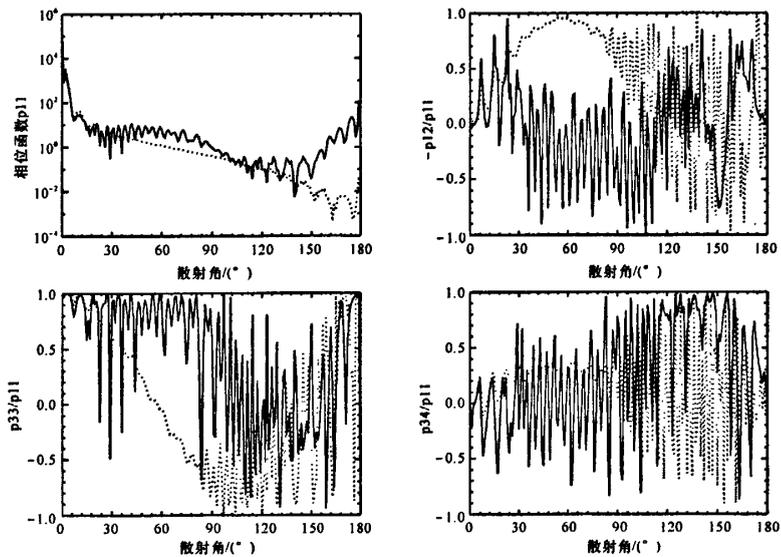


图 5 400 nm 波段, 半径 $10 \mu\text{m}$ 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 5 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 400 nm wavelength (particle radius = $10 \mu\text{m}$)

是在 $30^\circ \sim 60^\circ$ 的前向散射上, 黑炭的线偏振率在 $0.5 \sim 1$ 范围内变化, 而沙尘则在 $-1 \sim 0.1$ 之间变动。

图6~图8是860 nm波长下,2种粒子半径分别为 $1\ \mu\text{m}$ (图6)、 $2.5\ \mu\text{m}$ (图7)和 $10\ \mu\text{m}$ (图8)时,散射相

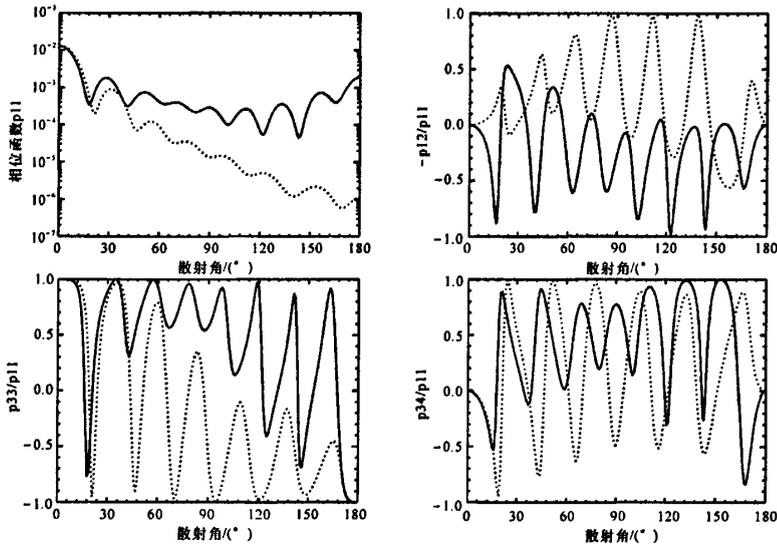


图6 860 nm 波段,半径 $1\ \mu\text{m}$ 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 6 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 860 nm wavelength (particle radius = $1\ \mu\text{m}$)

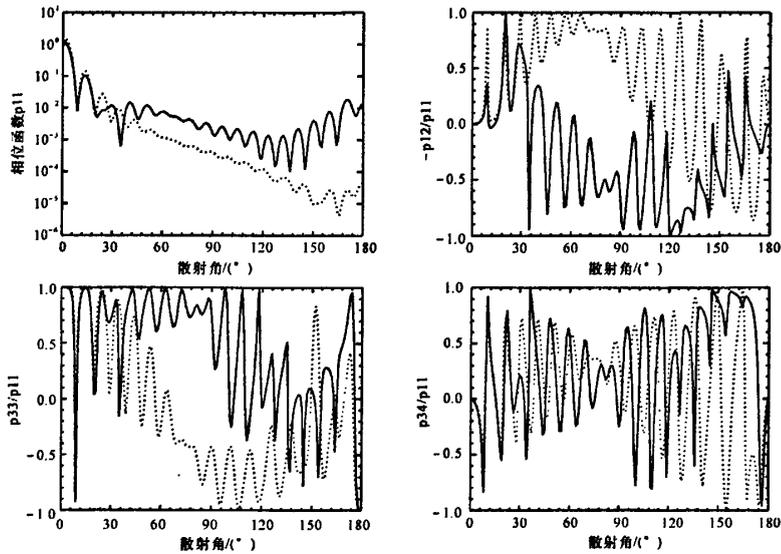


图7 860 nm 波段,半径 $2.5\ \mu\text{m}$ 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 7 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 860 nm wavelength (particle radius = $2.5\ \mu\text{m}$)

矩阵元素随散射角的变化。随着粒子半径的增加, p_{11} 随散射角的振动明显加剧, 并且与 400 nm 波段相似, 散射能量主要集中在散射角小于 60° 的前向散射上。当散射角小于 30° 时, 沙尘气溶胶散射光强分布比较一致, 当散射角度大于 135° 时, 沙尘粒子后向散射明显加强, 而黑碳粒子后向散射变化不明显。在 860 nm 处, 二者的偏振特性区别更为明

显, 当粒子半径为 $1 \mu\text{m}$ 时(图 6), 黑碳和沙尘的线偏振度 $-p_{12}/p_{11}$ 呈相反变化, 随着粒子半径增大到 $2.5 \mu\text{m}$ (图 7)~ $10 \mu\text{m}$ (图 8), 2 种粒子的 $-p_{12}/p_{11}$ 在 $30^\circ \sim 60^\circ$ 的前向散射上可以明显区别开来。如果大气中漂浮有沙尘或者黑炭气溶胶的时候, 通过地面的双极化通道观测, 就可以根据这 2 种气溶胶线偏振度的差别将二者区分开来。

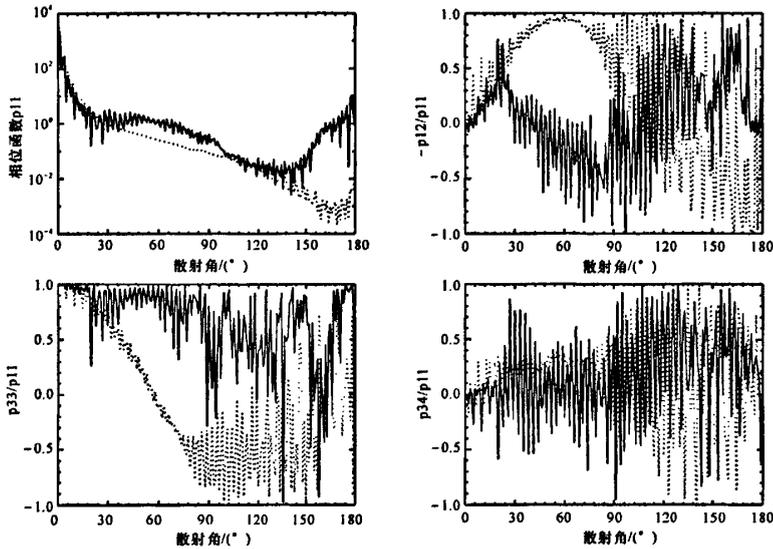


图 8 860 nm 波段, 半径 $10 \mu\text{m}$ 的黑碳和沙尘粒子散射相矩阵元素随散射角的变化

Fig. 8 Variation of scattering phase matrix elements of black carbon and dust particles with scattering angle at 860 nm wavelength (particle radius = $10 \mu\text{m}$)

3 结论与讨论

黑炭和沙尘是我国北方 2 种常见的重要大气气溶胶粒子, 通过 IDL 编写, 优化了 Mie 散射程序。利用该程序计算了粒子半径分别为 $1 \mu\text{m}$, $2.5 \mu\text{m}$ 和 $10 \mu\text{m}$ 时, 在 400 nm 和 860 nm 波段的散射效率以及散射相函数矩阵元素。通过分析得出黑炭与沙尘粒子对光能量的散射主要集中在散射角小于 60° 的前向方向上, 但当散射角大于 135° 时, 沙尘粒子的后向散射明显增强而黑碳则无此特性, 这种特征使得二者在大气中对太阳短波能量收支有不同的作用, 并会产生不同的气候效应(冷却或者加热地气系统)。黑炭和沙尘粒子对自然光(太阳光)的线偏振也有区别, 特别在 $30^\circ \sim 60^\circ$ 的前向散射上二者的偏振度不同, 可以利用此特性通过地面双极化通道观测来鉴别这 2 种气溶胶。

参考文献:

[1] RAMANATHAN V, CRUTZEN P J, KIEHL J T, et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle [J]. Science, 2001, 294: 2119-2124.

[2] 王宏, 石广玉, AOKI T. 2001 年春季东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫 [J]. 科学通报, 2004, 49(19): 1993-2000.

WANG Hong, SHI Guang-yu, AOKI T. Radiative forcing due to dust aerosol over east Asia-North Pacific region in Spring 2001 [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(19): 1993-2000. (in Chinese)

[3] 马井会, 郑有飞, 张华. 黑碳气溶胶光学厚度的全球分布及分析 [J]. 气象科学, 2007, 27: 549-556.

MA Jin-hui, ZHENG You-fei, ZHANG Hua. The optical depth global distribution of black carbon aerosol and its possible reason analysis [J]. Scientia

- Meteorologica Sinica, 2007, 27: 549-556. (in Chinese)
- [4] 王少清,任中京,张希明,等. Mie 散射系数计算方法的研究[J]. 应用光学,1997,18(2):4-9.
WANG Shao-qing, REN Zhong-jing, ZHANG Xi-ming. Study of calculating method of Mie scattering coefficient[J]. Journal of Applied Optics, 1997, 18(2):4-9. (in Chinese)
- [5] 杨晔,张镇西,将大宗. Mie 散射物理量的数值计算[J]. 应用光学,1997,18(4):17-19.
YANG Ye, ZHANG Zhen-xi, JIANG Da-zong. Numerical calculation of Mie scattering[J]. Journal of Applied Optics, 1997, 18(4):17-19. (in Chinese)
- [6] 袁易君,任德明,胡孝勇. Mie 理论递推公式计算散射相位函数[J]. 光散射学报,2006,117(14):366-371.
YUAN Yi-jun, REN De-ming, HU xiao-yong. Computing scattering phase function by recursive formula of Mie theory[J]. Chinese Journal of Light Scattering, 2006, 117(14):366-371. (in Chinese)
- [7] 项建胜,何俊华. Mie 光散射理论的数值计算方法[J]. 应用光学,2007,28(3):363-366.
XIANG Jian-sheng, HE Jun-hua. Numerical calculation of Mie theory[J]. Journal of Applied Optics, 2007, 28(3):363-366. (in Chinese)
- [8] VAN DE HUIJST H C. Light scattering by small particles[M]. New York: Dover Publication, 1981.
- [9] WISCOMBE W J. Improved Mie scattering algorithms[J]. Applied Optics, 1980, 19(5):1505-1509.
- [10] KATTAWAR G W, PLASS G N. Electromagnetic scattering from absorbing spheres[J]. Appl. Opt., 1967, 6(8):1377-1382.