

兰州大学

硕士学位论文

通过卫星资料反演东亚中纬度地区沙尘云的辐射强迫

姓名：王玉洁

申请学位级别：硕士

专业：大气科学 气象学

指导教师：黄建平

20061101

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： 王立清 导师签名： 黄建平 日期： 2006.10.16

原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的学位论文，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： 王玉洁 日期： 2006.10.16

摘 要

云和气溶胶是影响气候变化诸多因子中两个非常重要却又最不确定的因子。由于云和气溶胶辐射强迫机制的复杂性,观测手段的限制和系统资料的缺乏,以及两者之间复杂的相互作用等等原因,对于云和气溶胶的辐射强迫和气候效应的研究,国内外一直进展不大。沙尘是大气气溶胶的主要种类之一,对区域甚至全球的生态环境和气候变化具有重大影响。它不但将入射的太阳辐射反射到外太空,产生直接辐射强迫,而且可以作为云凝结核来影响云滴的数浓度以及云的微物理特性,产生间接辐射强迫。另外,它还可以影响大气辐射加热结构,从而改变大气环流并对气候造成影响。塔克拉玛干沙漠和戈壁沙漠是沙尘气溶胶的主要源区,对于这样一个重要沙尘源区,有关沙尘气溶胶与云和气候的反馈相互作用的研究甚少。本论文初步研究了东亚沙尘气溶胶对云和辐射强迫的影响。

在研究中,本论文采用了最新发布的云与地球辐射能量系统 CERES SSF Aqua MODIS Edition 1B 高光谱和高空间分辨率资料,该资料把云参量的反演与同时刻大气层顶的宽带辐射通量匹配了起来,并引进了新的角分布模式,从而使云特性和辐射参量数据具有较高的精度。

为研究由于沙尘气溶胶所引起的云的改变,本文选取了 CLD 和 COD 两区来表示不同环境下的云,CLD 和 COD 两区相应的地面观测资

料是从我国和蒙古之间的 701 个地面气象观测站获取的。在 30°N - 40°N 和 80°E - 110°E 范围内, 如地面气象观测站的观测记录上显示无任何沙尘, 则把此区的云称为 CLD; 如地面气象观测站的地面观测记录出现了沙尘暴, 吹风, 或者是浮尘中的任一种形式的沙尘, 而在同一区卫星也监测到了云, 则称此云区为 COD 区。CLD 区代表没有沙尘存在的云区, 而 COD 区表示有沙尘存在的云区。

首先, 本论文对比分析了我国北方地区在 2004 年 3 月 26-28 日沙尘暴过程中 CLD 区和 COD 区的云的微物理特性和辐射强迫, 讨论了这次沙尘暴过程中沙尘气溶胶对云物理特性和辐射强迫的影响。文中涉及到的云的微物理特性包括: 云的冰晶核直径 (D_e), 光学厚度 (OPD), 有效云顶温度 (T_e) 和云水通量 (W_p)。研究发现: D_e 的平均值由 CLD 区的 61.3 微米降到了 COD 区的 53.6 微米, 这说明沙尘气溶胶可以作为云的凝结核, 改变云滴的数浓度, 导致云滴尺寸变小。CLD 区的 OPD 平均值为 72.6, 比 COD 区的 OPD 平均值大了 50.5; CLD 区的 W_p 平均值为 1372.1 g/m^2 , COD 区的 W_p 平均值比 CLD 区的小了 1005.3 g/ 这是由于在较低大气层, 干的沙尘和湿云相混后, 从而使云中湿度降低, 云凝结减少所致。CLD 区的净辐射强迫值约为 -198.578 W/m^2 , COD 区的净辐射强迫值约为 -140.608 W/m^2 , 可见, 在这次沙尘暴个例分析里, COD 区的净辐射强迫值比 CLD 区少了近 30%。这些研究结果表明, COD 区和 CLD 区中云的微物理特性和估算出的相应辐射强迫值差别很大, 由于两区气象条件相似, 因此, 这种差异源于沙尘的影响。沙尘气溶胶明显改变了云的微物理特性, 减弱了大气

层顶云的净辐射强迫,抑制了云的冷却效应。

不过,以上的结论仅是通过一次沙尘暴的个例分析得出的,还需要更多的事例和资料去统计验证。为此,本论文又利用 2002 年 7 月至 2004 年 6 月期间,从 Aqua 卫星获取的 CERES SSF Aqua MODIS Edition 1B 资料和相关的地面观测资料,统计了这两年期间的 33 个沙尘事件,对东亚中纬度地区沙尘云的辐射强迫值进行了反演估算。估算出的大气层顶云的瞬时短波辐射强迫在 COD 区为 $-275.7\text{W}/\text{m}^2$,在 CLD 区为 $-311.0\text{W}/\text{m}^2$,CLD 区云的瞬时短波辐射强迫比 COD 区强 12.8%。大气层顶云的长波辐射强迫在 CLD 区约为 $102.8\text{W}/\text{m}^2$,比在 COD 区的长波辐射强迫少 20%左右。大气层顶云的瞬时净辐射强迫在 CLD 区约为 $-208.2\text{W}/\text{m}^2$,比 COD 区的大 42.1%。如果考虑大气的日循环,估算的净辐射强迫平均值在 CLD 区为 $-52.7\text{W}/\text{m}^2$,在 COD 区为 $-9.35\text{W}/\text{m}^2$ 。研究结果再次表明:沙尘区和无沙尘区的辐射强迫有着很大差别,沙尘区中,云下沙尘气溶胶的存在明显减弱了云的冷却效应。在 COD 区被沙尘气溶胶减弱了的这部分云的冷却效应相当于沙尘气溶胶的增暖效应($-9.35+52.7=43.4\text{W}/\text{m}^2$)。由于地面气象观测站观测到的沙尘暴发生天数的长期平均频率为 2.3%,标准偏差为 $\pm 1.5\%$,因而得出沙尘气溶胶的平均增暖效应为 $(1\pm 0.6)\text{W}/\text{m}^2$ 。这一点如能进一步证实,这将会是东亚地区在沙尘暴多发季节里的最强的气溶胶强迫,将对大气环流和气候起到意义重大的增暖作用。

最后,本论文还分别讨论了 COD 区、CLD 区的辐射强迫和太阳天顶角、有效云顶温度以及云水通量的关系。COD 和 CLD 两区之间云的

净辐射强迫的差异随着太阳天顶角的增加而加大,并呈线性变化。在 $245\text{K} < T_c \leq 260\text{K}$ 的云顶温度范围内, COD 区的短波辐射强迫比 CLD 区的少了 30% 多。在 $T_c \geq 245\text{K}$ 的范围内, COD 区的净辐射强迫比 CLD 区的少了 50% 多。在 $300\text{g/m}^2 < W_p \leq 700\text{g/m}^2$ 的范围内, COD 区的短波辐射强迫明显小于 CLD 区的; 不过, 在 $W_p < 300\text{g/m}^2$ 的范围内, COD 区的长波辐射强迫比 CLD 区的小。COD 和 CLD 两区之间的短波辐射强迫和净辐射强迫的差异随着云水通量的增大而增加。

由于沙尘无论是在时间上还是空间上都分布较广, 沙尘和云的相互作用在区域甚至全球的气候变化中会产生重要的影响。因此, 本文的研究是具有一定现实意义的。当然, 本文只是研究亚洲沙尘暴对气候产生的影响所迈出的第一步, 今后, 还需要进行大量这方面的研究工作。

关键词: 沙尘气溶胶; MODIS; CERES; 云微物理特性和辐射强迫

ABSTRACT

The radiative forcings by aerosol and cloud are recognized as the two important contributors for climate change . However, the effect of the radiative forcings by aerosol and cloud on climate have not well understand due to the complexity of the radiative forcings by aerosol and cloud and the complicated cloud-aerosol interaction,, as well as the limited observation and the lack of datas. As one of the main categories of aerosol, the sand dust has important influences on the regional and global entironment and climate. It not only reflects the incoming solar radiation to space, but also can modify cloud properties by changing the number concentration of cloud droplets, which alters both cloud optical depth and cloud lifetime. In addition, it can affect the radiative heating structure of the atmosphere, thereby changing the clouds and atmospheric circulation. Despite the fact that the Taklamakan and Gobi Deserts are major sources of dust aerosols ,there have been few studies focusing on the effect of Asian dust aerosols on cloud,especially ice cloud, properties and radiative forcing. This thesis investigates the influence of Asia dust on ice cloud properties and radiative forcing.

In this thesis, the most recent data of Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)Single Scanner Footprint (SSF) Aqua

Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Edition 1B data with high spectral and spatial resolution were used in which broadband shortwave and longwave radiance measurements are matched to simultaneous retrievals of cloud properties from the MODIS and a new angular distributive model is incorporated. Thus, this dataset provides the most accurate cloud property and radiative parameters than ever before .

To detect cloud modification induced by dust aerosols, two regions are selected to represent the clouds in different environments. CLD and COD regions selected are based on 701 surface meteorology station observations over China and Mongolia. If the surface observation record shows that there is not any dust storm, wind-blown sand, floating dust, in all stations over the region of 30°N - 40° and 80°E - 110°E , the cloud in such region is defined as CLD region. If the surface observation records dust storm, or wind-blown sand, or floating dust, and the satellite detects the cloud in the same region, the region is defined as COD region. CLD (no-dust cloud) represents an area where overcast clouds occurred in a no-dust atmosphere, while COD (cloud -over-dust) denotes overcast clouds in dusty conditions.

Firstly, the thesis analyzes the influences of dust aerosols on cloud properties and TOA radiative forcing in the process of the dust storm for the period of March 26th to 28th, 2004 over the Northwest China by comparing the properties and radiative forcing of no-dust and dusty cloud.

The properties mentioned in the thesis include cloud ice crystal diameter (D_e), optical depth (OPD), effective cloud top temperature (T_e) and water path (W_p). The study shows that the mean D_e drops from 61.3 μm in the CLD region to 53.6 μm in the COD region. This means dust aerosols can act as cloud condensation nuclei and alter the number concentration of cloud droplets. Consequently, the cloud droplet size distribution is diminished. The mean OPD in CLD region is 72.6, which is 50.5 greater than that of COD region; the mean W_p in CLD region is 1372.1 g/m^2 , the mean W_p in COD region is 1005.3 g/m^2 smaller than the mean W_p in CLD region, due to reduced humidity and less condensation caused by mixing of dry dust air masses with humid cloud air masses in lower atmospheric layers. The instantaneous net radiative forcing at the top of the atmosphere (TOA) is about -198.578 W/m^2 for CLD region and the instantaneous TOA net radiative forcing for COD region is about -140.608 W/m^2 . In this dust storm case, the instantaneous TOA net radiative forcing for COD region is about 30% less than the value of CLD region. The results show that there are substantial differences in the estimated magnitudes of the cloud radiative forcing between CLD region and COD regions. Since the CLD and COD regions are determined from the similar meteorological conditions, the differences in radiative properties are considered to be dust effects. The dust aerosols alter the properties of clouds and reduce the TOA net radiative forcing of clouds.

Thus, the cooling effect of clouds is restrained.

However, the results presented here were taken from only one event and more dust events need to be examined to develop more robust statistics. Therefore, in the thesis, the dusty cloud radiative forcing over the middle latitude regions of East Asia was estimated by using the 2-year (July 2002 – June 2004) data of collocated clouds and the Earth's radiant energy system (CERES) scanner and moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) from Aqua Edition 1B SSF (single scanner footprint). Total 33 cases are selected during 2-years period. The instantaneous short-wave (SW) forcing at the top of the atmosphere (TOA) is about -275.7 W/m^2 for cloud over dust (COD) region. The clouds developing in no-dust cloud (CLD) regions yield the most negative SW forcing (-311.0 W/m^2), which is about 12.8% stronger than those in COD regions. For long-wave(LW) radiative forcing, the no-dust cloud (CLD) is around 102.8 W/m^2 , which is 20% less than the LW forcing from COD regions. The instantaneous TOA net radiative forcing for the CLD region is about -208.2 W/m^2 , which is 42.1% larger than the values of COD regions. If the diurnal cycle of the atmosphere is considered, the estimated mean net radiative forcing is $-52.7, -9.35 \text{ W/m}^2$ ((SW +2LW forcing)/2) for CLD and COD regions, respectively. Thus, the results confirm that there are substantial differences in the estimated magnitudes of the cloud radiative forcing between CLD region and COD

regions. The existence of dust aerosols under clouds significantly reduces the cooling effect of clouds. These reduced cooling effects of dust aerosols for COD ($-9.35+52.7=43.4 \text{ W/m}^2$) regions on clouds can be considered to be actual warming effects of dust aerosols. Since the long-term averaged frequency of dust storm occurring days observed from the surface meteorology stations and its standard deviation are about 2.3% and $\pm 1.5\%$, respectively, the averaged climate forcing (warming) of dust storms is about $(1 \pm 0.6)\text{W/m}^2$ (i.e., $(43.4 \times 2.3\% \pm 43.4 \times 1.5\%) \text{ W/m}^2$). If confirmed, the net cloud radiative forcing ($(1 \pm 0.6) \text{ W/m}^2$) of dust storms estimated from the current study will be the strongest aerosol forcing in the studied region during dust storm seasons, and have profound warming influences on the atmospheric general circulation and climate.

Finally, the thesis compares the TOA cloud radiative forcing of CLD with that of COD region as functions of solar zenith angle(SZA), effective cloud top temperature (T_e) and cloud water path (W_p), respectively. The SW and net forcing difference between CLD and COD increases linearly with increasing SZA. For dusty cloud tops with temperatures in the range of $245 \text{ K} < T_e \leq 260 \text{ K}$, the SW forcing is less than that for no-dust clouds by more than 30%. For the warmer dusty clouds ($T_e > 245 \text{ K}$), the net forcing is less than that for no-dust clouds by more than 50%. For the dusty cloud with $300 \text{ g/m}^2 < W_p \leq 700 \text{ g/m}^2$, SW

forcing is considerably smaller than that of no-dust clouds in COD regions and the difference increases with increasing W_p . However, LW forcing of dusty cloud forcing is smaller than that of no-dust clouds with $W_p < 300 \text{ g/m}^2$.

Due to the large spatial extent and temporal variation of desert dust in the atmosphere, the interactions of desert dust with clouds can have substantial climatic impacts. Therefore, this study in the thesis is significant. Of course, it represents a first step in better understanding of the effect of Asian dust on climate. Further research should be undertaken to develop a more complete understanding of these interactions.

Key words: dust aerosols; MODIS; CERES; cloud properties and radiative forcing

第一章 绪 论

1.1 研究问题的由来和意义

1.1.1 云对地气系统的影响

地球表面大约 60% 被云所覆盖。云是地球辐射收支的一个重要调节器。一方面，云吸收和散射入射的太阳辐射，它对太阳辐射较高的反射率起到了冷却地气系统的作用，这就是云的“反照率效应”；另一方面，云又捕获地表和对流层下层发射的红外热辐射，再以它自身较低的温度和发射率向外射出热辐射，起到加热地气系统的作用，这就是云的“温室效应”。云的这两种相反作用的综合效果可对地球辐射收支、大气环流和气候产生显著的影响。从全球平均来看，云在大气层顶对地-气系统起冷却作用。云的存在使地球的反射率从 17%（无云状况）增到 30%，而地球反射率每增加 0.5%，因 CO_2 倍增引起的增暖就会减少一半^[1]。云的辐射作用本身在决定云的生、消、结构、分布中也起着重要作用。云的反照率与云滴数浓度密切相关，而云滴数浓度又决定于云凝结核浓度和云内水汽状况等云的微物理特性。云的微物理特性也决定了不同的云存在不同的辐射强迫，中低云反射太阳辐射，高云阻挡地球长波辐射。地球辐射收支实验的测量结果^[2]表明云的微观物理量以及其微物理特性（粒子尺寸和状态等）的微小变化都会对气候产生显著的影响。

1.1.2 沙尘对地气系统的影响

1.1.2.1 沙尘暴现状分析

沙尘暴天气是在特定地理环境和下垫面条件下,由特定的大尺度环境背景和某种天气系统发展所诱发的一种小概率、危害大的灾害性天气。沙尘暴主要发生在沙漠及其邻近的干旱、半干旱地区,这些地区受荒漠化影响和危害比较严重,地表多为沙地和旱地,植被稀少,大风过境,容易形成沙尘暴和扬沙。中亚、北美、中非和澳大利亚是全球四大沙尘暴高发区。我国北方地区是中亚沙尘暴区的一部分,是现代沙尘暴的高发区。我国现代沙漠化土地面积达 $37 \times 10^4 \text{ hm}^2$,沙土源非常丰富。影响我国的沙尘暴主要源区有五个:即蒙古国东南部戈壁荒漠区、哈萨克斯坦东部沙漠区、浑善达克沙地、巴丹吉林沙漠、塔克拉玛干沙漠和古尔班通古特沙漠^[3-5]。这些尘源区正好位于冬、春季入侵我国的西北路(NW),西路(W)和北路(N)冷空气通道上。在冬、春季,特别是春季,降水稀少,气候干燥,干土层厚,植被尚未形成,地表裸露,加之冷空气活动频繁,沙尘暴发生频繁。我国北方沙尘暴又以气候干燥、自然环境恶劣的西北地区为最多。包括新疆、甘肃、宁夏以及内蒙古西部在内的戈壁、沙漠众多的我国西北干旱区,年均沙尘暴日数在20天以上,扬沙天气在40天以上^[6]。近年来,气候变化异常,加上人类不适当的行为,使得我国西北地区沙尘暴强度和出现频率逐年增加,呈加重趋势。

1.1.2.2 沙尘气溶胶对地气系统的影响

频繁的沙尘暴使得大气中沙尘持续存在,沙尘不仅仅存在于源

区, 在一定的大气环流背景下, 还可被携带到数千公里的下游地区, 从大陆输送到朝鲜和日本的公海上空^[7-9]。中国北方每年输入大气的沙尘达 800 Mt, 约占全球总量的 1/3^[10]。沙尘作为对流层气溶胶的主要成分, 对区域甚至全球的生态环境和气候变化具有重大影响。在估算沙尘气溶胶的辐射强迫方面存有很大的不确定性。除了可影响大气辐射加热结构而改变大气环流对气候造成影响外, 沙尘气溶胶不但将入射的太阳辐射反射到外太空, 直接影响地气辐射收支, 产生直接效应; 还可以作为云的凝结核而影响云滴数浓度, 进而改变云的光学厚度和生命周期^[11-13], 通过对云的改变来间接影响地气辐射收支。

沙尘气溶胶的凝结核作用对云滴的形成和分布都十分重要, 对流层中的降水过程又决定了沙尘气溶胶的生命期, 而且, 沙尘气溶胶直接辐射强迫中最终辐射强迫的正负也取决于天空云的状态和地表反照率。总之, 沙尘气溶胶和云两者之间的关系密不可分。

1.1.3 研究现状分析

气候系统是极其复杂的多圈层系统, 影响气候变化的因子多种多样。在诸多影响气候变化的因子中, 云和气溶胶是两个非常重要、但又最不确定的影响因子^[14-15]。由于云和气溶胶在气候变化中的重要作用, 有关云和气溶胶的研究近年来一直受到高度重视, 被列为全球变化研究中优先的项目。然而云和气溶胶的辐射气候强迫问题至今并未得到很好解决, 原因主要是两个方面的。原因之一在于云和气溶胶辐射强迫机制的复杂性, 其物理过程远比 CO₂ 等微量气体的温室效应复

杂。由于不同的物理光学特性,有的类型的气溶胶对地气系统起加热作用^[16],有的反而起冷却作用^[17],气溶胶既能直接散射和吸收太阳辐射,产生直接的辐射强迫,又可作为云凝结核,影响云的微物理特性和宏观云量,影响地球-大气系统的水循环,产生更加复杂和不确定的间接辐射强迫。不同的云也存在不同的辐射强迫,低云起冷却作用,高云通常起加热作用,其特性密切依赖于云的微物理特征。另一原因在于缺乏云和气溶胶物理光学特性的系统资料,难以估计其变化趋势,导致目前对于气溶胶和云的辐射强迫估计千差万别^[18]。

沙尘气溶胶是大气气溶胶的主要种类之一。由于沙尘在大气中存在的时间较长,范围较广,因而,沙尘和云的相互作用会对气候产生重要的影响。近年来,对云和沙尘气溶胶的相互作用引起了国内外学者的广泛关注^[19~21]。Rosenfeld等^[22]通过卫星和航空观测分析发现在含有沙尘气溶胶的云滴很少通过碰并过程而产生降水。*Sassen*^[23]发现来自于中国的沙尘与过冷却高积云中冰粒的形成有很高的相关关系。*Levi*和*Rosenfeld*^[24]指出以色列沙尘多发季节冰核浓度也有增加的现象,*Rosenfeld*^[25]用撒哈拉沙尘气溶胶的冰核作用来解释以色列的播云试验。不过,由于云和沙尘气溶胶辐射强迫机制的复杂性以及受到观测手段和观测资料的限制,目前,对于中国这样一个重要的沙尘区,有关沙尘气溶胶与云和气候的反馈相互作用的研究甚少。最近,黄建平等^[26]选了10个个例,利用MODIS和CERES资料,研究了亚洲沙尘气溶胶对云物理特性的影响。研究发现,在沙尘条件下,冰云有效粒子直径,光学厚度,卷云的云水通量分别比无沙尘条件下的低

11%，32.8%和42%。

1.2 本文研究内容及特色

本文利用地面气象和遥感观测以及卫星反演资料对西北地区沙尘气溶胶和云特性和辐射强迫的影响进行了研究，估算了东亚地区沙尘云的辐射强迫，发现沙尘区和无沙尘区云的辐射强迫有着本质的区别。在沙尘区，沙尘气溶胶通过减少云水含量和光学厚度，抑制了云的冷却作用，相当于增温效应。沙尘对云冷却作用的抑制，可能会导致 $(1\pm 0.6) \text{ W/m}^2$ 的增暖，这一点如能进一步证实，将是东亚地区晚冬早春这一沙尘暴多发季节里最强的气溶胶强迫，它对东亚，特别是西北地区的气候影响是不容忽视的，也许对西北干旱有增强的作用。但是，上述结论只是通过个例分析得到的，还需要大量的资料和数值模拟进行验证。本项研究有着深远的意义！

参考文献:

- [1] 吴 兑. 温室气体与温室效应. 全球变化热门话题丛书[M]. 气象出版社, 2003, 7:140-141.
- [2] Collins, W. D., Conant, W. C., Ramanathan, V. Earth radiation budget, clouds, and climate sensitivity, in *The Chemistry of the Atmosphere: Its Impact on Global Change*, edited by Calvert, J. G., Oxford, UK, Blackwell Scientific Publishers, Oxford, UK, 1994, 207-215.
- [3] 方宗义, 朱福康, 江吉喜, 等. 中国沙尘暴研究[M]. 北京: 气象出版社, 1997. 1-158.
- [4] 徐启运, 胡敬松. 我国西北地区沙尘暴天气时空分布特征分析[A]. 方宗义等编. 中国沙尘暴研究[C]. 北京: 气象出版社, 1997. 11-15.
- [5] 杨东贞, 王超, 颜鹏. 春季沙尘暴的发生源地及输送沉降的探讨[A]. 中国沙尘暴研究[C]. 北京: 气象出版社, 1997. 111-117.
- [6] 周自江. 近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气. 第四纪研究, 2001, 21 (1): 9-16.
- [7] Haywood, J. M., Ramaswamy, V., Soden, B. J. Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans, *Science*, 1999, 283:1299-1305.
- [8] Higurashi, A., Nakajima, T. D. Detection of aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29: 1836, doi:10.1029/2002GL015357.
- [9] Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., et al. Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 107:2158, doi:10.1029/2002GL016251.
- [10] 成天涛, 吕达仁, 陈洪斌, 等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的物理化学特性. 科学通报, 2005, 50(5):469-472.
- [11] Twomey, S., M. Piepgrass, and T. L. Wolfe (1984), An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo, *Tellus*, 36B, 356-366.
- [12] Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. J. Welton (2000), Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042 - 1047.
- [13] Liu, G., H. Shao, J. A. Coakley, J. A. Curry, J. A. Haggerty, and M. A. Tschudi

- (2003), Retrieval of cloud droplet size from visible and microwave radiometric measurements during INDOEX: Implication to aerosols' indirect radiative effect, *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4006, doi:10.1029/2001JD001395.
- [14] Houghton J T, Meira L G, et al. Climate Change 2001, The IPCC scientific Assessment. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 351pp
- [15] 马晓燕, 石广玉, 郭裕福等. 温室气体和硫酸盐气溶胶的辐射强迫作用. 气象学报, 2005, 63(1): 41-48
- [16] 吴润, 符淙斌. 近五年来东亚春季黑炭气溶胶分布输送和辐射效应的模拟研究. 大气科学, 2005, 29(1): 111-119
- [17] 陈隆勋, 周秀骥, 李维亮等. 中国近 80 年来气候变化特征及其形成机制. 气象学报, 2004, 62(5): 634-646
- [18] 邱金桓, 陈洪滨, 王普才等. 大气遥感研究展望. 大气科学, 2005, 29 (1) 131-136
- [19] Bréon, F.-M., D. Tanré, and S. Generoso (2002), Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838.
- [20] DeMott, P. J., K. Sassen, M. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis (2003), African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1732, doi:10.1029/2003GL017410.
- [21] Kawamoto, K., and T. Nakajima (2003), Seasonal variation of cloud particle size from AVHRR remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810-1813.
- [22] Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav (2001), Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, Proceedings of the National Academy of Sciences, 98(11), 5975-5980.
- [23] Sassen, K. (2002), Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1029, doi:10.1029/2001GL014034.
- [24] Levi, Y., and D. Rosenfeld (1996), Ice nuclei, rainwater chemical composition, and static cloud seeding effects in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1494-1501.
- [25] Rosenfeld, D., and R. Nirel (1996), Seeding effectiveness - The interaction of desert dust and the southern margins of rain cloud systems in Israel, *J. Appl. Meteorol.*, 35, 1502-1510.
- [26] Huang, J., Minnis, P., Lin, B., et al. Possible influences of Asian dust aerosols

on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES.
Geophys. Res. Lett., 2006, 33: doi:2005GL024724

第二章 云辐射强迫的计算原理

2.1 引言

我们知道,为了定量地计算气候系统对外强迫变化的响应,以及更好地对未来的气候及其变化进行预测,必须依靠那些考虑了气候系统各组成部分之间所有关键性相互作用和反馈的全球气候模式,而辐射与云的相互作用和反馈正是数值模拟中关键而重要的过程。不同的大气环流模式(GCMs)的模拟结果之间存在差异的一个很重要的原因,就是因为过去受地气系统的辐射收支观测水平所限人们对云辐射强迫的了解很少,加之云辐射强迫具有显著的区域特征,因而导致模式中云对气候的反馈作用(即云辐射强迫)的模拟存在很大的不确定性。就云的辐射作用而言,一方面云吸收和散射入射的太阳辐射,它对太阳辐射较高的反射率起到了冷却地气系统的作用,这就是云的“反照率效应”;另一方面,云又捕获地表和对流层下层发射的红外热辐射,再以它自身较低的温度和发射率向外射出热辐射,起到加热地气系统的作用,这就是云的“温室效应”。云对太阳辐射的反照率效应和对地球辐射的温室效应这两种相反作用的综合效果可对地球辐射收支、大气环流和气候产生显著的影响。而云的辐射作用本身在决定云的生、消、结构、分布中也起着重要作用。对全球而言,云的这两种辐射作用的差,与各自的作用相比是很小的。但这两种作用的不平衡在

决定地球气候的变化时将是非常重要的，它将决定由某种原因引起气候变化时，地气系统将获得还是损失辐射能量，引起系统加热还是冷却。

据有关研究，虽然对于全球范围年平均来讲，云对地气系统的辐射收支具有净的冷却效应，但就区域和季节来看，云的净辐射效应却是多变化的，而且云特性及其辐射效应之间的关系决定于所处的地域和季节[Rossow 和 Lacis, 1990]。为此本章将针对前一章选取的西北四个典型地域，考察云辐射强迫的季节变化和年变化特征，并分析云特性参数对云辐射强迫的影响。

2.2 云辐射强迫的计算原理

我们知道，云在地气系统辐射平衡中具有双重效应，到达大气顶的太阳辐射，一部分被地气系统反射回太空，其中云是主要的反射因子，云的存在使行星反射率较之晴空大大增加了，这是云对地气系统的冷却作用；另外，还有一部分辐射被云天大气所截获，这又是云对地气系统的加热作用(即温室效应)。因此，云对地气系统辐射平衡究竟起着什么样的作用，这个问题的解决首先取决于对地气系统辐射收支的观测数据。1958年 Suomi 最早设计了一组配对的球形黑、白传感器，即所谓的威斯康星传感器(Wisconsin sensors)，它利用热敏电阻探测器来测量传感器温度。传感器暴露在各种辐射分量之中，包括直接太阳通量、由地球和大气反射的短波通量，以及地球和大气发射的长波通量，在经过一段时间之后，每一个传感器都达到了辐射平

衡。假定黑色传感器的吸收率 A_b 对短波辐射和长波辐射都相同，同时却假定白色传感器对短波辐射和长波辐射的吸收率是不同的，分别表示为 A_w^s 和 A_w^l 。

令黑色和白色传感器所测量的温度分别为 T_b 和 T_w 。根据斯蒂芬-玻尔兹曼定律和基尔霍夫定律，两个传感器的辐射平衡方程可以表示为

$$4\pi a^2 A_b \sigma T_b^4 = \pi a^2 A_b (F_{\oplus} + F'_s + F'_{ir}) \quad (2.1)$$

和

$$4\pi a^2 A_w^l \sigma T_w^4 = \pi a^2 [A_w^s (F_{\oplus} + F'_s) + A_w^l F'_{ir}] \quad (2.2)$$

这两个方程表明，单位时间发射的能量等于单位时间吸收的能量，式中 $4\pi a^2$ 和 πa^2 分别表示两个球形传感器（半径均为 a ）的发射面积和吸收面积。球形传感器反射的短波和长波辐射的通量密度定义为

$$F'_s = \int_0^{\Omega} I_s d\Omega, \quad F'_{ir} = \int_0^{\Omega} I_{ir} d\Omega \quad (2.3)$$

式中 Ω 是传感器观测地球所张德立体角， I_s 和 I_{ir} 分别为地球反射和发射的辐射强度， F_{\oplus} 代表直接太阳辐照度。

一旦解得短波通量密度和长波通量密度之和，我们就得到

$$F_{\oplus} + F' = \frac{4\sigma A_w^l}{A_w^l - A_w^s} (T_b^4 - T_w^4) \quad (2.4)$$

和

$$F'_{ir} = \frac{4\sigma}{A_w^l - A_w^s} (A_w^l T_b^4 - A_w^s T_w^4) \quad (2.5)$$

直接太阳辐射照度 F_{\oplus} 可以由太阳常数求出，它在实验以前就确定了。

为了利用方程 (2.3) 中表示的实测值推求反射的太阳通量密度

和发射的热红外通量密度，需要按下列步骤进行运算。根据通量密度的定义和各向同性辐射的假定，反射的太阳通量密度可表示为

$$F'_s = \int_0^{\Omega} \int_0^{\pi/2} I_s(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi = \pi \bar{r}_s \quad (2.6a)$$

式中 θ 和 ϕ 分别是天顶角和方位角。由此，行星反照率 r 可以表示为

$$r = \frac{\pi \bar{r}_s}{F_{\oplus} \cos\theta_0} \quad (2.6b)$$

式中分母代表与平面平行分层垂直的大气顶处所获得的太阳通量密度。根据方程 (2.3) 和 (2.6b)，我们有

$$F'_s = \frac{F_{\oplus}}{\pi} \int_0^{\Omega} r \cos\theta_0 d\Omega \quad (2.7)$$

假定 $\cos\theta_0$ 在卫星的视场范围内没有多大变化，则它可以从积分号中移出来。此外，我们视场范围内的平均行星反照率定义为

$$\bar{r} = \frac{1}{\Omega} \int_0^{\Omega} r d\Omega \quad (2.8)$$

由此可得

$$\bar{r} = \frac{\pi F'_s}{F_{\oplus} \cos\theta_0 \Omega} \quad (2.9)$$

类似地，在各向同性辐射的假定下，发射的热红外通量密度为

$$F_{ir} = \pi T_e^4 = \sigma T_e^4 \quad (2.10)$$

式中 T_e 代表地气系统的等效黑体温度。根据视场范围内的平均等效黑体温度的定义

$$\overline{T_e^4} = \frac{1}{\Omega} \int_0^{\Omega} T_e^4 d\Omega \quad (2.11)$$

我们得到

$$\frac{\pi F'_{ir}}{T_e^4} = \frac{\pi F'_s}{\sigma \Omega} \quad (2.12)$$

传感器看地球所张的立体角可以表示为

$$\Omega = 2\pi \left[1 - \frac{(2a_e h + h^2)^{1/2}}{a_e + h} \right] \quad (2.13)$$

因此，平均行星反照率 \bar{r} 和等效黑体温度 T_e 可以由黑色和白色传感器通过 F'_s 和 F'_{ir} 计算求出。于是，反射的太阳通量密度和发射的热红外通量密度的平均值与地点和时间的关系可以分别表示为

$$\overline{F'_s} = \bar{r} F_{\oplus} \cos \theta_0 \quad (2.14)$$

$$\overline{F'_{ir}} = \sigma \overline{T_e^4} \quad (2.15)$$

下面，我们来讨论对时间和空间的求平均过程。

如前所述，由卫星平台确定的辐射测量结果是辐亮度。单位立体角的辐亮度转换成通量密度仍是卫星辐射收支研究中的一个重要课题。

太阳辐射的日平均反射通量密度定义为

$$\begin{aligned} F_s(\varphi, \phi) &= \int_{\text{日}} F_s[\varphi, \lambda; \theta_0(t)] \frac{dt}{\Delta t} \\ &= \int_{\text{日}} dt \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_s[\varphi, \lambda; \theta, \phi; \theta_0(t)] \cos \theta \sin \theta \frac{d\theta d\phi}{\Delta t} \end{aligned} \quad (2.16)$$

式中 φ 和 λ 分别代表纬度和经度， Δt 为时间间隔。对于给定的地点 (φ, λ) 而言，宽带扫描辐射仪能测量单位面积、单位时间、单位立体角上散射的辐亮度或者强度（能量），它取决于出射辐射的天顶角和方位角，以及按太阳天顶角 θ_0 所表示的太阳位置。

因为扫描辐射仪只在一给定的扫描角探测反射的太阳辐亮度，所以，为了计算日反射通量，我们需要做某些经验调整。各向异性散射的经验函数定义为

$$X(\theta, \varphi; \theta_0) = \frac{F_s(\theta_0)}{\pi I_s(\theta, \varphi; \theta_0)} \quad (2.17)$$

在卫星实验之前，就可以根据辐射传输理论以及所选地点的飞机观测和气球观测确定 X 函数。假定该值与地点无关，则日平均反射太阳通量可由下式计算：

$$F_s(\varphi, \lambda) = \int_0^{\Delta t} X[\theta, \phi; \theta_0(t)] \pi I_s[\varphi, \lambda; \theta, \phi; \theta_0(t)] \frac{dt}{\Delta t} \quad (2.18)$$

因此，日平均行星反照率可以定义为

$$r(\varphi, \lambda) = \frac{F(\varphi, \lambda)}{Q(\varphi)} \quad (2.19)$$

式中日平均日射为

$$Q(\varphi) = \int_0^{\Delta t} F_{\oplus} \cos \theta_0(t) \frac{dt}{\Delta t} \quad (2.20)$$

类似地，我们也可以确定出射红外辐射的经验函数。因为出射红外辐射与方位角和太阳的位置都无关，因此，经验函数可以写成形如

$$X(\theta) = \frac{F_{ir}}{\pi I_{ir}(\theta)} \quad (2.21)$$

同样，这个函数也是在卫星实验之前就可以得到了。这样，日平均热红外通量密度可以由下式计算：

$$\begin{aligned} F_{ir}(\varphi, \lambda) &= \int_0^{\Delta t} F_{ir}(\varphi, \lambda; t) \frac{dt}{\Delta t} \\ &= 2\pi \int_0^{\Delta t} \int_0^{\pi/2} I_{ir}(\varphi, \lambda; \theta, t) \cos \theta \sin \theta \frac{d\theta}{\Delta t} \\ &= \int_0^{\Delta t} X(\theta) \pi I_{ir}(\varphi, \lambda; \theta, t) \frac{dt}{\Delta t} \end{aligned} \quad (2.22)$$

请注意，扫描辐射仪测量的辐亮度通常要订正在天底角（ $\theta = 0^\circ$ ）。

现在，我们可以利用方程 (2.19)、(2.20) 和 (2.22) 来确定辐射平衡方程。对于纬度为 φ 、经度为 λ 的给定地点，日净通量密度可以表示为

$$R(\varphi, \lambda) = Q(\varphi)[1 - r(\varphi, \lambda)] - F_{ir}(\varphi, \lambda) \quad (2.23)$$

为求得纬向平均的物理量，我们沿纬圈方向进行积分，得到

$$R(\varphi) = \overline{Q}(\varphi)[1 - \overline{r}(\varphi)] - \overline{F_{ir}}(\varphi) \quad (2.24)$$

式中算子

$$R(\varphi) = \int_{\lambda} R(\varphi, \lambda) \frac{d\lambda}{\Delta\lambda}$$

此外，全球的值可由沿经圈方向进行积分求出，表示如下：

$$\overline{R} = \overline{Q}(1 - \overline{r}) - \overline{F_{ir}} \quad (2.25)$$

式中算子

$$\overline{X} = \int_{\varphi} \int_{\lambda} X \frac{d\lambda d\varphi}{\Delta\lambda \Delta\varphi}$$

且 X 可以是 R 、 Q 或者 F_{ir} 。最后，还可以进行时间平均，以求得每月和每年的辐射收支的值。

从太空观测地气系统的辐射收支 (ERB) 通常是按照发射的长波 (或红外) 通量 F_{ir} (称为出射长波辐射)、行星反照率 r (或简称为反照率；定义为在大气顶反射的太阳通量与入射的太阳通量的比值)，以及净辐射通量来表示，定义为

$$F = (1 - r)Q - F_{ir} \quad (2.26)$$

式中使用了通量而不是通量密度，并且用 F 代替了符号 R 。方程(2.26)右边第一项表示地气系统吸收的太阳通量。全球年平均反照率和 OLR 已经由许多研究者根据各种资料源推求出来。

云经常覆盖全球至少 50% 的天空，地气系统的辐射收支主要是由云和温度场调节的。云的存在大大地增加了反射回太空的太阳辐射通量的百分比。这个效应称为太阳（辐射的）反照率效应（solar albedo effect），它减少了地气系统获得的太阳通量，并造成系统冷却。另一方面，云通过吸收地表和云下大气发射的红外通量，同时在通常温度较低的云顶发射热辐射，从而减少了向太空发射的热辐射。这个效应称为红外辐射的温室效应（IR greenhouse effect），一般来说，它增加了能造成地气系统增暖的辐射收支。因此，地气系统获得的净辐射，以及系统的不同加热分布都强烈地受云（云的水平范围、垂直位置、热力学状态、液态水（或冰）的含量，以及粒子尺度分布）的影响。

为了根据由卫星推求的 ERB 资料来诊断云的影响，人们已经做了许多尝试。参考方程 (2.26)，并考虑云量 η 的特殊影响，对方程求偏微分，从而有

$$\frac{\partial F}{\partial \eta} = -Q \frac{\partial r}{\partial \eta} - \frac{\partial F_r}{\partial \eta} = \frac{\partial F_s}{\partial \eta} - \frac{\partial F_r}{\partial \eta} \quad (2.27a)$$

或者，我们可以写成

$$\frac{\partial F}{\partial \eta} = \frac{\partial F}{\partial F_r} \frac{\partial F_r}{\partial \eta} = -\frac{\partial F_r}{\partial \eta} \left(Q \frac{\partial r}{\partial F_r} + 1 \right) \quad (2.27b)$$

这些方程右边的第一项和第二项代表云量对吸收的太阳通量和发射的红外通量的影响。为了计算这些项的数值，对一给定格点上的观测资料可以使用回归法。由于反照率随着云量的增加而增大，所以 $\partial r / \partial \eta$ 总是正的。对比之下，红外通量随着云量的增加而减少，所以 $\partial F_r / \partial \eta$

是负的。因此，如果 $\partial F/\partial \eta$ 是正的，则红外辐射的温室效应大于太阳辐射的反照率效应；而如果 $\partial F/\partial \eta$ 是负的，则结果相反。

要从 ERB 资料中推求云的作用，需要确定晴空条件下的 ERB。考虑一个部分有云的区域。这个区域的云层覆盖区（有云区）所占的成数为 η ，晴空区所占的成数为 $(1-\eta)$ 。令 F 为该区域上观测到的 OLR、吸收太阳通量或者净通量。于是，我们可以写出

$$F = (1-\eta)F^{cl} + \eta F^{ov} \quad (2.28)$$

式中 F^{cl} 和 F^{ov} 分别是晴空和云的通量。云对 F 的作用可以通过计算下式而得到：

$$C = F^{cl} - F = \eta(F^{cl} - F^{ov}) \quad (2.29)$$

项 C 称为云的辐射强迫 (cloud radiative forcing)。在方程 (2.29) 中把太阳辐射的作用和红外辐射的作用分开，则有

$$C_{ir} = F_{ir}^{cl} - F_{ir} \quad (2.30a)$$

$$C_s = Q(r^{cl} - r) \quad (2.30b)$$

式中 F_{ir}^{cl} 和 r^{cl} 分别是晴空条件下的 OLR 和反照率。

云几乎总是比海洋和陆地更多地反射太阳辐射，海洋和陆地表面有冰雪的情况除外。因此，有云存在时比晴空条件下会把更多的太阳通量反射回太空。云的太阳辐射强迫 C_s 是晴空反射回的太阳通量与有云时反射回的太阳通量之差，这个量给出了云对太阳辐射影响的一个定量估计。另一方面，与晴空相比，有云的区域发射的热红外通量要小。云的红外辐射强迫 C_{ir} 是晴空发射的红外通量与有云天空发射的红外通量之差，它是云对热红外辐射影响的一个度量。

人们已经对在 ERBE 中获得的云的辐射强迫的全球分布进行了估算, ERBE 包括不同轨道的 3 颗卫星: 地球辐射收支卫星 (ERBS)、NOAA9 号卫星和 NOAA10 号卫星。全球年平均的 C_s 和 C_{ir} 值分别为 -48W/m^2 和 31W/m^2 , 造成 -17W/m^2 的净的云辐射强迫。净的云辐射强迫的最小值出现在 4 月份, 而最大值在 1 月份。从全球尺度对所有季节而言, 云的反照率效应比其温室效应更占主导地位。云辐射强迫具有显著的区域特征。

第三章 资料及计算方法

我们知道,云的光学厚度、云顶温度、云水路径和粒子尺度等云特性参数是云水资源研究和气候研究的重要参量,而卫星反演是目前大范围获取这些参量的基本手段,但目前我国除了云量检测方面的工作较为成熟以外,还非常缺乏这方面的研究工作,因此,本论文的工作采用的是国外卫星资料。

这里我们采用 2002 年 7 月—2004 年 6 月美国极轨环境遥感卫星 Aqua (EOS) 获取的 CERES SSF MODIS Edition 1B 资料。该数据集提供了地球表面和大气层顶辐亮度、地表反射率和辐射通量的瞬时观测值,以及卫星扫描范围内晴空参数和云参数^[1]。最新的 SSF 数据集将 CERES 的辐射收支数据和来自同一平台映像的云特性的反演结果结合在一起,以更好地改进对大气瞬时状态的描述^[2]。由于该资料不仅空间分辨率高、而且把云参数的反演与相同时刻大气层顶 (TOA) 的宽带辐射通量计算匹配了起来,从而改进了云辐射强迫计算的准确性^[3,4]。

除此之外,为了改善扫描图像的分辨率和从卫星测量的辐射资料得到更精确的 TOA 通量,SSF 引进了新的 CERES 角分布模式 (ADM_s)^[5]。在复杂的 CERES 的观测域内,利用高光谱分辨率和高空间分辨率处理云图像资料以确定云和地面特征,这是 CERES 对 ERBE (地球辐射收支实验) 辐射收支分析的一个主要的改进,因为 ERBE 短波通量的最大的

误差来源于角取样。CERES云特征精确度的不断改进以及新的角分布模式的采用将会使这些误差减小3到4倍。每一个CERES扫描区域的云的特征和辐射通量也是为大气层内辐射通量提供更精确估计的关键。在20KM处，CERES测量大气层顶的宽带辐射率的频谱主要集中在0.2-5.0um, 8-14um, 5-100um三个光谱区域。在地球的辐射平衡中，为了更好地估计云的辐射效应，宽带测量仪所测到的大气层顶的辐射通量资料是必不可少的。总之，以上这些观测优势使该数据集对云的辐射通量的观测达到前所未有的精确度^[6]。

这里利用从CERES SSF MODIS Edition 1B数据得到的短波（SW）和长波（LW）向上的辐射通量计算云的辐射强迫，它是晴天辐射和total-scene辐射之差^[7-11]。因此云的长波辐射强迫可表示为：

$$C_{LW} = F_{clr} - F$$

云的短波辐射强迫可表示为：

$$C_{SW} = F'_{clr} - F'$$

云的净辐射强迫为：

$$C_{net} = C_{SW} + C_{LW}$$

这三个辐射强迫参数是考查云对辐射的影响的重要指标。在上面的方程中，晴天辐射代表了无云区域的平均情况，下标为clr；而没有下标的代表了total-scene的辐射，包括有云和无云部分。这里，首先计算了晴空条件下的月平均短波和长波辐射通量，然后计算了all-sky情况下的月平均短波和长波辐射通量，最后取它们的和得出了相应的云的辐射强迫（CRF）。其中，晴空辐射的选取标准为晴空

覆盖率在85%以上。

VISST是Minnis等提出的4通道反演法^[12, 13]。利用VISST, 可以从2001年4月至2004年6月间的Aqua和Terra MODIS 资料中反演云的物理特性。反演的云的物理特性包括: 云的冰晶核直径 (D_e), 光学厚度 (OPD), 有效云顶温度 (T_e), 云水通量 (W_p), 而云水通量反演资料是从VISST估算的云的光学厚度和有效粒子尺寸中计算出来的。

本论文为便于研究沙尘气溶胶所引起的云的改变, 在 30°N - 40°N 和 80°E - 110°E 范围内, 选取了没有沙尘存在的云区 (CLD区) 和有沙尘存在的云区 (COD区) 等来表示不同环境下的云, 其相应的地面观测资料是从我国和蒙古之间的701个地面气象观测站获取的。

参考文献

- [1] Minnis, P., D. P. Garber, D. F. Young, et al., Parameterization of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties, *J. Atmos. Sci.*, 1998, 55, 3313-3339.
- [2] Chambers, Lin H., Lin, B., et al. Examination of new CERES data for evidence of tropical iris feedback. *J. Climate.*, 2002, 15: 3719-3726.
- [3] Minnis, P., and Co-Authors, 1995, Cloud Optical Property Retrieval (Subsystem 4.3). Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Algorithm Theoretical Basis Document, Volume III: Cloud Analyses and Radiance Inversions (Subsystem 4). NASA RP 1376 Vol. 3, pp. 135-176.
- [4] Wielicki, B. A., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, et al., 1996. Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 853-868.
- [5] Loeb, N. G., Smith, N. M., Kato, S., et al. Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Energy System Instrument on the TRMM Satellite. Part I: Methodology, *J. Appl. Meteorol.*, 2003, 42: 240-265.
- [6] Chambers, Lin H., Bing Lin, et al., 2002, Examination of new CERES data for evidence of tropical iris feedback. *J. Climate.*, 15, 3719-3726.
- [7] Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, et al., 1989, Cloud radiative forcing and climate: results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243, 57-63.
- [8] Ramanathan V., 1987: The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation. *J. G. R.*, 92, 4075~4095.
- [9] Charlock, T. and V. Ramanathan, 1985: The Albedo Field and Cloud Radiative Forcing in a General Circulation Model with Internally Generated Cloud Optics. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, 1408-1429.
- [10] Harrison, E. F., P. Minnis, B. R. Barkstrom, V. Ramanathan, R. D. Cess, and G. G. Gibson, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95, 18687-18703.

- [11] Hartmann, D. L., V. Ramanathan, A. Berroir, and G. E. Hunt, 1986: Earth radiation budget data and climate research. *Rev. Geophys.*, 24, 439-468.
- [12] Minnis, P., Kratz D. P., Coakley J. A., et al. Cloud Optical Property Retrieval (Subsystem 4.3). "Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Algorithm Theoretical Basis Document, Volume III: Cloud Analyses and Radiance Inversions (Subsystem 4)", NASA RP 1376 Vol. 3, edited by CERES Science Team, 1995, 135-176.
- [13] Minnis, P., Garber D. P., Young D. F., et al. Parameterization of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties. *J. Atmos. Sci.*, 1998, 55: 3313-3339.

第四章 个例分析

4.1 引言

中亚、北美、中非和澳大利亚是全球四大沙尘暴高发区。我国沙尘暴是中亚沙尘暴的组成部分，主要集中在北方地区，南方几乎没有；北方又以西北地区为最多。包括新疆、甘肃、宁夏以及内蒙古西部在内的我国西北干旱区，是西伯利亚强冷空气南移的必经之地，那里自然环境恶劣，气候干燥，戈壁、沙漠众多，植被稀少，春季解冻的地表土层更是疏松干燥，当冬春之季较强冷空气入侵时，就造成沙尘暴一次次发生。年均沙尘暴日数在 20 天以上，扬沙天气在 40 天以上^[1]。由沙尘暴产生的大量沙尘气溶胶也称为矿物气溶胶，是大气气溶胶的主要种类之一。据估计，全球每年进入大气的沙尘气溶胶达 10~20 亿 t，占对流层气溶胶总量的一半。在全球气候变化影响下，我国北方地区干旱和暖冬现象日益严重，加之不合理的人为活动的干扰，土地荒漠化越来越严重，土地荒漠化的加速蔓延，使得沙尘暴出现得愈加频繁，进而产生更大量的沙尘气溶胶。

沙尘气溶胶对地气系统的辐射收支的影响是极其复杂的。除了在特定的天气条件下，大气中的部分沙尘被注入平流层，能长期参与平流层的物理化学过程，并通过改变大气的辐射平衡对气候产生影响外，它还一方面通过吸收和散射太阳辐射及地面和云层长波辐射来影响地球辐射收支与能量平衡，进而对地球系统的辐射平衡产生直接影

响;另一方面,通过可以成为云的凝结核的作用来改变云的物理特性,云量和云的寿命^[2],间接影响地气系统的辐射收支。

云在全球能量和水循环中具有非常重要的作用。它通过对太阳辐射的反照率效应和对地球辐射的温室效应这两种相反作用的综合效果来影响地球辐射收支、大气环流和气候。对于全球范围年平均来讲,云对地气系统的辐射收支具有净的冷却效应。云的存在使地球的反射率从 17% (无云状况) 增到 30%, 而地球反射率每增加 0.5%, 因 CO₂ 倍增引起的增暖就会减少一半^[3]。云的反照率与云滴数浓度密切相关,而云滴数浓度又决定于云凝结核浓度和云内水汽状况等云的微物理特性。沙尘气溶胶的凝结核作用对云滴的形成、分布和生命周期都十分重要,对流层中的降水过程又决定了沙尘气溶胶的生命期,而且,沙尘气溶胶直接辐射强迫中最终辐射强迫的正负也取决于天空云的状态和地表反照率。总之,两者的关系密不可分,是诸多影响气候变化因子中两个非常重要却又最不确定的因子。

尽管,近年来,对云和沙尘气溶胶相互作用的研究引起了国内外学者的关注^[4-6]: 国外 Rosenfeld 等^[7]通过卫星和航空观测分析发现在含有沙尘气溶胶的云滴中很少发生碰并而产生降水。Sassen^[8]发现来自于中国的沙尘与高积云中冰粒的形成相关关系很高。但是,由于云和沙尘气溶胶辐射强迫机制的复杂性以及受到观测手段和资料的限制,目前,有关云和沙尘气溶胶辐射强迫和气候效应的问题有待于更好地解决,这方面研究进展不大。尤其,关于我国西北沙尘气溶胶与云的辐射强迫的相互作用的研究甚少。本章旨在通过对我国北方地区

2004年3月26-28日的沙尘暴的个例分析,初步讨论在这次沙尘暴过程中沙尘气溶胶对云物理特性和辐射强迫的影响。

4.2 资料和分析方法

2004年3月26-28日,受蒙古气旋南侧偏西大风的影响,蒙古国东南部和内蒙古中部地区出现了大范围的沙尘暴。同时,甘肃省河西走廊和青海柴达木盆地也出现了沙尘天气。

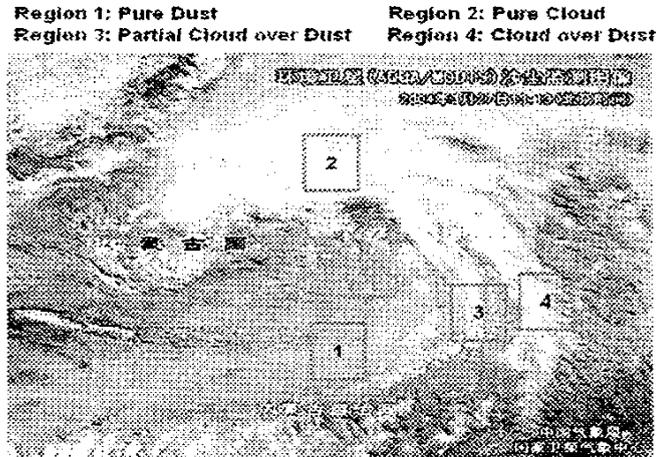


图 4.1 2004 年 3 月 27 日环境卫星 (AQUA/MODIS) 沙尘监测图像

Fig4.1 The satellite image of sandstorm monitoring on March 27, 2004 by AQUA/MODIS

图 4.1 是 2004 年 3 月 27 日环境卫星 (AQUA/MODIS) 沙尘监测图像。在监测图上,能清楚看到中国内蒙古中部与蒙古国交界处有一大片东北—西南走向的沙尘区,这片沙尘区西面还有一些小范围的沙尘带,甘肃河西走廊和柴达木盆地也有较大范围的沙尘区存在。图中能够看到绿洲和河流,白色区域是雪和云,整个沙漠和内蒙古中部由于覆盖沙尘而变暗,表面特征模糊。东部沙尘区与西部和南部沙尘颜色

上有较大差异，表明东部是沙尘暴，西部和南部是浮尘或扬沙天气。

在图4.1中选取了四个区域，对无沙尘条件下的云和沙尘暴过程中伴随的云的微物理特性及辐射强迫进行了对比分析。这四个区域分别是：□1代表无云存在的沙尘区，以后称其为DUST；□2表示不受沙尘影响的云区，用CLD表示；□3则代表沙尘区域里存在的部分云量，用PCOD表示；□4代表有沙尘存在的大量云区，用COD表示。文中涉及的云的微物理特性包括：云的冰晶核直径 (D_e)，光学厚度 (OPD)，有效云顶温度 (T_c)，云水通量 (W_p)。

本文采用2004年3月26-28日美国极轨环境遥感卫星 Aqua (EOS-PM1) 获取的 CERES SSF MODIS Edition 1B 资料。相应的地面观测资料是从我国和蒙古之间的701个地面气象观测站获取的。详见第三章。

4.3 结果分析

图4.2-4.4分别是CLD, PCOD和COD在 D_e , OPD, W_p 方面的频率分布图。

在图4.2中 D_e 的平均值由CLD区的61.3微米降到了COD区的53.6微米。由于PCOD区的沙尘含量比COD区高，因而，PCOD区的 D_e 平均值更低，为51.5微米。在图中可以清楚看到， D_e 值越小，在PCOD区和COD区出现的频次就越高高于CLD区。这说明沙尘气溶胶可以作为云的凝结核，导致云滴尺寸变小。

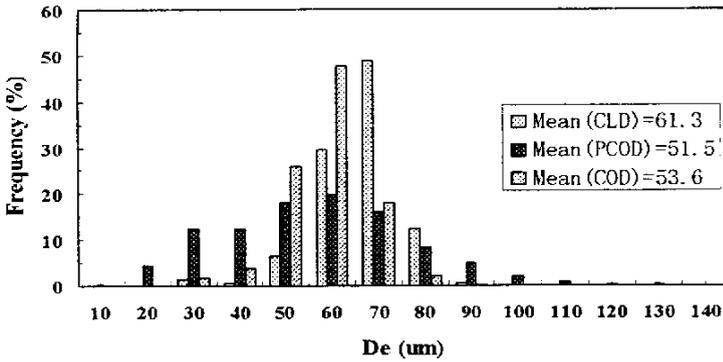


图 4.2 CLD、PCOD 和 COD 关于 De 的频率分布比较图

Fig.4.2 Comparison of frequency distribution diagram over the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for ice diameter (De)

在图 4.3 中, CLD 区的 OPD 均值为 72.6, 分别比 PCOD 区和 COD 区的 OPD 均值大了 52.4 和 50.5。很明显, 在 PCOD 区和 COD 区 OPD 值越小, 出现的频次越高; OPD 值越大, 在 CLD 区出现的概率就越大。在图 4.4 中, W_p 值的规律也是如此。COD 区和 PCOD 区的 W_p 值分别比 CLD 区的小了 1005.3 g/m^2 , 1056.7 g/m^2 。 W_p 值越小, 在 COD 区和 PCOD 区出现的可能性越大。这说明在中低大气层中, 沙尘气溶胶和云混合后, 干的沙尘减少了云中湿度, 进而改变了云的光学厚度和云水通量。

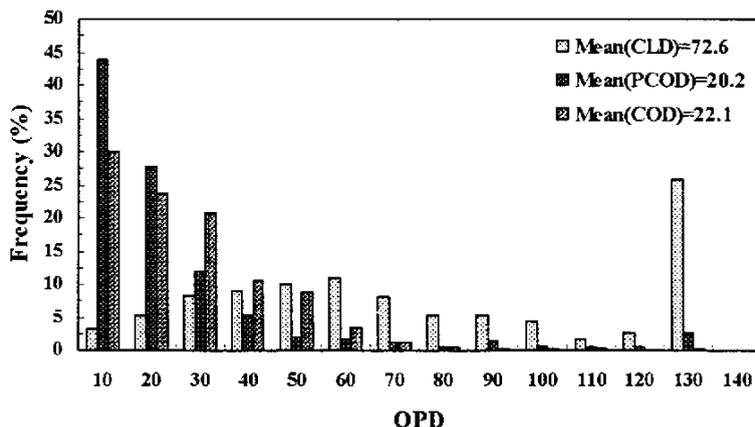


图 4.3 CLD、PCOD 和 COD 关于 OPD 的频率分布比较图

Fig4.3 Comparison of frequency distribution diagram over the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for optical depth (OPD)

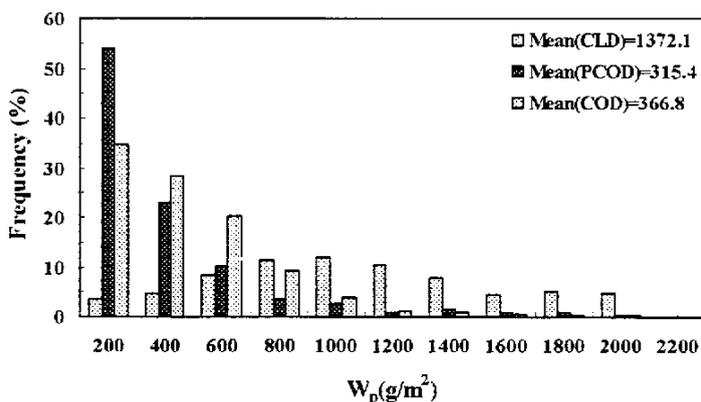


图 4.4 CLD、PCOD 和 COD 关于 W_p 的频率分布比较图

Fig4.4 Comparison of frequency distribution diagram over the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for ice water path (W_p)

在图 4.5 中, CLD 区和 COD 区的 T_e 平均值分别为 227.4K 和 227.2K, 非常接近, 这说明了对于这两个区域来说, 云顶高度是一致的。 T_e 实上是红外光区的亮温, 由于 PCOD 区以沙尘为主, 沙尘的高度明显比云低, 因此 PCOD 区 T_e 均值要高于 COD 和 CLD 区的均值, 为 243.7K。

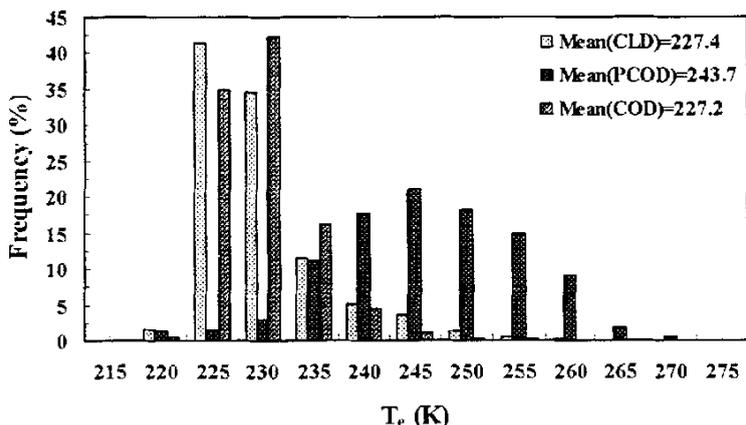


图 4.5 CLD、PCOD 和 COD 关于 T_e 的频率分布比较图

Fig4.5 Comparison of frequency distribution diagram over the pure cloud region(CLD), partial cloud over dust region(PCOD) and cloud over dust region(COD) for effective cloud top temperature(T_e)

图 4.6、图 4.7 和图 4.8 分别是 DUST 区、CLD 区、PCOD 区和 COD 区在大气层顶的长波辐射强迫、短波辐射强迫和净辐射强迫比较图。在短波辐射强迫比较图中，CLD 区的 SW 值约为 -320.345 W/m^2 ，COD 区的 SW 值约为 -260.329 W/m^2 ，COD 区的 SW 绝对值比 CLD 区的减小了 60.016 W/m^2 ；而 PCOD 区的 SW 约为 -181.466 W/m^2 ，其绝对值比 COD 区的减小了 78.863 W/m^2 ；DUST 区 SW 约为 -80.149 W/m^2 ，其绝对值又比 PCOD 区的减小了 101.317 W/m^2 。说明沙尘云的短波辐射强迫减弱了。在长波辐射强迫比较图中，CLD 区的 LW 值约为 121.767 W/m^2 ，COD 区的 LW 值约为 119.721 W/m^2 ，两值比较接近，约是 PCOD 区 LW 值的近 1.8 倍。DUST 区 LW 值约为 38.894 W/m^2 ，接近于 PCOD 区 LW 值的 $3/5$ 。在净辐射强迫比较图中，CLD 区的净辐射强迫值约为 -198.578 W/m^2 ，COD 区的净辐射强迫值约为 -140.608 W/m^2 ，PCOD 区的净辐射强迫值约为 -114.437 W/m^2 ，而 DUST 区的约为 -41.255 W/m^2 ，可见，在这次沙尘暴

个例分析里, COD 区的净辐射强迫绝对值比 CLD 区少了近 30%, 而 PCOD 区的净辐射强迫绝对值比 COD 区的又略低些。到了 DUST 区, 其净辐射强迫绝对值还不到 PCOD 区的 40%。说明由于受到沙尘的影响, 在大气层顶, 云的净辐射强迫被减弱, 云的冷却效应受到了抑制。

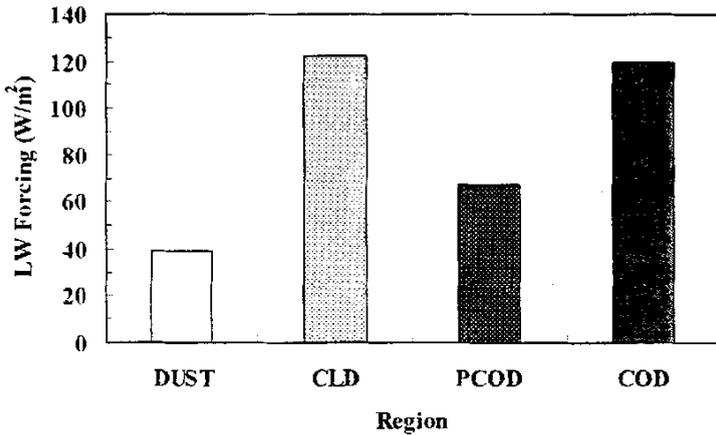


图 4.6 DUST、CLD、PCOD 和 COD 在大气层顶的长波辐射强迫比较图

Fig 4.6 Comparison of the TOA radiative forcing over the pure dust region (DUST), the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for LW forcing.

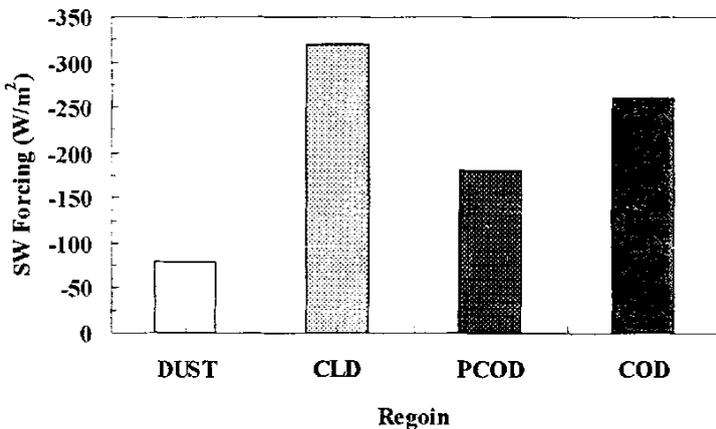


图 4.7 DUST、CLD、PCOD 和 COD 在大气层顶的短波辐射强迫比较图

Fig 4.7 Comparison of the TOA radiative forcing over the pure dust region (DUST), the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for SW forcing.

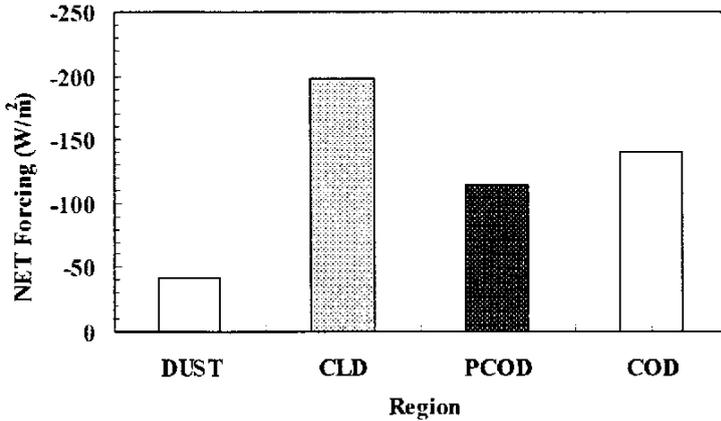


图 4.8 DUST、CLD、PCOD 和 COD 在大气层顶的净辐射强迫比较图

Fig 4.8 Comparison of the TOA radiative forcing over the pure dust region (DUST), the pure cloud region (CLD), partial cloud over dust region (PCOD) and cloud over dust region (COD) for net forcing.

4.4 小结

本文利用卫星探测资料，通过对沙尘暴的个例分析，研究了沙尘气溶胶对云微物理特性和辐射强迫的影响。在研究中发现，图 4.1 中所选的 COD 区和 CLD 区中的云的物理特性以及估算出的相应的辐射强迫值差别都很大。这次沙尘暴过程研究中发现：De 的平均值由 CLD 区的 61.3 微米降到了 COD 区的 53.6 微米；CLD 区的 OPD 平均值为 72.6，比 COD 区的 OPD 平均值大了 50.5；CLD 区的 W_p 平均值为 1372.1 g/m^2 ，COD 区的 W_p 平均值比 CLD 区的小了 1005.3 g/m^2 ；CLD 区的净辐射强迫值约为 $-198.578 W/m^2$ ，而 COD 区的净辐射强迫值约为 $-140.608 W/m^2$ ，COD 区的净辐射强迫绝对值比 CLD 区少了近 30%。由于两区的气象条件相似，因此考虑这些差异源于沙尘的影响。沙尘使

得云中凝结核的尺寸,云水含量及光学厚度等特性部分减少,使大气层顶的净辐射强迫被削弱了近30%,从而抑制了云的冷却效应。由于沙尘时空分布较广,沙尘和云的相互作用,会对区域甚至全球的气候变化产生重要的影响,因此,本论文关于沙尘气溶胶对云特性及辐射强迫的影响的研究是具有一定意义的,但是,本章的结论只是从个例分析中得出的,还需要更多事例和资料的分析验证。

参考文献

- [1] 周自江. 近45年中国扬沙和沙尘暴天气. 第四纪研究, 2001, 21(1): 9-16
- [2] 牛生杰. 贺兰山地区沙尘气溶胶粒子谱分布的观测研究. 大气科学, 2001, 25(2): 242-252.
- [3] 吴兑. 温室气体与温室效应. 全球变化热门话题丛书[M]. 气象出版社, 2003, 7: 140-141.
- [4] Bréon, F.-M., D. Tanré, and S. Generoso (2002), Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite, *Science*, 295, 834-838.
- [5] DeMott, P. J., K. Sassen, M. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis (2003), African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1732, doi:10.1029/2003GL017410.
- [6] Kawamoto, K., and T. Nakajima (2003), Seasonal variation of cloud particle size from AVHRR remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1810-1813.
- [7] Rosenfeld, D., Y. Rudich, and R. Lahav (2001), Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop, *Proceedings of the National Academy of Science*, 98(11): 5975-5980.
- [8] Sassen, K. (2002), Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1029, doi:10.1029/2001GL014034.

第五章 沙尘云的辐射强迫

5.1 引言

云和气溶胶的辐射强迫是影响气候变化诸因子中两个非常重要但又最不确定的因子^[1]。一方面,气溶胶通过吸收和散射太阳辐射去直接影响地-气辐射收支,产生直接效应;另一方面,气溶胶粒子可以作为云凝结核,从而改变云滴数浓度,云滴尺寸大小以及云的生命期,通过云的变化来间接影响气候,对地-气辐射收支产生间接效应。由于气溶胶所含的化学成分不同,它对气候有着冷却或增温的作用。Ra-manathan 等^[2]提出气溶胶间接和直接效应的综合结果是减弱了大气环流——本世纪影响环境的重要因素之一。象黑炭,矿物沙尘等一些气溶胶通过加热大气来增强云的蒸发,从而对地-气辐射收支产生半间接效应^[3-5]。Li 和 Trishchenko^[6]发现一些吸收性强的气溶胶粒子大幅降低了入射到地面的太阳辐射通量。由于这些吸收性强的气溶胶对气候存在潜在的增温效应,因此可把它们看作散热因子^[7]。沙尘气溶胶的辐射强迫可以与一些人为气溶胶,比如:石化燃料燃烧释放到大气中的硫酸盐粒子和有机物燃烧产生的烟雾等相比^[8, 9]。在沙尘气溶胶的辐射强迫估算方面存在很大的不确定性,它在大气层顶的净辐射强迫可正可负,最终完全依赖于地面反照率,粒子尺度,沙尘的垂直分布特征,沙尘光学厚度以及折射指数的假设部分等一系列的变化量^[10-11]。

地球表面大约 60%被云所覆盖。云是地球辐射收支的一个重要调

节器，它对辐射平衡有着非常重要的影响。从全球平均来看，云在大气层顶对地-气系统起冷却作用。由云反射掉的 48 W/M^2 的太阳辐射只能通过截获的红外线辐射来补偿 30 W/M^2 。地球辐射收支实验的测量结果^[12]表明云的微观物理量（云的覆盖率，结构，高度）以及其微物理特性（粒子尺寸和状态等）上的微小变化都会对气候产生显著的影响。如果云的短波辐射强迫增加 5%，将会抵消 1750 年-2000 年间的温室气体所带来的温室效应^[13]。

亚洲沙尘暴对全球气候系统有着重要影响。晚冬早春起源于塔克拉玛干沙漠和蒙古戈壁沙漠的沙尘暴频繁发生。沙尘暴产生的沙尘气溶胶不仅存在于源区，而且在一定的大气环流背景下，还可被携带到数千公里的下游地区，从大陆输送到朝鲜和日本的公海上空^[14-16]。每年从中国北方输送到大气沙尘量大约为 800 Tt ^[17]。不过，目前，关于亚洲沙尘气溶胶对云的特性和辐射强迫的影响方面的研究甚少。利用 AVHRR 和 HEIFE 实验的地面观测资料，可以预算沙尘气溶胶的辐射强迫^[18]。在北京，有沙尘的日子里，太阳辐射对大气的加热功能要比没有沙尘的日子强 80%-318%^[19]。赵柏林等^[20]在北京利用七波段太阳光度计监测了气溶胶，得到了气溶胶的粒度分布，发现了沙尘粒子半径通常大于 $2.1 \mu\text{m}$ ，而污染物气溶胶半径通常小于 $2.1 \mu\text{m}$ ^[21]。不过，这些数值也只是利用微波辐射计，通过宽带太阳直射和天空散射辐射测量仪得到的关于气溶胶光学厚度，尺寸分布，折射指数和地面反照率的粗略结果^[22-24]。罗云峰等^[25]通过常规地面太阳辐射测量方法，利用北京等 46 个甲种日射站 1961-1990 年逐日太阳直接辐射日总量和

日照时数等资料,反演了30年来各站逐年、逐月0.75微米大气气溶胶光学厚度平均值,分析了我国大气气溶胶光学厚度的年、季空间分布特征和年代际之间的变化。最近,黄建平等^[26]选了10个个例,利用MODIS和CERES资料,研究了亚洲沙尘气溶胶对云物理特性的影响。研究发现,在沙尘条件下,冰云有效粒子直径,光学厚度,卷云的云水通量分别比无沙尘条件下的低11%,32.8%和42%。不过,这些结论只是通过10个个例分析得出的,还需要大量的观测资料去验证。

本章利用晴空和有云的条件下大气层顶向上的短波辐射通量和长波辐射通量来检验云的辐射强迫,旨在通过估算大气层顶沙尘云的辐射强迫来说明东亚中纬度地区沙尘气溶胶对辐射收支的影响,并揭示沙尘气溶胶、云和辐射强迫之间的关系。

5.2 资料和方法说明

在本章的研究中,我们利用了2002年7月至2004年6月两年的从Aqua卫星获取的CERES SSF MODIS Edition 1B资料,并配合从我国和蒙古之间的701个地面气象观测站获取的相应的地面观测资料。这些地面观测站每隔3小时观测一次沙尘,提供四种信息,分别是:沙尘暴,扬沙,浮尘和无沙尘。为便于研究沙尘气溶胶所引起的云的改变,在 30°N - 40°N 和 80°E - 110°E 范围内,我们选取了CLD区和COD区来表示不同环境下的云。在 30°N - 40°N 和 80°E - 110°E 某区内,如地面气象观测站的观测记录上显示无任何沙尘,则把此区的云称为CLD;如地面气象观测站的地面观测记录出现了沙尘暴,吹风,或者

是浮尘中的任一种形式的沙尘,而且在同一区卫星也监测到了云,则称此云区为 COD 区。CLD 区代表没有沙尘存在的云区,而 COD 区表示有沙尘存在的云区。我们选取了 2002 年 7 月至 2004 年 6 月两年期间的 33 个沙尘例子作为分析对象,这些沙尘事例主要发生在春季的 3、4、5 月,只有少于 6%的沙尘暴发生在晚夏和秋天。

本章涉及到的云物理特性包括:有效云顶温度(T_e)和云水通量(W_p),其他详见第三章。

5.3 结果分析

图 5.1 是 CLD 和 COD 区的大气层顶云辐射强迫的频率比较图。从图中可以看出沙尘气溶胶对大气层顶云辐射强迫的影响。在短波辐射强迫低于 $-350\text{W}/\text{m}^2$ 的范围内,COD 区出现低值的短波辐射强迫的频次比 CLD 区的高,即在这一范围内,COD 区的短波辐射强迫平均值比 CLD 区的小。在长波辐射强迫低于 $120\text{W}/\text{m}^2$ 时,在 CLD 区长波辐射强迫数值越小,发生的频次越高,即在这一范围内,COD 区的长波辐射强迫平均值大于 CLD 区的。

表 5.1 是 CLD 区和 COD 区按照频率分布权重计算出的大气层顶云的短波,长波和净辐射强迫的平均值。大气层顶云的瞬时短波辐射强迫在 COD 区为 $-275.7\text{W}/\text{m}^2$,在 CLD 区为 $-311.0\text{W}/\text{m}^2$,CLD 区云的瞬时短波辐射强迫比 COD 区强 12.8%。CLD 区和 COD 区的短波辐射强迫标准偏差分别为 $0.37\text{W}/\text{m}^2$ 和 $1.89\text{W}/\text{m}^2$,可以看出,COD 区短波辐射强迫变率约是 CLD 区的 5 倍多。大气层顶云的长波辐射强迫在 CLD 区约为

102.8W/m², 比在 COD 区的长波辐射强迫少 20%左右。CLD 区和 COD 区的长波辐射强迫标准偏差分别为 0.06W/m²和 0.47W/m²。大气层顶云的瞬时净辐射强迫在 CLD 区约为-208.2W/m², 比 COD 区的大 42.1%。如果考虑大气的日循环, 估算的净辐射强迫平均值在 CLD 区为 -52.7W/m², 在 COD 区为 -9.35W/m²。计算公式为: 平均值 = (SW+2LWforing) /2。在 COD 区, 云下沙尘气溶胶的存在明显减弱了云的冷却效应。在 COD 区被沙尘气溶胶减弱了的这部分云的冷却效应相当于沙尘气溶胶的增暖效应 (-9.35+52.7=43.4 W/m²)。由于地面气象观测站观测到的沙尘暴发生天数的长期平均频率为 2.3%, 标准偏差为 ±1.5%, 因而得出沙尘气溶胶的平均增暖效应为 (1±0.6) W/m²。算法: (43.4×2.3%±43.4×1.5%) W/m²

表 5.1 按照频率分布权重算出的大气层顶 CLD 和 COD 区的短波, 长波和净辐射强迫的平均值对照表

Table 5.1 Comparison of weight averaged radiative forcing (W/m²) at the TOA

Region	SW forcing	LW forcing	Net forcing
CLD	-311.0	102.8	-208.2
COD	-275.7	128.5	-147.2

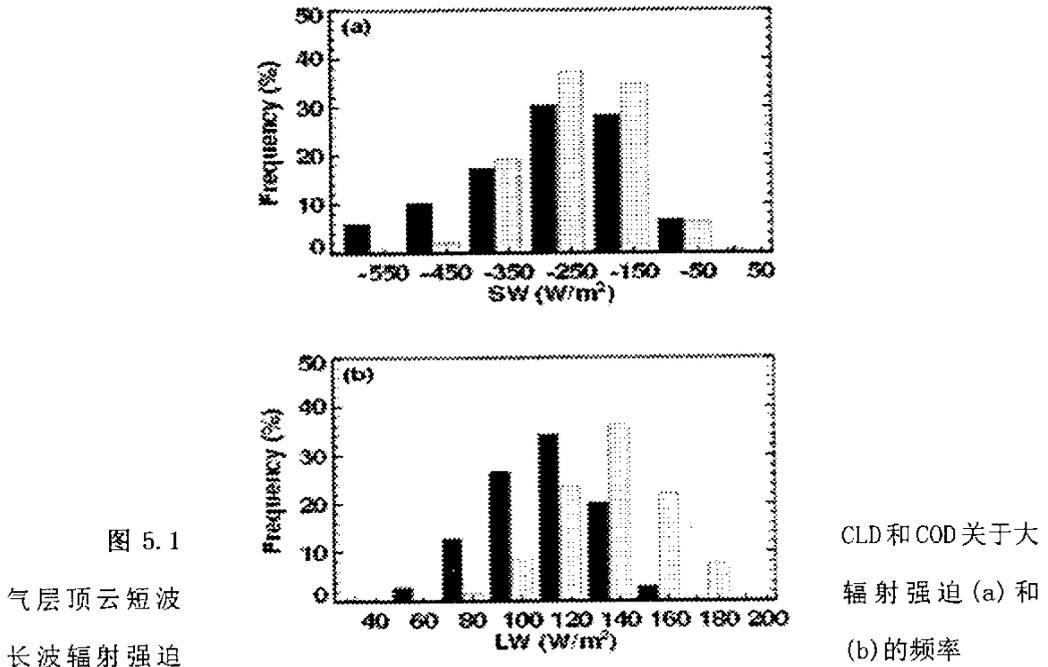


图 5.1
气层顶云短波
长波辐射强迫

CLD和COD关于大
辐射强迫(a)和
(b)的频率

分布比较图，(a)中横标间距为 $100 g/m^2$ ，(b)中横标间距为 $20 g/m^2$

Fig 5.1 Comparison of the TOA radiation forcing over the no-dust cloud (CLD) region (black bar), and clouds over the dust (COD) region (gray bar) for (a) SW forcing; (b) LW forcing. The histogram intervals are $100 g/m^2$ for (a) and $20 g/m^2$ for (b).

从图 5.2 中发现，在 CLD 区和 COD 区，大气层顶云的短波辐射强迫和净辐射强迫都随着太阳天顶角的变大而减小，呈现负相关。同时，CLD 区和 COD 区云的辐射强迫的差异随着太阳天顶角的增加而加大，呈线性变化。

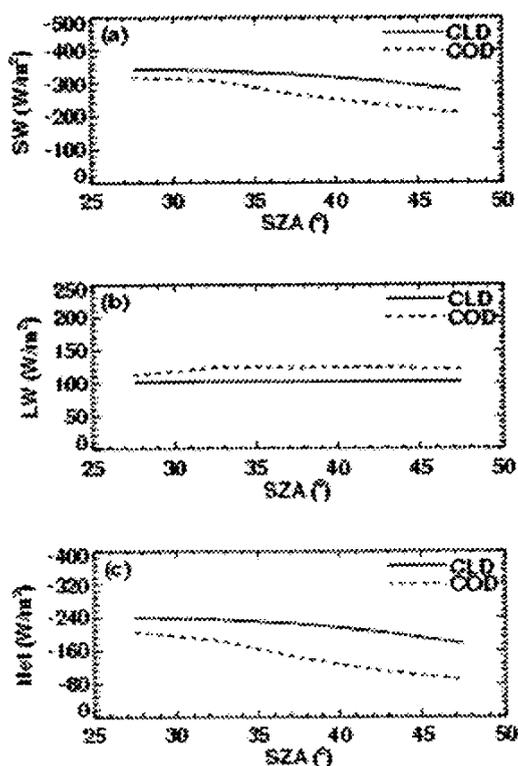


图 5.2 CLD 和 COD 关于大气层顶云短波辐射强迫(a)、长波辐射强迫(b)以及净辐射强迫(c)与太阳天顶角的关系比较图

Fig 5.2 Comparison of the TOA radiation forcing for CLD and COD regions as a function of solar zenith angle for (a) SW forcing, (b) LW forcing and (c) net forcing.

COD 区大气层顶辐射强迫是上层云和下层沙尘气溶胶的综合效果。由于沙尘云的云顶温度范围为 $245\text{K} < T_c \leq 260\text{K}$ ，从图 5.3 (a) 中可看出 COD 区的短波辐射强迫比 CLD 区的少了 30%多。在图 5.3(c) 中沙尘气溶胶对大气层顶云的净辐射强迫的影响更加明显。对于较暖的沙尘云而言， $T_c \geq 245\text{K}$ ，其净辐射强迫比无沙尘条件下的云的净辐射强迫少了 50%多。这是由于在较低大气层干的沙尘和湿云相混合，从而使得云中湿度降低，云凝结减少所致^[26]。

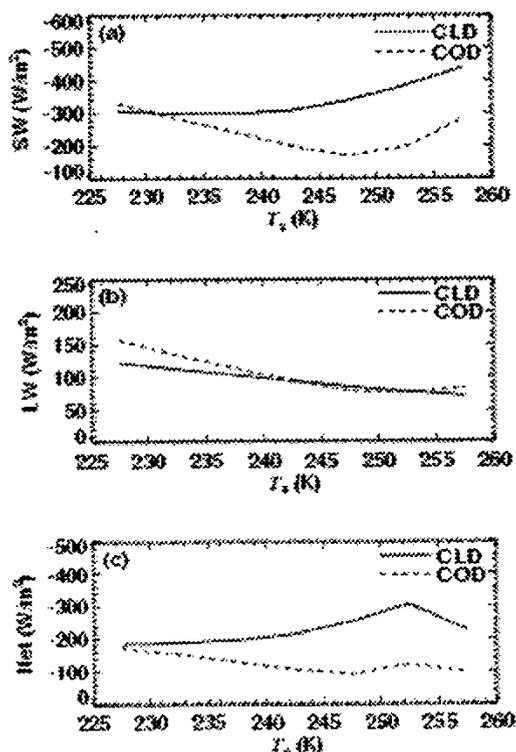


图 5.3 CLD和COD关于大气层顶云短波辐射强迫 (a)、长波辐射强迫 (b) 以及净辐射强迫 (c) 和有效云顶温度的关系比较图

Fig 5.3 Comparison of the TOA radiation forcing for CLD and COD regions as a function of effective cloud top temperature T_e for (a) SW forcing, (b) LW forcing and (c) net forcing.

在图 5.4 中, $300g/m^2 < W_p \leq 700 g/m^2$ 时, COD 区的短波辐射强迫比 CLD 区的小许多, 并且, 两者之间的差异随着云水通量的增大而增加。不过, 在 $W_p < 300g/m^2$ 时, COD 区的长波辐射强迫比 CLD 区的小。这些现象都是由于沙尘气溶胶对云和辐射的影响所致。

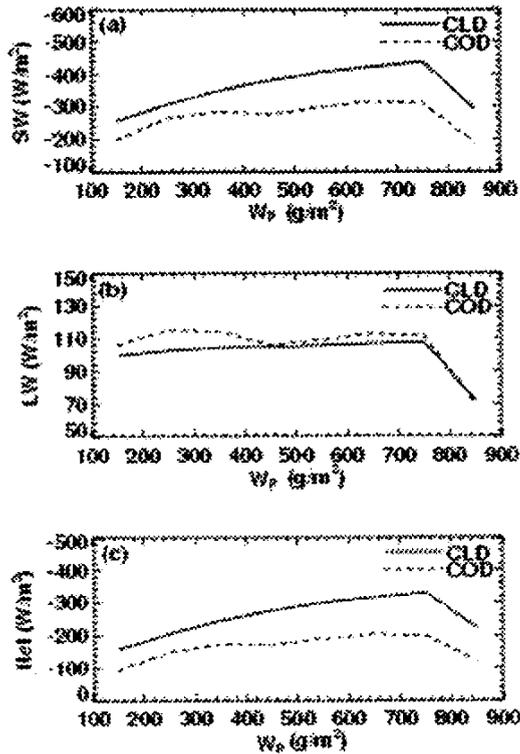


图 5.4 CLD 和 COD 关于大气层顶云短波辐射强迫(a)、长波辐射强迫(b)以及净辐射强迫(c)和云水通量的关系比较图

Fig 5.4 Comparison of the TOA radiation forcing for CLD and COD regions as a function of cloud water path for (a) SW forcing, (b) LW forcing and (c) net forcing.

5.4 小 结

本章利用 2002 年 7 月至 2004 年 6 月两年期间从美国极轨环境遥感卫星 Aqua 获取的 CERES SSF MODIS Edition 1B 资料，并配合相应的地面观测资料，估算了东亚中纬度地区沙尘云的辐射强迫值。沙尘云被定义为在沙尘环境下存在的云。在探测沙尘对云的影响方面，卫星资料虽然不是一个完美的测量手段，但却是目前最有效和便捷的

工具。本章估算出大气层顶云的瞬时短波辐射强迫在 COD 区为 $-275.7\text{W}/\text{m}^2$, 在 CLD 区为 $-311.0\text{W}/\text{m}^2$, CLD 区云的瞬时短波辐射强迫比 COD 区强 12.8%; 大气层顶云的长波辐射强迫在 CLD 区约为 $102.8\text{W}/\text{m}^2$, 比在 COD 区的长波辐射强迫少 20%左右; 大气层顶云的瞬时净辐射强迫在 CLD 区约为 $-208.2\text{W}/\text{m}^2$, 比 COD 区的大 42.1%。尽管大家普遍认为云对地-气系统起冷却作用, 但在 CLD 和 COD 区估算的云的辐射强迫数值却存在着本质的差异。很明显, 在 COD 区, 沙尘气溶胶的存在降低了云的冷却效应。COD 区中云的云水含量和光学厚度的部分减少削弱了云的冷却效应, 却增强了由温室气体的增加所致的增温效应。本章研究揭示了亚洲沙尘气溶胶对大气层顶云辐射强迫的影响。同时, 研究结果也表明, 沙尘气溶胶对辐射强迫的影响是非常复杂的。白天, 沙尘气溶胶对大气层顶起冷却作用, 但同时考虑白天和黑夜时, 沙尘却起增暖的作用。本文估算的沙尘暴的增暖效应为 $(1 \pm 0.6)\text{W}/\text{m}^2$, 这一点如能进一步证实, 这将是沙尘暴多发季节东亚地区最强的气溶胶强迫, 将对大气环流和气候起到意义重大的增暖作用。本论文只是为了研究亚洲沙尘暴对气候产生的影响所迈出的第一步。由于沙尘在大气中存在的时间较长, 范围较广, 因而, 沙尘和云的相互作用会对气候产生重要的影响。在今后的大量研究工作中, 还需要进一步去探究这些相互作用, 比如, 沙尘对地表辐射通量的影响, 沙尘气溶胶的半直接效应等。此外, 还要分析更多沙尘事件以便进行更有力的统计!

参考文献

- [1] Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., et al. IPCC 2001: Climate Change 2001, The Scientific Basis. In: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2001, 892.
- [2] Ramanathan, V., Crutzen, P. J., et al. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 2001, 294:2119-2124.
- [3] Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., et al. Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, 2000, 288: 1042 - 1047.
- [4] Koren I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., et al. Measurement of the effect of amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, 2004, 303: 1342 - 1345.
- [5] Kruger, O., Graßl, H. Albedo reduction by absorbing aerosols over China. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 109: doi: 0.029/2003GL019111.
- [6] Li, Z., Trishchenko, A. Quantifying the uncertainties in determining SW cloud radiative forcing and cloud absorption due to variability in atmospheric conditions. *J. Atmos. Sci.*, 2001, 58:376-389.
- [7] Jacobson, M. Z. Control of fossil-fuel black carbon and organic matter, possibly the most effective method for slowing global warming. *J. Geophys. Res.*, 2002, 107: 4410, doi:10.1029/2201JD001-376.
- [8] Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Bruce, J., et al. IPCC, Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 1994*, edited by Lee, Callendar, B. A., Haites, E., Harris, N., and Maskell, K., New York: Cambridge University Press, 1994, 131 - 157.
- [9] Sokolik, I. N., Toon, O. B. Direct radiative forcing by anthropogenic mineral aerosols. *Nature*, 1996, 381: 681 - 683.
- [10] Tegen, I., Lacis, A. A. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101: 19237 - 19244.
- [11] Liao, H., Seinfeld, J. H. Radiative forcing by mineral dust aerosols:

- sensitivity to key variables. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103, 31637 - 31645.
- [12] Collins, W. D., Conant, W. C., Ramanathan, V. Earth radiation budget, clouds, and climate sensitivity, in *The Chemistry of the Atmosphere: Its Impact on Global Change*, edited by Calvert, J. G., Oxford, UK, Blackwell Scientific Publishers, Oxford, UK, 1994, 207 - 215.
- [13] Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., et al. Radiative Forcing of Climate Change, in *Climate Change (2001), The Scientific Basis*, Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 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., New York, Cambridge Univ. Press, New York, 2001, 349 - 416
- [14] Haywood, J. M., Ramaswamy, V., Soden, B. J. Tropospheric aerosol climate forcing in clear-sky satellite observations over the oceans, *Science*, 1999, 283:1299 - 1305.
- [15] Higurashi, A., Nakajima, T. D. Etection of aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29: 1836, doi:10.1029/2002GL015357.
- [16] Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., et al. Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 107:2158, doi:10.1029/2002GL016251.
- [17] Li, Z. Q. Aerosol and climate: A perspective from East Asia. In "Observation, Theory, and Modeling of the Atmospheric Variability" edited by. Zhu D., World Scientific Pub. Co., 2004, 501-525.
- [18] 沈志宝, 魏丽. 黑河地区大气沙尘对地面辐射能量收支的影响. *高原气象*, 1999, 18(1): 1-8.
- [19] 尹宏, 韩志刚. 气溶胶对大气辐射的吸收. *气象学报*, 1989, 47(1): 118-123.
- [20] 赵柏林, 王强, 毛节奏, 等. 光学遥感大气气溶胶和水汽的研究. *中国科学(B)*, 1983, 10: 951-962.
- [21] 杨东贞, 王超, 温玉璞, 等. 1990年春季两次沙尘暴特征分析. *应用气象学报*, 1995,

6(1): 18-26.

- [22] 吕达仁, 周秀翼, 邱金桓. 消光角散射综合遥感气溶胶分布的原理与数值试验. 中国科学, 1981, 12:1516-1523.
- [23] 邱金桓, 汪宏七, 周秀翼, 等. 消光小角散射法遥感气溶胶谱分布的实验研究. 大气科学, 1983, 7(1): 33-41.
- [24] 邱金桓, 赵燕曾, 汪宏七. 激光探测沙暴过程中的气溶胶消光系数分布. 大气科学, 1984, 8(2): 205-210.
- [25] Luo, Y., Lu D., Zhou X., et al. Characteristics of the spatial distribution and yearly variation of aerosol optical depth over China in last 30 years. J. Geophys. Res., 2001, 106:14501-14513.
- [26] Huang, J., Minnis, P., Lin, B., et al. Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES. Geophys. Res. Lett., 2006, 33: doi:2005GL024724

第六章 结语与讨论

6.1 资料的补充说明

地球气候系统因太阳短波辐射的散射和吸收以及地气系统红外辐射的发射和吸收的变化而变化,云在地球辐射平衡中是一个非常关键的因素,云辐射强迫是气候模式描述云辐射过程的极其关键的因子,而要考查云辐射强迫首先必须得到地气系统辐射收支的观测资料。自从气象卫星时代开始以来,人类一直在为准确观测地气系统的辐射收支进行不懈的探索。过去利用卫星观测推导大气层顶的地球辐射收支都是把窄谱区间上的资料转换成通量密度的宽带估计值,这需要一些假定和模式,因此误差较大。20世纪90年代至今实施的云与地球辐射能量系统(CERES)的观测,把云参数的反演与相同时刻大气层顶(TOA)的宽带辐射通量匹配了起来,而且为了改善扫描图象的分辨率和从卫星测量的辐射资料得到更精确的TOA通量,引进了新的CERES角分布模式,在复杂的CERES的观测域内,利用高光谱分辨率和高空间分辨率处理云图像资料以确定云和地面特征,从而使得对云的辐射通量的观测达到前所未有的精确度,因此本论文采用最新的2002年7月—2004年6月的该资料计算的云辐射强迫的准确性有很大改进。并且,在这里还要说明:我们知道,云的光学厚度、云顶温度、云水路径和粒子尺度等云特性参数是云水资源研究和气候研究的重要参量,而卫星反演是目前大范围获取这些参量的基本手段,但目

前我国除了云量检测方面的工作较为成熟以外,还非常缺乏这方面的研究工作,这也是本论文前部分的工作采用的都是国外卫星资料的原因。

6.2 总 结

气候系统是极其复杂的多圈层系统,影响气候变化的因子多种多样。由于云和气溶胶辐射强迫机制的复杂性和有关它们的物理光学特性的系统资料的缺乏,云和气溶胶成为诸多影响气候的因子中两个非常重要却又最不确定的因子,近年来,有关云和气溶胶的研究被列为全球变化研究中的优先项目,然而,云和气溶胶的辐射强迫问题至今未得到很好解决。

沙尘暴统计分析表明,我国沙尘暴的发生源地,主要位于西北各省区的沙漠或沙地附近。具有干旱和半干旱气候特点、生态环境十分脆弱的西北地区,处于西伯利亚强冷空气必经之地,由于多戈壁,沙漠,地表干燥裸露,因而,冬春之季,一旦冷空气大风过境,就会发生沙尘暴。近年来,在全球气候变化异常的背景下,西北地区气候向暖干发展,干旱加剧。气候暖干化趋势使得我国西北地区生态环境进一步恶化,土地荒漠化严重。我国荒漠化土地总面积达 $262.3 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占国土总面积的 27.3%。其中,我国西北地区沙漠面积为 $60 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。我国西北地区沙漠化的扩展使沙尘物质源区扩大,近年来,沙尘暴呈现出明显的上升趋势。随之而来的大量沙尘气溶胶,对区域甚至全球的气候变化起着不容忽视的影响。沙尘气溶胶不但通过它本身极其复

杂的辐射机制直接影响地气辐射收支,还可作为云的凝结核而影响云滴数浓度,进而改变云的特性和生命期,通过云的变化来间接影响地气系统的辐射收支。由于沙尘无论是在时间上还是空间上都分布较广,沙尘和云的相互作用在区域甚至全球的气候变化中会产生重要的影响。近年来,云和沙尘气溶胶的相互作用已经引起了国内外学者的重视。可至今,有关沙尘气溶胶与云的反馈相互作用研究甚少。基于需要,本论文研究了东亚沙尘气溶胶对云和辐射强迫的影响。

首先,本论文讨论了我国北方地区在2004年3月26-28日沙尘暴过程中沙尘气溶胶对云的微物理特性和辐射强迫的影响。研究发现:云的冰晶核直径(D_e)的平均值由CLD区的61.3微米降到了COD区的53.6微米;CLD区的光学厚度(OPD)平均值为72.6,比COD区的OPD平均值大了50.5;CLD区的云水通量(W_p)平均值为1372.1 g/m^2 ,COD区的云水通量(W_p)平均值比CLD区的小了1005.3 g/m^2 ;CLD区的净辐射强迫值约为-198.578 W/m^2 ,COD区的净辐射强迫值约为-140.608 W/m^2 ,COD区的净辐射强迫比CLD区少了近30%。这些结果表明,沙尘气溶胶减小了云的冰晶核直径(D_e),光学厚度(OPD)和云水通量(W_p),从而削弱了大气层顶云的净辐射强迫,抑制了云的冷却效应。不过,此结论仅是通过一次沙尘暴的个例分析得出的,为此,本论文又统计了2002年7月至2004年6月期间的33个沙尘事件,对东亚中纬度地区沙尘云的辐射强迫值进行了估算。估算出的大气层顶云的瞬时短波辐射强迫在COD区为-275.7 W/m^2 ,在CLD区为-311.0 W/m^2 ,CLD区云的瞬时短波辐射强迫比COD区强12.8%。大气

层顶云的长波辐射强迫在 CLD 区约为 102.8W/m^2 , 比在 COD 区的长波辐射强迫少 20%左右。大气层顶云的瞬时净辐射强迫在 CLD 区约为 -208.2W/m^2 , 比 COD 区的大 42.1%。研究结果再次表明: 沙尘区和无沙尘区的辐射强迫有着很大差别, 沙尘区中, 云下沙尘气溶胶的存在明显减弱了云的冷却效应。在 COD 区被沙尘气溶胶减弱了的这部分云的冷却效应相当于沙尘气溶胶的增暖效应, 本文得出沙尘气溶胶的平均增暖效应为 $(1\pm 0.6)\text{W/m}^2$ 。

本文的研究具有一定意义。因为如能进一步证实沙尘气溶胶的平均增暖效应为 $(1\pm 0.6)\text{W/m}^2$, 这将会是东亚地区在沙尘暴多发季节里的最强的气溶胶强迫, 它对东亚, 特别是西北地区的气候影响是不容忽视的, 会对大气环流和气候起到意义重大的增暖作用, 对西北干旱还有可能起到增强的作用。因此, 这方面的研究对西北地区具有很现实的意义。本文研究工作得到了一些很有启发性的结果, 但这些结论只是初步的, 还有待今后利用更多的资料进行更深入的研究。

6.3 存在问题和今后研究方向

由于时间和论文内容安排有限, 本论文仍有许多地方尚显粗浅, 需要进一步研究和讨论的问题还很多, 这些也是今后工作的努力方向。

1) 由于云与气候的关系问题非常复杂, 在这方面的研究存在资料精度不够的问题, 结论也很初步, 今后还需利用时空分辨率更高的卫星资料研究沙尘, 云和气候的相互作用。

2) 卫星反演云方法的检验基于飞机、雷达等其它外场实验仪器的观测结果,其准确性依赖于地表和大气状况的参数化,但无论是目前最新的 CERES 还是此前的 ISCCP 云反演系统,对中国西北这一地形复杂地区的地表和大气状况还不可能考虑得很好,其云参数的反演准确性显然需要改进。好在近来在西北已有祁连山等外场实验计划即将实施,今后可以把反演出来的云参数与实地外场观测数据进行对比,在此基础上可以在地表和大气状况的参数化方面做很多工作以改进云特性参量反演的准确性。

3) 已有的研究虽然证明了遥感数据的可用性,但为了在全球范围证明反演方法的合理性及准确性,在多层云的反演、夜间反演、亮背景下云参数的反演等方面还需探索新的方法,夜间或逆温情况下的低云检测、云分类和相态的识别以及如何准确描述云的形状和非球型冰晶粒子的辐射效应等问题至今还没有得到很好的解决,加之云粒子包含了许多变数以及与多次散射有关的问题,所以通过卫星遥感来确定高度变化的云参量在反演准确性的改进上今后还有大量工作可做。

4) 目前这一领域的研究中,气溶胶的长波辐射强迫通常都被忽略了,但是沙尘气溶胶的平均粒子半径量级为微米,可以有效的减少长波辐射的向外输出,从而产生温室效应使大气增温。今后,我们将研究沙尘气溶胶的长波辐射强迫以及其对云和大气热力结构性质的影响。

总之,本文只是研究亚洲沙尘暴对气候产生的影响所迈出的第一

步,今后,将利用地面气象和遥感观测以及卫星反演资料,并借助于数值模式对西北地区沙尘气溶胶与云的反馈相互作用及其对西北干旱气候的影响进行深入的研究,特别是沙尘气溶胶的加热和蒸发效应及其对西北地区干旱的影响,同时建立卫星识别和反演沙尘暴及云参数的统计模型和物理模型。为有效实施沙尘暴的监测提供科技支撑,为合理评估沙尘暴对西北干旱气候的影响提供科学依据,为利用卫星开展西北地区的沙尘暴和云水资源遥感动态监测业务奠定科研基础。

硕士研究生期间科研及论文发表情况

发表论文情况

- [1] 王玉洁, 黄建平, 王天河. 一次沙尘暴过程中沙尘气溶胶对云物理量和辐射强迫的影响. 干旱气象, 2006, 24 (3): 14-19.
- [2] Jianping Huang, Yujie Wang, Tianhe Wang, et al. Dusty cloud radiative forcing derived from satellite data for middle latitude regions of East Asia. Progress in Natural Science, 2006, Vol.16, No.10.

致 谢

论文完成之际，首先向我的导师黄建平教授表示衷心的感谢！感谢黄建平教授两年多来对我的无私指导和耐心鼓励，以及在科研条件、学术交流上给予的大力支持。同时，他渊博的学识、开阔敏锐的思维以及在科研上的勇于创新使我受益匪浅，他对事业对理想的执着追求使我深受鼓舞和感动。本论文选题及工作的每一步进展都是在他的指导下进行的，黄老师对论文仔细审阅并字斟句酌，引导我对论文进行细致和多角度的深入分析讨论使我深受启发，本论文的每一章节都包含了他的心血。黄老师渊博的科学知识、严谨的治学作风、科学的思维方式、朴实的为人风格以及对学生特有的责任感使我在遇到困难的时候能够真实面对并且克服困难，使我奋进，让我充分体会到了学习和科研的愉快，并享有了可贵的学术和精神自由。

两年的学习中我还得到王武功教授、袁九毅教授、张镭教授给与的诸多关照，在此我也要特别感谢他们！还要感谢研究生部的樊老师、何老师以及王天河、金宏春、葛颢铭、季明霞等同学，他们对我的关心帮助让我感受到很多温暖，给我留下了美好的回忆。感谢所有的同学和朋友们！

本文所使用的卫星资料由美国 NASA 的 Langley Distributed Active Archive Center 提供，在此表示衷心的感谢！

祝福您，我亲爱的老师！

祝福你，我亲爱的学友！

祝福你，兰大大气科学学院！

王玉洁

二〇〇六年九月