

兰州大学

博士学位论文

利用激光雷达和黑碳仪观测资料模拟研究气溶胶辐射效应与影响

姓名：陈敏

申请学位级别：博士

专业：大气科学 大气物理学与大气环境

指导教师：张镭

20080501

摘 要

利用黑碳仪(AethalometerTM)观测资料,反演得到兰州远郊区榆中地区气溶胶吸收系数,结合激光雷达(CAMLTMCE-370-2)观测反演得到的气溶胶消光系数,确定榆中地区实时的气溶胶光学特征参数;利用 WRF 模式嵌套一个 1.5 阶闭合的三维边界层模式,通过提供初始场和大范围背景流场特征,提高了边界层模式的模拟能力;同时改进了以 LOWTRAN 7 为主要框架的辐射传输模式。进而发展了一套模拟复杂下垫面边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合数值模式。

(1) 利用黑碳仪(AethalometerTM)观测了兰州远郊区榆中地区的黑碳浓度,分析表明,大气中的黑碳浓度受天气变化影响较大,受人类活动影响很明显,呈现出典型的日变化、周变化和季节性变化特征。日变化特征为,黑碳浓度呈双峰型分布,峰值分别出现在 08:00~10:00 和 18:00~21:00,这与局地天气特征和人为活动有密切的关系。周变化特征为,每周周六、周日为黑碳浓度的低值阶段,周一黑碳浓度升高,持续到周四左右浓度值开始降低。春、夏、秋三个季节黑碳浓度水平较低,黑碳平均浓度约为 1300ng/m^3 ,进入冬季采暖期后,黑碳浓度显著升高,平均浓度约 3000ng/m^3 。

利用 HYSPLIT-4 模式对榆中地区采暖期的气流来向进行了追溯模拟,得到了采暖期间榆中黑碳气溶胶的大致来源。榆中地区的黑碳以本地源为主,受周边城市、县城的影响,在进入冬季采暖期之后,由采暖导致的黑碳排放成为榆中黑碳的主要来源。

首次利用榆中地区的黑碳浓度资料对吸收系数进行了反演,对榆中地区的地面直接辐射通量进行了计算。结果表明,采暖造成的黑碳排放显著降低了到达地面的直接辐射通量。平均来说,采暖期间(11月~3月)与4月份相比,地面直接辐射通量减少了约 128W/m^2 ,其中正午时分减少最多,达 154W/m^2 。

对 2007 年 3 月份一次沙尘暴过程的观测结果分析表明,沙尘期间,黑碳浓度比平时浓度高了近 4 倍。

(2) 分析了激光雷达(CAMLTMCE-370-2)观测资料,对榆中地区的消光系数

进行了个例反演。结果表明,本文所采用的方法对气溶胶含量较少时的大气消光系数反演较好,当天空出现低云或气溶胶浓度过高时,则会出现消光系数截断的现象。通过对比激光雷达反演的光学厚度与 L97 光度计反演得到的光学厚度值,二者平均相对误差为 15.54%,平均绝对误差为 0.0629,表明激光雷达的反演结果可以较好反映出大气气溶胶的光学特征。

对 2007 年 3 月份一次沙尘暴过程的观测结果分析表明,激光雷达观测数据能够较好的反映出沙尘气溶胶浓度垂直方向分布变化特征。

(3) 利用 WRF 模式在典型日天气晴好条件下,对榆中地区边界层大气进行了模拟分析,通过多种方案的比较得到一个适合榆中地区的参数化微物理方案。

对 3 月份一次沙尘暴期间榆中地区边界层气象场的模拟表明,WRF 模式在比较强烈的天气条件下模拟能力有所下降。

(4) 改进了以 LOWTRAN 7 为主要框架辐射传输模式的气溶胶方案,通过采用输入本地吸收系数、消光系数的方法,能够更客观地反映出榆中地区气溶胶的吸收、散射特性,使得计算结果更加贴近实际情况。

(5) 改进了原有的边界层模式,利用 WRF 的模拟结果为该边界层模式提供初始场和调整场,大大提高了边界层模式的模拟能力。结合 LOWTRAN 7 模式,对 2007 年 4 月 17 日的气溶胶辐射效应进行了模拟,结果表明,气溶胶对夜间边界层大气具有降温作用,01:00 低层大气温度平均降低约 0.23K;而白天对边界层大气则有增温作用,13:00 低层大气温度平均升高约 0.3K。

(6) 利用本文的气溶胶辐射效应与气象场响应的综合模式,对 3 月份一次沙尘暴过程的沙尘辐射效应进行了模拟。结果表明,沙尘气溶胶在夜间表现为冷却效应,01:00 低层大气温度平均降低约 0.4K,而白天沙尘气溶胶则表现出增温效应,13:00 低层大气温度平均增高约 0.39K;在改变大气温度的同时,对风场也有调整,01:00 低层大气风速平均降低 0.56m/s,而在 13:00,低层大气风速平均增大 0.57m/s。

本文发展的边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合模式适用性较强,既提供了深入模拟分析气溶胶辐射效应实验平台,又可望为数值天气预报提供输入参数,具有重要的科学意义和应用价值。利用黑碳仪与微脉冲激光雷达

配合,可以对大气气溶胶进行长期观测,计算出当地气溶胶的辐射效应特征,有助于改进大气数值模式的辐射参数化方案;通过实时捕获各种天气情况下的气溶胶特征,计算得到实时的气溶胶辐射效应,可作为模式的重要输入参数,这种高效、灵活的模拟计算方法可望为天气预报模式提供技术支撑。

关键词: 黑碳气溶胶, 沙尘气溶胶, 边界层, 数值模式, 辐射效应, 激光雷达

Abstract

Using the AethalometerTM observation data, we retrieved the absorption coefficient of aerosol at the Lanzhou's outer suburb –Yuzhong district. Combining the extinction coefficient retrieved by the lidar (CAMLTMCE-370-2) observation data, we got the aerosol optic parameters in Yuzhong; Using the initial field and large background flow fields provided by WRF model, we improved the simulation ability of a 1.5-order closed 3D atmospheric boundary model; In addition, a radiation transfer model, which took LOWTRAN 7 as the key frame, was also improved; Based on these facts, we developed a set of comprehensive model for simulating the aerosol radiative effect and its meteorological field response in atmospheric boundary layer (ABL) with complicated underlying surface.

(1) The black carbon aerosol was measured by Aethalometer. Results show that black carbon concentration is affected not only by weather condition change, but also by human activity. It has the typical daily, weekly and seasonal variations. Daily variation characterizes that black carbon has the bimodal pattern and the peak value appeared at 08:00~10:00 and 18:00~21:00, which is related closely to the local weather conditions and human activities. The weekly variation shows that Saturday and Sunday have the lowest black carbon concentration, and it becomes higher from Monday through Thursday. In spring, summer and autumn, black carbon concentration is relatively lower and the mean value is about 1300ng/m³, and in winter, black carbon concentration increases obviously with mean value of 3000ng/m³.

By HYSPLIT-4 model, we simulated the air current coming direction, and found the black carbon aerosol sources during the heating period in Yuzhong. Results show that local source is the main source for the black carbon, but it is also affected by the surrounding cities and towns. In heating period in winter, coal burning is the main black carbon source in Yuzhong.

With the black carbon concentration, we retrieved the absorption coefficient for the first time and calculated the direct radiative flux in Yuzhong. The results show that black carbon aerosols derived from coal-burning reduce obviously the direct radiation. Generally speaking, during the heating period (November to March), direct radiative flux is reduced by 128W/m^2 compared with the one on April 2007. At noon especially, it is reduced by 154W/m^2 .

We also analyzed the dust storm process on March 2007, and it showed that, during the dust period, black carbon concentration is four times higher than the usual.

(2) We analyzed the lidar observation data and retrieved the extinction coefficient in Yuzhong. Results show that the method used in the paper is able to retrieve extinction coefficient well. However, when there is low cloud or high aerosol concentration, the extinction coefficient truncation appears. Two kinds of optic thicknesses retrieved respectively by lidar and sun photometer were compared, and results show that there are 15.54% of relative error and 0.0629 of average absolute error, which demonstrate that the retrieval result from the lidar data can reflect aerosol optic property well.

The analysis of dust process on March 2007 demonstrated that the lidar measurement is able to reflect the dust aerosol concentration vertical distribution well.

(3) With WRF model, we simulated the meteorological fields in ABL on a typical fine day in Yuzhong. By schemes comparison and selection, we obtained a microphysical parameterization scheme suit for Yuzhong.

Simulation of the meteorological fields in ABL during the period of dust storm showed that the WRF simulation ability is decreased in the severe weather situation.

(4) We improved the aerosol scheme in the radiative transfer model, in which LOWTRAN 7 is the main frame. By the method of input the local absorption and extinction coefficients, we can obtain aerosol absorption and scattering property objectively in Yuzhong, which make the calculation results much closer to the real situation.

(5) We also improved the previous ABL model. The WRF simulation results provide initial field and adjusting fields, which can improve greatly the simulation ability of the ABL model. Combining the LOETRAN 7, we simulate the aerosol radiative effect on 17 April 2007. Results demonstrate that aerosols lower down the temperature at night and increase at daytime. The temperature at lower layer is reduced by 0.23K at 01:00. While at daytime, aerosols increase temperature by 0.3K at 13:00.

(6) We simulated the dust radiative effect with the comprehensive model of this paper. Results show that dust aerosol has the cooling effect at night. The lower layer temperature is reduced by 0.4K at 01:00. While at daytime, dust aerosol has the warming effect. The lower layer temperature increases by 0.39K at 13:00. With the temperature change, wind field is adjusted, and the wind speed at lower layer is reduced by 0.56m/s at 01:00, while lower layer temperature increases by 0.57m/s at 13:00.

In this paper, we developed a comprehensive model to simulate aerosol radiative effect and its metrological field response. The model has the strong applicability, and it provides not only the platform for simulating and analyzing the aerosol radiative effect, but also the input parameters for the numerical weather forecast. So it has the significant scientific and application values. Combining Aethalometer and CAML lidar, we are able to make the long term atmospheric aerosol observation. In addition, we can also calculate the local aerosol radiative effect. They are helpful to improve the radiative parameterization scheme in the atmospheric model. By capturing every aerosol property in different weathers, we can obtain the real time aerosol radiative effect, which may be used in the model as the important parameter. This kind of effective, flexible simulation method will hopefully provide the technical support to weather forecast model.

Key words: black carbon aerosol, dust aerosol, ABL, numerical model, radiative effect, lidar.

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： 陈 敏 日 期： 2008.6.12

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：陈 敏 导师签名：王 敏 日 期：2008.6.12

第一章 绪 论

近几十年来,人类活动已经在很大程度上改变了局地 and 全球范围的大气组成。日益严重的气溶胶污染不仅直接危害环境,而且通过其辐射效应影响局地和全球气候。气溶胶辐射强迫已经成为气候变化研究的前沿问题^[1]。大气气溶胶主要通过以下途径影响辐射平衡:(1)气溶胶的直接辐射效应:气溶胶的散射作用将减少入射到地—气系统的直接辐射,起冷却作用;气溶胶吸收太阳短波辐射,对其所在气层有加热作用;气溶胶不仅影响太阳短波辐射,也影响红外辐射的传输;(2)气溶胶的间接辐射效应:气溶胶的存在可以作为云凝结核,从而改变云的微物理结构和光学特性,气溶胶浓度的增加可导致云滴浓度的增加,加强低层水云的反照率,起冷却作用;大量气溶胶粒子的存在还可以使云滴尺度减小,云的生命期延长,云的数量增加,进而间接影响地—气系统的能量收支。有很多学者进行了相关研究,分析了气溶胶的辐射特性,探讨了气溶胶增加可能产生的辐射强迫特征,以及相应的气候响应、气候变化^[2-14]问题。这方面的研究工作已有较好的积累,获得重要的进展,但不确定性仍然很大。其中一个重要因素是对气溶胶辐射特性、辐射效应估计不够准确。

本文希望能在缺乏气溶胶排放源资料情况下,通过一定的地基观测获得气溶胶辐射特性信息,计算出较准确辐射效应参数,为模拟研究气溶胶,特别是沙尘气溶胶的气象、气候强迫提供参考;发展和完善模拟能力较强、容易实现的分析复杂下垫面大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的数值模式系统。

1.1 沙尘气溶胶研究

沙尘气溶胶又称为矿物气溶胶,是对流层气溶胶的主要成分,占对流层气溶胶总量的一半,其产生的辐射效应直接影响到对流层,对气候的影响不容忽视。沙尘气溶胶对辐射平衡的影响除了直接、间接辐射效应之外,还表现在通过非均相过程,对大气中的一些重要因子如 O_3 浓度、 SO_2 转化率等产生作用,进而影响气候^[15]。中国学者运用区域尺度大气化学模式对东亚地区沙尘气溶胶的输送过

程及其对SO₂和硫酸盐时空分布的影响的模拟结果显示, 作为非均相反应的界面, 沙尘气溶胶的存在可以加速SO₂向硫酸盐转化, 大约使硫酸盐增加20%~40%。沙尘气溶胶在适宜的条件下, 既可以进行长距离的输送, 又能作为非均相反应的界面对东亚地区硫酸盐气溶胶的分布产生重要影响^[16]。

全球沙尘气溶胶主要来自撒哈拉沙漠地区、美国西南沙漠区和亚洲地区。亚洲沙尘暴源区的地理位置及其形成沙尘暴的天气系统与其它沙尘源区不同, 而且亚洲源区位于高原, 起沙后更容易输送很远。亚洲沙尘源区主要分布在中国西北部和北部, 亚洲沙尘起沙量大, 扩散范围广, 对区域乃至全球气候与环境有重大影响。中国沙尘源区主要分布在巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、塔克拉玛干沙漠、古尔班通古特沙漠、乌兰布和沙漠、毛乌素沙地及其周围地区^[17]。

沙尘气溶胶的直接辐射效应表现在沙尘气溶胶主要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和能量平衡。由于沙尘气溶胶光学厚度大, 且分布范围广, 与硫酸盐和碳黑气溶胶一样, 它对地球系统辐射平衡的影响也非常重要。由于矿物沙尘的谱分布范围很大, 可以同时散射入射的可见光和出射的地面长波辐射。与硫酸盐和火山灰气溶胶相比, 沙尘的粒径更大, 对太阳短波辐射的吸收更强。沙尘气溶胶在地面和大气顶对辐射平衡的影响依赖于气溶胶浓度、化学成分、谱分布和垂直分布等气溶胶参数以及地面反照率、温度等一些外参数^[18]。

1996年Li^[19]在分析大西洋巴巴多斯(Barbados)岛的长期观测资料中发现, 尽管来自非洲撒哈拉和撒赫尔地区的沙尘气溶胶质量散射效率仅是硫酸盐气溶胶的1/4, 但总质量却是硫酸盐气溶胶的16倍。因此, 在沙尘源区及其下风方向沙尘气溶胶的辐射强迫将远远超过其他气溶胶成分, 在区域尺度上研究沙尘气溶胶辐射强迫十分重要。

沙尘气溶胶与地球辐射系统的相互作用比其他气溶胶更复杂。这是由于沙尘气溶胶既能吸收又能反射太阳和红外辐射。因而在不同条件下对气候产生加热或冷却作用。目前, 有关沙尘气溶胶气候强迫的估计存在较大的不确定性, 甚至其强迫的正负号也没有确定(从+0.5Wm⁻²到-0.7Wm⁻²), 间接效应的不确定性更

大^[20]。辐射模式的计算结果表明, 大气沙尘会造成区域性的重大辐射强迫。Carlson和Benjamin^[21]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, 结果是沙尘减少到达地表和云顶的辐射通量从而使其冷却, 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, 总的加热率随气溶胶光学厚度的增大而增大。Fouquart等^[22]用观测资料和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 $\tau_{\lambda=550\mu m}$ 为1.5, 太阳在天顶时的附加短波加热高达5K/d, 附加的长波冷却为1K/d。

目前已经有很多沙尘模式, 学者们用这些模式计算在干洁大气和有云的条件下, 由沙尘气溶胶引起的大气层顶直接辐射强迫值, 并与观测资料进行比较。也有学者计算了沙尘气溶胶对大气辐射通量和加热率的影响。Aoki 等^[23]用SRTMAS 模式(the Streamer-based Radiative Transfer Model for ADEC Sciences)选取了日本海、塔里木盆地的沙漠、撒哈拉沙漠、西伯利亚雪地, 计算由沙尘气溶胶的光学、物理特性, 地面反照率, 太阳天顶角, 云覆盖等引起的直接辐射强迫。王宏、石广玉等^[24-25]分析了东亚沙尘气溶胶辐射强迫。Takemura 等^[26]用气溶胶化学传输和大气环流相耦合的模式(AGCM)模拟了气溶胶有关辐射参数。Gunnar 等^[27]用气象资料和奥斯陆化学传输模式(Oslo CTM2)模拟了在撒哈拉沙尘实验(SHADE)项目期间沙尘的产生、输送, 并与实际观测进行比较, 然后计算了撒哈拉沙漠周围区域的直接辐射强迫。Haywood 和 Shine^[28]、Hansen 等^[29]发现对于不同的地面, 反照率 ω 是决定太阳辐射效应正负的决定因素, 沙尘的长波辐射效应将会是正的, 但是其量级很强的依赖于颗粒的尺度、折射指数和所在高度。所以净辐射效应(短波与长波之和)表现出很大的区域变化。Tegen 等^[30]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 $-2.1 \sim +5.5 \text{ Wm}^{-2}$ 。

虽然沙尘气溶胶的辐射特性已经得到广泛的研究, 但是, 亚洲地区的沙尘气

溶胶的研究还处于起始阶段,已有的研究结果是分散的。沙尘气溶胶的物理、化学、光学特性以及影响沙尘输送的物理过程(起沙机制、分谱机制、沉降机制、沙尘表面的非均相过程等)都还很不清楚,与撒哈拉沙尘的研究相比还远远不够。尤其是由于缺乏相应的观测资料,对于沙尘气溶胶输送过程所采用的参数化方案均直接引用自撒哈拉沙漠的模型,这同亚洲的实际情况有较大的差距,因而无法准确描述亚洲沙尘气溶胶的产生和输送过程^[31]。对于局地来说,沙尘暴过程通常时间较短,因此,能够对沙尘暴期间的沙尘气溶胶进行及时观测的手段就显得尤为重要,激光雷达的应用为我们提供了一个有效的途径。

激光雷达是探测大气气溶胶光学——物理参数时空分布的一个有效、可靠的手段,通过分析激光雷达的回波信号我们可以得到大气的物理特征参数。激光雷达技术是探测气溶胶的一种有用的新方法,有着传统方法所不可达到的大范围、长距离、高精度以及连续测量等特点。

目前已有部分学者对激光雷达在大气物理研究中的应用问题给与关注。白宇波^[32]采用激光雷达探测拉萨上空气溶胶,得到了拉萨上空气溶胶光学性质的一般特征。余长明^[33]对 2001 年 3 月到 2002 年 1 月期间武汉上空平流层气溶胶的消光系数和积分体后向散射系数等光学特性进行初步分析。夏俊荣、韩霄^[34-35]利用激光雷达在兰州进行了系统的大气气溶胶探测,并分析了兰州地区气溶胶的特性。邱金桓、孙金辉^[36]根据激光雷达和光度计综合探测的结果,结合气象背景资料分析了 1988 年 4 月北京地区三次沙尘暴过程气溶胶物理光学特性及其远距离输送时的垂直结构。邱金桓^[37]利用多波长激光雷达探测对流层高云和气溶胶,并依据探测结果重点分析了北京 2000 年 1 月至 4 月对流层上部云和气溶胶在 532nm 波长的消光系数分布特征,并探测到由远距离输送至北京形成的沙尘气溶胶层。

本文希望通过激光雷达灵活的观测特性,及时捕捉到兰州地区的沙尘信息,通过对沙尘气溶胶消光系数的反演,计算沙尘期间气溶胶的辐射特性,并输入到预报模式中,为天气预报或沙尘预报提供依据。但是由于微脉冲激光雷达观测原理所限,不能区分气溶胶的类型、成分,即反演得到的气溶胶消光系数包含所有

类型气溶胶的贡献。因此,在利用激光雷达资料计算气溶胶辐射特性时,还需要提供更多的光学参数,以区分不同气溶胶类型中吸收、散射所占的比重。

黑碳气溶胶的吸收特性,为我们的研究提供了一个新的途径。

1.2 黑碳气溶胶研究

大气气溶胶可以通过直接和间接两种效应作用到大气辐射强迫过程中,而黑碳气溶胶在两种过程中都占有重要地位。它可以通过直接效应改变地—气系统辐射平衡,通过云微物理等过程影响云凝结核、云反照率、云量等要素,从而间接对区域、全球气候变化造成影响。

黑碳气溶胶是大气气溶胶中最主要的光学吸收成分,在整个大气成分中其光学吸收作用不可忽视,同大气温室气体如 CO_2 、 CH_4 、CFCs等相比,黑碳气溶胶具有更宽的吸收波段;同具有同样性质的其它颗粒物如沙尘等相比,其质量吸收系数要大两个数量级。近地层大气中黑碳气溶胶可以将吸收到的太阳辐射能量转化为周围大气分子的内能,增加地—气系统所吸收的太阳辐射能量,进而对大气起到增温作用,黑碳气溶胶产生的净增温效果甚至可以同 CO_2 、 CH_4 、CFCs等温室气体的升温作用相比拟。

一般来说,任何能够影响到云凝结核浓度的过程都会对云的辐射强迫造成影响,而黑碳气溶胶颗粒可以作为云凝结核改变云滴尺度分布和云的光学特性。由于疏水性,新生黑碳气溶胶并不是有效的云凝结核,但是在大气传输过程中,其表面可能发生微物理化学形态的改变,变成亲水性的云凝结核并降低云凝结核所需要的过饱和度,同时黑碳气溶胶还可以促进一些气体污染物的气—粒转化过程。云凝结核浓度的改变会对云滴数目和尺度分布造成影响,从而进一步改变云的反照率,间接地扰乱地球与大气之间的辐射平衡,造成区域、全球气候变化。

1997年Schult I.等^[38]利用模式计算黑碳气溶胶与硫酸盐气溶胶在以外部混合方式存在条件下,气溶胶全球综合辐射强迫平均值约为 -0.2Wm^{-2} ,但相对于某些区域,黑碳气溶胶的存在可以造成气溶胶负辐射强迫到正强迫的改变,导致一个净的增温效应。Kirkevag A.等^[39]利用模式研究1988年4月气溶胶直接辐射强

迫时发现：由于黑碳气溶胶的存在，南非地区气溶胶总直接辐射强迫可达到 $+2\text{Wm}^{-2}$ ，对全球气候变化具有重要影响的北极地区也存在 $+0.4\text{Wm}^{-2}$ 的气溶胶总直接辐射强迫。还有一些学者利用气候模式研究了黑碳气溶胶与硫酸盐气溶胶以内部混合方式的情况，认为如果黑碳气溶胶与硫酸盐气溶胶以内部混合方式存在，黑碳气溶胶的光学吸收作用会得到更大的增强，进而可能在全球范围内更大程度地削弱硫酸盐等气溶胶的负强迫作用^[40-41]。

目前世界各国都逐步开始了对黑碳气溶胶的观测。黑碳气溶胶的测量有全球或区域本底监测站和城市或乡村观测站两大类。1991年8月，我国在瓦里关全球本底大气监测站系统地开展黑碳气溶胶浓度测量，温玉璞等^[42]在瓦里关测量结果表明，1991至1995年平均黑碳浓度为 135ng/m^3 （范围 $70\sim 330\text{ng/m}^3$ ）；加拿大全球本底大气监测站 Alert 为 70ng/m^3 ^[43]，澳大利亚全球本底大气监测站 Cape Grim 为 15ng/m^3 ^[44]，爱尔兰 Mace Head 站的多数测量浓度 $<100\text{ng/m}^3$ ^[45]。南极海岸 McMurdo 站 1995年11月至1996年2月平均的黑碳浓度为 20ng/m^3 ^[46]。按照汤洁等^[47]的报告，瓦里关大气黑碳气溶胶浓度1994年7月至1995年12月平均为 $130\sim 300\text{ng/m}^3$ ，并呈现夏季低、冬春季高的季节变化特征。由此可见，位于内陆高原的瓦里关全球本底大气监测站较同类型监测站的测量值高。英国黑碳浓度150个站1995~1998年和1998~2000年平均值为2.2和 1.8ug/m^3 （从燃煤排放BC转变为柴油机排放BC为主）^[48]；博茨瓦纳污染轻微的乡村1999年冬季黑碳浓度 0.99ug/m^3 。瑞典2000年3月城市大气中黑碳浓度 0.91ug/m^3 ^[49]。王庚辰等^[50]测量的1996~2001年间秋末冬初北京地区大气黑碳浓度平均为 22.37ug/m^3 （ $0.61\sim 72.48\text{ug/m}^3$ ），他们将这时间段的黑碳浓度作为北京的背景浓度，因为还没有进入北京的取暖期。韩国汉城1994年的黑碳浓度为 $4.86\sim 9.86\text{ug/m}^3$ ^[51]。北京1983年冬季取暖期平均黑碳浓度可达 30ug/m^3 ^[52]。测量数值表明，中国大气黑碳浓度稍高于国外同类型站，严格地说，这些数据不能做绝对的比较，因为测量时间和测量设备不同，但是，数值的大小还是能反映一些问题。

本文首次在兰州远郊区榆中地区利用黑碳仪观测资料对气溶胶的吸收系数进行了反演，分别得到了榆中地区采暖期、沙尘期气溶胶的吸收系数，配合同期

激光雷达的观测，对榆中地区的气溶胶辐射特性进行了研究。

1.3 本文的工作

在以往的相关研究工作^[53,54]中，曾用一个边界层模式模拟兰州地区的气象场特征，利用兰州地区的污染源资料，用扩散模式计算颗粒物浓度特征，并通过质量浓度与数浓度的转换得到气溶胶光学特征参数，再用大气辐射传输模式计算气溶胶的辐射效应，进而通过边界层模式，研究了污染物气溶胶辐射效应对边界层的影响，以及二者的相互作用。这种方法能够很好地模拟计算出气溶胶的辐射效应及其边界层气象响应，但是在缺乏气溶胶排放源资料的情况下却无法应用。

为了克服这个困难，随后利用激光雷达反演气溶胶消光系数，输入大气辐射传输模式，获得气溶胶辐射效应特征。激光雷达资料的应用，补充了该模式系统的功能，在缺乏气溶胶排放源资料的情形下，模式仍然可以得到较好的应用。例如，通过观测分析沙尘天气，计算沙尘气溶胶辐射效应，曾模拟计算了北京地区的一次沙尘个例，取得了较好结果^[55]。应该指出，上述工作利用激光雷达资料反演的消光系数包含着所有类型气溶胶的贡献，通常采用的微脉冲激光雷达不能区分气溶胶类型，而不同类型气溶胶的吸收特性不同，显然其辐射效应是有差异的。这就需要在计算的过程中，根据平均状况，人为规定了不对称因子等光学参数，划分气溶胶吸收、散射所占的比例。因此，这种计算方法是有局限的。

本文进一步发展和完善了上述研究方法和手段，创新性工作体现在两个方面，第一，首次利用黑碳气溶胶观测资料对兰州远郊地区吸收系数进行了反演，结合激光雷达反演的消光系数，获得观测地区符合实际情况的气溶胶吸收、散射特性，为辐射传输模式提供了较准确的气溶胶光学参数。第二，通过引入 WRF 模式，以及对辐射传输模式与边界层模式的改进和完善，发展了一套模拟复杂下垫面边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合数值模式。

采用兰州大学半干旱气候与环境观测站的黑碳仪（Aethalometer, Magee Scientific 生产）资料，对黑碳气溶胶的吸收系数进行了反演，得到当时情况下气溶胶的吸收特性，配合激光雷达观测资料反演得到的消光系数，可以提供更加客

观真实的气溶胶光学参数，进而通过辐射传输模式计算出气溶胶的辐射效应。

在原有的模式系统中，边界层模式利用系留气球的观测资料，用一条垂直廓线插值到整个水平场，对兰州边界层气象场进行了模拟。由于进行系留气球观测对气象条件要求较高，使得模式的运用受到一定的限制。针对这个问题，本文通过 WRF 模式的引入，对原有的边界层模式进行了改进。用 WRF 模式与边界层模式耦合，解决了边界层模式背景场和初始场的问题，同时每隔一定的时段，利用 WRF 模式的模拟结果，对边界层模式的模拟结果进行调整，可以很大程度上改善边界层模式的模拟效能。

在利用辐射传输模式计算气溶胶辐射效应时，一个适合于本地气溶胶状况的气溶胶方案是计算结果真实、可靠的重要保证。以往工作^[54] 发展了 LOWTRAN 7 为主要框架的辐射传输模式，由气溶胶质量浓度转换得到气溶胶光学特征参数，通过消光系数、不对称因子参数，计算气溶胶辐射效应。而本文则通过对黑碳仪和激光雷达资料的反演，获得消光系数和吸收系数，能够更加真实准确地反映气溶胶吸收、散射特性，因此在 LOWTRAN 7 中改用自定义的气溶胶方案，输入本地的消光系数和吸收系数等气溶胶光学参数，使得 LOWTRAN 7 在计算气溶胶辐射特性时，能更好地贴近于真实情况。

本文的综合模式结构及计算流程如图 1.1 所示。模拟主要工作由三个模式组成，即 WRF 模式、边界层模式及辐射传输模式，通过采用不同的模拟流程，得到不同的结果。

结果 A 是不考虑气溶胶影响的气象场，结果 B 是考虑气溶胶影响的气象场，结果 C 是气溶胶辐射参数。具体而言，结果 A 是通过 WRF 模式给边界层模式提供初始场、大范围背景场，由边界层模式计算得到的局地气象场，此结果不包含大气气溶胶的辐射效应影响；结果 C 是通过 WRF 模式给辐射传输模式提供气象场，结合由黑碳仪、激光雷达资料反演的气溶胶吸收系数和消光系数，而计算出的辐射参数，如辐射通量等。结果 B 是通过 WRF 模式给边界层模式提供与 A 相同的初始场、大范围背景场，不同之处在于边界层模式包含了净辐射通量变化引起的加热(冷却)影响，而净辐射通量由结果 C 提供。这样，结果 B 中就包含有了

大气气溶胶的辐射效应。因此，结果 A 与结果 B 之间的差别，就是由气溶胶辐射效应导致的气象场之间的差异，即有、无气溶胶辐射效应气象场的差异。

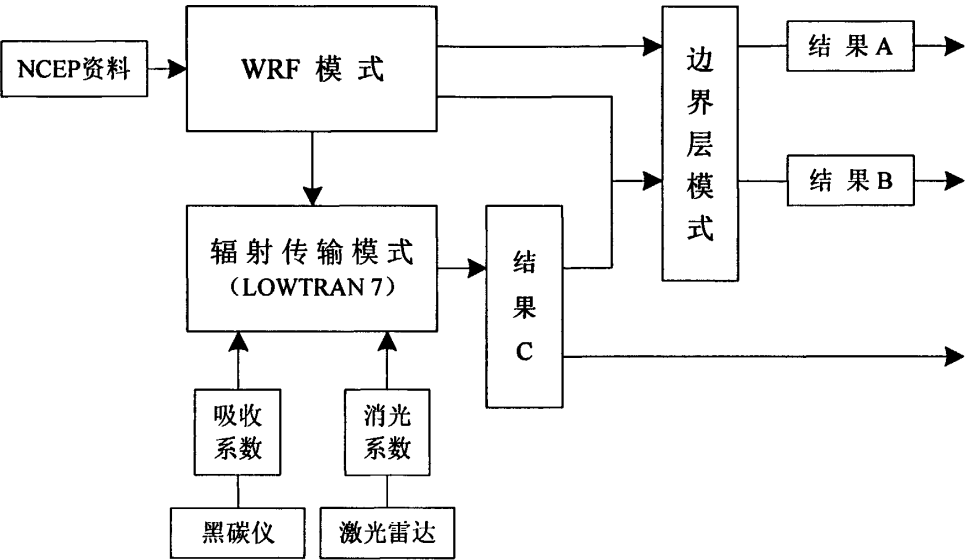


图 1-1 模式结构及计算流程

本文利用黑碳仪(Aethalometer)观测资料，反演得到兰州远郊区榆中地区气溶胶吸收系数，结合激光雷达(CAML CE-370-2)观测，反演得到的气溶胶消光系数，确定榆中地区实时的气溶胶光学特征参数；利用 WRF 模式嵌套一个 1.5 阶闭合的三维边界层模式，通过提供初始场和大范围背景流场特征，提高了边界层模式的模拟能力；同时改进了以 LOWTRAN 7 为主要框架的辐射传输模式。进而发展了一套模拟复杂下垫面边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合数值模式。

本文发展的边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合模式适用性较强，既提供了深入模拟分析气溶胶辐射效应实验平台，又可望为数值天气预报提供输入参数，具有重要的科学意义和应用价值。利用黑碳仪与微脉冲激光雷达配合，可以对大气气溶胶进行长期观测，可计算出当地气溶胶的辐射效应特征，有助于改进大气数值模式的辐射参数化方案；通过实时捕获各种天气情况下的气溶胶特征，计算得到实时的气溶胶辐射效应，可作为模式的重要输入参数，这种

高效、灵活的模拟计算方法可望为天气预报模式提供技术支撑。

本文采用北京时，兰州地方时比北京时晚 1 小时 3 分钟。

本文工作得到国家自然科学基金项目(No. 40675078)和国家重点基础研究发展规划项目 (No. 2006CB400501) 资助。

参考文献

1. Ramanathan V., P.J. Crutzen, et al.. Aerosols Climate and the Hydrological Cycle[J]. Science, 2001, 294, 2119~2124.
2. Panel on Aerosol Radiative Forcing and Climate Change Board on Atmospheric Science and Climate Commission on Geosciences, Environment and Resources National Research Council[J]. Aerosol Radiative Forcing and Climate Change.National Academy Press, Washington D.C. 1996.
3. Hansen J., M. Sato, R. Ruedy. Radiative forcing and climate response[J].J. Geophys. Res., 1997, 102 (D6): 6831.
4. Jacobson, Z. Mark. Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols[J]. J. Geophys. Res., 2001, 106 (D2):1551.
5. 王明星, 杨昕. 人类活动对气候影响的研究 I .温室气体和气溶胶[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(2):247~254.
6. 王明星. 气溶胶与气候[J]. 气候与环境研究, 2000, 5(1):1~5.
7. 付培健, 王世红, 陈长和. 探讨气候变化的新热点: 大气气溶胶的气候效应[J].地球科学进展, 1998, 13(4):387~393.
8. 钱云, 符淙斌, 王淑瑜. 沙尘气溶胶与气候变化[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4):391~394.
9. 施宁, 编译. 全球气候变化的成因探析[J]. 灾害学, 1996, 11(1), 73~77.
10. 沈志宝, 魏丽. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应[J].大气科学, 2000, 24(4):541~548.
11. 罗云峰, 李维亮. 20 世纪 80 年代中国地区大气气溶胶光学厚度的平均状况分析[J]. 气象学报, 2001, 59(1):77~87.
12. 强立盛, 石广玉. 硫酸盐和烟尘气溶胶辐射特性及辐射强迫的模拟估算[J]. 大气科学, 2001, 25(2):231~242.
13. Surabi Menon, James Hansen, Larissa Nazarenko, Yunfeng Luo. Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India[J]. Science, 2002, 297: 2250~2253.
14. 辛国君. 用零维能量平衡模型分析大气气溶胶的气候效应[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1999, 35(3):375~382.
15. 刘红年, 蒋维楣. 沙尘表面非均相化学过程的气候效应的初步模拟研究[J]. 地球物理学报, 2004, 47(3):417~422.
16. 刘强, 王明星, 李晶, 等. 大气气溶胶研究现状和发展趋势[J]. 中国粉体技术, 1999, 5(3):17~23.
17. 王涛, 陈广庭, 钱正安, 等. 中国北方沙尘暴现状及对策[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4):322~327.
18. 钱云, 符淙斌, 王淑瑜. 沙尘气溶胶与气候变化[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4):391~394.
19. Li X. , H. Maring, D. Savoie, et al.. Dominance of mineral dust in aerosol light scattering in the North Atlantic trade winds[J]. Nature, 1996, 380 :416~419.
20. IPCC, Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Contribution of WGI to the Second Assessment Report or the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge:

- Cambridge University Press, 1996.
21. Carlson T. N. and S. Benjamin. Radiative heating rates for Saharan dust[J], Atmos. Sci., 1980, 37, 193~197.
22. Fouquart Y., B. Bronnel, G. Brogniez et al.. Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment part II: broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical Radiative flux divergences[J]. Climate Appl. Meteor., 1987, 26, 38~52.
23. Aoki T., T. Y. Tanaka, A. Uchiyama, et al.. Sensitivity Experiments of Direct Radiative Forcing Caused by Mineral Dust Simulated with a Chemical Transport Model[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2005, 83A:315~331.
24. Shi G. Y., H. Wang, B. Wang, et al.. Sensitivity Experiments on the Effects of Optical Properties of Dust Aerosols on Their Radiative Forcing under Clear Sky Condition[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2005, 83A:333~346.
25. 王宏, 石广玉, T. Aoki, 等. 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.
26. Takemura T., I. Uno, T. Nakajima, et al.. Single-Scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global Three-Dimensional model[J]. Journal of Climate, 2002, 15(D4): 333~352.
27. Gunnar M., A. Grini, James M. Haywood, et al.. Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign[J]. J. Geophys. Res., 2003, 108(D18):8579~8592.
28. Haywood J. M., K. P. Shine. The effect of anthropogenic sulfate and soot aerosol on the clear sky planetary radiation budget[J]. Geophys. Res. Lett., 1995, 22:603~606.
29. Hansen J., M. Sato, R. Ruedy. Radiative forcing and climate response[J]. J. Geophys. Res., 1997, 102:6831~6864.
30. Tegen I., A. A. Lacis, et al.. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils[J]. Nature, 1996, 380:419~422.
31. 王明星, 张仁健, 大气气溶胶研究的前沿问题[J], 2001, 气候与环境研究, Vol. 6, No.1, 119~124.
32. 白宇波, 石广玉, 田村耕一, 岩坂泰信. 拉萨上空大气气溶胶光学特性的激光雷达探测[J]. 大气科学, 2000, 24(4):559~567.
33. 余长明, 易帆. 武汉上空平流层气溶胶的激光雷达探测结果的初步分析[J]. 空间科学学报, 2004, 24(4):261~268.
34. 夏俊荣. 利用激光雷达探测兰州大气气溶胶辐射特性[D]. 兰州大学硕士学位论文, 2006.
35. 韩霄. 激光雷达观测分析兰州城郊大气气溶胶辐射特性[D]. 兰州大学硕士学位论文, 2007.
36. 邱金桓, 孙金辉. 沙尘暴的光学遥感及分析[J]. 大气科学, 1994, 18(1):1~10.
37. 邱金桓, 郑斯平, 黄其荣, 夏其林, 杨理权, 王文明, 潘继东, 孙金辉. 北京地区对流层中上部云和气溶胶的激光雷达探测[J]. 大气科学, 2003, 27(1): 1~7.
38. Schuh I et al.. Effect of black carbon and sulfate on the Global Radiation Budget[J]. Geophys

- Res 1997, 102(D25):30107~30117.
39. Kirkevåg A., T. Iversen and Dahlback A.. On radiative effects of black carbon and sulphate aerosols[J]. *Atmos Environ.* 1999, 33: 2621~2635.
 40. Haywood J. M. et al.. General circulation model calculations of the direct radiative force by anthropogenic sulfate and fossil-fuel soot aerosol[J]. *Climate.* 1997. 10: 1562~1577.
 41. 张瑛, 高庆先. 硫酸盐和黑碳气溶胶辐射效应的研究[J]. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊): 87~91.
 42. 温玉璞, 徐晓斌, 汤洁, 等. 青海瓦里关大气气溶胶元素富集特征及其来源[J]. *应用气象学报*. 2001. 12(4):400~408.
 43. Hopper J. F., D. E. J. Worthy, L. A. Barrie et al.. Atmospheric observations of aerosol black carbon, carbon-dioxide, and methane in the high Arctic[J]. *Atmospheric Environment*, 1994, 28:3047~3054.
 44. Heintzenberg J., E. K. Bigg. Tropospheric transport of trace substances in the Southern hemisphere[J], *Tellus*, 1990, 42B:355~363.
 45. Kleefeld S., A. Hofer, Z. Krivdcsy et al.. Importance of organic and blackcarbon in atmospheric aerosols at Mace Head, on the West Coast of Ireland(53°19'N, 9°15'W)[J]. *Atmospheric Environment*, 2002, 36:4479~4490.
 46. Hansen A.D.A., D.H. Lowenthal, J. C. Chow, et al.. Black carbon aerosol at McMurdo station, Antarctica[J]. *Journal of Air and Waste Management Association*, 2001, 51(4):593~600.
 47. 汤洁, 温玉璞, 周凌唏. 中国西部大气清洁地区黑碳气溶胶的观测研究[J]. *应用气象学报*, 1999, 10(2):160~169.
 48. Novakov T., J.E. Hansen. Black carbon emissions in the United Kingdom during the past four decades: An empirical analysis[J]. *Atmospheric Environment*, 2004, 38: 4155~4163.
 49. Moloi K., S. Chimidza, E.S. Lindgren, et al.. Black carbon, mass and elemental measurements of airborne particles in the village of Serowe, Botswana[J]. *Atmospheric Environment*, 2002, 36: 2447~2457.
 50. 王庚辰, 孔琴心, 任丽新, 等. 北京地区大气中的黑碳气溶胶及其变化[J]. *过程工程学报*, 2002, 2(增刊):284~288.
 51. Kim Y. P., K. C. Moon, J. H. Lee. Organic and elemental carbon in the fine particles at Kosan, Korea[J]. *Atmospheric Environment*, 2000, 34: 3309~3317.
 52. 苏维翰, 张秋彭, 宋文质, 等. 燃煤地区大气气溶胶烟尘的研究[J]. *环境化学*, 1985, 4(专辑): 134~136.
 53. 张镭, 城市大气气溶胶与边界层相互作用研究[D], 兰州大学博士学位论文, 2001.
 54. Zhang L., M. Chen, C.H. Chen. Interaction of Atmospheric Aerosol and Temperature, Wind Fields[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*. (已投稿, 正在返修)
 55. Zhang L., M. Chen, L. Li. Dust aerosol radiative effect and influence on urban atmospheric boundary layer[J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 15565~15580, 2007.

第二章 榆中地区黑碳气溶胶的观测分析

及吸收系数的反演计算

采用兰州大学半干旱气候与环境观测站的黑碳仪（Aethalometer, Magee Scientific 生产）资料，在兰州远郊区榆中地区对气溶胶的吸收系数进行了反演，得到当时情况下气溶胶的吸收特性，配合激光雷达观测资料反演得到的消光系数，可以提供更加客观真实的气溶胶光学参数，进而通过辐射传输模式计算出气溶胶的辐射效应，对榆中地区的气溶胶辐射特性进行了研究。

2.1 概述

黑碳（Black Carbon）气溶胶是含碳物质不完全燃烧产生的一种无定型炭质，凡涉及含碳物质的燃烧过程，基本上都会造成黑碳气溶胶的排放。黑碳气溶胶来源可分为自然源和人为源两种，火山爆发、森林大火等自然现象可以造成部分黑碳气溶胶排放，但此类自然现象的发生具有一定的区域性和偶然性，在区域或全球范围内，对大气中黑碳气溶胶浓度长期背景值变化的贡献不大，而人为排放源却是广泛的和持续的，尤其是工业革命以来，人类在全球范围内大量使用煤、石油等化石燃料；另外，出于农业目的的生物焚烧也大大增加，均造成了黑碳气溶胶排放量的持续增加；最后，汽车作为主要交通工具及其迅速发展，汽车尾气排放也成为大气中，尤其是城市大气中黑碳气溶胶的重要来源。

黑碳气溶胶是大气气溶胶中的一个重要成分，尽管所占比例较小，但是它在从可见光到红外的波长范围内，对太阳辐射均有强烈吸收，对气溶胶光学吸收系数的贡献率达到 90% 左右，因而它对气溶胶的局地气候效应乃至全球气候效应均有着重要的贡献。在大气传输过程中，黑碳气溶胶可以捕捉各种二次污染物，使颗粒表面的物理化学形态发生转变，变为亲水性的成云凝结核，从而改变云的形成过程和微物理结构，对气候系统产生间接的影响。黑碳气溶胶颗粒的表面活性，可以对许多气体的大气化学过程产生影响，如对 SO_2 的非均相催化化学转化，对

对流层及平流层的臭氧的非均相转化消耗等都有重要的作用。黑碳气溶胶属于污染排放的一次大气污染物,对环境也具有明显的危害。在污染地区,大量的黑碳气溶胶可明显地降低大气能见度,而且在以亚微米颗粒为主的黑碳气溶胶上,往往大量吸附有多环芳烃类等致癌有毒物质,可以深入人体的呼吸系统,严重影响和危(毒)害环境及人体健康。

气溶胶可以通过直接和间接两种效应作用到大气辐射强迫过程中,黑碳气溶胶在两种过程中都占有重要地位。它可以通过直接效应改变地—气系统辐射平衡,通过云微物理等过程影响云凝结核、云反照率、云量等要素,从而间接对区域、全球气候变化造成影响。

黑碳气溶胶是大气气溶胶中最主要的光学吸收成分,在整个大气成分中其光学吸收作用也不可忽视,同大气温室气体如 CO_2 、 CH_4 、 CFCs 等相比,黑碳气溶胶具有更宽的吸收波段;同具有同样性质的其它颗粒物相比,其质量吸收系数要大两个数量级。近地层大气中黑碳气溶胶可以将吸收到的太阳辐射能量转化为周围大气分子的内能,增加地—气系统所吸收的太阳辐射能量,进而对大气起到增温作用,黑碳气溶胶产生的净增温效果甚至可以同 CO_2 、 CH_4 、 CFCs 等温室气体的升温作用相比拟^[1]。

一般来讲,任何能够影响到云凝结核浓度的过程都会对云的辐射强迫造成影响,而黑碳气溶胶颗粒可以作为云凝结核改变云滴尺度分布和云的光学特性。尽管新生黑碳气溶胶由于其疏水性并不是有效的云凝结核,但是在大气传输过程中,其表面可能发生微物理化学形态的改变,变成亲水性的云凝结核并降低云凝结核所需要的过饱和度。同时,黑碳气溶胶还可以促进一些气体污染物的气—粒转化过程。云凝结核浓度的改变会对云滴数目和尺度分布造成影响,从而进一步改变云的反照率,间接地扰乱地球与大气之间的辐射平衡,造成区域、全球气候变化。

黑碳气溶胶的测量有全球或区域本底监测站和城市或乡村观测站两大类。我国最早系统地开展大气黑碳气溶胶浓度测量是在全球大气本底观测站瓦里关,开始于1991年。温玉璞等^[2]在瓦里关测量的大气黑碳气溶胶浓度1991至1995年平均黑碳浓度为 135ng/m^3 (范围 $70\sim 330\text{ng/m}^3$);加拿大全球本底大气监测站Alert为 70ng/m^3 ^[3],澳大利亚全球本底大气监测站Cape Grim为 15ng/m^3 ^[4],爱尔兰Mace

Head站的多数测量浓度 $<100\text{ng/m}^3$ ^[5]。南极海岸McMurdo站1995年11月至1996年2月平均的黑碳浓度为 20ng/m^3 ^[6]。按照汤洁等^[7]的报告,瓦里关大气黑碳气溶胶浓度1994年7月至1995年12月平均为 $130\sim 300\text{ng/m}^3$,并呈现夏季低、冬春季高的季节变化特征。由此可见,位于内陆高原的瓦里关全球本底大气监测站较同类型监测站的测量值高。英国黑碳浓度150个站1995~1998年和1998~2000年平均值为 2.2 和 1.8ug/m^3 (从燃煤排放BC转变为柴油机排放BC为主)^[8];博茨瓦纳污染轻微的乡村1999年冬季黑碳浓度 0.99ug/m^3 ^[9]。瑞典2000年3月城市大气中黑碳浓度 0.91ug/m^3 ^[9]。王庚辰等^[10]测量的1996~2001年间秋末冬初北京地区大气黑碳浓度平均为 22.37ug/m^3 ($0.61\sim 72.48\text{ug/m}^3$),他们将这时间段的黑碳浓度作为北京的背景浓度,因为还没有进入北京的取暖期。韩国汉城1994年的黑碳浓度为 $4.86\sim 9.86\text{ug/m}^3$ ^[11]。北京1983年冬季取暖期平均黑碳浓度可达 30ug/m^3 ^[12]。观测结果表明,中国大气黑碳浓度稍高于国外同类型站,严格地说,这些数据不能做绝对的比较,因为测量时间和测量设备不同,但是,数值的大小还是能说明一些问题。

在大气中,黑碳气溶胶化学稳定,只能通过干湿沉降过程清除,在全球范围的大气内,其浓度分布极为不均匀,在南极等地区,大气中的质量浓度不足 1ng/m^3 ,而在城市污染地区,其质量浓度可高达数十个 ug/m^3 的水平,相差4个数量级以上。开展黑碳气溶胶的观测,不仅可以提供不同地区黑碳气溶胶浓度的数据基础,而且还可以利用黑碳气溶胶作为示踪物,随时指示观测站点受局地污染气团的影响程度。

2.2 黑碳资料的数据获取及分析

2.2.1 黑碳仪介绍

本文使用的黑碳仪(Aethalometer)由美国玛基科技(Magee Scientific)制造,是一种用于提供“黑色”或“元素”碳气溶胶颗粒(以下简称“BC”或“EC”)浓度的实时读数的仪器。

“BC”是根据对颗粒物样品黑度的光学测量来定义的,黑碳仪采用光学测量方法并提供连续测量的结果。

“EC”的定义通常基于热化学测量,即对采集在滤膜上的颗粒物样品送到实验室加热成蒸汽状态,进行分析和测量。但到目前为止,尚无一个普遍接受的“元

素”碳定义，即便是使用相同的采用滤膜，由于不同的 EC 分析方法使用不同的热解析处理条件，都会导致不同的 EC 分析结果。

而 BC 的光学分析方法是一致并可重复进行的。研究表明，黑碳仪的 BC 测量与用滤膜进行的 EC 测量直接相关并与其等效。事实上，黑碳仪的软件中包含有一个以 EC 单位表示测量结果的选项。

黑碳仪可实时进行光学测量，并输出测量结果。

2.2.2 黑碳仪的工作方式

黑碳仪通过“气溶胶入口”抽取样品，通常是利用安装在内部的一个小泵以每分钟几升的流量抽取。流量由一个内置的质量流量计来测量，当通过操作软件设定一个期望流量值后，仪器可以通过电子调剂抽气泵功率的方式稳定流量。

黑碳仪在一个石英纤维滤带上采集颗粒物样品，并在采集样品的同时进行连续光学测量。在这个过程中，滤带并不移动。滤带只是在采样点达到某一黑度时才向前移动。在城市环境中，它每天可移动 3 或 4 个采样点。在郊区环境下，它每天可能只移动一个采样点。一卷滤带包含 1500 个采样点。

仪器在每个测量周期提供一个新测量读数。用户可以根据自己的需要来设置测量周期的长短，虽然黑碳仪最快可以每 1 秒提供一个读数，但通常测量周期以 1 到 5 分钟为宜。每一次测量的数据都写入磁盘，或通过 COM 端口传输，也可以通过模拟电压输出口获取。

较快的测量周期=较快的响应速度，但是仪器的噪声也较大。

较慢的测量周期=较小的噪声，但是会“损失”短时的细节信息。

通常对于典型都市地区检测，将测量周期设置为 5 分钟。对于供研究用的个案监测，将测量周期设置为 1 分钟。

2.2.3 黑碳仪的测量原理

黑碳仪主要是利用黑碳气溶胶对可见光具有强烈吸收的特性来进行测量的，属于光学测量法。相对于黑碳气溶胶的吸收而言，气溶胶中其他成分对可见光的吸收，均可忽略不计。于是，用一个透光均匀的滤膜采集大气气溶胶的样品，在一定范围内，采样滤膜上黑碳气溶胶的沉积量 BC 与光衰减值 A 有着线性关系：

$$A = \ln(I_0 / I) = \alpha \times BC \quad (2-1)$$

式(2-1)中, I_0 为采样前透过滤膜的光通量, I 为采样后透过滤膜后的光通量, α 为黑碳气溶胶对可见光的吸收常数。根据黑碳气溶胶的不同来源、寿命以及混合状态, α 的取值在一定范围内变化。

仪器采样测量室的原理结构见图 2-1。仪器光学测量时, 两个光检测器同时测量采样区和参照区光衰减量, 实现连续的相对测量, 并可在一定程度上消除光源强弱和检测器响应波动对观测结果的影响。在测量过程中, 滤膜上方的可见光源周期性地开关, 滤膜采样区和非采样区下方的光检测信号电压 V_{1_0} 和 V_{2_0} (光源照射) 以及 V_{1_1} 和 V_{2_1} (光源关闭)。假定滤膜的透光率基本均一, 则该测量周期内采样区相对光衰减值 A_1 为:

$$A_1 = \ln\{(V_{1_1} - V_{1_0}) / (V_{2_1} - V_{2_0})\} \quad (2-2)$$

同样可测得下一周期的采样区相对光衰减值 A_2 。设测量周期为 t , 采样体积流速为 Q , 采样区面积为 S , 于是该段时间内空气样品的黑碳气溶胶浓度为:

$$C[BC] = (A_2 - A_1) \cdot S / (Q \cdot \alpha \cdot t) \quad (2-3)$$

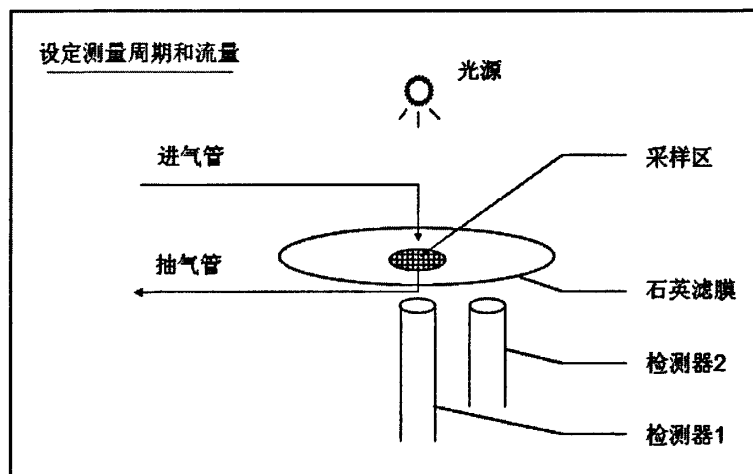


图 2-1 黑碳仪测量室的原理结构

2.2.4 黑碳仪采样数据分析

本文所用黑碳数据由兰州大学半干旱气候与环境观测站提供, 该站成立于 2006 年 4 月 12 日, 并于 2007 年 1 月 1 日正式并网并投入使用。

本文所用黑碳资料为 2007 年 3 月至 2008 年 1 月观测数据。

2.2.4.1 天气变化对大气中黑碳浓度的影响

图 2-2 给出的是 2007 年 4 月 1 日至 30 日的日平均黑碳 (BC) 浓度曲线, 4 月份黑碳平均浓度为 1077.918ng/m^3 。根据气象记录, 从 4 号开始, 出现不同程度的降水, 使得 BC 浓度从 4 日开始逐渐降低, 至 11 日以后基本维持在一个较低水平, 23 日出现浮尘, 使得 BC 浓度出现一个峰值, 达 1858.054ng/m^3 , 结果表明, 雨水对气溶胶的冲刷, 直接影响到黑碳浓度的变化; 浮尘扬沙天气也会直接影响到大气中黑碳浓度。

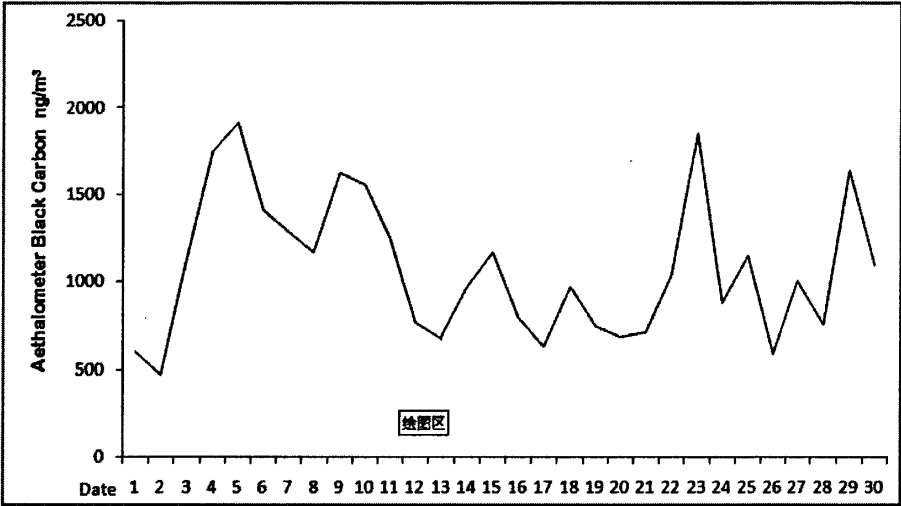


图 2-2 4 月份黑碳浓度逐日变化

2.2.4.2 人类活动对大气中黑碳浓度的影响

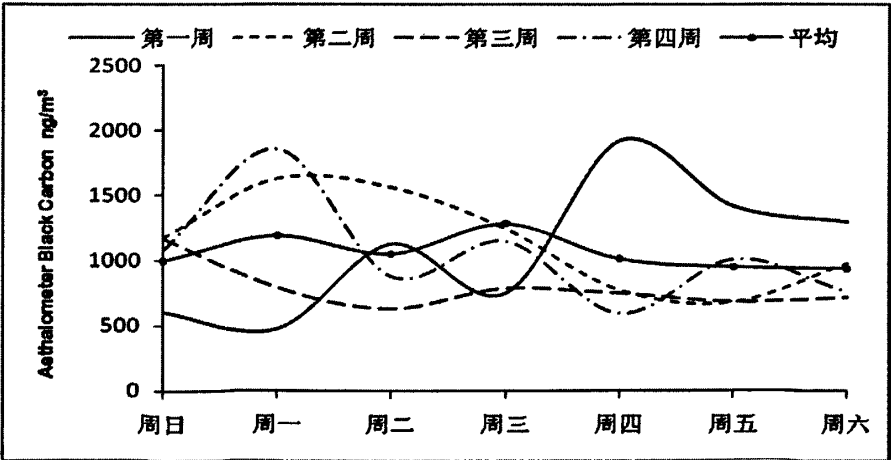


图 2-3 4 月份黑碳浓度周变化

图2-3为4月份黑碳浓度周变化情况。除第一周之外，其他3周BC浓度的变化呈较显著的周变化，一般周一到周四的浓度较高，最高值一般出现在周二、周三左右；周五至周日BC的浓度较低，最低值一般出现在周六。由于观测点靠近地面，可能受到人为活动的影响，另外也与天气过程以及气团的更替有关。上班期间人为活动比较频繁，颗粒物在大气中不断积聚，大气扩散不十分明显，由于BC在大气中的寿命为40h（降水过程）到1周左右（干洁地区）^[13]，所以导致了周一到周三BC浓度较高，随着人为活动的减少，BC通过沉降过程而不断从大气中清除，所以周五到周日，BC浓度逐渐降低，最低值一般出现在周六。此外，显著的BC浓度周变化可能也与当地气象条件的周期性变化有关。

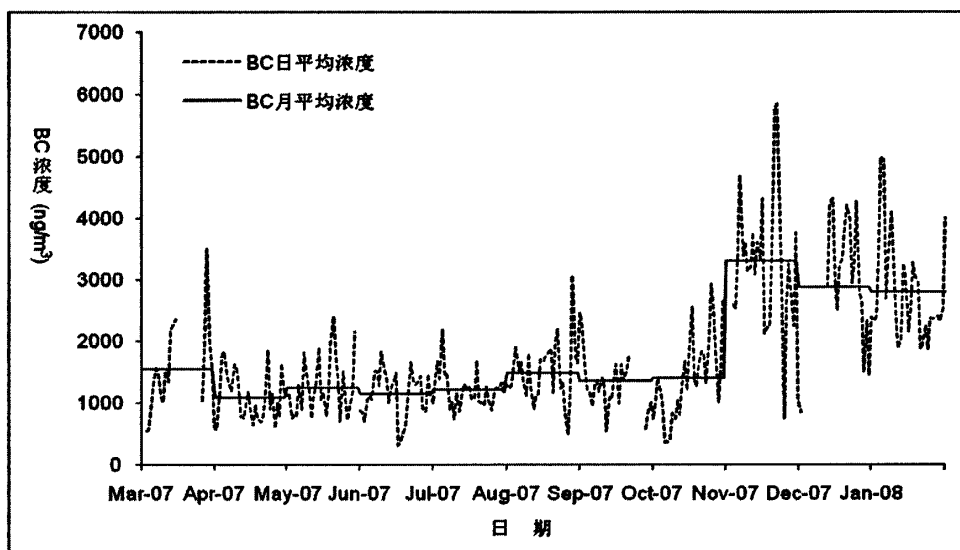


图 2-4 2007.3.~2008.1. 黑碳浓度逐日变化

图 2-4 给出了从 2007 年 3 月到 2008 年 1 月黑碳浓度的逐日变化情况，从图中可以看出，春、夏、秋三个季节榆中地区黑碳浓度基本维持在一个较低的水平，但是从 2007 年 11 月开始进入冬季采暖期之后，黑碳浓度出现一个明显的跳跃，平均浓度比非燃煤期提高了一倍左右。通常来说，影响城市大气的 BC 浓度变化主要是两个来源，一是机动车尾气排放，二是生活燃烧排放。但是在北方地区，进入冬季后，燃煤取暖是黑碳浓度增大的一个最主要因素。

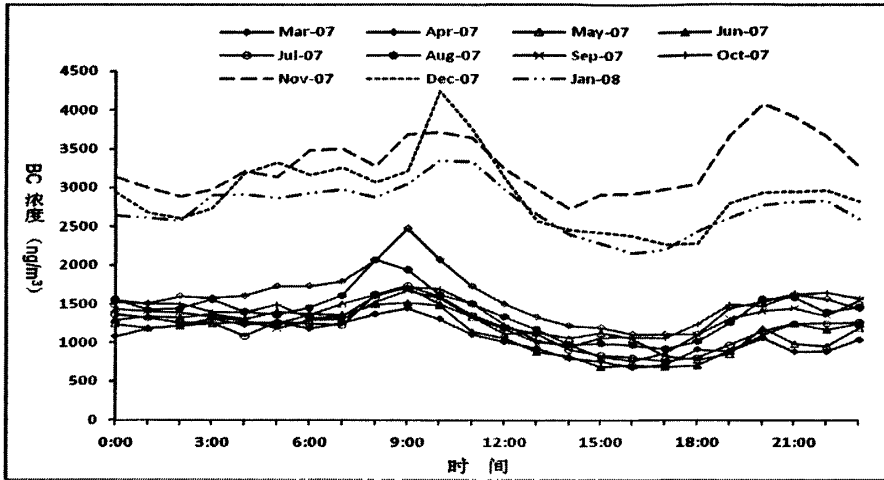


图 2-5 2007.3.~2008.1. 黑碳浓度平均日变化曲线

图 2-5 给出了各月份黑碳浓度平均日变化情况,从图中明显可以看出,2007 年 11 月、12 月以及 2008 年 1 月这三个月的黑碳浓度比其它各月浓度高了近 1 倍。此外,BC 的浓度变化也呈现出明显的双峰结构,其峰值分别出现在早晨 8:00~10:00,及傍晚后 18:00~21:00,而谷值则出现在午后 15:00~17:00 之间。其中,早晨的峰值在冬季出现要比其它季节晚 1h 左右,这与冬季日出延迟、人类活动开始较晚也有密切的关系。污染物浓度的日变化特征,主要取决于其源的日变化和近地层中湍流交换,以及大气稳定度的日变化特征。早晨 8:00~10:00,由于正处于上班高峰时段,来往的机动车辆增加,排放的汽车尾气中含有大量的黑碳,直接表现为大量的黑烟排放,因此 BC 浓度急剧增加;另外,由于该时段正处于日出后不久,太阳辐射不断增强,加热大气,但此时冷地面还未及升温,因此造成了清晨大气逆温现象,这也是造成 BC 浓度升高的一个重要原因。午后 15:00~17:00 为全天 BC 浓度低值时段,随着太阳辐射的不断增强,地面的增温速度明显高于大气的增温速度,与大气之间形成热力对流,此种天气形势有利于污染物的扩散;另外,相对于早晨和傍晚,午后的人为活动明显降低,机动车污染排放低,这也可能是午后 BC 浓度较低的一个原因。从图 2-5 中可以看出,傍晚 18:00 以后出现黑碳浓度高值,此阶段正值下班高峰,机动车辆活动频繁,不断地排放出大量尾气;同时,居民开始烹饪活动,所用的能源也释放出大量的 BC。由于最初排放的污染物进入大气后尚未扩散,又有大量新的污染物产生进入大气,所以各种颗粒物在大气中聚集、凝聚,导致此时 BC 浓度较高。从图 2-5 中还可以看出,在 21:00 左右出现高值以后,有时可持续到次日凌晨。该段时间

以后当地的人为活动明显减少, 烹饪产生的 BC 大幅度降低; 并且市内机动车活动减少, 与白天相比对 BC 的贡献也很小。但由于夜间大气处于稳定状态, 地面产生的气溶胶粒子不能向上快速扩散, 因此浓度较高; 日间大气活动较为强烈, 气溶胶粒子由于湍流扩散作用, 导致浓度较低^[14]。当然逆温层厚度的抬升以及风切变等因素的影响也是不容忽视的。

对比国外相关的研究, BC 浓度的日变化主要与排放来源有关^[15-17]。如果仅为局地来源的贡献, 一天中 BC 的峰值通常有 2 个, 其主峰值一般出现在上午 7:00~10:00 左右, 次峰值出现在 18:00~22:00, 因为影响城市大气的 BC 浓度变化主要是两个来源, 一是机动车尾气排放, 二是烹饪等人为活动影响。

2.3 榆中地区的气溶胶来源分析

2.3.1 HYSPLIT-4 模式简介

本文采用由 NOAA(ARI) 的 Draxler 等开发的 HYSPLIT-4 (混合单粒子拉格朗日积分) 传输、扩散模式^[18]来对榆中地区的气流来向进行追溯, 以此分析随气流输运到榆中地区的气溶胶的源分布状况。

HYSPLIT-4 模式采用地形 σ 坐标, 水平网格与输入的气象场相同, 垂直方向分为 28 层。模式将气象要素线性内插到各 σ 层上。

HYSPLIT-4 模式能较好地应用于 PM_{10} 污染物 (粒径 $< 10 \mu m$) 扩散和传输的数值模拟^[19], 其平流和扩散计算采用 Lagrangian 方法, 而浓度计算采用 Eulerian 方法。即采用 Lagrangian 方法, 以可变网格定义污染源, 分别进行平流和扩散计算; 采用 Eulerian 方法在固定网格点上计算污染物浓度。

HYSPLIT-4 模式轨迹分析的思路是, 假设一个气块被动地跟随风运动, 以第一时间步长为例, 气块的终点位置 $P'(t + \Delta t)$ 由其初始位置 $P(t)$ 和第一时间步长终点位置 $P'(t + \Delta t)$ 之间的平均速度 $\bar{V}(P, t)$ 计算, 即

$$P'(t + \Delta t) = P(t) + \bar{V}(P, t) \Delta t \quad (2-4)$$

其中 Δt 为时间步长, 要求 $\Delta t < 0.75 \text{ 格距} / U_{\max}$, $U_{\max}$ 为最大风速, 也即一个时间步长内气团的移动不超过 0.75 个格距, $U_{\max} \Delta t < 0.75$ 。以下各时间步长依此

类推, 这样, 气块的轨迹就为气块在空间和时间上的位置矢量的积分。

有关该模式的详细说明参见文献 18, 20。

2.3.2 榆中地区气流来向追溯及气溶胶源的分析

进入冬季燃煤期之后, 榆中地区的黑碳浓度明显偏高, 因此我们对 2007 年 11 月、12 月以及 2008 年 1 月所到达榆中的气流进行了追溯模拟, 期望通过到达榆中地区的气流分布, 来判断到达榆中地区黑碳气溶胶的源分布情况。

图 2-6 给出了 2007 年 11 月的气流来向追溯图, 分别为 6 h (A)、12 h (B)、24 h (C)、36 h (D)、48 h (E) 和 72 h (F) 的气流追溯。图中上半部分的曲线表示气流的水平来向, 下半部分表示各气流的垂直高度, 共给出了 20 簇流线。本文追溯的是榆中 500 m 高度处的气流。图 2-6 (A) 中可以看出, 6 h 内到达榆中地区的气流基本上以榆中为中心呈放射状对称分布, 说明在这一时段内, 榆中周边的城市、县对榆中的气溶胶都有贡献, 较大的城市有兰州、定西、白银、临夏等, 这些地区在进入冬季采暖期之后, 黑碳排放浓度都会有不同程度的提高, 随着气流的输运, 将会对榆中本地的黑碳浓度产生一定的影响, 并且此时所到达榆中地区的气流高度基本都在 1km 以下, 此高度范围内的气溶胶浓度及类型受人类活动影响较大。2-6 (B) 为 12 h 气流追溯图, 此时的气流分布与 (A) 大致相同, 但是范围有明显的扩大, 并且初步呈现出以西北来向的气流为主, 并且气流所在的高度也有所抬升。从 (C) 图开始, 西北来向的气流完全占据了主导, 但由于西北地区城市分布比较疏散, 其气溶胶随气流经过长时间输运以后, 浓度衰减严重, 并且气流所在层结较高, 到达榆中地区后, 对榆中本地的气溶胶浓度影响非常小。由以上结果可知, 在 11 月份, 榆中地区气溶胶浓度以本地排放占主导地位, 此外对榆中地区气溶胶浓度有贡献的基本上以随短时气流输送到榆中的气溶胶为主, 这些气溶胶的源地主要分布在距离榆中较近的周边城市、县镇。

图 2-7 和图 2-8 分别为 2007 年 12 月和 2008 年 1 月的 6 个时段气流追溯图, 图中显示的气流来向、分布及气流高度与 2007 年 11 月呈现相同的趋势, 这说明在冬季采暖期之后, 榆中地区的黑碳浓度升高主要由本地采暖造成, 同时周边城市采暖所排放的黑碳对榆中也有一定的影响。

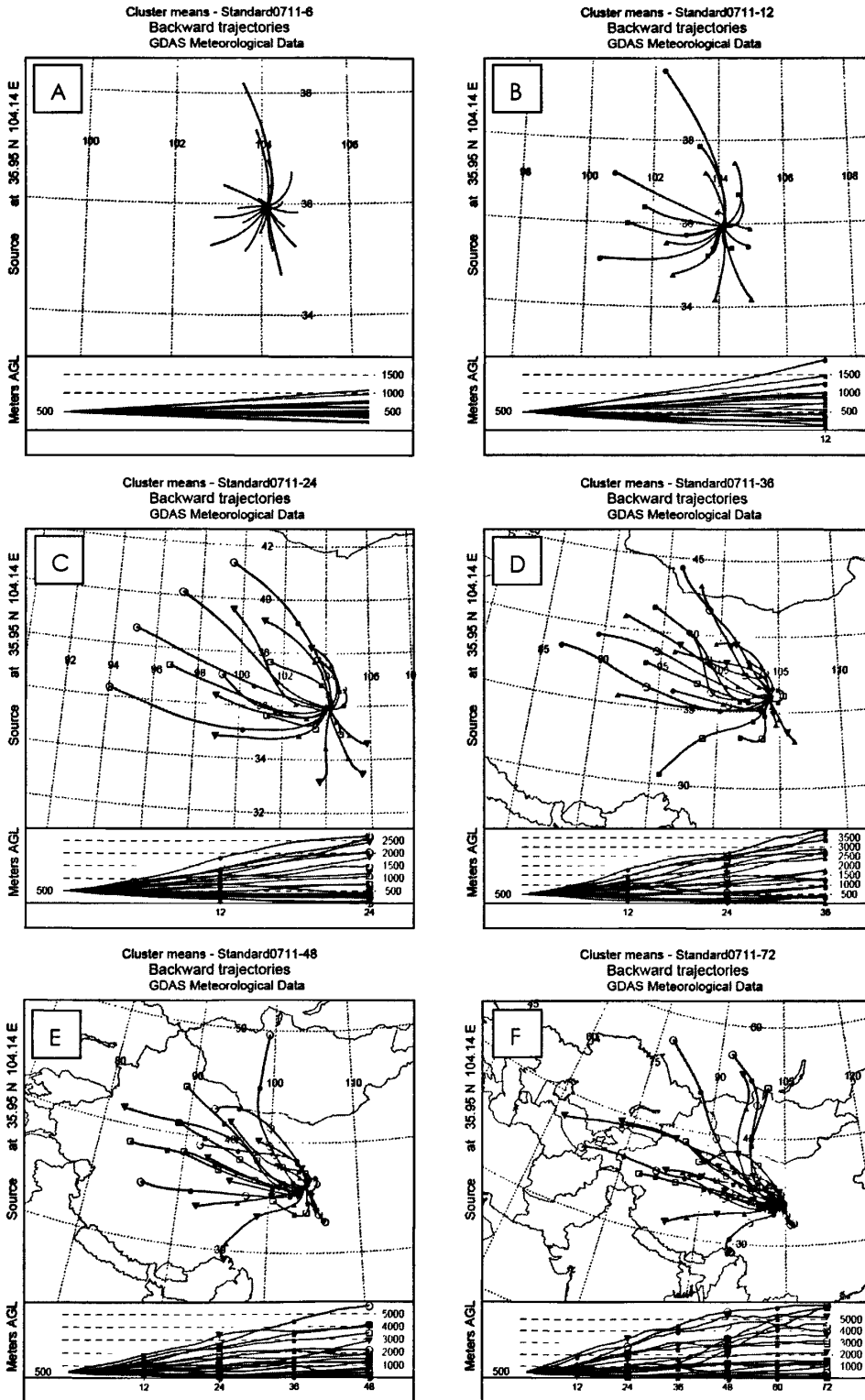


图 2-6 2007.11. 气流追溯分布

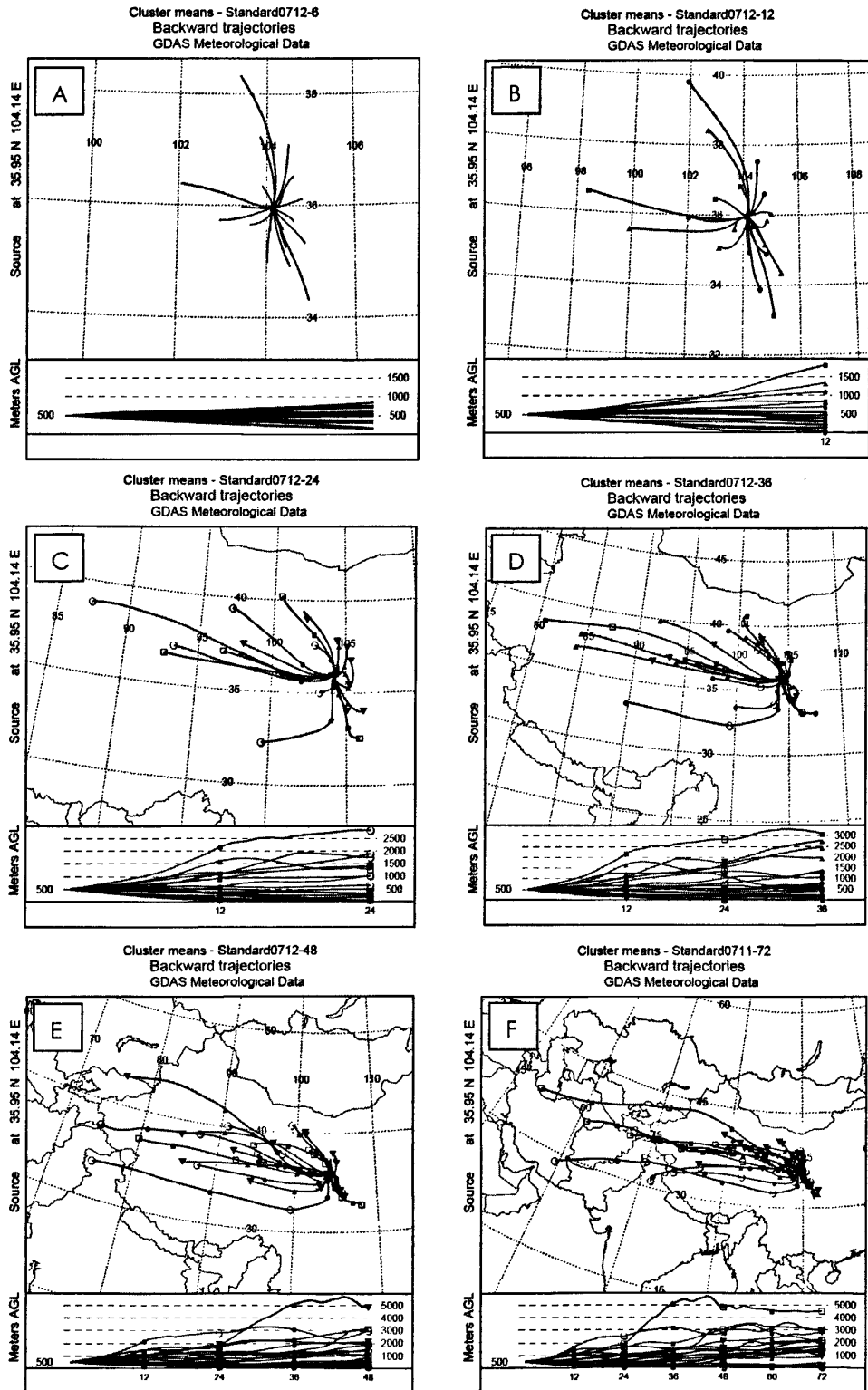


图 2-7 2007.12. 气流追溯分布

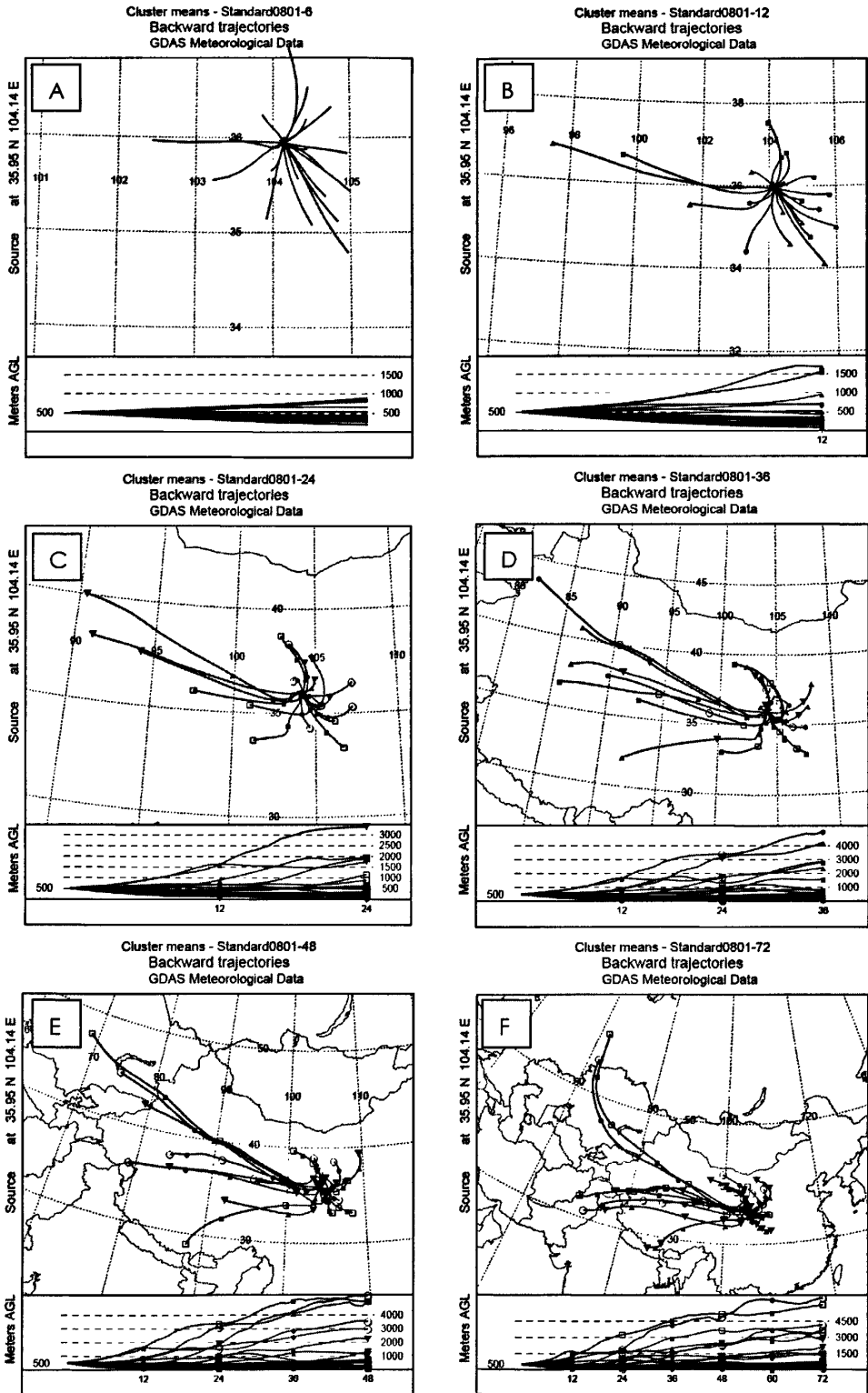


图 2-8 2008.1. 气流追溯分布

2.4 利用黑碳浓度反演黑碳吸收系数

根据光学衰减测量原理，光在介质中传播，其强度会随之衰减，这种衰减遵循Beer-Lambert定律：

$$\frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda 0}} = e^{-A_{\lambda}} \quad (2-5)$$

$I_{\lambda 0}$ 为光源的入射光强，波长为 λ ； I_{λ} 为经过介质后的光强， A_{λ} 为吸收系数。

根据Beer-Lambert定律的原理，结合黑碳仪测量原理式(2-1)，可以利用黑碳仪检测器检测信号电压代替光强来计算气溶胶吸收系数，如图2-9所示。但是受数据采集限制，没有得到黑碳仪的信号检测电压，因此采用反算的方式来求取气溶胶吸收系数。

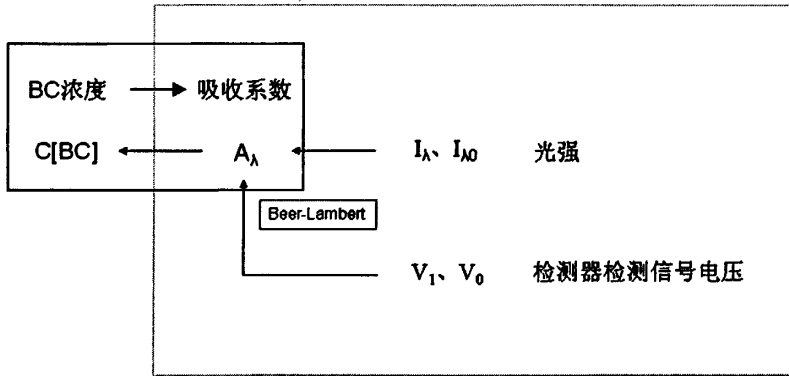


图2-9 吸收系数求取

式(2-1)可以改写为

$$\frac{I}{I_0} = e^{-(\alpha \cdot BC)} \quad (2-6)$$

对比(2-5)与(2-6)，不难发现，上式中的 $\alpha \cdot BC$ 就是Beer-Lambert定律中所对应的吸收系数，结合(2-1)式，得出：

$$A_{\lambda} = A \quad (2-7)$$

根据黑碳浓度的计算原理，黑碳仪在一个石英纤维滤带上采集颗粒物样品，并在采集样品的同时进行连续光学测量。在这个过程中，滤带并不移动。滤带只是在采样点达到某一黑度时，才向前移动。

于是有：

$$C[BC] = (A_1 - A_0) \cdot S / (Q \cdot \alpha \cdot t) \quad (2-8)$$

$$C[BC] = (A_2 - A_1) \cdot S / (Q \cdot \alpha \cdot t) \quad (2-9)$$

.....

$$C[BC] = (A_n - A_{n-1}) \cdot S / (Q \cdot \alpha \cdot t) \quad (2-10)$$

对于一个起始采集点, A_0 为0, 根据(2-8)~(2-10), 不难得到 $A_1, A_2, \dots, A_n$, 直至采样点饱和每个采样时段的光衰减值 A_i , 由此得出每个采样段BC所对应的 A_{μ} 。

在上述吸收系数的计算过程中, α 是一个很重要的参数, 根据Petzold^[21]等的研究表明, 当粒子尺度变化范围为 $0.05 \mu m \sim 1.1 \mu m$ 时, α 值变化范围在 $8 m^2/g$ (乡村) 至 $19 m^2/g$ (城市) 间变化。

图2-10、2-11分别是2007年4月18日和2008年1月9日的计算个例, 图中给出的是黑碳浓度与吸收系数的对应曲线, 结果表明吸收系数与BC浓度走势一致, 相同采样时段内, 较高的BC浓度对应较大的吸收系数, 且冬季燃煤后, 黑碳浓度增加导致了气溶胶吸收部分增强, 表现为吸收系数较4月份大。

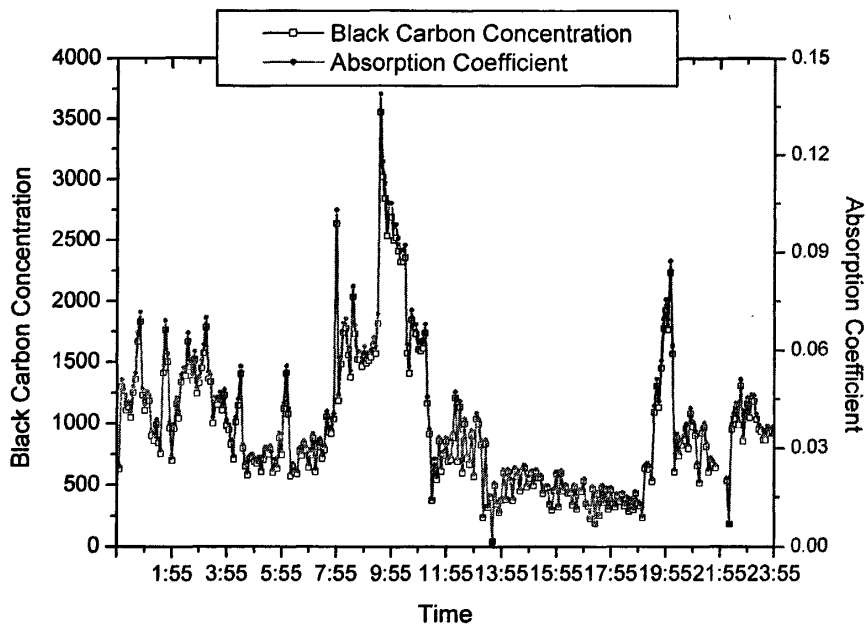


图2-10 2007.4.18. 黑碳浓度与吸收系数

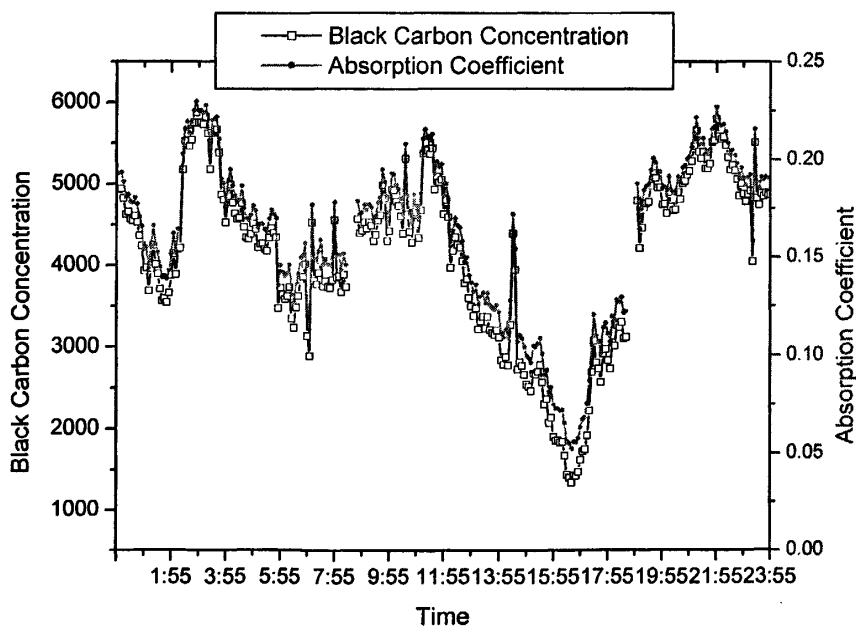


图2-11 2008.1.9. 黑碳浓度与吸收系数

2.5 黑碳浓度对地面辐射通量的影响

为了分析由燃煤造成的黑碳浓度的升高对辐射的影响,通过计算得到的吸收系数,结合经由激光雷达同期观测反演得到的消光系数(参见第三章),利用辐射传输模式(参见第五章)对榆中地区这两天的辐射通量进行了计算。

榆中地区2007年4月18日与2008年1月9日均为无云的晴朗天气,分别代表了未燃煤日和燃煤日,利用黑碳浓度计算得到的吸收系数配合消光系数参与辐射通量的计算,较之采用通常的光学参数(如不对称因子)得到的结果,更加贴近气溶胶的物理、化学组份,计算结果更加贴近真实情况。通过对比计算得出的这两天的辐射通量,可以得到冬季燃煤造成的辐射通量的改变情况,结果见图2-12。

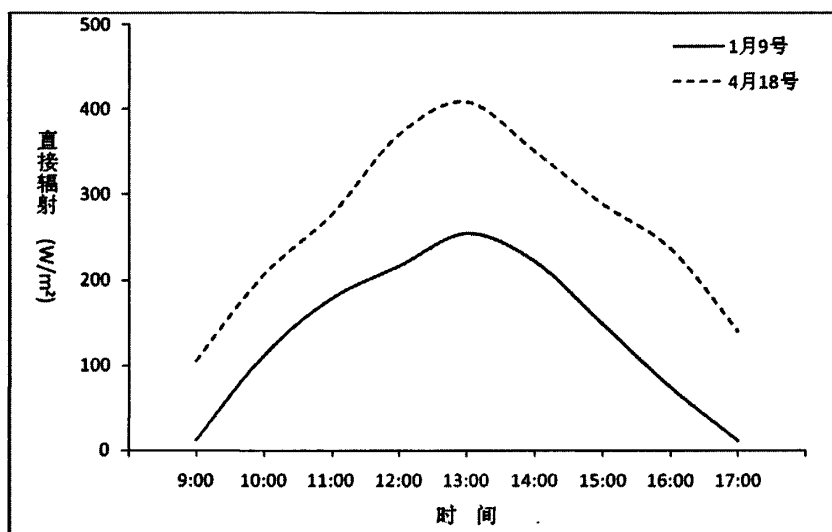


图2-12 直接辐射通量

上图给出的是这两天直接辐射通量的日变化曲线,平均来说,燃煤期间使得地面直接辐射通量减少了约 128W/m^2 ,其中正午时分减少最多,达 154W/m^2 。此结果一定程度上反映出了冬季燃煤对直接辐射通量的影响,但由于不是同一个季节,1、4月份相差时间较多,此时的太阳高度、辐照度等均有一定的差异。

2.6 本章小结

本章从黑碳仪入手,介绍了黑碳观测的方法及原理,通过对2007年3月至2008年1月黑碳数据的分析,得出如下结果。

(1) 大气中的黑碳浓度受天气变化影响较大,雨水冲刷会使得大气中的黑碳

浓度显著降低，而浮尘、扬沙等沙尘天气又使得黑碳浓度升高。对3月份一次沙尘暴过程的观测结果分析表明，沙尘期间，黑碳浓度比平时浓度高近4倍。

(2) 榆中地区黑碳气溶胶的浓度受人类活动影响明显，具有典型的日变化、周变化和季节性变化特征。日变化特征为，黑碳浓度呈双峰型分布，峰值分别出现在08:00~10:00和18:00~21:00，这与局地天气特征和人为活动有密切的关系。周变化特征为，每周周六、周日为黑碳浓度的低值阶段，周一黑碳浓度升高，持续到周四左右浓度值开始降低。春、夏、秋三个季节黑碳浓度水平较低，黑碳平均浓度约为 1300ng/m^3 ，进入冬季采暖期后，黑碳浓度显著升高，平均浓度约 3000ng/m^3 。

(3) 利用 HYSPLIT-4 模式对榆中地区采暖期的气流来向进行了追溯模拟，得到了采暖期间榆中黑碳气溶胶的大致来源。榆中地区的黑碳以本地源为主，受周边城市、县镇的影响，在进入冬季采暖期之后，由采暖导致的黑碳排放成为榆中黑碳的主要来源。

(4) 首次利用榆中地区的黑碳浓度资料对吸收系数进行了反演，为研究气溶胶辐射效应提供了吸收部分的光学参数。

(5) 利用反演得到的气溶胶吸收系数，对榆中地区的地面直接辐射通量进行了计算，结果表明，采暖造成的黑碳排放显著降低了到达地面的直接辐射通量。平均来说，燃煤期间使得地面直接辐射通量减少了约 128W/m^2 ，其中正午时分减少最多，达 154W/m^2 。

参考文献

1. Hansen J. E, S. Makiko. Trends of measured climate forcing agents[J]. Proc Natl Acad Sci USA, 2001, 98(26):14778~14783.
2. 温玉璞, 徐晓斌, 汤洁, 等. 青海瓦里关大气气溶胶元素富集特征及其来源[J]. 应用气象学报, 2001, 12(4):400~408.
3. Hopper J. F., D.E.J. Barrie, L. A., et al.. Atmospheric observations of aerosol black carbon, carbon-dioxide, and methane in the high Arctic[J]. Atmospheric Environment, 1994, 28:3047~3054.
4. Heintzenberg J., E.K. Bigg. Tropospheric transport of trace substances in the Southern hemisphere[J], Tellus, 1990, 42B:355~363.
5. Kleefeld S., A. Hofer, Z. Krivdcsy, et al.. Importance of organic and blackcarbon in atmospheric aerosols at Mace Head, on the West Coast of Ireland(53°19'N, 9°15'W)[J]. Atmospheric Environment, 2002, 36:4479~4490.
6. Hansen A.D.A., D.H. Lowenthal, J.C. Chow, et al.. Black carbon aerosol at McMurdo station, Antarctica[J]. Journal of Air and Waste Management Association, 2001, 51(4):593~600.
7. 汤洁, 温玉璞, 周凌晔. 中国西部大气清洁地区黑碳气溶胶的观测研究[J]. 应用气象学报, 1999, 10(2):160~169.
8. Novakov T., J. E. Hansen. Black carbon emissions in the United Kingdom during the past four decades:An empirical analysis[J]. Atmospheric Environment, 2004, 38:4155~4163.
9. Moloi K., S. Chimidza, E. S. Lindgren, et al.. Black carbon, mass and elemental measurements of airborne particles in the village of Serowe, Botswana[J]. Atmospheric Environment, 2002, 36:2447~2457.
10. 王庚辰, 孔琴心, 任丽新, 等. 北京地区大气中的黑碳气溶胶及其变化[J]. 过程工程学报, 2002, 2(增刊):284~288.
11. Kim Y. P., K. C. Moon, J. H. Lee. Organic and elemental carbon in the fine particles at Kosan, Korea[J]. Atmospheric Environment, 2000, 34:3309~3317.
12. 苏维翰, 张秋彭, 宋文质, 等. 燃煤地区大气气溶胶烟良的研究[J]. 环境化学, 1985, 4(专辑):134~136.
13. Im J. S., V. K. Saxena, B. N. Wenny. Temporal trends of black carbon concentrations and regional climate forcing in the southeastern United States[J]. Atmospheric Environment, 2001, 35:3293~3302.
14. 张仁健, 王明星, 戴淑玲, 张文, 王秀玲, 李爱国. 北京地区气溶胶粒度谱分布初步研究. 气候与环境研究[J]. 2000, 5(1):85~89.
15. Allen G. A, J. Lawrence, P. Koutrakis. Field validation of a semi-continuous method for aerosol black carbon(aethalometer) and temporal patterns of summertime hourly black carbon measurements in southwestern PA[J]. Atmosphere Environment, 1999,33:817~823.
16. Hugwant C. B., H. Cachier, M. Bessafi, J. Leveau. Impact of traffic on black carbon aerosol concentration at la Reunion Island (Southern Indian Ocean) [J]. Atmospheric Environment,

2000, 34:3463~3473.

17. LaRosa L. E., T. J. Buckley, I. A. Wallace. Real-Time Indoor and Outdoor Measurements of Black Carbon in an Occupied House: An Examination of Sources[J]. Air & Waste Management Association.2002, 52:41~49.
18. Draxler R. R., G. D. Hess. An overview of H YSPI IT-4 modeling system for trajectories dispersion and deposition [J]. Aust Met Mag, 1998, 47(2): 295-308.
19. Roland R., Draxler. Forecasting dust storms using Hysplit [C], Sino-US Workshop on Dust storms and their effects on Human Health. North Carolina: Raleigh, 2002, 25-26.
20. Draxler R. R., G. D. Hess. Description of the HYSPL IT-4 modeling system[R]. NOAA technical memorandum ERL ARL -224 [c], 1997.
21. Petzold A., C. Kopp, R. Niessner. The dependence of the specific attenuation cross-section on black carbon mass fraction and particle size[J]. Atmospheric Environment, 1997, 31:661~672.

第三章 利用激光雷达观测榆中地区气溶胶

及消光系数的反演

激光雷达是探测大气气溶胶光学—物理参数时空分布的一个有效、可靠的手段,通过分析激光雷达的回波信号可以得到大气的物理特征参数。激光雷达技术是探测气溶胶的一种有用的新方法,有着传统方法所不可达到的大范围、长距离、高精度以及连续测量等特点。本文希望通过激光雷达灵活的观测特性,及时捕捉到兰州榆中地区的沙尘信息,通过对沙尘气溶胶消光系数的反演,计算沙尘期间气溶胶的辐射特性。

3.1 激光雷达介绍

本文所用微脉冲激光雷达系统(CAMLTM CE-370-2)是由法国 Cimel 公司生产出品,观测点设在位于兰州市区的兰州大学本部校园。该激光雷达体积小,质量小,便于运输。图 3-1 是该仪器的外观。



图 3-1 CAMLTM CE-370-2 微脉冲激光雷达外观

3.1.1 激光雷达基本结构

CAML™ CE-370-2 微脉冲激光雷达系统由三部分组成：

(1) 发射系统

包括激光与发射器。采用 Nd:YAG（掺钕钇铝石榴石）固态激光器，激光频率 4.7kHz 左右，激光波长 532nm，单次脉冲的能量大约 14μJ，脉冲宽度小于 15ns。激光器发出的激光束经发射望远镜后射向大气，望远镜起到了扩束、准直的作用，使得激光束的发散度仅为 55μrad。发射望远镜为 Cimel 设计的直径 20cm 的折射望远镜。

(2) 接收器

接收望远镜与发射望远镜共轴，它将接收到的发散光会聚成平行光，经光纤传输后再依次通过高精度窄带滤光片、声—光调节器（acoustic-optical modulator）后到达雪崩光电二极管光子计数器（avalanche photodiode photon counting，缩写为 APD），由此将光信号转换为电信号存储下来。这里光纤长 10m，透过率 0.775。滤光片的中心波长为 532nm，带宽为 0.2nm，透过率 0.25。这种滤光片在与 55μrad 的望远镜配合使用后可大大削弱太阳背景光与多次散射的影响，增强了该激光雷达的白昼探测能力。声—光调节器用于减弱后脉冲信号。

(3) 探测器与数据采集系统

这里用的是雪崩光电二极管探测器，它捕获光子的概率为 55%，最大计数率 20MHz。雷达附带一个数据采集软件，通过该软件可以将采集到的数据存储到与雷达相连的 PC 机上。

3.1.2 激光雷达性能及主要技术参数

该激光雷达的垂直分辨率为 15m（对应的单通道采样时间为 100ns），相邻两次脉冲的间隔为 212μs，允许探测的最大高度为 30km。当激光频率设为 4.7kHz，视场角 55μrad，滤片透过带宽 0.2nm 时，信噪比达最佳。需要注意的是，由于观测原理所限，该雷达存在一个观测盲区，范围约为从发射口到距离地面 195m。

表 3.1 列出了雷达系统的主要技术参数。

表 3-1 雷达系统主要技术参数

Transmitter	Actively Q-switched, Frequency-doubled Nd:YAG Laser
Wavelength	532nm
Laser Power	38mW
Output Laser Energy	14μJ
Pulse Repetition Frequency	4.6~4.7kHz
Pulse width	<15ns
Telescope Aperture	20cm
Total Beam Divergence	55μrad
Vertical Resolution	15m
Maximum Vertical Range	30km
Telescope Field-of-View	55μrad
Filter bandwidth	0.2nm
Detector	Avalanche photodiode
Detection mode	Photon counting
Acquisition time	>0.8s
Weight	30kg
Telescope (diameter×height)	22×100cm
Electrical power	230V±20%, 50Hz±10%
Transfer to PC	USB

3.1.3 激光雷达工作流程

图 3-2 为激光雷达工作流程图

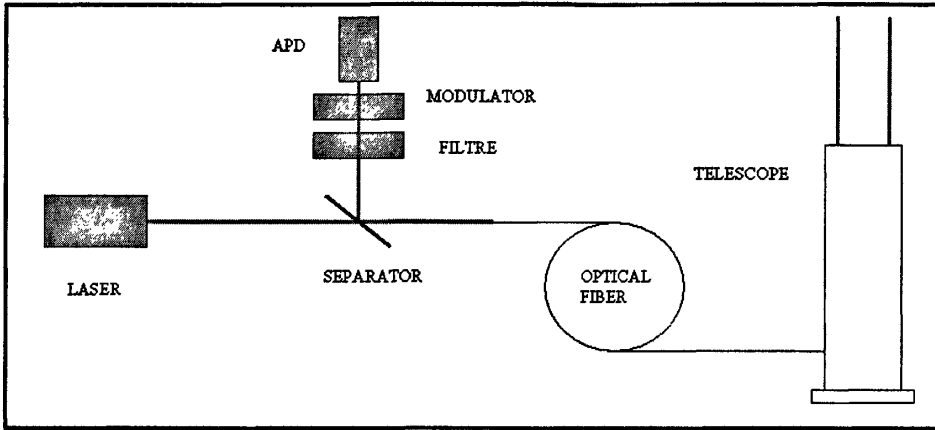


图 3-2 激光雷达工作流程

如图所示，激光器发出激光后经光纤进入望远镜，经望远镜扩束、准直后射向大气。返回的光信号经望远镜会聚后进入光纤，出光纤后再经反射依次通过滤光片、声—光调节器后进入雪崩光电二极管探测器，将光信号转换成电信号后存储到 PC 机上。

在处理激光雷达的数据之前，必须先订正有关雷达因子，即探测器空载时间订正、背景噪音订正、后脉冲订正、几何因子订正、距离偏移订正、距离订正以及其他一些与设备相关的因子如光纤与滤光片的透过率、望远镜镜面有效面积等等。

3.2 激光雷达反演原理

激光雷达接收到的回波数据都是能量值，一般需要通过求解雷达方程来得到我们所关心的要素值，比如气溶胶的消光系数。

Mie 散射激光雷达方程可写为：

$$P(Z) = ECZ^{-2} \beta(Z) \exp[-2 \int_0^Z \sigma(Z') dZ'] \quad (3-1)$$

其中， $P(Z)$ 为激光雷达接收到高度 Z 处的大气后向散射回波信号的能量， E 为激光雷达的发射能量， C 为雷达常数， $\beta(Z)$ 为大气后向散射系数， $\sigma(Z)$ 为大气消光系数。

当前在研究气溶胶时经常把大气的消光系数 σ 直接看作气溶胶消光系数 σ_1 与空气分子的消光系数 σ_2 两部分之和，即

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2 \quad (3-2)$$

相应地, 大气的后向散射系数 β 与气溶胶后向散射系数 β_1 、空气分子后向散射系数 β_2 也有如下关系

$$\beta = \beta_1 + \beta_2 \quad (3-3)$$

将消光系数 σ 随高度积分可以得到光学厚度

$$\tau(Z_1 - Z_2) = \int_{Z_1}^{Z_2} \sigma(Z') dZ' \quad (3-4)$$

消光后向散射比 S 是一个非常重要的参数, 它是消光系数与后向散射系数的比值, 即

$$S \equiv \sigma / \beta \quad (3-5)$$

对气溶胶与空气分子则分别有

$$S_1 = \sigma_1 / \beta_1 \quad (3-6)$$

$$S_2 = \sigma_2 / \beta_2 \quad (3-7)$$

这样方程(3-1)就可写为

$$P(Z) = ECZ^{-2} [\beta_1(Z) + \beta_2(Z)] \exp\{-2 \int_0^Z [\sigma_1(Z') + \sigma_2(Z')] dZ'\} \quad (3-8)$$

目前求解上述 Mie 散射激光雷达方程比较常用的方法有 3 种, Collis 斜率法, Klett 方法和 Fernald 方法。夏俊荣、韩霄在这 3 种方法的基础上, 结合兰州地区的实际情况, 发展了一套适用于兰州地区 Mie 散射激光雷达方程的求解方法^[1,2], 本文主要采用了这个方法。

3.3 利用激光雷回波信号反演气溶胶消光系数

激光雷达工作时, 每次探测持续 5 分钟, 每分钟得到一条回波能量随高度变化的图形及相应数据, 一次观测得到 5 条廓线。

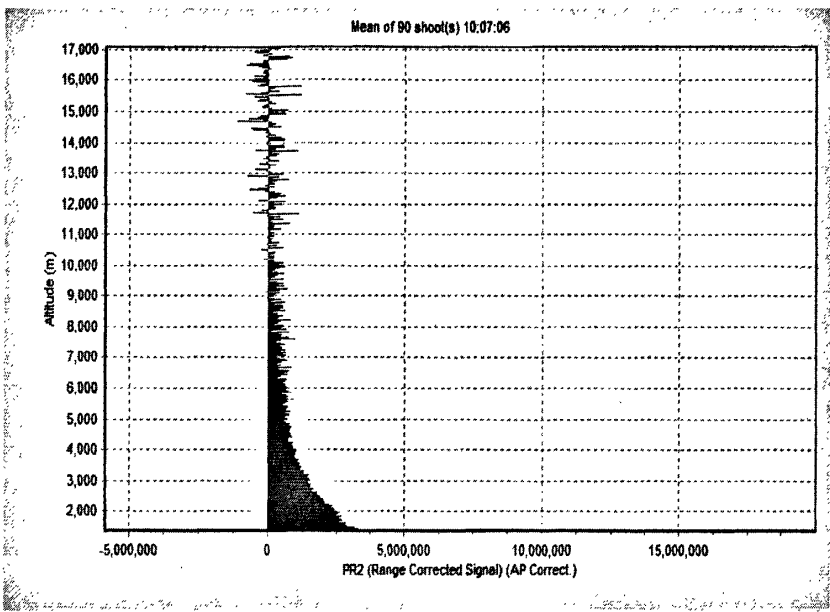


图 3-3 激光雷达回波能量

图 3-3 为 2007 年 4 月 17 日 10:07 时观测得到的一条雷达回波能量图，图中横坐标表示回波能量的大小，纵坐标表示高度。回波能量正常情况下均为正值，其大小表示了大气中气溶胶含量的高低，气溶胶含量较高的地方，激光雷达回波能量较高。图中显示 9km 以下回波能量正常，在 9km 之上出现一能量负值，之上高度负值出现频次增多，表明此时的回波能量已不再适用于计算。由此需要确定一个雷达参数——标高 Z_c ，以保证计算的正常进行。

根据夏俊荣、韩霄^[1-2]的方法，要反演气溶胶消光系数，需要确定雷达标高 Z_c 和气溶胶消光后向散射比 S_l 的值。

针对不同高度，本文 S_l 的取值见表 3-2 所列。

表 3-2 不同高度 S_l 的取值

高度区间(km)	S_l
0~2	20
2~15	25
15~20	40
20~25	53
25~30	59

然后是标高的选择。对一次观测得到的 5 条廓线分别进行筛选，而筛选的条件是分层选取的。以 3.5km 为界，3.5km 以下处如果 10 个连续高度的探测值中出现了 4 个负值时，选取最高的一个负值之上的高度；3.5km 以上，如果 10 个连续高度的探测值中出现 2 个负值时，选取最低的一个负值之下的高度。最后再从中选取最低的一个值作为标高。

标高选择好之后，用斜率法计算边界值^[3]。斜率法假设大气均匀分布，则有 $d\beta/dZ = 0$ 。这样，大气的消光系数可表示为：

$$\sigma = -\frac{1}{2} \cdot \frac{dS}{dZ} \quad (3-9)$$

式中 σ 为要计算的消光系数值； Z 为高度； $S = S(Z) = \ln[Z^2 P(Z)]$ 。

计算得到的结果见 3-4。

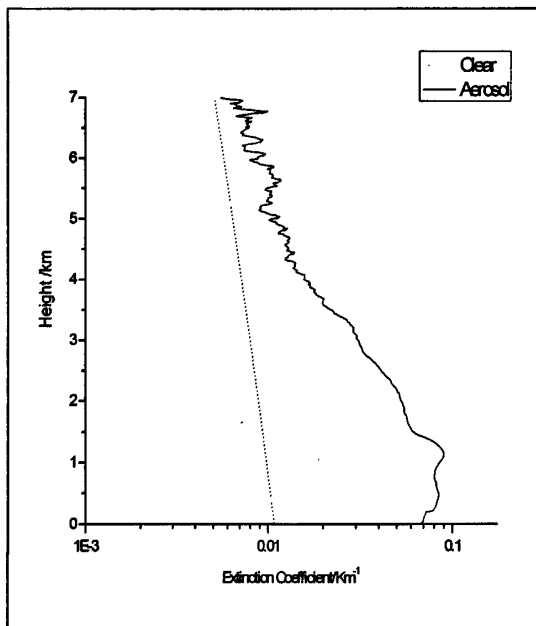


图 3-4 气溶胶消光系数

图 3-4 为 4 月 17 日 10:00 左右的消光系数廓线图，黑线为大气中气溶胶消光系数廓线，点线为干洁大气的分子消光系数廓线。从图中可以看出，此时空气比较洁净，消光系数较小，从图中可以看出从地面到 1km 处气溶胶消光系数较大，说明此范围内气溶胶含量较高，自 1km 往上气溶胶逐渐减少，5km 处已经比较接近干洁空气分子的消光系数。

图 3-5 为一次浮尘天气下的激光雷达回波能量图，可以看出，从地面至高空

4km 的范围内，回波能量基本相当，说明在浮尘天气下，气溶胶在 4km 以下分布比较均匀，在 8km 处出现一回波能量大值，此为雷达捕获的云层的信息。经反演后，得到的消光系数廓线如图 3-6 所示，图上能清晰反映出低层浮尘和 8km 处云层的情况，但是在云层底下一段距离内，气溶胶消光系数出现截断，并且部分高度的值小于空气分子消光系数的不合理情况，这说明雷达回波能量在有低云的情况下反演消光系数能力有所下降。

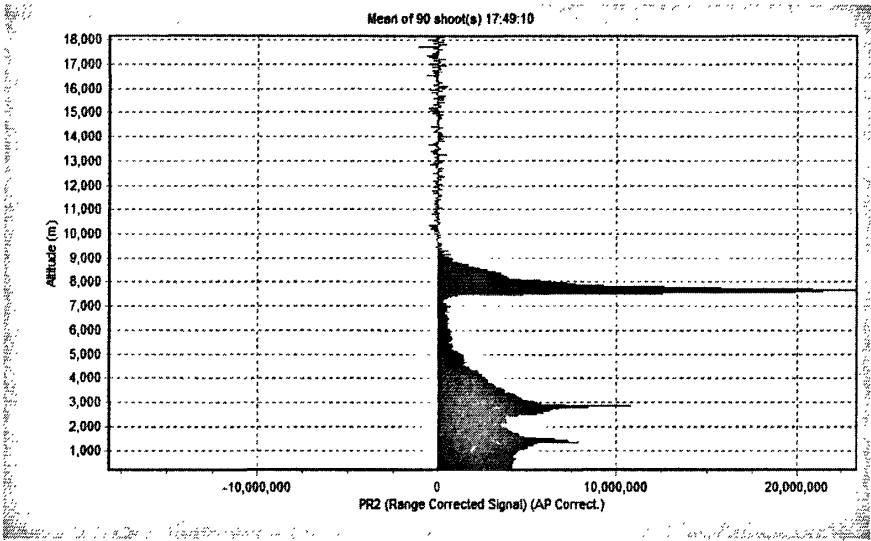


图 3-5 浮尘天气下的激光雷达回波能量

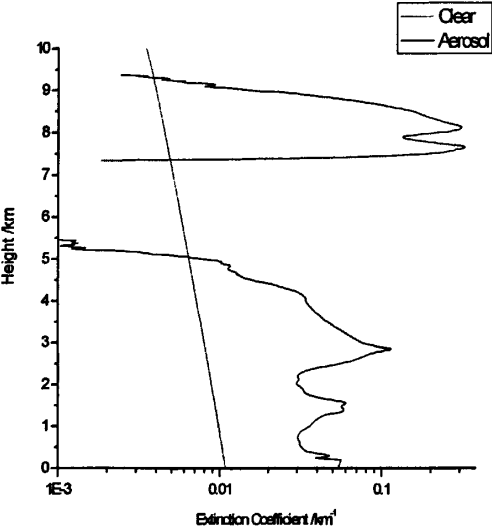


图 3-6 浮尘天气下的雷达消光系数廓线

3.4 反演结果验证

为了对反演方法进行检验，本文对激光雷达反演得到的消光系数积分，得到了光学厚度的值，并将此光学厚度与 L97 光度计反演得到的光学厚度进行了对比，结果见表 3-3。表中选取的是 2005 年、2006 年几个晴空无云天气条件下的对比结果，二者平均相对误差为 15.54%，平均绝对误差为 0.0629。表明激光雷达反演结果可以较好地反映出大气气溶胶的光学特征。

表 3-3 雷达反演结果与光度计反演结果对比

对比日期	τ_{L97}	τ_{Lidar}	对比日期	τ_{L97}	τ_{Lidar}
05.10.09	0.6778	0.67253	06.10.09	0.3152	0.41301
05.10.24	0.3723	0.41250	06.10.10	0.3582	0.23008
05.10.25	0.3614	0.42743	06.10.12	0.4043	0.34371
05.10.29	0.5585	0.57712	06.10.13	0.4619	0.39321
05.10.30	0.5381	0.59516	06.10.14	0.3556	0.44677
05.11.01	0.5049	0.55043	06.10.19	0.4771	0.37737
05.11.03	0.4120	0.32698	06.10.22	0.3789	0.32813
05.11.09	0.4431	0.38778	06.10.25	0.3789	0.26825
05.11.11	0.4031	0.37465	06.10.27	0.3231	0.32694
05.11.28	0.3622	0.29255	06.10.28	0.2505	0.25760
06.10.02	0.5600	0.67323	06.11.01	0.4124	0.33153
平均相对误差				15.54%	
平均绝对误差				0.0629	

3.5 本章小结

本章从激光雷达入手，介绍了激光雷达资料观测的方法及原理。并利用激光雷达的观测结果反演了气溶胶的消光系数。

(1) 目前求解 Mie 散射激光雷达方程比较常用的方法有 3 种，Collis 斜率法，Klett 方法和 Fernald 方法。夏俊荣、韩霄在这 3 种方法的基础上，结合兰州地区的实际情况，发展了一套适用于兰州地区 Mie 散射激光雷达方程的求解方法^[1,2]，

本文主要采用了这个方法。

(2) 在求解雷达方程时, 后向散射比 S_1 分高度给定, 标高 Z_c 的确定则以 3.5km 为界, 3.5km 以下处如果 10 个连续高度的探测值中出现了 4 个负值时, 选取最高的一个负值之上的高度; 3.5km 以上, 如果 10 个连续高度的探测值中出现 2 个负值时, 选取最低的一个负值之下的高度。最后再从中选取最低的一个值作为标高。

(3) 通过对比激光雷达反演得到的光学厚度与 L97 光度计反演得到的光学厚度值, 二者平均相对误差为 15.54%, 平均绝对误差为 0.0629, 表明激光雷达的反演结果可以较好地反映出大气气溶胶的光学特征。

参考文献

1. 夏俊荣, 利用激光雷达探测兰州大气气溶胶辐射特性[D], 兰州大学硕士学位论文, 2005.
2. 韩霄, 激光雷达观测分析兰州城郊大气气溶胶辐射特性[D], 兰州大学硕士学位论文, 2006.
3. Collis R.T.H.. Lidar: a new atmosphere probe [J]. Q.J.R. Meteorol. Soc, 1966, 92: 220~230.

第四章 WRF 模式对榆中地区大气边界层的模拟

及模式参数化方案的选定

计算气溶胶的辐射效应与影响时,需要给气象模式提供初始场,以往的研究工作^[1]利用系留气球观测资料作为初始输入场,由于只有一条廓线,因此采用了水平方向气象场均匀的假设。显然这种近似对复杂下垫面地区有一定问题,并且系留气球的观测受天气影响较大,不能提供长期的、实时的数据资料,尤其对一些强烈天气如沙尘暴过程气象资料更难获取,于是,本文采用 WRF 模式嵌套边界层模式, WRF 模式给边界层模式提供初始场、背景场,来完善模式系统。为此目的,要求所用的 WRF 模式的模拟结果必须满足一定精度。本章的工作就是通过不同参数化方案的比较,选取出一套适合于榆中地区的模式参数化方案,从而为之后的工作提供基础。

4.1 WRF 模式系统介绍

4.1.1 WRF 模式简介

WRF (Weather Research Forecast) 模式系统是由许多美国研究部门及大学的科学家共同参与进行开发研究的新一代中尺度预报模式和同化系统。WRF 模式系统的开发计划是在 1997 年由 NCAR 中小尺度气象处、NCEP 的环境模拟中心、FSL 的预报研究处和奥克拉荷马大学的风暴分析预报中心四部门联合发起建立的,并由国家自然科学基金和 NOAA 共同支持。现在,这项计划,得到了许多其他研究部门及大学的科学家共同参与进行开发研究。WRF 模式系统具有可移植、易维护、可扩充、高效率、方便等诸多特性,将使新的科研成果运用于业务预报模式更为便捷,并使得科技人员在大学、科研单位及业务部门之间的交流变得更加容易。

WRF 模式应用了继承式软件设计、多级并行分解算法、选择式软件管理工具、中间软件包(连接信息交换、输入/输出以及其他服务程序的外部软件包)结构,并将有更为先进的数值计算和资料同化技术、多重移动套网格性能以及更

为完善的物理过程（尤其是对流和中尺度降水过程）。因此，WRF 模式将有广泛的应用前景，包括在天气预报、大气化学、区域气候、纯粹的模拟研究等方面的应用，它将有助于开展针对我国不同类型、不同地域天气过程的高分辨率数值模拟，提高我国天气预报的分辨率和准确性^[2-4]。

为使研究成果能够迅速地应用到现实的天气预报当中去，WRF模式分为ARW（the Advanced Research WRF）和NMM（the Nonhydrostatic Mesoscale Model）两种，即研究用和业务用两种形式，分别由NCEP和NCAR负责管理。

本文所用模式为WRF-ARW 2.1版本。

4.1.2 WRF 模式特点

WRF模式是一个完全可压缩的带有静力选项的非静力模式，垂直方向采用地形追随质量（静力气压）坐标，网格形式采用Arakawa C格点，有利于在高分辨率模拟中提高准确性。模式的时间积分方案采用二阶或三阶可选择的Runge-Kutta积分方案，在水平和垂直方向上均采用二阶到六阶闭合的平流积分方案。WRF模式采用时间分裂小步长积分来消除声波和重力波的影响。目前模式发展到V2版本，其主要特点如下：

- (1) 可以针对真实资料 and 理想数据分别进行模拟计算
- (2) 针对上述两种数据有不同的边界条件选项
- (3) 丰富的物理参数化方案选项
- (4) 非静力和静力两种方案计算时可选
- (5) 单向、双向和可移动嵌套可选

4.1.3 模式软件结构

WRF 模式中所有的变量都必须通过参数列表传给子程序。模块技术（FORTRAN 90 的新功能）的运用很好地解决了程序直接的接口问题。为了让用户能够在尽量少涉及 WRF 模式其他部分源代码的情况下，很容易地在 WRF 模式中实现自己的方案设计，WRF 模式将自己的结构设计成三层：模式层、中间层和驱动层^[5]（图 4-1）。

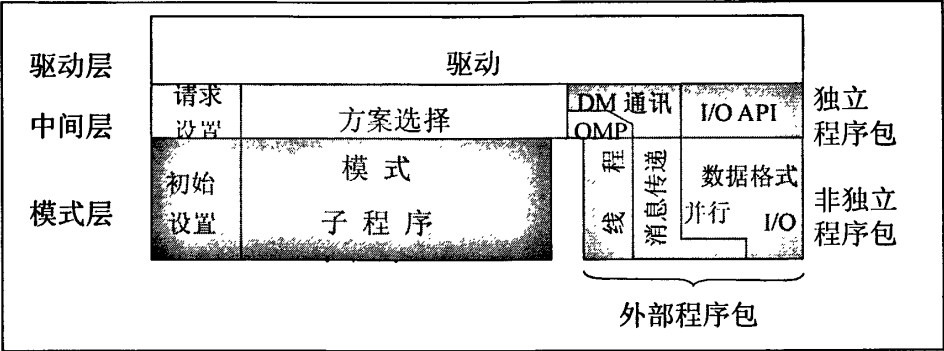


图 4-1 WRF 模式软件结构设计方案

- (1) 驱动层：模式的最顶层，它控制着模式的初始化、时间步长、输入/输出、模式的计算区域嵌套关系、计算区域的分解计算、计算机处理器的分布以及其他的有关并行的控制。
- (2) 中间层：介于模式层和驱动层之间，起连接作用。中间层具有驱动层和模式层两者的重要信息，能够很好地将模式层信息进行封装，有利于移植和交换。
- (3) 模式层：由执行实际模式计算功能的子程序所组成，模式层中的子程序要求写成对于三维模式计算空间中的任何子空间都能调用。

4.1.4 模式系统模拟流程

图 4-2 为 WRF 模式系统组成图^[6]，图 4-3 为 WRF 模式系统的流程图^[7]，图 4-4 为 WRF 模式运行的具体过程，用以说明模式和程序的运行顺序，数据的流向及其主要功能。

模式模拟中各子系统的主要功能介绍如下：

- (1) WRF SI 部分：WRF SI 主要完成 WRF 模式所需的两项任务：
- a. 设置中尺度区域。用户根据自己的需要定义模拟区域：投影格式、格点数、位置等。SI 程序将根据这些设置，生成 NetCDF 格式的“静态”文件。该文件包含经度、纬度、地形、土壤类型、月植被参数等不同的静态场的网络信息。所生成的静态文件将为 SI 的下一步主要任务做好准备。这就相当于 MM5 中的 TERRAIN 程序。
 - b. 将气象分析场插值到对 WRF 系统程序有用的水平和垂直网格上，作为初

始条件和侧边界条件。它接受来自前一步的静态文件及某些原始的网格数据格式。这些原始的数据格式除了可以使用 ETA、MM5、AVN 等模式输出的标准格点数据和全球等压面资料外，用户还可以根据自己的需求引入自己的数据，全球等压面资料可以是欧洲中心资料、NCEP 资料或我国的 T_{106} 资料、 T_{213} 资料。

(2) WRF 部分：根据不同的物理过程选择适当的方案进行预报或模拟。

(3) 后处理部分：WRF 模式系统提供了多种可视化输出的接口，可以用 NCAR 和 Vis5D 直接显示图形，也可根据自己的需要将结果转化成 Grads 格式，用 Grads 显示图形。

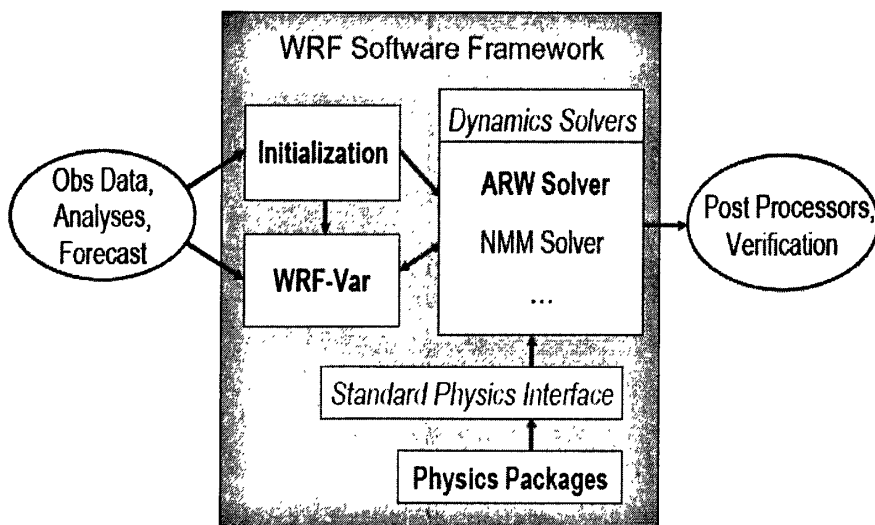


图4-2 WRF模式系统组成

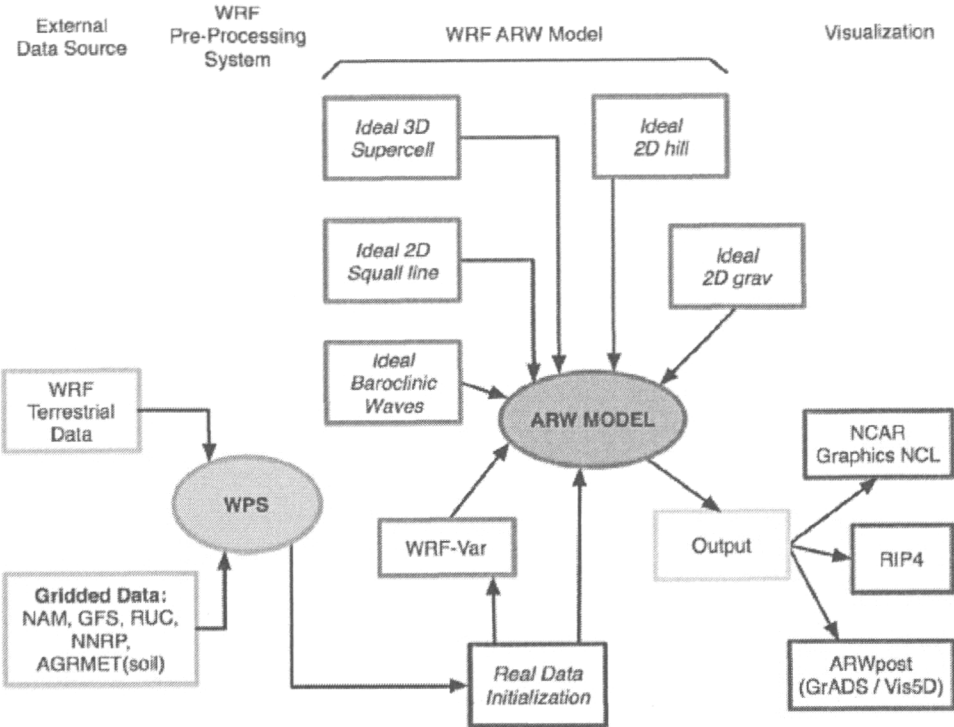


图4-3 WRF-ARW模式系统流程

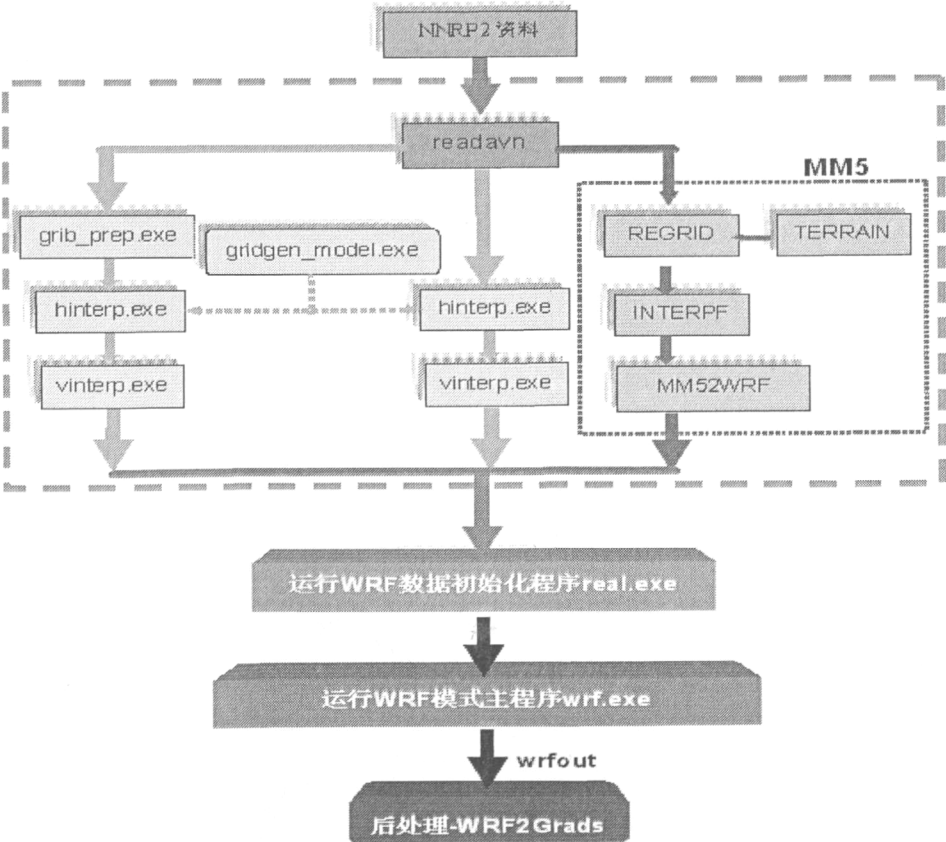
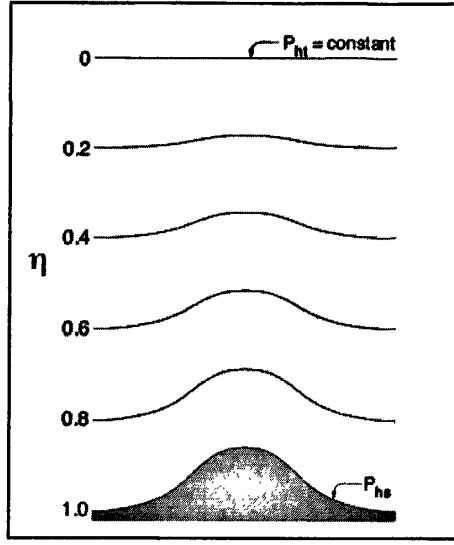


图4-4 WRF-ARW模式模拟流程

4.1.5 模式基本方程组^[6]图4-5 ARW η coordinate

由 Laprise 提出的 σ 面坐标被应用于许多大气模式，WRF-ARW 模式采用修正的 σ 面坐标，即地形追随的静力气压垂直坐标—— η 面坐标（如图 4-5 所示），从地形表面到模式层顶， η 值由 1 变化到 0，这种坐标也称为质量垂直坐标。

垂直坐标 η 可表示为：

$$\eta = (p_h - p_m) / \mu, \quad (4-1)$$

其中， $\mu = p_{hs} - p_m$ ， p_h 为气压的静力平衡分量， p_{hs} 和 p_m 分别为地形表面和边界顶部的气压。

由于 $\mu(x, y)$ 可看作为模式区域内 (x, y) 格点上的单位水平面积上气柱的质量，所以变量的通量形式可写为：

$$\vec{V} = \mu \vec{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \theta, \quad (4-2)$$

$\vec{v} = (u, v, w)$ 表示 x, y, z 三个方向上的协变速率， $\omega = \dot{\eta}$ 表示逆变“垂直”风速， θ 为位温。

定义扰动量对参考态的偏差，即

$$p = \bar{p}(z) + p'$$

$$\phi = \bar{\phi}(z) + \phi' \quad (4-3)$$

$$\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$$

$$\mu = \bar{\mu}(x) + \mu'$$

由于 η 坐标的坐标面一般都不是水平的,因此参考状态量 $\bar{p}$, $\bar{\phi}$, $\bar{\alpha}$ 通常是 (x, y, η) 的函数。利用这些扰动量,在不做任何近似的情况下,去除掉静力平衡部分,利用上述守恒量, Laprise 方程组可写成如下通量预报形式:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v}U)_{\eta} + \mu\alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + (\eta\mu \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x})\alpha' + \mu \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_U \quad (4-4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v}V)_{\eta} + \mu\alpha \frac{\partial p'}{\partial y} + (\eta\mu \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y})\alpha' + \mu \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_V \quad (4-5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}W)_{\eta} - g \left(\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \mu' \right) = F_W \quad (4-6)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{v}\Theta)_{\eta} = F_{\Theta} \quad (4-7)$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla \cdot \bar{V})_{\eta} = 0 \quad (4-8)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + (\bar{v} \cdot \nabla \phi)_{\eta} = g_w \quad (4-9)$$

方程组要求满足诊断关系:

$$\frac{\partial \phi'}{\partial \eta} = -\bar{\mu}\alpha' - \alpha\mu' \quad (4-10)$$

和气体状态方程

$$p = \left(\frac{R\Theta}{p_0\mu\alpha} \right)^{\gamma} \quad (4-11)$$

若考虑水汽,我们定义坐标与干空气质量有关,基于这个原则,垂直坐标可以写成如下形式:

$$\eta = (p_{dh} - p_{dm}) / \mu_d \quad (4-12)$$

其中 μ_d 表示气柱内的干空气质量, p_{dh} 表示干空气的静力气压, p_{dm} 表示干空气顶部的静力气压, 则相关变量可写为:

$$\vec{V} = \mu_d \vec{v}, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta. \quad (4-13)$$

目前 WRF-ARW 模式支持三种地图投影: 兰勃托投影、极地投影和麦卡托投影。为了使控制方程与之对应, 引入地图比例因子 m , m 定义为计算空间的距离和与之对应的地球表面的距离的比率:

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{distance on the earth}} \quad (4-14)$$

这样, 包含了地图比例因子信息的动力学变量重新写为:

$$U = \mu_d u / m, \quad V = \mu_d v / m, \quad W = \mu_d \omega / m, \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m. \quad (4-15)$$

利用重新定义以后的动力学变量, 包含了地图投影、和转动项在内的控制方程最终可以写为:

$$\partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (4-16)$$

$$\partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (4-17)$$

$$\partial_t W + m[\partial_x(U\omega) + \partial_y(V\omega)] + \partial_\eta(\Omega \omega) - m^{-1} g[(\alpha / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (4-18)$$

$$\partial_t \Theta + m^2[\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m \partial_\eta(\Omega \theta) = F_\Theta \quad (4-19)$$

$$\partial_t \mu_d + m^2[U_x + V_y] + m \partial_\eta(\Omega) = 0 \quad (4-20)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1}[m^2(U\phi_x + V\phi_y) + m \Omega \phi_\eta - gW] = 0 \quad (4-21)$$

$$\partial_t Q_m + m^2[\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m \partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (4-22)$$

方程组要求满足诊断关系:

$$\partial_\eta = -\alpha_d \mu_d \quad (4-23)$$

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^{\gamma} \quad (4-24)$$

方程(4-16)~(4-18)右侧项包含了模式的物理强迫、紊流混合、科氏力项和曲率项, 其中科氏力和曲率项可分别写成如下形式:

$$F_{U_{cor}} = +(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x})V - eW \cos \alpha_r - \frac{uW}{r_e} \quad (4-25)$$

$$F_{V_{cor}} = -(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x})U + eW \sin \alpha_r - \frac{vW}{r_e} \quad (4-26)$$

$$F_{W_{cor}} = +e(U \cos \alpha_r - V \sin \alpha_r) + (\frac{uU + vV}{r_e}) \quad (4-27)$$

其中 p 表示气压, θ 表示位势温度, $\phi = gz$ 为重力位势, $\alpha = 1/\rho$ 为密度的倒数, $\gamma = c_p/c_v = 1.4$, α_r 表示 y 轴与子午线之间的局地旋转角, ψ 表示纬度, $f = 2\Omega_e \sin \psi$, $e = 2\Omega_e \cos \psi$, Ω_e 表示地球自转的角速率, r_e 为地球半径。

理想情况下, 地图比例因子 $m=1$, f 可视为常数, $e=0$ 。

4.1.6 差分方案

空间差分格式采用 Arakawa-C 跳点格式, 所有的热力学变量和水汽变量均定义在整数网格点上, 而 u 、 v 、 w 交错排列于 $1/2\Delta x$ 、 $1/2\Delta y$ 、 $1/2\Delta z$ 上, 这样 w 与 u 、 v 在垂直方向相差半个格距, 使得连续方程求解 w 时的计算精度更高, 而 θ 与 u 、 v 在水平方向上错开半个格距则可以提高 π 的精度, 而减少了由于地形引起的误差。

为了增加计算效率, 采用了“时间分裂”(time-split)的时间差分方案, 即热力学变量采用时间向前差分, 而速度分量和气压项采用二阶蛙跃格式; 采用 Runge-kutta 时间积分方案, 垂直方向采用隐式方案, 以隐式方法求解垂直气压梯度和垂直辐射, 可以使积分时间步长取较大的值; 因为非静力方程是完全压缩的, 允许声波存在, 为了数值计算的稳定性, 对快波计算需要用短时步处理; 侧边界条件用张弛边界条件, 对于云水、雨水、雪、冰在流入边界为零, 在流出边界为零边界; 上边界存在吸收层^[7-8]。

WRF 模式中, 在实现时间分裂显式积分方案时, 是将小的与声波积分步长有关的项放在方程组的等式左边, 而等式右边则是积分步长相对较大的项, 它们在小步长积分过程中认为是常量^[9-10]。定义声波小步长中的扰动量为 (上标 t 表示大的时间步长第 t 时间层):

$$V'' = V - V', \quad \Omega'' = \Omega - \Omega', \quad \Theta'' = \Theta - \Theta'$$

$$\phi'' = \phi' - \phi'', \quad p'' = p' - p'', \quad \alpha'' = \alpha' - \alpha'', \quad \mu'' = \mu' - \mu'' \quad (4-28)$$

则由方程组(4-4)~(4-11)可得到地形追随静力气压坐标下时间分裂的积分方程:

$$\frac{\partial U''}{\partial T} + \mu' \alpha' \frac{\partial p''^T}{\partial x} + (\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x}) \alpha''^T + \mu' \frac{\partial \phi''^T}{\partial x} + \frac{\partial \phi'}{\partial x} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_U \quad (4-29)$$

$$\frac{\partial V''}{\partial T} + \mu' \alpha' \frac{\partial p''^T}{\partial y} + (\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y}) \alpha''^T + \mu' \frac{\partial \phi''^T}{\partial y} + \frac{\partial \phi'}{\partial y} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_V \quad (4-30)$$

$$\frac{\partial \mu''}{\partial T} + (\nabla \cdot \bar{V}''^{T+\Delta T})_\eta = R'_\mu \quad (4-31)$$

$$\frac{\partial \Theta''}{\partial T} + (\nabla \cdot \bar{V}''^{T+\Delta T} \Theta')_\eta = R'_\Theta \quad (4-32)$$

$$\frac{\partial W''}{\partial T} - g \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right)^T = R'_W \quad (4-33)$$

$$\frac{\partial \phi''}{\partial T} + \frac{1}{\mu'} (\bar{V}''^{T+\Delta T} \cdot \nabla \phi')_\eta - g \bar{W}''^T = R'_\phi \quad (4-34)$$

其中, 上标 T 表示小的时间步长第 T 时间层, 方程组各式中右边由以下等式给出:

$$R'_U = F'_U - (\nabla \cdot \bar{v}' U')_\eta - \mu' \alpha' \frac{\partial p''}{\partial x} - (\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x}) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial x} - \frac{\partial \phi'}{\partial x} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (4-35)$$

$$R'_V = F'_V - (\nabla \cdot \bar{v}' V')_\eta - \mu' \alpha' \frac{\partial p''}{\partial y} - (\eta \mu' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial y}) \alpha'' - \mu \frac{\partial \phi''}{\partial y} - \frac{\partial \phi'}{\partial y} \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (4-36)$$

$$R'_\mu = -(\nabla \cdot \bar{V}')_\eta \quad (4-37)$$

$$R'_\Theta = F'_\Theta - (\nabla \cdot \bar{v}' \Theta')_\eta \quad (4-38)$$

$$R'_W = F'_W - (\nabla \cdot \bar{v}' W')_\eta - g \left(\frac{\partial p''}{\partial \eta} - \mu'' \right) \quad (4-39)$$

$$R'_\phi = -(\bar{v}' \cdot \nabla \phi')_\eta + g w' \quad (4-40)$$

4.1.7 模式物理过程及参数化

4.1.7.1 微物理过程参数化

(1) Kessler 方案(暖云方案)^[11]

来自于 COMMAS 模式, 是一个简单暖云方案, 包含了水汽、云水、雨水, 考虑的微物理过程有: 雨水的产生、降落以及蒸发, 云水的增长, 以及由凝结产生云水的过程, 微物理过程中, 显式预报水汽、云水和雨水, 无冰相过程。

(2) Purdue Lin 方案

微物理过程中, 包括了对水汽、云水、雨、云冰、雪和冰雹的预报, 在结冰点以下, 云水处理为云冰, 雨水处理为雪。所有的参数化项都是在 Lin et al.^[12] 以及 Rutledge 和 Hobbs^[13]的参数化方案的基础上得到的, 某些地方稍有修改, 饱和修正方案采用 Tao 的方法^[14]。这个方案是 WRF 模式中相对比较成熟的方案, 更适合于理论研究。

(3) WSM3 类简单冰方案^[15-17]

此方案包括了冰沉降以及由 WRF V1 版本中的 NCEP3 方案修订而来的冰相参数化方案。区别于其它方案的一个主要的不同点在于, 其诊断关系利用了冰的数浓度而不是温度。此方案包含三种水物质: 水汽、云水或云冰和雨水或雪。云水和云冰在此算作为同一类, 他们的区别仅在于温度, 即云冰能在凝结点及凝结点以下的环境下存在, 而云水不能。同样, 雨水和雪也是这样处理的。虽然冰相也考虑了, 但是对于业务模式来说还是过于简单。

(4) WSM5 类方案^[18-19]

此方案跟 WSM3 类简单冰方案类似, 但是水汽、雨水、雪、云水和云冰都是分别进行处理, 因此, 该方案中允许过冷水的存在, 并且考虑了雪在降落到可融层以后的逐步融化过程。该方案用于取代原来 WRF V1 版本中的 NECP5 方案。

(5) WSM6 类冰雹方案

在 WSM5 的基础上增加考虑了霰以及由此产生的相关过程。其中的许多参数化过程和 Lin^[12]方案类似, 但是增加了一些额外的参数和计算。和 WSM3、WSM5 类似, WSM6 在处理饱和度和调整时也采用了 Dudhia 和 Hong^[16,17]等人的方案, 分别处理冰和水的饱和过程。

(6) Ferrier (new Eta) 微物理方案

此方案预报模式平流项中水汽和总凝结降水的变化。程序中,用一个局域数组变量来保存初始猜测场信息,然后从中分解出云水,雨水,云冰,以及降冰的变化的密度(冰的形式包括雪、霰或冰雹)。降冰密度是根据存有冰的增长信息的局域数组来估计,其中,冰的增长与水汽凝结和液态水增长有关。沉降过程的处理是将降水时间平均通量分离成格点单元的立体块。这种处理方法,伴随对快速微物理过程处理方法的一些修改,使得方案在大时间步长时计算结果稳定。根据 Ryan (1996)^[20]的观测结果,冰的平均半径假定为温度函数。冰水混合相仅在温度高于-30℃时考虑(以前为-10℃),而冰面饱和状态则假定在云体低于-30℃。

4.1.7.2 辐射过程参数化

(1) RRTM 长波辐射方案

来自于 MM5 模式,采用了 Mlawer et al.^[21]的方法。它是利用一个预先处理的对照表来表示由于水汽、臭氧、二氧化碳、其他气体、以及云的光学厚度引起的长波过程。

(2) Dudhia 短波辐射方案

来自于 MM5 模式,采用 Dudhia^[22]的方法,它是简单地累加由于干净空气散射、水汽吸收^[23]、云反射和吸收所引起的太阳辐射通量。采用 Stephens^[24]的云对照表。

(3) Goddard 短波辐射方案

它是由 Chou 和 Suarez^[25]发展的一个复杂光学方案。考虑了臭氧。

4.1.7.3 边界层参数化方案

(1) YSU 方案

作为 MRF PBL 方案的第二代产品, Yonsei 大学的 YSU PBL 方案仍然采用反梯度项来描述非局地梯度引起的通量。并在 MRF PBL 方案的基础上在边界层顶部增加了一个夹卷层,根据大涡模式的研究结果,夹卷与表面浮力通量成线性关系。当临界体积理查德数为 0 时,定义为边界层顶。

(2) Eta Mellor-Yamada-Janjic TKE 边界层方案

此方案用边界层和自由大气中的湍流参数化过程代替 Mellor-Yamada 的 2.5

阶湍流闭合模型(Mellor and Yamada, 1982^[26])。这是将用于 Eta 模式中的 Mellor-Yamada-Janjic^[27]方案引入该模式的一种边界层方案,它预报湍流动能,并有局地垂直混合。该方案调用 SLAB (薄层)模式用来计算地面的温度;在 SLAB 之前,用相似理论计算交换系数,在 SLAB 之后,它用隐式扩散方案计算垂直通量。

(3) MRF 边界层方案

此方案采用 Hong 和 Pan^[28]描述的方法,它利用不稳定状态下热量和水汽的所谓的反梯度通量理论,运用了加大的边界层垂直通量系数,且边界层高度中考虑了临界里查逊数。在边界层中适用于高分辨率,由于反梯度项是根据 Troen-Mahrt 的计算表示,而 K 廓线是均匀混合的边界层,所以该方案比较高效。NCEP MRF 模式中已使用该方案,该方案调用 SLAB(薄层)在隐式方案中用于计算垂直扩散以允许更长的时间步长。

4.1.7.4 积云对流参数化

(1) 不使用积云参数化方案

格距小于 5~10km 时,一般不采用积云参数化方案。

(2) 浅对流 Eta Kain-Fritsch 方案

在 Eta 模式中对 Kain-Fritsch^[29-30]方案进行了调整,利用了一个简单的云模式伴随水汽的上升和下沉,同时包括了卷入、卷出和相对粗糙的微物理过程的影响,目前只包含深对流过程。

(3) Betts-Miller-Janjic 方案

对 Betts-Miller 方案进行了调整和改进^[31-32],在一给定的时段,对热力廓线进行张弛调整,在张弛时间内,对流的质量通量可消耗一定的有效浮力能。该方案主要适合大于 30km 格距,但无显式下沉,此方案为对流调整方案,浅对流调整是该方案的重要部分,对强对流不适用。

(4) Grell-Devenyi 集合方案

Grell 和 Devenyi^[33]引入的集合积云方案,其变量是在每个网格上,使得结果能够平均的反馈给模式。原则上,这样的平均能够有利于方案的优化,只是默认采取的是相同的权重。该方案是一个完全质量通量型的方案,但是采用了不同的

上升/下沉气流夹卷、卷出参数和降水效率。

(5) Kain-Frisch 方案

此方案是 KF 方案的修正方案。与老的 KF 方案一样,此方案也用了简单的包含水汽抬升和下沉运动的云模式,包括卷出、卷吸、气流上升和气流下沉现象。与老方案的不同在于:①设定了一个最小卷吸率,以控制在边缘不稳定的相对干的空气中的大范围的对流运动;②在任何未达到产生降水的云体所需的最小云体厚度的上升气流中,浅对流的出现,最小云体厚度随云底温度变化;③卷吸率可以随低层辐合变化。

4.1.7.5 陆面过程参数化

(1) 热量扩散方案

基于 MM5 的 5 层土壤温度模式,层分别是 1、2、4、8 和 16cm 厚,在这些层下温度固定为日平均值。能量计算包括辐射、感热和潜热通量,同时也允许雪盖效应。此方案还可适用于雪盖和分裂的短时间步长。

(2) Noah 陆面过程方案

Noah 陆面过程方案由 NCAR 和 NCEP 共同开发,以研究和实际运作为目的。该方案是一个带有水汽遮盖和雪盖的 4 层土壤温度、湿度模式,包括了根系区、土壤水分蒸发蒸腾损失、土壤排水、流失、考虑了植被种类、月植被指数以及土壤粗密度。

(3) RUC 陆面过程方案

该方案采用 6 个土壤层,2 个雪层的模式,考虑了冻土、片状雪、雪的温度和密度变化、植物的影响以及水汽遮盖的影响。

上述方案中,无论是隐式还是显式方案,都是在中尺度模式中经过许多典型实例的严格检验,也是当今具代表性的一些方案。但是应当注意,显式和隐式方案在消除对流不稳定的不同之处在于前者是通过垂直运动自上而下逐层进行,所需时间与垂直速度的强度成反比;而后者则在瞬间对整个对流层同时进行。还应指出,这些非绝热方案对尺度具有依赖性。

4.2 利用 WRF 模式模拟榆中地区大气边界层

本节选用的天气背景是 2007 年 4 月 16~18 日，除 16 日下午 4 点左右有少量降水外，其他时段天气晴好，无降水。

4.2.1 模式模拟区域设计

本文模拟的中心区域包含了榆中地区 42×30km 的范围，设计参数如表 4-1 和图 4-6 所示：

表 4-1 WRF 模式模拟区域设计

Domain	Center	NX, NY	Space (km)	Time Step (s)
	Lat., Lon.			
d01	35.95, 104.14	80, 60	9.0	54
d02	35.91, 04.09	79, 61	3.0	18
d03	35.95, 104.14	42, 30	1.0	6

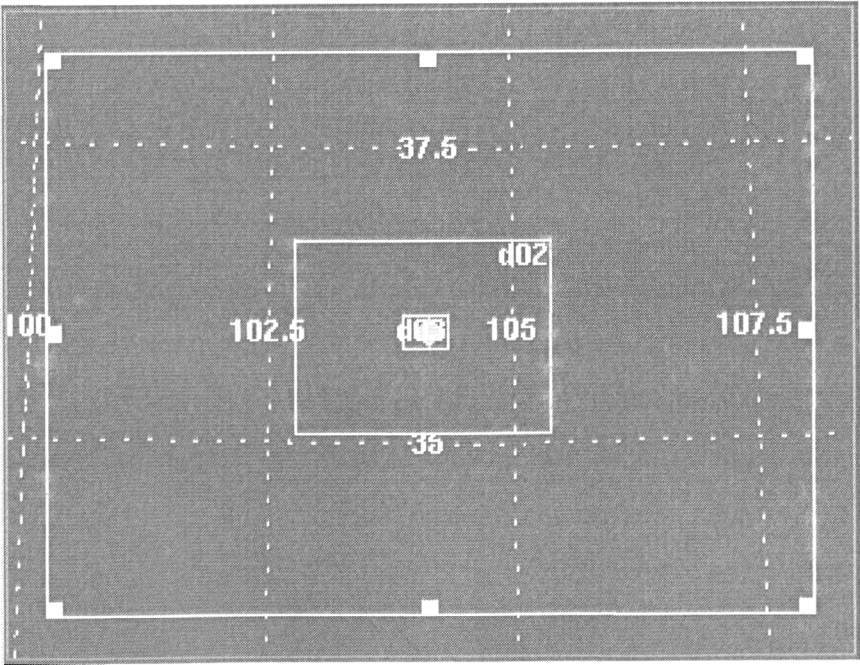


图 4-6 WRF 模式区域设计

模式垂直分为 31 层，对应的 η 层高度分别为 1.000, 0.993, 0.980, 0.966, 0.950, 0.933, 0.913, 0.892, 0.869, 0.844, 0.816, 0.786, 0.753, 0.718, 0.680, 0.639, 0.596,

0.550, 0.501, 0.451, 0.398, 0.345, 0.290, 0.236, 0.188, 0.145, 0.108, 0.075, 0.046, 0.021, 0.000。

模式层顶气压 50hPa。

4.2.2 模式初始条件及侧边界条件

大尺度资料为由 NCEP/NCAR 提供的再分析资料 NRP2，以相应时间大尺度资料作为初始场，模式初始值为 2007 年 4 月 16 日 20:00，采用特定边界条件，积分时间为 48h，每隔一个小时输出一次模拟结果。

4.2.3 模式模拟区域地形

模式使用 NCEP 提供的全球 30s 地形资料及全球 30s USGS 下垫面分类资料。

图 4-7 为模拟区域地形图，西南和东北脚地势较高，中间为一狭长的谷地。

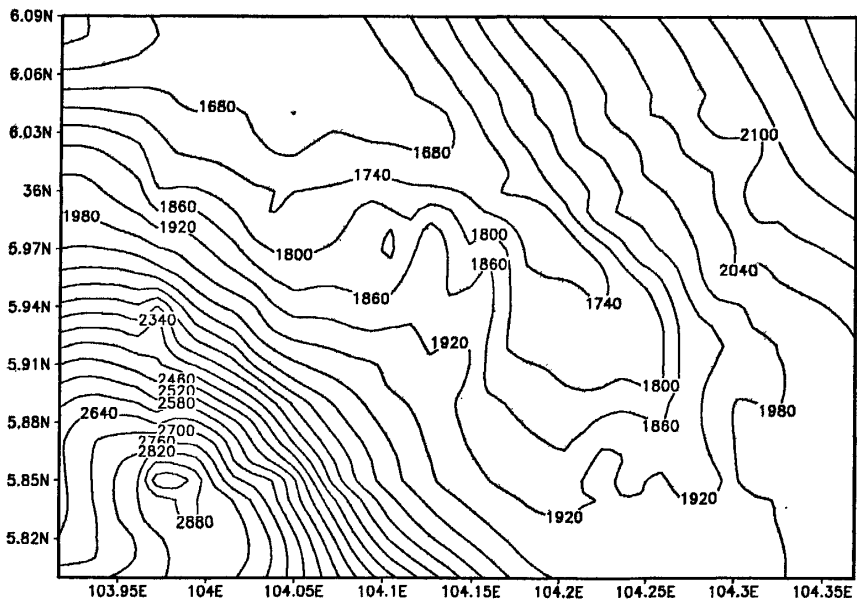


图 4-7 模拟区域地形

4.2.4 WRF 模式对榆中地区气象场的模拟以及参数化方案的选择

4.2.4.1 榆中地区水平风速、温度的模拟

为了真实的反应榆中地区的气象场情况，在结合模拟区域的尺度特征、地形

特征、大气背景状况的条件下,本文尝试了多种参数化方案的组合,得出了一些有意义的结果,其中三种方案比较有代表性。

图 4-8~10 列出了三种方案的模拟结果,分别记为方案 W1、W2、W3 的结果。

图 4-8(a1)为方案 W1 的夜间流场图,该方案能够细致的模拟出夜间下坡风的情况,但是由于模拟区域地形比较复杂,过于细致的方案导致模拟结果在细致描绘局部流场的同时,失去了对背景流场的把握,使得流线在谷地汇集,而图 4-9(a1)显示出的方案 W2 结果则能够很好的描绘出大的流场特征,流线随着地形按照西北—东南走向流出,但是对局部流场的刻画却不如方案 W1 的细致,其原因在于选用了过于粗糙的方案,综合 W1、W2 的优缺点,方案 W3 在较为准确的描绘出局部下坡风的同时,能够较好的描绘出背景流场特征(图 4-10(a1))。

图 4-8(a2)~4-10(a2)为三种方案的夜间温度场结果图,三种方案均比较好的描绘出夜间近地面温度的分布状况,结果显示,西南、东北地形较高处温度较低,谷地温度稍高,方案 W1、W2 的温度变化范围为 $-4\sim 5.5^{\circ}\text{C}$,方案 W3 的温度变化范围为 $-3.5\sim 5^{\circ}\text{C}$,三种方案模拟结果较为接近。

图 4-8(b1)~4-10(b1)为三种方案的午间流场图,由于白天风速较大,局地上坡风被掩盖掉,三种方案模拟结果较为接近。

图 5-8(b2)~4-10(b2)为三种方案的午间温度场结果,仍然表现为地势较高的西南、东北方向温度较谷地处低,方案 W1、W2、W3 的温度变化范围分别为 $1.5\sim 13^{\circ}\text{C}$, $1.5\sim 14^{\circ}\text{C}$, $1.5\sim 13^{\circ}\text{C}$ 。

据以上结果分析表明,三种方案对温度场的模拟能力接近,而对风场的模拟能力略有差异,其中在白天风速较大的情况下都能较好的反映出流场特征,而在较小风速的夜间,差别比较明显,比较而言,方案 W3 较其他方案能更好的描绘出气象场特征。

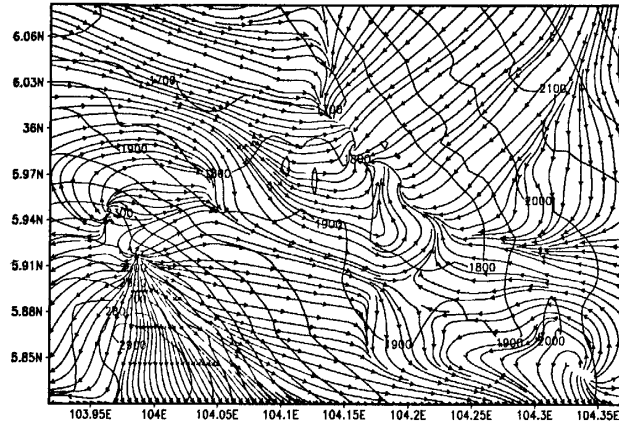


图 4-8(a1) 2007.4.17. 01:00 方案 W1 流场

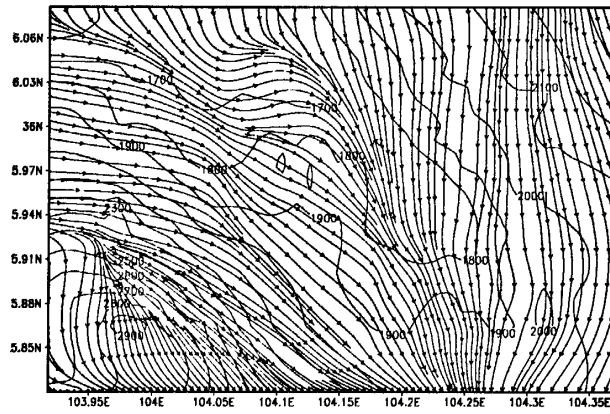


图 4-9(a1) 2007.4.17. 01:00 方案 W2 流场

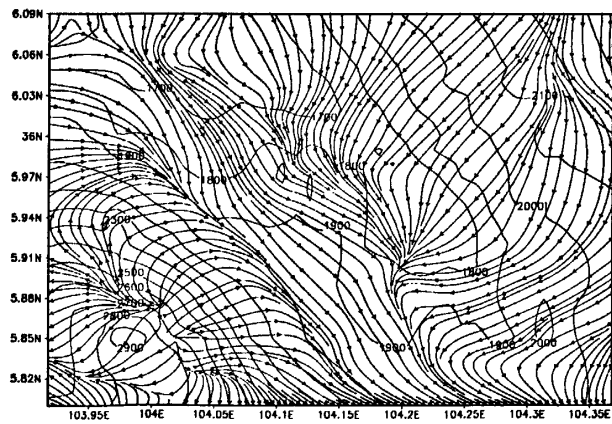


图 4-10(a1) 2007.4.17. 01:00 方案 W3 流场

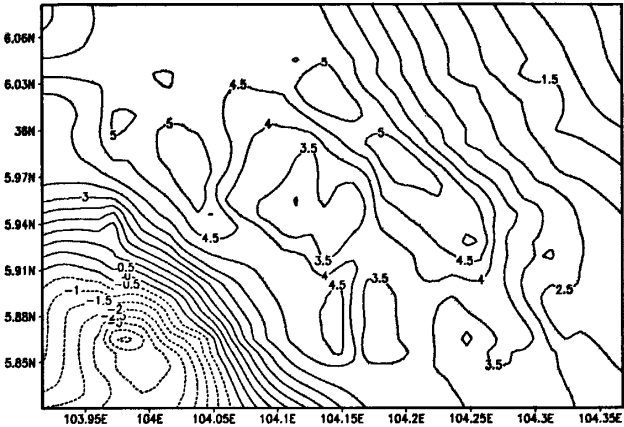


图 4-8(a2) 2007.4.17. 01:00 方案 W1 温度场

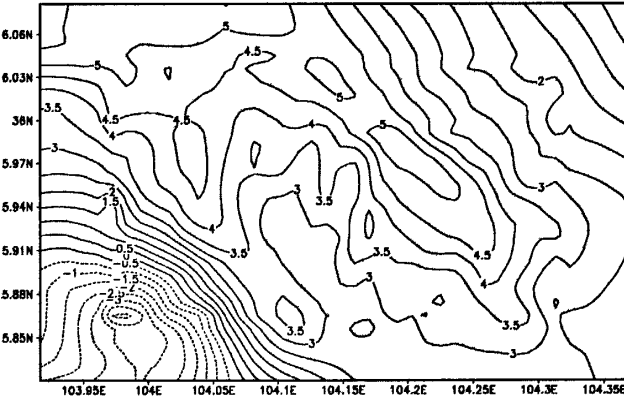


图 4-9(a2) 2007.4.17. 01:00 方案 W2 温度场

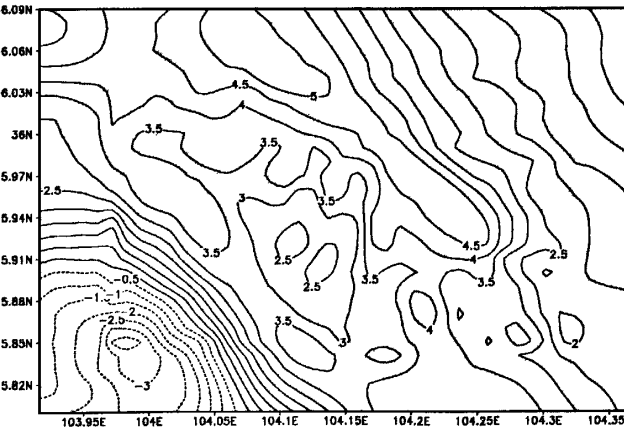


图 4-10(a2) 2007.4.17. 01:00 方案 W3 温度场

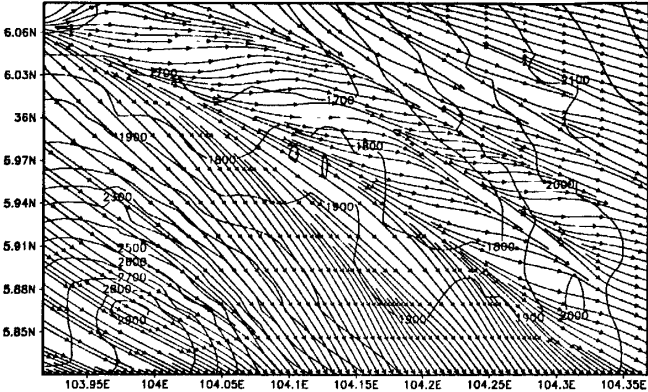


图 4-8(b1) 2007.4.17. 13:00 方案 W1 流场

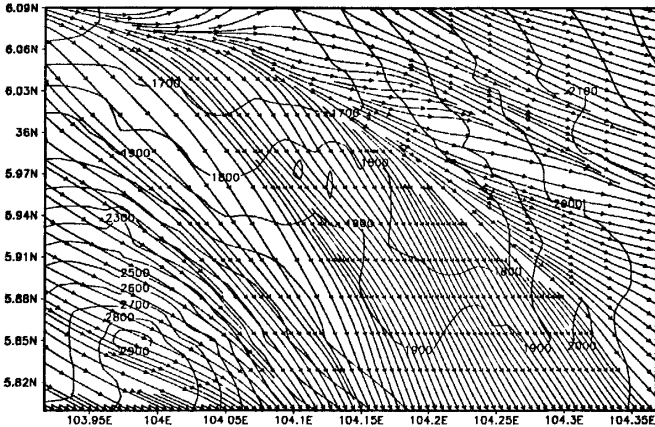


图 4-9(b1) 2007.4.17. 13:00 方案 W2 流场

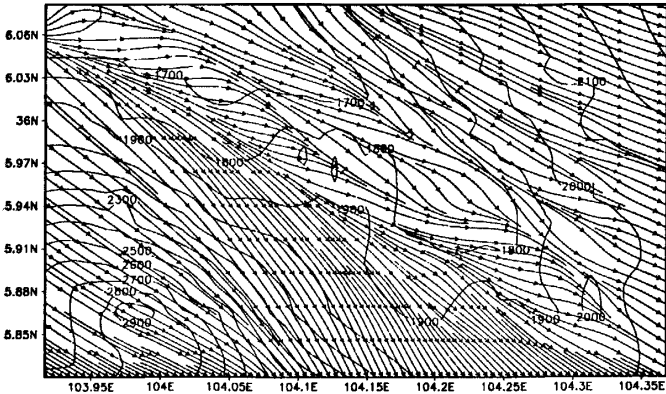


图 4-10(b1) 2007.4.17. 13:00 方案 W3 流场

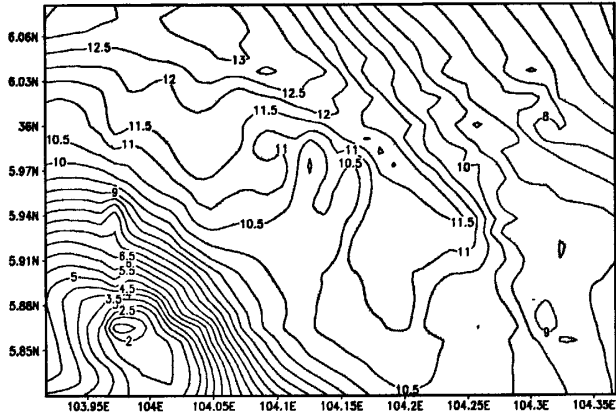


图 4-8(b2) 2007.4.17. 13:00 方案 W1 温度场

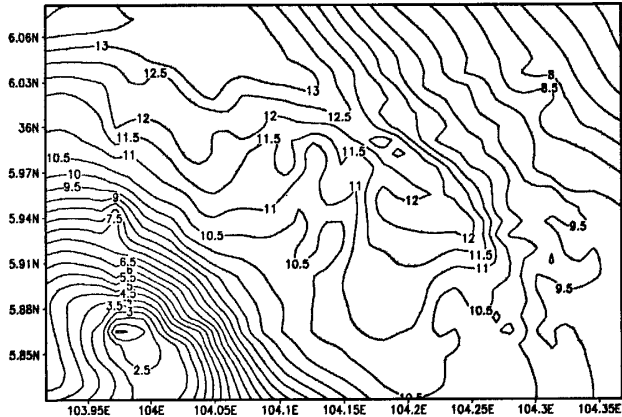


图 4-9(b2) 2007.4.17. 13:00 方案 W2 温度场

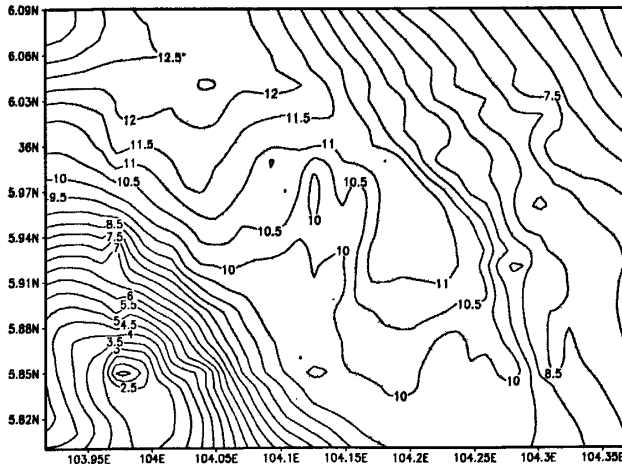


图 4-10(b2) 2007.4.17. 13:00 方案 W3 温度场

4.2.4.2 榆中地区垂直风速的模拟

榆中地区垂直风速的模拟结果见图 4-11。

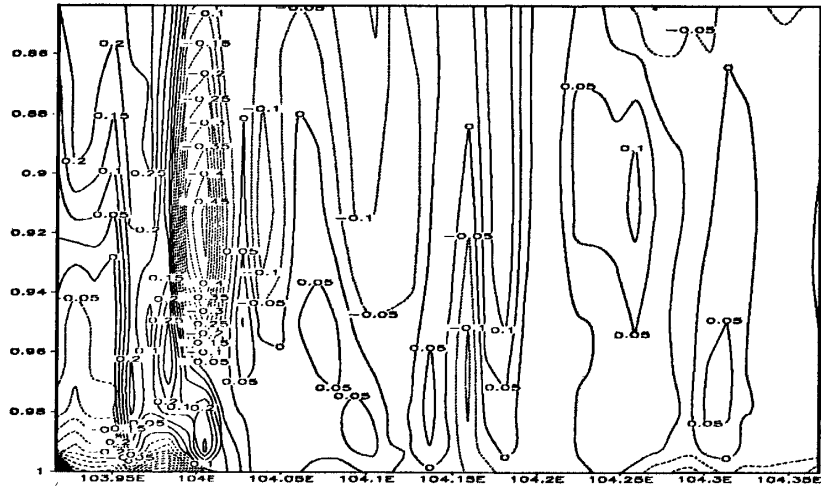


图 4-11(a) 2007.4.17. 01:00 垂直风速剖面

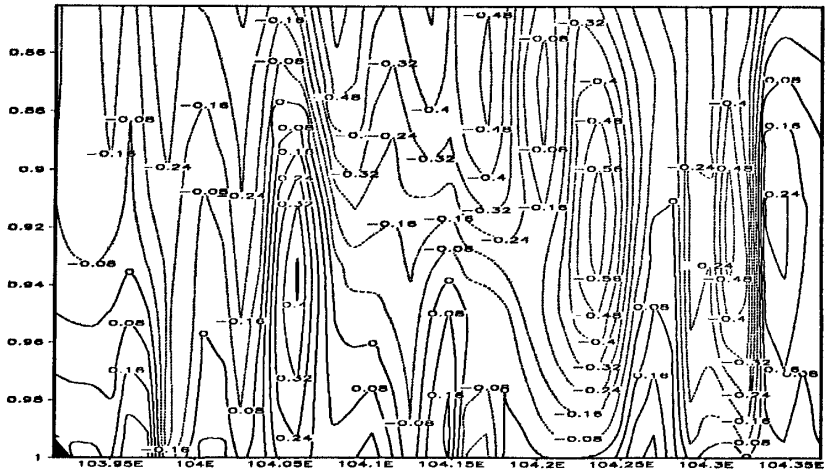


图 4-11(b) 2007.4.17. 13:00 垂直风速剖面

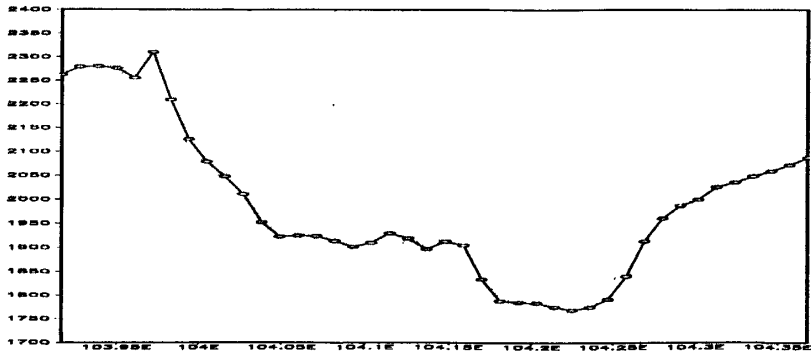


图 4-12 地形垂直剖面

图 4-11 为方案 W3 模拟得到的垂直风速剖面图, a 为夜间情况, 结合地形垂直剖面 (图 4-12), 结果表明在谷地处有一微弱上升气流, 约为 0.1m/s , 两侧则为下沉气流, 西侧下沉气流较强, 达到 0.45m/s , 与西侧较为陡峭, 东侧较为平缓的地形相吻合; 白天垂直风速剖面见图 4-11(b), 与夜间相反, 在谷地处为下沉气流, 最大下沉速度为 0.56m/s , 两侧则为上升气流, 西侧上升气流强度较高, 最大 0.4m/s , 东侧较弱, 为 0.24m/s , 流场形状与西侧陡峭, 东侧平缓的地形吻合。上述结果表明, 方案 W3 能够清晰的模拟出夜间和白天由于山谷风造成的垂直气流运动。

4.2.4.3 榆中地区近地面温度日变化的模拟

图 4-13 为 8m 高度处, WRF 模式采用方案 W3 得到的模拟温度与气象塔观测得到的温度日变化比较图, 模拟时次从 2007 年 4 月 16 日 08:00 开始到 19 日 07:00 结束, 模拟时长 72 小时, 整个计算过程中得到的 8m 高度温度能够很好的与观测温度相吻合, 与实测温度的平均相对误差为 1.9% 。

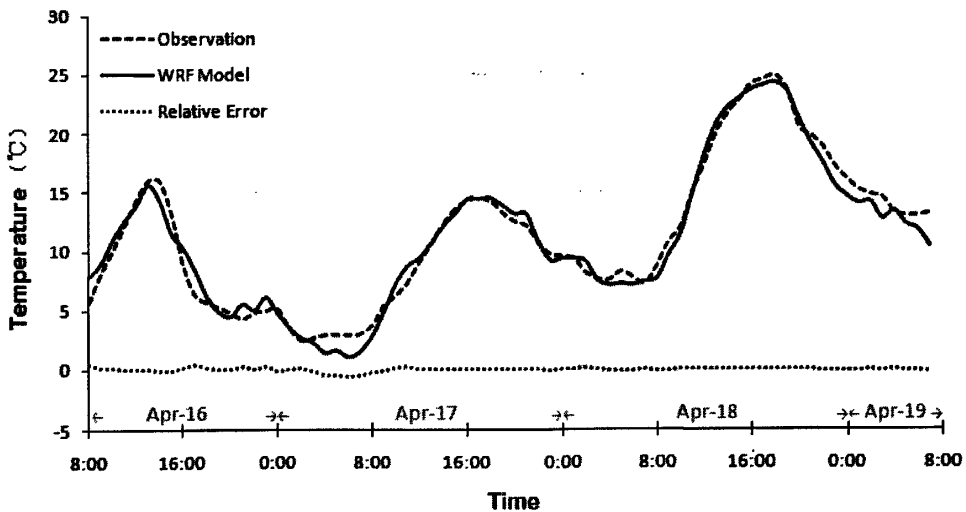


图 4-13 模拟温度与观测温度的比较

4.2.4.4 WRF 模式模拟榆中地区参数化方案的确定

以上的模拟结果表明, 方案 W3 能够较好的模拟出榆中地区水平、垂直流场特征以及温度的日变化, 因此确定采用方案 W3 的结果作为本次论文的数据基

础。

方案 W3 选用的参数化方案具体见表 4-2:

表 4-2 WRF 模式参数化方案选取

模拟区域	d01	d02	d03
微物理方案	WSM3 类简单方案	WSM3 类简单方案	WSM3 类简单方案
长波辐射方案	rrtm 方案	rrtm 方案	rrtm 方案
短波辐射方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案	Dudhia 方案
近地面层方案	Monin-Obukhov 方案	Monin-Obukhov 方案	Monin-Obukhov 方案
陆面过程方案	热量扩散方案	热量扩散方案	热量扩散方案
边界层方案	Eta MYJ TKE 方案	Eta MYJ TKE 方案	Eta MYJ TKE 方案
积云参数化方案	/	/	/

4.3 本章小结

为了改进边界层模式的模拟效能，我们采用 WRF 模式给一个边界层模式提供初始场和大范围的背景场来调整边界层模式的积分过程，从而提高其模拟效能，使得边界层模式具有更大的应用空间。这就需要 WRF 模式本身的结果必须满足模拟精度，因此，本章通过不同参数化方案的比较，选取出一套适合于榆中地区的模式参数化方案（详见表 4-2），从而为之后的工作提供数据基础，为边界层模式提供初始场和背景调整场，为辐射传输模式提供气象场。

(1) 利用 WRF 模式对榆中地区边界层气象场进行了模拟，模拟时间从 2007 年 4 月 16 日 20:00 开始，采用特定边界条件，积分 48 小时，每隔一小时输出一 次模拟结果，模拟的中心区域包含了榆中地区 42×30km 的范围，模式中心经纬 度为 35.95°，104.14°。

(2) 本文通过多种参数化方案的比较得出了三种有代表性的结果，三种方案 对温度场的模拟能力接近，而对风场的模拟能力略有差异，其中在白天风速较大 的情况下都能较好的反映出流场特征，而在较小风速的夜间，差别比较明显，比 较而言，方案 W3（详见表 4-1）较其他方案能更好的描绘出气象场特征。

(3) 方案 W3 的结果显示出榆中地区气象场受地形影响明显，盛行西北风，

夜间温度在 $-3.5\sim 5^{\circ}\text{C}$ 内变化,白天温度在 $1.5\sim 13^{\circ}\text{C}$ 内变化。并且在白天和夜间,气流的垂直运动表现出典型的山谷风更替现象:夜间,在谷地处有一微弱上升气流,约为 0.1m/s ,两侧则为下沉气流,西侧下沉气流较强,达到 0.45m/s ,与西侧较为陡峭,东侧较为平缓的地形相吻合;白天,在谷地处为下沉气流,最大下沉速度为 0.56m/s ,两侧则为上升气流,西侧上升气流强度较高,最大 0.4m/s ,东侧较弱,为 0.24m/s ,流场形状与西侧陡峭,东侧平缓的地形吻合。

(4) 通过与实测温度的比较,表明整个计算过程中得到的度温度能够很好的与观测温度相吻合,与实测温度的平均相对误差为 1.9% 。

参考文献

1. 张锺, 城市大气气溶胶与边界层相互作用研究[D], 兰州大学博士学位论文, 2001.
2. 邓莲堂, 王建捷等, 新一代中尺度天气预报模式—WRF 模式简介[J], 国家气象中心.
3. Michalakes J., et al.. Development of a next-generation regional weather research and forecast model. Argonne National Laboratory preprint[J], 2001, ANL/MCS-P868~0101, pp.8.
4. Michalakes J., J. Dudhia, D. Gill, J. Klemp, and W. Skamarock. Design of a next-generation regional weather research and forecast model[J], Towards Teracomputing, World Scientific, River Edge, New Jersey, 1999:117~124.
5. Michalakes J.G., M. McAtee, J. Wegiel, Software Infrastructure for the Weather Research and Forecast Model[J], in proceedings of UGC 2002, June, Austin, Texas, pp.13.
6. William C. Skamarock, B. Joseph. Klemp, Jimy Dudhia, O. David, Gill, M Dale. Barker, Wei Wang, G. Jordan. Powers, A Description of the Advanced Research WRF Version 2[J], National Center for Atmospheric Research, 2007, 88pp.
7. Wei Wang et al.. User's Guide for Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 2.2[D], <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>, 2007, 208pp.
8. 程麟生. 中尺度大气数值模式发展现状和应用前景[J]. 高原气象, 1999, 18(3):350~360.
9. Louis J. W. and C. S. William. Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes[J]. Mon. Wea. Rev., 2002: 2088~2097.
10. Wicker L. J. and W. Skamarock. A time-splitting scheme for the elastic equations incorporating second-order Runge-Kutta time differencing[J]. Mon. Wea. Rev., 1998(126): 1992~1999.
11. Kessler E.. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation[J]. Meteor. Monogr. 1969, (32):84.
12. Lin Y.L., R.D. Farley, H.D.Orville, Bulk parameterization of the snow field in a cloud model[J]. Climate Appl. Meteor.,1983,22:1065~1092.
13. Rutledge S. A. and P. V. Hobbs, 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands[J]. J. Atmos. Sci., 20, 2949~2972.
14. Tao W.K., J. Simpson and M. McCumber. An ice-water saturation adjustment[J], Mon. Wea. Rev., 1989, 117, 231~235.
15. Hong S.Y., J. Dudhia and S.H. Chen. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation[J], Mon. Wea. Rev., 2004, 132, 103~120.
16. Hong S.Y., H.M. H. Juang and Q. Zhao. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model[J], Mon. Wea. Rev., 1998, 126, 2621~2639.
17. Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. Atmos. Sci. 1989, 46, 3077~3107.
18. Hong S.Y., J. Dudhia and S.H. Chen. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for

- the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation[J], *Mon. Wea. Rev.*, 2004, 132, 103~120.
19. Hong S.Y., H.M. H. Juang and Q. Zhao. Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model[J], *Mon. Wea. Rev.*, 1998, 126, 2621~2639.
20. Ryan B. F. On the global variation of precipitating layer clouds[J]. *Bull. Amer. Meteor.Soc.*, 1996, 77, 53~70.
21. Mlawer E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono and S. A. Clough. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. *Geophys. Res.*, 1997. 102 (D14), 16663~16682.
22. Dudhia J.. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. *Atmos. Sci.*, 1989, 46, 3077~3107.
23. Lacis A. A., and J. E. Hansen. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere[J]. *Atmos. Sci.*, 1974, 31, 118~133.
24. Stephens G. L.. Radiation profiles in extended water clouds. Part II: Parameterization schemes[J]. *Atmos. Sci.*, 1978, 35, 2123~2132.
25. Chou M.D., and M. J. Suarez. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models[J]. *NASA Tech. Memo*, 1994, 104606, 3, 85pp.
26. Mellor G. L. and T. Yamada. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems[J]. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, 20, 851~875.
27. Janjic Z. I.. The step-mountain coordinate: physical package[J], *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118,1429~1443.
28. Hong S.Y. and H.L. Pan. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model[J], *Mon. Wea. Rev.*, 1996, 124, 2322~2339.
29. Kain J. S. and J. M. Fritsch. A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization[J]. *Atmos. Sci.*, 1990, 47, 2784~2802.
30. Kain J. S. and J. M. Fritsch. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, The representation of cumulus convection in numerical models[J], K. A. Emanuel and D.J. Raymond, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 1993, 246 pp.
31. Betts A. K.. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, 112, 677~691.
32. Betts A. K. and M. J. Miller. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets[J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, 112, 693~709.
33. Grell G. A. and D. Devenyi. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, 29(14), Article 1693.

第五章 榆中地区气溶胶辐射效应的计算

利用数值模式来研究气溶胶辐射效应的影响,必须有精确的辐射传输方程和气溶胶光学特征参数。目前已有几种比较成熟和规范的算法来求解辐射传输方程。当前就低分辨率大气辐射传输模式而言,美国空军地球物理实验室(AFGL)主编的 LOWTRAN 7 程序被公认为有效而方便的算法。以往的工作^[1]发展了 LOWTRAN 7 为主要框架的辐射传输模式,由气溶胶质量浓度转换得到气溶胶光学特征参数,通过消光系数、不对称因子参数,计算气溶胶辐射效应。本文在此基础上,开展进一步工作,通过对黑碳仪和激光雷达资料的反演,获得消光系数和吸收系数,作为辐射传输模式的输入参数,使计算的气溶胶辐射效应结果能更好地贴近于真实情况。

5.1 大气辐射传输模式

5.1.1 LOWTRAN 7 模式简介

LOWTRAN 系列是计算大气透过率及辐射的软件包(Kneizys 等, 1989^[2]),由美国空军地球物理实验室(AFGL, 前空军坎布里奇实验室, AFCRL)用 Fortran 语言编写,目前流行的是 1989 年 2 月公布的 LOWTRAN 7 版本。它以 20cm^{-1} 的光谱分辨率的单参数带模式计算 0cm^{-1} 到 50000cm^{-1} ($0.2\mu\text{m}$ 到无穷)的大气透过率、大气背景辐射、单次散射的阳光和月光辐射亮度、太阳直射辐照度。LOWTRAN 7 增加了多次散射的计算及新的带模式、臭氧和氧气在紫外波段的吸收参数。程序考虑了连续吸收、分子、气溶胶、云、雨的散射和吸收、地球曲率及折射对路径及吸收物质含量计算的影响。

LOWTRAN 7 包括了辐射传输计算的基本数据,提供了 6 种参考大气模式的温度、气压、密度的垂直廓线、水汽、臭氧、甲烷、一氧化碳和一氧化二氮的混合比垂直廓线及其他 13 种微量气体的垂直廓线,城乡大气气溶胶、雾、沙尘、火山喷发物、云、雨的廓线和辐射参量如消光系数、吸收系数、非对称因子的光谱分布。多次散射参数化计算用二流近似和累加法,用 K-分布与带模式透过率

衔接。还包括地外太阳光谱。

LOWTRAN 7 可根据用户需要, 设置水平、倾斜及垂直路径, 地对空、空对地各种探测几何形式, 实用对象广泛。

与之前的版本相比, LOWTRAN 7 有以下一些特点:

- (1) 波谱覆盖宽, 覆盖了 $0\sim 50000\text{cm}^{-1}$, 即 $0.2\ \mu\text{m}$ 至微波波段。
- (2) 更新了 $7\sim 14\ \mu\text{m}$ 的水汽连续吸收。
- (3) 将波谱覆盖扩展到 $0.20\ \mu\text{m}$ 。加入了氧的 Herzberg 连续吸收和 Schumann-Runge 带及臭氧的 Hartley 带。
- (4) LOWTRAN 6 及之前的版本中, 大气分子为 1) 水汽; 2) 臭氧; 3) 均匀混合气体: 二氧化碳、一氧化二氮、一氧化碳、甲烷和氧气; 4) 水汽连续吸收; 5) 氮的连续吸收; 6) 臭氧的紫外和可见光吸收。对前三组在 20cm^{-1} 中的平均透过率为单指数经验透过率, 而在 LOWTRAN 7 中, 采用了双指数透过率。
- (5) 加入了微波波段的气溶胶、雾、云、雨的吸收和散射系数; 修改了美国海军气溶胶模式, 更新了平流层背景气溶胶模式。加入了一个包括风速关系的沙漠气溶胶模式。

将 FASCOD 2 中的 5 种云模式即积云、层云、高层云、层积云和雨云以及两种新的卷云模式加入 LOWTRAN 7。

- (6) 在以前的 LOWTRAN 各版本中, 二氧化碳、一氧化二氮、一氧化碳、甲烷和氧气的混合比不随高度而变, LOWTRAN 7 采用了新的廓线, 其中一氧化二氮、一氧化碳、甲烷与以前的廓线大不相同。
- (7) LOWTRAN 7 的一个主要的改变是加进了多次散射的计算。这使得程序可以更好的处理短波问题。但多次散射的计算耗时极大, 使用时, 尤其在较长波长如热红外上使用时, 应先作对比试验, 以确定有无必要考虑多次散射。

此外, 在多次散射计算中, 仍采用了平面平行大气的假设, 在太阳天顶角小于 75° 时, LOWTRAN 与更精确的计算结果差别在 20% 以内, 对太阳天顶角大于 75° 后, 计算结果将有较大误差。

5.1.2 大气模式

程序共提供了六种标准大气模式：热带大气、中纬度冬季、中纬度夏季、副极带夏季、副极带冬季、1976 美国标准大气。用户也可自行输入大气模式。地面至大气上界（100km）之间的大气分为不等距的 34 层，LOWTRAN 7 将提供的大气模式中各要素值插值到各层大气的界面高度上。根据用户输入的地理纬度、经度及格林尼治时间和季节，计算大气上界太阳光谱。

5.1.3 透过率模式

计算大气透过率首先必须计算大气光学路径及路径上的吸收气体（包括气溶胶）含量。

大气的温度、湿度和气压随高度改变造成大气折射率随高度变化，使大气表现为一种分层介质，射线在这种介质中传播将发生弯曲。大气折射率 n 与干空气压力 p_d 、水汽压力 e ，其他气体压力 p_c 及环境温度 T 的关系是：

$$n = \frac{c_1 p_d}{T} + \frac{c_2 e}{T} + \frac{c_3 e}{T^2} + \frac{c_4 p_c}{T} \quad (5-1)$$

LOWTRAN 7 选择的经验公式是：

$$n = 1 + \left[\frac{(77.46 + 0.459/\lambda^2)p}{T} - \frac{(43.49 - 0.347/\lambda^2)p_{H_2O}}{1013} \right] \times 10^{-6} \quad (5-2)$$

设 $N = n - 1$ ，称为折射率模数，以 10^{-6} 为单位。就大气平均状态而言，大气密度呈指数规律递减，因此，折射率剖面一般为：

$$N(h) = N_s \exp(-h / H_N) \quad (5-3)$$

N_s 为地面折射率模数， H_N 为折射率标高，根据(5-2)式可计算各层大气界面高度处的折射率模数。对于某层大气中任一点（设高度为 H_A ）处的折射率可按式计算。

设该层大气上、下界面处的高度为 z_1 、 z_2 ，折射率模数为 N_1 、 N_2 ，则折射率标高 H_N 及地面折射率模数分别为：

$$H_N = (z_2 - z_1) / \ln(N_1 / N_2) \quad (5-4)$$

$$N_s = N_1 \exp(z_1 / H_N) \quad (5-5)$$

H_A 处的折射为

$$n = 1 + N_s \exp(H_A / H_N) \quad (5-6)$$

假设大气为球面分层介质，折射率公式为：

$$\sin \theta_i = n_0 R_0 \sin \theta_0 / n_i (R_0 + z_i) = A / n_i (R_0 + z_i) \quad (5-7)$$

其中 A 为常数， θ_i 为 i 高度处入射角， n_i 为 i 高度处折射率。LOWTRAN 7 中将第 i 层大气按高度划分为不等距的数段，在每段中 $\Delta l \approx \Delta r / \cos i$ ，取三点进行数值积分，得出各小段有效路径长度，而后求和就得到第 i 层大气中折射光线通过的有效路径长度。

计算第 i 层大气等效吸收物质含量时，假定单位路程的等效吸收物质含量随高度指数分布，即：

$$\omega(z) = \omega(z_0) \exp\{-(z - z_0) / H\} \quad (5-8)$$

$$H_i = (z_{i+1} - z_i) / [\ln \omega(z_i) - \ln \omega(z_{i+1})] \quad (5-9)$$

其中 z_{i+1} ， z_i 分别为第 i 层大气上、下边界高度， $\omega(z_{i+1})$ 、 $\omega(z_i)$ 为相应的等效吸收物质含量， H_i 为标高。将第 i 层大气垂直方向划分为数个小区间，设其中某个小区间 K 的有效路径长度为 D_{sk} ，垂直厚度为 D_{zk} ，则沿 D_{sk} 路程的吸收物质含量为：

$$U_{ik} = \int_0^{D_{sk}} \omega(z) ds = \frac{D_{sk}}{D_{zk}} \int_{z_k}^{z_{k+1}} \omega(z) dz = \frac{D_{sk}}{D_{zk}} H_i [\omega(z_{k+1}) - \omega(z_k)] \quad (5-10)$$

将各小区的 U_{ik} 求和得出第 i 层大气等效吸收物质含量。

LOWTRAN 7 采用双指数的透过率模式

$$\bar{\tau} = \exp[-c(\nu) U (p / p_0)^n (T_0 / T)^m]^a \quad (5-11)$$

其中 $c(\nu)$ 为带吸收系数， a, m, n 经验参数用 HITRAN86 的数据 FASCOD2 逐线计算。

5.1.4 辐射传输方程及多次散射的处理

LOWTRAN 7 对以前各版本的一个重大改进就是引入了包括多次散射的辐射传输计算 (Isaacs 等, 1986^[3])。在 LOWTRAN 7 中, 采用改造的累加法自海平面开始向上直到大气上界, 逐层确定大气分层的每一界面上的包括整层大气和地表、云层反射贡献在内的综合透过率、吸收率、反射率和辐射通量。然后用得到的通量计算散射源函数。用二流近似求解辐射传输方程。

具体方法如下:

从平面平行大气中基本的单色辐射传输方程出发:

$$\mu \cdot \frac{dI_v(l)}{d\tau} = I_v(\tau, \mu, \varphi) - J_v(\tau, \mu, \varphi) \quad (5-12)$$

这里 τ 是垂直光学厚度, μ 是光线所经路径天顶角的余弦, φ 是路径相对与太阳方位的方位角。对 $\mu < 0$ 的向下辐射情况, 依照常用的规则, 令 $\mu = |\mu|$, 而将方向记为 $-\mu$ 。光学厚度包括以下机制的贡献: 分子吸收 (系数 k_a , km^{-1}); 分子散射即 Rayleigh 散射 (系数 k_s , km^{-1}); 粒子吸收, 即气溶胶吸收 (系数 σ_a , km^{-1}); 粒子散射 (系数 σ_s , km^{-1})。垂直光学厚度可表示为各项之和对高度的积分:

$$\tau = \int_z^\infty [k_a(z) + k_s(z) + \sigma_a(z) + \sigma_s(z)] dz \quad (5-13)$$

源函数包括散射太阳辐射和热辐射:

$$J(\tau, \mu, \varphi) = J_0(\tau, \mu, \varphi) + J_{ms}(\tau, \mu, \varphi) \quad (5-14)$$

单次散射和热辐射的源函数为

$$J_0(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega_0(\tau)}{4\pi} \pi F \exp(-\tau / \mu_0) P(\Omega - \Omega_0) + [1 - \omega_0(\tau)] B[T(\tau)] \quad (5-15)$$

多次散射的源函数为

$$J_{ms}(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega_0(\tau)}{4\pi} \int_{\Omega'} P(\Omega; \Omega') I(\tau, \Omega') d\Omega' \quad (5-16)$$

ω_0 是单次散射反照率, P 是散射相函数, B 是温度 T 时的 Planck 函数。地外太阳辐照度是 πF , 辐射路径的方向是 Ω , 阳光方向是 Ω_0 。对于总光学厚度为 $\Delta\tau$ 的一层大气, 单次散射反照率为

$$\omega_0(\tau) = \Delta\tau_s / \Delta\tau_0 \quad (5-17)$$

$\Delta\tau_s$ 为总散射光学厚度。

在大气顶部 ($\tau = 0$) 的边界条件为向下的漫射辐射为零 (直射太阳辐射已计入源函数):

$$I_b(0, -\mu, \varphi) = 0 \quad (5-18)$$

地面的边界条件取决于地表的反射和发射性质。最常用的是 Lambert 反射面假定。即反射向上的辐射通量等于向下辐射通量乘以一常数地表反照率 r 。在光学厚度 τ 处的向上 $F^+(\tau)$ 和向下辐射通量 $F^-(\tau)$ 定义为

$$F^\pm(\tau) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I(\tau, \pm\mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi \quad (5-19)$$

因此, 下边界 (τ_i) 的向上辐射亮度是

$$I_b(\tau_i, \mu, \varphi) = \frac{r}{\pi} [\pi F \mu_0 \exp(-\tau_i / \mu_0) + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I(\tau_i, -\mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi] + [1-r] B[T(\tau_i)] \quad (5-20)$$

方程右边的三项分别为对透射到达地面的太阳直射、大气向下散射的反射和地表在温度 T 时的热辐射。

求上述平面平行大气中辐射传输方程的通解可以得到向上和向下的辐亮度:

$$I(\tau, +\mu, \varphi) = I_b(\tau_i, \mu, \varphi) \exp[-(\tau_i - \tau) / \mu] + \int_{\tau_i}^{\tau} J(t, \mu, \varphi) \exp[-(t - \tau) / \mu] \frac{dt}{\mu} \quad (5-21)$$

$$I(\tau, -\mu, \varphi) = I_b(0, -\mu, \varphi) \exp[-\tau / \mu] + \int_0^{\tau} J(t, \mu, \varphi) \exp[-(\tau - t) / \mu] \frac{dt}{\mu} \quad (5-22)$$

将(5-18)和(5-20)的边界条件代入(5-21)和(5-22), 得到

$$\begin{aligned} I(\tau, +\mu, \varphi) = & \left\{ \frac{r}{\pi} [\pi \mu_0 F \exp(-\tau_i / \mu_0) + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi I(\tau_i, -\mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi] + (1-r) B[T(\tau_i)] \right\} \exp[-(\tau_i - \tau) / \mu_0] \\ & + \int_{\tau_i}^{\tau} J(t, \mu, \varphi) \exp[-(t - \tau) / \mu] \frac{dt}{\mu} \end{aligned} \quad (5-23)$$

$$I(\tau, -\mu, \varphi) = \int_0^{\tau} J(t, \mu, \varphi) \exp[-(\tau - t) / \mu] \frac{dt}{\mu} \quad (5-24)$$

LOWTRAN 7 在考虑对源函数的多次散射贡献时采用二流近似, 即假定这部分散射辐亮度在向上和向下两个半球分别是各向同性的。

$$J_{ms}(\tau, \mu, \varphi) \approx \frac{\omega_0(\tau)}{4\pi} [I^+(\tau) \int_{\Omega^-} P(\Omega; \Omega^+) d\Omega^+ + I^-(\tau) \int_{\Omega^-} P(\Omega; \Omega^-) d\Omega^-] \quad (5-25)$$

将相函数对角度积分，得到方位平均的后向散射函数 $\beta(\mu)$ 。对于各向同性辐射，有

$$I^\pm(\tau) = F^\pm(\tau) / \pi \quad (5-26)$$

因此

$$J_{ms}(\tau, \pm\mu, \varphi) \approx \frac{\omega_0(\tau)}{4\pi} \{F^\pm(\tau)[1 - \beta(\mu)] + F^\mp(\tau)\beta(\mu)\} \quad (5-27)$$

将这一多次散射源函数加上单次散射和热辐射贡献项 J_0 得到总的源函数 J 。用这一源函数代入(5-23)和(5-24)，沿所选路径积分即得到包括多次散射的总辐照度分布。

近似计算多次散射源函数需要知道向上、向下通量及后向散射函数和单次散射反照率随高度的分布。通量的垂直廓线用包括太阳和热辐射源的二流近似解加累加法得到；后向散射函数是天顶角余弦 μ 和非对称因子 g 的函数，利用 Wiscombe 等的结果（Wiscombe 等，1967^[4]），对(5-27)作数值离散化，包括多次散射的总源函数为

$$J_{sa}^N(\pm\mu) = J_0 + \frac{\omega_0^N}{\pi} \{F_N^\pm[1 - \beta^N(\mu, g^N)] + F_N^\mp\beta^N(\mu, g^N)\} \quad (5-28)$$

通量取每层中间处的值作为该层平均值。

计算多次散射源函数的通量由两步完成：1) 计算每层大气的局地通量；2) 用累加法将各层通量合成总通量。对每个孤立的大气层，可用二流近似得到向上和向下通量 F^+ 和 F^- ，同时可得到该层的反射函数和透射函数。对太阳辐射，反射函数和透射函数分别是：

$$R = F^+ / \mu_0 \pi F \quad (5-29)$$

$$T = F^- / \mu_0 \pi F + \exp(-\tau / \mu) \quad (5-30)$$

对太阳辐射采用了 Delta-Eddington 近似（Meador 和 Weaver，1980^[5]）。对热辐射，假定 Planck 函数关系在整层大气为线性变化，由此得到大气顶部和底部辐射的解。在分别求出各层的通量、反射和透射后，用累加法得到总的通量垂直

廓线（可参考廖国男，1985^[6]）。例如已得到孤立的两层大气 N 和 $N-1$ 各层的通量、反射和透射函数，则两层合成层的向上通量和反射函数分别为：

$$\tilde{F}_N^+ = F_N^+ + T_N(\tilde{F}_{N-1}^+ + F_N^- R_{N-1}^+)(1 - R_N R_{N-1}^+)^{-1} \quad (5-31)$$

$$R_N^+ = R_N + R_{N-1}^+ T_N^2 (1 - R_N R_{N-1}^+)^{-1} \quad (5-32)$$

类似地，可得到合成层的向下通量和向下反射函数。合成的通量给出了包括其上下所有各层影响的各层界面上的向上、向下通量。例如，在 N 和 $N+1$ 层的交界面的向上和向下通量分别为：

$$F_N^+ = (\tilde{F}_N^+ + \tilde{F}_{N+1}^- R_N^+)(1 - R_N^+ R_{N+1}^-)^{-1} \quad (5-33)$$

$$F_{N+1}^- = (\tilde{F}_{N+1}^- + \tilde{F}_N^+ R_{N+1}^-)(1 - R_N^+ R_{N+1}^-)^{-1} \quad (5-34)$$

求出这些通量后，将它们代入(5-28)求出源函数。

5.1.5 分子吸收及 K 分布方法与通量廓线计算的衔接

模式考虑了水汽 7-14 μm 连续吸收、 O_3 Hartley 带和 Chappuis 带、 O_2 Herzberg 吸收带及 Schumann-Runge 带以及 N_2 连续吸收区。对于分子线吸收，由式(5-11)可知，气体分子的吸收系数是 20cm^{-1} 的平均值，而二流近似和累加法是基于单色辐射的，显然透过率模式和通量计算模式是不匹配的。因此，在低光谱分辨情况下，有必要选择一种处理方法使以上两者匹配。最理想的方法是计算透过率时用逐线积分，但计算量大。LOWTRAN 7 采用 K-分布方法来解决上述矛盾。

在均匀气体层，K 分布函数与平均透过率函数 $T_{\Delta\nu}(\mu)$ 之间的关系为：

$$\begin{aligned} T_{\Delta\nu}(\mu) &= \frac{1}{\Delta\nu} \int_{\Delta\nu} \exp(-k\nu) d\nu = \int_0^\infty f(k) \exp(-k\nu) dk \\ &= \int_0^\infty \exp(-k\nu) dg \approx \sum_{i=1}^N \exp(-k_i \nu) \Delta g_i \end{aligned} \quad (5-35)$$

这里， $\Delta\nu$ 是频率间隔(20cm^{-1})， μ 是吸收气体含量， $f(k)$ 是 $\Delta\nu$ 上，吸收系数 k 的概率密度， $f(k)dk$ 是 k 至 $k+dk$ 之间的吸收所占的比例。经过上述变换后， $T_{\Delta\nu}(\mu)$ 成为吸收系数 k 的函数而不再是波数 ν 上的函数，可以用 N 个指数函数求和来近似上述积分。这样，对每个 i 值，多次散射计算独立进行，与单色问题类似。 N

个指数项是按照 LOWTRAN 7 带模式透过率分解而成的。根据上述原理，可以由二流近似和累加法计算得到 N 个伪单色的 $F^+(k)$ 和 $F^-(k)$ ，而后用 Δg_i 加权求和就得到了界面上的辐射通量。

在非均匀气体层，对 k 需作如下的气压温度订正：

$$k_j(P, T) = k_j(P_0, T_0)(T_0/T)^{1/2} \quad (5-36)$$

LOWTRAN 7 根据上述原理求出对于每个 k 值 ($k=1, 2, 3$) 的伪单色气体吸收光学厚度，而后根据概率加权平均，得出对应于每个 k 值（此处 k 值不同于 (5-35) 式，相当于其中的 i 值）各种气体总的伪单色光学厚度与多次散射计算衔接。

5.1.6 气溶胶模式

LOWTRAN 计算程序迄今，发展到 LOWTRAN 7 已经历了 20 多年，其中的大气气溶胶模式也经历了不断完善和发展过程，虽然，它还存在有问题，但在目前辐射传输模式计算中，它还是比较成功的气溶胶模式之一，LOWTRAN 计算程序中根据不同情况提供了如下几种气溶胶模式：

- 1) 与气象视距和相对湿度有关的气溶胶模式
- 2) 与风速有关的沙漠气溶胶模式
- 3) 海陆海洋气溶胶模式
- 4) 陆军垂直结构气溶胶模式
- 5) 用户自定义气溶胶参数输入格式

5.1.6.1 谱分布函数及浓度系数

气溶胶的粒子谱分布函数为：

$$\frac{dN_t}{dr} = N(H, VIS)n(r) \quad (5-37)$$

其中 N_t 是粒子总数浓度； $N(H, VIS)$ 是与高度 H 和能见度 VIS 有关的浓度系数； $n(r)$ 是控制粒子谱分布形状的谱型函数，且假设其在某个高度区间内不随高度变化，仅仅浓度系数 $N(H, VIS)$ 随高度变化。LOWTRAN 7 选用 Whitby 谱作气溶胶谱型 $n(r)$ ，而气溶胶的廓线数据库给出了不同高度区间、不同能见度（50km，

23km, 10km, 5km, 2km)、不同气溶胶类型(城、乡、海洋)下的浓度系数 $N(H, VIS)$, 对流层以上的浓度系数值随季节变化。

5.1.6.2 消光系数、吸收系数、不对称因子

气溶胶的消光系数、吸收系数计算式为:

$$EXT(\lambda) = N(H) \int_{r_1}^{r_2} \pi Q_e(m, \lambda, r) n(r) dr \quad (5-38)$$

$$ABS(\lambda) = N(H) \int_{r_1}^{r_2} \pi Q_a(m, \lambda, r) n(r) dr$$

其中 $n(r)$ 、 $N(H)$ 分别为气溶胶谱型函数和浓度系数, Q_e 、 Q_a 分别为消光、吸收效率因子。LOWTRAN 7 直接给出了与高度区间、气溶胶类型对应的消光、吸收及不对称系数数据库, 这些系数都是由 $0.55\mu\text{m}$ 波长的气溶消光系数(也称标度因子)归一化后的值。而所谓气溶胶浓度系数 $N(H)$, 就是 $0.55\mu\text{m}$ 波长气溶胶消光系数。即:

$$ext(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \pi Q_e(m, \lambda, r) n(r) dr \quad (5-39)$$

$$abs(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} \pi Q_a(m, \lambda, r) n(r) dr$$

$$N(H) = ext(0.55\mu\text{m}) \quad (5-40)$$

ext , abs 即为归一化后的气溶胶消光、吸收系数。

5.1.6.3 气溶胶消光、吸收光学厚度

$$\tau_{e,\lambda} = \int_0^\infty \beta_e(z, \lambda) dz \quad (5-41)$$

$$\tau_{a,\lambda} = \int_0^\infty \beta_a(z, \lambda) dz \quad (5-42)$$

$$\beta_e(z, \lambda) = N(z) ext(\lambda, rh) \quad (5-43)$$

$$\beta_a(z, \lambda) = N(z) abs(\lambda, rh) \quad (5-44)$$

其中 β_e 、 β_a 为气溶胶消光、吸收系数, τ_e 、 τ_a 为相应的光学厚度。根据(5-39)式, 在同一高度区间内, 由于 Q_e 、 Q_a 及 $n(r)$ 均假设不随高度变化, 故 $ext(\lambda, rh)$

及 $abs(\lambda, rh)$ 也不随高度变化。(LOWTRAN 7 定义了四个高度区间, 分别为: 0-2, 2-10, 10-30, 30-100km)。式(5-41)作如下变换:

$$\tau_{e,\lambda} = \int_0^\infty \beta_e(z, \lambda) dz = \int_0^\infty N(z) ext(\lambda, rh) dz = ext(\lambda, rh) \int_0^\infty N(H) dz \quad (5-45)$$

而 $\int_0^\infty N(H) dz$ 可由浓度系数沿光学路径上的数值积分求出, 气溶胶吸收光学厚度的计算方法相同。

5.1.6.4 不对称因子、单次散射反照率、后向散射比

气层 i 中散射的不对称因子为:

$$g_i = g_i(\lambda, rh) \tau_{si} / (\tau_{si} + \tau_{molsi}) \quad (5-46)$$

其中 $g_i(\lambda, rh)$ 为前面计算出的不对称系数 τ_{si} 、 τ_{molsi} 分别为气溶胶、分子散射的光学厚度。显然模式中的不对称因子是加权重的。

气层 i 中的单次散射反照率为

$$\omega_i = (\tau_{si} + \tau_{molsi}) / X_p \quad (5-47)$$

X_p 为沿光学路径的总光学厚度, 是气溶胶消光、分子散射、分子连续吸收及水汽和均匀混合气体吸收光学厚度之和。

气层 i 中的后向散射比 β 是天顶角余弦 μ 与不对称因子的函数。

5.1.7 LOWTRAN 7 模式的本地化修订

张镭^[1]的研究结果表明, 若直接把 LOWTRAN 7 应用到兰州地区, 模拟得到的兰州市地面直接辐射值和大气长波辐射通量比实测值偏大, 而地面接收的散射辐射模拟值偏小。造成误差的主要原因是 LOWTRAN 7 的有关气溶胶光学参数、大气模式和大气分层方案不适合兰州。要精确地模拟兰州气溶胶辐射效应的特征, 就需要在 LOWTRAN 7 的基础上, 对相应的光学参量和大气模式进行修订, 以增加对兰州地区的适用性。

本文采用张镭^[1]的修订方案, 将兰州边界层分为 18 层, 以对应边界层模式中的分层方案, 气象场采用边界层模式结果。在此基础上, 将张镭采用的与气象

视距和相对湿度有关的气溶胶模式，改为用户自定义气溶胶模式，输入本地的气溶胶光学参数。

在与气象视距和相对湿度有关的气溶胶模式中，对于用户输入的能见度 VIS ，程序首先找到包含 VIS 的两个能见度级别 $VS(J)$ 和 $VS(J-1)$ ，而后将 $VS(J)$ 和 $VS(J-1)$ 对应的气溶胶浓度系数值 $HZ(J)$ 和 $HZ(J-1)$ 插值到输入的 VIS 上，则 VIS 对应的浓度系数值 HZR 为：

$$HZR = [HZ(J) - HZ(J-1)] / [VIS(1/VS(J) - 1/VS(J-1))] + HZ(J-1) / VS(J) - HZ(J) / VS(J-1) \quad (5-48)$$

考虑到相对湿度对气溶胶消光系数的影响，将相对湿度分为四级， $rh=0, 70, 80, 99\%$ ，给出对应各级相应湿度下，47 个代表波长（见表 5-1）上的消光系数、吸收系数及不对称系数值。根据用户输入的相对湿度值 rh ，程序找出包含 rh 的两个相对湿度等级，而后将相应这两个等级的 47 个代表波长上消光、吸收及不对称系数（归一化后的）对数线性内插，得到相应 rh 的上述光学参数值： $ext(\lambda, rh)$ 、 $abs(\lambda, rh)$ 、及 $g(\lambda, rh)$ 。随后将标度因子 HZR 、 ext 、 abs 及 g 相乘就得到了通常意义下的气溶胶消光、吸收及不对称系数值，最后，再把这些代表波长的光学特性值线性插值到需要的波长（波数）上。

表 5-1 波长划分

i	波长 (μm)	i	波长 (μm)	i	波长 (μm)
1	0.2000	17	5.5000	33	15.0000
2	0.3000	18	6.0000	34	16.4000
3	0.3371	19	6.2000	35	17.2000
4	0.5500	20	6.5000	36	18.5000
5	0.6943	21	7.2000	37	21.3000
6	1.0600	22	7.9000	38	25.0000
7	1.5360	23	8.2000	39	30.0000
8	2.0000	24	8.7000	40	40.0000
9	2.2500	25	9.0000	41	50.0000
10	2.5000	26	9.2000	42	60.0000
11	2.7000	27	10.0000	43	80.0000
12	3.0000	28	10.5910	44	100.0000
13	3.3923	29	11.0000	45	150.0000
14	3.7500	30	11.5000	46	200.0000
15	4.5000	31	12.5000	47	300.0000
16	5.0000	32	14.8000		

在用户自定义模式中，大气缺省被分为 4 个高度区域: 0~2km, 2~10km, 10~30km, 30~100km, 也可以输入自定义高度。另外还需要用户输入不对称因子和 47 个波长数组 (见表 5-1), 以及各波长上的消光系数和吸收系数, 这里的消光系数和吸收系数必须归一化, 使得波长等于 $0.55\mu\text{m}$ 的消光系数为 1.0km^{-1} 。由于激光雷达观测波段为 $0.532\mu\text{m}$, 而黑碳仪的观测波段也有限 (0.37、0.47、0.52、0.59、0.66、0.88、0.95 μm) 因此需要借助一定的方法计算得到 LOWTRAN 需要的 47 个波段上的气溶胶光学参数, 本文采取 2 种方法进行计算: 1) 对于可见光波段内的光学参数, 采用经验公式 $\beta = A\lambda^{-\alpha}$ 来计算; 2) 对于可见光波段外的光学参数, 则采用线性插值的方法得到。

5.1.8 用 LOWTRAN 7 模拟气溶胶加热率

为了方便比较, 将张镭的方案记为 L1, 将本文采用的方案记为 L2。在方案 L1 中, 自定义输入榆中地区气溶胶消光系数 (图 5-1), 采用乡村气溶胶消光系数类型, 自定义气象视距, 采用 WRF 的结果计算相对湿度。程序根据输入的气象视距、相对湿度按照乡村类型的气溶胶计算吸收系数, 进而计算气溶胶辐射; 在方案 L2 中, 自定义输入榆中地区气溶胶消光系数 (图 5-1) 和吸收系数 (图 5-2), 直接用 LOWTRAN 7 模式计算气溶胶辐射。

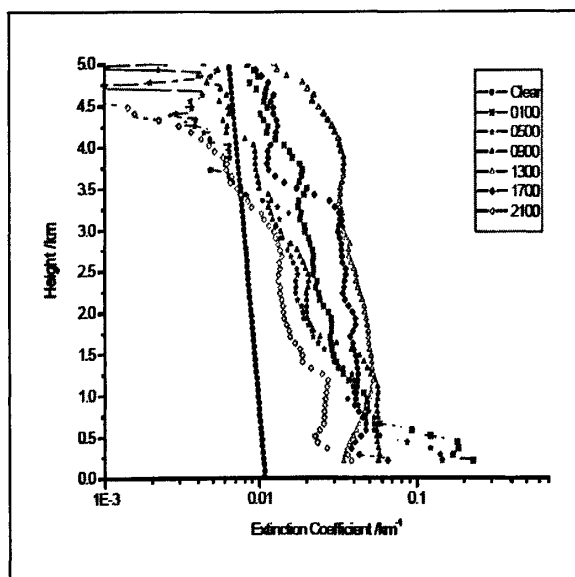


图 5-1 4.17. 消光系数廓线日变化

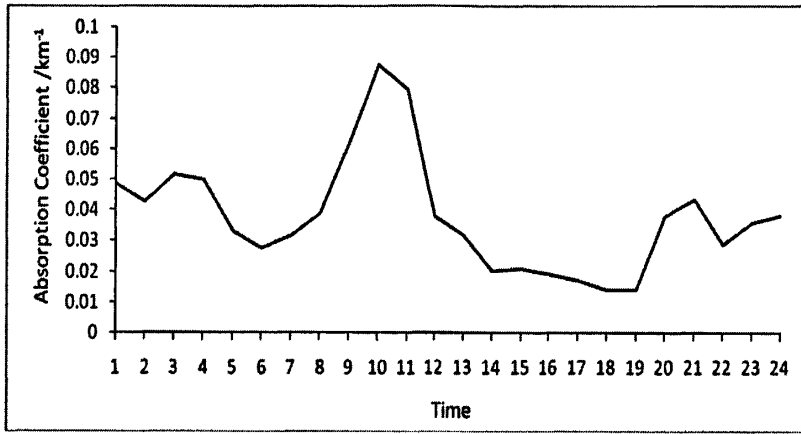


图 5-2 4.17. 吸收系数日变化

计算结果如图 5-3、5-4 所示。结果表明，改用本地气溶胶消光系数及吸收系数的光学参数后，大气中气溶胶的长、短波加热率都有一定程度的变化。夜间由于榆中地区黑碳浓度较 LOWTRAN 7 中乡村气溶胶消光类型高，得到的气溶胶对大气的冷却率有所减少，而白天由于黑碳较多，对短波吸收增强，使得气溶胶短波加热率也有显著提高。

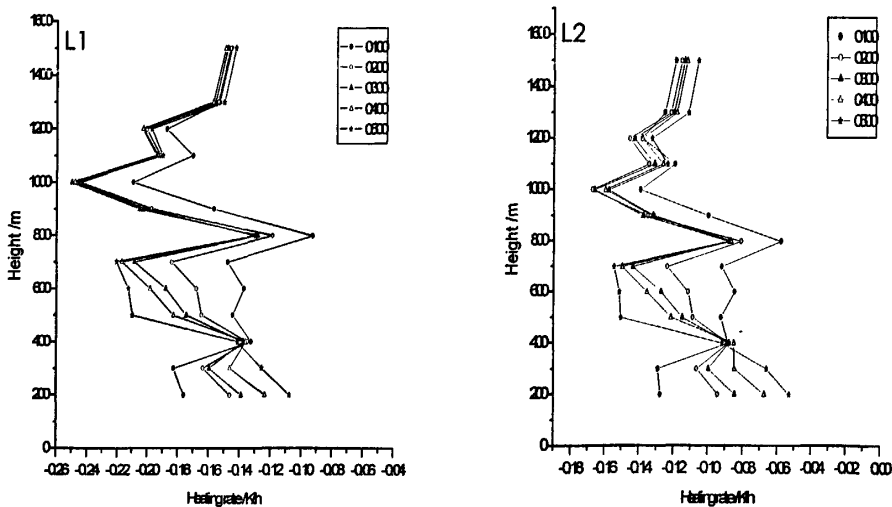


图 5-3 4.17. 夜间气溶胶加热率随高度变化曲线

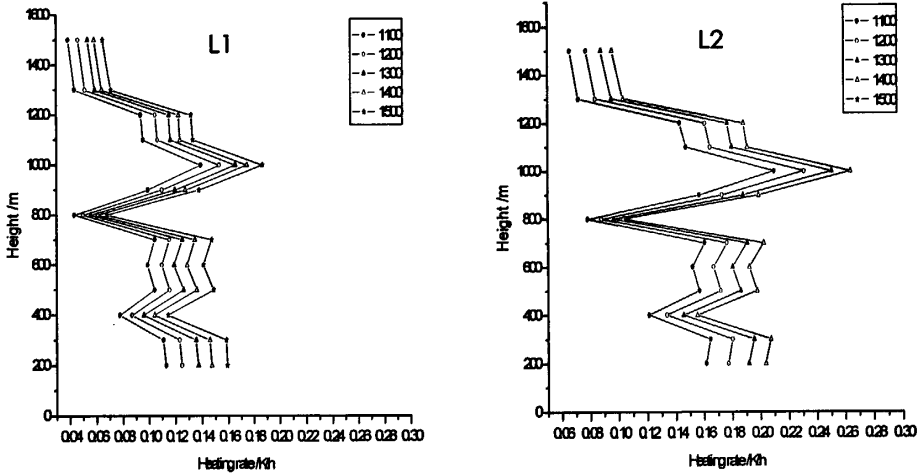


图 5-4 4.17. 白天气溶胶加热率随高度变化曲线

综上所述，通过修改辐射传输模式 LOWTRAN 7 中的气溶胶参数化方案，采用局地光学参数对气溶胶辐射效应进行计算，能够使得结果更加符合榆中当地的情况。

5.2 大气边界层模式

5.2.1 基本方程组

如果研究问题具有如下特征：(1) 对流活动比较弱，垂直运动速度较小；(2) 地形坡度较小（例如小于 45° ）；(3) 地形特征尺度不小于几公里（例如山谷的水平宽度），则可以假定大气运动是准静力的^[7,8]。

由于条件(3)限制，准静力模式中水平网格距不小于 1 km。事实上在大气稳定的情况下，条件(2)、(3)的限制可以适当放宽。例如采用 200 m 和 250 m 的水平网格距曾成功模拟了坡面上的下坡风^[9]和峡谷中的绕流作用^[10]，张镭^[11]也在 1km 水平格距的条件下成功模拟了兰州地区的气象场。

本文主要讨论兰州冬末初春的情况，对流活动相对较弱，并且由于准静力模式计算效率高，方便可靠，所以本文采用以三维准静力方程组作为基础的动力学模式。

为了反映下边界起伏的地形，采用地形追随坐标系，对垂直坐标进行如下变换：

$$z^* = H \frac{z - z_g}{H - z_g} \quad (5-49)$$

其中 $z_g = z_g(x, y)$ 为地形高度； z 为笛卡儿坐标系 (x, y, z) 中的垂直坐标； H 为模式顶部高度，取 $H=3045\text{m}$ 。经过变换后，包含有水平动量方程、准静力方程、连续方程、热流入量方程、湍流动能方程的方程组可以写为：

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{z^* - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial x} + f_v + F_u \quad (5-50)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{z^* - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial y} - f_u + F_v \quad (5-51)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = -\frac{H - z_g}{H} \frac{g}{\theta} \quad (5-52)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{u}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial x} - \frac{v}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial y} = 0 \quad (5-53)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = F_\theta - \frac{H}{H - z_g} \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial Q_R}{\partial z^*} \quad (5-54)$$

$$\frac{dq^2}{dt} = K_m \left(\frac{H}{H - z_g} \right)^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z^*} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z^*} \right)^2 \right] - K_\theta \frac{H}{H - z_g} \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z^*} - \frac{(2q^2)^{3/2}}{B l} + F_q \quad (5-55)$$

$\pi = c_p(p/p_0)^k$ 为表示气压的 Exner 函数， $k = R/c_p$ ， $p_0 = 1000\text{hPa}$ 为海平面参考气压， c_p 为定压比热； θ 为位温， $\theta = T(p_0/p)^k$ ； Q_R 为净辐射通量(包括短波、长波)； u ， v ， w^* 为地形追随坐标系 (x, y, z^*) 中的三维速度分量，其中 w^* 为

$$\begin{cases} w^* = w \frac{H}{H - z_g} + \frac{z^* - H}{H - z_g} u \frac{\partial z_g}{\partial x} + \frac{z^* - H}{H - z_g} v \frac{\partial z_g}{\partial y} \\ w^* = \frac{dz^*}{dt}, \quad w = \frac{dz}{dt} \end{cases} \quad (5-56)$$

q^2 为湍流动能， $q^2 = (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})/2$ ， l 为混合长。 F_u 、 F_v 、 F_θ 为湍流扩散项

$$F_\varphi = K_h \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{H}{H - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z \frac{\partial \varphi}{\partial z^*} \right) \quad (5-57)$$

其中 φ 可代表 u 、 v 、 θ 或 q^2 ， K_h 、 K_z 分别为水平和垂直湍流扩散系数。在地形追随坐标系 (x, y, z') 中，个别微商 d/dt 表示为：

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z'} \quad (5-58)$$

考虑到水平范围为几十公里，水平尺度小，因而方程组中可略去柯氏力项影响。方程组(5-52)~(5-55)构成了 1.5 阶闭合的流体静力学模式。

5.2.2 边界层湍流参数化方法

对复杂地形大气边界层过程，近地层和边界层的参数化非常重要。对于水平动量和热量湍流扩散系数 K_{MH} 、 $K_{\theta H}$ ，采用 Smagorinsky^[11]的方法，假设二者相等，由相似理论可得

$$K_h = \frac{5}{4} (\alpha_1 \Delta)^2 |Def| \quad (5-59)$$

$$|Def| = \left[\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2}$$

其中 Δ 为网格距，取 $\Delta=1$ km， $\alpha_1=0.28$ ， Def 是速度变形张量。

对于垂直扩散系数 K_z ，根据文献^[9]，假定大气湍流状态由湍流能量决定，动量、热量和水汽垂直湍流交换系数 K_M 、 K_θ 、 K_E 由湍流能量 q^2 决定，设：

$$\begin{cases} K_M = S_M \cdot l \cdot \sqrt{2q} \\ K_\theta = \alpha \cdot S_M \cdot l \cdot \sqrt{2q} \\ K_E = S_q \cdot l \cdot \sqrt{2q} \end{cases} \quad (5-60)$$

$$l = \sqrt{S_M} \cdot \frac{\kappa z^*}{1 + \kappa z^* / l_\infty}$$

其中 l 为混合长， κ 为 Karman 常数，一般取 $\kappa=0.4$ ， $l_\infty=35.0$ 。 S_M 和 S_q 为比例系数， α 为湍流 Prandtl 数的倒数， $S_q=0.2$ ， S_M 和 α 都是由通量 Richardson 数决定：

$$\begin{aligned}
 S_M &= \begin{cases} \frac{1.96(0.1912-R_{if})(0.2341-R_{if})}{(1-R_{if})(0.2231-R_{if})} & R_i < 0.16 \\ 0.085 & R_i \geq 0.16 \end{cases} \\
 \alpha &= \begin{cases} \frac{1.318(0.2231-R_{if})}{0.2341-R_{if}} & R_i < 0.16 \\ 1.25 & R_i \geq 0.16 \end{cases}
 \end{aligned} \quad (5-61)$$

其中 R_{if} 为通量 Richardson 数, 因为涉及通量, 求解起来较为困难, 可以通过其与梯度 Richardson 数 R_i 的关系求取

$$\begin{aligned}
 R_{if} &= \begin{cases} 0.6588 \left[R_i + 0.1776 - (R_i^2 - 0.3221R_i + 0.032)^{1/2} \right] & R_i < R_{ic} \\ R_{ifc} & R_i \geq R_{ic} \end{cases} \\
 R_i &= \frac{g}{\theta} \frac{\Delta z^* \Delta \theta}{|\bar{V}_H|^2}
 \end{aligned} \quad (5-62)$$

其中 R_i 为梯度 Richardson 数; $R_{ifc}=0.191$, 为临界通量 Richardson 数; $R_{ic}=0.195$, 为临界梯度 Richardson 数。

5.2.3 地表能量平衡方程和地表温度预报

太阳辐射造成的地面加热过程是造成地表温度变化的主要原因。本文通过地表能量平衡方程预报地表温度:

$$C_M \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_s - R_L + Q_E + Q_H - Q_G + R_m \quad (5-63)$$

其中 T_g 为地表温度, 这里取模式底层温度; R_s 、 R_L 分别为地表短波、长波净辐射, 在本文中采用大气辐射传输模式的计算结果给出; Q_H 、 Q_E 、 Q_G 分别为湍流感热通量、潜热通量、土壤热流入量; R_m 为下垫面城市人工热通量; C_M 为地表热容量, $C_M = \rho_s c_s (K_s / 2\Omega)^{1/2}$, ρ_s 、 c_s 、 K_s 分别为土壤密度、热容和热传导系数, Ω 为地球自转角速度, 取 $7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 计算中分别取 $\rho_s = 1.4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, $c_s = 1.4 \times 10^3 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$, $K_s = 5 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, 因而 $C_M = 1.5 \times 10^5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ 。

在无云的情况下，地表短波净辐射 R_s 可表示为：

$$R_s = \begin{cases} S_0 \cos \Theta (1 - m A_a)(1 - A_s) & \cos \Theta > 0 \\ 0 & \cos \Theta \leq 0 \end{cases} \quad (5-64)$$

其中 S_0 为太阳常数， $S_0 = 1.353 \text{ kWm}^{-2}$ ； A_a 是大气反照率， $A_a = 0.28 / (1 + 6.43 \cos \Theta)$ ； A_s 为地表反照率，取 $A_s = 0.2$ ； m 为大气中水汽吸收， $m = 5$ ； Θ 为太阳天顶角。计算中取

$$\cos \Theta = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (5-65)$$

其中， φ 为地理纬度， δ 为太阳赤纬， ω 为时角， $\delta \omega = (t - 12) \times 15^\circ$ 。

地表长波净辐射 R_L 可表示为

$$R_L = \varepsilon \sigma T_g^4 - \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (5-66)$$

其中 T_a 为空气温度， σ 为 Stefan-Boltzman 常数， $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ； ε 为地表放射系数， $\varepsilon = 0.95$ ； ε_a 为大气放射系数，采用半经验表达式 $\varepsilon_a = 1.24(e_a / T_a)^{1/7}$ ， e_a 为水汽压，取 $e_a = 4 \text{ hPa}$ 。

对于湍流感热通量 Q_H 和湍流潜热通量 Q_E 可表示为：

$$\begin{aligned} Q_H &= \rho \cdot c_p \cdot u_* \cdot \theta_* \\ Q_E &= \rho \cdot L \cdot u_* \cdot q_* = B_w \cdot \rho \cdot c_p \cdot u_* \theta_* \end{aligned} \quad (5-67)$$

其中， u_* 、 θ_* 、 q_* 分别为摩擦速度（或称特征速度），特征温度和特征比湿， c_p 为定压比热， $c_p = 1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ， ρ 为大气平均密度，取 $\rho = 1.29 \text{ kgm}^{-3}$ ， L 为凝结潜热， B_w 为 Bowen 比。 u_* 和 θ_* 可表示如下：

$$\begin{aligned} u_*^2 &= a^2 \left| \bar{V}_h \right|_r^2 \cdot F_m \\ u_* \theta_* &= a^2 / 0.74 \left| \bar{V}_h \right|_r \cdot \Delta \theta \cdot F_h \\ a^2 &= \kappa^2 / \left[\ln(z_r / z_0) \right]^2 \end{aligned} \quad (5-68)$$

其中 $|\overline{V}_h|_r$ 为 $z_r=10\text{m}$ 处的水平风速， z_0 为地表粗糙度。 F_M 、 F_θ 是与稳定度有关的函数，如下：

$$F = \begin{cases} 1 - \frac{bR_{ib}}{1 + c|R_{ib}|^{1/2}} & R_{ib} < 0 \quad (\text{不稳定}) \\ \frac{1}{1 + 0.5bR_{ib}^2} & R_{ib} > 0 \quad (\text{稳定}) \end{cases} \quad (5-69)$$

其中 $c = ba^2c_*(z_r/z_0)^{1/2}$ ， $b = 9.4$ ，对于动量 $c_* = 5.3$ ； R_{ib} 为总体 Richardson 数，

$$\text{可表示为 } R_{ib} = \left(g/\overline{\theta} \right) \left(z_r \Delta\theta / |\overline{V}_h|_r^2 \right)$$

对于土壤热流入量

$$Q_G = \rho_s c_s K_s (\Omega/2K_s)^{1/2} (T_g - \overline{T}_s) \quad (5-70)$$

其中 $\overline{T}_s$ 为土壤平均温度。

5.2.4 气溶胶辐射效应参数化方案

本文利用大气辐射传输模式 LOWTRAN 7，将激光雷达观测得到的消光系数以及由黑碳浓度计算得到的吸收系数转化为不同高度的短波加热率和长波冷却率，运用到边界层模式中。

5.2.5 数值计算方案

5.2.5.1 模式计算区域

模拟区域东西长约 42 km，南北宽约 30 km，与 WRF 模式采用相同的模拟区域，区域地形见图 4-7，水平方向取均匀网格， $\Delta x = \Delta y = 1\text{ km}$ ；垂直方向上，自地面至高空 1500 m 分为不等距的 18 层，各层所代表的相对高度见表 5-2。

表 5-2 模式垂直分层及其对应的高度

编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Z (m)	2	10	25	50	100	200	300	400	500
编号	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Z (m)	600	700	800	900	1000	1100	1200	1300	1500

5.2.5.2 上边界条件

层结稳定的气流越过起伏地形所引起的重力内波可垂直向上传播,直到大气上界。人为设置的模式上界会引起波的反射,在这种状况下,模式顶部要设置的较高,并在顶部边界层下设置一吸收层(也称海绵层),阻止其向计算域内的反射,从而避免计算混乱。本文设置如下吸收层:

$$A(i, j, k) = A(i, j, k) - [A(i, j, k) - A(i, j, N)](k - N + 4) / 4 \quad (5-71)$$

其中 $A(i, j, k)$ 为物理量 A 在模式各规定层的值, $A(i, j, N)$ 为模式顶层的值, A 可代表 u 、 v 或 θ , k 可以取 $N-4 \sim N$ 。

5.2.5.3 下边界条件

$$z^* = 0 \text{ 时, } u = v = w^* = 0, \quad T = T_g \text{ (地表温度)。} \quad (5-72)$$

5.2.5.4 侧边界条件

按照边界两侧通量连续的原则,侧边界取为:

在入流边界上,边界上变量值保持不变;在出流边界上变量值等于最近内点上变量值。

当计算域中有较强内波发生,波速为 c 。为了避免波在侧壁的反射,可以采用辐射边条件处理出流边界上的变量值。例如在 x 方向上取

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (u + c) \frac{\partial v}{\partial x} = 0 \quad (5-73)$$

5.2.5.5 数值计算方法及积分时间步长

为提高计算精度,模式采用交错网格;平流项计算采用修正的施主格式(Donor scheme),其他项采用显式格式;差分格式采用时间分裂法,积分时间步长取 $\Delta t = 2 \text{ s}$ 。

5.2.6 模式资料及验证

采用 2007 年 4 月 16 日 20 点 WRF 模式方案 W3 的模拟结果作为初始值,积分 48 小时。张镭^[1]指出,在没有引入气溶胶影响的情况下,该边界层模式的

模拟能力较差，为改善模拟结果，在积分期间，每隔一段时间采用 WRF 的积分气象场对边界层模式进行调整，调整的时间间隔根据模拟结果可进行调整。结果表明，采用 WRF 积分场调整后的边界层模式，在没有加入气溶胶影响的情况下，模拟能力得到显著提升。

图 5-5、5-6 为不考虑气溶胶影响的情况下，采用 WRF 积分场调整后的边界层夜间及白天的模拟结果，左侧为流场，右侧为温度场。图中表明，虽然边界层模式没有 WRF 模式对流场描绘的细致，但从整体上看，其流场和温度场都能较好的与地形特征相吻合。

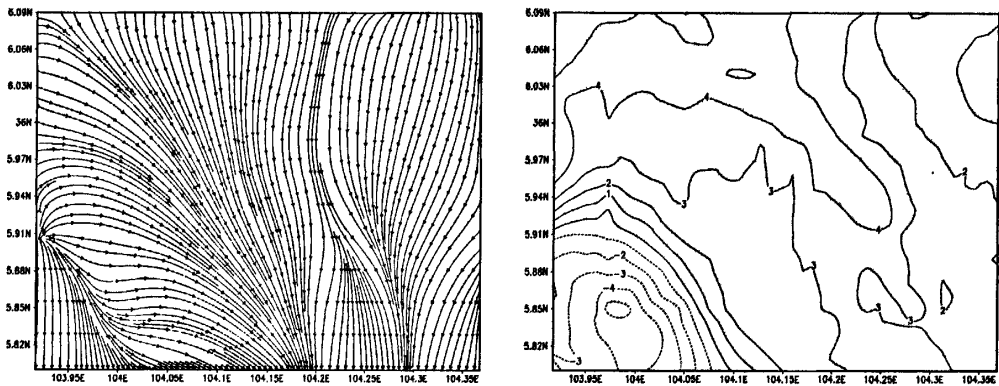


图 5-5 4.17. 01:00 流场、温度场

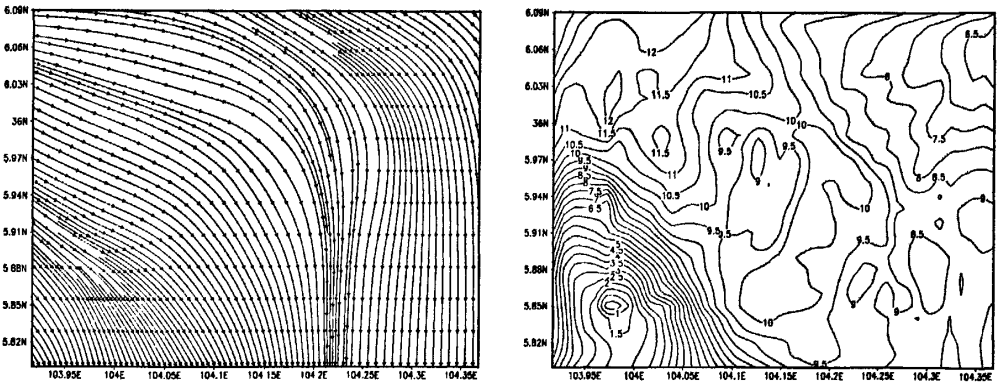


图 5-6 4.17. 13:00 流场、温度场

5.2.7 气溶胶辐射效应的模拟及结果分析

为了说明气溶胶的辐射效应，本章设计了三种方案来进行模拟，第一种方案只采用 WRF 的模拟结果分别作为边界层模式的初始场和调整场，对榆中地区边界层大气进行模拟，不考虑气溶胶辐射效应的影响，记为方案 A1；第二种方案

在方案 A1 的基础上，加入气溶胶辐射方案 L1（即张镭所用的气溶胶方案），记为方案 A2；第三种方案在方案 A1 的基础上，加入气溶胶辐射方案 L2（即本文改进的气溶胶方案），记为方案 A3。

图 5-7~5-10，为 4 月 17 日的模拟结果，17 日除个别时段有少量低云外，其余时间晴朗，无较大的天气过程，可以看作是冬季采暖刚结束时的一个背景天气情况。

5.2.7.1 夜间气溶胶辐射效应

图 5-7 为三种方案得到的夜间温度廓线的比较。粗黑线为方案 A1 的模拟结果，细黑线为方案 A2 的结果，点线为方案 A3 的结果。图中廓线表明，气溶胶对夜间边界层大气具有降温作用，在 400m 以下的低层，气溶胶降温作用较为明显，采用方案 A3 所得到的温度要比方案 A1 的温度最多低了 0.29K，平均降低约 0.23K，400m 至 700m 的高度内，由气溶胶引起的温度降低平均约为 0.16K，700m 往上，降温趋势逐渐显著，从 -0.19K 到 -0.33K，平均降低了 0.27K。方案 A3 与方案 A2 都考虑了气溶胶的影响，之间的差别在于采用了不同的气溶胶方案，方案 A3 采用的是输入本地气溶胶消光系数及吸收系数所得到的结果，而方案 A2 采用的是乡村消光系数类型，通过气象视距和相对湿度来确定气溶胶光学参数的气溶胶模式所得到的结果。结果表明，由于榆中地区采暖期刚结束，大气中还残存有部分黑碳气溶胶，再加上榆中地区交通、居民生活所产生的黑碳气溶胶，使得方案 A3 得到的气溶胶降温效应较方案 A2 低，原因在于 LOWTRAN 7 方案中采用的乡村消光系数类型与榆中地区的气溶胶类型存在差别，低估了黑碳气溶胶的含量，从而使得模拟得到的气溶胶辐射效应对边界层大气具有更为强烈的降温作用。图 5-7 的结果表明，夜间由于黑碳浓度含量较高的原因，方案 A3 比方案 A2 的温度平均高了约 0.11K。

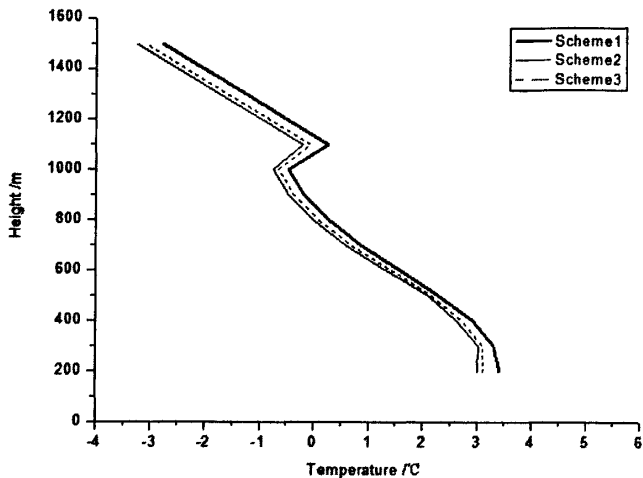


图 5-7 4.17.01:00 三种方案温度廓线

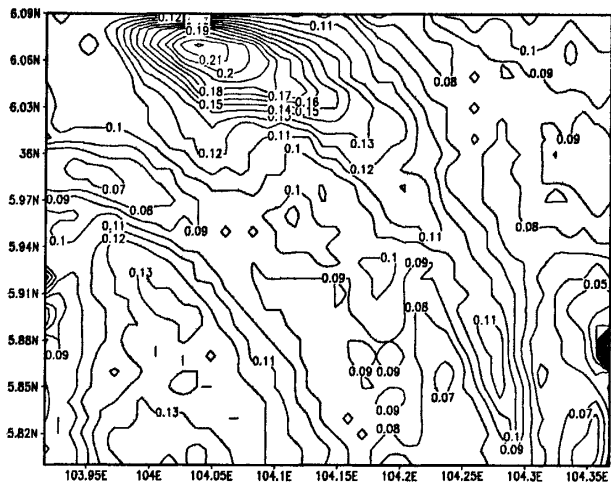


图 5-8 4.17.01:00 400m 高度处方案 A2 与方案 A3 水平温度场之差

图 5-8 为 400m 高度处，夜间 01:00，方案 A2 与方案 A3 得到的水平温度场的差别。图中结果显示，在北部偏西的峡谷处，是两种方案温度场差别最为明显的地区，方案 A3 比方案 A2 温度高了约 0.2K，原因可能为榆中居民居住、交通路线大都集中在峡谷地区，使得峡谷地区的局部黑碳浓度含量较其它地方高，缓解了气溶胶夜间的降温趋势。

边界层温度场的变化，会对夜间流场产生影响，由于引起的风速变化较小，以表格形式列出，以便区分。表 5-3 为三种方案得到的夜间风速随高度变化情况。结果表明，温度降低的同时，边界层风场受到影响，使得风速有所降低，总体来看，在夜晚，采用本文方案得到的风速较采用张镞方案得到的风速大。

表 5-3 风速随高度变化 (m/s)

高度	方案 A1	方案 A2	方案 A3
200	2.47	2.46	2.47
300	2.46	2.44	2.45
400	2.41	2.40	2.40
500	2.40	2.39	2.40
600	2.52	2.51	2.51
700	2.89	2.87	2.88
800	3.76	3.75	3.76
900	5.12	5.10	5.11
1000	7.46	7.45	7.45

5.2.7.2 白天气溶胶辐射效应

图 5-9 为 3 种方案得到的白天温度廓线的比较。图中显示，方案 A2 与方案 A3 模拟得到的温度廓线都略高于方案 A1 模拟得到的温度廓线，这表明气溶胶在白天对边界层大气具有增温作用。在 400m 以下的低层，方案 A3 比方案 A1 的温度结果平均高了 0.5K，至 400m 以上，气溶胶的增温作用减弱，平均增温 0.3K 且增温幅度随高度变化不大，这表明白天在 400m 以上的高层，垂直对流较强，使得垂直方向上气溶胶混合比较均匀，产生的辐射增温效应随高度变化不大。图中结果仍然显示出方案 A3 的温度廓线略高于方案 A2 的模拟结果，表明方案 A2 采用的乡村气溶胶消光类型仍然较低的估计了榆中地区气溶胶中黑碳的含量，由此引起的气溶胶辐射增温效应平均为 0.11K，与夜间程度相当。

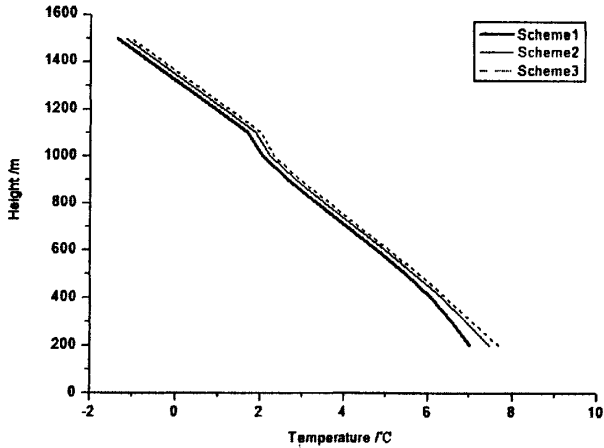


图 5-9 4.17. 13:00 三种方案温度廓线

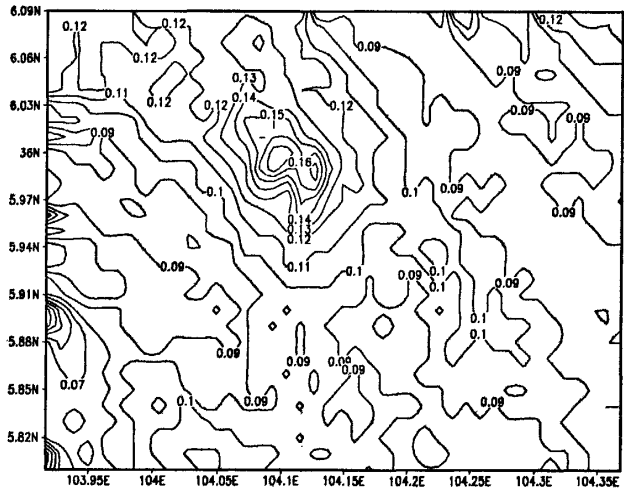


图 5-10 4.17. 13:00 400m 高度处方案 A2 与方案 A3 水平温度场之差

图 5-10 为 400m 高度处，白天 13:00，方案 A2 与方案 A3 得到的水平温度场的差别。与夜间情况相比，温度场的水平变化幅度较小，表明白天风速较大的情况下，气溶胶混合较好，但是在峡谷地区仍然表现出轻微的大值，方案 A3 比方案 A2 平均高了 0.1K 左右，峡谷地区略高，约为 0.15K。

边界层温度场的变化，会对白天流场产生影响，由于引起的风速变化较小，以表格形式列出，以便区分。表 5-4 为三种方案得到的夜间风速随高度变化情况。结果表明，白天风速有所增大，且采用本文气溶胶方案得到的风速较采用张镭方案得到的风速大。

表 5-4 风速随高度变化 (m/s)

高度	方案 A1	方案 A2	方案 A3
200	6.39	6.39	6.39
300	7.19	7.19	7.21
400	8.00	8.00	8.02
500	8.62	8.63	8.64
600	8.98	8.99	9.00
700	9.25	9.25	9.26
800	9.54	9.55	9.55
900	10.04	10.04	10.05
1000	11.26	11.27	11.28

5.3 本章小结

(1) 本章在张镭^[1]工作的基础上, 对辐射传输模式 LOWTRAN7 中的气溶胶参数化方案做了进一步改进, 通过采用本地的吸收系数配合消光系数的方法, 能够更客观的反映出榆中地区气溶胶的吸收、散射特性, 使得计算结果更加贴近真实情况。

(2) 改进了边界层模式, 通过与 WRF 模式的嵌套, 利用 WRF 模式提供的气象场对边界层模式的模拟过程进行调节, 使得模拟能力得到显著的提高, 在不加气溶胶的情况下也能较好地模拟榆中地区边界层气象场。

(3) 结合边界层模式与辐射传输模式, 本章设计了三种方案(分别为: 不考虑气溶胶方案、采用张镭的气溶胶方案以及本文提出的气溶胶方案)对晴空条件下的榆中地区气溶胶辐射特性进行了模拟计算。结果表明, 原有模式中的气溶胶方案低估了榆中地区黑碳气溶胶的含量。气溶胶对夜间边界层大气具有降温作用, 采用本文的气溶胶方案得到的温度要比不考虑气溶胶方案平均降低约 0.23K, 比采用张镭的气溶胶方案得到的温度平均高约 0.11K; 气溶胶在白天对边界层大气具有增温作用, 采用本文的气溶胶方案得到的温度要比不考虑气溶胶方案平均增高 0.3~0.5K, 比采用张镭的气溶胶方案得到的温度平均高约 0.11K。总体来看, 采用本文气溶胶方案得到的风速较采用张镭方案得到的风速大。

参考文献

1. 张镭, 城市大气气溶胶与边界层相互作用研究[D], 兰州大学博士学位论文, 2001.
2. Kneizys F. X., E. P. Shettle, L. W. Abreu, G. P. Anderson, J. H. Chetwynd, W. O. Gallery, J. E. A. Selby and S. A. Clough. Atmospheric Transmittance/Radiance: The LOWTRAN 7 Model[D], 1989.
3. Isaacs R. G., W. C. Wang, R. D. Worsham and S. Goldenberg. Multiple scattering LOWTRAN and FASCODE models[J], *Appl. Opt.*, 1987, 26, 1272~1281.
4. Wiscombe W. J. and G. W. Grams, The backscattering fraction in two-stream approximations[J]. *Atmos. Sci.*, 1976, 33, 2440.
5. Meador W. E. and W. R. Weaver. Two-stream approximation to radiative transfer in planetary atmospheres: a unified description of existing methods and a new improvement[J]. *Atmos. Sci.*, 1980, 37, 630.
6. 廖国男, 大气辐射导论[M], 北京气象出版社, 1985.
7. 桑建国, 温市耕. 大气扩散的数值计算[M]. 北京: 气象出版社. 1992, 237~238.
8. Pielke R. A.. 中尺度气象模拟(中译本)[M]. 北京: 气象出版社, 1990.
9. 桑建国. 山区夜间边界层的数值模拟[J]. *气象学报*, 1985, 43: 458~468.
10. Sang J.G., J.Y. Chen, H.Y. Yao. Observational analysis of flow fields in a valley[J]. *Proc. Of Second Asia-Pacific Symposium on Wind Engineering*, 1989, 187~193.
11. Smagorinsky J.. General circulation experiments with primitive equation: The basic experiment[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1963, 91, 99~164.

第六章 沙尘气溶胶辐射强迫及其气象场响应模拟个例

利用本文分析复杂下垫面大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的数值模式系统,研究了2007年3月的沙尘气溶胶个例。在没有气溶胶排放源资料情况下,通过地基观测获得气溶胶辐射特性信息,计算出较准确辐射效应参数,进而模拟研究沙尘气溶胶的温度场风场响应。

沙尘气溶胶又称为矿物气溶胶,是对流层气溶胶的主要成分。据估计,全球每年进入大气的沙尘气溶胶达10~20亿t,约占对流层气溶胶总量的一半。全球沙尘气溶胶主要来自撒哈拉沙漠地区、美国西南部沙漠区和亚洲地区。亚洲沙尘源区的地理位置及其形成沙尘暴的天气系统与其他沙尘源区不同,同时,亚洲源区位于高原,起沙后更容易被输送到很远的地区。

沙尘气溶胶与地球辐射系统的相互作用比其他气溶胶更复杂。这是由于沙尘气溶胶既能吸收又能反射太阳和红外辐射。因而在不同条件下对气候产生加热或冷却作用。目前,有关沙尘气溶胶气候强迫的估计存在较大的不确定性,甚至其强迫的正负号也没有确定(从 $+0.5\text{W/m}^2$ 到 -0.7W/m^2),间接效应的不确定性更大^[1]。

辐射模式的计算结果表明,大气沙尘会造成区域性的重大辐射强迫。Carlson 和 Benjamin^[2]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,结果是沙尘减少到达地表和云顶的辐射通量从而使其冷却,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,总的加热率随气溶胶光学厚度的增大而增大。Fouquart 等^[3]用观测资料和 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 $\tau_{\lambda=550\mu\text{m}}$ 为 1.5, 太阳在天顶时的附加短波加热高达 5K/d,附加的长波冷却为 1K/d。

目前对于亚洲地区的沙尘气溶胶的研究还处于起始阶段。已有的研究结果是分散的。沙尘气溶胶的物理、化学、光学特性以及影响沙尘输送的物理过程(起沙机制、分谱机制、沉降机制、沙尘表面的非均相过程等)都还很不清楚,与撒

哈拉沙尘的研究相比还远远不够。尤其是由于缺乏相应的观测资料,对于沙尘气溶胶输送过程所采用的参数化方案均直接引用自撒哈拉沙漠的模型,这同亚洲的实际情况有较大的差距,因而无法准确描述亚洲沙尘气溶胶的产生和输送过程^[4]。对于局地来说,沙尘过程通常时间较短,因此,能够对沙尘气溶胶进行及时观测的手段就显得尤为重要,激光雷达的应用为我们提供了一个有效的途径。

6.1 激光雷达对沙尘气溶胶的观测分析

2007年3月27~29日,一次较大的沙尘暴过境榆中地区。27日白天晴,晚20:00左右,出现扬沙天气,之后沙尘暴紧随而来,28日全天为浮尘天气,至29日浮尘逐渐减弱,14:00左右消失。本文所用的CAMLTMCE-370-2激光雷达及时捕捉到这次沙尘过程,并对全程进行了观测记录。

图6-1为3月28日浮尘天气下的激光雷达回波能量图,从A~F清晰的显示出浮尘的空间分布变化情况。图6-1A为04:00左右,沙尘暴结束,刚进入浮尘阶段的雷达回波能量图,此时沙尘主要分布在1km以下的范围内,且越接近地面沙尘浓度越高,B、C分别为08:00和12:00左右的回波能量,显示出沙尘高度有所抬升,低层浓度降低,至16:00左右(图D),垂直方向距地面2km范围内,沙尘基本混合均匀,随后开始逐渐消散,至24:00左右(图F)沙尘高度已降至1km以下,且低层沙尘浓度只有04:00的一半左右。

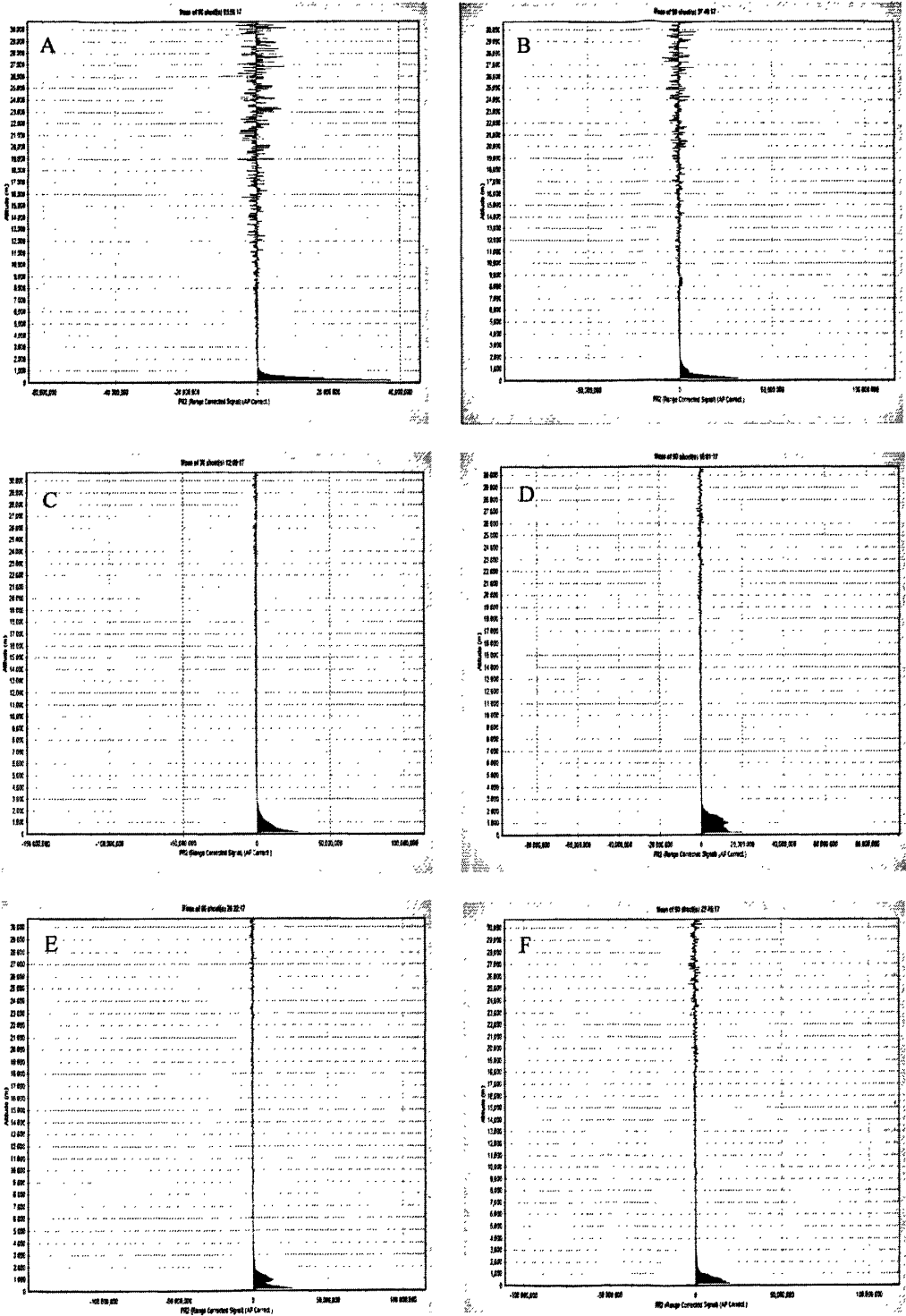


图6-1 2007.3.28. 激光雷达回波能量

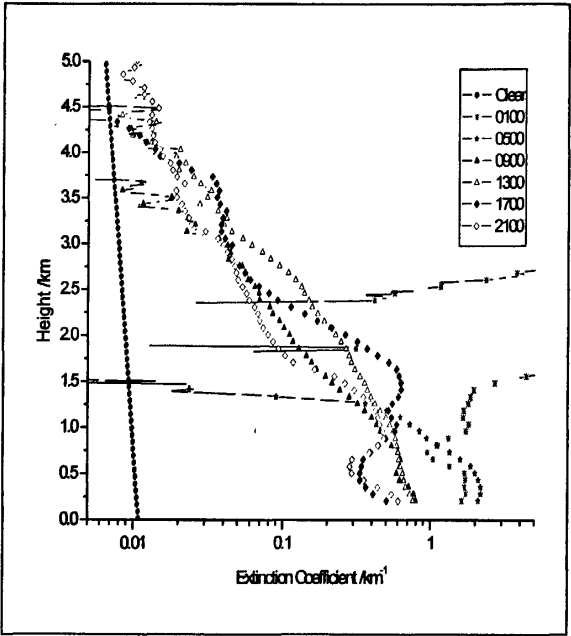


图 6-2 2007.3.28. 消光系数廓线日变化

图6-2为反演得到的28日消光系数廓线和吸收系数日变化曲线。01:00和05:00由于低层沙尘浓度太高，使得1km以上的消光系数出现较大误差，09:00到21:00由于沙尘垂直方向逐渐混合，得到的消光系数较好。

6.2 黑碳仪对沙尘气溶胶的观测分析

图 6-3、6-4 分别为 3 月 28 日 AethalometerTM 黑碳仪观测得到的黑碳浓度的日变化曲线和反演得到的吸收系数日变化曲线。可以发现沙尘时，黑碳浓度比平时高了许多，与 4 月 17 日相比，黑碳浓度高了将近 4 倍。图中结果显示，从 01:00 到 08:00 的时段内，地面黑碳浓度一直维持一个较高水平，10:00 左右，日出后随着对流的增强，地面黑碳浓度逐渐降低，与此时沙尘的空间分布趋势相吻合。

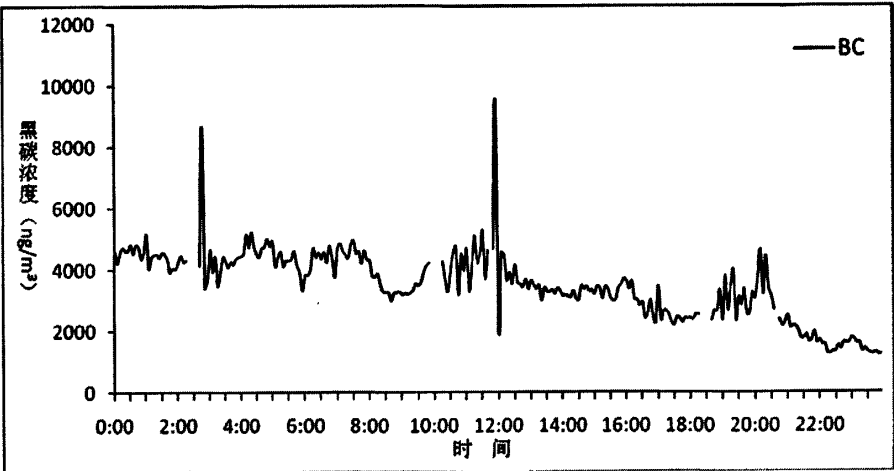


图 6-3 3.28. 黑碳浓度日变化

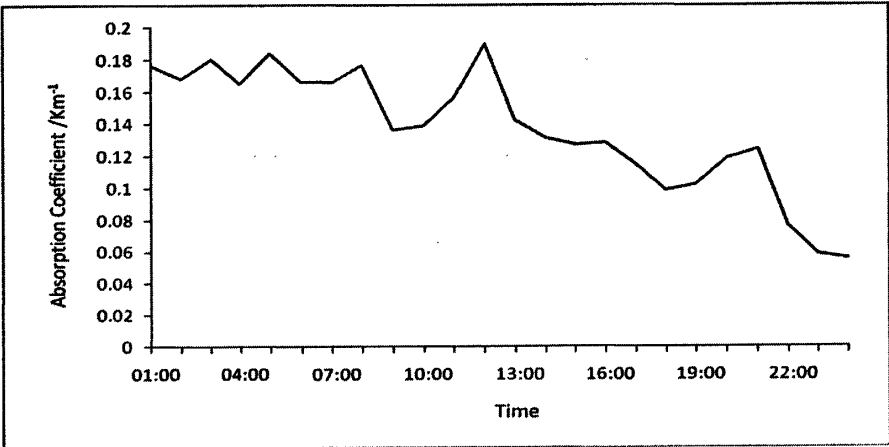


图 6-4 3.28. 吸收系数日变化

6.3 WRF 模式对沙尘日气象场的模拟

资料采用 NCEP1°×1°的再分析数据，模拟区域、网格设计、参数化方案选择同第四章。模拟时间从 2007 年 3 月 27 日 14:00 开始，到 3 月 28 日 14:00 结束。

图 6-5A、B 分别为 28 日 01:00 和 13:00 的 WRF 模拟结果图。夜间以东南风为主，两侧流线汇入峡谷从西北角流出。白天以西风为主，峡谷地区流线扰动较大。

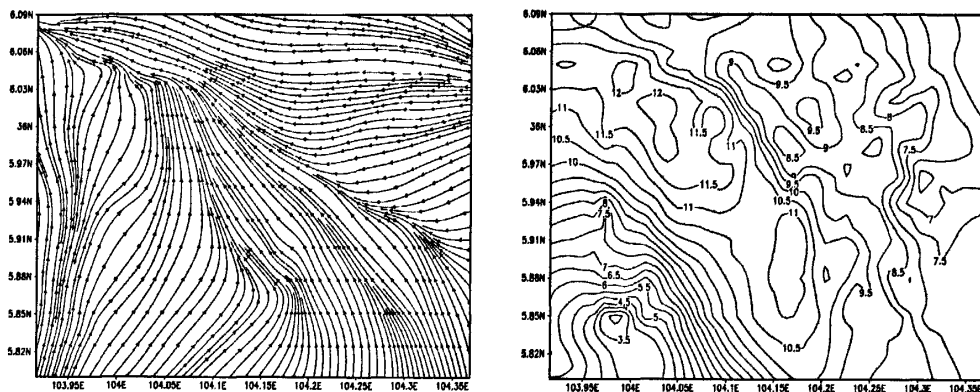


图 6-5A 3.28. 01:00 WRF 模拟结果

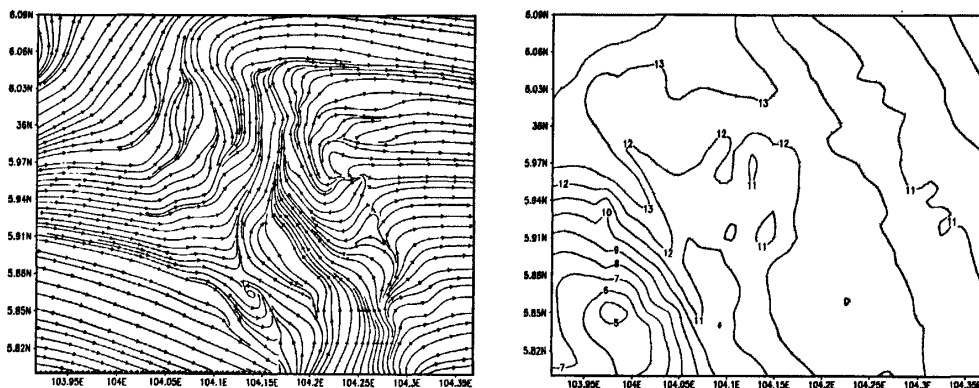


图 6-5B 3.28. 13:00 WRF 模拟结果

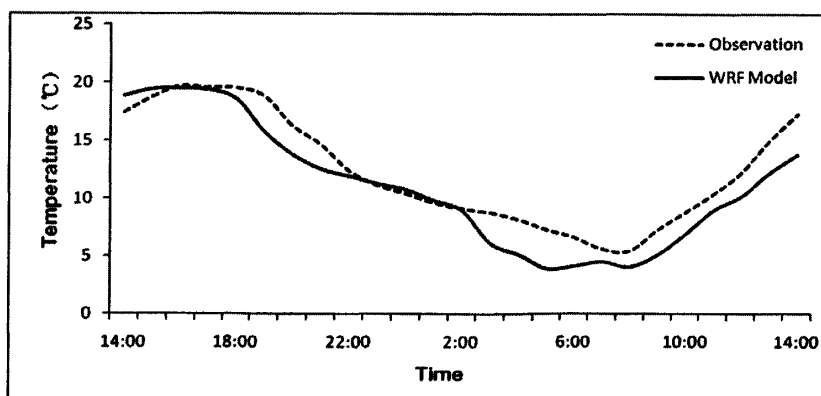


图 6-6 模拟温度与观测温度的比较

图 6-6 为 8m 高度处 WRF 模式的模拟温度与气象塔观测温度的比较，结果显示，WRF 模拟值普遍较观测值低，平均低了 1.4℃，最大值处低了 3.49℃。

综上所述，WRF 对沙尘日的模拟能力有所降低。

6.4 沙尘气溶胶的辐射效应

本章采用边界层模式方案 A3 来对气溶胶辐射效应进行模拟，方案 A1 作为比较，以突出沙尘气溶胶的辐射效应。

6.4.1 夜间沙尘气溶胶辐射效应

图 6-7 为 3 月 28 日夜间模拟结果。图 A 为 01:00，用两种方案得到的温度廓线，黑线为不考虑沙尘气溶胶得到的结果，点线为考虑沙尘气溶胶之后得到的温度廓线。图中结果显示，在低层沙尘气溶胶表现出明显的冷却效应，1km 以下，考虑气溶胶后，温度平均降低了约 0.4K，而 1km 之上则表现出轻微的增温效应，温度平均增高 0.35K。由图 6-2 得知，由于 01:00 左右，近地面层的沙尘浓度过高，使得雷达反演出的沙尘气溶胶廓线只在 1km 以下表现为正常趋势，而高于 1km 之后由于雷达信号衰减严重、沙尘浓度过高导致标高选取困难（最低时刻标高仅为 1.4km）等因素，使得反演得到的沙尘消光系数出现异常情况，从而导致 1km 处，2 种方案得到的温度差出现负值到正值的跳跃，由消光系数的反演情况可判断出，考虑气溶胶之后 1km 以上的模拟值可信度较低。

图 B 给出了 400m 高度处考虑沙尘气溶胶与不考虑沙尘气溶胶的两种方案模拟得到的水平温度场之差，结果显示，由沙尘气溶胶引起的辐射降温效应在水平方向上变化不大，说明此时沙尘气溶胶在水平方向上的浓度分布比较均匀。

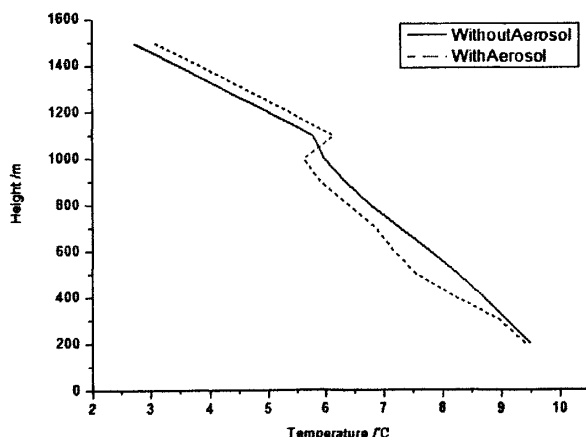
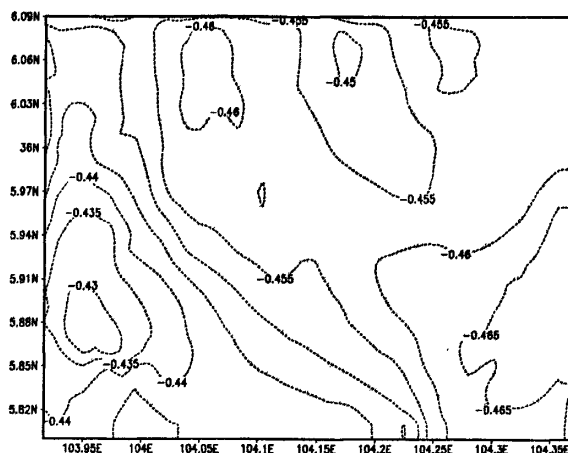


图 6-7A 3.28. 01:00 两种方案温度廓线比较



气溶胶后, 整层温度平均增高了 0.39K, 其中 200m 至 400m 高度范围内增温比较显著, 温度约增高了 0.59K, 400m 往上增温幅度变化不大, 温度平均增高了 0.34K。

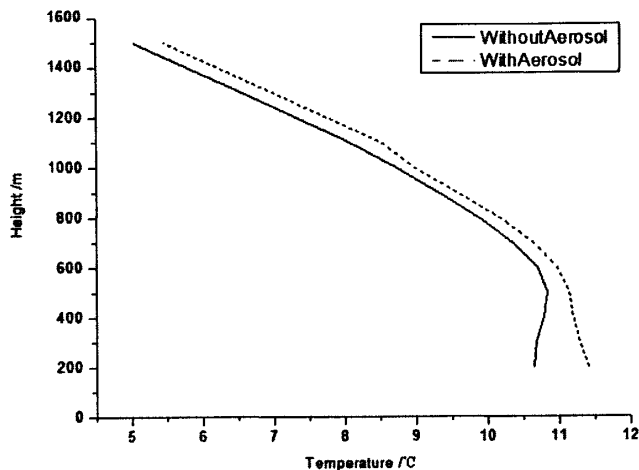


图 6-8A 3.28. 13:00 两种方案温度廓线比较图

图 B 给出了 400m 高度处考虑沙尘气溶胶与不考虑沙尘气溶胶的两种方案模拟得到的水平温度场之差, 与夜间类似, 由沙尘气溶胶引起的辐射增温效应在水平方向上变化不大, 只在西北角峡谷附近处有个增温的大值区, 说明此时沙尘气溶胶在水平方向上的浓度分布基本均匀, 而西北角处由于交通、居民生活等原因造成的局地气溶胶混合到沙尘中, 使得局地气溶胶浓度较高, 从而出现增温的大值区。

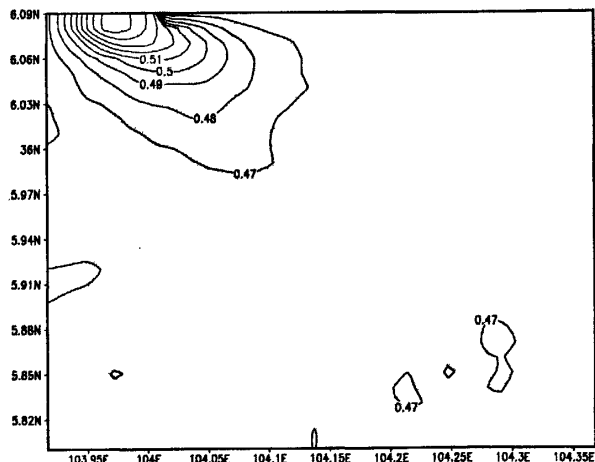


图 6-8B 3.28. 13:00 400m 两种方案水平温度场之差

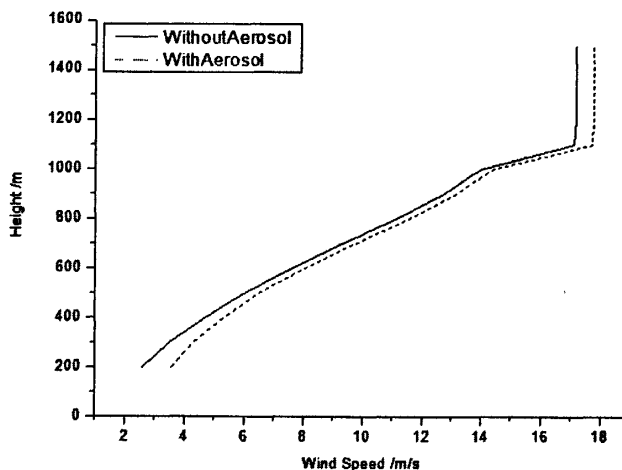


图 6-8C 3.28. 13:00 两种方案水平风速廓线比较图

图 C 给出了两种方案得到的 13:00 水平风速廓线, 结果表明白天考虑沙尘气溶胶后, 风速增大, 从 200m 至 1500m 的范围内, 风速平均增大 0.57m/s, 低层风速增大较为显著, 200m 处增大了 0.97m/s, 之后随高度的递增逐渐减小。

6.5 本章小结

2007 年 3 月 27~29 日, 一次较大的沙尘暴过境榆中地区。利用本文分析复杂下垫面大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的数值模式系统, 研究了这次沙尘过程。

利用 AethalometerTM 黑碳仪和 CAMLTMCE-370-2 激光雷达对这次沙尘暴过程进行了观测, 反演出了沙尘过境榆中地区时沙尘气溶胶的吸收系数和胶消光系数, 为辐射传输模式提供了实时、客观的气溶胶光学参数; 利用 WRF 模式对沙尘期间榆中地区边界层气象场进行了模拟, 将模拟结果与气溶胶的光学参数作为输入资料, 通过改进后的边界层模式和辐射传输模式计算了沙尘气溶胶的辐射效应。

结果表明, 沙尘气溶胶在夜间表现为冷却效应, 01:00 低层大气温度平均降低约 0.4K, 而白天沙尘气溶胶则表现出增温效应, 13:00 低层大气温度平均增高约 0.39K; 在改变大气温度的同时, 对风场也有调整, 01:00 低层大气风速平均降低 0.56m/s, 而在 13:00, 低层大气风速平均增大 0.57m/s。

参考文献

1. IPCC, Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Contribution of WGI to the Second Assessment Report or the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1996.
2. Carlson T. N. and S. Benjamin. Radiative heating rates for Saharan dust[J]. Atmos. Sci., 1980, 37, 193~197.
3. Fouquart Y., B. Bronnel, G. Brogniez et al.. Observation of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment part II: broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical Radiative flux divergences[J]. Climate Appl. Meteor., 1987, 26, 38~52.
4. 王明星, 张仁健, 大气气溶胶研究的前沿问题[J], 2001, 气候与环境研究, 6(1), 119~124.

第七章 总结与讨论

7.1 总结

本文首次利用黑碳仪(AethalometerTM)观测资料,反演得到兰州远郊区榆中地区气溶胶吸收系数,结合激光雷达(CAMLTM CE-370-2)观测反演得到的气溶胶消光系数,确定榆中地区实时的气溶胶光学特征参数;利用 WRF 模式嵌套一个 1.5 阶闭合的三维边界层模式,通过提供初始场和大范围背景流场特征,提高了边界层模式的模拟能力;同时改进了以 LOWTRAN 7 为主要框架的辐射传输模式。进而发展了一套模拟复杂下垫面边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合数值模式。主要内容和结果如下。

(1) 利用黑碳仪(AethalometerTM)观测了榆中地区的黑碳浓度,数据分析表明,大气中的黑碳浓度不仅受天气变化影响较大,受人类活动的影响也非常明显,呈现出典型的日变化、周变化和季节性变化特征。日变化特征为,黑碳浓度呈双峰型分布,峰值分别出现在 08:00~10:00 和 18:00~21:00,这与局地天气特征和人为活动有密切的关系。周变化特征为,每周周六、周日为黑碳浓度的低值阶段,周一黑碳浓度升高,持续到周四左右浓度值开始降低。春、夏、秋三个季节黑碳浓度水平较低,黑碳平均浓度约为 $1300\text{ng}/\text{m}^3$,进入冬季采暖期后,黑碳浓度显著升高,平均浓度约 $3000\text{ng}/\text{m}^3$ 。

利用 HYSPLIT-4 模式对榆中地区采暖期的气流来向进行了追溯模拟,得到了采暖期间榆中黑碳气溶胶的大致来源。榆中地区的黑碳以本地源为主,受周边城市、县城的影响,在进入冬季采暖期之后,由采暖导致的黑碳排放成为榆中黑碳的主要来源。

首次利用榆中地区的黑碳浓度资料对吸收系数进行了反演,对榆中地区的地面直接辐射通量进行了计算,结果表明,采暖造成的黑碳排放显著降低了到达地面的直接辐射通量。平均来说,燃煤期间使得地面直接辐射通量减少了约 $128\text{W}/\text{m}^2$,其中正午时分减少最多,达 $154\text{W}/\text{m}^2$ 。

对 2007 年 3 月份一次沙尘暴过程的观测结果分析表明,沙尘期间,黑碳浓度比平时浓度高了近 4 倍。

(2) 分析了激光雷达(CAMLTMCE-370-2)观测数据,利用一套适用于兰州地区 Mie 散射激光雷达方程的求解方法,对榆中地区的消光系数进行了反演,发

现当天空出现低云或气溶胶浓度过高时,会出现消光系数截断的现象,但对气溶胶含量较少时的大气消光系数反演效果良好。

通过对比激光雷达反演得到的光学厚度与 L97 光度计反演得到的光学厚度值,二者平均相对误差为 15.54%,平均绝对误差为 0.0629,表明激光雷达的反演结果可以较好地反映出大气气溶胶的光学特征。

对 2007 年 3 月份一次沙尘暴过程的观测结果分析表明,激光雷达观测结果能够较好的反映出沙尘气溶胶浓度垂直方向分布变化特征。

(3) 利用 WRF 模式在 2007 年 4 月 16 日至 18 日天气晴好的条件下,对榆中地区边界层大气进行了模拟分析,通过多种方案的比较得到一个适合榆中地区的微物理方案。模拟结果表明,榆中地区气象场受地形影响明显,盛行西北风,夜间温度在 $-3.5\sim 5^{\circ}\text{C}$ 内变化,白天温度在 $1.5\sim 13^{\circ}\text{C}$ 内变化。并且在白天和夜间,气流的垂直运动表现出典型的山谷风更替现象。夜间,在谷地处有一微弱上升气流,约为 0.1m/s ,两侧则为下沉气流,西侧下沉气流较强,达到 0.45m/s ,与西侧较为陡峭,东侧较为平缓的地形相吻合;白天,在谷地处为下沉气流,最大下沉速度为 0.56m/s ,两侧则为上升气流,西侧上升气流强度较高,最大 0.40m/s ,东侧较弱,为 0.24m/s ,流场形状与西侧陡峭,东侧平缓的地形吻合。

对 2007 年 3 月份一次沙尘暴期间榆中地区边界层气象场的模拟表明, WRF 模式在较强烈天气条件下模拟能力有所下降。

(4) 改进了以 LOWTRAN 7 为主要框架辐射传输模式的气溶胶方案,通过采用本地的吸收系数配合消光系数的方法,能够更客观的反映出榆中地区气溶胶的吸收、散射特性,使得计算结果更加贴近真实情况。

(5) 改进了原有的边界层模式,利用 WRF 的模拟结果为该边界层模式提供初始场和调整场,大大提高了边界层模式的模拟能力。结合 LOWTRAN 7 模式,对 2007 年 4 月 17 日的气溶胶辐射效应进行了模拟,结果表明,气溶胶对夜间边界层大气具有降温作用,01:00 低层大气温度平均降低约 0.23K ;而白天对边界层大气则有增温作用,13:00 低层大气温度平均升高约 0.3K 。

(6) 利用本文的气溶胶辐射效应与气象场响应的综合模式,对 3 月份一次沙尘暴过程的沙尘辐射效应进行了模拟。结果表明,沙尘气溶胶在夜间表现为冷却效应,01:00 低层大气温度平均降低约 0.4K ,而白天沙尘气溶胶则表现出增温效

应, 13:00 低层大气温度平均增高约 0.39K; 在改变大气温度的同时, 对风场也有调整, 01:00 低层大气风速平均降低 0.56m/s, 而在 13:00, 低层大气风速平均增大 0.57m/s。

本文发展的边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合模式适用性较强, 既提供了深入模拟分析气溶胶辐射效应实验平台, 又可望为数值天气预报提供输入参数, 具有重要的科学意义和应用价值。利用黑碳仪与微脉冲激光雷达配合, 可以对大气气溶胶进行长期观测, 计算出当地气溶胶的辐射效应特征, 有助于改进大气数值模式的辐射参数化方案; 通过实时捕获各种天气情况下的气溶胶特征, 计算得到实时的气溶胶辐射效应, 可作为模式的重要输入参数, 这种高效、灵活的模拟计算方法可望为天气预报模式提供技术支撑。

7.2 本文创新性和存在问题与今后改进

创新性工作体现在两个方面:

(1) 利用黑碳气溶胶观测资料对兰州远郊地区吸收系数进行了反演, 结合激光雷达反演的消光系数, 获得观测地区符合实际情况的气溶胶吸收、散射特性, 为辐射传输模式提供了较准确的气溶胶光学参数。

(2) 通过引入 WRF 模式, 以及对辐射传输模式与边界层模式的改进和完善, 发展了一套模拟复杂下垫面边界层大气气溶胶辐射效应及其气象场响应的综合数值模式。

存在的问题和今后的改进工作:

(1) 利用黑碳仪(AethalometerTM) 观测的黑碳浓度, 对黑碳吸收系数进行了计算, 其中部分参数在榆中地区的适用性有待于进一步确定。

(2) 在确定 LOWTRAN 7 气溶胶方案时, 需要得到 47 个波长的归一化消光系数及吸收系数, 由于激光雷达观测波段为 532nm, 而黑碳仪的观测波段为 370、470、520、590、660、880、950nm, 在归一化过程中所用的插值方法有待于改进。

(3) 激光雷达(CAMLTM CE-370-2)在 195m 以下存在一个观测盲区, 而此范围正是气溶胶浓度较高的一个区域, 因此如何弥补盲区内的消光系数是要解决的问题。此外, 在气溶胶浓度很高的情形下, 现有反演方法处理能力受到限制, 也

需要改进。

(4) 采用 WRF 选择第三套参数化方案, 能够较好模拟出晴天榆中地区边界层气象场, 但是遇到像沙尘暴这种强烈气象条件时, 该方案的模拟能力明显降低, 需要进一步分析确定模式参数化方案。

在学期间的科研及成果

在学期间参加的科研项目：

- 西北干旱半干旱区沙尘气溶胶垂直分布与辐射特性研究，国家自然科学基金项目，编号 40675078，2007.1.-2009.12.
- 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（编号 2006CB400501），2006.1.- 2008.1.，国家重点基础研究发展规划项目“北方干旱化与人类适应”第一课题之专题。
- 大气气溶胶辐射强迫及其与气象场相互作用，国家自然科学基金项目，编号 40275039，2003.1.-2005.12.
- 城市大气污染及其控制研究，国家高校优秀青年教师教学科研奖励计划项目，2001.6-2005.12.

在学期间的主要研究成果：

1. L. Zhang, **M. Chen**, L. Li. Dust aerosol radiative effect and influence on urban atmospheric boundary layer. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 15565~15580, 2007.
2. Zhang Lei, **Chen Min**, Chen Changhe. Interaction of Atmospheric Aerosol and Temperature, Wind Fields. *Advances in Atmospheric Sciences*. （已经投稿，正在返修）
3. Zhang, L., Y. Gao, **M. Chen**, Modeling aerosol radiative effects over dust source regions in Northwest China, In: 2004 AGU Fall Meeting, AGU, December 2004, San Francisco, USA.
4. Zhang, L., **M. Chen**, Y. Gao, Modeling dust aerosol radiative forcing over in Northwestern China by lidar data, In: Proceedings of the International Symposium on Arid Climate Change and Sustainable, CMA, May 2005, Lanzhou, China.
5. Zhang Lei, Han Xiao, **Chen Min**, et al., CAML Lidar Measurement of Aerosol Radiative Properties over Lanzhou, In: Proceedings of International Workshop on Semi-arid Land Surface- Atmosphere Interaction, RCE-TEA, CEOP, Lanzhou University, MAIRS, August, 2007, Lanzhou, China.

6. Zhang Lei, Deng Tao, Han Xiao, Wang Na, **Chen Min**, et al., Analysis of Aerosol Radiative Properties over Lanzhou Area Using Lidar Measurement, In: Proceedings of the International Symposium on Arid Climate Change and Sustainable, CMA, September 2007, Lanzhou, China.

致 谢

时光荏苒，在外求学已近十载，在即将告别母校的时刻，不禁心生感慨，回首间，十年青春历历在目，岁月的流逝，求学的艰辛，已然花开果结。

在这里，我收获了太多的情谊，恩师、朋友、同学、亲人，每一位都在我心里留下了摸之不去的痕迹。

再多的言语也道不尽对大家的感激，人生的道路上遇见你们，是我这一生中最大的幸福、最大的荣幸。

六年前，我有幸获得了在兰州大学深造的机会，师从大气科学学院张镭教授，是张老师给我树立了一名优秀科研工作者的形象，一丝不苟、精益求精、让我倍感学术之人的艰辛与崇高。我要衷心感谢我的导师，是他的谆谆教诲与不断鼓励，让我得以一见学术殿堂的绚丽多彩。导师不仅在学习上解惑、授业于我，在生活上也无微不至的照顾我，教会了我许多做人的道理，令我终身受益。

本论文从选题到完成，每一步都是在导师的指导下完成的，倾注了导师大量的心血。难忘记，在论文开题时，导师多次点拨，为我拓宽了思路，确定了研究方向和论文主题；难忘记，在我写作本文过程中，导师多次悉心指导，具体把关，他的许多建议和修改意见令我论文水准整体上提升了一个档次；难忘记，在我意志松懈的时候，导师多次督促，促使我加紧钻研、写作，按时完成了这篇论文。

师恩难忘，这段师生情谊我将永远铭记。

在母校求学的过程中，有幸认识了大气科学学院的各位领导和老师，感谢你们曾经给予过的帮助，从你们身上我看到的是一个勤奋务实、团结奋进、充满活力的团体，使得“学笃、时宜、风正、人和”的院训深植我心。

衷心感谢黄建平教授、袁九毅教授、王式功教授、牛景海副院长给予过的关照。

衷心感谢陈长和教授一直以来给予的关心和帮助。

衷心感谢我的班主任王世红、苗玉芝、黄倩老师，感谢你们用无微不至的爱给予了异地学子的关怀。

衷心感谢张武老师、潘峰老师、尚可政老师、王澄海老师、田文寿老师、杨德保老师、张文煜老师、王颖老师、全纪龙老师、隆霄老师、袁铁老师、张璐老

师、邵爱梅老师、王金艳老师、马玉霞老师。感谢各位老师给予我学业和生活上的教导和帮助。

衷心感谢李磊、高丽、郑飞、缪国军、胡向军、夏俊荣、李英华、段丽洁、邓涛、韩霄、王娜、宋薇、杨红龙、曹贤洁、权晓晶、张燕、李霞、鲍婧、周碧等各位同门兄弟姐妹，感谢你们赠予我一个团结、互助、进取的学习团队，让我在这个温暖的集体中度过了一个紧张而又充实的学生时代。

特别感谢郑洪亮、杨毅、陈宝花、徐建中、黄艇、张春辉、刘志国、张铁军、郭伊娜、张婕、李静、张冰、邱晓滨、万明波、吴丹、谢月玉、陈艳、雷洋、肖霞、文小航等同学、朋友，感谢你们在我人生道路上给予过的帮助和鼓励，青春的岁月里有了你们的陪伴，让我更觉精彩。

书山再高，高不过学子的志向；
学路再长，长不过亲人的牵挂；
十年寒窗，实现的是少年的梦想；
岁月无声，却霜白了父母的年华。

父爱如山，
让搏浪的我坚强勇敢；
母爱如海，
让漂泊的心从不孤单。

谨以此文献给我最深爱的父母和所有关心我的亲人朋友！

你们的爱见证着我的成长！

感恩的心铭记着家的模样！

陈 敏

2008 年 5 月于兰州