

陈勇, 陈德辉, 王宏, 等. 2009. 沙尘辐射效应对天气和沙尘输送影响的数值模拟 [J]. 大气科学, 33 (1): 38–50. Chen Yong, Chen Dehui, Wang Hong, et al. 2009. Numerical simulations of dust radiative heating on the duststorm transport and meteorological fields by using an interactive weather–dust model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 38–50.

沙尘辐射效应对天气和沙尘输送影响的数值模拟

陈勇^{1, 2, 3} 陈德辉² 王宏² 安俊岭¹

1 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室/数值预报基地, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 现有的沙尘气溶胶数值预报模式大多是单向模式, 即只考虑气象场对沙尘气溶胶的输送作用, 而忽略沙尘气溶胶的辐射效应对气象场的反馈作用。本文利用一个考虑了沙尘气溶胶短波辐射效应的天气–沙尘双向模式, 对南疆盆地一次冷空气东侵而引起的沙尘天气进行数值模拟。通过比较考虑与不考虑辐射效应的两组试验, 分析了在沙尘暴–强浮尘过程中沙尘辐射效应对气象要素和沙尘输送的影响, 结果表明: 沙尘辐射效应的考虑明显改进后期强浮尘天气过程中海平面气压变化、地面气温日变化和气温垂直变化的预报; 前期沙尘暴过程沙尘辐射效应引起中低层主导风增大, 但同时使起沙量降低及沉降量减少; 沙尘辐射效应与地形的共同作用使沙尘的沉降量比起沙量减少的更显著, 从而使盆地内浮尘天气维持。

关键词 沙尘气溶胶 短波辐射效应 天气系统 沙尘输送 数值模拟 南疆盆地

文章编号 1006–9895 (2009) 01–0038–13

中图分类号 P422

文献标识码 A

Numerical Simulations of Dust Radiative Heating on the Duststorm Transport and Meteorological Fields by Using an Interactive Weather – Dust Model

CHEN Yong^{1, 2, 3}, CHEN Dehui², WANG Hong², and AN Junling¹

1 *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *State Key Laboratory of Disaster Weather/ Centre for Numerical Prediction Research, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081*

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract To study the radiative effect of dust aerosols on synoptic – scale system and the dust transport, an interactive weather–dust model including shortwave radiative effect of dust aerosols is developed. The change of temperature caused by radiative effect of dust aerosols is on-line fed back to the weather model. A dust storm caused by the cold front occurring in the south of Xinjiang during the period of 11 to 16 March 2006 is analyzed with the model. Two parallel simulations are done, one including the radiative effects of dust aerosols (RAD) and the other without it (CTL). A comparison of the two tests showed that: 1) Incorporation of radiative effect of dust can well improve simulations of diurnal changes of surface temperature, vertical changes of air temperature and variation of the sea

收稿日期 2007–06–04, 2007–12–13 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40575050, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418306, 国家自然科学基金资助项目 40575068, 中国科学院重大项目 KZCX1-YW-06-04

作者简介 陈勇, 男, 1980 年出生, 博士研究生, 主要从事大气物理与环境研究。E-mail: yong_chen@126.com

level pressure during the high floating dust period. 2) During the dust storm period, the radiative effect of dust aerosols can cause large increases in dominant wind speeds at lower model levels but will reduce dust emissions and deposition. 3) A combination of the radiative effect of dust and the basin terrain influences leads to decreasing more deposition of dust aerosols than emission, therefore, it helps maintain the floating dust weather.

Key words dust aerosol, shortwave radiative effect, synoptic-scale system, dust transport, numerical simulation, the Tarim Basin

1 引言

我国西北地区为沙尘天气多发区,如新疆的南疆盆地等(周自江,2001)。南疆盆地的和田在1951~1980年期间沙尘暴、扬沙和浮尘的年平均日数分别为32.9、53.0和202.4天;南疆盆地浮尘持续时间一般为2~5天,严重时达15天以上(李江风,1991)。在这些沙尘多发区,沙尘天气的高发生频率和长持续时间使得沙尘气溶胶通过其辐射效应在一定程度上影响该地区的天气系统及沙尘输送量。这是因为沙尘气溶胶一方面可以通过辐射效应影响大气(沙尘本身具有散射和吸收的直接辐射效应,此外还可作为云凝结核或冰核而影响云的生成和发展,间接影响辐射);另一方面,沙尘辐射效应通过对大气的热力强迫、改变大气的流场结构从而影响沙尘的输送。由此可见,如果在数值天气模式或沙尘模式中忽略沙尘多发区的沙尘辐射效应,将无法阐明沙尘气溶胶的辐射效应与气象场的相互作用机制,无疑会影响天气与沙尘预报的准确性。

国内外关于沙尘气溶胶直接辐射效应对天气系统的影响已经有不少研究。在观测和分析方面,徐国昌等(1979)和吴国雄(1987)通过分析1977年4月22日沙暴,提出和验证了沙尘辐射对黑风的正反馈机制;胡隐樵等(1997)讨论1993年5月5日黑风暴时,指出该过程的干飚线发展与沙尘辐射引起的正反馈机制有关;Dunion et al. (2004)通过GOES卫星对撒哈拉沙尘层和大西洋飓风的连续跟踪分析、不同区域的下投式探空仪的气象要素分析、大西洋飓风数目少于太平洋等,指出撒哈拉沙尘层影响大西洋飓风的发展,同时指出沙尘辐射效应引起的温度变化是影响飓风强度的负反馈机制之一。此外,在数值模拟方面,Carlson et al. (1980)、尹宏等(1989)和段建军等(2000)通过一维辐射传输模式结合沙尘的消光系数廓线较好地说明了沙

尘辐射效应对天气的重要性。Chen et al. (1997)通过考虑沙尘短波辐射的二维模式进行了数值模拟,表明沙尘辐射加热导致低层锋生,并指出沙尘辐射效应会明显影响沙尘暴多发区的中尺度天气系统。申绍华和陈受钧(1993)利用考虑沙尘长、短波辐射的二维和三维模式进行模拟也得到了类似的结果。Mohalifi et al. (1998)借助天气模式和根据水平能见度的观测值对沙尘的短波辐射效应进行参数化,研究了一次维持6天的浮尘天气过程中沙尘辐射效应对低压系统的影响,模拟结果表明沙尘辐射效应的加热作用加强了沙特半岛的热低压,考虑沙尘辐射效应能更好地模拟对流层中层大气的日变化特征等。上述模式由于没有与沙尘模式相耦合,不能对沙尘浓度进行预报,所以在一定程度限制了它们对沙尘辐射效应影响天气和沙尘输送的模拟。

近年来,随着沙尘模式定量化的发展,运用沙尘模式计算沙尘浓度和辐射传输模式来同步计算沙尘的辐射效应并反馈到天气模式已经成为可能,为认识沙尘辐射对天气及沙尘输送的影响提供了较好的工具。例如,Zhang et al. (2003)和Pe' rez et al. (2006)分别利用各自的中尺度沙尘模式,考虑沙尘辐射效应后建立了天气-沙尘双向模式,模拟结果表明,这种双向模式在一定程度上改进了天气和沙尘数值模拟和预报的效果。然而,这些模式或辐射效应参数化过于简单,或起沙方案相对简单,或未充分考虑沙尘气溶胶特性的地区差异等,致使这些模式很难反映不同地区沙尘气溶胶的辐射效应。此外,利用这种天气-沙尘双向模式对我国沙尘暴-强浮尘天气下沙尘辐射效应的研究还很少。

本文首先通过天气-沙尘模式、辐射传输模式和沙尘辐射参数化方法构建一个针对西北地区沙尘辐射特性的研究平台。然后利用该平台,对2006年一次典型的冷锋系统东侵南疆盆地引起沙尘暴-强浮尘天气进行数值模拟,分析沙尘辐射效应对天

气及沙尘输送的影响。由于此次南疆盆地沙尘个例具有范围大、局地持续时间长、浮尘强的特点,因此有利于突出研究沙尘辐射的反馈效应。本文主要分为模式介绍、试验设计、个例概述和模拟结果分析四部分。

2 模式介绍

本文使用 GRAPES_2W_SDM (Two-way Weather Sand & Dust model) 天气-沙尘双向模式,由 GRAPES_DAM (Dust Aerosol Model) 沙尘气溶胶模式、Goddard 短波辐射传输模式和沙尘气溶胶参数化方案三部分构成。Goddard 短波辐射传输模式可以考虑气溶胶的短波辐射效应;沙尘气溶胶参数化方案包括东亚地区复折射指数、Mie 散射及沙尘气溶胶参数化公式。该双向模式框架如图 1,天气和沙尘模式之间加入了沙尘辐射效应模块(图 1 中灰色方框),使沙尘模式通过沙尘辐射实时影响气象模式(即沙尘模式提供沙尘分布给辐射模块,辐射模块计算出因沙尘而引起的辐射变化、加热率,反馈到气象模式),从而构成了天气与沙尘相互影响的双向模式。下面对 GRAPES_2W_SDM 模式的各组成部分进行介绍。

2.1 沙尘气溶胶模式

沙尘模式是中尺度沙尘气溶胶模式 GRAPES_DAM。GRAPES_DAM 模式由中国气象局 GRAPES_MESO 中尺度天气模式^①与中国气象局大气成分中心的气溶胶模式(Gong et al., 2003a,

2003b) 组成。GRAPES 天气模式为气溶胶模块同步提供气象场。GRAPES_DAM 模式考虑了沙尘的产生、输送、凝并、干沉降与湿沉降等详细的物理过程。该模式采用非静力的中尺度天气模式,选用物理基础较完备的起沙模块,充分利用了中国区域的各种地表资料。该模式的总体框架见图 1 (灰色方框除外)。GRAPES_DAM 模式为分档模式,沙尘气溶胶按其粒径大小 $0.01 \sim 41 \mu\text{m}$ 分为 12 档。起沙机制、凝并、沉降等过程的详细参数化方案以及沙漠分布、土壤质地、土地覆盖、沙尘粒子谱分布等地表信息参阅文献(Gong et al., 2003a, 2003b)。模式中沙尘输送包括网格尺度的输送过程与次网格湍流扩散过程。网格尺度的输送过程由天气模式 GRAPES 通过准单调的半拉格朗日方案 QMSL (Staniforth et al., 1991) 来计算;次网格垂直湍流扩散,则由下述方程求得:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = \frac{\partial^2}{\partial z^2} K_h C_i, \quad (1)$$

其中, K_h 为湍流扩散系数, C_i 为第 i 档的沙尘浓度。

2.2 沙尘短波辐射参数化

GRAPES_2W_SDM 天气-沙尘双向模式选用 Goddard 短波辐射方案。Goddard 短波辐射方案由 NASA/GSFC (Goddard Space Flight Center) 研制(Chou et al., 1999),是一个针对大气、云和气溶胶三者短波辐射效应的复杂谱方案,目前已应用于 Goddard 大气实验室发展的各种大气模式和 WRF 中尺度模式。该方案考虑了水汽、臭氧、二氧化碳、氧气、云和气溶胶的吸收作用,以及云、气溶胶和各种气体的散射作用。通量计算采用 δ -Ed-dington 近似与累加法(Lacis et al., 1974)。该辐射模式将太阳紫外到近红外光谱从 $0.175 \sim 10 \mu\text{m}$ 之间划分为 11 个波段。该辐射方案将气溶胶的辐射特性作为空间、时间和波段的函数实时输入模式,从而得出气溶胶在短波波段的多次散射、吸收作用大小。

根据辐射方案来计算沙尘气溶胶的辐射加热率,需要知道各档沙尘粒子的光学特性及时空分布。对于沙尘粒子的光学特性来说,沙尘气溶胶的复折射指数是一个重要影响因子,对辐射强迫估算

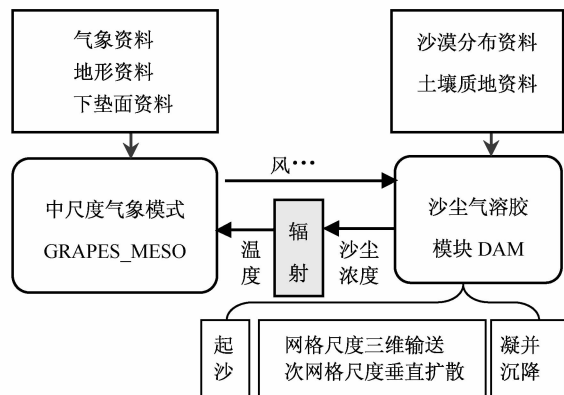


图 1 GRAPES_2W_SDM 天气-沙尘双向模式结构图
Fig. 1 Framework of the GRAPES_2W_SDM interactive weather-dust model

① 薛纪善, 陈德辉, 等. 2005. 新一代数值预报系统 (GRAPES) 研究与应用.

的影响非常大,而且复折射指数随着气溶胶源区、地理位置和粒子组成成分的不同也存在很大差异(王宏等,2004)。因此,在计算沙尘辐射效应时复折射指数的选择也非常关键。本文结合模拟个例,使用 ADEC 复折射指数模型(王宏等,2004)来减少计算误差,其中,该复折射指数模型通过对塔克拉玛干沙漠采集的气溶胶样本分析得出。沙尘的时空分布通过沙尘模式直接计算得到。

具体参数化过程:第一步,根据 Goddard 短波辐射方案波段的划分,结合 ADEC 复折射指数模型(王宏等,2004)提供的波长和折射指数,得出用于计算辐射效应的复折射指数(见表 1)。第二步,假定沙尘粒子为球形,先由 Mie 散射理论(Wiscombe,1980)计算出每一档沙尘气溶胶粒子在太阳短波波谱的质量消光效率、单次反照率和不对称因子等辐射特性(其中计算每档粒子的质量消光效率时,使用每档粒子的中值半径作为有效半径),并结合模式输出的质量浓度进一步计算光学厚度;然后,将格点上各档粒子的光学厚度相加得到格点上的有效光学厚度,接着分别对各档粒子加权平均计算出格点上的单次散射反照率和不对称因子。计算公式详见王宏等(2004)的研究。这种方法根据实时的气溶胶浓度数据来计算气溶胶的光学特性,所以在理论上更合理,更接近实际情况,当然很大程度上依赖于沙尘模式对沙尘气溶胶时空分布的模拟能力(王宏等,2004)。

表 1 Goddard 短波方案波段及 ADEC 沙尘复折射指数
Table 1 The spectral bands of Goddard's solar radiation and refractive indices of dust in ADEC database

N_G	$W_G/\mu m$	$W_A/\mu m$	R_R	R_I
1	0.175~0.225	0.200	1.53	0.0182
2	0.225~0.280	0.225	1.52	0.0170
3	0.245~0.260	0.250	1.52	0.0157
4	0.280~0.295	0.275	1.51	0.0143
5	0.295~0.310	0.300	1.51	0.0129
6	0.310~0.320	0.325	1.51	0.0110
7	0.320~0.400	0.375	1.51	0.0078
8	0.400~0.700	0.550	1.50	0.0030
9	0.70~1.22	0.950	1.50	0.0023
10	1.22~2.27	1.730	1.49	0.0036
11	2.27~10.0	6.200	1.43	0.0630

注: N_G 为 Goddard 波段序号, W_G 为 Goddard 波段范围, W_A 为选取 ADEC 波长, R_R 为复折射指数的实部, R_I 为复折射指数的虚部。

3 模拟设置和试验设计

本文所用天气模式的动力框架采用非静力平衡模式 GRAPES-v2.5。模式水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,格点数为 240×160 ,选取模拟区域($20^\circ N \sim 60^\circ N$, $55^\circ E \sim 115^\circ E$),模拟区域的中心为($40^\circ N$, $85^\circ E$),垂直层数为 31 层,模式顶为 35 km,时间步长为 300 s,积分 72 h。

物理过程的设置:积云对流参数化过程采用 Kain-Fritsch 方案,云微物理过程采用刘奇俊简冰显式降水方案(刘奇俊,2003),短波辐射过程采用 Goddard 方案,长波辐射过程采用 RRTM 方案,近地面层物理过程选用 Monin-Obukhov 方案,边界层物理过程采用 MRF 方案。辐射方案每 1800 s 计算一次。

土壤湿度场采用初始时刻 NCEP/NCAR $1^\circ \times 1^\circ$ 地表以下 10 cm 土壤湿度分析场,在积分过程中土壤湿度保持不变。此外,沙尘浓度场初始为零。

文中采用美国 NCEP/NCAR 分析场资料作为模式的初始场和侧边界条件。NCEP/NCAR 资料是美国 NCEP 发布的全球标准等压面数据。该资料的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直分为 26 层,最低层为 1000 hPa,最高层为 10 hPa。模拟过程以 2006 年 3 月 11 日 20 时为初始场,每 3 小时输出一次预报结果,每 6 小时输入一次新的侧边界值。

设计两个试验:控制试验(CTL: Control experiment)和沙尘短波辐射反馈试验(RAD: Radiation feedback experiment)。两个试验所用资料、沙尘粒径分档、模式的动力框架和物理过程等完全相同,不同之处在于:CTL 不考虑沙尘的短波辐射反馈,沙尘气溶胶各辐射参数均为 0;而 RAD 考虑沙尘的短波辐射反馈。其中,RAD 反馈的辐射影响每 1800 s 计算一次实时输入天气模式,沙尘浓度场随着气象场的改变而改变,沙尘气溶胶参数化方法见上一节。

4 个例概述

2006 年 3 月 11~16 日,南疆盆地出现一次大范围的沙尘暴-强浮尘天气。泰梅尔半岛冷空气以超极地路径(中路)侵袭我国,冷空气由东面灌入盆地;同时南疆盆地前期增暖,热低压加深,进一步加强了冷暖区之间的气压梯度,因而引发盆地的

偏东大风和沙尘暴天气。此外,由于盆地三面环山的特殊地理位置,在发生大风沙尘暴之后连续的几天时间,整个盆地一直维持着能见度较低的强浮尘天气。此次过程的特点是:由冷空气东灌引发,沙尘影响面积大,持续时间长,前期为大风沙尘暴天气(锋后沙尘暴),后期为弱风强浮尘天气。

4.1 沙尘与大风的演变过程

根据沙尘范围及强度将整个过程分成四个阶段。第一阶段 11 日 20 时~12 日 17 时(北京时,下同),随着冷空气向盆地的东侵(冷锋的推进,如图 2),南疆盆地自东向西先后出现沙尘暴及沙尘天气,盆地东端的铁干里克首先于 11 日 20 时出现沙尘暴,12 日 11 时沙尘一直扩展到盆地西北端的喀什,至 12 日 17 时盆地西南端的和田也出现能见度为 0.6 km 的浮尘天气,至此,整个盆地各站均为浮尘或沙尘暴天气。第二阶段 12 日 17 时~13 日 14 时,整个盆地为强浮尘天气,大部分站能见度维持在 1 km 以下。第三阶段 13 日 14 时~14 日 20 时,盆地北部能见度上升到 1 km 以上,而西南部到 14 日 08 时能见度仍在 1 km 以下,之后虽有升高,但仍比北部低。第四阶段,即 14 日 20 时以后,沙尘逐渐消散,能见度也随之转好。

大风与沙尘暴同时侵入南疆盆地,其中 11 日 23 时、12 日 02、08、14 时盆地北部的大部分站及盆地中部的塔中站均有较大的瞬时大风(20 m/s 左右)。12 日 23 时之后盆地内无大风。

4.2 影响系统

此次过程主要影响系统是由南疆盆地东部移入的冷锋系统。10 日 20 时蒙古高压位于贝加尔湖东北部,中心气压值为 1058 hPa,南疆盆地有一热低压;11 日 20 时蒙古高压向南移动到东、西萨彦岭之间,中心气压值加强为 1070 hPa,同时南疆盆地的热低压也发展加深,高压与南疆盆地之间等压线更加密集,此时,冷锋到达库尔勒-铁干里克一线(如图 2),冷空气灌入南疆盆地,冷锋以每小时 70 km 左右的速度向西推进,至 12 日 11 时已经到达盆地西南缘;12 日 20 时蒙古高压仍然维持在东、西萨彦岭之间,但中心气压值强度有所降低,南疆盆地已被冷气团完全控制;13 日 20 时到 14 日 20 时,蒙古高压中心气压值继续降低,南疆盆地继续被冷气团控制。

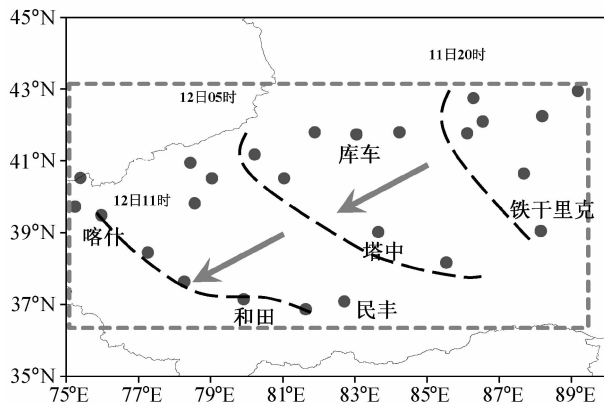


图 2 南疆盆地观测站点的地理位置及前期冷锋移动图。黑虚线为冷锋

Fig. 2 The locations of observation sites and the movement of the cold front in the early period. Black dashed lines denote the cold front

5 模拟结果

这部分主要通过比较控制试验(CTL)和沙尘短波辐射反馈试验(RAD)来分析沙尘辐射对天气及沙尘输送的影响。

积分前 12 h 为晚上,无短波辐射,所以 CTL 与 RAD 试验在前 12 h 的模拟无明显差别;积分 12~24 h 有短波辐射,CTL 与 RAD 试验开始出现差异,辐射效应开始累积,但是不大;积分 24~36 h 无短波辐射,差异也不大。而到了积分 36~72 h,沙尘辐射反馈效应开始逐步显现,沙尘范围内两个试验的差异变大。据此,主要分两个阶段分析:前期(积分 0~36 h)和后期(积分 36~72 h)。

5.1 CTL 试验对前期大风和沙尘的模拟

CTL 试验的模拟是否理想对于沙尘输送及整个反馈过程的模拟很重要,特别是 CTL 对前期大风和沙尘的模拟。

图 3a、b 分别为模式积分 9 h、12 h 模拟的地面 10 m 风与相应时刻地面观测值比较,图中数字 8 表示地面观测 10 m 风速(10 min 平均)大于 8 m/s 的站点,阴影为模式模拟的瞬时风速大于 8 m/s 的区域。由图 3 可以发现,模式模拟的大风区域与相应时刻观测的地面大风区域比较一致,特别是能够模拟出盆地西南缘的无大风区和西北部的大风区域,而且很好地再现了大风区自东向西的推进过程。模式早期对地面大风模拟的理想效果有利于整个过程中起沙及输送的模拟。

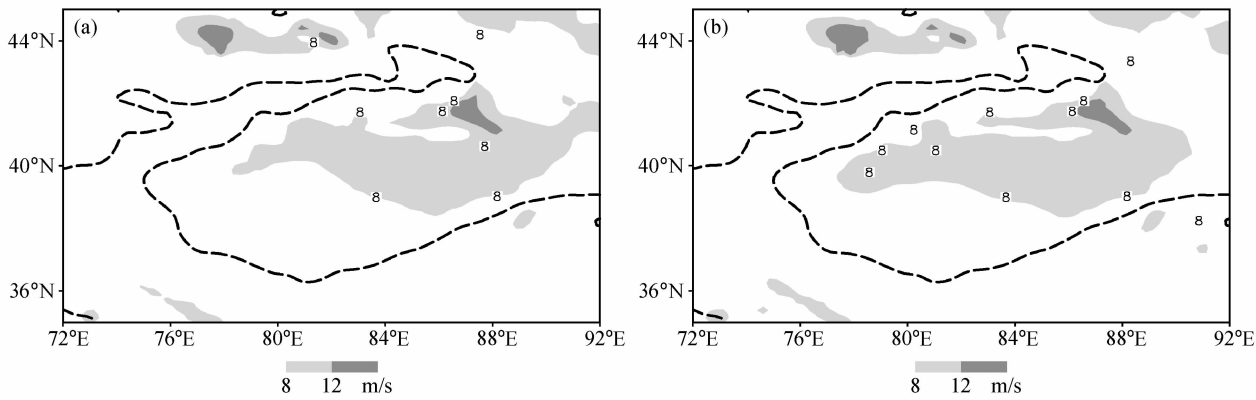


图3 前期CTL地面10 m风场的模拟(阴影:模拟 >8 m/s)及地面10 m风观测(“8”:实况 >8 m/s): (a) 积分9 h; (b) 积分12 h。粗虚线为2.8 km地形等高线(下同)

Fig. 3 The 10-m surface wind from the CTL simulation (shaded; simulation >8 m/s) and the observation (“8”: observation >8 m/s) in the early period: (a) Integrating 9 h; (b) integrating 12 h. Bold dashed curves denote 2.8-km contours of topography (the same below)

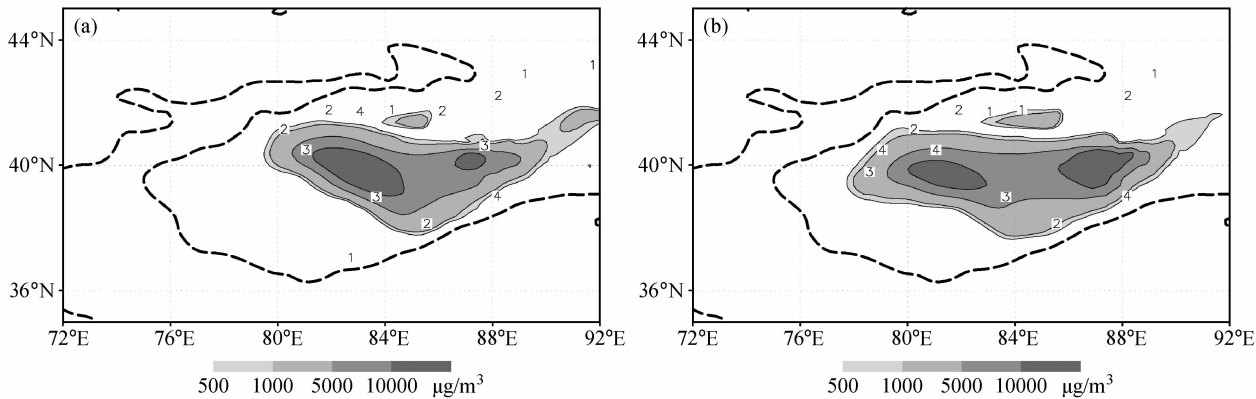


图4 前期CTL地面沙尘浓度场的模拟(阴影)及地面观测天气现象: (a) 积分9 h; (b) 积分12 h。“1”: 浮尘, “2”: 扬沙, “3”: 沙尘暴, “4”: 强沙尘暴

Fig. 4 The simulated surface dust concentration in the CTL (shaded) and the observed weather phenomena (numbers) in the early period: (a) Integrating 9 h; (b) integrating 12 h. “1”: floating dust, “2”: blowing sand, “3”: dust storm, “4”: severe dust storm

常规地面气象要素观测在一定程度上能反映沙尘天气的空间分布和时间演变。图4的阴影区为模拟的地面沙尘浓度,数字为相应时刻地面观测天气现象(数字越大,沙尘越强)。图4表明,在过程前期,模拟的沙尘范围和强度与相应时刻地面观测结果比较一致,而且模拟的沙尘范围的推进速度与实况也较为接近,这为计算沙尘辐射效应提供了较好的背景条件。

5.2 沙尘辐射对气象场的影响

5.2.1 对短波辐射的影响

沙尘短波辐射效应主要表现在白天:一方面削减到达地面的短波辐射,另一方面对沙尘层有加热效应。对南疆盆地来说,太阳短波辐射时间主要在

每天的08~20时,积分72小时中共有三个白天。以下主要讨论白天的短波辐射。

12日11时(图5a),此时太阳短波辐射已经覆盖整个盆地,盆地内出现了与沙尘范围区相一致的短波辐射削弱区;其余白天时间段的短波辐射削弱区也与沙尘范围区相一致。由沙尘引起的到达地面短波辐射削弱的强度和范围如图5b所示,12日11时短波辐射削弱的强度和范围均与RAD试验中沙尘柱含量(图略)的强度和范围基本一致;12日14时(图略),除了有上述分析的特征外,随着短波辐射的加强,沙尘对短波辐射的削弱程度也进一步加强,达到最高值;12日14时之后,随着短波辐射的减少,整个区域的削弱程度也逐渐减少。总体来

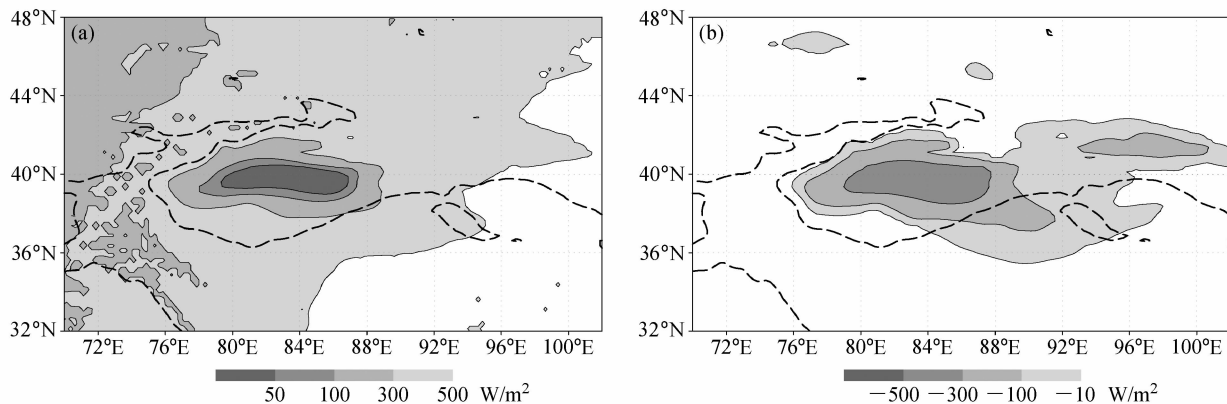


图5 12日11时 (a) RAD模拟和 (b) 沙尘削减 (RAD-CTL) 的到达地面短波辐射通量

Fig. 5 (a) The simulated ground shortwave radiation flux in the RAD and (b) the reduction of ground shortwave radiation flux by dust at 1100 LST 12 Mar

看, RAD 试验模拟的沙尘对到达地面的短波辐射的削弱在三个白天时间段均有发生, 此外, 削弱的短波辐射量与相应时刻沙尘范围的位置及空间分布基本一致。

图6为塔中站 (39.0°N, 83.4°E) 沙尘气溶胶的相对短波瞬时加热率 (RAD-CTL) 及相应时刻沙尘浓度 (RAD) 的模拟垂直分布图。塔中在沙尘过程中有两种沙尘浓度的垂直分布 (如图6a), 一种是沙尘浓度最大值在地面且由下往上递减, 另一种是沙尘浓度最大值在空中 1~2 km。其中, 12日为沙尘大值中心逐渐移过塔中, 13日为沙尘范围逐渐远离塔中, 所以可以得到图6a中12日14时和13日14时的沙尘垂直分布。对应沙尘这两种垂直分布, 图6b是沙尘气溶胶的相对短波瞬时加热率 (RAD-CTL), 由图可以看出, 沙尘浓度较大时, 沙尘加热率最大可以达到 6°C/d; 此外, 不论沙尘的垂直分布怎样, 沙尘加热率最大值一般在距地 4~5 km 左右 (模式面 10~12 层)。

总之, 沙尘明显削弱了到达地面的短波辐射通量, 改变了大气短波瞬时加热率。上述分析结果与一些研究 (Zhang et al., 2003; 申绍华, 1989; 王宏等, 2007) 及观测结果 (胡隐樵等, 1997) 较一致, 这说明短波辐射方案计算的沙尘短波辐射较合理。其中, 注意到 Zhang et al. (2003) 模拟的是河西走廊 1993 年 5 月 5 日黑风暴的沙尘辐射效应, 其在黑风暴区到达地面的短波辐射为 0 W/m² 和大气短波瞬时加热率达到 24°C/d, 而本文在沙尘浓度较大地区这两个量分别为 50 W/m² 和 6°C/d。考虑

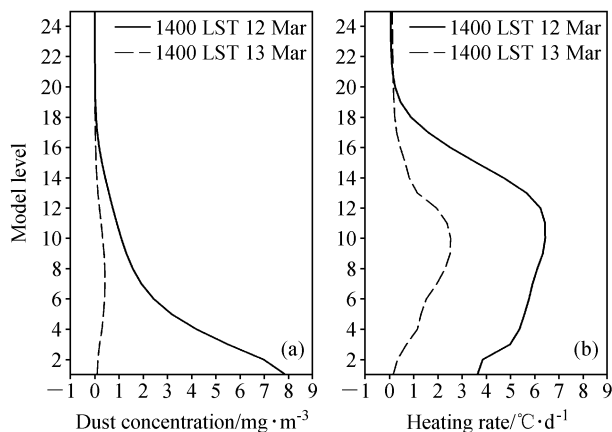


图6 塔中 (39.0°N, 83.4°E) 的 (a) RAD 沙尘浓度的垂直分布和 (b) 沙尘气溶胶的相对短波瞬时加热率垂直分布 (RAD-CTL)

Fig. 6 Vertical distributions of (a) dust concentration in the RAD and (b) shortwave heating rate due to dust aerosols (RAD-CTL) at noon over Tazhong (39.0°N, 83.4°E)

到 1993 年 5 月 5 日黑风暴的沙尘浓度比本文模拟的沙尘浓度要大得多, 故可认为两者对沙尘影响短波辐射的研究一致。

5.2.2 对气温的影响

气温是沙尘辐射效应体现的主要气象要素之一。尽管沙尘的短波加热率在整个沙尘层都以加热为主, 但是在沙尘过程中, 模拟的沙尘辐射引起温度变化的综合效果一般是使地面降低温度, 同时使沙尘层中上部略微加热 (图略)。这是因为气温的变化是平流、非绝热加热、垂直运动等各方面共同作用的结果, 而沙尘辐射主要影响非绝热加热项中地面湍流热通量和沙尘气溶胶加热量 (即沙尘引起的温度变化主要取决于沙尘对这两者的贡献)。在

地面附近, 沙尘削弱到达地面的短波辐射使地面湍流热通量减少比沙尘气溶胶加热大得多, 故地面附近一般为降温(田文寿等, 1997); 而在远离地面的中高层, 主要是沙尘气溶胶加热贡献大, 故在远离地面的中高层为增温。以下主要讨论沙尘辐射对大气日变化(地面气温)和气温垂直变化模拟能力的改善。

当前, 数值预报模式研究十分重视模式对大气日变化的描述能力(薛纪善等, 2005), 因为有的天气系统的生消与大气日变化密切相关。对于日变化较大的沙漠地区, 其日变化更为重要, 如 Mohalfi et al. (1998) 指出沙尘区日变化的模拟对沙特低压的维持起到了关键作用。考虑到沙尘辐射对气温日变化的影响有强弱之分, 挑选了两类站点进行分析。

对能见度较高、浮尘时间较短的站点来说, 沙尘辐射的影响相对较小, 温度的日变化仍然很明显, 不包含沙尘辐射效应的天气模式(CTL)能模拟出气温的日变化趋势, 比如塔中和铁干里克两站(图 7)。图 7 表明, CTL 在这两站均能模拟出气温的日变化。这说明短时间的浮尘对气温日变化的模拟影响不是很大。此外, 由图 7 可以看出, 铁干里克第一天白天能见度在 10 km 以上, 后两天均为 30 km, 而塔中第一天白天能见度较低, 后两天均在 10 km 左右, 因此, 铁干里克的气温日变化模拟比塔中要好。这也说明如果浮尘足够强的话, 虽然浮尘时间较短, 但是不考虑沙尘辐射也会对温度量值的模拟有较大的影响。由此可见, 不考虑沙尘辐射效应的天气模式在没有长时间强浮尘影响的地区对气温日变化的模拟趋势与实况比较一致, 但是量值上有一定的影响。

而对于浮尘时间较长(连续两个白天以上)、能见度低于 1 km 的站点, 比如民丰、和田, CTL 对气温日变化趋势的模拟就不太理想。以下对这两个站点的 CTL 与 RAD 的日变化进行分析。为了便于比较, 选择民丰、和田两站 RAD 模拟的沙尘浓度与实况比较接近(图 8a、d)。这里的实况沙尘浓度是通过实况的能见度反算得到(Shao et al. 2003), 只能半定量地与模拟进行比较。图 8b、e 为民丰、和田两站实况(OBS)、CTL 和 RAD 的三者地面气温的对比, 实况 36~48 h 沙尘削弱到达地面的短波辐射, 使白天地面气温几乎没有升高,

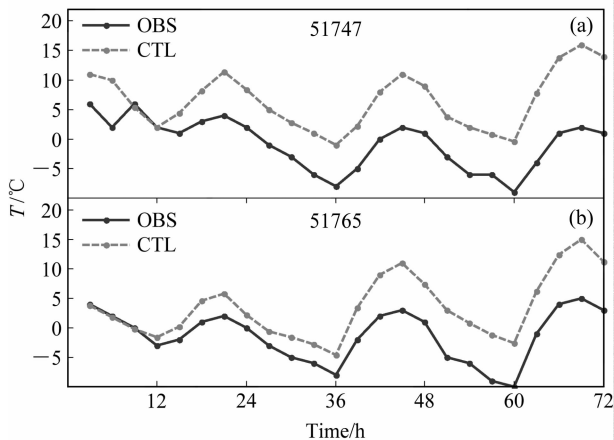


图 7 能见度较高的站点地面 2 m 气温的 CTL 模拟和观测:

(a) 塔中 (51747); (b) 铁干里克 (51765)

Fig. 7 The 2-m surface air temperature from the CTL simulation and the observation at the stations with higher visibility:

(a) Tazhong (51747); (b) Tikanlik (51765)

RAD 试验能模拟出日变化趋势和温度值, 而 CTL 由于没有考虑沙尘辐射效应, 仍然维持较强的日变化趋势(与实况最大相差 10 °C); 同样积分 60~72 h, RAD 试验也能很好地模拟出白天升温不明显的趋势, 较 CTL 更接近实况。此外, 注意到积分 12~24 h 两个试验的模拟结果没有明显差异, 但是和田的模拟效果比民丰的更好。这是因为两站模拟的沙尘发生时间较实况偏晚, 模式中白天这段时间两个站均无沙尘辐射效应影响; 实况中和田的沙尘天气下午才发生, 此时地面已有一定的加热升温, 因此和田地面气温的实况与模拟就不易出现较大差异; 而实况中民丰在早上就出现沙尘现象, 地面气温变化不大, 故与模拟值有较大差异。由此可见, 沙尘天气维持时间较长且能见度较低的地区, 对于沙尘辐射引起的气温日变化的模拟, 考虑比忽略沙尘辐射效应的模式(试验)结果更合理。

沙尘辐射效应不仅影响地面温度的日变化, 而且对气温垂直变化也有一定的影响。图 9a、b 为民丰、和田两站在 3 月 13 日凌晨(08 时)和黄昏(20 时)垂直高度上的模拟与实测平均气温变化差。由图可见, 在中低层大气中, 沙尘天气下 RAD 比 CTL 模拟更加接近实况; 凌晨与黄昏相比较而言, RAD 改进温度变化最显著的时间为黄昏。这是因为忽略沙尘辐射效应的 CTL 通过一个白天的地面加热后, 黄昏时靠近地面的低层大气气温显著升高, 比凌晨更加偏离实况; 而考虑沙尘辐射效应则

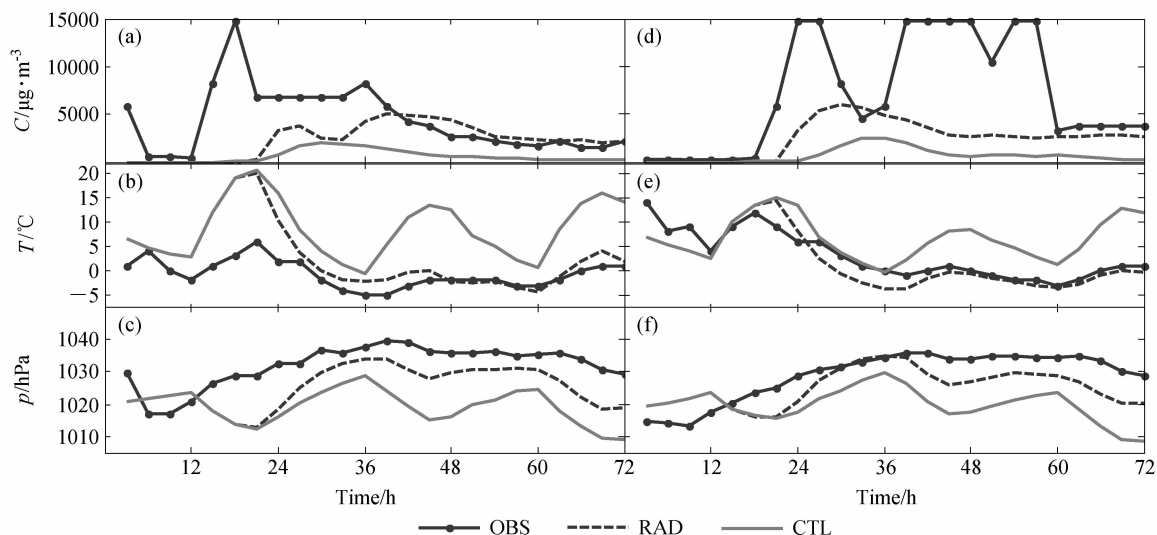


图8 能见度较低的站点民丰(a~c)、和田(d~f) RAD、CTL 模拟与实况(OBS) 的比较: (a、d) 沙尘浓度; (b、e) 地面2 m 气温; (c、f) 海平面气压

Fig. 8 Comparison among the CTL, the RAD and the observation at (a~c) Minfeng and (d~f) Hotan stations with lower visibility: (a, d) Dust concentration (C); (b, e) 2-m surface air temperature; (c, f) sea level pressure

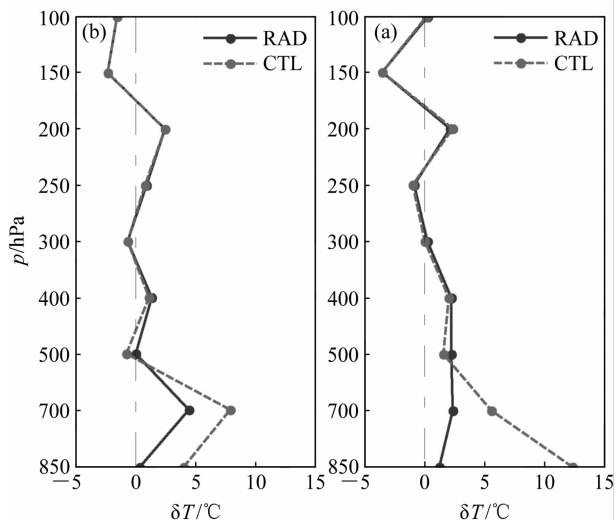


图9 3月13日 RAD、CTL 模拟的民丰、和田两站平均垂直温度偏差(模拟与实况的差): (a) 08 时; (b) 20 时

Fig. 9 The vertical temperature bias in RAD and CTL averaged over stations Minfeng and Hetian: (a) 0800 LST 13 Mar; (b) 2000 LST 13 Mar

会把这个地面加热削弱掉,更接近实际。此外,沙尘辐射效应对 500~400 hPa 的大气有微弱的加热,但未能从图中看出在此高度上对模拟效果有较明显的改进,这可能与沙尘浓度的垂直分布模拟等因素有关。

总的来说,在沙尘浓度模拟较好的条件下,与未考虑沙尘辐射效应的天气模式相比,考虑了沙尘

辐射效应的天气模式对于地面气温日变化和温度垂直变化的预报均有一定的改进,这将对改进该地区沙尘天气条件下的数值预报起到一定的作用。

5.2.3 对其他气象要素的影响

主要讨论沙尘辐射效应对海平面气压和中低层风速的影响。

沙尘辐射效应引起气温变化后,将进一步影响气压的变化。其中沙尘辐射影响气压场的变化与沙尘辐射影响温度场的变化很一致,主要为低层增压、高层减压(图略)。这里主要讨论地面海平面气压的日变化(见图 8c、f)。由图 8c、f 可以看出,民丰、和田两站考虑沙尘辐射效应后海平面气压的日变化和气压值更接近于实况。这说明考虑沙尘辐射效应后,温度模拟得到改善的同时,海平面气压的模拟也得到改善。

在前期大风沙尘天气阶段,沙尘辐射对风场的主要影响为:增大沙尘体中下层的主导风风速(如图 10 所示)。图 10 为 3 月 12 日 17 时 RAD 与 CTL 的 u 风速差(图中曲线)沿 40°N 的垂直剖面,此时两个试验在低层均为东风,由图可见在沙尘体中(图中阴影)的 450~1000 m 之间(模式面 4 层附近),出现了一个风速增大带。当天的其他时次如 11 时、14 时的模拟结果也都在该层出现了类似特征。

5.3 沙尘辐射对沙尘输送的影响

沙尘浓度的局地变化与沙尘的起沙、平流输

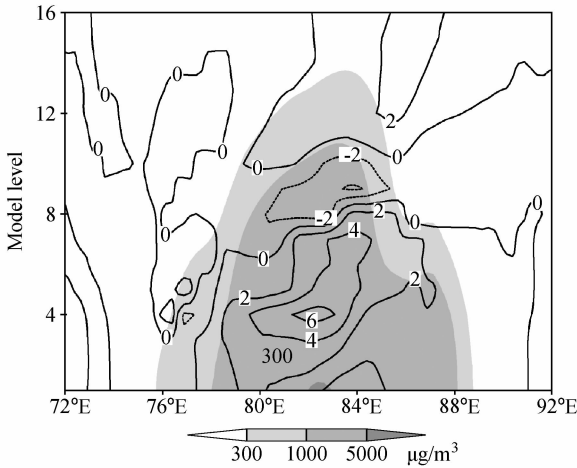


图 10 3月12日17时沿40°N的RAD模拟的沙尘浓度(阴影)及u风速差(RAD-CTL)(等值线,单位:m/s)的垂直分布
Fig. 10 The vertical cross section of dust concentration in the RAD (shaded) and u speed difference between RAD and CTL (isoline, units: m/s) along 40°N at 1700 LST 12 Mar

送、湍流扩散和沉降过程有关。这里通过比较两个试验模拟沙尘浓度的差异,同时结合沙尘辐射引起的气象场变化来分析引起沙尘浓度差异的原因。

对于地面沙尘范围,两试验在积分0~36 h(图略)结果差异很小;积分36~48 h(其中积分36 h见图11a、c),CTL沙尘范围向西南缘收缩的速度比RAD试验快,CTL沙尘范围更小;积分48~72 h(其中积分60 h见图11b、d),CTL试验沙尘范围继续向西南缘收缩,而RAD试验沙尘范围停止收缩转而向盆地中部扩展。其中,积分54~57 h(图略),塔中站实况从无沙尘转变为有沙尘,RAD试验很好地模拟了沙漠腹地沙尘的变化。综上所述,RAD对后期西南缘和沙漠腹地的沙尘范围的模拟更理想。

接下来比较沙尘浓度值的差异,所用的观测沙尘浓度值是根据测站的能见度实测值进行估计的(Shao et al., 2003)。图8a、b说明民丰、和田两站RAD比CTL模拟的沙尘浓度更接近由能见度实测

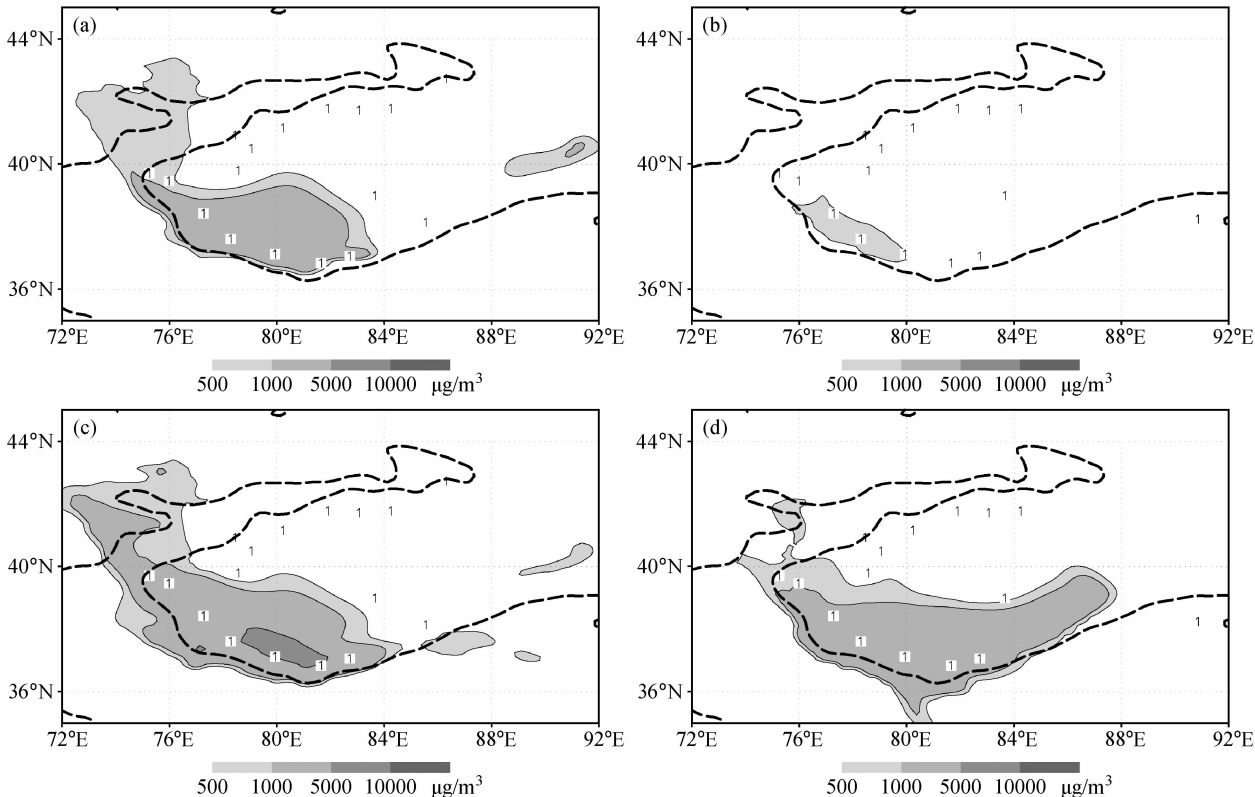


图 11 (a、b) CTL 和 (c、d) RAD 模拟的地面沙尘浓度(阴影)与地面观测天气现象(“1”: 浮尘)的比较:(a、c) 积分 36 h; (b、d) 积分 60 h

Fig. 11 The simulated surface dust concentration (shaded) in (a, b) the CTL and (c, d) the RAD and the observed weather phenomenon (“1”: floating dust): (a, c) Integrating 36 h; (b, d) integrating 60 h

值反算的沙尘浓度。另外, RAD 对后期强浮尘天气的模拟能力优于 CTL, 这是因为 CTL 试验过低地估算强浮尘天气下的沙尘浓度。

最后, 讨论引起沙尘浓度变化的原因。这里主要讨论沙尘柱浓度。图 12a 为两试验 72 h 时间平均的柱浓度之差, 可以看出, 在南疆盆地绝大部分区域沙尘辐射效应均引起沙尘柱浓度的增加。起沙通量见图 12b (72 h 平均), 在大部分区域为减少。由两试验的面积平均的柱浓度和起沙通量的总量差随时间的变化来看 (图略), 与 CTL 试验相比, RAD 试验计算的沙尘柱浓度除了 3 月 12 日 11 时减少外, 后面时次均增加; RAD 减少起沙通量。总体来说, 因为沙尘辐射虽然减少了大气的沙尘输入量, 但却使更多的沙尘在大气中保持 (即柱浓度高) 而不迅速沉降, 所以说明沙尘辐射使沙尘沉降量显著减少。两试验对后期沙尘的模拟结果存在较大差异的主要原因之一就是沙尘沉降量的明显不同。

沙尘沉降量减少可以由干沉降公式和摩擦速度来解释。最底层的干沉降速度与湍流及地表面特性有关, 干沉降速度与摩擦速度成正比。辐射反馈总

体效应是引起大部分沙尘区的摩擦速度减少 (图 12c), 摩擦速度减少引起了底层干沉降速度的降低, 这在一定程度上减少了干沉降量。

此外, 不同的天气系统和地形可能导致沙尘辐射效应影响沙尘输送的反馈机制不同。此次过程的影响系统移动方向为自东向西, 而沙尘浓度的变化与平流输送密切相关, 因此前期的沙尘辐射对主导风的加强将会加大沙尘的输送, 使更多沙尘向西输送; 盆地特有的地形使沙尘不易向外扩散及易于在西南缘的堆积, 这对后期高、低空悬浮的沙尘向东的平流输送提供了条件。其中, 地形特点是本个例的特别之处。比如 Pe' rez et al. (2006) 计算的撒哈拉沙尘向北跨海输送的个例, 模拟的沙尘辐射反馈作用在大部分区域内对起沙通量为减少, 摩擦速度为减少 (即沉降减少, 均与本文结果一致), 而沙尘光学厚度为降低 (即减少的起沙量比减少的沉降量要大, 与本文结果相反)。注意到该跨海个例的浮尘不是发生在盆地地形中, 浮尘可以进行较远距离的输送, 可能这也是该个例对光学厚度为负反馈的结果, 这里不做详细讨论。

总之, 在前期沙尘暴过程中, 沙尘辐射在大部

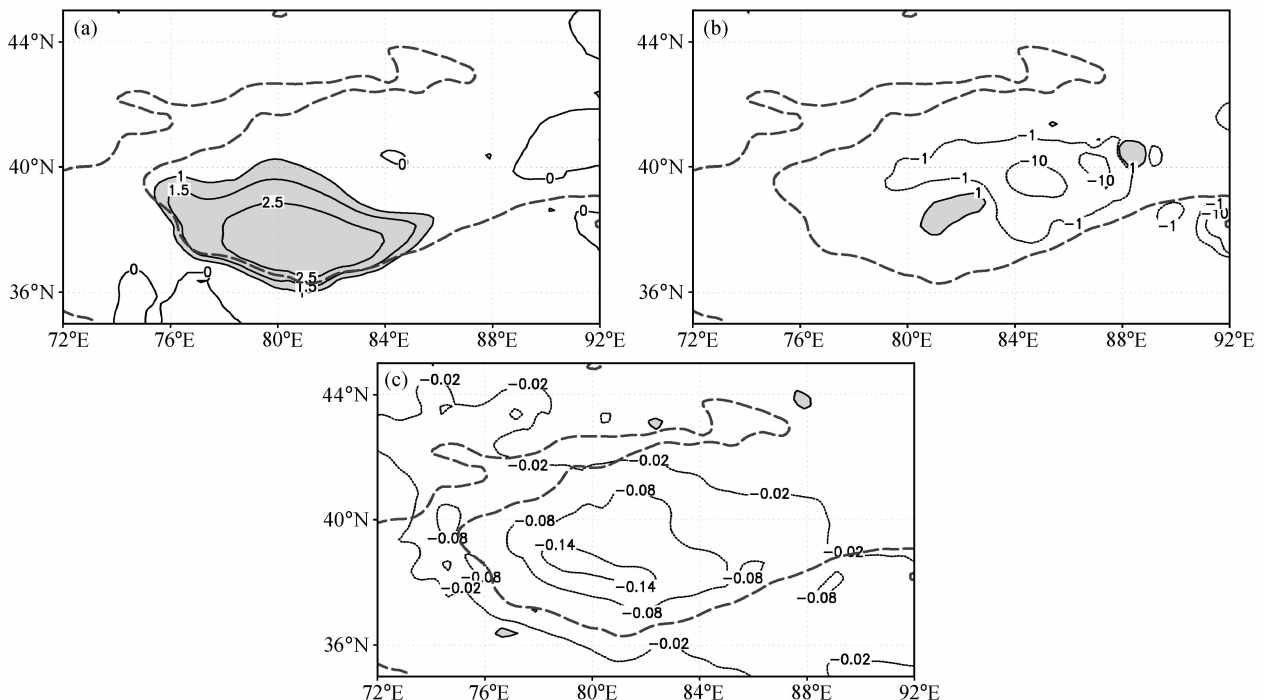


图 12 RAD 与 CTL 试验 72 h 时间平均的沙尘柱浓度差 (a, 单位: g/m^2)、起沙通量差 (b, 单位: $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) 和摩擦速度差 (c, 单位: m/s)

Fig. 12 The differences of 72-h-average (a) dust column loading (g/m^2), (b) surface dust flux ($\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and (c) friction velocity (m/s) between the RAD and the CTL

分区域为减少起沙; 在后期强浮尘过程中, 沙尘辐射维持浮尘天气, 明显降低了沙尘沉降量, 改善了后期浮尘过程沙尘范围和沙尘浓度量值的预报。

6 结语

本文利用一个考虑沙尘短波辐射效应的天气-沙尘双向模式, 设计了考虑 (RAD) 与忽略 (CTL) 沙尘短波辐射效应的两组试验, 对我国西北地区一次典型的沙尘天气 (南疆盆地冷锋东侵) 进行了模拟分析, 得出以下主要结论:

(1) 模式较好地再现了沙尘暴发生时地面大风及沙尘的输送过程, 与实况较为接近, 为计算沙尘辐射效应提供了较好的背景条件。

(2) 沙尘明显削弱了到达地面的短波辐射通量, 改变了大气短波瞬时加热率。

(3) 强浮尘过程影响的站点, 在沙尘浓度模拟较好的条件下, 考虑沙尘辐射效应能较好地模拟地面气温日变化、气温垂直变化和海平面气压变化的特征。

(4) 前期沙尘暴过程沙尘辐射引起中低层主导风增大, 但在大部分区域为减少起沙量; 后期强浮尘过程沙尘辐射与地形的共同作用体现为维持浮尘天气, 显著抑制了沙尘沉降量, 同时考虑沙尘辐射改善了浮尘过程的沙尘模拟。

本文仅考虑了白天的沙尘短波辐射效应, 而实际上沙尘全天的长波辐射效应也同样重要。此外, 本文模式中未能考虑沙尘气溶胶作为云凝结核影响云的发展进而影响辐射和雨的过程。因而, 对于沙尘综合的辐射效应如何影响我国的天气系统和沙尘输送, 还需要做进一步的研究。

致谢 感谢北京大学物理学院陈受钧教授提出的宝贵意见, 感谢中国气象科学研究院数值预报中心提供研究平台和沈元芳研究员在短波辐射方案的指导!

参考文献 (References)

Carlson T N, Benjamin S. 1980. Radiative heating rates for Sahara dust [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 193–197.

Chen Shou-Jun, Kuo Y H, Wei M, et al. 1995. The effect of dust radiative heating on low level frontogenesis [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52: 1414–1420.

Chou M D, Suarez M J. 1999. A solar radiation parameterization for atmospheric studies. NASA Tech. Memo. 10460, 15. <http://climate.gsfc.nasa.gov/~chou>

段建军, 陈受钧, 郑用生. 2000. 对大气气溶胶的辐射效应的数值

实验 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 36 (1): 95–101. Du-an Jianjun, Chen Shoujun, Chung Yongseung. 2000. The numerical experiments of aerosol radiative effects [J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinesis (in Chinese)*, 36 (1): 95–101.

Dunion J P, Velden C S. 2004. The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 353–365.

Gong S L, Barrie L B, Lazare M, et al. 2003. Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models: 1. Module development [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D1): 4007, doi:10.1029/2001JD002002.

Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. 2003. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 2. Model simulation and validation [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D9): 4262, doi: 10.1029/2002JD002633.

胡隐樵, 光田宁. 1997. 强沙尘暴微气象特征和局地触发机制 [J]. *大气科学*, 21 (5): 581–589. Hu Yingqiao, Mitsuta Y. 1997. Micrometeorological characteristics and local triggering mechanism of strong dust storm [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 21 (5): 581–589.

Lacis A A, Hansen J E. 1974. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31: 118–133.

李江风. 1991. 新疆气候 [M]. 北京: 气象出版社, 302. Li Jiang-feng. 1991. *Xinjiang Climate [M] (in Chinese)*. Beijing: China Meteorological Press, 302.

刘奇俊, 胡志晋, 周秀骥. 2003. HLAFS 显式云降水方案及其对暴雨和云的模拟 (I) 云降水显式方案 [J]. *应用气象学报*, 14 (增刊): 60–67. Liu Qijun, Hu Zhijin, Zhou Xiuji. 2003. Explicit cloud schemes of HLAFS and simulation of heavy rainfall and clouds. Part I: Explicit cloud schemes [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 14 (Suppl.): 60–67.

Mohalifi Saad, Bedi H S, Krishnamurti T N, et al. 1998. Impact of shortwave radiative effects of dust aerosols on the summer season heat low over Saudi Arabia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 3153–3168.

Pe' rez C, Nickovic S, Pejanovic G, et al. 2006. Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D16206, doi: 10.1029/2005JD006717.

Shao Yaping, Yang Yan, Wang Jianjie, et al. 2003. Northeast Asian dust storms: Real-time numerical prediction and validation [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D22), 4691, doi: 10.1029/2003JD003667.

申绍华. 1989. 沙尘的辐射效应及其对环流系统的强迫 [D]. 北京大学博士学位论文. Shen Shaohua. 1989. The effect of dust radiative heating and its impact on circulation system [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Peking University.

申绍华, 陈受钧. 1993. 沙尘暴辐射强迫的锋生过程 [J]. *气象学*

- 报, 51 (3): 283 - 294. Shen Shaohua, Chen Shoujun. 1993. The analysis of frontogenesis process forced by dust radiative heating [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 51 (3): 283 - 294.
- Staniforth A, Cote J. 1991. Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models: A review [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119: 2206 - 2223.
- 田文寿, 陈长和, 黄建国, 等. 1997. 兰州冬季气溶胶的短波加热效应及其对混合层发展的影响 [J]. *应用气象学报*, 8 (3): 292 - 301. Tian Wenshou, Chen Changhe, Huang Jianguo, et al. 1997. The solar heating effect of the winter aerosol in Lanzhou and its influence on evolution of the mixed layer [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 8 (3): 292 - 301.
- 王宏, 石广玉, Aoki T, 等. 2004. 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*, 49 (19): 1993 - 2000. Wang Hong, Shi Guangyu, Aoki T, et al. 2004. Radiative forcing of dust aerosol over East Asia and North Pacific during the spring of 2001 [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 49 (19): 1993 - 2000.
- 王宏, 石广玉, 王标, 等. 2007. 中国沙漠沙尘气溶胶对沙漠源区及北太平洋地区大气辐射加热的影响 [J]. *大气科学*, 31 (3): 515 - 526. Wang Hong, Shi Guangyu, Wang Biao, et al. 2007. The impacts of dust aerosol from deserts of China on the radiative heating rate over desert sources and the North Pacific region [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (3): 515 - 526.
- Wiscombe W J. 1980. Improved Mie scattering algorithms [J]. *Appl. Opt.*, 19: 1505 - 1509.
- 吴国雄. 1987. “核冬天”理论及气溶胶的短波吸收作用 [J]. *成都气象学院学报*, 1 (1): 6 - 10. Wu Guoxiong. 1987. “Nuclear weather” theory and the aerosol absorption of shortwave radiation [J]. *Journal of Chengdu Institute of Meteorology (in Chinese)*, 1 (1): 6 - 10.
- 徐国昌, 陈敏连, 吴国雄. 1979. 甘肃省“4. 22”特大沙尘暴分析 [J]. *气象学报*, 37 (4): 26 - 35. Xu Guochang, Chen Minlian, Wu Guoxiong. 1979. On an extraordinary heavy sandstorm on April 22nd in GanSu [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 37 (4): 26 - 35.
- 薛纪善. 2005. 我国西北高原地区数值预报的几个科学问题 [J]. *干旱气象*, 23 (1): 68 - 71. Xue Jishan. 2005. Some scientific issues on numerical weather prediction in Northwest China [J]. *Arid Meteorology (in Chinese)*, 23 (1): 68 - 71.
- 尹宏, 韩志刚. 1989. 气溶胶大气对太阳辐射的吸收 [J]. *气象学报*, 47 (1): 118 - 123. Yin Hong, Han Zhigang. 1989. The absorption of solar radiation by aerosol atmosphere [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 47 (1): 118 - 123.
- Zhang Xiao-Ling, Cheng L S, Chung Y S. 2003. Development of a severe sand-dust storm model and its application to Northwest China [J]. *Water Air and Soil Pollution: Focus*, 3 (2): 173 - 190.
- 周自江. 2001. 近 45 年中国扬沙和沙尘暴天气 [J]. *第四纪研究*, 21 (1): 9 - 17. Zhou Zijiang. 2001. Blowing-sand and sand-storm in China in recent 45 years [J]. *Quaternary Sciences (in Chinese)*, 21 (1): 9 - 17.