

# 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

王宏<sup>1,2</sup> 石广玉<sup>2</sup> 王标<sup>2</sup> 李伟<sup>2</sup> 李书严<sup>2</sup>  
GONG Sun-Ling<sup>3</sup> 赵天良<sup>3</sup>

1 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

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 多伦多大学, 多伦多 M5S 1A1

**摘 要** 针对 2001 年春季中国沙漠和北太平洋上空沙尘气溶胶的空间分布情况, 利用辐射传输模式, 分别计算了沙尘气溶胶对沙漠和海洋大气的辐射加热(冷却)率, 并讨论了低云、中云、高云对辐射加热率的影响。结果表明: 春季, 位于中国沙漠和太平洋上空的沙尘层对大气具有明显的加热作用。当沙漠上空光学厚度为 1.0, 海洋上空光学厚度为 0.3 时, 取春季平均太阳高度角, 沙尘层对应的净辐射加热率分别为 2.8 K/d 和 0.4 K/d。由于 WMO 推荐的沙尘模型比东亚沙尘模型对太阳辐射吸收强, 采用该模型计算得到的中国沙漠和海洋上空的加热率比采用东亚沙尘模型分别高 1.5 K/d 和 0.2 K/d。沙尘对大气的加热率很大程度上依赖于沙尘的大气载荷。这种依赖性首先受太阳高度角的影响, 其次也受地表反照率的影响。云对沙尘层辐射加热(冷却)率的影响与云的高度和厚度有关。低云能够加热沙漠和海洋上空的沙尘大气, 冷却地面和洋面。中、高云冷却沙漠上空的沙尘层。在海洋上空, 中云对云层以上的沙尘层有加热作用, 对云层以下的沙尘层有冷却作用。高云对海洋上空沙尘层的辐射加热(冷却)率的影响比较小, 加热还是冷却, 取决于云的厚度, 当云层较薄时, 加热沙尘层, 而当云层较厚的时候, 有可能冷却沙尘层。

**关键词** 辐射传输模式 辐射加热率 光学厚度 沙尘模型

**文章编号** 1006-9895(2007)03-0515-12 **中图分类号** P422 **文献标识码** A

## The Impacts of Dust Aerosol from Deserts of China on the Radiative Heating Rate over Desert Sources and the North Pacific Region

WANG Hong<sup>1,2</sup>, SHI Guang-Yu<sup>2</sup>, WANG Biao<sup>2</sup>, LI Wei<sup>2</sup>, LI Shu-Yan<sup>2</sup>,  
GONG Sun-Ling<sup>3</sup>, and ZHAO Tian-Liang<sup>3</sup>

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

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Air Quality Research Branch, Meteorological Service of Canada, Toronto, Ontario, Canada

**Abstract** Using the dust distribution data in spring 2001 the radiative heating (cooling) rates over deserts of China and the North Pacific Ocean are calculated and the impacts of low, middle and high clouds on the heating rate are discussed with a radiative transfer model. The studies show that the dust layer over deserts of China and the North

Pacific region can heat the atmosphere evidently. The heating rate is 2.8 K/d over China's desert and 0.4 K/d over the Pacific region corresponding to the optical depth of dust aerosol of 1.0 and 0.3 with spring averaged solar altitude. The heating rate using WMO dust model is higher 1.5 K/d over desert and 0.2 K/d over the Pacific than those of East Asian dust model because of the strong absorption of WMO dust model. The heating rate strongly depends on the dust concentration in the atmosphere and this dependency is affected by solar altitude firstly and then by surface albedo. The impacts of clouds on the radiative heating rate depend on the height and thickness of clouds. Low cloud heats the dust atmosphere over desert and ocean while cool the surface of land and ocean. Middle and high cloud cools the dust atmosphere over desert. Over ocean area, middle cloud heats the dust layer over it and cools the dust layer below it. The impacts of high cloud on the radiative heating rate over ocean area highly depend on the thickness of cloud. Thin cloud may heat the dust layer while thick cloud may possibly cool it.

**Key words** radiative transfer model, radiative heating rate, optical depth, dust model

## 1 引言

沙尘气溶胶是大气气溶胶的最重要组分之一。研究表明,沙尘气溶胶对大气有很强的加热或冷却作用,这种加热或冷却作用能够改变大气的热力状况,进而影响其动力结构<sup>[1~13]</sup>,因此它对大气环流、降水分布、短期天气变化和长期气候预测都具有重要意义。

中国西、北部沙漠是全球沙尘气溶胶主要排放源地之一<sup>[14~17]</sup>,源于该地区的沙尘也是全球大气气溶胶的重要组成部分。据估算,该地区每年向大气中注入约 8 亿吨的沙尘粒子<sup>[15]</sup>,与全球年平均 10~30 亿吨<sup>[18]</sup>的沙尘释放量相比,所占比例相当可观,有可能达到全球沙漠排放总量的一半,向大气中输送的沙尘量远大于撒哈拉沙漠向大西洋的沙尘输送量。中国、东亚以及整个北太平洋地区主要受源于该地区的沙尘气溶胶的影响<sup>[19~25]</sup>。特别是在沙尘暴频发的春季,漂浮在大气中的沙尘含量增多,对东亚-北太平洋地区大气温度的改变颇为显著。目前,对沙尘气溶胶的辐射加热率的研究大多针对撒哈拉沙漠和受其影响的大西洋地区<sup>[2~5, 7]</sup>,对中国沙漠和太平洋地区沙尘辐射加热(冷却)率的研究很不充分,极少数的研究<sup>[6, 11, 12]</sup>也是直接借用了撒哈拉沙尘的垂直分布或光学特性参数,对云的影响则没有考虑或考虑得非常简单,这一领域的研究还有待进一步深入。本文采用中国科学院重大国际合作研究项目“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境的影响”和亚洲气溶胶特性试验期间沙尘气溶胶最新的光学特性和浓度资料,定量估算了 2001 年春季中国沙漠和北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射加热率,考虑到大气中云和气溶胶交叉

存在的情况非常普遍,进一步讨论了低云、中云和高云对沙漠和海洋上空沙尘层的辐射加热(冷却)率的影响。

## 2 资料

计算气溶胶辐射加热(冷却)率所用数据主要分为三部分:气溶胶复折射指数、浓度以及气温、气压和湿度等气象场资料。

2002 年春季,在中国科学院重大国际合作项目“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境的影响”(ADEC)期间,中日科学家在中国西部沙漠策勒 $[(37^{\circ}01'N, 80^{\circ}44'E), 1363\text{ m}]$ 附近进行气溶胶采样,并经过测算得到了一套复折射指数资料<sup>[26]</sup>,这是目前发表的唯一代表东亚沙尘气溶胶的光学模型。世界气象组织(WMO)1983年推荐了沙尘气溶胶的复折射指数模型,该模型主要以撒哈拉沙漠沙尘气溶胶数据为依据,在辐射效应计算中已被广泛采用<sup>[27~30]</sup>。本文辐射计算中采用了以上两套复折射指数数据。沙尘浓度采用的是亚洲气溶胶特性试验(ACE-ASIA)期间 NARCM 模式的输出结果<sup>[31]</sup>。该资料将沙尘分为 12 档,粒子直径分别是 0.01~0.02  $\mu\text{m}$ 、0.02~0.04  $\mu\text{m}$ 、0.04~0.08  $\mu\text{m}$ 、0.08~0.16  $\mu\text{m}$ 、0.16~0.32  $\mu\text{m}$ 、0.32~0.64  $\mu\text{m}$ 、0.64~1.28  $\mu\text{m}$ 、1.28~2.56  $\mu\text{m}$ 、2.56~5.12  $\mu\text{m}$ 、5.12~10.24  $\mu\text{m}$ 、10.24~40.96  $\mu\text{m}$ 。2001 年春季的模拟结果已与包括中国环境保护监测网、加拿大空气预报监测网、加拿大空气溶胶监测网在内的,涉及中国阿克苏、敦煌、榆林、常熟、乌鲁木齐、呼和浩特、长春、北京、上海、青岛以及韩国的首都首尔、北美洲的 Saturnal 岛和 Cheek Peak 等十几个地面监测站的观测资料

进行对比, 并取得了比较好的结果。气温、气压、湿度等气象场采用了美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 2001 年 3~5 月  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析日平均气象场资料。

### 3 计算方案

#### 3.1 辐射传输方案

本文所用辐射传输方案以 Shi<sup>[32]</sup> 的  $k$ -分布为基本框架, 并在此基础上采用了新的辐射方案, 用  $k$ -分布指数和拟合的方法描述大气中  $H_2O$ 、 $CO_2$ 、 $O_3$ 、 $N_2O$  和  $CH_4$  等几种吸收气体的性质, 并对太阳辐射波段的臭氧吸收作了补充<sup>[33, 34]</sup>。这种方法物理意义明确, 精度可与传统上的逐线积分 (LBL) 结果相比拟, 因此成为一种国际上广泛采用的计算大气透过率的方法<sup>[35]</sup>。模式将太阳从紫外到红外的所有光谱划分为不等距的 12 个波段, 其中长波部分 (大于  $4 \mu m$ ) 共分为 7 个波段, 短波部分 (小于  $4 \mu m$ ) 分为 5 个波段。模式同时引入了与之相适应的云和气溶胶辐射参数化方法。该模式曾成功地模拟过全球硫酸盐、烟尘气溶胶<sup>[36, 37]</sup>、东亚-北太平洋地区沙尘气溶胶的辐射强迫<sup>[26]</sup>, 评估了沙尘粒子的光学特性对其辐射效应的敏感性<sup>[38]</sup>。

#### 3.2 辐射加热率

大气中的气体或气溶胶由于吸收或散射太阳和地气长波辐射而引起的大气温度的变化称为辐射加热 (冷却) 率, 计算公式<sup>[13]</sup>为

$$\frac{dT}{dt} = \frac{g \Delta F_{\text{solar+IR}}}{c_p \Delta p}, \quad (1)$$

其中,  $g$  为重力加速度,  $c_p$  为定压比热,  $\Delta p$  是上下两层的气压差。  $\Delta F_{\text{solar+IR}}$  为辐射通量的变化, 定义为

$$\Delta F_{\text{solar+IR}} = [F(\downarrow, p) - F(\uparrow, p)] - [F(\downarrow, p + \Delta p) - F(\uparrow, p + \Delta p)], \quad (2)$$

这里,  $F(\downarrow, p)$ ,  $F(\uparrow, p)$ ,  $(F(\downarrow, p + \Delta p))$  和  $F(\uparrow, p + \Delta p)$  分别表示在  $p$  和  $p + \Delta p$  层上向下和向上的净辐射通量, 关于净辐射通量的详细计算方法请参考文献<sup>[32, 33, 35]</sup>。由此可以分别计算出清洁大气和沙尘大气的辐射加热 (冷却) 率, 后者与前者之差就是沙尘气溶胶对大气的辐射加热 (冷却) 率。为了使辐射加热率的计算更接近 2001 年春季的平均状况, 大气温度、湿度和气压均采用了 NCEP/NCAR 2001 年春季的平均场, 同样, 在没

有特别说明的情况下, 太阳高度角也分别采用中国沙漠 ( $40^\circ N$ ,  $108^\circ E$ ) 和太平洋中部 ( $40^\circ N$ ,  $180^\circ E$ ) 2001 年春季的平均值, 大概为  $35^\circ$ 。考虑到相对于太阳辐射, 气溶胶长波辐射效应较小, 夜间的辐射效应对净辐射效应的影响不大, 本文的日平均辐射加热率仅考虑了白天的平均状况。

### 4 沙尘气溶胶的光学特性

#### 4.1 复折射指数

复折射指数是估算气溶胶辐射加热率最重要的光学参数之一, 它随着气溶胶源区地理位置和粒子组成成分的不同存在很大差异<sup>[28, 29, 39]</sup>。全球沙尘源区分布非常广泛, 目前, 包括中国在内的相当一部分地区的沙尘气溶胶的复折射指数资料还相当缺乏<sup>[7, 29]</sup>。2001 年 4 月 12~14 日, 中日科学家利用一个叠层气溶胶采样器在塔克拉玛干沙漠南部的策勒地区 [ $(37^\circ 01' N, 80^\circ 44' E)$ , 1363 m] 进行了气溶胶采样, 通过成分分析和理论计算得出了能够代表东亚地区沙尘气溶胶光学特性的复折射指数模型。文献<sup>[26]</sup>已对此进行了详细的介绍和分析。本文采用的就是这套复折射指数数据。另外, 作为对比分析, 同时也采用了 WMO 沙尘的复折射指数模型。图 1 为这两种沙尘光学模型复折射指数的实部和虚部, 从中可以看出, 东亚沙尘模型 (ADEC) 的实部明显比 WMO 模型大, 虚部比 WMO 模型小。这表明, 与 WMO 沙尘模型相比, 东亚沙尘气溶胶对太阳辐射的散射比较强, 吸收比较弱。这种光学特性的不同将造成的辐射加热 (冷却) 率的明显差别, 对此将在以下章节进行讨论。

#### 4.2 消光系数的垂直分布

气溶胶对大气的辐射加热率在很大程度上依赖于它在大气中的含量和垂直分布状况。本文利用沙尘气溶胶浓度和复折射指数, 根据 MIE 散射理论计算了 2001 年春季中国内蒙古沙漠 [ $(40^\circ N, 108^\circ E)$  附近] 和太平洋中部 [ $(40^\circ N, 180^\circ E)$  附近] 地区沙尘气溶胶的消光系数。计算结果显示在内蒙古沙漠中心和太平洋中部地区, 沙尘气溶胶光学厚度的春季平均值大约在 0.6~1.0 和 0.1~0.3 之间 ( $\lambda = 0.55 \mu m$ ), 为了便于分析和说明, 本文取沙漠源区的光学厚度为 1.0, 太平洋中地区为 0.3 进行计算和讨论。图 2 为这两个地区消光系数的垂直分布情况。可以看出, 在中国沙漠地区, 沙尘层的消光作

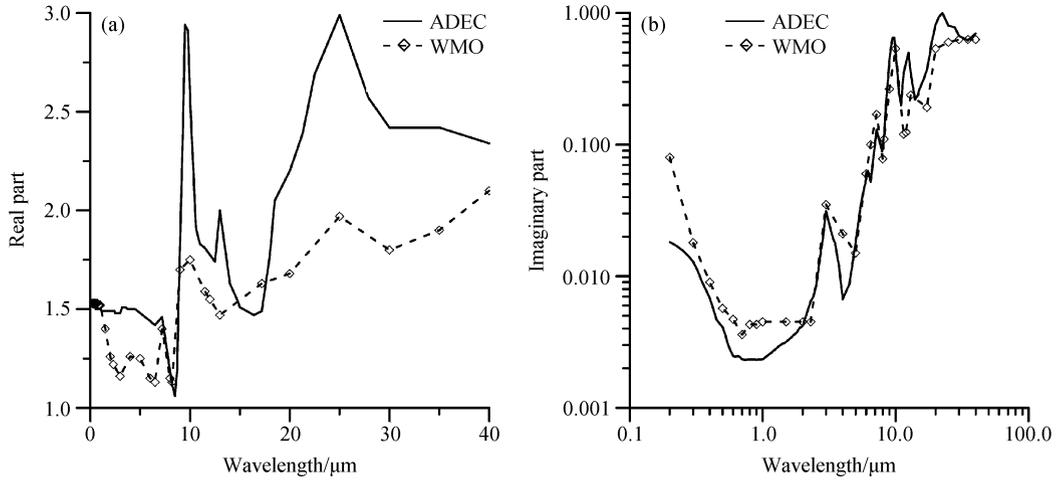


图1 沙尘气溶胶复折射指数实部(a)和虚部(b)

Fig. 1 The real (a) and imaginary (b) parts of the refractive indices of dust aerosol

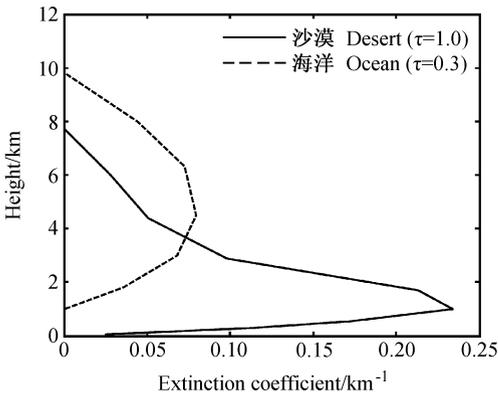


图2 沙尘气溶胶消光系数的垂直分布

Fig. 2 Vertical distribution of the extinction coefficient of dust aerosol

用主要集中在 2 km 以下的低层大气中,而在太平洋地区,沙尘层消光系数的峰值位于 4~6 km 之间。

## 5 晴空辐射加热率的计算结果

由于沙尘层能够吸收太阳辐射,无论在沙漠还是海洋上空,太阳短波辐射对沙尘层都有很强的加热作用(图3)。当沙漠上空气溶胶的光学厚度取 1.0 ( $\lambda=0.55 \mu\text{m}$ )时,3 km 以下沙尘层的短波辐射加热率平均为 3 K/d。对应于太平洋上空 0.3 ( $\lambda=0.55 \mu\text{m}$ )的光学厚度,4~7 km 之间的沙尘层短波加热率平均为 0.5 K/d。沙尘层的长波冷却率比短波加热率要小得多,沙漠上空为 0.5 K/d,太平洋上空还不到 0.1 K/d。由此得出,沙漠和海洋上空

的沙尘层内净辐射效应都是增温的,由于短波加热率部分抵消了长波冷却率,净辐射增温率比短波加热率略小,沙漠上空约为 2.8 K/d,太平洋上空为 0.4 K/d。这一计算结果与 Foucart 等<sup>[4]</sup>取气溶胶的光学厚度为 1.5 ( $\lambda=0.55 \mu\text{m}$ ),太阳在天顶时沙尘层附加的短波加热率为 5 K/d,长波冷却率为 1 K/d的研究结果比较一致。沙漠上空的沙尘层主要位于近地面的底层大气中,导致沙漠表面也被沙尘层加热,沙漠地表增温。值得注意的是,太平洋上空的沙尘层由于吸收太阳辐射温度较高,通过向外发射长波辐射对沙尘层之下的海洋大气产生了比较强的加热作用。另外,由于沙尘层对太阳辐射的吸收和散射,太阳光抵达沙尘层以下大气的短波辐射减少,产生辐射降温。长波加热和短波冷却作用部分抵消,使得沙尘层对位于其下的太平洋表面的影响比较小,表现为很弱的加热作用。这与 Carlson 等<sup>[2]</sup>对大西洋沙尘层的辐射加热率研究结果非常一致。

沙尘气溶胶的光学特性因为其地理位置和化学组分不同而发生变化。因此,在计算中国沙漠沙尘气溶胶的辐射加热(冷却)率时采用撒哈拉沙尘模型可能会导致计算偏差。为了估算这一偏差,图4给出了在光学厚度相同的情况下,分别采用东亚沙尘(ADEC)和WMO沙尘模型计算得出的净辐射加热率,可以看出,两种沙尘模型的辐射加热率差别非常明显。在沙漠地区,光学厚度为 1.0 时,东亚沙尘模型比WMO模型的大气净辐射加热率最

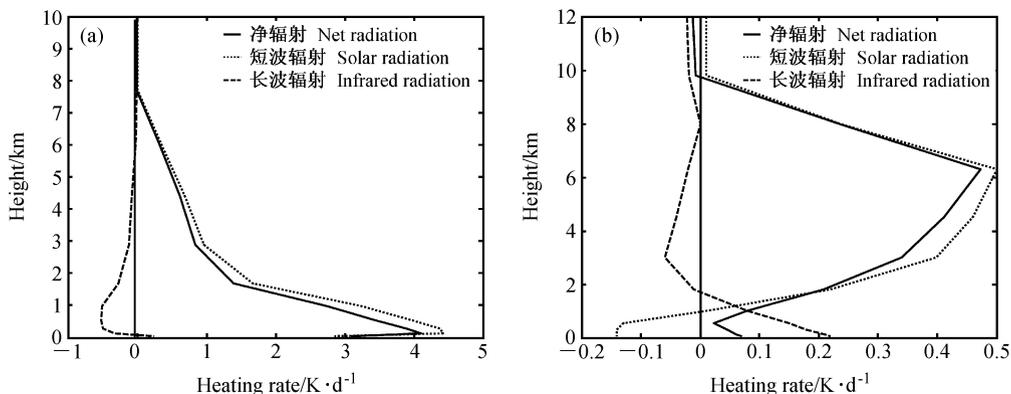


图 3 沙尘气溶胶的短波、长波和净辐射加热率: (a) 沙漠 ( $\tau=1.0$ ); (b) 太平洋 ( $\tau=0.3$ )

Fig. 3 Solar, infrared and net radiative heating rate of dust aerosol: (a) Desert ( $\tau=1.0$ ); (b) the Pacific ( $\tau=0.3$ )

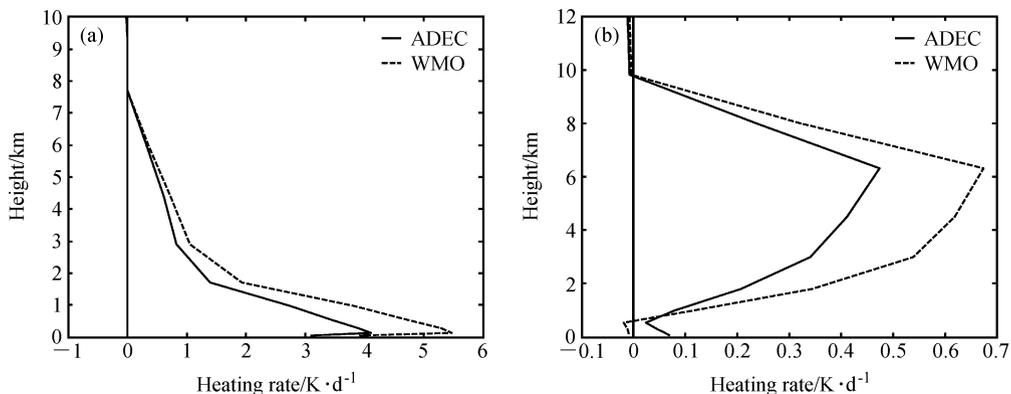


图 4 东亚和 WMO 沙尘模型的净辐射加热率: (a) 沙漠 ( $\tau=1.0$ ); (b) 太平洋 ( $\tau=0.3$ )

Fig. 4 The radiative heating rate for the East Asian and WMO dust: (a) Desert ( $\tau=1.0$ ); (b) the Pacific ( $\tau=0.3$ )

多可低 1.5 K/d。在太平洋上空, 虽然沙尘的光学厚度仅为 0.3, 两种光学模型的辐射加热率相差也达 0.2 K/d 以上。如前所述, 这主要是因为 WMO 沙尘对太阳短波辐射的吸收比东亚沙尘强所致。这一偏差还仅仅是针对沙漠和海洋地区沙尘气溶胶的光学厚度为 1.0 和 0.3 的平均状况。可以想象, 当强沙尘暴爆发时, 无论中国大陆还是北太平洋地区, 沙尘气溶胶的光学厚度将远大于上述平均值, 因此, 不同沙尘光学模型所造成的辐射加热(冷却)率的差别也会远大于 1.5 K/d (中国沙漠) 和 0.2 K/d (太平洋中部)。这一研究结果表明, 精确测算不同沙尘源区气溶胶的化学组成和光学特性对于准确评估沙尘气溶胶对大气辐射加热(冷却)率, 进而研究它对动力过程的影响具有重要意义。

取光学厚度为 0.5、1.0、2.0、3.0, 沙尘气溶胶加热率(图 5)的计算结果表明, 气溶胶对大气的加热率随沙尘光学厚度的增加而增加。其增加程

度首先受太阳高度角的影响, 其次受地表反照率的影响。这与 Quijano 等<sup>[13]</sup>的研究结果相当一致。当太阳高度角较大( $80^\circ$ )时, 辐射加热率随光学厚度的增幅更大, 特别是在沙漠地区, 这一现象更为明显。这主要是因为沙漠地区的水汽含量低, 到达地面和近地面沙尘层的短波辐射比海洋上空强。又因为地表反照率高, 有利于更多太阳辐射被反射回沙尘层。因而沙尘大气的加热率对太阳辐射的变化更为敏感。因此, 对于相同的光学厚度, 沙漠地区的增温率比太平洋地区大, 地面反照率的影响在太阳高度角较大时更为明显。这种现象表明, 强沙尘暴的发生时间越接近夏季, 沙尘层对大气的加热作用越强, 并且加热率在沙漠和海洋上空差别更为明显。

## 6 云对沙尘气溶胶辐射加热率的影响

以上讨论了晴空状况下沙尘气溶胶对中国沙漠

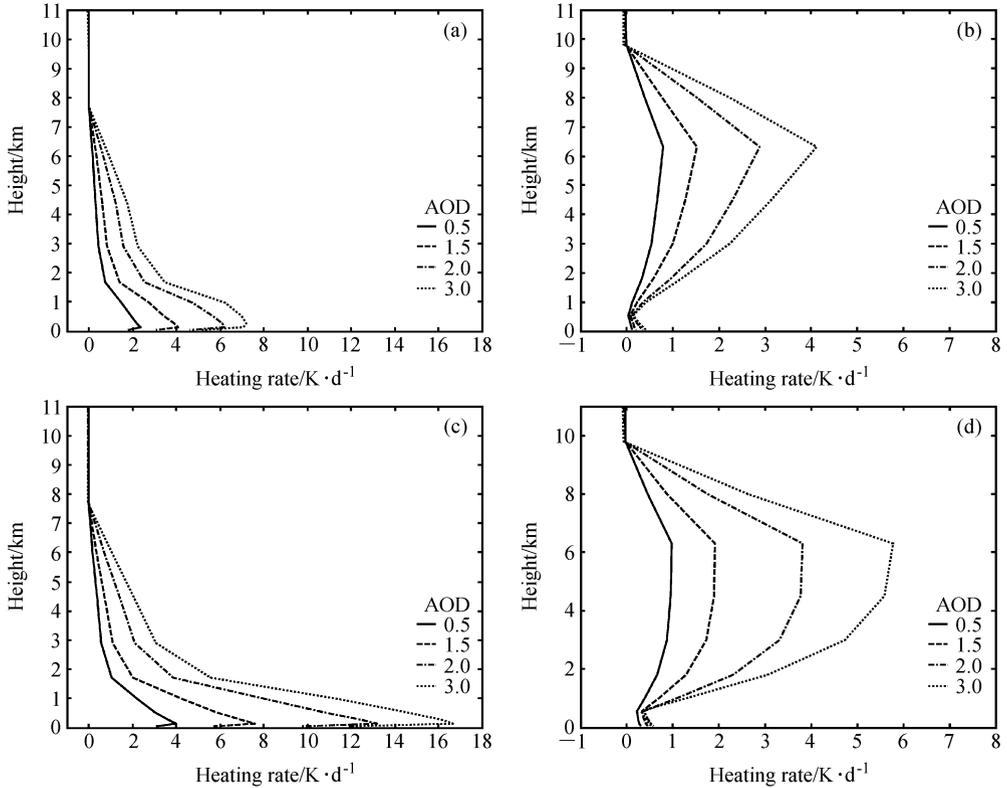


图5 沙尘辐射加热率随光学厚度 (AOD) 和太阳高度角 ( $h_0$ ) 的变化: (a) 沙漠,  $h_0=35^\circ$  (春季平均); (b) 太平洋,  $h_0=35^\circ$  (春季平均); (c) 沙漠,  $h_0=80^\circ$ ; (d) 太平洋,  $h_0=80^\circ$

Fig. 5 The relationship between heating rate and Aerosol Optical Depth (AOD) and solar altitude ( $h_0$ ): (a) Desert,  $h_0=35^\circ$  (spring mean); (b) the Pacific,  $h_0=35^\circ$  (spring mean); (c) desert,  $h_0=80^\circ$ ; (d) the Pacific,  $h_0=80^\circ$

和太平洋上空大气的辐射加热特征。实际上,除了沙漠中心地区云量很少之外,在沙漠边缘的荒漠化地区、黄土高原,特别是中国东部和太平洋地区,云和沙尘气溶胶在大气中交叉存在的情况是非常普遍的。由于云的光学厚度变化范围很大,它对沙尘气溶胶辐射加热率的影响非常重要。云对辐射加热率的影响又是非常复杂的,与云的高度、厚度、太阳高度角、气溶胶的光学特性等因素密切相关<sup>[13, 40]</sup>。目前,有关这方面的详细讨论还比较少。本节将进一步分析和讨论低云、中云和高云对沙漠和海洋上空辐射加热(冷却)率的影响。

### 6.1 低云对沙尘辐射加热率的影响

一般认为,低云云底高度大致在 0.5~1.5 km,云厚约在 0.5 km 到 1.0 km 之间<sup>[41]</sup>。本文计算时将低云高度设定为 0.3~1.0 km。仍取沙漠上空沙尘气溶胶的光学厚度为 1.0,海洋上空为 0.3 进行讨论。

根据沙漠和海洋上空沙尘气溶胶的垂直分布状

况(图2)可知,在中国沙漠附近,低云恰好位于沙尘层之间。由于云层对太阳辐射的吸收和散射作用,分担了沙尘的短波辐射效应,使得沙尘气溶胶的对大气的短波加热率降低(图6)。对于云层之上的沙尘层,则由于位于其下的云层提高了地表反照率,对大气的短波加热率升高,但因为云层之上沙尘含量较少,这种影响非常小。低云使得存在于云层内的沙尘层对大气的长波冷却转变为加热。这主要是因为,云的存在一方面阻挡了沙尘层发射长波辐射,同时也向沙尘层发射长波辐射。长波辐射的变化超过了短波辐射,因而在低云所在的沙尘层,净辐射加热率也是增加的。在云层之下的近地面层,沙尘层对大气的长波加热率急剧减小,导致净加热率比晴空时降低。在太平洋地区,低云一般位于沙尘层之下。低云的存在明显提高了海洋表面的地表反照率,使更多的太阳辐射被反射回沙尘层,起到了光亮地面的作用,沙尘层对大气的短波加热作用明显增加,温度高的沙尘层能够发射的长波辐

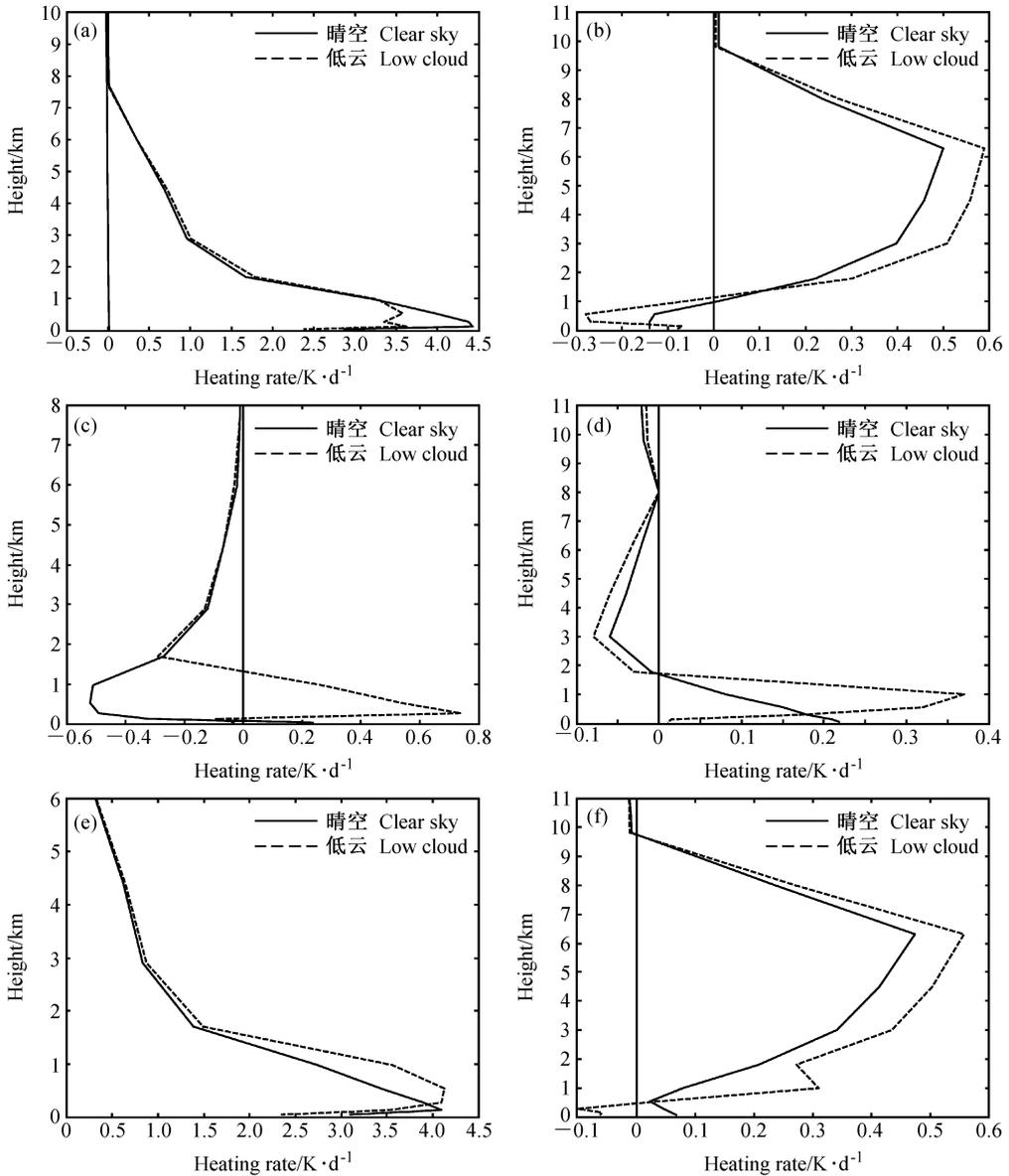


图 6 低云对沙漠 ( $\tau=1.0$ , a, c, e) 和海洋 ( $\tau=0.3$ , b, d, f) 上空沙尘辐射加热率的影响: (a, b) 短波加热率; (c, d) 长波加热率; (e, f) 净辐射率

Fig. 6 The impacts of low cloud on the radiative forcing over the desert ( $\tau=1.0$ , a, c, e) and ocean ( $\tau=0.3$ , b, d, f): (a, b) Shortwave heating rate; (c, d) longwave heating rate; (e, f) net heating rate

射的能力增加,因而长波冷却率也随之增加,但变化的幅度比短波加热率小,沙尘层的净辐射效应为加热。在沙尘层之下,一方面因为其上面的沙尘层温度升高而向下发射的长波辐射加强,另一方面低云的存在使得水汽含量大大增加,吸收了更多的长波辐射。由于这两方面的原因,低云所在高度沙尘层对大气的加热率也增加。但云层之下的大气加热率降低,地面甚至由晴空时的增温变为低云时的降温。

总体来看,低云对中国沙漠和太平洋上空的云层及其以上的沙尘层有加热作用,对云层以下的大气和地面大气起到降温作用。沙漠上空沙尘层增温主要是因为短波加热,而太平洋上空,云层之内的增温由长波辐射引起,云层之上由短波辐射的变化引起。

分别采用云水路径为 5、10、20、30 g/m<sup>2</sup> (图 7) 和不同太阳高度角 (图 8) 的敏感性试验表明,低云对沙尘层的加热作用随着云中含水量的增加而

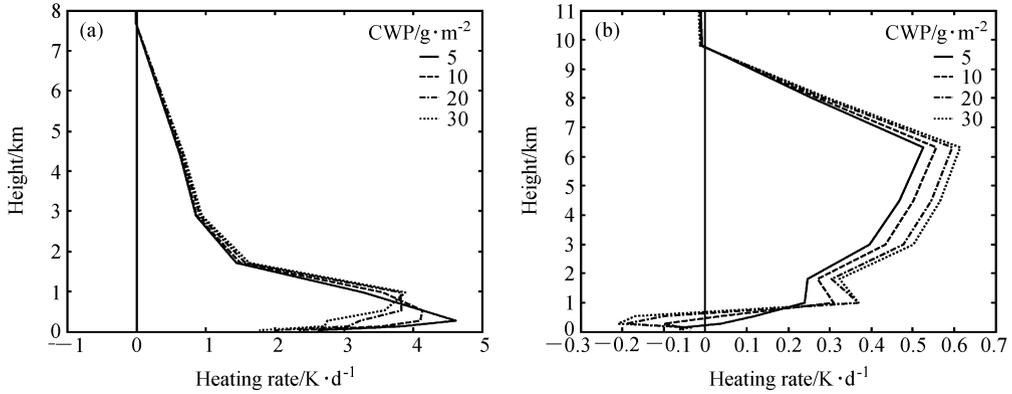


图7 净辐射加热率随云水路径(CWP)的变化:(a)沙漠( $\tau=1.0$ );(b)海洋( $\tau=0.3$ )

Fig. 7 The impacts of cloud water path (CWP) on the net radiative forcing: (a) Desert ( $\tau=1.0$ ); (b) ocean ( $\tau=0.3$ )

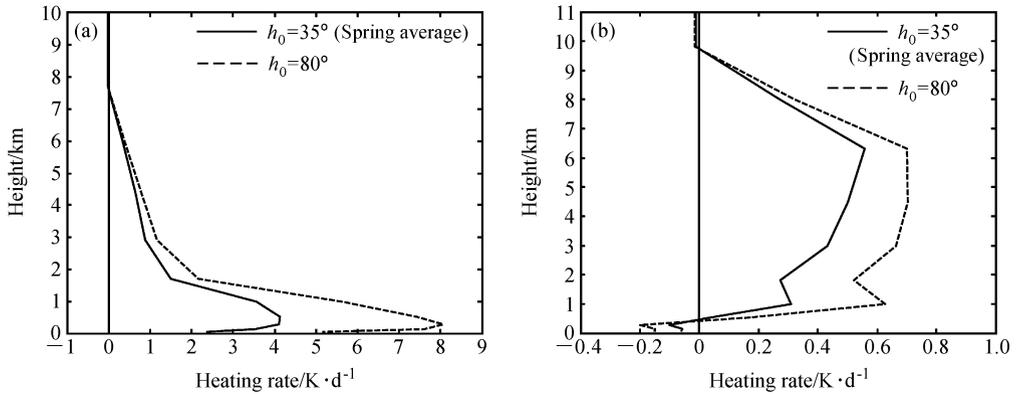


图8 低云存在时沙尘辐射加热率随太阳高度角( $h_0$ )的变化:(a)沙漠( $\tau=1.0$ );(b)海洋( $\tau=0.3$ )

Fig. 8 The radiative heating rate with low cloud at different solar altitude ( $h_0$ ): (a) Desert ( $\tau=1.0$ ); (b) ocean ( $\tau=0.3$ )

增大。含水量对沙尘加热率的影响在海洋上空比沙漠上空大。这主要是因为海洋的地表反照率比沙漠低得多,因而对云中含水量增加所导致的反照率的增加更为敏感。而沙漠地区的地面反照率比较高,低云反照率的增大对云层上方沙尘加热率影响不大,但使云层之下的加热率明显降低。低云对沙尘加热率的改变程度受太阳高度角的影响也很大,太阳高度角比较大时,因为到达低云的太阳辐射更多,所以低云对沙尘的加热作用也较强。在海洋上空,太阳高度角增加时,云层之内沙尘加热率增加最为明显。

## 6.2 中云对沙尘辐射加热率的影响

根据以往的研究结果<sup>[41]</sup>,本文将中云云底高度设定为4.5 km左右,云厚为1.5 km左右。对照第2节中沙尘层的垂直分布可知,在沙漠上空,沙尘层大部分位于中云之下。云层能够吸收和散射太阳辐射,因而到达云下沙尘层的太阳辐射减少,沙

尘的短波辐射加热率随之降低(图9)。同时,由于云的存在一方面阻挡了下面的沙尘层向外发射长波辐射,另一方面云层同时也向下面的沙尘层发射长波辐射,所以沙尘层的长波冷却率也减小,但短波加热率的变化超过了长波冷却率,沙尘层的净辐射加热率有所降低,即中云冷却沙漠上空的沙尘层。而在太平洋上空,中云位于沙尘层之间,因此它对上、下沙尘层的影响不同。对于沙尘层上层,由于云的存在提高了中下层沙尘大气的反照率,能够将更多的太阳辐射反射回沙尘上层,所以上层沙尘的短波加热率增加。在云层之下,与沙漠地区类似,沙尘气溶胶的短波加热率因为其上空云层对太阳辐射的阻挡作用而减小。云层的存在,阻挡了其下面沙尘层的长波辐射使其长波冷却率降低,但却使云层之上沙尘层的长波冷却率增加。无论在沙尘层上层还是下层,短波辐射加热率的变化都超过了长波冷却率,因此,净辐射加热率的变化与短波一致,

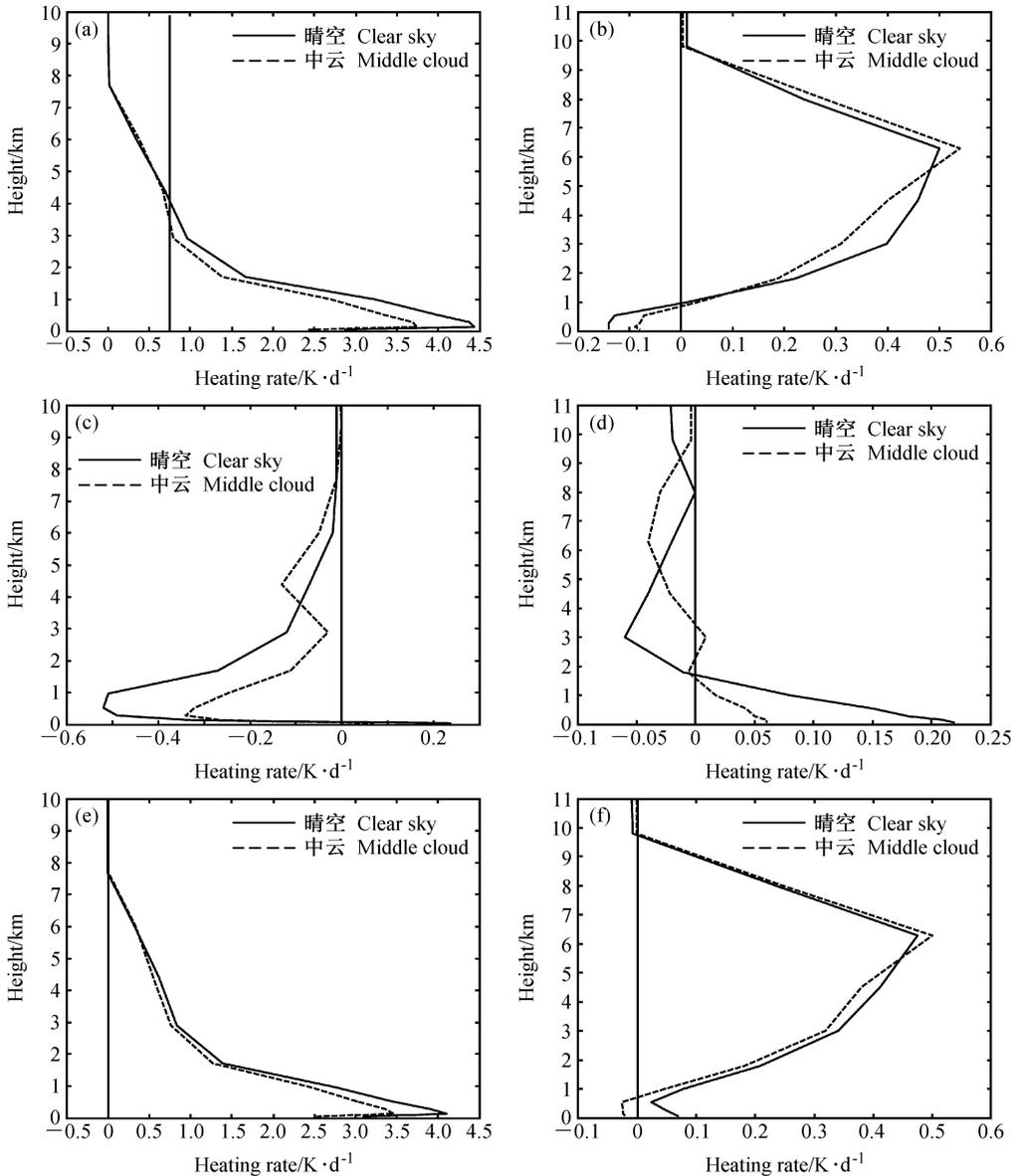


图9 中云对沙漠 (a, c, e) 和海洋 (b, d, f) 上空沙尘辐射加热率的影响: (a, b) 短波加热率; (c, d) 长波加热率; (e, f) 净辐射率  
 Fig. 9 The impacts of middle cloud on the radiative heating rate over desert (a, c, e) and ocean (b, d, f): (a, b) Shortwave heating rate; (c, d) longwave heating rate; (e, f) net heating rate

即云层之上增加, 云层之下减小。

概括而言, 中国沙漠上空中云的存在能够冷却沙尘大气。太平洋上空中云能够加热云层以上的沙尘层, 冷却云层以下的沙尘层和地面。

### 6.3 高云对沙尘辐射加热率的影响

在中纬度地区, 高云的云底高度一般在7 km左右, 云的厚度变化范围大概在1.5~5 km之间<sup>[41]</sup>。我们将高云云底设定在7.0 km, 薄云的厚度取1.5 km, 厚云取4.0 km, 分别讨论薄云和厚

云的对沙尘气溶胶辐射加热(冷却)率的影响。为了使沙尘层全部位于高云之下, 将7.0 km以上沙尘层的光学厚度赋值为零, 试验表明, 这样的处理对本文结论基本没有影响。

在中国沙漠地区, 沙尘层高度很低, 均位于高云之下, 对沙尘层辐射加热率的影响与中云非常相似, 即冷却沙尘层和地面。因此, 这里主要讨论高云对海洋上空沙尘层辐射加热率的影响。

计算结果(图10)表明, 当云层比较薄时, 高

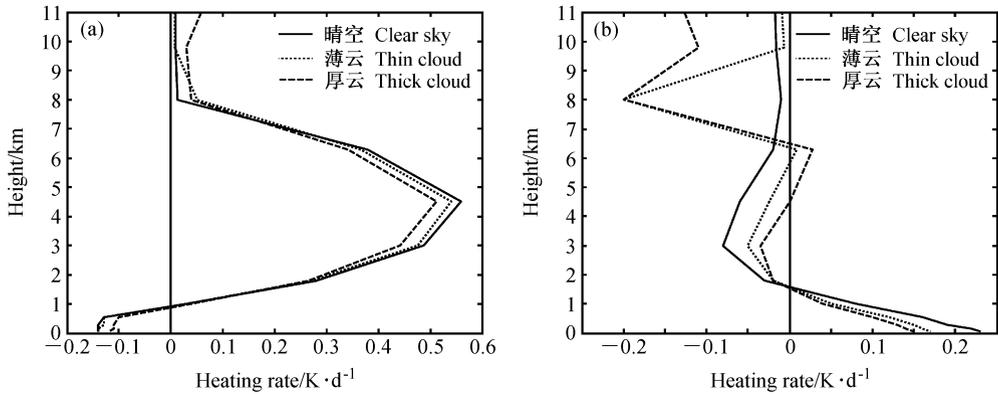


图 10 高云对沙尘气溶胶辐射加热率的影响(海洋,  $\tau=0.3$ ): (a) 短波加热率; (b) 长波加热率

Fig. 10 The impacts of high cloud on the radiative heating rate for dust aerosol (ocean,  $\tau=0.3$ ): (a) Shortwave heating rate; (b) long-wave heating rate.

云对太阳短波辐射的阻挡作用较小,因此沙尘气溶胶的短波辐射加热率变化不大。但薄云对沙尘长波辐射的影响却不能忽视,它一方面能够阻挡沙尘层向外发射长波辐射,同时,云还向沙尘层发射长波辐射,因此沙尘层的长波冷却率明显降低,导致薄云对沙尘层的净辐射加热作用。厚云因为对太阳辐射的吸收和散射比较强,当厚云存在时,位于云层之下的沙尘层的短波加热率明显减小,厚云同样使沙尘层的长波冷却率减小,短波加热率的变化大于长波冷却率,沙尘层的净加热率降低,即厚云对沙尘层有冷却作用。高云对沙尘加热率的影响与 Qiujiano 等<sup>[13]</sup>的研究结果非常一致。

综上所述,高云对沙尘气溶胶辐射加热(冷却)率的影响比较小且与云厚密切相关,薄云可能加热沙尘层,而厚云冷却沙尘层。辐射加热率变化对云厚度的这种依赖性只在海洋上空存在,在沙漠上空并不适用,在沙漠上空,薄云和厚云都冷却沙尘层,云的厚度只影响沙尘层降温的多少(图略)。

## 7 总结和讨论

本文针对东亚沙尘气溶胶在中国沙漠和太平洋上空的垂直分布情况,讨论了沙尘气溶胶对晴空大气的辐射加热(冷却)作用,并分别研究了低云、中云、高云对沙漠和海洋上空沙尘层的辐射加热率的影响。主要研究结果总结如下:

春季,中国沙漠和太平洋上空的沙尘层对大气具有明显的加热作用。当沙漠上空光学厚度为1.0,海洋上空光学厚度为0.3时,取春季平均太阳高度

角,沙尘层对应的净辐射加热率分别为2.8 K/d和0.4 K/d。由于WMO沙尘对太阳辐射具有较强的吸收性,因而对大气的加热率比东亚沙尘高,对于相同的光学厚度,WMO沙尘在沙漠和海洋上空的加热率比东亚沙尘分别高1.5 K/d和0.2 K/d。

沙尘对大气的加热率很大程度上依赖于沙尘含量。这种依赖性首先受太阳高度角的影响,其次也受地表反照率的影响,即便大气中沙尘含量不随时间和空间变化,越靠近夏季,越接近沙漠地区,沙尘对大气的辐射加热率也越大。

云对沙尘大气的加热(冷却)率的影响与云的高度和厚度有关。低云的作用类似于光亮地面,加热沙漠和海洋上空的沙尘大气,冷却地面和洋面。中、高云能够冷却沙漠上空的沙尘层。在太平洋上空,中云对云层以上的沙尘层有加热作用,对云层以下的沙尘层有冷却作用。高云对太平洋上空的沙尘层辐射加热率的影响比较小,它加热或者冷却沙尘层取决于云的厚度,较薄的高云能够加热沙尘层,而当高云云层较厚的时候,冷却沙尘层。

## 参考文献 (References)

- [1] Reynolds D W, Vander Haar T H, Cox S K. The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere. *J. Appl. Meteor.*, 1975, **14**, 433~444
- [2] Carlson T N, Caverly R S. Radiative characteristics of Saharan dust at Solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 1977, **82**: 3141~3152
- [3] Carlson T N, Benjamin S G. Radiative heating rates for Sahara dust. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 193~213
- [4] Fouquart Y, Bonnel B, Brogniez G, et al. Observations of

- Saharan aerosols; Results of ECLATS field experiment. Part II; Broadland radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergences. *J. Climate Appl. Meteor.*, 1987, **26**: 38~52
- [5] Mohan Karyampudi V, Carlson T N. Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**: 3102~3136
- [6] 申绍华. 对流层气溶胶和云的大气辐射加热特征. *大气科学*, 1991, **15** (6): 89~98  
Shen Shaohua. The radiative heating characteristics in the cloudy and aerosol-laden atmosphere. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1991, **15** (6): 89~98
- [7] Sokolik I N, George G. Radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmospheric Environment*, 1993, **27A** (16): 2509~2517
- [8] Chen S-J, Kuo Y-H, Ming W, et al. The effect of dust radiative heating on low-level frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 1994, **52**: 1414~1420
- [9] Tegen I, Lacis A A, Fung I. The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature*, 1996, **380**: 419~422
- [10] Alpert P, Kaufman Y J, Shay-EI Y, et al. Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature*, 1998, **395**: 367~370
- [11] 沈志宝, 魏丽. 中国西北大气沙尘对地气系统和大气辐射加热的影响. *高原气象*, 1999, **18** (3): 425~435  
Shen Zhibao, Wei Li. The influences of atmospheric dust on the radiative heating in the earth-atmosphere system and atmosphere in the northwestern China. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1999, **18** (3): 425~435
- [12] 沈志宝, 魏丽. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应. *大气科学*, 2000, **24** (4): 541~548  
Shen Zhibao, Wei Li. Radiative effects of atmospheric dust aerosol in northwest China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24** (4): 541~548
- [13] Quijano A L, Sokolik I N, Toon O B. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105** (D10): 12207~12219
- [14] 成天涛, 吕达仁, 陈洪滨, 等. 浑善达克沙地沙尘气溶胶的粒谱特征. *大气科学*, 2005, **29**: 147~153  
Cheng Tiantao, Lu Daren, Chen Hongbin, et al. The size distribution of dust aerosol particles in Onqin Daga Sandland. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29**: 147~153
- [15] 张德二. 我国历史时期以来降尘的天气气候学分析. *中国科学*, 1984, **3**: 278~288  
Zhang Deer. The synoptic meteorology and climatology analysis of dust deposit in China history. *Science in China* (in Chinese), 1984, **3**: 278~288
- [16] 张小曳, 沈志宝, 张光宇, 等. 青藏高原远源西风粉尘与黄土堆积. *中国科学(D辑)*, 1996, **26** (2): 147~153  
Zhang Xiaoye, Shen Zhibao, Zhang Guangyu, et al. Remote mineral aerosols in westerlies and their contributions to the Chinese loess. *Science in China (Ser. D)*, 1996, **39** (2): 134~143
- [17] Zhang X Y, Gong S L, Zhao T L, et al. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *J. Geophys. Res.*, 2003, **30** (24): 2272, doi:10.1029/2003GL018206
- [18] Duce R A. Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. *Aerosol Forcing of Climate*, R. J. Charlson and J. Heintzenberg, Eds. New York: John Wiley, 1995. 43~72
- [19] Shaw G E. Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian Islands. *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19**: 1254~1259
- [20] Iwasaka Y, Minoura H, Nagaya K. The transport and spatial scale of Asian dust-storm clouds; A case study of the dust-storm event of April 1979. *Tellus B*, 1983, **35**: 189~196
- [21] 叶笃正, 丑纪范, 刘纪远, 等. 关于我国华北沙尘天气的成因与治理对策. *地理学报*, 2000, **55** (5): 513~521  
Ye Duzheng, Chou Jifan, Liu Jiuyan, et al. Causes of sandstormy weather in northern China and contral measures. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2000, **55** (5): 513~521
- [22] Husar R B, Tratt D M, Schichtel B A, et al. Asian dust events of April 1998. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**: 18317~18330
- [23] 王涛, 陈广庭, 钱正安, 等. 中国北方沙尘暴现状及对策. *中国沙漠*, 2001, **21** (4): 322~327  
Wang Tao, Chen Guangting, Qian Zheng'an, et al. Situation of sand-dust storms and countermeasures in North China. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 2001, **21** (4): 322~327
- [24] 庄国顺, 郭敬华, 袁蕙, 等. 2000 年我国沙尘暴的组成、来源、粒径分布及其对全球环境的影响. *科学通报*, 2001, **46** (3): 191~197  
Zhuang Guoshun, Guo Jinghua, Yuan Hui, et al. The compositions, sources, and size distribution of the dust storm from China in spring of 2000 and its impact on the global environment. *Chinese Science Bulletin*, 2001, **46** (11): 895~901
- [25] Zhang X Y, Gong S L, Shen Z X, et al. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia: 1. Network observations. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (9): 4261, doi: 10.1029/2002JD002632
- [26] Wang H, Shi G Y, Aoki T, et al. Radiative forcing due to dust aerosol over east Asia-North Pacific region during spring 2001. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **20**: 2212~2219
- [27] World Meteorological Organization (WMO). Report of the

- Experts Meeting on Aerosols and Their Climatic Effects, WCP-55, Geneva, Switzerland, 1983
- [28] Sokolik I N, George G. Radiative properties of atmospheric dust aerosols. *Atmospheric Environment*, 1993, **27A** (16): 2509~2517
- [29] Sokolik I N, Toon O B, Bergstrom R W. Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103** (D8): 8813 ~ 8826
- [30] Woolword S. Modeling the atmospheric life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadley Center climate model. *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**: 18155~18166
- [31] Gong S L, Zhang X Y, Zhao T L, et al. Characterization of soil dust aerosol in China and its transport and distribution during 2001 ACE-Asia; 2. Model simulation and validation. *J. Geophys Res.*, 2003, **108** (D9): 4262, doi: 10. 1029/2002JD002633
- [32] Shi G Y. Effect of atmospheric overlapping bands and their treatment on the calculation of thermal radiation. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1984, **1** (2): 246~255
- [33] 王标. 气候模拟中的辐射传输模式. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1996  
Wang Biao. On the Radiation transfer models for climate simulation. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, China Academy of Sciences, 1996
- [34] 石广玉. 大气辐射计算的吸收系数分布模式. 大气科学, 1998, **22** (4): 659~676  
Shi Guangyu. On the  $K$ -distribution and correlated  $K$ -distribution models in the atmospheric radiation calculations. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1998, **22** (4): 659~676
- [35] Zhang H, Shi G Y. Numerical explanation for accurate radiative cooling rates resulting from the correlated  $K$ -distribution hypothesis. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2002, **74**: 299~306
- [36] Zhang Lisheng, Shi Guangyu. The simulation and estimation of radiative properties and radiative forcing due to sulfate and soot aerosols. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2001, **25** (2): 171~182
- [37] Zhang Lisheng, Shi Guangyu. The impact of relative humidity on the radiative property and radiative forcing of sulfate aerosol. *Acta Meteorologica Sinica*, 2001, **15** (4): 465~476
- [38] Shi G Y, Wang H, Wang B, et al. Sensitivity experiments on the effects of optical properties of dust aerosols on their radiative forcing under clear sky condition. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2005, **83A**: 333~346
- [39] Lindberg J D, Gillespie J B, Hinds B D. Measurements of the refractive indices of atmospheric particulate matter from a variety of geographic locations. In: Proceeding of the international symposium on radiation in the atmosphere. Garmisch-Partenkirchen [Bolle H J, (ed.)]. New York: Science Press, 1976.
- [40] Liao H, Seinfeld J H. Effect of clouds on direct aerosol radiative forcing of climate. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 3781 ~ 3788
- [41] 许绍祖. 大气物理学基础. 北京: 气象出版社, 1991. 661pp  
Xu Shaozu. *The Foundation of Atmospheric Physics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 661pp