

不同污染条件下气溶胶对短波辐射通量影响的模拟研究^{*}

朱思虹¹ 张华^{1,2} 卫晓东³ 杨冬冬²

ZHU Sihong¹ ZHANG Hua^{1,2} WEI Xiaodong³ YANG Dongdong²

1. 中国气象科学研究院,灾害天气国家重点实验室,北京,100081
2. 南京信息工程大学,气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京,210044
3. 中国民用航空华东地区空中交通管理局,上海,200335

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
2. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
3. *CAAC East China Air Traffic Management Bureau, Shanghai 200335, China*

2017-11-06 收稿,2018-04-13 改回.

朱思虹,张华,卫晓东,杨冬冬. 2018. 不同污染条件下气溶胶对短波辐射通量影响的模拟研究. 气象学报, 76(5):790-802
Zhu Sihong, Zhang Hua, Wei Xiaodong, Yang Dongdong. 2018. Simulation of aerosol influences on shortwave radiative flux under different pollution conditions. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(5):790-802

Abstract Aerosol optical properties with high spectral resolution are applied in the radiative transfer model of BCC_RAD (974 bands) to simulate direct radiative forcing (DRF) and radiative forcing efficiency (DFE) of aerosols in the surface and near-surface layer under different pollution conditions. It is found that DRF is negative in the surface but positive in near-surface layer. The DFE increases with increasing aerosol concentration, indicating that higher concentration of atmospheric aerosols cause larger DRF with unit aerosol optical depth (AOD). The shortwave band (SW) is divided into three bands: ultraviolet (UV), visible (VIS) and near-infrared (NIR). The DRF ranges under different pollution conditions in these three bands are $-1.36 - -13.66$, $-3.03 - -32.41$ and $-2.74 - -28.62$ W/m^2 at the surface, respectively, and the corresponding DRF ranges are $0.44 - 4.26$, $0.99 - 9.80$ and $0.93 - 8.87$ W/m^2 in the near-surface layer, respectively.

The negative DRF at the surface (SUR) and in the top of the atmosphere (TOA) and the positive DRF over the entire atmospheric layer and at the near-surface caused by anthropogenic aerosols are greater than those caused by natural aerosols. The effects of aerosols from these two sources on the atmospheric radiation balance are mainly concentrated in the atmosphere higher than 800 hPa. The effects of different types of aerosols on radiation are then analyzed according to the magnitude of absolute value of the DRF. Results indicate that SF (sulfate) $>$ OC (organic carbon) $>$ BC (black carbon) $>$ SS (sea salt) $>$ SD (dust) at the surface, and BC $>$ OC $>$ SD $>$ SS $>$ SF in near-surface layer. Finally, the effects of scattering aerosol (SF) and absorbing aerosol (BC) on the radiative flux are analyzed, and the differences between the scattering and absorbing processes in the atmosphere are also compared.

Key words Aerosol, Direct radiative forcing, Radiative forcing efficiency, BCC_RAD

^{*} 资助课题:国家自然科学基金重大研究计划重点支持项目(91644211)、国家重点研发计划项目(2017YFA0603502)和国家自然科学基金项目(41575002)。

作者简介:朱思虹,主要从事大气气溶胶与辐射强迫的相关研究。E-mail: zhushihong1994@126.com

通讯作者:张华,主要从事大气辐射传输模式、温室气体和气溶胶辐射强迫与气候效应研究。E-mail: huazhang@cma.gov.cn

摘要 将高光谱分辨率的气溶胶光学参数化方案应用于高精度的辐射传输模式 BCC_RAD(974 带)中,研究不同污染状况下气溶胶在地表与近地层大气中造成的直接辐射强迫与辐射强迫效率。发现气溶胶在地表产生的直接辐射强迫为负,在近地层大气中产生的直接辐射强迫为正,且随气溶胶浓度的升高变大,说明大气气溶胶的含量越高,单位气溶胶光学厚度产生的直接辐射强迫越大。将短波划分为 3 个波段:紫外、可见光和近红外,发现在紫外、可见光和近红外波段中,不同污染状况下气溶胶在地表造成的直接辐射强迫范围分别为: $-1.36 \sim -13.66$ 、 $-3.03 \sim -32.41$ 和 $-2.74 \sim -28.62 \text{ W/m}^2$,在近地层大气中产生的直接辐射强迫范围分别为 $0.44 \sim 4.26$ 、 $0.99 \sim 9.80$ 和 $0.93 \sim 8.87 \text{ W/m}^2$ 。通过进一步对比自然和人为气溶胶的影响,发现人为气溶胶在地表和大气层顶产生的负直接辐射强迫以及对整层和近地面大气造成的正直接辐射强迫均大于自然气溶胶的影响,且上述两种排放源的气溶胶对整层大气辐射收支的影响主要集中在 800 hPa 高度以下的大气中。按照地表直接辐射强迫大小来分析不同种类气溶胶的影响,结果为硫酸盐>有机碳>黑碳>海盐>沙尘;按照近地层大气直接辐射强迫大小排序则为黑碳>有机碳>沙尘>海盐>硫酸盐。最后,通过分析散射型气溶胶与吸收型气溶胶对辐射通量的影响,还探究了大气中散射与吸收过程的异同。

关键词 气溶胶,直接辐射强迫,辐射强迫效率, BCC_RAD

中图分类号 P401

1 引言

大气气溶胶对地球辐射能量平衡的影响分为直接效应和间接效应。直接效应是气溶胶通过散射和吸收过程直接影响地球系统的辐射收支,散射过程会增加行星反照率造成负的辐射强迫从而冷却大气;而吸收过程减少了大气层顶向外放射的长波辐射,造成正的辐射强迫使气候系统温度上升(IPCC, 2013)。上述两种过程的影响是不平衡的,总体而言,气溶胶对全球平均的辐射通量的直接影响为负(Boucher, et al, 2013)。间接效应是气溶胶粒子作为云凝结核(CCN)通过影响云的微物理特性使云的光学特性和生命时间发生改变来影响地-气系统的能量平衡(Albrecht, 1989; Rosenfeld, 2000; Twomey, 1974)。由于气溶胶寿命较短(7 d 左右),其浓度在时间和空间上的变化受排放源和局地气象条件的影响具有很大的不确定性(Che, et al, 2007, 2009; Huang, et al, 2007, 2008; Wang, et al, 2014),故而精确模拟气溶胶变化对辐射平衡的影响是十分有必要的。

20 世纪 60 年代末和 70 年代初,气溶胶的直接辐射效应及其对气候的潜在影响被提出并做了初步研究(Charlson, et al, 1969; Atwater, 1970; McCormick, et al, 1967; Mitchell, 1971)。近几十年来,关于气溶胶对地-气系统辐射收支影响的研究方式主要有外场观测和模式模拟两种途径,其中外场观测又分为地基观测和卫星遥感观测两种方式。Lacagnin 等(2017)利用 PARASOL 卫星资料反演气溶胶的光学厚度、单次散射比和相函数等光学参

数来评估全球(陆地和海洋)范围内气溶胶在短波波段的直接辐射效应,结论与 CERES(Clouds and the Earth's Radiant Energy System)和 MODIS 的观测结果基本一致。

由于各个地区不同排放源的气溶胶光学性质不同,且气象条件存在差异,所以气溶胶在区域尺度上造成的辐射强迫具有很大差别(Kaufman, et al, 2002)。20 世纪 80 年代以来,随着工业化和城市化的不断发展,中国成为气溶胶及其前体物的最大排放源地(Li, et al, 2010)。CSHNET(Chinese Sun Hazemeter Network)观测表明,19 个站点的平均气溶胶光学厚度为 0.43(Xin, et al, 2007),远高于 MODIS 遥感观测所得的全球陆地平均气溶胶光学厚度(0.19)(Remer, et al, 2008)。观测发现,1997—2010 年,人口较多的地区(中国东部和南部)的气溶胶光学厚度呈现上升趋势,表明大气颗粒物增加导致空气质量在不断下降(Hsu, et al, 2012)。同时,气溶胶含量的上升通过散射和吸收过程使到达地表的短波辐射通量显著下降(Che, et al, 2005; Liang, et al, 2005; Qian, et al, 2006)。近年来,研究人员对中国地区气溶胶性质及其辐射效应的相关研究取得实质性进展,Xia 等(2007)通过分析香河站点地基观测所得的 15 个月的辐射数据探究气溶胶对地表辐射通量的影响,发现气溶胶对地表短波辐射和光合有效辐射的直接辐射强迫分别为 -32.8 和 -16.6 W/m^2 。Li 等(2010)利用 CSHNET 中 25 个站点的地面观测资料,使用 SBDART(The Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer)模型模拟计算了晴空条件下气溶胶的辐射强迫,结

果显示中国范围内地表、大气层顶和大气层内部的年平均辐射强迫分别为 -15.7 ± 8.9 、 0.3 ± 1.6 和 $16.0 \pm 9.2 \text{ W/m}^2$, 说明气溶胶对地表有冷却作用, 但使得大气升温从而改变大气热力层结, 影响大气对流活动。前人利用区域耦合气候/化学模式 RIEMS (Regional Integrated Environmental Model System) 研究了东亚地区 4 个典型地区气溶胶的直接辐射效应, 发现气溶胶的直接辐射强迫具有明显的季节变化, 与 Qian 等 (2011) 研究结果一致 (Han, 2010; Li, et al, 2007)。

根据 IPCC 第 5 次评估报告 (Boucher, et al, 2013), 1750—2005 年, 不同类型气溶胶粒子如硫酸盐、有机碳、黑碳和矿物沙尘的全球平均辐射强迫分别为 -0.40 、 -0.19 、 0.36 和 -0.10 W/m^2 。不同地区气溶胶粒子形状和组分有显著差异, 造成其对地面的冷却作用和大气加热效应随时间和空间有明显的变化 (Li, et al, 2010; Ramanathan, et al, 2007)。基于上述原因, 精确模拟不同类型气溶胶在不同大气状况下对地表产生的直接辐射效应具有重要意义。同时, 气溶胶使得近地层大气中辐射通量发生变化进而会造成大气温度层结的变化, 这方面的研究是探究污染大气状况下气溶胶对垂直运动影响的基础。

本研究通过模拟不同污染大气状况下的气溶胶廓线, 使用高光谱分辨率的辐射传输模式 BCC-RAD(974 带) 精确计算气溶胶在短波波段对地表辐射通量的影响; 其次, 将短波波段分为紫外 (UV)、可见光 (VIS) 和近红外 (NIR) 3 个波段, 分别计算气溶胶在地表的短波辐射强迫和辐射强迫效率; 最后, 将气溶胶分为黑碳 (BC)、有机碳 (OC)、硫酸盐 (SF)、海盐 (SS) 和沙尘 (SD) 几种类型, 分别模拟其在地表的直接辐射强迫。此外, 还讨论了自然气溶胶与人为气溶胶对辐射通量的不同影响, 并通过模拟硫酸盐和黑碳的辐射过程来分析散射和吸收过程的异同。

2 模式介绍

2.1 数据来源

采用的数据来源于中国气象局国家气候中心的气溶胶-气候双向耦合模式 BCC-AGCM2.0-CUACE/Aero 的模拟结果, 模式详细说明见 Zhang

等 (2012a)。其中, 气溶胶化学模式 CUACE/Aero 是由中国气象科学研究院大气成分研究所在加拿大气溶胶模式 (CAM) 的基础上发展而来 (Gong, et al, 2003), 可根据排放数据模拟多种气溶胶的气相化学、清除和传输过程。目前该模式主要包含以下 5 种气溶胶类型: 黑碳、有机碳、硫酸盐、海盐和沙尘气溶胶, 气溶胶的排放 (包括自然排放和人为排放) 来自气溶胶观测和模式比较项目 AeroCom (<http://aerocom.met.no/aerocomhome.html> (2012-04-23)), 沙尘排放方案来自 Marticorena 等 (1995) 以及 Albrecht (1989)。Zhang 等 (2012a) 在 BCC-AGCM2.0 的基础上耦合了气溶胶化学模式 CUACE/Aero, 使其对气溶胶及其气候效应相关的模拟研究更加精确。赵树云等 (2014) 对该模式的气溶胶与气候模拟能力进行了综合评估, 发现其对 5 种典型的气溶胶的模拟均比较合理; 王志立 (2011) 将该模式输出的 5 类气溶胶的柱含量与 AeroCom 模式集合的中值进行对比, 结果相近。因此, 利用该模式进行与气溶胶相关的模拟研究是可行的。文中所采用的数据来源于上述气溶胶-气候耦合模式 BCC-AGCM2.0-CUACE/Aero 模拟的 2010 年 RCP2.6 排放情景下中国地区 (15° — 55° N, 72° — 136° E) 气溶胶浓度的垂直分布, 模式运行 25 年, 取后 20 年的结果得到气溶胶平均浓度廓线, 在此基础上设计数值试验, 来模拟不同污染大气状况下气溶胶对地表与近地面大气短波辐射收支的影响。

2.2 模式介绍

研究中所使用的大气辐射传输模式为 BCC-RAD (Zhang, 2002; Zhang, et al, 2006a, 2006b; 张华, 2016)。该模式包含 5 种主要温室气体: H_2O 、 CO_2 、 O_3 、 N_2O 、 CH_4 和 3 种 CFCs, 利用相关 k -分布方法 (Zhang, et al, 2005) 计算它们的吸收系数, 并利用相关 k -分布 (CKD) 2.4 方案 (Zhang, et al, 2003) 计算 H_2O 、 CO_2 、 O_3 和 O_2 的连续吸收系数。气溶胶辐射方案由卫晓东等 (2011)、卫晓东 (2011)、Zhang 等 (2012b) 和周晨等 (2013) 的方法给出; 水云和冰云的光学性质分别由 Lu 等 (2011) 和 Zhang 等 (2015) 给出。辐射传输算法包括二流算法、二流四流混合算法与四流算法 (Nakajima, et al, 2000; 张华等, 2014; Zhang, et al, 2013a, 2013b)。模式的主要框架如图 1 所示。

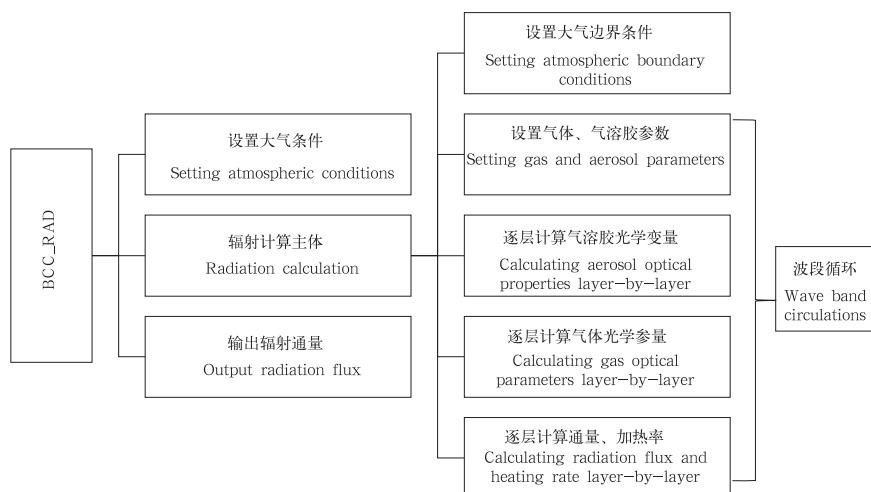


图1 BCC_RAD 辐射传输模式示意

Fig.1 Schematic diagram of radiative transfer model BCC_RAD

BCC_RAD 辐射模式分为低光谱分辨率和高光谱分辨率两种版本。低光谱分辨率版本将波长(204— 10^6 nm)分为 17 个波带,包括 8 个长波带和 9 个短波带,通常应用于快速计算大气辐射通量的研究。目前利用辐射模式和全球模式模拟气溶胶辐射效应所使用的辐射方案的光谱分辨率普遍较低(张华等, 2009; Zhang, et al, 2012a)。为精确评估气溶胶在地表和近地面大气中造成的辐射强迫,采用高光谱分辨率 BCC_RAD 辐射模式进行模拟研究,该版本将光波(200— 10^6 nm)分为 974 个波带,其中,长波与短波波带分别被分为 498 和 476 个波带,比用于气候模式的 17 个波带方案大幅度地提高了计算精度。

关于太阳高度角(H)的计算方案,是按照中国地区所在的纬度范围,计算了该地区的太阳高度角年平均值($\cos H = 0.8$)。地表反照率随入射短波波长变化而改变,其中紫外波段内的地表反照率均为 0.200,可见光和近红外波段内地表反照率的变化范围分别为 0.200—0.295 和 0.006—0.300。辐射传输算法采用了 Nakajima 算法(Nakajima, et al, 2000)。在计算中,采用中纬度冬、夏两季标准廓线的平均值作为大气背景条件,将大气分为 100 层,每层高度为 1 km,逐层计算了大气中气体和气溶胶的光学参量,并进一步计算每一层边界的向上、向下辐射通量、层内部的净辐射通量和加热率。

3 研究方法

3.1 计算方法

气溶胶光学厚度(AOD)的定义是:沿辐射传输路径,单位截面内所有气溶胶产生的总削弱,为无量纲量。不同于观测反演的 500 nm (Bush, et al, 2003; Chou, et al, 2006; Kim, et al, 2005) 或 550 nm 波长下的气溶胶光学厚度,文中所采用的计算方法是利用辐射模式 BCC_RAD 计算每个波带下的气溶胶光学厚度,即得到短波波带范围内 476 个波带的气溶胶光学厚度,将太阳常数作为权重函数,对每个波带的气溶胶光学厚度进行加权平均,最终计算出整个短波波带的值,具体计算公式

$$AOD = \sum_{\lambda} AOD_{\lambda} \cdot S_{\lambda,0} / \sum_{\lambda} S_{\lambda,0} \quad (1)$$

式中, AOD_{λ} 为每个波带范围内气溶胶光学厚度, $S_{\lambda,0}$ 为每个波长对应的太阳常数。

气溶胶直接辐射强迫(DRF)被 Antón 等(2011)定义为由于大气中气溶胶的存在导致地表、大气层顶或大气中净辐射通量的瞬时增加或减少,其中净辐射通量的变化包含向下辐射通量(F_d)与向上辐射通量(F_u)变化两部分。文中选取无气溶胶的洁净大气为参考标准,主要计算了晴空条件下气溶胶在地表和近地面大气中的直接辐射强迫(式(2))。其中 F_d^0 和 F_u^0 表示洁净大气中的向下和向上通量, F_n 和 F_n^0 (洁净大气)表示地表的净通量。

对近地面大气的辐射强迫特指 1 km 以下大气的平均净辐射通量变化。

$$\text{DRF} = (F_d - F_u) - (F_d^0 - F_u^0) = F_n - F_n^0 \quad (2)$$

Bush 等(2003)将气溶胶辐射强迫效率(DFE)定义为一定波长范围内单位光学厚度下气溶胶产生的直接辐射强迫,其中气溶胶光学厚度的计算方法如式(1)。

$$\text{DFE} = \text{DRF}/\text{AOD} \quad (3)$$

3.2 数值试验设计

图 2 为气溶胶-气候耦合模式 BCC_AGCM2.0_CUACE/Aero 模拟的 2010 年 RCP 2.6 排放情景下中国地区的不同类型气溶胶的浓度廓线。参考《环境空气质量标准》(GB3095-2012)和已有在空气污染指数(API)与气溶胶光学厚度相关性分析方面的研究(孙林等,2008;陈艳等,2013),分别将上述的气溶胶浓度减半或加倍来模拟 4 种不同污染程度的大气状况(表 1)。需要说明的是,试验在模拟不同污染程度的大气状况时仅改变了气溶胶的浓度,没有改变气溶胶的物理参数和大气环境参数。此外,计算所使用的气溶胶光学厚度均为 3.1 节定义的短波波段气溶胶光学厚度加权平均值。由于观测中反演的气溶胶光学厚度多为 550 nm 波长下的值,所以将计算所使用的短波波段气溶胶光学厚度加权值与 550 nm 波段的气溶胶光学厚度做对比,发现 4 种大气状况下短波波段气溶胶光学厚度加权值均小于 550 nm 波段的值,但差别较小,说明本试验计算所使用的波段气溶胶光学厚度加权值与前人研究中观测得到的气溶胶光学厚度有一定的可比性。

将短波波段分为紫外(0.2—0.4 μm)、可见光

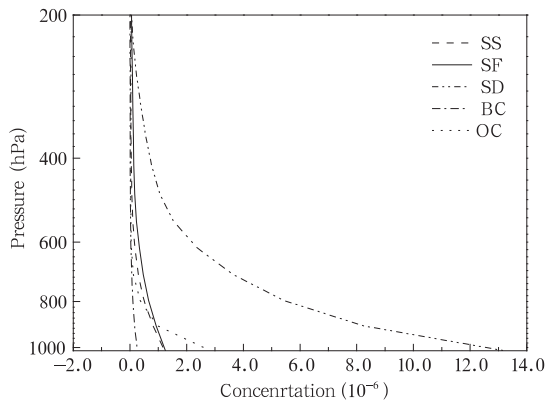


图 2 气溶胶浓度廓线

Fig. 2 The concentration profiles of different kinds of aerosols

表 1 不同大气污染状况下的气溶胶浓度倍数及气溶胶光学厚度

Table 1 Concentration multiples of aerosol and its AOD under different pollution conditions

	倍数因子	气溶胶光学厚度
清洁大气	0.5	0.21
轻度污染	2	0.58
中度污染	3	0.83
重度污染	5	1.32

(0.4—0.76 μm)和近红外(0.760—4 μm)3个波段,对上述 4 种大气状况下地表及近地面大气的向下辐射通量、向上辐射通量及净通量进行研究分析,并讨论气溶胶在每个波段内的直接辐射强迫与辐射强迫效率。将气溶胶按照不同种类分为硫酸盐、黑碳、有机碳、海盐和沙尘,对比讨论各种气溶胶在地表造成的辐射强迫(DRF-SUR)以及对近地面大气的辐射强迫(DRF-NG);按照不同的排放源将气溶胶分为自然气溶胶(AERO-NAL)和人为气溶胶(AERO-ANC),具体分析不同排放源的气溶胶在地表、大气层顶、整层大气和近地面大气造成的辐射强迫;最后,将人为气溶胶中的硫酸盐和黑碳作为典型的散射型气溶胶和吸收型气溶胶,讨论不同的光学过程对地气系统辐射收支的影响。

4 结果与分析

4.1 地表通量的变化

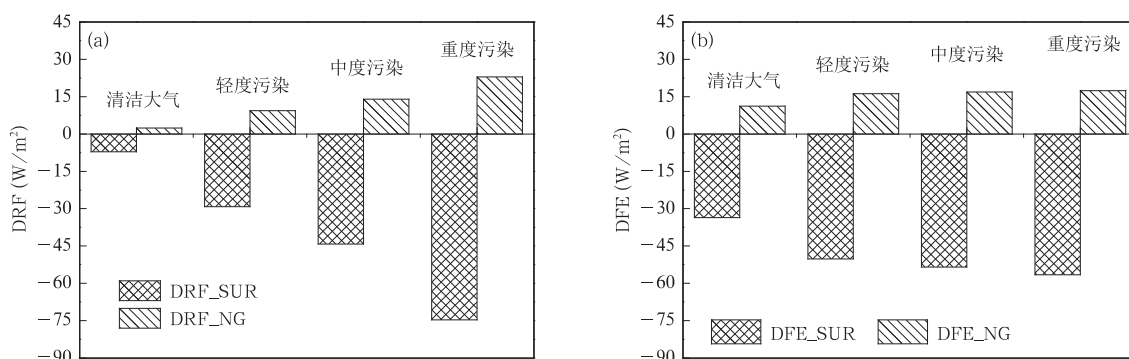
表 2 为 4 种污染大气条件下不同短波波段范围内的地表向下、向上和净辐射通量。整体而言,地表的辐射通量值在紫外波段最小,可见光波段最大,与大气上界太阳入射光谱的能量分布基本一致。4 种污染大气状况下,紫外、可见光和近红外波段内的净辐射通量范围分别为 85.65—97.97、236.46—265.85 和 223.27—249.16 W/m²。对比不同污染程度下的模拟结果,发现每个波段范围内地面向下、向上和净辐射通量值都随污染程度的上升而变小,即大气中的气溶胶含量越高,散射和吸收更多的太阳入射辐射,使得到达地面的向下辐射通量减小,进而导致地表的净辐射通量减少。

4.2 气溶胶的辐射强迫和辐射强迫效率

图 3a 为大气气溶胶在地表产生的辐射强迫与在大气中产生的辐射强迫。需说明的是,文中近地面大气是指 1 km 以下的大气层,通过计算该层内

表2 不同污染条件下,紫外、可见光、近红外和短波波段的辐射通量(单位: W/m^2)

Table 2 Radiative fluxes in UV, VIS, NIR and SW bands under different pollution conditions (unit: W/m^2)		紫外	可见光	近红外	短波
清洁大气	向下	139.92	379.78	336.82	856.52
	向上	41.98	113.93	87.66	243.57
	净辐射	97.95	265.85	249.16	612.95
轻度污染	向下	134.04	366.22	325.46	825.72
	向上	40.21	109.87	84.74	234.82
	净辐射	93.83	256.35	240.71	590.90
中度污染	向下	130.12	356.86	317.68	804.66
	向上	39.04	107.06	82.73	228.83
	净辐射	91.08	249.80	234.94	575.83
重度污染	向下	122.36	337.81	301.92	762.08
	向上	36.71	101.34	78.65	216.69
	净辐射	85.65	236.46	223.27	545.39

图3 不同污染条件下,气溶胶在短波的直接辐射强迫(a)与辐射强迫效率(b)(单位: W/m^2)Fig. 3 DRF(a) and DFE(b) of aerosols in SW bands under different pollution conditions (unit: W/m^2)

净辐射通量的变化来模拟气溶胶在近地层大气中造成的辐射强迫。可以明显看出,地表产生的辐射强迫为负,而近地面为正,即产生加热大气的作用,与Li等(2010)的观测结论基本一致。4种不同污染大气状况下,地表产生的辐射强迫分别为 -7.13 、 -29.18 、 -44.25 和 $-74.50 W/m^2$,表明气溶胶浓度的上升会在地表产生更大的负辐射强迫;同时,近地面的辐射强迫分别为 2.37 、 9.40 、 14.01 和 $22.94 W/m^2$,即大气气溶胶含量越高,在近地面大气中产生的正强迫越多。Yu等(2006)结合地基观测与卫星遥感对气溶胶在全球尺度上对辐射收支的影响进行探究,结论为气溶胶在海洋和陆地表面产生的直接辐射强迫分别为 -8.8 ± 0.7 和 $-11.8 \pm 1.9 W/m^2$;Xia等(2007)于2004年对中国北部香河站点($39.753^\circ N$, $116.961^\circ E$)进行为期15个月的地面观测,发现气溶胶在地面产生的短波直接辐射强迫为 $-32.8 W/m^2$ 。Wang等(2016)利用WRF-Chem模式对东亚地区2005年3月对流层的气溶

胶进行模拟,认为气溶胶的直接辐射效应导致地表的短波辐射通量减少 $20 W/m^2$ 。Li等(2010)对中国地区25个站点的观测结果进行整理分析,区域范围内气溶胶在地表面和大气中的年平均直接辐射强迫分别为 -15.7 ± 8.9 和 $16.0 \pm 9.2 W/m^2$ 。对比上述观测和模拟结果,说明文中的模拟结果是合理的。

图3b是气溶胶在地表和近地面产生的辐射强迫效率,即单位气溶胶光学厚度产生的直接辐射强迫。在4种典型污染大气条件下,地表的辐射强迫效率分别为 -33.58 、 -50.18 、 -50.45 和 $-56.58 W/m^2$;近地面的辐射强迫效率分别为 11.17 、 16.17 、 16.91 和 $17.37 W/m^2$ 。对照图3a可以发现,辐射强迫效率的变化趋势与直接辐射强迫相似,地表的辐射强迫效率为负,近地面为正,且辐射强迫效率随气溶胶浓度的升高变大,说明大气气溶胶含量越高,单位光学厚度的气溶胶产生的直接辐射强迫越大。导致上述变化趋势的原因是由于试验中大气环境参数没有发

生改变,所以不同污染状况下大气中气溶胶产生的直接辐射强迫随气溶胶光学厚度成比例变化,但是 F_n^0 不发生变化,根据式(3)中对辐射强迫效率的定义可知,当光学厚度上升时, F_n^0 与光学厚度的比值减少,所以辐射强迫效率的绝对值出现了上升趋势。Xia等(2007)通过分析香河站观测资料与SBDART模式的模拟结果,得到香河站地表的年平均短波辐射效率分别为 -55.2 和 -55.7 W/m^2 。相比而言,亚洲各地大气气溶胶的地表短波辐射效率均在 -40 — -100 W/m^2 。例如,热带城市地区的短波辐射强迫效率约为 -53 W/m^2 (Chou, et al, 2006),沙尘引起的东亚沿海地区地表的辐射强迫效率为 65 — 95 W/m^2 (Kim, et al, 2005);韩国孤山的地表短波辐射强迫效率值约为 -63.9 (Nakajima, et al, 2003)和 -73 W/m^2 (Bush, et al, 2003);中东地区

(Markowicz et al, 2002)和印度洋(Ramanathan, et al, 2001)的平均短波辐射强迫效率分别为 -85 和 -63.9 W/m^2 。

气溶胶在紫外、可见光、近红外波段产生的直接辐射强迫与其在每个波段的辐射强迫效率如图4所示。4种典型污染大气条件下,气溶胶在地表产生的直接辐射强迫在紫外、可见光、近红外波段分别为 -1.36 — -13.66 、 -3.03 — -32.41 和 -2.74 — -28.62 W/m^2 。类似于地表短波净辐射通量的分布,其在可见光波段负的辐射强迫最大,近红外次之,紫外波段内的直接辐射强迫绝对值最小,与太阳短波辐射在各个波段的能量分布是一致的。与地面相反,气溶胶在近地面大气中的直接辐射强迫为正,在紫外、可见光和近红外波段的强迫值分别为 0.44 — 4.26 、 0.99 — 9.80 和 0.93 — 8.87 W/m^2 。

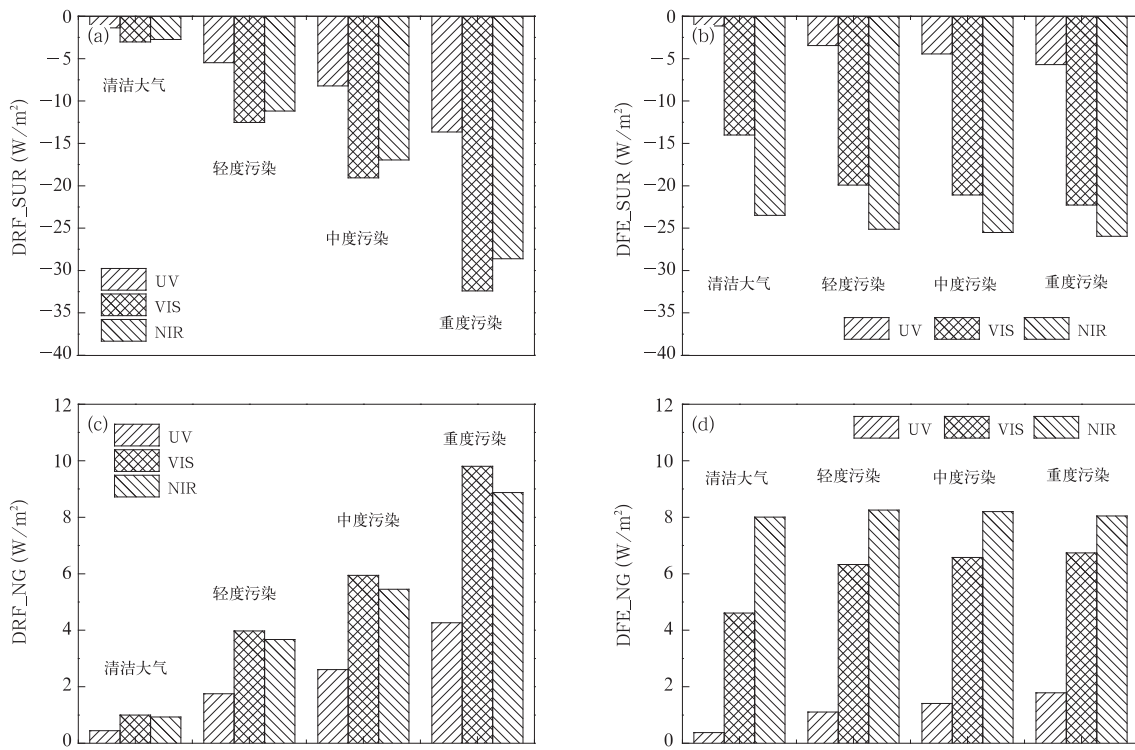


图4 不同污染条件下,紫外、可见光与近红外波段内地表(a,b)与近地面大气(c,d)中的直接辐射强迫(a,c)与辐射强迫效率(b,d)(单位: W/m^2)

Fig. 4 DRF (a,c) and DFE (b,d) of aerosols at the surface (a,b) and in the near-surface atmosphere (c,d) in SW bands under different pollution conditions (unit: W/m^2)

对比4种不同污染大气状况下的模拟结果,发现气溶胶浓度越高,近地面大气中的辐射强迫越大。总而言之,地表和近地面大气中的辐射强迫在各个

波段的分布比例不随气溶胶含量的变化而改变,而强迫值的大小会随气溶胶含量的上升而增大。产生这种现象的主要原因是大气中的气溶胶粒子(除黑

碳以外)主要是由散射性粒子组成,且气溶胶粒子群的有效半径没有改变,造成每个波段的尺度数 α ($\alpha = 2\pi r/\lambda$)不改变,所以单位浓度粒子群在每个波段的光学性质不变,最终导致不同含量的气溶胶粒子在每个波段的辐射强迫值分布比例基本不发生改变。

4种污染条件下,紫外、可见光和近红外波段内地表的辐射强迫效率分别为 -1.15 — -5.71 、 -14.01 — -22.29 和 -23.50 — -25.96 W/m^2 。不同于直接辐射强迫在各个波段的分布,辐射强迫效率在近红外波段最大,可见光波段次之,紫外波段的值最小。气溶胶的有效半径一定时,入射波长(λ)越小,气溶胶在该波段的尺度数 α 越大。根据米散射理论(Mie, 1908; Wiscombe, 1980),粒子的散射截面是粒子尺度数 α 和粒子折射率(m)的复杂函数,其散射效率在一定范围内随 α 的增大而上升。所以相同气溶胶粒子群的光学厚度值在紫外波段内最大,可见光次之,近红外波段最小,Che等(2015)对2013年北京发生的强霾天气过程的观测资料进行分析,结果同样显示不同波长的气溶胶光学厚度值随着波长的增大而变小,与上述分析结论一致。同时由图4a、c可知,可见光波段与近红外波段内的直接辐射强迫相差不大,故而辐射强迫效率在短波波段的分布如图4b、d所示。气溶胶在近地面大气中在紫外、可见光和近红外波段内的辐射强迫效率分别为 0.38 — 1.78 、 4.61 — 6.74 和 8.01 — 8.25 W/m^2 。辐射强迫效率在3个波段的分布与其在地表的分布

一致。值得注意的是,在近红外波段内,4种不同污染大气状况下近地面大气中的辐射强迫效率分别为 8.01 、 8.25 、 8.20 和 8.05 W/m^2 。轻度污染时气溶胶在近地面的辐射效率最高,其原因是近地面的直接辐射强迫的增加速率小于气溶胶粒子在近红外波段的气溶胶光学厚度增加速率。

4.3 不同类型气溶胶的影响

4.3.1 各类气溶胶的辐射强迫

分别模拟5种气溶胶(硫酸盐、黑碳、有机碳、海盐和沙尘)在地表和近地面造成的直接辐射强迫及其在总的直接辐射强迫中所占的比例(表3)。对每种气溶胶在地表的短波辐射强迫进行分析,发现4种污染大气中硫酸盐在地表的短波辐射强迫值最大,分别为 -2.45 、 -10.16 、 -15.54 和 -26.74 W/m^2 ,在总地表辐射强迫中占 34.57% — 36.54% ;沙尘的辐射强迫最小,分别为 -0.71 、 -2.85 、 -4.27 和 -7.01 W/m^2 ,在总的辐射强迫中仅占 9.84% — 10.06% 。目前对沙尘气溶胶产生的直接辐射强迫的评估存在很大的不确定性。例如张华等(2009)对冬、夏两季沙尘的直接辐射强迫在地面的分布做了定量研究,发现全球平均全波辐射强迫冬、夏两季分别为 -1.362 和 -1.559 W/m^2 。王宏等(2004)模拟了东亚—北太平洋地区2001年春季的平均辐射强迫,人为沙尘产生的地面净辐射强迫为 -6.25 W/m^2 。Sun等(2012)利用RegCM4 (Regional Climate Model version 4)模拟了2000—2009年中国沙尘春季晴空辐射强迫,发现地面直接

表3 不同污染条件下,不同类型气溶胶在地表与近地面大气中的辐射强迫(单位: W/m^2)及其占总强迫的百分比(括号内数字)

Table 3 Direct radiative forcing of different kinds of aerosols at the surface and near-surface layer under different pollution conditions (unit: W/m^2), and the ratios of radiative forcing due to each aerosol to that due to total aerosols are in brackets

		清洁大气	轻度污染	中度污染	重度污染
沙尘	地表	$-0.71(10.06\%)$	$-2.85(9.92\%)$	$-4.27(9.84\%)$	$-7.10(9.70\%)$
	近地面	$0.43(18.38\%)$	$1.74(18.45\%)$	$2.60(18.49\%)$	$4.32(18.57\%)$
黑碳	地表	$-1.42(19.96\%)$	$-5.65(19.65\%)$	$-8.45(19.47\%)$	$-14.02(19.16\%)$
	近地面	$0.89(37.51\%)$	$3.54(37.50\%)$	$5.28(37.50\%)$	$8.72(37.50\%)$
硫酸盐	地表	$-2.45(34.57\%)$	$-10.16(35.35\%)$	$-15.54(35.81\%)$	$-26.74(36.54\%)$
	近地面	$0.05(2.05\%)$	$0.18(1.87\%)$	$0.25(1.75\%)$	$0.36(1.53\%)$
海盐	地表	$-1.01(14.22\%)$	$-4.05(14.09\%)$	$-6.09(14.02\%)$	$-10.18(13.91\%)$
	近地面	$0.16(6.91\%)$	$0.65(6.88\%)$	$0.97(6.87\%)$	$1.59(6.83\%)$
有机碳	地表	$-1.50(21.19\%)$	$-6.03(20.99\%)$	$-9.06(20.87\%)$	$-15.14(20.69\%)$
	近地面	$0.83(35.16\%)$	$3.33(35.30\%)$	$4.98(35.40\%)$	$8.27(35.57\%)$
合计	地表	-7.10	-28.73	-43.40	-73.17
	近地面	2.37	9.43	14.08	23.26

辐射强迫在源区为 $-25.0 \sim -15.0 \text{ W/m}^2$, 中国其他区域为 $-15.0 \sim -10.0 \text{ W/m}^2$ 。此外, 一些研究报道了中国沙尘气溶胶直接辐射强迫的年均值, 地表总辐射强迫在中国源区为 $-15 \sim -0.5 \text{ W/m}^2$, 华北为 $-10 \sim -0.5 \text{ W/m}^2$, 中国其他区域为 $-5 \sim -0.6 \text{ W/m}^2$ (Albani, et al, 2014; Liao, et al, 2004; Yue, et al, 2010)。张天航等(2016)在国际大气化学-气候模式比较计划(ACCMIP)中利用多模式定量评估中国区域沙尘气溶胶直接辐射强迫和不确定性范围, 结果显示中国区域年均沙尘产生的地表短波直接辐射强迫为 $-1.5 \pm 1.0 \text{ W/m}^2$ 。

总体而言, 按照地表直接辐射强迫大小(绝对值)对气溶胶进行排序, 结果为硫酸盐 > 有机碳 > 黑碳 > 海盐 > 沙尘。不同于气溶胶在地表造成的负强迫, 而各种气溶胶粒子对近地面大气的强迫为正, 大小顺序为黑碳 > 有机碳 > 沙尘 > 海盐 > 硫酸盐。其中在近地面大气中造成最大辐射强迫的黑碳占总强迫约为 37.50%, 最小的硫酸盐仅占 1.53%—2.05%。

综合分析不同种类气溶胶在地表和近地面大气中产生的辐射强迫, 4 种污染大气下各种气溶胶在地表和近地面大气中产生的辐射强迫在总的强迫中所占的比例变化很小, 但是同种气溶胶在地表和近地面大气的辐射强迫比例变化很大。例如硫酸盐在

地表产生的辐射强迫最大, 但对近地面大气产生的强迫却最小。

4.3.2 自然和人为气溶胶的不同影响

按照以自然源或人为源排放产生为主将气溶胶分为自然气溶胶和人为气溶胶, 分别计算上述两种排放源气溶胶在地表(SUR)、大气层顶(TOA)、整层大气(AT)和近地面大气(NG)的辐射强迫(表4)。两种排放源产生的气溶胶在地表和大气层顶均造成了负的辐射强迫。相较于大气层顶, 其在地表造成的负短波辐射强迫值较大, 导致气溶胶对整层大气的直接辐射强迫为正, 即都产生加热大气的作用。对比自然气溶胶与人为气溶胶的影响, 发现人为气溶胶在地表、大气层顶产生的负的直接辐射强迫以及对整层大气与近地面大气造成的正的直接辐射强迫均大于自然气溶胶的影响。人为气溶胶在地表、大气层顶、整层大气和近地面大气中产生的直接辐射强迫分别占总直接辐射强迫的 76.30%、86.89%、73.82% 和 74.67%, 对地-气系统整体的辐射收支影响最大。此外, 分析自然气溶胶与人为气溶胶在大气中产生的直接辐射强迫, 发现两类气溶胶在近地面大气中的直接辐射强迫分别占整层大气直接辐射强迫的 38.74% 和 40.51%, 说明它们对整层大气辐射收支的影响主要集中在 1 km 高度以下的近地层大气中。

表4 不同污染条件下, 自然与人为气溶胶在地表、大气层顶、整层和近地面大气中产生的辐射强迫(单位: W/m^2)

Table 4 Direct radiative forcing of anthropogenic aerosols and natural aerosols at SUR, TOA and in AT and NG under different pollution conditions (unit: W/m^2)

	地表		大气层顶		整层大气		近地面大气	
	自然气溶胶	人为气溶胶	自然气溶胶	人为气溶胶	自然气溶胶	人为气溶胶	自然气溶胶	人为气溶胶
清洁大气	-1.72	-5.39	-0.18	-1.05	1.54	4.34	0.60	1.77
轻度污染	-6.90	-22.09	-0.73	-4.72	6.16	17.37	2.39	7.06
中度污染	-10.35	-33.56	-1.11	-7.51	9.23	26.05	3.57	10.54
重度污染	-17.26	-56.95	-1.90	-13.57	15.35	43.38	5.92	17.37

4.3.3 散射型和吸收型气溶胶的不同影响比较

气溶胶对地-气系统辐射收支影响的主要方式分为散射和吸收作用, 其中散射过程是气溶胶通过改变一部分入射波的传播方向使得原方向的辐射能被削弱的过程; 而吸收过程是指入射在气溶胶表面的辐射能中的一部分转变为气溶胶本身的内能或其他形式的能量导致传播方向上辐射能量的衰减。不同类型气溶胶在大气中对短波辐射的散射或(和)吸收作用主要取决于粒子自身的光学性质。按照粒子光学性质的差异, 可将大气气溶胶分为散射型气溶胶和吸收型气溶胶。以数值试验中的中度污染状况

为例, 选取人为气溶胶中的硫酸盐和黑碳分别作为散射型气溶胶和吸收型气溶胶, 来探究不同光学过程对地表及大气辐射收支的影响。

图 5a、b 分别为硫酸盐与黑碳对地表及 200 hPa (12 km) 高度以下大气的向下与向上短波辐射造成的影响。对图 5a 进行分析, 发现硫酸盐使得地表向下的短波辐射通量减少了 21.78 W/m^2 , 大于黑碳对地表向下短波通量的影响(减少 11.94 W/m^2)。随着高度的上升, 两种气溶胶造成向下通量的改变量迅速减小, 且硫酸盐的减小速率大于黑碳, 到 800 hPa (2 km) 高度以上, 由于气溶胶浓度的迅速

减少,其对向下的短波辐射影响较小且随高度基本不变,同时黑碳对向下通量的影响超过了硫酸盐。总而言之,硫酸盐和黑碳通过散射和吸收过程均使得向下的太阳辐射通量减少,但硫酸盐对地表和近地面大气向下通量的影响较大,而黑碳对地表以上大气的向下短波通量影响较大。图 5b 为短波向上辐射通量的变化,硫酸盐造成地表向上的辐射通量减少了 6.24 W/m^2 ,当高度到 970 hPa (0.4 km) 左右时,其对向上短波通量的影响变为正值,说明硫酸盐使得大气向上的辐射通量增大。而黑碳对地表与大气向上短波通量的影响均为负值,使得地表向上通量减小了 3.49 W/m^2 ,小于硫酸盐的影响。随着高度的升高,其对向上短波通量的影响(减少)变大。对比两种气溶胶对向上短波通量的影响,发现硫酸盐和黑碳均使得地表向上的短波辐射通量减少(硫酸盐 > 黑碳),但两者的影响随高度变化的趋势不同,硫酸盐会造成大气向上短波辐射通量增加,而黑碳的情况则相反。综合分析两种类型气溶胶对地表向上短波通量与向下短波通量的影响,发现二者对两个方向短波通量的影响主要集中在 600 hPa (4 km) 高度以下,其主要原因是人为气溶胶的垂直

分布主要集中在边界层大气中。区别于两种气溶胶对向下短波通量的影响随高度的相同变化趋势,两种气溶胶对向上辐射通量的影响随高度变化趋势相反。可以从它们光学性质出发解释上述现象的原因:作为散射型气溶胶,硫酸盐会将部分入射太阳短波辐射散射到其他方向,进而导致原太阳光路上向下的短波辐射通量变少,而向上短波辐射通量则由于后向散射过程而增大,总体而言硫酸盐不影响短波辐射的总量,仅通过散射过程造成短波辐射在各个方向上的重新分布;大气中的黑碳则通过吸收光路中的短波辐射使得向下的通量减少,同时向上短波辐射通量也同样因为黑碳的吸收作用而减少,因此黑碳会使得各个方向光路上的辐射通量都减少。硫酸盐与黑碳对每层大气中净辐射通量及加热率的影响如图 5c 所示,发现黑碳通过吸收短波辐射并将其转化为内能对对流层大气有加热作用,对 800 hPa (2 km) 高度以下大气的升温效应最明显,平均加热率为 0.38 K/d 。对比之下,硫酸盐对 800 hPa 高度以下大气的平均加热率仅为 0.018 K/d ,远小于黑碳的加热作用。

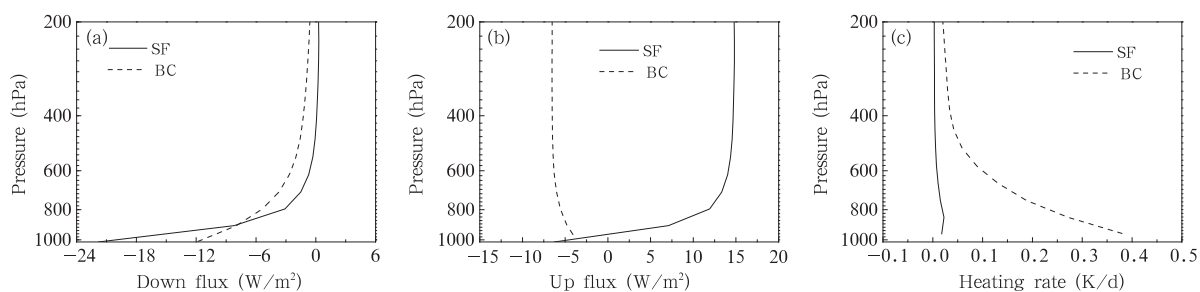


图 5 短波向下(a)、向上(b)通量与加热率(c)的变化

Fig. 5 Variations of downward and upward fluxes and heating rate in short-wave bands

5 结论与讨论

参考《环境空气质量标准》(GB3095-2012)并以气溶胶光学厚度作为判别标准模拟了 4 种大气污染状况,使用精度近似于逐线积分模式的高光谱分辨率辐射传输模式 BCC_RAD(974 带)对气溶胶在地表与近地层大气中造成的直接辐射强迫与辐射强迫效率做了深入的模拟研究。

(1) 总体来说,气溶胶在地表产生的直接辐射强迫为负,而在近地面大气中产生的直接辐射强迫为正。在清洁大气、轻度污染、中度污染与重度污染

4 种大气状况下,气溶胶在地表产生的直接辐射强迫分别为 -7.13 、 -29.18 、 -44.25 和 -74.50 W/m^2 ,气溶胶浓度上升会在地表产生更大的负辐射强迫;同时,气溶胶在近地面产生正的直接辐射强迫分别为 2.37 、 9.40 、 14.01 和 22.94 W/m^2 ,即大气气溶胶含量越高,在大气中产生的正辐射强迫越多。4 种典型污染大气下,气溶胶在地表产生的辐射强迫效率分别为 -33.58 、 -50.18 、 -50.45 和 -56.58 W/m^2 ;近地面的辐射强迫效率分别为 11.17 、 16.17 、 16.91 和 17.37 W/m^2 。辐射强迫效率随气溶胶浓度的升高而变大。

(2) 在紫外、可见光和近红外 3 个波段内,4 种污染状况下的气溶胶在地表产生的直接辐射强迫范围分别为 -1.36 — -13.66 、 -3.03 — -32.41 和 -2.74 — -28.62 W/m^2 ;与地面情况相反,在近地面大气中造成的直接辐射强迫为正,强迫值范围分别为 0.44 — 4.26 、 0.99 — 9.80 和 0.93 — 8.87 W/m^2 。地表直接辐射强迫和近地面直接辐射强迫在各个波段的分布不随气溶胶含量的变化而改变,而辐射强迫值的大小会随气溶胶含量的上升而增大。

(3) 4 种典型大气中,硫酸盐在地表的直接辐射强迫最大,分别为 -2.45 、 -10.16 、 -15.54 和 -26.74 W/m^2 ,在总地表辐射强迫中占 34.57% — 36.54% ;沙尘的辐射强迫最小,分别为 -0.71 、 -2.85 、 -4.27 和 -7.10 W/m^2 ,在总的辐射强迫中仅占 9.84% — 10.06% 。总体而言,按照地表直接辐射强迫大小对不同类型气溶胶进行排序,结果为硫酸盐>有机碳>黑碳>海盐>沙尘。不同于气溶胶在地表造成的强迫,各类气溶胶对近地面大气的强迫大小为黑碳>有机碳>沙尘>海盐>硫酸盐。

(4) 对比自然气溶胶与人为气溶胶的影响,发现人为气溶胶在地表、大气层顶产生的负的直接辐射强迫以及在整层大气与近地面大气造成的正直接辐射强迫均大于自然气溶胶的影响。且两种排放源的气溶胶对整层大气辐射收支的影响主要集中于 800 hPa(2 km)高度以下的大气。

(5) 通过分析硫酸盐与黑碳对辐射通量的影响探究大气中散射与吸收过程的异同,发现硫酸盐和黑碳通过散射和吸收均使得大气向下的太阳辐射通量减少,但硫酸盐对地表和近地面大气向下通量的影响较大,而黑碳对地表以上大气的向下通量影响较大。不同于对向下通量的影响,硫酸盐和黑碳均使得地表向上的短波辐射通量减少(硫酸盐>黑碳),但两者的影响随高度变化的趋势不同,硫酸盐会造成大气向上短波辐射通量增加,而黑碳的作用是相反的。可以用气溶胶光学性质解释上述现象,即硫酸盐通过散射过程不会造成辐射总量的减少,仅影响短波辐射在各个方向上的重新分布;黑碳则通过吸收各个方向的短波辐射并将其转化为内能,对流层大气的加热作用远大于硫酸盐。

需要说明的是,本研究结论没有考虑云的影响和气候反馈作用,是以中纬度冬、夏两季标准大气廓线的平均值作为大气背景状况,模拟的晴空条件下

气溶胶对大气的瞬时影响。其意义在于给出不同污染状况下的气溶胶对地球大气辐射收支的影响,可以为未来考虑有云大气和气候反馈的相关研究提供机制和机理。此外,不同污染状况下气溶胶通过改变紫外辐射通量可以影响对流层臭氧的光化学反应速率,进而影响大气臭氧含量改变大气氧化性,本文也为进一步开展此方面的研究鉴定了基础。

参考文献

- 陈艳,孙敬哲,张武等. 2013. 兰州地区 MODIS 气溶胶光学厚度和空气污染指数相关性研究. 兰州大学学报(自然科学版), 49(6): 765-772. Chen Y, Sun J Z, Zhang W, et al. 2013. Research on the correlation between MODIS aerosol optical depth and air pollution index over Lanzhou area. J Lanzhou Univ (Nat Sci), 49(6): 765-772 (in Chinese)
- 孙林,商晓青,孙长奎等. 2008. 城市地区气溶胶光学厚度与空气污染指数的相关性分析. 山东科技大学学报(自然科学版), 27(3): 9-13. Sun L, Shang X Q, Sun C K, et al. 2008. Analysis on the correlation of AOT and API in the urban areas. J Shandong Univ Sci Technol (Nat Sci), 27(3): 9-13 (in Chinese)
- 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. 科学通报, 49(19): 1993-2000. Wang H, Shi G Y, Aoki T, et al. 2004. Radiative forcing due to dust aerosol over East Asia-North Pacific region during spring, 2001. Chinese Sci Bull, 49(20): 2212-2219
- 王志立. 2011. 典型种类气溶胶的辐射强迫及其气候效应的模拟研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 25-45. Wang Z L. 2011. Simulation of radiative forcing of typical aerosols and their effects on climate[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 25-45 (in Chinese)
- 卫晓东. 2011. 大气气溶胶的光学特性及其在辐射传输模式中的应用[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 47-52. Wei X D. 2011. Optical properties of atmospheric aerosols and their application in the radiative transfer model[D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 47-52 (in Chinese)
- 卫晓东,张华. 2011. 非球形沙尘气溶胶光学特性的分析. 光学学报, 31(5): 0501002. Wei X D, Zhang H. 2011. Analysis of optical properties of nonspherical dust aerosols. Acta Opt Sinica, 31(5): 0501002 (in Chinese)
- 张华,马井会,郑有飞. 2009. 沙尘气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究. 气象学报, 67(4): 510-521. Zhang H, Ma J H, Zheng Y F. 2009. A modeling study of global radiative forcing due to dust aerosol. Acta Meteor Sinica, 67(4): 510-521 (in Chinese)
- 张华,卢鹏. 2014. 多层四流球谐函数算法的构建及在大气辐射传输模式中的应用. 气象学报, 72(6): 1257-1268. Zhang H, Lu P. 2014. Construction of the multi-layers four-stream spherical harmonic expansion algorithm and its application to atmospheric radiative model. Acta Meteor Sinica, 72(6): 1257-1268 (in

Chinese)

- 张华. 2016. BCC_RAD大气辐射传输模式. 北京: 气象出版社, 44-177. Zhang H. 2016. Atmospheric Radiative Transfer Model of BCC_RAD. Beijing: China Meteorological Press, 44-177 (in Chinese)
- 张天航, 廖宏, 常文渊等. 2016. 基于国际大气化学-气候模式比较计划模式数据评估中国沙尘气溶胶直接辐射强迫. 大气科学, 40(6): 1242-1260. Zhang T H, Liao H, Chang W Y, et al. 2016. Direct radiative forcing by dust in China based on atmospheric chemistry and climate model intercomparison project (ACCMIP) datasets. Chinese J Atmos Sci, 40(6): 1242-1260 (in Chinese)
- 赵树云, 智协飞, 张华等. 2014. 气溶胶-气候耦合模式系统 BCC_AGCM2.0.1_CAM 气候态模拟的初步评估. 气候与环境研究, 19(3): 265-277. Zhao S Y, Zhi X F, Zhang H, et al. 2014. Primary assessment of the simulated climatic state using a coupled aerosol-climate model BCC_AGCM2.0.1_CAM. Climatic Environ Res, 19(3): 265-277 (in Chinese)
- 周晨, 张华, 王志立. 2013. 黑碳与非吸收性气溶胶的不同混合方式对其光学性质的影响. 光学学报, 33(8): 0829001. Zhou C, Zhang H, Wang Z L. 2013. Impact of different mixing ways of black carbon and non-absorbing aerosols on the optical properties. Acta Opt Sinica, 33(8): 0829001 (in Chinese)
- Albani S, Mahowald N M, Perry A T, et al. 2014. Improved dust representation in the Community Atmosphere Model. J Adv Model Earth Syst, 6(3): 541-570
- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. Science, 245(4923): 1227-1230
- Antón M, Gil J E, Fernández-Gálvez J, et al. 2011. Evaluation of the aerosol forcing efficiency in the UV erythral range at Granada, Spain. J Geophys Res, 116(D20): D20214
- Atwater M A. 1970. Planetary albedo changes due to aerosols. Science, 170(3953): 64-66
- Boucher O, Randall D. 2013. Clouds and Aerosols//Stocker T F, Qin D H, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 616-617
- Bush B C, Valero F P J. 2003. Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign. J Geophys Res, 108(D23): 8660
- Charlson R J, Pilat M J. 1969. Climate: The influence of aerosols. J Appl Meteor, 8(6): 1001-1002
- Che H Z, Shi G Y, Zhang X Y, et al. 2005. Analysis of 40 years of solar radiation data from China, 1961-2000. Geophys Res Lett, 32(6): L06803
- Che H Z, Zhang X Y, Li Y, et al. 2007. Horizontal visibility trends in China 1981-2005. Geophys Res Lett, 34(24): L24706
- Che H Z, Yang Z F, Zhang X Y, et al. 2009. Study on the aerosol optical properties and their relationship with aerosol chemical compositions over three regional background stations in China. Atmos Environ, 43(5): 1093-1099
- Che H Z, Xia X G, Zhu J, et al. 2015. Aerosol optical properties under the condition of heavy haze over an urban site of Beijing, China. Environ Sci Pollut Res, 22(2): 1043-1053
- Chou M D, Lin P H, Ma P L, et al. 2006. Effects of aerosols on the surface solar radiation in a tropical urban area. J Geophys Res, 111(D15): D15207
- Gong S L, Barrie L A, Blanchet J P, et al. 2003. Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol processes for climate and air quality models I. Module development. J Geophys Res, 108(D1): 4007
- Han Z W. 2010. Direct radiative effect of aerosols over East Asia with a regional coupled climate/chemistry model. Meteor Z, 19(3): 287-298, doi: 10.1127/0941-2948/2010/0461
- Hsu N C, Gautam R, Sayer A M, et al. 2012. Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010. Atmos Chem Phys, 12(17): 8037-8053
- Huang J P, Minnis P, Yi Y H, et al. 2007. Summer dust aerosols detected from CALIPSO over the Tibetan plateau. Geophys Res Lett, 34(18): L18805
- Huang J P, Minnis P, Chen B, et al. 2008. Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX. J Geophys Res, 113(D23): D23212
- Kaufman Y J, Tanré D, Boucher O. 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. Nature, 419(6903): 215-223
- Kim D H, Sohn B J, Nakajima T, et al. 2005. Aerosol radiative forcing over East Asia determined from ground-based solar radiation measurements. J Geophys Res, 109(D10): D10S22
- Lacagnina C, Hasekamp O P, Torres O. 2017. Direct radiative effect of aerosols based on PARASOL and OMI satellite observations. J Geophys Res, 122(4): 2366-2388
- Li Z Q, Chen H, Cribb M, et al. 2007. Preface to special section on East Asian Studies of Tropospheric Aerosols: An International Regional Experiment (EAST-AIRE). J Geophys Res, 112(D22): D22S00
- Li Z Q, Lee K H, Wang Y S, et al. 2010. First observation-based estimates of cloud-free aerosol radiative forcing across China. J Geophys Res, 115(D7): D00K18
- Liang F, Xia X A. 2005. Long-term trends in solar radiation and the associated climatic factors over China for 1961-2000. Ann Geophys, 23(7): 2425-2432
- Liao H, Seinfeld J H, Adams P J, et al. 2004. Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model. J Geophys Res, 109(D16): D16207
- Lu P, Zhang H, Li J N. 2011. Correlated k -distribution treatment of cloud optical properties and related radiative impact. J Atmos

- Sci, 68(11): 2671-2688
- Markowicz K M, Flatau P J, Ramana M V, et al. 2002. Absorbing Mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface. *Geophys Res Lett*, 29(20): 1968
- Marticorena B, Bergametti G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J Geophys Res*, 100(D8): 16415-16430
- McCormick R A, Ludwig J H. 1967. Climate modification by atmospheric aerosols. *Science*, 156(3780): 1358-1359
- Mie G. 1908. Articles on the optical characteristics of turbid tubes, especially colloidal metal solutions. *Ann Phys*, 25(3): 377-445
- Mitchell J M Jr. 1971. The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth's surface. *J Appl Meteor*, 10(4): 703-714
- Nakajima T, Tsukamoto M, Tsushima Y, et al. 2000. Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model. *Appl Opt*, 39(27): 4869-4878
- Nakajima T, Sekiguchi M, Takemura T, et al. 2003. Significance of direct and indirect radiative forcings of aerosols in the East China Sea region. *J Geophys Res*, 108(D23): 8658
- Qian Y, Kaiser D P, Leung L R, et al. 2006. More frequent cloud-free sky and less surface solar radiation in China from 1955 to 2000. *Geophys Res Lett*, 33(1): L01812
- Qian Y, Leung L R, Ghan S J, et al. 2011. Regional climate effects of aerosols over China: Modeling and observation. *Tellus B Chem Phys Meteor*, 55(4): 914-934
- Ramanathan V, Crutzen P J, Lelieveld J, et al. 2001. Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *J Geophys Res*, 106(D22): 28371-28398
- Ramanathan V, Li F, Ramana M V, et al. 2007. Atmospheric brown clouds: Hemispherical and regional variations in long-range transport, absorption, and radiative forcing. *J Geophys Res*, 112(D22): D22S21
- Remer L A, Kleidman R G, Levy R C, et al. 2008. Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors. *J Geophys Res*, 113(D14): D14S07
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287(5459): 1793-1796
- Sun H, Pan Z T, Liu X D. 2012. Numerical simulation of spatial-temporal distribution of dust aerosol and its direct radiative effects on East Asian climate. *J Geophys Res*, 117(D13): D13206
- Twomey S. 1974. Pollution and the planetary albedo. *Atmos Environ* (1967), 8(12): 1251-1256
- Wang H, Tan S C, Wang Y, et al. 2014. A multisource observation study of the severe prolonged regional haze episode over eastern China in January 2013. *Atmos Environ*, 89: 807-815
- Wang J, Allen D J, Pickering K E, et al. 2016. Impact of aerosol direct effect on east Asian air quality during the EAST-AIRE campaign. *J Geophys Res*, 121(11): 6534-6554, doi: 10.1002/2016jd025108
- Wiscombe W J. 1980. Improved mie scattering algorithms. *Appl Opt*, 19(9): 1505-1509
- Xia X, Li Z, Wang P, et al. 2007. Estimation of aerosol effects on surface irradiance based on measurements and radiative transfer model simulations in northern China. *J Geophys Res*, 112(D22): D22S10
- Xin J Y, Wang Y S, Li Z Q, et al. 2007. Aerosol optical depth (AOD) and Ångström exponent of aerosols observed by the Chinese Sun Hazemeter Network from August 2004 to September 2005. *J Geophys Res*, 112(D5): D05203
- Yu H, Kaufman Y J, Chin M, et al. 2006. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos Chem Phys*, 6(3): 613-666
- Yue X, Wang H J, Liao H, et al. 2010. Simulation of dust aerosol radiative feedback using the GMOD: 2. Dust-climate interactions. *J Geophys Res*, 115(D4): D04201
- Zhang F, Li J N. 2013a. Doubling-adding method for delta-four-stream spherical harmonic expansion approximation in radiative transfer parameterization. *J Atmos Sci*, 70(10): 3084-3101
- Zhang F, Shen Z P, Li J N, et al. 2013b. Analytical delta-four-stream doubling-adding method for radiative transfer parameterizations. *J Atmos Sci*, 70(3): 794-808
- Zhang H. 2002. An optimal approach to overlapping bands with correlated k distribution and their application to radiation calculation for AGCM//Proceedings of Spring Meeting 2002. American Geophysical Union
- Zhang H, Nakajima T, Shi G Y, et al. 2003. An optimal approach to overlapping bands with correlated k distribution method and its application to radiative calculations. *J Geophys Res*, 108(D20): 4641
- Zhang H, Shi G Y. 2005. A new approach to solve correlated k -distribution function. *J Quant Spectrosc Radiat Transf*, 96(2): 311-324
- Zhang H, Shi G Y, Nakajima T, et al. 2006a. The effects of the choice of the k -interval number on radiative calculations. *J Quant Spectrosc Radiat Transf*, 98(1): 31-43
- Zhang H, Suzuki T, Nakajima T, et al. 2006b. Effects of band division on radiative calculations. *Opt Eng*, 45(1): 016002
- Zhang H, Wang Z L, Wang Z Z, et al. 2012a. Simulation of direct radiative forcing of aerosols and their effects on East Asian climate using an interactive AGCM-aerosol coupled system. *Climate Dyn*, 38(7-8): 1675-1693
- Zhang H, Shen Z, Wei X, et al. 2012b. Comparison of optical properties of nitrate and sulfate aerosol and the direct radiative forcing due to nitrate in China. *Atmos Res*, 113: 113-125
- Zhang H, Chen Q, Xie B. 2015. A new parameterization for ice cloud optical properties used in BCC-RAD and its radiative impact. *J Quant Spectrosc Radiat Transf*, 150: 76-86