

衣娜娜, 张镭, 刘卫平, 等. 2017. 西北地区气溶胶光学特性及辐射影响 [J]. 大气科学, 41 (2): 409–420. Yi Nana, Zhang Lei, Liu Weiping, et al. 2017. Optical characteristics and radiative effects of atmospheric aerosol over Northwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 409–420, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.15272.

西北地区气溶胶光学特性及辐射影响

衣娜娜^{1,2} 张镭^{1,2} 刘卫平^{1,2} 田鹏飞^{1,2} 董祝雷³

1 兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

2 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

3 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

摘 要 利用 SACOL (兰州大学半干旱气候与环境观测站) 2006~2012 年 AERONET (全球气溶胶自动监测网) level 2.0 和太阳短波辐射计资料, 分析了中国西北地区气溶胶的光学特性与辐射影响。利用辐射传输模式 SBDART (平面平行大气辐射传输模式) 检验 TOA (大气层顶) 处辐射强迫为正的原因。BOA (地表)、TOA、Atmosphere (大气) 的辐射强迫年均值分别是 -59.43 W m^{-2} 、 -17.03 W m^{-2} 、 42.40 W m^{-2} , AOD (光学厚度, 550 nm) 年均值 0.37, α (波段的波长指数, 440~675 nm) 年均值 0.91, 变化趋势与 AOD 位相相反, 当 AOD 为 0.3~2.2 时, α 很小 (0.0~0.2), 表明粒子尺度很大。SSA (单次散射反照率, 675 nm) 年均值 0.93, g (不对称因子, 675 nm) 年均值 0.68, 复折射指数 (675 nm) 实部年均值 1.48, 虚部 0.007。复折射指数实部的年变化趋势与 AOD 一致, 虚部与 AOD 反位相, 所以西北地区多为粗模态散射性气溶胶。气溶胶对大气的加热率最大值出现在 0~2 km, 随高度递减。冬、夏半年在地表加热率分别是 2.6 K d^{-1} 和 0.6 K d^{-1} ; 季节变化中, 冬季、秋季、春季和夏季, 在地表的加热率依次是 2.5 K d^{-1} 、 1.4 K d^{-1} 、 1.2 K d^{-1} 和 0.2 K d^{-1} , 主要因为秋季气溶胶的吸收性大于春季。地表反照率和 SSA 对 TOA 正辐射强迫贡献率分别是 22.5% 和 77.5%。

关键词 辐射强迫 SBDART 模式 地表反照率 SSA (单次散射反照率) 加热率

文章编号 1006-9895(2017)02-0409-12

中图分类号 P422

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.15272

Optical Characteristics and Radiative Effects of Atmospheric Aerosol over Northwest China

YI Nana^{1,2}, ZHANG Lei^{1,2}, LIU Weiping^{1,2}, TIAN Pengfei^{1,2}, and DONG Zhulei³

1 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

3 School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

Abstract AERONET (Aerosol Robotic Network) level 2.0 and CM₂₁ data in SACOL (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University) for 2006–2012 were used to analyze optical properties and radiative effects of aerosols over Northwest China. Meanwhile, the reason for the positive TOA (Top of Atmosphere) radiative forcing was examined by using the SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer). The annual averages of BOA (Bottom of Atmosphere), TOA, and atmosphere radiative forcing are -59.43 W m^{-2} , -17.03 W m^{-2} , and

收稿日期 2015-09-21; 网络预出版日期 2016-07-04

作者简介 衣娜娜, 女, 1989 出生, 硕士研究生, 研究方向为大气气溶胶的辐射强迫。E-mail: yinn13@lzu.edu.cn

通讯作者 张镭, E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

基金项目 国家重大科学研究计划项目 2012CB955302, 国家自然科学基金项目 41475008

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2012CB955302), National Nature Science Foundation of China (Grant 41475008)

42.40 W m^{-2} , respectively. The annual averages of AOD (aerosol optical depth, 550 nm) and α (angstrom exponent, 440–675 nm) are 0.37 and 0.91, respectively. α and AOD have opposite phases. The α value is within 0.0–0.2, which is very small, when the AOD is within 0.3–2.2. The annual averages of SSA (single scattering albedo, 675 nm), g (asymmetry factor, 675 nm) and the real part of the complex refractive index (675 nm) are 0.93, 0.68, 1.48, respectively. The annual trend of the real part is consistent with that of AOD while that of the imaginary part is opposite to that of AOD. Thereby the coarse-particle mode aerosols that have strong scattering effects dominate Northwest China. The maximum atmospheric heating rate occurs in 0–2 km and decreases with height based on the simulations with and without aerosol effects. The heating rates in the winter half year and summer half year are 2.6 K d^{-1} and 0.6 K d^{-1} on the surface, respectively. In the four seasons, the heating rate is the largest in the winter, followed by that in the autumn and spring, and smallest in the summer with values of 2.5 K d^{-1} , 1.4 K d^{-1} , 1.2 K d^{-1} , 0.2 K d^{-1} on the surface in the winter, autumn, spring, and summer, respectively. The absorption by aerosols is stronger in the autumn than in the spring. Contributions of the surface albedo and SSA account for 22.5% and 77.5% of the positive radiative forcing at TOA, respectively.

Keywords Radiative forcing, SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer), Surface albedo, SSA (single scattering albedo), Heating rate

1 引言

气溶胶通过多种方式影响气候,可以散射和吸收太阳辐射,可以充当云的凝结核,影响云的反照率和生命期,沉降在海冰、雪盖、冰川上,使地表变暗,增强对太阳辐射的吸收,云中气溶胶吸收太阳辐射加热大气,蒸发云滴,气溶胶影响气候的能力取决于其在大气中的含量以及化学、物理和光学特性。

气溶胶的辐射强迫可以用来评估气溶胶对气候变化影响程度,但是辐射强迫计算存在一定的不确定性。IPCC 第四次评估报告中指出,缺乏对气溶胶光学特性和时空分布的了解是气溶胶辐射强迫模拟不确定性的原因(Christensen et al., 2007)。IPCC 第五次评估报告中给出总气溶胶的辐射强迫是 -0.9 W m^{-2} ,不确定性范围是 $-1.9 \sim -0.1 \text{ W m}^{-2}$ (IPCC, 2013)。

气溶胶辐射强迫不确定性除与光学特性有关外,还与粒子形状(Chung et al., 2005; Magi, 2009)、垂直分布密切相关。针对大气气溶胶的物理、光学特性以及时空分布国内外开展了大量的合作观测实验,亚洲太平洋地区气溶胶特性实验(Asian Pacific Regional Aerosol Characterization Experiment (ACE-Asia))(Huebert et al., 2003),亚洲大气颗粒物环境研究(Asian Atmospheric Particle Environment (APEX))(Nakajima et al., 2003),印度洋实验(Indian Ocean Experiment (INDOEX))(Ramanathan et al., 2001a)。中国西北黄土高原位于干旱半干旱区,生态系统脆弱,定量研究气溶胶的辐射强迫对于预测该区域未来气候变化至关重要。在我国西北地区的中美联合气溶胶观测实验,分别

于 2008 和 2010 年展开,为了解该地区的气溶胶辐射特性提供了重要的科学依据(Ge et al., 2011)。

Bi et al. (2011) 利用太阳光度计(CIMEL)分析了 2006~2008 年中国西北气溶胶的光学和辐射特性,气溶胶光学厚度的年均值是 0.35,当气溶胶的光学厚度小于 0.8 时,对应 α 非常宽的范围;Liu et al. (2011) 基于天空辐射计和 SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) 辐射传输模式计算了 2009 年中国西北地区气溶胶光学特性和辐射强迫,春季气溶胶的光学厚度 0.4,平均单次散射反照率 0.9,一次沙尘过程造成大气层顶、地表、大气辐射强迫分别是 0.68 W m^{-2} 、 -70.2 W m^{-2} 、 70.7 W m^{-2} 。地基和星载激光雷达为探测气溶胶的垂直分布提供了新的手段。郑有飞等(2013)利用 CALIPSO 资料研究了中国西北一次沙尘过程中沙尘气溶胶的时空分布和传输特性。Zhang and Li (2012) 利用微脉冲激光雷达和微波辐射计研究了中国西北地区沙尘气溶胶的垂直分布。曹贤洁等(2009)、周碧等(2011)分别利用激光雷达研究了兰州市和兰州市远郊区沙尘气溶胶的辐射特性。

深刻理解气溶胶光学特性和辐射强迫对于准确评估未来区域和全球气候变化至关重要。半干旱地区是对气候变化最敏感的区域(Fu et al., 2006; Huang et al., 2009),西北地区属于半干旱地区,对该地区气溶胶光学特性和辐射特性的评估具有重要意义。很多学者利用 AERONET (全球气溶胶自动监测网)研究西北地区气溶胶光学特性和辐射强迫(陈艳等, 2013; 张志薇等, 2014a, 2014b; Bi et al., 2014; Che et al., 2014; Gong et al., 2014),但多数只

关注典型个例或典型天气过程中气溶胶的辐射特性; 张志薇等 (2014a, 2014b) 使用了相对较长的 AERONET 数据样本以及 Bi et al. (2014) 虽然都分析了气溶胶的辐射强迫, 但对 TOA (大气层顶) 正辐射强迫原因缺乏分析; 激光雷达可以研究气溶胶垂直分布 (曹贤洁等, 2009; 周碧等, 2011; Zhang and Li, 2012; 陈艳等, 2013), 辐射传输模式也能研究气溶胶的垂直分布同时可以揭示气溶胶辐射效应垂直变化。本文利用 2006~2012 年 SACOL (兰州大学半干旱气候与环境观测站) AERONET level 2.0 提供的光学厚度 AOD (Smirnov et al., 2000; Li et al., 2014)、单次散射反照率 SSA、不对称因子 g 、细模态体积比 FF (fine mode fraction) 和波长指数等分析了中国西北地区气溶胶物理、光学特性和辐射影响。将太阳短波辐射计 CM_21 提供的地表反照率数据、OMI 臭氧观测数据与辐射传输模式 SBDART 结合, 分析大气加热率廓线的季节变化。通过地表反照率与 SSA 的敏感性试验给出了与 TOA 正辐射强迫相关物理量的贡献率。

2 数据与仪器介绍

2.1 数据资料

AERONET 是 NASA (美国国家宇航局) 和法国国家科学研究中心 (CNRS) 共同组建的由全球数百个太阳光度计组成的气溶胶自动监测网。可以提供区域尺度气溶胶的监测和验证。反演光学厚度的不确定性在可见光和近红外波段是 ± 0.01 , 在紫外波段是 ± 0.02 (Holben et al., 1998; Eck et al., 1999; Dubovik and King, 2000; Omar et al., 2013)。为提高研究结果的可靠性, 利用 SACOL 的辐射观测数据与 AERONET 模拟值进行对比, 如图 1 所示, CM_21

观测辐射的波长范围是 $0.308\sim 2.8\ \mu\text{m}$, AERONET 模拟的波长范围是 $0.2\sim 4.0\ \mu\text{m}$, 所以模拟值略大于实测值, 太阳总辐射模拟平均值 $427\ \text{W m}^{-2}$, 观测平均值 $433\ \text{W m}^{-2}$, 相差 $6\ \text{W m}^{-2}$, 在 CM_21 观测的误差范围之内, 所以 AERONET 的数据具有较高的可靠性, 一般被用作实测参考数据 (闭建荣, 2014; 张志薇, 2014b)。选取 2006~2012 年 SACOL AERONET level 2.0 (2006 年 7 月 28 日至 2012 年 8 月 10 日) 的数据, 具体情况见表 1。地表反照率来自 AERONET 提供的数据, 是利用 440 nm、675 nm、870 nm 和 1020 nm 4 个波段数据结合 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 数据, 采用动态光谱和空间模型计算得到的 $0.2\sim 4.0\ \mu\text{m}$ 宽波段反照率 (Lucht and Roujean, 2000; Mood et al., 2005)。2008 年地表反照率数据来自 CM_21 观测, 根据地表接收的向下总辐射通量 (R_{D_AVG}) 和反射辐射通量 (R_{U_AVG}) 计算每一天的地表反照率。地表反照率公式如下:

$$R = \frac{R_{U_AVG}}{R_{D_AVG}}. \quad (1)$$

表 1 2006~2012 年 SACOL 数据使用统计表

Table 1 Statistics of SACOL (Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University) data usage for period 2006–2012

光学特征参数	样本数	天数/d	月数
AOD (550 nm)	50020	1414	70
SSA (675 nm)	1547	490	63
g (675 nm)	4058	952	69

2.2 辐射传输模式和模拟试验

2.2.1 SBDART 辐射传输模式

SBDART 模式是用来计算大气层顶和地表在

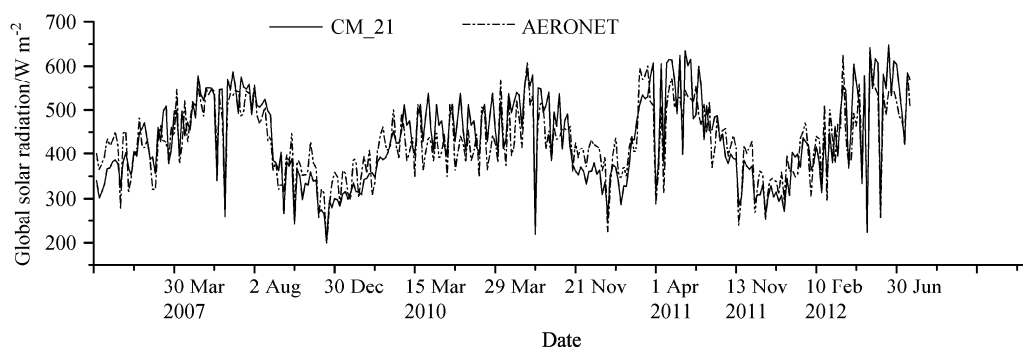


图 1 太阳短波辐射计 (CM_21) 观测的太阳总辐射日均值和 AERONET 模式模拟日均值对比

Fig. 1 Daily averages of global solar radiation from shortwave radiation radiometer (CM_21) measurements against corresponding AERONET (Aerosol Robotic Network) simulation

晴空和有云条件下平面平行辐射。其辐射波段包括紫外、可见光、红外。模式内部采用的是复杂的离散坐标,低分辨率的大气模式,模式中考虑了水滴和冰相的米散射过程。模式适合各种大气辐射能量平衡和遥感研究。

2.2.2 模拟试验设计

SACOL 位于兰州大学榆中校区萃英山顶 (35.95°N, 104.14°E), 下垫面为典型的黄土高原地貌, 属于温带半干旱气候, 可以很好地代表西北地区复杂的下垫面特征。SBDART 模式经过检验, 能够很好地模拟西北地区气溶胶辐射信息 (图略), 所以利用模式对 2008 年 2 月 TOA 正强迫做了详细的分析。SBDART 模式模拟气溶胶辐射效应需要输入相应波段 (440 nm、675 nm、870 nm、1020 nm) 的气溶胶光学厚度 (AOD)、单次散射反照率 (SSA)、不对称因子 (g) 等光学特征参数, 其他波段的气溶胶光学厚度根据 AOD 和 α 的指数规律推导得到, 其他波段的气溶胶光学参数根据已知信息进行内插和外推计算获得。模式使用的是默认的气溶胶垂直分布廓线 (McClatchey et al., 1972; Ricchiazzi and Gautier, 1998)。模式模拟气溶胶辐射特性时, 波长范围 0.25~4.0 μm , 分辨率是 0.005 μm 。O₃ 和水汽数据分别由 OMI (Daily L3 Global 0.25°×0.25° Grid) 和太阳光度计提供。

3 SACOL 气溶胶直接辐射强迫和光学特性

3.1 气溶胶的直接辐射强迫

气溶胶对气候的影响可用辐射强迫定量描述。气溶胶粒子通过散射和吸收太阳短波辐射, 造成到达地表的太阳辐射、大气层顶反射回外太空辐射变化, 这种变化量称为气溶胶的直接辐射强迫。

气溶胶辐射强迫的计算公式:

$$R_F = (F^\downarrow - F^\uparrow) - (F_C^\downarrow - F_C^\uparrow), \quad (2)$$

其中, $F^\uparrow$ ($F^\downarrow$) 代表有气溶胶时向上 (向下) 的辐射通量, $F_C^\uparrow$ ($F_C^\downarrow$) 代表没有气溶胶时向上 (向下) 的辐射通量。有气溶胶和没有气溶胶的净辐射通量差值就是气溶胶辐射强迫。

瞬时辐射强迫是太阳高度角的函数, 太阳高度角增加, 烟尘 (吸收性) 气溶胶 TOA 辐射强迫减小 (Haywood and Shine, 1997), 硫酸盐 (散射性) 气溶胶 TOA 辐射强迫在天顶角 60°~80°最大 (Nemesure et al., 1995; Boucher et al., 1998)。统计

2006~2012 年 SACOL 7 年瞬时辐射强迫 (辐射强迫的误差在 $2 \pm 10 \text{ W m}^{-2}$, García et al., 2008) 对应天顶角的范围为 11.35°~77.5°, 日均辐射强迫

(D_{ARF}) 根据公式 $D_{\text{ARF}} = \frac{1}{24} \int R_F dt$ 计算得到。本文主要分析 2006~2012 年 SACOL 气溶胶辐射强迫

年变化趋势, 所以没有讨论天顶角的影响。如图 2, BOA (地表) 辐射强迫年均值 -59.43 W m^{-2} (地表反照率=0.24) 高于香河年均值 -25 W m^{-2} (地表反照率=0.15) (蔡福等, 2005; 闭建荣等, 2008; Li et al., 2007), 中国区域 BOA 辐射强迫年均值 -35.1 W m^{-2}

(Li et al., 2010)。BOA 辐射强迫 4 月最大, $-84.93 \pm 12.19 \text{ W m}^{-2}$, 7 月和 9 月较小, 分别是 $-39.77 \pm 9.68 \text{ W m}^{-2}$ 和 $-40.50 \pm 9.50 \text{ W m}^{-2}$; TOA 辐射强迫年均值为 -17.03 W m^{-2} , 4 月最大, $-28.49 \pm 2.98 \text{ W m}^{-2}$, 2 月最小, $5.23 \pm 30.77 \text{ W m}^{-2}$; 大气辐射强迫年均值 42.40 W m^{-2} , 2 月最大, $76.91 \pm 40.86 \text{ W m}^{-2}$, 7 月最小, $26.60 \pm 6.20 \text{ W m}^{-2}$; BOA 负强迫说明气溶胶阻挡了太阳辐射到达地表, 对地表产生降温作用; 大气正强迫说明气溶胶存在会加热大气, 从而导致大气显著增温; TOA 负强迫说明气溶胶将更多的太阳辐射反射回太空, 对地气系统产生冷却作用。2 月气溶胶模拟的不确定性很大, 主要因为 TOA 的辐射强迫为小的正值, 这可能与低的 SSA 以及较大的 AOD 即强吸收性气溶胶有关 (Li et al., 2010; Abdul-Razzak, 2012), 气溶胶强烈地吸收了地表和大气向上的辐射通量, 所以 TOA 向上的辐射通量减少, 具体原因下文详细解释。AOD (550 nm) 年均值 0.37, 比香河地区的 0.82 (Li et al., 2007) 和太湖地区的 0.77 (Xia et al., 2007) 少 1/2 还多, Bi et al. (2011) 分析了 2006~2008 年 SACOL 平均的 AOD (550 nm) 为 0.35 ± 0.21 , AOD 4 月最大, 为 0.52 ± 0.06 , 7 月和 9 月较小, 分别是 0.27 ± 0.05 和 0.24 ± 0.04 ; α (440~675 nm) 年均值 0.91, 4 月最小, 为 0.58 ± 0.16 , 7 月最大, 为 1.17 ± 0.10 , 年变化趋势与 AOD 位相相反, 相关系数为 -0.88 (通过了 0.01 的置信度水平), 当 AOD 为 0.3~2.2 时, α 很小为 0.0~0.2。波长指数可以反映粒子的大小, 通常 α 在 0~2 之间, 小 α 对应大尺度的气溶胶 (Zhang et al., 2002)。春季 α 会出现极低值 -0.01 , 平均值 0.64, 75% 的 α 小于 0.7, 表明春季粒径较大的沙尘占主导, 沙漠源区 α 数值 0.64 (Lee et al., 2007); 夏季和秋季 α 平均值分别是 1.12 ± 0.29 与 1.02 ± 0.24 , 且分布在 0.7~1.8 较宽的范围, 92% 的

α 大于 0.7, 说明小粒径的气溶胶占主导。冬季 α 平均值 0.82, 分布范围集中在 0.6~1.2, 72% 的 α 大于 0.7, 冬季采暖期燃煤消耗量较大, 大气中粒径较小的黑炭和硫酸盐等二次气溶胶浓度较高。

3.2 气溶胶的光学特性

不对称因子 g 的年均值为 0.68 ± 0.01 (图 3), 与闭建荣 (2014) 统计 2006~2012 年 SACOL 年均值 0.68 ± 0.01 一致, 最大值在 2 月, 为 0.70, 最小值在 11 月, 为 0.67。复折射指数的实部代表气溶

胶的散射性, 虚部代表吸收性。实部年均值 1.48 ± 0.04 , 3、4 月比较大, 数值为 1.52, 最小值在 9 月, 1.43; 虚部年均值 0.007 ± 0.003 , 吸收最强的月份是 9 月, 0.01, 其次是 2 月份, 0.008, 复折射指数实部的年变化与 AOD 一致, 虚部与 AOD 反位相。SSA_{675 nm} 的数据主要来自 AERONET 反演产品, SSA 年均值 0.93 ± 0.02 与闭建荣 (2014) 统计 2006~2012 年 SACOL 年均值 0.91 ± 0.04 (AERONET) 相似, 黑炭气溶胶在可见光波段的 SSA 数值为 0.2, 硫酸盐

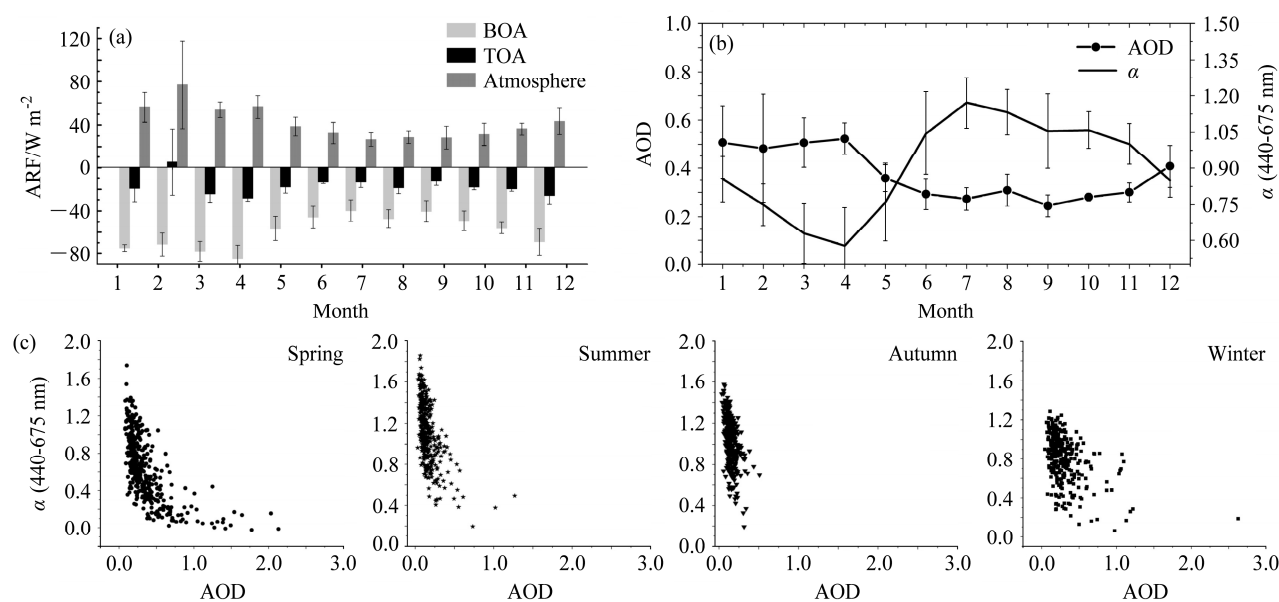


图 2 2006~2012 年平均的 (a) 地表、大气层顶、大气、辐射强迫年变化趋势, (b) 光学厚度和波长指数的年变化, (c) 四个季节波长指数与光学厚度的关系

Fig. 2 (a) The annual trend of radiative forcing trend of bottom of atmosphere (BOA), top of the atmosphere (TOA), and atmosphere, (b) the annual variation of AOD and α (angstrom exponent), (c) the relationships between AOD (aerosol optical depth) and α in four seasons averaged for 2006–2012

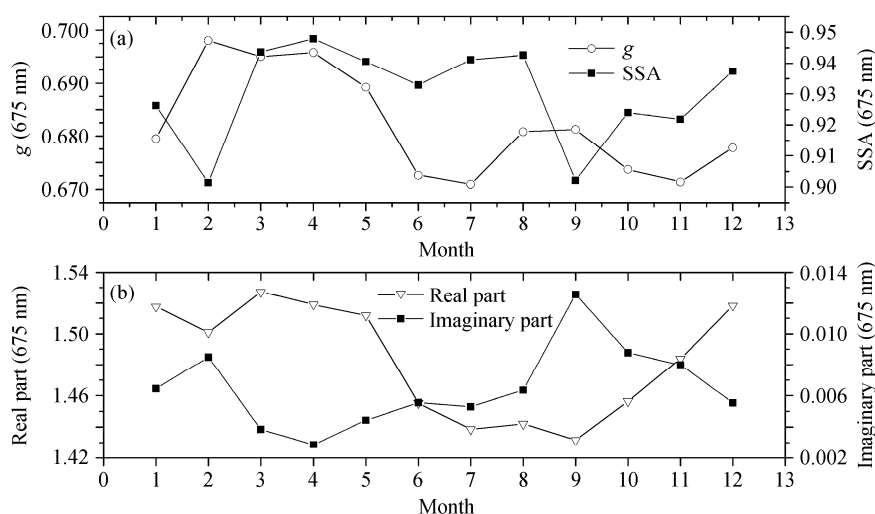


图 3 2006~2012 年平均的 (a) 不对称因子 g 、单次散射反照率 SSA, (b) 复折射指数的实部、虚部年变化趋势

Fig. 3 (a) Asymmetric factor (g), the single scattering albedo (SSA) and (b) the real and imaginary parts of complex refractive index averaged for 2006–2012

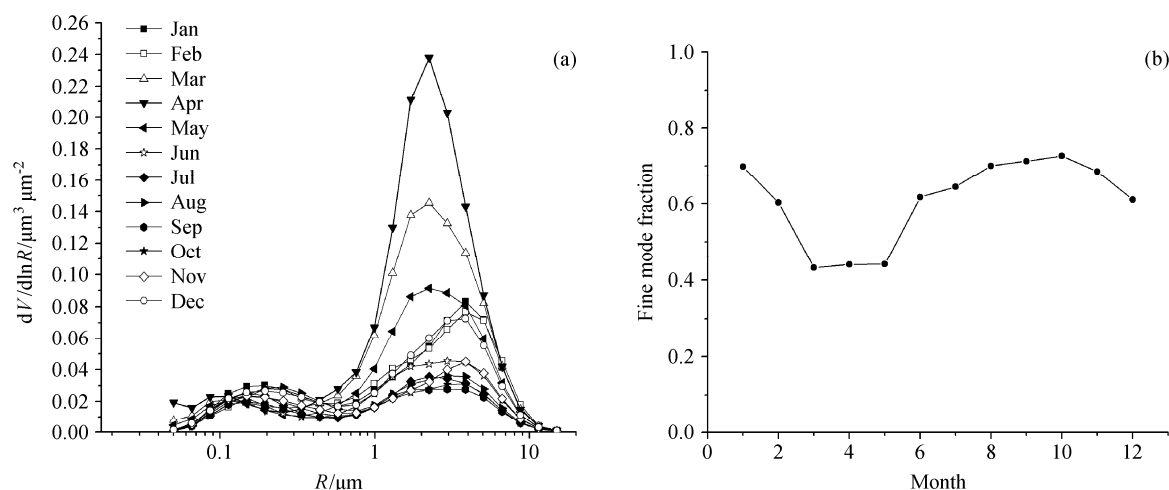


图4 2006~2012年SACOL月平均(a)气溶胶粒子尺度分布和(b)细模态体积比。 R 表示气溶胶粒子半径, V 表示气溶胶粒子体积

Fig. 4 Monthly averaged (a) aerosol particles size distribution and (b) fine mode fraction from SACOL data for 2006–2012. R and V represent radius and volume of aerosol particle, respectively

气溶胶接近1 (Ramanathan et al., 2001b)。SSA 可以描述粒子的吸收性, SACOL SSA 年均值小于太湖站 0.94、大于香河站 0.87 (2005 年均值, Lee et al., 2007), 最大值出现在 4 月, 0.95, 其次是 3 月, 0.94, 最小值在 2 月和 9 月, 0.90, SACOL 常年以粗模态为主 (图 4), 所以西北地区的气溶胶光学厚度主要是粗模态气溶胶散射对光的削减。

整个春季 (3、4、5 月) 粒子的尺度分布都集中在粗模态 ($2 \mu\text{m}$), 峰值依次为 $0.15 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ 、 $0.24 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ 、 $0.09 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$, 如图 4 所示, 4 月份最大, 大于香河站 $0.169 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ 和太湖站 $0.161 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ (张志薇等, 2014a), 西北地区春季受到沙尘的影响更严重。春季过后, 粗模态的粒径变大到 $4 \mu\text{m}$ 左右, 细模态的粒径基本上固定在 $0.25 \mu\text{m}$ 。春季, 粗模态和细模态峰值分别为 $0.16 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ 和 $0.02 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$, 细模态体积比 0.44, 波长指数 0.64, 表明对春季辐射强迫贡献最大的是粗模态粒子。

4 大气短波加热率垂直分布

利用辐射加热率公式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{\rho c_p} \frac{F(z_2) - F(z_1)}{z_2 - z_1} \quad (3)$$

计算大气加热率廓线, 其中, T 是温度 (单位: K), t 是时间 (单位: s), F 是大气净辐射通量 (单位: W m^{-2}), g 是重力加速度, c_p 是空气定压比热容, ρ 表示空气密度 (单位: kg m^{-3}), z 表示大气层的高度 (单位: km)。气溶胶的存在会影响大气层结,

进而影响局地环流。加热率为正, 表示对大气的增温作用, 反之, 有冷却作用。SBDART 模式可以模拟 0 (地表) 到 100 km (大气层顶) 大气垂直辐射加热率, 量化气溶胶在不同高度对大气的影。

加热率在冬半年和夏半年的变化趋势一致, 如图 5 所示, $0 \sim 7 \text{ km}$ 加热率逐渐减小, $8 \sim 21 \text{ km}$, 加热率逐渐增加, 增加速率小于低层大气减小的速率, $22 \sim 40 \text{ km}$, 加热率逐渐减小到 0, 40 km 以上加热率为 0 且不随高度改变。在边界层内 ($0 \sim 2 \text{ km}$) 加热率最明显且地表的加热率最大, 随高度增加, 加热率逐渐减小, 与前人模拟的趋势一致 (苏文颖和陈长和, 1997; Chen et al., 2013; 王宏等, 2007), 主要因为低层大气气溶胶吸收太阳辐射加热该层大气, 同时减少了入射到地表的辐射能量使地表冷却, 低层大气逆辐射加热地表, 由公式 (3) 可知, $\partial T / \partial t$ 为正, $F(z_2) - F(z_1)$ 在地表最大。低层大气气溶胶浓度较高, $2 \sim 7 \text{ km}$ 气溶胶浓度逐渐减小, $F(z_2) - F(z_1)$ 差值逐渐减小, 加热率逐渐减小, $8 \sim 21 \text{ km}$ 大气增温主要是由高层臭氧和水汽对太阳辐射的吸收造成。

冬半年加热率在 $0 \sim 22 \text{ km}$ 高度范围都大于夏半年, 在地表, 冬半年加热率是 $2.6 \pm 1.7 \text{ K d}^{-1}$, 夏半年是 $0.6 \pm 0.6 \text{ K d}^{-1}$, 申绍华 (1991) 利用辐射模式模拟气溶胶对大气辐射加热率的影响, 当能见度为 2 km 时, 短波加热率可以达到 7.6°C d^{-1} ; Ramana et al. (2004) 观测分析喜马拉雅地区季节平均加热率在 2 km 高度为 1 K d^{-1} 。随着高度增加, 冬半年

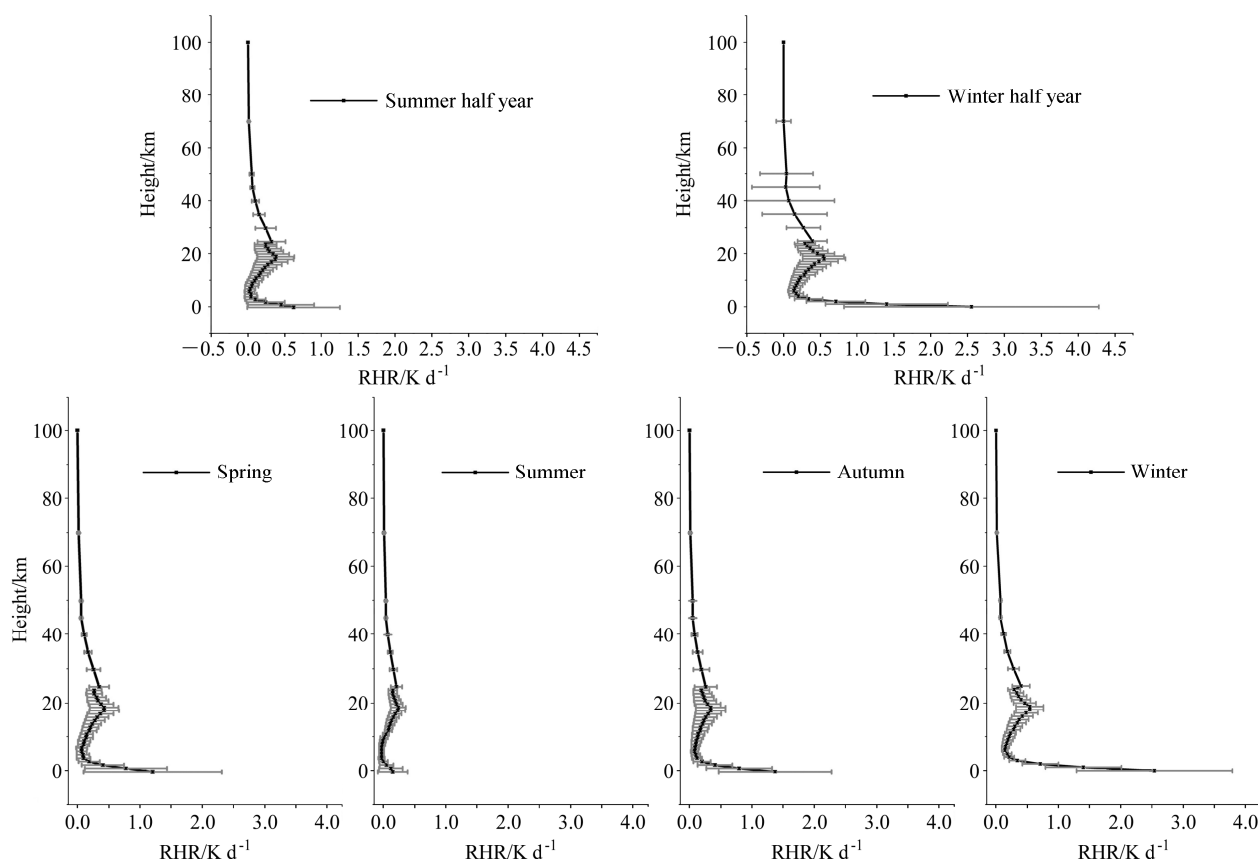


图 5 2006~2012 夏半年、冬半年以及四个季节大气垂直辐射加热率廓线

Fig. 5 Profiles of radiative heating rates (RHR) in the summer and winter half years and in the four seasons during 2006–2012

逐渐缩小与夏半年的差距, 在 2 km 高度上, 差距为 0.5 K d^{-1} , 在 8 km 高度上, 冬半年加热率是 $0.1 \pm 0.08 \text{ K d}^{-1}$, 夏半年是 $0.02 \pm 0.07 \text{ K d}^{-1}$, 相差 0.08 K d^{-1} 。冬半年包含了整个采暖期 (9 月至次年 3 月) 且西北地区降水集中在夏半年, 所以冬半年气溶胶在低层浓度大于夏半年, 对低层大气的增温作用更明显。在地表, 模式模拟的辐射加热率不确定性最大, 随着高度增加, 不确定性减小, 主要是因为西北地区下垫面复杂, 模式中采用的地表反照率是根据各波段反照率数值结合动态光谱和空间模型匹配得到的, 不能很好地代表地表状态。高度越高, 受到地表反照率的影响越小。

辐射加热率季节变化中, 冬季 > 秋季 > 春季 > 夏季, 在地表, 加热率依次是 $2.5 > 1.4 > 1.2 > 0.2 \text{ K d}^{-1}$, 7 km 高度上, $0.2 > 0.1 > 0.09 > -0.03 \text{ K d}^{-1}$ 。冬季采暖期, 黑炭浓度显著升高, 平均浓度约 3000 ng m^{-3} (陈敏, 2008), 黑炭强烈地吸收太阳辐射后加热大气, 所以冬季的加热率最大, Babu et al. (2002) 观测印度城市气溶胶, 由于黑炭气溶胶的

增加, AOD 从 0.24 增加至 0.45 时, 大气加热率从 0.8 K d^{-1} 增加到 1.5 K d^{-1} ; 秋季地表加热率大于春季, 秋季 α 平均值 1.12, 小粒子气溶胶占主导, 秋季 SSA 较小, 0.92 小于春季 0.95, 复折射指数实部 1.45 小于春季 1.52, 虚部 0.01 高于春季 0.004, 表明秋季多为吸收性较强的细模态气溶胶, 而春季西北地区受到沙尘气溶胶的影响, 大气中粗模态散射性气溶胶占主导。秋季吸收性较强的气溶胶对大气的增温作用强于春季, 所以地表的加热率秋季大于春季; 夏季污染源少, 且降水多, 所以气溶胶的浓度在夏季最低。

5 TOA 正辐射强迫

TOA 辐射强迫对 SSA 的变化很敏感, 当 SSA 较低的时候, TOA 是正的强迫。相反, 高的 SSA 对应着 TOA 负强迫 (Abdul-Razzak, 2012)。SSA 增加 10%, 沙尘气溶胶在大气层顶向上的辐射通量增加 13.4% (苏婧, 2010)。SSA 从 0.9 到 0.8 的改变会造成大气层顶的辐射强迫由负变正 (Hansen et al.,

1997)。SSA 数值可以用来描述气溶胶粒子的吸收性,而且是决定气溶胶辐射强迫是冷却还是加热的重要因子(Gómez-Amo et al., 2010; 范学花等, 2013)。

2 月 TOA 出现正辐射强迫,表明对整个地气系统异常增温,这种异常会影响大气层结稳定性,可能会引起局地天气形势和环流异常。这种正辐射强迫现象不仅与气溶胶物理和光学特性、气溶胶的垂直分布有关,还与地表反照率有关。地表反照率对于吸收性气溶胶的辐射强迫有非常重要的影响(Abdul-Razzak, 2012)。吸收性气溶胶位于高地表反照率的上空时,会使对流层顶正的辐射强迫大大增加(Hansen and Nazarenko, 2004; Haywood and Shine, 1997)。

分析发现 2 月 TOA 正辐射强迫主要集中在 2008 年,反照率为 0.58(降雪,张志薇等, 2014b), SSA 在 2 月最小, 0.89 小于年均值 0.91,北半球大多数地区气溶胶的 SSA 为 0.85~0.95,当 SSA 小于 0.85 时, TOA 辐射强迫为正(Ramanathan et al., 2001b)。针对 2008 年设计两个敏感性试验,利用 SBDART 模式模拟辐射强迫,分析正强迫贡献率。试验 1: 气溶胶的光学特性不变(固定 AOD、SSA 和 g),地表反照率从 0.56~0.60 变化;试验 2: 地表反照率不变,控制 SSA 从 0.87~0.91 变化,如表 2。

TOA 辐射强迫随地表反照率的增加而增加, Papadimas et al. (2012) 研究地中海区域海洋、陆地、沙漠三种类型的下垫面条件下, TOA 处的平均辐射强迫分别为 -5.4 W m^{-2} 、 -0.4 W m^{-2} 、 4.1 W m^{-2} ; Zhuang et al. (2014) 研究地表反照率依次为 0.04、0.2、0.25 时,南京地区 TOA 辐射强迫依次为 -30.6 W m^{-2} 、 -17.9 W m^{-2} 、 -13.0 W m^{-2} 。2008 年 2 月地表反照率是 0.58, BOA 辐射强迫是 -78.65

W m^{-2} ,与 Liu et al. (2011) 模拟一次沙尘过程(地表的辐射强迫是 -70.2 W m^{-2})造成的地表冷却效果相当。大气辐射强迫是 183.54 W m^{-2} ,大气中的气溶胶是大气的一个显著热源(Li et al., 2010)。模拟的 TOA 辐射强迫是 104.89 W m^{-2} ,当地表反照率减少(增加) 0.01 时, TOA 的辐射强迫减少(增加) 3 W m^{-2} ,相对减少了 2.21%; SSA 增加, TOA 的辐射强迫减少, BOA 辐射强迫增加,大气辐射强迫减少。撒哈拉地区 SSA 增加 10%, TOA 辐射强迫减小 10.6 W m^{-2} (Papadimas et al., 2012)。2008 年 2 月 SSA 为 0.89, TOA 的辐射强迫为 118.92 W m^{-2} , SSA 增大 0.01 时,模拟 TOA、BOA、Atmosphere 辐射强迫分别是 109.50 W m^{-2} 、 -59.74 W m^{-2} 、 169.24 W m^{-2} (SSA=0.90), SSA 减小 0.01 时,分别是 127.07 W m^{-2} 、 -67.10 W m^{-2} 、 194.17 W m^{-2} (SSA=0.88); SSA 变化 0.01, TOA 辐射强迫增加或者减少 9.3 W m^{-2} ,相对减少 7.6%。利用 SBDART 模式研究有气溶胶存在下大气垂直辐射加热率对地表反照率及 SSA 变化的敏感性(图略)。相比地表反照率,辐射加热率对 SSA 变化更敏感。地表反照率和 SSA 对加热率的影响是相反的。加热率随地表反照率的增加而增加, SSA 与其相反。与 BOA 的辐射强迫随地表反照率的增加而增加,随 SSA 增加而减小模拟结果一致。地表反照率增加,气溶胶吸收更多的反射辐射加热大气,大气的逆辐射加热地表,所以地表反照率越大,加热率在地表越大; SSA 增加,气溶胶散射性更强,对大气的加热作用减弱,所以大气的逆辐射减弱,加热率在地表减小。

地表反照率主要影响的是边界层低层 0~2 km 加热率,地表反照率增加 0.01,加热率在地表增加 0.04 K d^{-1} , 1 km 加热率增加 0.02 K d^{-1} , 2~3 km 地表反照率增加到 0.59 后,加热率不在随地表反照率变化。3 km 以上,加热率不在受地表反照率的影

表 2 2008 年 2 月试验 1、试验 2 中 TOA 正辐射强迫与单次散射反照率以及地表反照率的关系
Table 2 The relationships of positive radiative forcing with SSA and surface albedo in experiment 1 and experiment 2 in February 2008

试验 1				试验 2			
地表反照率	大气层顶辐射强迫/ W m^{-2}	地表辐射强迫/ W m^{-2}	大气辐射强迫/ W m^{-2}	单次散射 反照率	大气层顶辐射强迫/ W m^{-2}	地表辐射强迫/ W m^{-2}	大气辐射强迫/ W m^{-2}
0.56	98.89	-82.74	181.63	0.87	136.75	-71.92	208.67
0.57	101.89	-80.69	182.58	0.88	127.07	-67.10	194.17
0.58	104.89	-78.65	183.54	0.89	118.92	-63.92	182.84
0.59	107.90	-76.59	184.49	0.90	109.50	-59.74	169.24
0.60	110.90	-74.55	185.45	0.91	99.72	-55.45	155.17

响。SSA 影响的高度可以到 8 km, 0~2 km 高度最敏感。SSA 增加 0.01, 加热率在地表减小 0.42 K d^{-1} , 1 km 加热率减小 0.2 K d^{-1} , 2 km 加热率减小 0.1 K d^{-1} , 3~8 km SSA 增加 0.01, 加热率减少量浮动在 $0.01 \sim 0.07 \text{ K d}^{-1}$ 。

通过两个敏感性试验以及辐射加热率分析结果, 可以确定 2 月正辐射强迫主要是气溶胶 SSA 的影响, Papadimas et al. (2012) 研究表明气溶胶的辐射效应对气溶胶的 SSA 更加敏感。只考虑地表反照率和 SSA 对 2 月 TOA 正辐射强迫的影响, 2008 年 2 月地表反照率的贡献率是 22.5%, SSA 的是 77.5%。

2 月是采暖期, SSA 月均值在 2 月最小为 0.90, α 数值 0.75, 复折射指数虚部 0.008, 且细模态峰值和细模态体积比分别是 $0.03 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ 和 0.6, 说明此时的气溶胶尺度较小且具有较强的吸收性, 对入射的太阳短波辐射散射较弱; 2008 年高地表反照率 (0.58) 增加了气溶胶的前向散射 (g 在 2 月最大 0.70) 即气溶胶向下的散射能量, 所以 TOA 向上的总辐射能量减小即 $F^\uparrow$ 减小, 如公式 $F_{\text{TOA}} = F_{\text{C}}^\uparrow - F^\uparrow$, 辐射强迫出现正值, 对整个地气系统起增温作用

6 结果与讨论

利用 SACOL2006~2012 年太阳光度计、太阳短波辐射计、OMI 日臭氧格点数据结合 SBDART 模式分析了中国西北地区气溶胶的物理、光学特性、直接辐射强迫和垂直辐射加热率。通过敏感性试验讨论了 2008 年 2 月 TOA 正辐射强迫的原因以及大气垂直辐射加热率廓线对地表反照率和 SSA 变化的敏感性。

(1) BOA、TOA、Atmosphere 辐射强迫年均值分别是 -59.43 W m^{-2} 、 -17.03 W m^{-2} 、 42.40 W m^{-2} 。AOD (550 nm) 年均值 0.37, α (440~675 nm) 年均值 0.91。AOD 与 α 具有相反的年变化趋势, 且光学厚度在 0.1~0.3 时对应着 α 非常宽的变化范围 0.2~1.7, 表明此时的粒子形态很不规则; 但当光学厚度增大, 在 0.3~2.2 时, 波长指数限制在一个非常小的范围 0.0~0.2, 对应尺度较大的粒子。

(2) 春季 α 会出现极低值 -0.01, 75% 的 α 小于 0.7, 表明春季粒径较大的沙尘占主导; 夏季和秋季 α 平均值分别是 1.12 与 1.02, 且分布在 0.7~1.8 较

宽的范围, 92% 的 α 大于 0.7, 说明小粒径的气溶胶占主导。

(3) SSA 年均值 0.93, 最大值出现在 4 月, 0.95, 其次是 3 月, 0.94, 最小值在 2 月和 9 月, 0.90; g 年均值 0.68, 最大值在 2 月, 0.70, 最小值在 11 月, 0.67; 复折射指数的实部年均值 1.48, 3、4 月比较大, 数值为 1.52, 最小值在 9 月, 1.43; 虚部年均值 0.007, 复折射指数实部的年变化趋势与 AOD 一致, 虚部与 AOD 反位相, 反映了西北地区气溶胶光学厚度主要是散射对光的削减。

(4) 在地表, 冬半年加热率是 $2.6 \pm 1.7 \text{ K d}^{-1}$, 夏半年是 $0.6 \pm 0.6 \text{ K d}^{-1}$, 随着高度增加, 冬半年加热率逐渐缩小与夏半年的差距, 在 2 km 高度上, 差距为 0.5 K d^{-1} , 在 8 km 高度上, 冬半年加热率是 $0.1 \pm 0.08 \text{ K d}^{-1}$, 夏半年是 $0.02 \pm 0.07 \text{ K d}^{-1}$, 相差 0.08 K d^{-1} 。气溶胶浓度随高度降低, 对大气辐射加热率的影响逐渐减小。

(5) 垂直辐射加热率的季节变化中, 冬季 > 秋季 > 春季 > 夏季, 在地表, 加热率依次是 $2.5 > 1.4 > 1.2 > 0.2 \text{ K d}^{-1}$, 7 km 高度上, $0.2 > 0.1 > 0.09 > -0.03 \text{ K d}^{-1}$ 。冬季采暖期, 黑炭浓度显著升高, 黑炭强烈吸收太阳辐射后加热大气, 所以冬季的加热率最大; 秋季多为吸收性较强的细模态气溶胶, 春季西北地区受到沙尘气溶胶的影响, 大气中粗模态散射性气溶胶占主导, 对入射太阳辐射吸收较小, 所以在地表, 秋季的加热率大于春季。

(6) 大气垂直辐射加热率对气溶胶的 SSA 变化更敏感。地表反照率和 SSA 对加热率的影响是相反的。加热率随地表反照率的增加而增加, SSA 与其相反。地表反照率主要影响的是边界层低层 0~2 km 加热率, SSA 影响的高度可以到 8 km, 0~2 km 高度最敏感。

(7) 2 月 TOA 正辐射强迫主要是气溶胶 SSA 的影响。只考虑地表反照率和 SSA 对正辐射强迫的影响, 那么 2008 年 2 月地表反照率的贡献率是 22.5%, SSA 的是 77.5%。

致谢 本文资料由全球气溶胶监测网 (AERONET) 和兰州大学半干旱气候与环境观测站 (SACOL) 提供, 谨致谢忱!

参考文献 (References)

- Abdul-Razzak H. 2012. Atmospheric Aerosols: Regional Characteristics—Chemistry and Physics [M]. Rijeka: InTech, 379–394, doi:10.5772/2695.
Babu S S, Satheesh S K, Moorthy K K. 2002. Aerosol radiative forcing due

- to enhanced black carbon at an urban site in India [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (18): 271–274, doi:10.1029/2002GL015826.
- 闭建荣. 2014. 西北地区气溶胶特征及其直接辐射强迫的观测模拟研究 [D]. 兰州大学博士学位论文, 75–96. Bi J R. 2014. Observation and simulation study of aerosol features and their direct radiative forcing over northwestern China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University, 75–96.
- 闭建荣, 黄建平, 刘玉芝, 等. 2008. 黄土高原半干旱区地表辐射特征 [J]. 兰州大学学报 (自然科学版), 44 (3): 33–38. Bi J R, Huang J P, Liu Y Z, et al. 2008. Characteristics of surface radiation over semi-arid region of the Loess Plateau [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)* (in Chinese), 44 (3): 33–38, doi:10.3321/j.issn:0455-2059.2008.03.007.
- Bi J R, Huang J P, Fu Q, et al. 2011. Toward characterization of the aerosol optical properties over Loess Plateau of northwestern China [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 112 (2): 346–360, doi:10.1016/j.jqsrt.2010.09.006.
- Bi J R, Shi J S, Xie Y K, et al. 2014. Dust aerosol characteristics and shortwave radiative impact at a Gobi Desert of Northwest China during the spring of 2012 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan Ser. II*, 92A: 33–56, doi:10.2151/jmsj.2014-A03.
- Boucher O, Schwartz S E, Ackerman T P, et al. 1998. Intercomparison of models representing direct shortwave radiative forcing by sulfate aerosols [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D14): 16979–16998, doi:10.1029/98JD00997.
- 蔡福, 祝青林, 何洪林, 等. 2005. 中国月平均地表反照率的估算及其时空分布 [J]. *资源科学*, 27 (1): 114–120. Cai F, Zhu Q L, He H L, et al. 2005. Estimation and spatio-temporal distribution of monthly mean surface albedo in China [J]. *Resources Science* (in Chinese), 27 (1): 114–120, doi:10.3321/j.issn:1007-7588.2005.01.020.
- 曹贤洁, 张镭, 周碧, 等. 2009. 利用激光雷达观测兰州沙尘气溶胶辐射特性 [J]. *高原气象*, 28 (5): 1115–1120. Cao X J, Zhang L, Zhou B, et al. 2009. Lidar measurement of dust aerosol radiative property over Lanzhou [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 28 (5): 1115–1120.
- Che H, Xia X, Zhu J, et al. 2014. Column aerosol optical properties and aerosol radiative forcing during a serious haze-fog month over North China Plain in 2013 based on ground-based sunphotometer measurements [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14 (4): 2125–2138, doi:10.5194/acp-14-2125-2014.
- 陈敏. 2008. 利用激光雷达和黑炭仪观测资料模拟研究气溶胶辐射效应与影响 [D]. 兰州大学博士学位论文, 30–31. Chen M. 2008. Simulation of aerosol radiative effect and its meteorological field response using CAML lidar and aethalometer measurements [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University, 30–31.
- Chen S Y, Huang J P, Zhao C, et al. 2013. Modeling the transport and radiative forcing of Taklimakan dust over the Tibetan Plateau: A case study in the summer of 2006 [J]. *J. Geophys. Res.*, 118 (2): 797–812, doi:10.1002/jgrd.50122.
- 陈艳, 孙敬哲, 张武, 等. 2013. 兰州地区 MODIS 气溶胶光学厚度和空气质量污染指数相关性研究 [J]. 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]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 49 (6): 765–772.
- Chung C E, Ramanathan V, Kim D, et al. 2005. Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D24): D24207, doi:10.1029/2005JD006356.
- Christensen J H, Hewitson B, Busuioc A, et al. 2007. Regional climate projections [M]// *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Dubovik O, King M D. 2000. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 105 (D16): 20673–20696, doi:10.1029/2000JD900282.
- Eck T F, Holben B N, Reid J S, et al. 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D24): 31333–31349, doi:10.1029/1999JD900923.
- 范学花, 陈洪滨, 夏祥鳌. 2013. 中国大气气溶胶辐射特性参数的观测与研究进展 [J]. *大气科学*, 37 (2): 477–498. Fan X H, Chen H B, Xia X A. 2013. Progress in observation studies of atmospheric aerosol radiative properties in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 37 (2): 477–498, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12316.
- Fu Q, Johanson C M, Wallace J M, et al. 2006. Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements [J]. *Science*, 312 (5777): 1179, doi:10.1126/science.1125566.
- Hansen J, Nazarenko L. 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of The United States of America*, 101 (2): 423–428, doi:10.1073/pnas.2237157100.
- Hansen J, Sato M, Ruedy R. 1997. Radiative forcing and climate response [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D6): 6831–6864, doi:10.1029/96JD03436.
- Haywood J M, Shine K P. 1997. Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123 (543): 1907–1930, doi:10.1002/qj.49712354307.
- Holben B N, Eck T F, Slutsker I, et al. 1998. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization [J]. *Remote Sensing of Environment*, 66 (1): 1–16, doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5.
- Huang J, Fu Q, Su J, et al. 2009. Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 (12): 4011–4021, doi:10.5194/acp-9-4011-2009.
- Huebert B J, Bates T, Russel P B, et al. 2003. An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D23): 8633, doi:10.1029/2003JD003550.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* [M]. William C, Hoerling M, Kovats S, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press.
- García O E, Díaz A M, Expósito F J, et al. 2008. Validation of AERONET

- estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D21): D21207, doi:10.1029/2008JD010211.
- Ge J M, Huang J P, Su J, et al. 2011. Shortwave radiative closure experiment and direct forcing of dust aerosol over northwestern China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (24): L24803, doi:10.1029/2011GL049571.
- Gómez-Amo J, di Sarra A, Meloni D, et al. 2010. Sensitivity of shortwave radiative fluxes to the vertical distribution of aerosol single scattering albedo in the presence of a desert dust layer [J]. *Atmos. Environ.*, 44 (23): 2787–2791, doi:10.1016/j.atmosenv.2010.04.041.
- Gong C S, Xin J Y, Wang S G, et al. 2014. The aerosol direct radiative forcing over the Beijing metropolitan area from 2004 to 2011 [J]. *Journal of Aerosol Science*, 69: 62–70, doi:10.1016/j.jaerosci.2013.12.007.
- Lee K H, Li Z Q, Wong M S, et al. 2007. Aerosol single scattering albedo estimated across China from a combination of ground and satellite measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D22): D22S15, doi:10.1029/2007JD009077.
- Li J, Carlson B E, Lacis A A. 2014. Application of spectral analysis techniques in the intercomparison of aerosol data. Part II: Using maximum covariance analysis to effectively compare spatiotemporal variability of satellite and AERONET measured aerosol optical depth [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (1): 153–166, doi:10.1002/2013JD020537.
- Li Z Q, Xia X G, Cribb M, et al. 2007. Aerosol optical properties and their radiative effects in northern China [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D22): D22S01, doi:10.1029/2006JD007382.
- 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]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D7): D00K18, doi:10.1029/2009JD013306.
- Liu Y, Huang J, Shi G, et al. 2011. Aerosol optical properties and radiative effect determined from sky-radiometer over Loess Plateau of Northwest China [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11 (22): 11455–11463, doi:10.5194/acp-11-11455-2011.
- Lucht W, Roujean J L. 2000. Considerations in the parametric modeling of BRDF and albedo from multiangular satellite sensor observations [J]. *Remote Sensing Reviews*, 18 (2–4): 343–379, doi:10.1080/02757250009532395.
- Magi B I. 2009. Chemical apportionment of southern African aerosol mass and optical depth [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9 (19): 7643–7655, doi:10.5194/acp-9-7643-2009.
- McClatchey R A, Fenn R W, Selby J E A, et al. 1972. Optical properties of the atmosphere [R]. Report No. AFCRL72-0497, Bedford, Mass: Air Force Cambridge Research Laboratories.
- Mood E G, King M D, Platnick S, et al. 2005. Spatially complete global spectral surface albedos: Value-added datasets derived from Terra MODIS land products [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 43 (1): 144–158, doi:10.1109/TGRS.2004.838359.
- 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]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D23): 8658, doi:10.1029/2002JD003261.
- Nemesure S, Wagener R, Schwartz S E. 1995. Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: Sensitivity to particle size, composition, and relative humidity [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 (D12): 26105–26116, doi:10.1029/95JD02897.
- Omar A H, Winker D M, Tackett J L, et al. 2013. CALIOP and AERONET aerosol optical depth comparisons: One size fits none [J]. *J. Geophys. Res.*, 118 (10): 4748–4766, doi:10.1002/jgrd.50330.
- Papadimas C D, Hatzianastassiou N, Matsoukas C, et al. 2012. The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12 (15): 7165–7185, doi:10.5194/acp-12-7165-2012.
- Ramana M V, Ramanathan V, Podgorny I A, et al. 2004. The direct observations of large aerosol radiative forcing in the Himalayan region [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (5): L05111, doi:10.1029/2003GL018824.
- Ramanathan V, Crutzen P J, Lelieveld J, et al. 2001a. Indian Ocean experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22): 28371–28398, doi:10.1029/2001JD900133.
- Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. 2001b. Aerosols, climate, and the hydrological cycle [J]. *Science*, 294 (5549): 2119–2124, doi:10.1126/science.1064034.
- Ricchiazzi P, Gautier C. 1998. Investigation of the effect of surface heterogeneity and topography on the radiation environment of Palmer station, Antarctica, with a hybrid 3-D radiative transfer model [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (D6): 6161–6176, doi:10.1029/97JD03629.
- 申绍华. 1991. 对流层气溶胶和云的大气辐射加热特征 [J]. *大气科学*, 15(6): 89–98. Shen S H. 1991. The radiative heating characteristics in the cloudy and aerosol-laden atmospheres [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 15(6): 89–98, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1991.06.10.
- Smirnov A, Holben B N, Eck T F, et al. 2000. Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database [J]. *Remote Sensing of Environment*, 73 (3): 337–349, doi:10.1016/S0034-4257(00)00109-7.
- 苏文颖, 陈长和. 1997. 气溶胶吸收光学特性对低层大气短波加热率的影响 [J]. *高原气象*, 16 (4): 353–358. Su W Y, Chen C H. 1997. The effects of aerosol optical absorption characteristics on lower atmospheric heating rates [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 16 (4): 353–358.
- 苏婧. 2010. 中国西北地区沙尘气溶胶辐射强迫效应的研究 [D]. 兰州大学博士学位论文, 31–32. Su J. 2010. Radiative forcing effect of dust aerosol over northwestern China [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University, 31–32.
- 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 H, Shi G Y, Wang B, 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, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.03.15.
- Xia X G, Li Z Q, Holben B, et al. 2007. Aerosol optical properties and radiative effects in the Yangtze Delta region of China [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D22): D22S12, doi:10.1029/2007JD008859.
- Zhang J, Li X M. 2012. Vertical distribution of sand-dust aerosols and the relationships with atmospheric environment [J]. *Journal of Arid Land*, 4 (4): 357–368, doi:10.3724/SP.J.1227.2012.00357.
- Zhang J H, Mao J T, Wang M H. 2002. Analysis of the aerosol extinction characteristics in different areas of China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (1):

- 136–142, doi:10.1007/s00376-002-0040-x.
- 张志薇, 王宏斌, 张镭, 等. 2014a. 中国 3 个 AERONET 站点气溶胶微物理特性分析及比较 [J]. 中国环境科学, 34 (8): 1927–1937. Zhang Z W, Wang H B, Zhang L, et al. 2014a. Analysis and comparison of the aerosol microphysical properties at three AERONET sites in China [J]. China Environmental Science (in Chinese), 34 (8): 1927–1937.
- 张志薇, 王宏斌, 张镭, 等. 2014b. 中国地区 3 个 AERONET 站点气溶胶直接辐射强迫分析 [J]. 中国科学院大学学报, 31 (3): 297–305. Zhang Z W, Wang H B, Zhang L, et al. 2014b. Aerosol direct radiative forcing at three AERONET sites in China [J]. Journal of University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese), 31 (3): 297–305, doi:10.7523/j.issn.2095-6134.2014.03.002.
- 郑有飞, 刘贞, 刘建军, 等. 2013. 中国北部一次沙尘过程中沙尘气溶胶的时空分布及输送特性 [J]. 中国沙漠, 33 (5): 1440–1452. Zheng Y F, Liu Z, Liu J J, et al. 2013. The spatio-temporal distribution and transport behavior of a dust event in North China [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 33 (5): 1440–1452, doi:10.7522/j.issn.1000-694X.2013.00210.
- 周碧, 张镭, 曹贤洁, 等. 2011. 利用激光雷达资料分析兰州远郊气溶胶光学特性 [J]. 高原气象, 30 (4): 1011–1017. Zhou B, Zhang L, Cao X J, et al. 2011. Analyses on atmospheric aerosol optical properties with lidar data in Lanzhou suburb [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30 (4): 1011–1017.
- Zhuang B L, Wang T J, Li S, et al. 2014. Optical properties and radiative forcing of urban aerosols in Nanjing, China [J]. Atmos. Environ., 83: 43–52, doi:10.1016/j.atmosenv.2013.10.052.