

# 气溶胶影响亚洲夏季季风机理的数值研究<sup>\*</sup>

郭增元 刘煜 李维亮

GUO Zengyuan LIU Yu LI Weiliang

灾害天气国家重点实验室,中国气象局大气化学重点实验室,中国气象科学研究院,北京,100081

*State Key Laboratory of Severe Weather, Key Laboratory of Atmospheric Chemistry of CMA, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2016-11-18 收稿,2017-06-05 改回.

郭增元,刘煜,李维亮. 2017. 气溶胶影响亚洲夏季季风机理的数值研究. 气象学报, 75(5):797-810

**Guo Zengyuan, Liu Yu, Li Weiliang. 2017. A numerical study of the mechanism of aerosols' effect on Asian summer monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(5):797-810**

**Abstract** In this paper, we use the NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 2001–2010 reanalysis data to evaluate the simulation capability of atmospheric module CAM (Community Atmosphere Model) in the global climate system model CESM for Asian summer monsoon and atmospheric heat sources. The results show that the model can reproduce the main features of the Asian summer monsoon and atmospheric heat sources. The mechanism of aerosol climate effects on the Asian summer monsoon is investigated by sensitive experiments. By analyzing the influence of the inhomogeneous heating changes induced by aerosols on the divergent wind and rotational wind components, the reason for the Asian summer monsoon weakening is explained. The results indicate that the increase in anthropogenic aerosols weakens the Asian summer monsoon in southeastern China, northern Indochina Peninsula and Indian peninsula. The weakened monsoon in southeastern China has led to decrease in inland precipitation and increase in coastal precipitation. Further analysis finds that the anthropogenic aerosols increases result in changes in atmospheric heat sources, which enhance in the Arabian Sea, the Bay of Bengal and the South China Sea and weaken in the eastern China and Indochina peninsula. The aerosols mainly change the atmospheric heat source by affecting latent heat. The changes in latent heat are largely affected by convection process. On the other hand, the changes in atmospheric heat sources alter the thermal structure over the monsoon region and weaken atmospheric heat sources in southeastern China and northern Indochina Peninsula. The weakened atmospheric heat sources reduce the generation of the total potential energy and subsequent transform from total potential energy to divergent winds, resulting in weakened divergent winds. At the same time, the transform from divergent winds to rotational winds decreases in southeastern China and northern Indochina peninsula, which eventually leads to the weakening of the summer monsoon. Moreover, anthropogenic aerosols affect the Asian summer monsoon mainly through affecting atmospheric heat sources and dynamic processes.

**Key words** Monsoon, Aerosol, Inhomogeneous heating, Total potential energy, Divergent wind, Rotational wind

**摘要** 利用 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 2001—2010 年再分析资料,检验了全球气候系统模式 CESM 中大气模块 CAM (Community Atmosphere Model) 对亚洲季风和大气热源的模拟能力。结果显示,模式可以再现亚洲季风和大气热源的主要特征。通过敏感试验探讨人为气溶胶影响亚洲季风的机理,分析、讨论了气溶胶引起的非均匀加热的变化对辐散风和无辐散风强度的影响,在机理上解释了亚洲夏

<sup>\*</sup> 资助课题:国家重点研发计划项目(2017YFA0603501)、中国气象局气候变化专项(CCSF201705)、国家自然科学基金项目(91537213)。

作者简介:郭增元,主要从事气溶胶气候变化研究。E-mail: sinagzy@163.com

通讯作者:刘煜,主要从事气候变化研究。E-mail: liuyu@camsma.cn

季风减弱的原因。结果表明,人为气溶胶浓度的升高使东亚夏季风强度在中国东南地区、中南半岛北部和印度半岛北部减弱。而中国东南部季风的减弱促使中国内陆降水减少,沿海降水增多。进一步分析人为气溶胶浓度升高的作用发现,其改变了大气热源的分布,造成阿拉伯海、孟加拉湾和中国南海大气热源增强,中国东部地区和中南半岛大气热源减弱,其中气溶胶通过影响凝结潜热来改变大气热源,主要是对对流过程的影响。此外,大气热源分布的变化改变了季风区的热力结构,使中国东南地区、中南半岛北部的加热减弱,从而减少了全位能的产生,使得全位能向辐散风的转换减小,辐散风减弱;同时,中国东南部、中南半岛北部季风由于辐散风向无辐散风转换的减弱,无辐散风减弱,最终导致了夏季风强度的减弱。而且,人为气溶胶对亚洲夏季风的影响主要通过大气热力和动力过程的响应产生作用。

**关键词** 季风, 气溶胶, 非均匀加热, 全位能, 辐散风, 无辐散风

**中图法分类号** P461<sup>+</sup>.8

## 1 引言

大气中的气溶胶为悬浮在空气中的固态和液态颗粒物的总称,按照其产生的来源,可分为自然和人为气溶胶两类。随着亚洲经济的快速发展,工业生产、汽车尾气等排放而产生了大量硫酸盐、黑碳和有机碳等人为气溶胶(Ohara, et al, 2007)。这些气溶胶会通过直接气候效应(Schwartz, 1996)和间接效应(Twomey, 1977; Albrecht, 1989)来影响地-气系统的辐射平衡和云微物理过程等,进而影响气候。张小曳等(2013)观测显示,中国东部地区由于工业的发展,气溶胶浓度呈升高趋势,其浓度仅次于南亚地区的城市,主要是人为源气溶胶。气溶胶所引起的气候效应以及健康问题越来越受到人们的关注。

气溶胶通过其气候效应降低地表温度,从而减弱了南亚与印度洋和孟加拉湾的海-陆温度梯度和当地的哈得来环流,从而减弱印度季风(Ramanathan, et al, 2005)。Lau等(2006)提出的“抬升热泵”假说认为黑碳气溶胶被抬升至对流层中上层,引起升温,可以增强对流层中上层经向的温度梯度,从而增强印度季风和降水。Bollasina等(2011)研究表明,人为气溶胶使南亚夏季风环流减弱;气溶胶在南亚区域气候变化中起主要作用。反过来,季风的强弱又可以对气溶胶的产生、输送和分布造成影响。因此,季风和气溶胶的相互作用一直是气溶胶研究的热点和难点。

近年来,有很多有关气溶胶与亚洲季风相互作用的研究(Li, et al, 2016),尤其是东亚季风(吴国雄等,2015)。观测发现中国东部地区的地表冷却部分是由于气溶胶引起的(Qian, et al, 2003)。气溶胶对东亚地区的影响与区域季风有关,夏季风使得东亚地区暖湿,气溶胶可能增强对流和降水(Rosenfeld, et al, 2008; Li, et al, 2011)。Gu等(2006)

发现中国北部降水的减少是由于硫酸盐气溶胶浓度升高引起的地表温度降低造成的,而中国南部降水的增多是由于局地哈得来环流的增强造成的,黑碳和沙尘气溶胶对大气的升温作用使中高纬度地区降水向内陆移动。Liu等(2009)研究了中国区域硫酸盐和黑碳气溶胶的直接气候效应对东亚夏季风及其降水的影响,结果显示中国区域硫酸盐气溶胶和黑碳气溶胶均减小了海-陆热力差异,使东亚夏季风减弱;其中硫酸盐气溶胶对中国的对流活动起抑制作用,而黑碳气溶胶加强了中国东南部的对流活动;两者的综合作用类似硫酸盐气溶胶的影响。Zhang等(2010)研究了黑碳气溶胶的半直接效应和间接效应,发现黑碳气溶胶会增强西太平洋副热带高压输送的暖湿气流,引起中国南部云量和降水的减少及中国北部降水的增多,这与“南涝北旱”现象相反。Li等(2010)研究了多种气溶胶的综合效应,结果显示气溶胶浓度升高使得夏季风有微弱的增强。一些研究认为,东亚夏季风降水的变化与地表冷却有关,气溶胶引起的地表冷却使海-陆温差缩小,从而减弱了季风环流和有关的降水(Wang, et al, 2013; Ye, et al, 2013; Guo, et al, 2013)。但是,He等(2013)进行了一组不同外部强迫试验,发现在较大时间范围内温室气体比气溶胶的直接效应对地表冷却做更大贡献,而在较小范围内则气溶胶的直接效应的贡献更大;而且,外部强迫作用造成的东亚季风区的地表温度降低比观测到的要弱。内部强迫如太平洋年际振荡可能起到了比气溶胶直接效应更重要的作用(Li, et al, 2010; Zhou, et al, 2013; Lei, et al, 2014)。

Jiang等(2013)利用CAM5(Community Atmosphere Model 5)气候模式研究了气溶胶对东亚夏季风的影响,包括气溶胶的直接和间接气候效应,发现人为气溶胶使东亚夏季风减弱,中国北部降水

减少。Wang 等(2014)的结果显示人为气溶胶对东亚季风起到了减弱作用,并且抑制了中国 30°N 左右地区的对流。Song 等(2014)利用 CMIP5 的多模式结果,发现气溶胶和温室气体对低层环流分别起减弱和增强的作用,由于气溶胶引起的地表冷却作用导致海-陆温差减弱和华北高压异常,从而使东亚季风减弱。Zhou 等(2014)使用 RegCM4.1 模式研究了东亚夏季风与硫酸盐气溶胶的关系,认为硫酸盐气溶胶在季风的前期(6、7月)加强了夏季风的强度,而在后期(7、8月)则减弱了夏季风的强度。沈新勇等(2015)利用 RegCM4.3,对 1995—2010 年的东亚夏季风进行了模拟,得出了自然和人为气溶胶使东亚夏季风指数减小 5%,气溶胶使除中国东南地区外的夏季风爆发时间推迟一候左右的结论。Li 等(2015)利用 CMIP5 多模式结果,分析了 20 世纪的季风情况和 RCP8.5 情景下的 21 世纪季风情况,认为 20 世纪季风的干旱趋势和 RCP8.5 情境下的降水增多是由于动力和热力作用对总平均水汽辐合的相对贡献大小决定的,降水在气溶胶的影响下减少而在温室气体的影响下增多。

从上述气溶胶对亚洲夏季风影响的研究可以发现,大部分结果表明气溶胶造成亚洲夏季风减弱(南亚和东亚),对于造成季风减弱多归因于气溶胶造成陆地降温,海陆热力差异减小。这些研究均一致认为海-陆热力差异的减小是夏季风减弱的原因,但并没有进一步说明造成夏季风减弱的具体机理。此外,由于气溶胶气候效应(包括直接和间接效应)对云的影响,一些陆地区域的地面气温升高(文章的结果部分),因此不能简单用海-陆热力差异减小来解释夏季风的减弱。

一般而言,季风是指近地面层冬夏盛行风向接近相反,且气候特征明显不同的现象。东亚与南亚为两个典型的季风气候区,但两者因纬度、地理位置等的差异,季风气候亦各有特征。东亚季风是亚洲季风的重要组成部分,其移动和变化影响着中国的天气和气候。影响季风形成的基本因子主要是下垫面的热力因子:太阳辐射的经向差异,海-陆热力差异,青藏高原与大气的热力差异。除了上述 3 个基本因子外,青藏高原的动力作用和降水引起的凝结潜热释放等许多因子对季风的形成也有重要作用(朱乾根等,2000)。

南亚和东亚夏季风的共同特点是对流层低层盛

行西南风,对流层高层为东风急流。季风的加强和中断对应着西南气流和东风急流的加强和减弱(陈隆勋等,1991)。研究表明,季风流场纬向动能的加强是海-陆和地形引起的不均匀加热造成的,不均匀加热产生全位能,全位能释放加强辐散风动能,辐散风通过与无辐散风的相互作用,其动能转为无辐散风动能,从而加强季风环流(Krishnamurti, et al, 1982;谢立安, 1986; 陈隆勋等, 1991)。因此,不均匀加热对季风环流的形成和维持起着重要作用,即大气热源的时、空分布变化是关键。本研究试图通过研究气溶胶对大气热源时、空分布的影响,进一步探讨气溶胶对亚洲夏季风的影响和造成亚洲夏季风减弱的具体机理。

## 2 模式介绍和试验设计

使用全球气候系统模式 CESM 中的大气模块 CAM5(Neale, et al, 2010)。相较于旧的版本,一个新的气溶胶模块 MAM 被加入到 CAM5 中,这个气溶胶模块可以动态地计算硫酸盐、黑碳、一次有机气溶胶、二次有机气溶胶、沙尘和海盐在大气中的光学属性和化学过程(Liu, et al, 2012)。气溶胶粒径分为 3 个对数正态分布模态,分别是爱根核模态、积聚态和粗模态。每个模态的不同气溶胶的质量混合比和数浓度分别计算,并假设不同模态间外部混合,而同一模态内则内部混合。模式中云微物理过程采用双参数云微物理参数化方案(Morrison, et al, 2008)。该方案预报水成物的数浓度和混合比,水成物包括云滴、云冰、雨滴和雪。微物理过程有碰并、凝结-蒸发、冻结-融化和沉降过程。云滴在气溶胶上的活化是根据物理过程,并考虑了次网格的垂直速度。方案考虑了云冰的核化过程(Liu, et al, 2007)。

文中使用有限体积动力核,水平分辨率为  $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ,垂直分为 30 层,采用固定的气候态月平均海温、海冰数据,模式从 1991 至 2010 年运行 20 年,取后 10 年的结果。其他条件不变,试验 A 采用 2000 年的排放源资料,试验 B 采用 1850 年的排放源资料,两试验的差值代表人为气溶胶所带来的影响。

图 1a 和 b 分别为试验 A 和 B 模拟的 2001—2010 年夏季地表黑碳气溶胶的平均浓度分布,图 1c 和 d 则为试验 A 和 B 模拟的地表硫酸盐气溶胶的

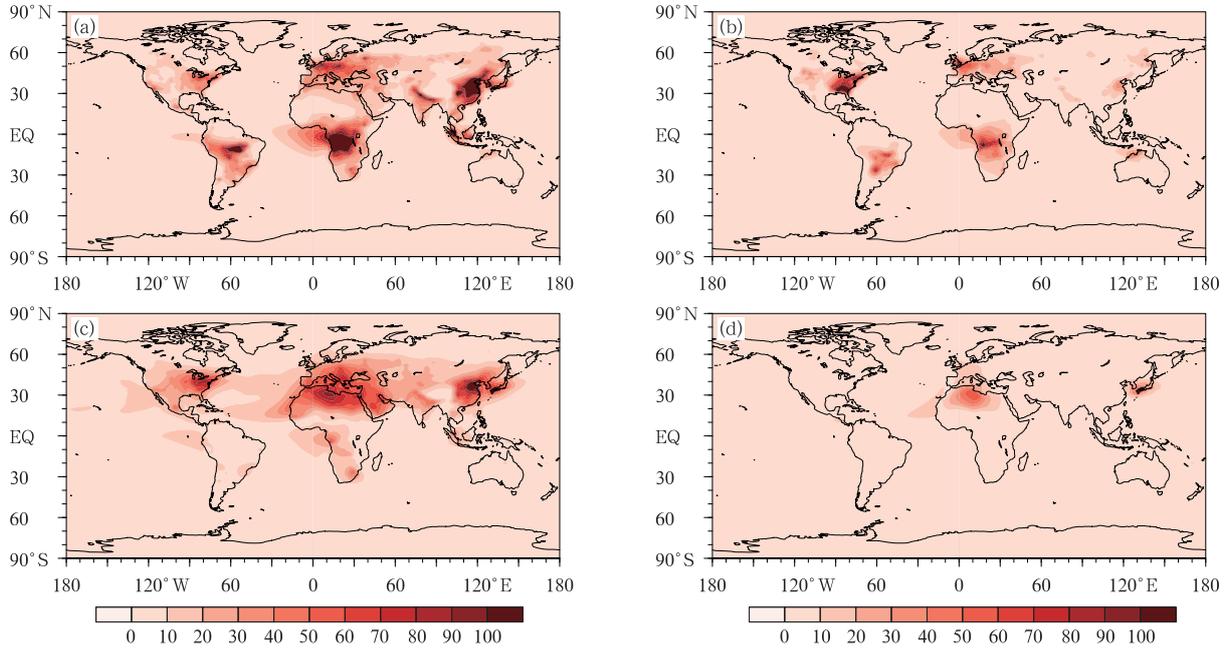


图1 2001—2010年6—8月黑碳(a. 试验A, b. 试验B; 单位:  $10^{-11}$  kg/kg)与硫酸盐(c. 试验A, d. 试验B; 单位:  $10^{-10}$  kg/kg)平均地表浓度

Fig. 1 Distributions of surface black carbon (unit:  $10^{-11}$  kg/kg) calculated by experiment A (a) and experiment B (b) and surface sulfate (unit:  $10^{-10}$  kg/kg) calculated by experiment A (c) and experiment B (d) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

平均浓度分布, 对比两试验的结果可以看出, 在2000年排放情境下北美东部、南美中部、欧洲、非洲中部、阿拉伯半岛、印度北部、中国东部、东南亚以及日本地区的气溶胶浓度显著升高。

### 3 诊断方法

#### 3.1 热源的计算

再分析资料热源的计算所用资料为 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 包括地面气压(单位: hPa)和对流层中的温度  $T$ (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、纬向风  $u$ (单位: m/s)、经向风  $v$ (单位: m/s)、垂直速度  $\omega$ (单位: Pa/s), 分别位于 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150 和 100 hPa 12 个等压面上, 资料的水平分辨率均为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。大气热源的计算方法采用倒算法(Yanai, et al, 1973)

$$Q = c_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (1)$$

式中,  $Q$  为单位质量大气中的热源,  $p_0 = 1000$  hPa,  $k = R/c_p$ , 将其对整层大气进行垂直积分

$$Q_a = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} c_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) dp \quad (2)$$

式中,  $p_s$  为地表气压;  $p_t$  为大气顶气压, 文中取为 100 hPa, 所得  $Q_a$  即为整层大气柱的热量源、汇。

模式计算的大气热源根据模式的输出结果采用正算法

$$H_s = \int_{p_t}^{p_s} (\Delta S + \Delta F + LP) dp + S_H \quad (3)$$

式中,  $H_s$  为大气热源,  $\Delta S$ 、 $\Delta F$  分别为大气对太阳辐射的加热率、大气的长波辐射的加热率,  $LP$  为凝结潜热加热率,  $S_H$  为来自地面的湍流感热输送。进行 1000—100 hPa 整层大气积分, 得到大气热源。

#### 3.2 辐散风和无辐散风的计算

根据亥姆霍兹速度分解定理, 水平风场可以分解为无辐散风( $\mathbf{v}_\psi$ )和辐散风( $\mathbf{v}_\chi$ )

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi \quad (4)$$

其中

$$\begin{cases} \mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi \\ \mathbf{v}_\chi = -\nabla \chi \end{cases} \quad (5)$$

式中,  $\psi$  表示流函数,  $\chi$  表示速度势, 动能方程经过区域平均后可写为

$$\frac{\partial k_\psi}{\partial t} = B_\psi + f \nabla \psi \cdot \nabla \chi + \nabla^2 \psi \nabla \psi \nabla \chi +$$

$$\nabla^2 \chi (\nabla \psi)^2 / 2 + \omega J \left( \psi, \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) + F_\psi \quad (6)$$

$$\frac{\partial k_\chi}{\partial t} = B_\chi - f \nabla \psi \cdot \nabla \chi - \nabla^2 \psi \nabla \psi \nabla \chi -$$

$$\nabla^2 \chi (\nabla \psi)^2 / 2 - \omega J \left( \psi, \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) + F_\chi - \chi \nabla^2 \varphi \quad (7)$$

其中

$$\begin{cases} k_\psi = \frac{1}{2} (\nabla \psi)^2 \\ k_\chi = \frac{1}{2} (\nabla \chi)^2 \end{cases} \quad (8)$$

分别为单位质量空气的无辐散风动能和辐散风动能,  $J$  为雅克比算符,  $B_\psi$  和  $B_\chi$  表示边界通量,  $F_\psi$  和  $F_\chi$  表示耗散作用。

从式(6)可知,对于闭合系统( $B_\psi = B_\chi = 0$ ),在没有耗散的情况下( $F_\psi = F_\chi = 0$ ),无辐散风的动能只能通过其与辐散风动能的转换起变化,因为式(6)右边除  $B_\psi$  和  $B_\chi$  以外的4项都出现在式(7)中且符号相反。再由式(7)可知,对闭合系统和无耗散的情况,如果辐散风动能要转换为无辐散风动能,则只有  $-\chi \nabla^2 \varphi$  项可以给辐散风动能提供能量。

从区域平均的全位能方程

$$\frac{\partial}{\partial t} (P + I) = B_{P+I} + \chi \nabla^2 \varphi + G_{P+I} + D_{P+I} \quad (9)$$

可以看出,  $\chi \nabla^2 \varphi$  为全位能与辐散风动能之间的转换项,式(9)中  $P + I$  表示位能和内能之和即全位能,  $B_{P+I}$ 、 $G_{P+I}$  和  $D_{P+I}$  分别为全位能的边界通量、全位能产生和耗散项。

对于闭合系统

$$\chi \nabla^2 \varphi = \varphi \nabla^2 \chi = \varphi \frac{\partial \omega}{\partial p} = -\omega \frac{\partial \varphi}{\partial p} = \omega \alpha = \frac{R}{p} \omega T \quad (10)$$

因此,暖区中为上升运动或者冷区中为下沉运动时,  $\chi \nabla^2 \varphi < 0$ ,式(10)说明,对于这种情况全位能向辐散风动能转换,再由式(9),对闭合系统这一转换必须由全位能产生项  $G_{P+I}$  来补偿,  $G_{P+I}$  的定义是不均匀加热与温度场的协方差,也就是说,暖区加热和冷区冷却制造全位能,反之消耗全位能。当产生不均匀加热时,破坏了风压场的平衡,产生全位能并转化成辐散风动能,为了使风压场恢复平衡,辐散风通过转换项转换为无辐散风,使季风得以维持(陈隆勋等, 1991)。

### 3.3 显著性检验算法

采用  $F$  检验方法检验试验 A 和 B 之间气候变化的显著性。计算两组样本标准差的平方

$$s^2 = \sum (x - \bar{x})^2 / (n - 1) \quad (11)$$

式中,  $x$  为气象要素,  $\bar{x}$  为其平均值,  $n$  是序列长度。

得到  $s_A^2$ 、 $s_B^2$  后,再计算  $F = \frac{s_A^2}{s_B^2}$ 。文中,选取 99.5% 置信度,达到信度的区域文中用点标注。

## 4 模式结果与再分析资料的对比

### 4.1 大气热源

图 2a 为由再分析资料计算的大气热源分布,大气热源中心分布在孟加拉湾北部、中南半岛南部、菲

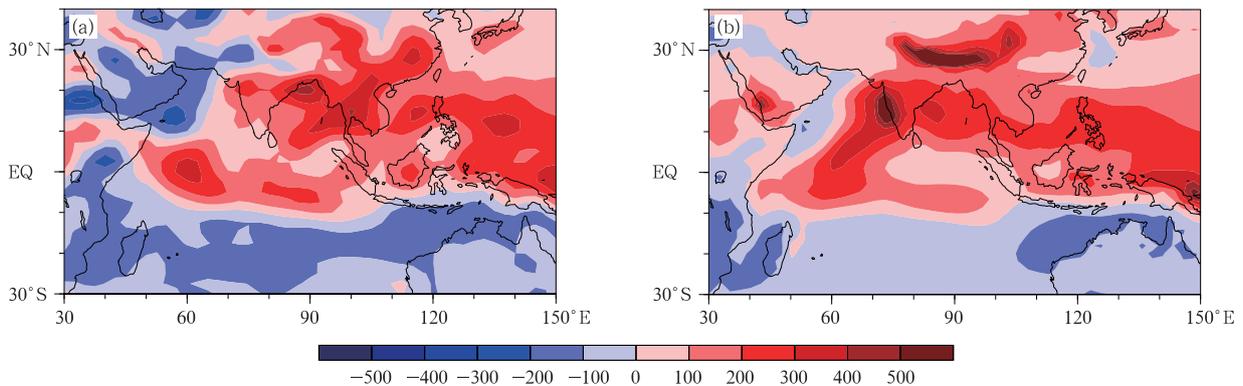


图 2 2001—2010 年 6—8 月平均大气热源(单位:  $W/m^2$ )

(a. 再分析资料, b. 试验 A)

Fig. 2 Atmospheric heat sources ( $W/m^2$ ) calculated by reanalysis data (a) and experiment A (b) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

律宾以东的太平洋和中国东南部,前两个热源的中心值为  $400\text{--}500\text{ W/m}^2$ ,后两个热源的中心值为  $300\text{--}400\text{ W/m}^2$ ;与巩远发等(2007)的计算结果大致相同。图 2b 为模式计算的大气热源分布,可以看到,模拟结果基本上反映了热源的分布特征,热源主要位于印度半岛、孟加拉湾、中南半岛、中国南海和菲律宾以西的太平洋及青藏高原。但模拟的热源中心分布在印度半岛西部和青藏高原,中心值超过了  $400\text{ W/m}^2$ 。再分析资料计算的热汇主要分布在中东地区、阿拉伯半岛及其南部沿海地区,以及赤道以南大部分地区。模拟结果的热汇主要位于南半球,中心在阿拉伯半岛西南部、印度洋西侧,以及大部分赤道以南地区,模拟结果和再分析资料结果的差异主要体现在热源和热汇的数值大小上,热源和热汇

中心位置亦有偏差,模式模拟的热源中心极值较大,热汇中心极值则偏小。模拟的大气热源数值整体偏大,高估了某些加热因子的作用。

#### 4.2 850 hPa 风场和降水

图 3a 为 NCEP 再分析资料的风场和降水,降水大值区分布在热带海洋地区、印度半岛西侧、孟加拉湾及其北部沿岸地区、中南半岛和中国南海地区。图 3b 为模拟结果,与再分析资料相比,模拟结果基本再现了风场、降水的分布,模拟的降水大值区也分布在同样地区,但模拟结果略大。模拟和再分析资料的风场分布基本一致,印度洋和印度半岛以越赤道气流后的西风为主,南亚和东南亚地区以西南风为主,太平洋地区为反气旋式环流,呈现了副热带高压的位置,但模拟的风速略大于再分析资料。

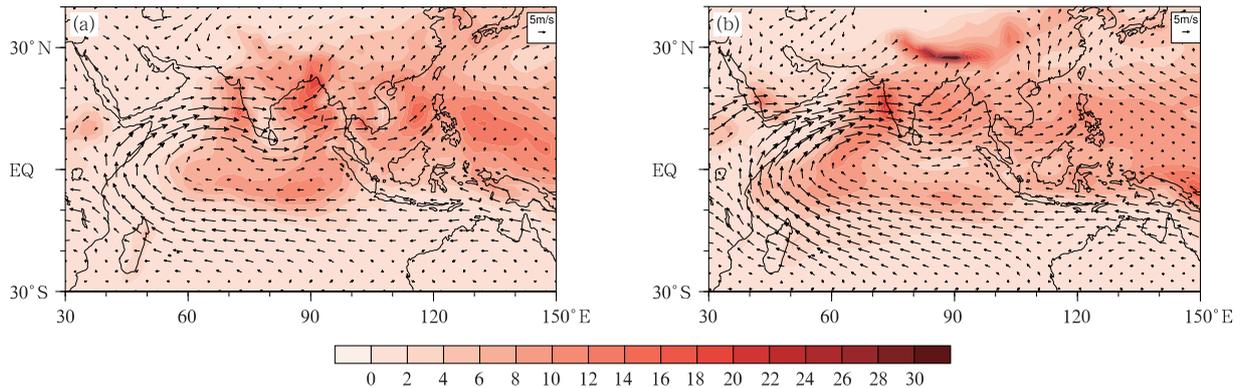


图 3 2001—2010 年 6—8 月平均 850 hPa 风场(矢量,单位:m/s)和降水(阴影,单位:mm/d)

(a. 再分析资料, b. 试验 A)

Fig. 3 Wind fields (vectors, unit: m/s) at 850 hPa and precipitation (shaded, unit: mm/d) calculated by reanalysis data (a) and experiment A (b) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

#### 4.3 850 hPa 温度

图 4 为再分析资料的 850 hPa 温度场和模式的模拟结果,可以看出,两者分布大体一致,由北向南温度递减,大陆为暖区,海洋为冷区,在阿拉伯半岛、中东地区为温度的极大值地区,但模拟的结果约偏高 5 K。其他地区温度分布较为平均,模拟结果偏差较小。

通过对比再分析资料和模拟结果,可以看出,除了部分地区存在一定的数值大小偏差外,模式较好地再现了东亚和南亚区域气象要素场分布的主要特征,可以用来对气溶胶影响夏季风的机理进行进一步研究。

## 5 模式结果分析

### 5.1 气溶胶对东亚季风区环流场、降水和地表温度的影响

图 5a 和 b 为试验 A 减去试验 B 的 850 hPa 风场和总的降水量的差值,可以看出,气溶胶浓度的升高使中国北部和中部、中南半岛、中国东海、日本南部和印尼地区降水减少,而中国南部沿海及中国南海、东南亚、孟加拉湾、印度洋的降水增多,极值大小均超过  $1.5\text{ mm/d}$ 。风场受气溶胶的影响,中国东南地区、中南半岛及印度半岛北部的风矢量差均为东北风,与夏季季风区的西南风、东南风的方向相

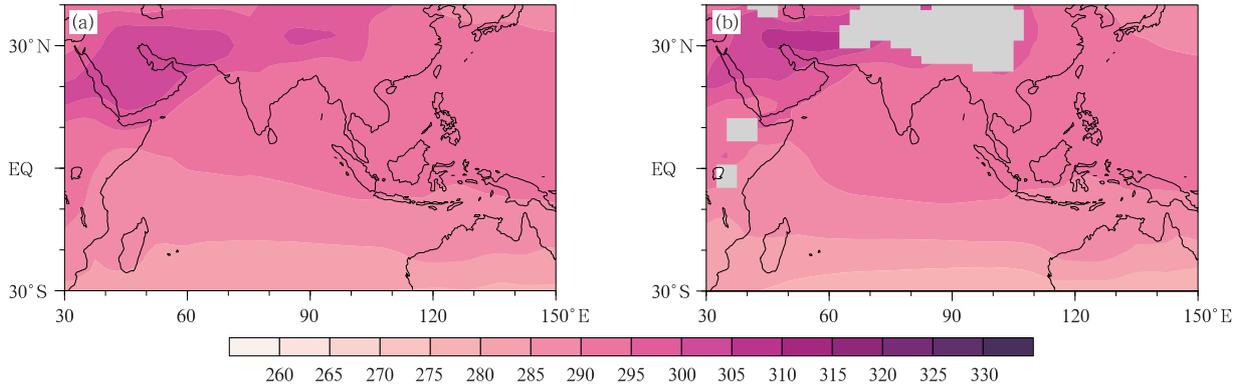


图 4 2001—2010 年 6—8 月平均 850 hPa 温度(单位:K)

(a. 再分析资料, b. 试验 A)

Fig. 4 Temperature (unit: K) at 850 hPa calculated by reanalysis data (a) and experiment A (b) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

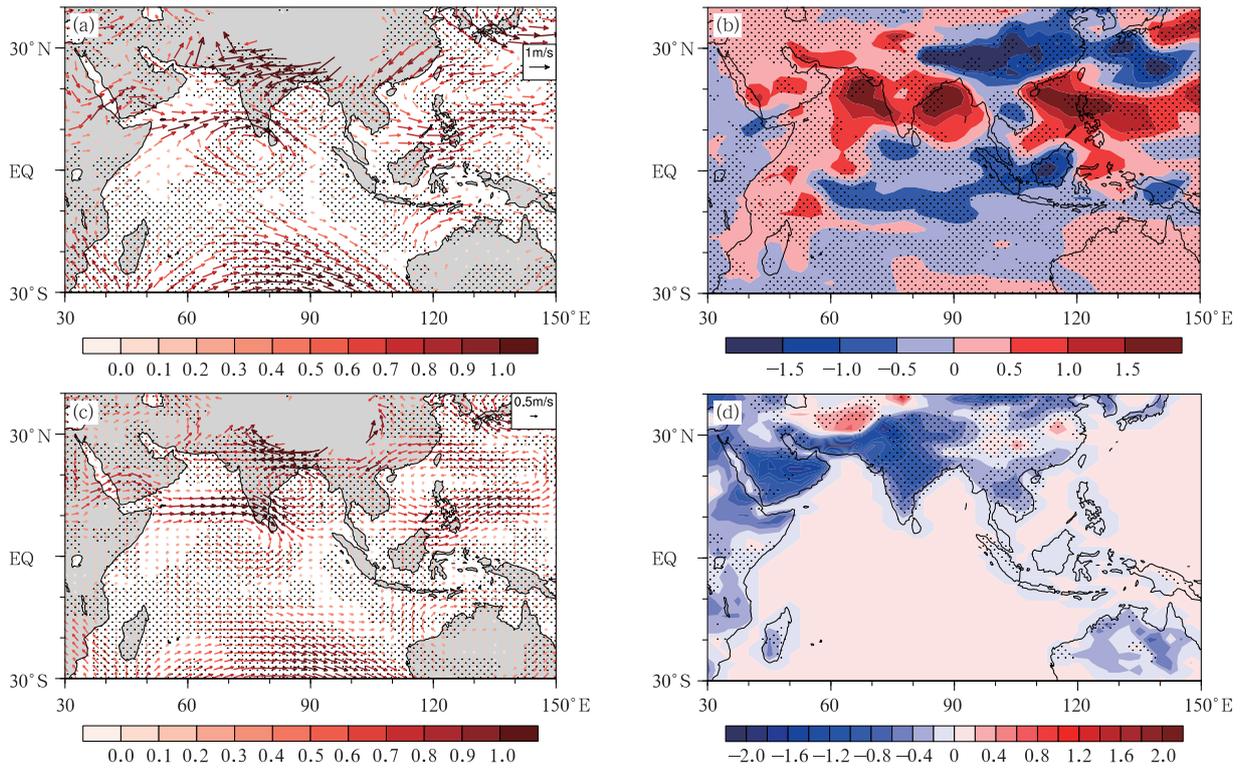


图 5 2001—2010 年 6—8 月平均 (a)850 hPa 风场(单位:m/s)、(b)降水(单位:mm/d)、

(c)850 hPa 无辐散风(单位:m/s)、(d)地表温度(单位:K)试验 A 与试验 B 的差值

(打点部分为通过 F 检验的部分,置信度为 99.5%)

Fig. 5 Differences in (a) wind field at 850 hPa (unit: m/s), (b) precipitation (unit: mm/d), (c) rotational wind at 850 hPa (unit: m/s) and (d) surface temperature (unit: K) experiment A and experiment B (A minus B) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

(Dotted areas are for values that pass the 99.5% confidence level by F test)

反,说明人为气溶胶使东亚夏季风一定程度上减弱。季风的减弱使进入中国的暖湿气流也相应减少,造

成中国内陆地区降水的减少,而近海地区的降水增多。图 5c 为气溶胶对无辐散风的影响,通过上述分

析可知,无辐散风是维持季风环流的重要因素,气溶胶加入后,无辐散风在中国东南部、中南半岛北部、印度北部存在一定程度的减弱,而在印度南部及其西部阿拉伯海增强,无辐散风变化的分布和总风场变化的分布保持一致。图 5d 为气溶胶对地表温度的影响,可以看到,中亚地区、青藏高原西部升温;中国东部部分地区和四川盆地有小幅升温,主要是由云量减少造成的;其余亚洲大陆大部分地区为降温,印度半岛西北部有一极值区,大小超过了  $-2\text{ K}$ ,中南半岛的极值区为  $-0.4\text{—}-0.6\text{ K}$ 。而海洋上均为微弱的升温,幅度在  $0.2\text{ K}$  以下。说明气溶胶对地表温度的改变在大陆上主要以降温为主,而在海洋上表现为小幅的升温。这些与 Jiang 等(2013)的结论一致。图中打点部分为通过置信度为  $99.5\%$  显著性检验的地区,亚洲季风区基本通过了显著性检验。下面从非均匀加热影响辐散风和无辐散风的角度上探讨气溶胶对季风的影响。

## 5.2 气溶胶对大气热源的影响

由式(9)可知,非均匀加热( $G_{p+l}$ )将造成全位能的增加或者减少,还将影响全位能向辐散风的转换。图 6 为试验 A 减去试验 B 的大气热源差值,可以看到,热源的差值分布与降水的变化分布较为一致,极小值主要分布在青藏高原及中国内陆大部分地区、东海地区和印度尼西亚附近,气溶胶浓度的升高使得这些地区的热源减小,极值大小分别超过  $-100$ 、 $-60$  和  $-40\text{ W/m}^2$ ;极大值主要分布在海洋地区,

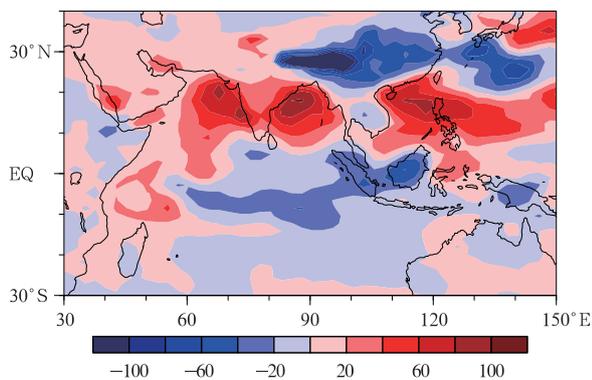


图 6 2001—2010 年 6—8 月平均大气热源试验 A 与试验 B 的差值(单位:  $\text{W/m}^2$ )

Fig. 6 Difference in atmospheric heat sources (unit:  $\text{W/m}^2$ ) between experiment A and experiment B (A minus B) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

气溶胶使阿拉伯海、孟加拉湾、中国南海及菲律宾地区的热源增加,极值均为  $60\text{—}80\text{ W/m}^2$ 。人为气溶胶增多后,中国东部地区和中南半岛大气热源减少,对比图 4b 可知,相较于海洋,这些地区均为暖区,当这些地区热源减弱时,对应的不均匀加热将减弱,全位能产生项( $G_{p+l}$ )相应地减少。

为了进一步探究气溶胶对热源的影响,图 7 分别给出式(3)中 4 项的差值,可以发现气溶胶主要通过影响凝结潜热加热率来改变大气热源,与图 5b 中的降水变化分布基本一致,其次是大气长波辐射,在印度半岛南侧连接孟加拉湾和中国南海有两个极大值区,为  $20\text{—}40\text{ W/m}^2$ ,而对大气短波辐射和地表感热的影响不大。这说明人为气溶胶主要通过改变云来影响大气的辐射平衡和夏季风。

凝结潜热中包含了对流过程和大尺度过程两部分,图 8 分别为气溶胶对对流过程产生的凝结潜热和大尺度过程产生的凝结潜热的影响,可以看出,对流过程的变化远大于大尺度过程的变化。对流过程产生的凝结潜热的变化形势基本和凝结潜热的变化(图 7c)一致,东亚大陆和中南半岛减少,中国南海和印度半岛及其附近洋面增多,变化幅度极值大于  $60\text{ W/m}^2$ 。大尺度过程的变化主要在青藏高原,极值超过  $40\text{ W/m}^2$ ;其他地区分布形势和对流过程的变化相似,但数值明显较小,极值大于  $20\text{ W/m}^2$ 。结果表明,人为气溶胶对凝结潜热的作用主要是影响大气的对流凝结过程,而对大尺度凝结过程的影响是次要的。

为了进一步证实对流活动的变化,分析了对流云厚度(对流云顶高度与云底高度的差)的变化。图 9a 为试验 A 与试验 B 对流云厚度的差值,可以看出,在青藏高原、中国东部地区和中南半岛,对流云厚度减小;而在阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾和中国南海地区,对流云厚度增大,其与对流凝结潜热的变化相对应。这进一步说明对流活动的变化。

为进一步分析对流活动变化的原因,选取  $115^\circ\text{E}$  垂直剖面分析温度层结的变化,图 9b 为温度变化,可见在中国东部中高层大气升温,低层大气降温,大气层结趋向稳定,抑制了对流活动发生和发展。在中国南海,700 hPa 有一个降温中心,低层大气层结趋向不稳定,有利于对流的发生和发展。图 9c 为  $115^\circ\text{E}$  垂直剖面大气加热率的变化,可以看出,在海上有一个加热率增大的中心,高度在  $400\text{—}300\text{ hPa}$ ;在

陆地有一个加热率减小的中心,位于 500—400 hPa,加热率的变化对应着大气热源的变化。温度变化除了受热源变化影响外,还受热量输送的影响,图 9d 为温度经向通量和垂直方向通量散度(二维的,不包括

纬向)的变化,对比温度、加热率和热量输送的变化可以理解温度变化是由热源和热量输送变化共同造成的。从中也反映出气溶胶的气候效应引起了复杂的热力和动力反馈作用。

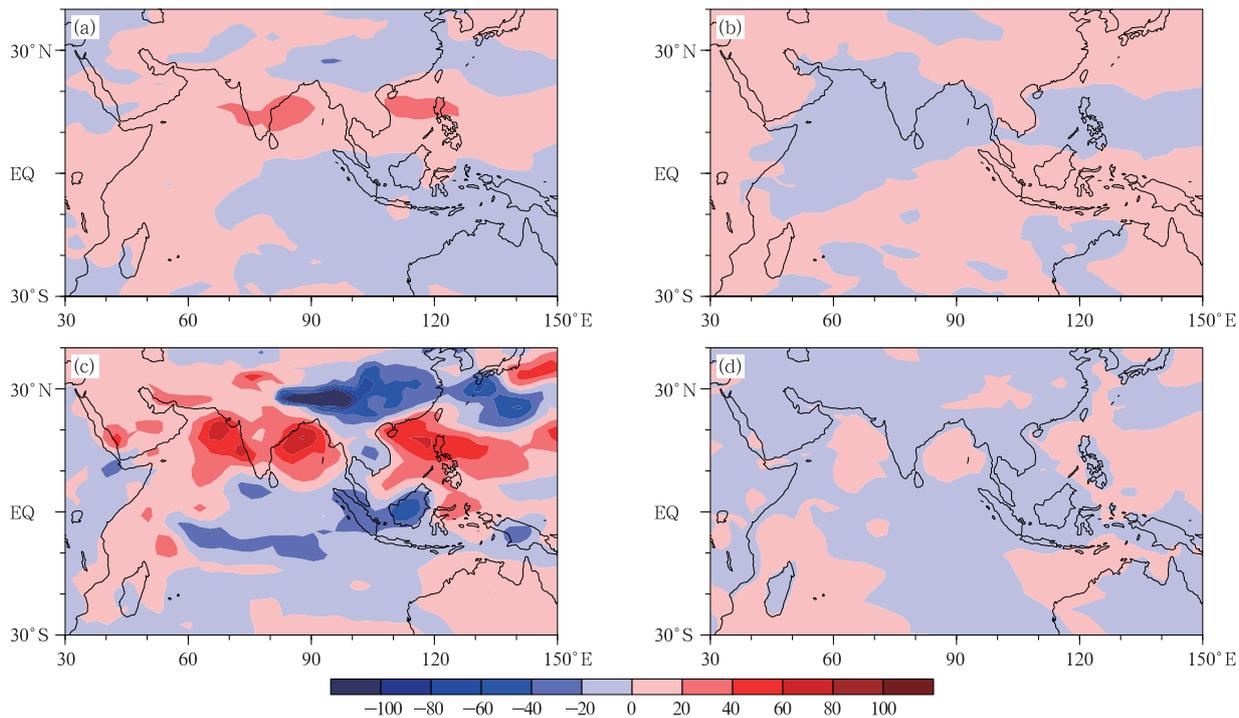


图 7 2001—2010 年 6—8 月平均(a)长波辐射加热率、(b)短波辐射加热率、(c)凝结潜热加热率、(d)地表感热通量输送的试验 A 与试验 B 的差值(单位:W/m<sup>2</sup>)

Fig. 7 Differences in long wave heating rate (a), short wave heating rate (b), condensational latent heating rate (c) and surface sensible heating rate (d) between experiment A and experiment B (A minus B) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010 (unit: W/m<sup>2</sup>)

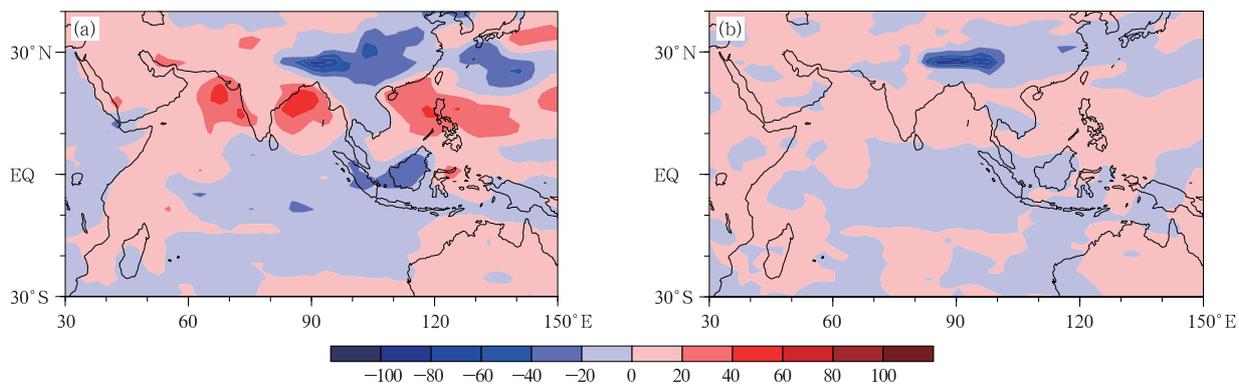


图 8 2001—2010 年 6—8 月平均(a)对流过程的凝结潜热加热率、(b)大尺度过程的凝结潜热加热率试验 A 与试验 B 的差值(单位:W/m<sup>2</sup>)

Fig. 8 Differences in condensational latent heating rate of convective process (a) and large-scale process (b) between experiment A and experiment B (A minus B) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010 (unit: W/m<sup>2</sup>)

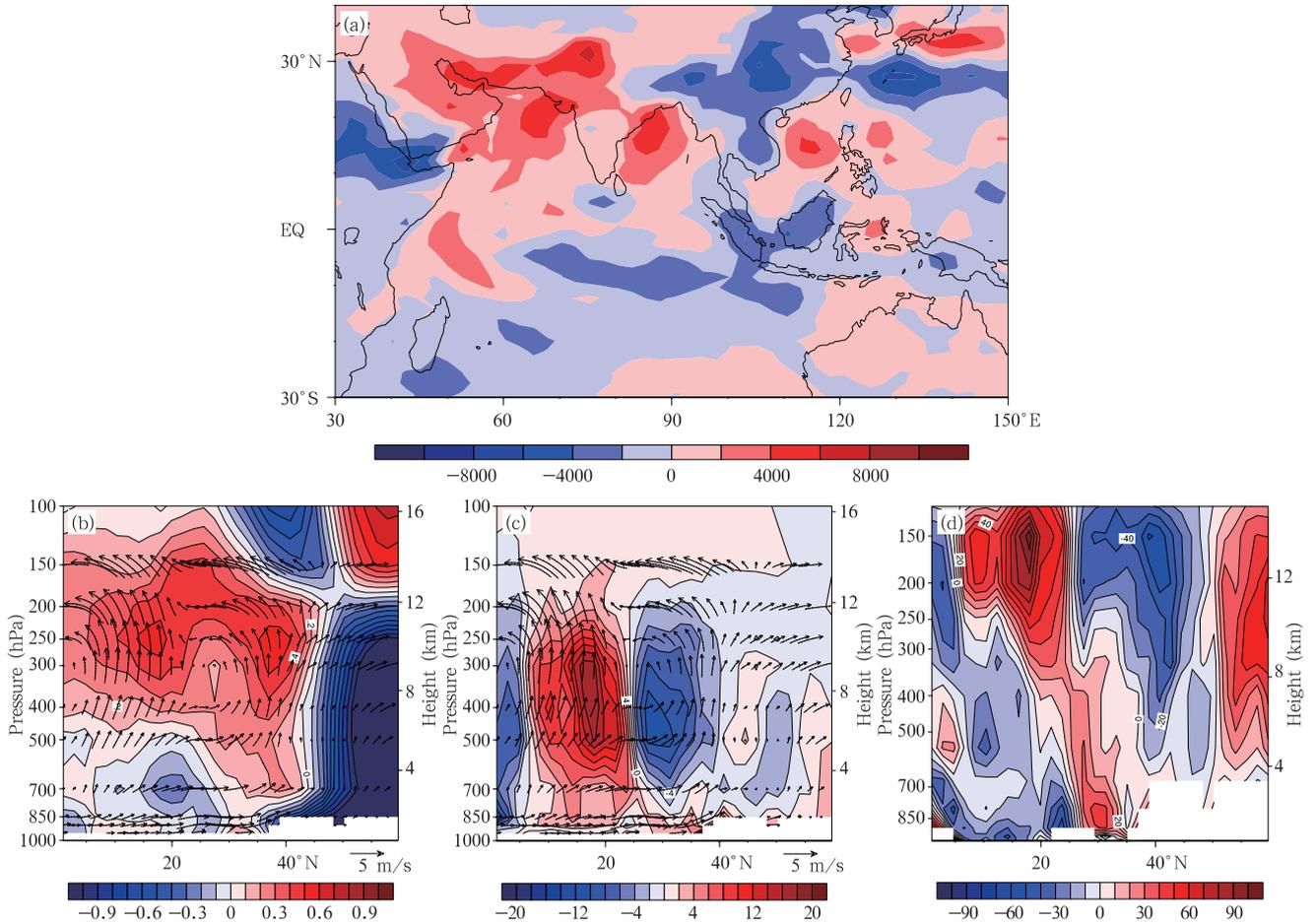


图9 2001—2010年6—8月平均(a)对流厚度(单位:Pa)、(b)115°E温度垂直剖面(单位:K;叠加试验A风场)、(c)115°E大气加热率垂直剖面(单位: $10^{-5}$  K/s;叠加试验A风场)、(d)115°E大气温度通量散度垂直剖面(单位: $10^{-5}$  K/s)试验A与试验B的差值

Fig. 9 Differences in (a) convection height (unit: Pa), (b) vertical cross section of temperature (unit: K) on 115°E superposed with wind field in experiment A, (c) vertical section of total heating rate (unit:  $10^{-5}$  K/s) along 115°E overlaid with wind field in experiment A, and (d) vertical cross section of total heating flux divergence (unit:  $10^{-5}$  K/s) along 115°E superposed with wind field in experiment A between experiment A and experiment B (A minus B) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

### 5.3 气溶胶对全位能向辐散风转换的影响

根据式(10),暖区中为上升运动或者冷区中为下沉运动时, $\chi \nabla^2 \varphi < 0$ ,表明全位能转换成辐散风的动能,这部分大小由  $R\omega T/P$  来决定。图 10a 为全位能向辐散风动能转换项( $\chi \nabla^2 \varphi$ )的分布,除了中国东南及其沿海地区和印度半岛东南,亚洲季风区大部分均为负值,负值区说明这些地区有全位能向辐散风动能转换;而正值区表示辐散风动能向全位能转换(如中国东南部)。图 10b 为气溶胶对全位能向辐散风动能转换项的影响,人为气溶胶的增加使得中国东部、中南半岛和印度北部地区全位能向辐散

风动能转换项的差值为正值,说明在这些地区出现了不同程度的全位能向辐散风动能转换的减弱,或者辐散风动能向全位能的转换的增强(中国东南部地区);中国南海地区、孟加拉湾、印度中北部以及阿拉伯海地区全位能向辐散风动能的转换项增强。全位能向辐散风动能转换项减弱的区域与辐散风动能向全位能转换增强的区域之和与图 6 中大气热源减弱的地区基本相同,结果说明气溶胶使这些地区全位能的产生减弱,并造成全位能向辐散风动能转换的减少,或者辐散风动能向全位能转换的增加。

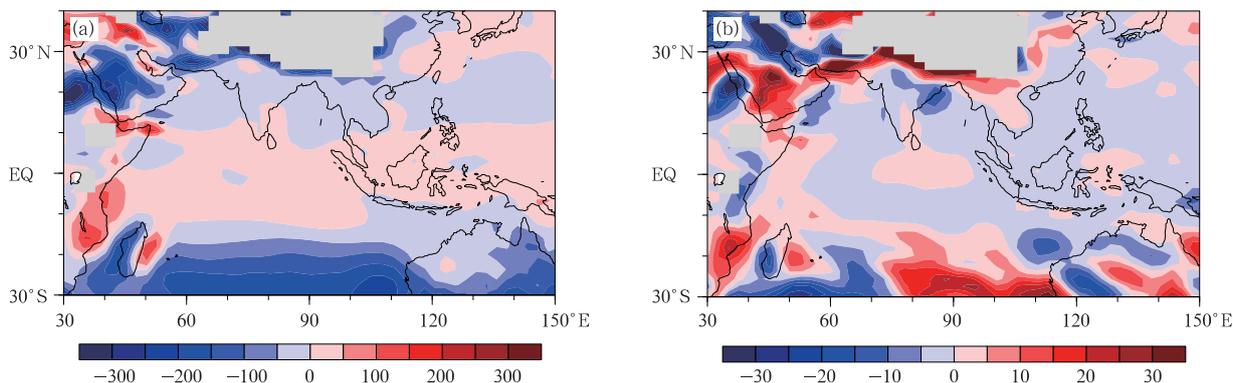


图 10 2001—2010 年 6—8 月平均(a)试验 A 850 hPa 全位能向辐散风转换项,  
(b)试验 A 与试验 B 全位能向辐散风的转换项的差值(单位: $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ )

Fig. 10 The conversion term of total potential energy to divergent wind at 850 hPa (unit:  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ )  
calculated by experiment A (a) and the difference between experiment A and experiment B (A minus B) (b)  
in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010

#### 5.4 气溶胶对辐散风和辐散风向无辐散风转换项的影响

从试验 A 中 850 hPa 辐散风的分布(图 11a)可见,东亚季风区夏季的辐散风以西南风为主,其中在印度南部、印度东北部、中南半岛北部和中国南部存在较大的辐散风。图 11b 显示了气溶胶的增加对辐散风的影响,中国南部、中南半岛北部、印度北部的辐散风减弱较为明显。由式(6)、(7)可知,右侧第 2—5 项为辐散风和无辐散风能量的转换项。图 11c 为试验 A 850 hPa 辐散风向无辐散风转换项的分

布,正值代表辐散风向无辐散风转换,可以看出,印度北部、中国东部为负值,存在无辐散风向辐散风的转换,而中南半岛北部和印度南部为正值,存在辐散风向无辐散风的转换。图 11d 为气溶胶对辐散风向无辐散风转换项的影响,可以看到中国东部和印度北部为负值区,对比图 11c 可知这些区域无辐散风向辐散风的转换增强了,这将减弱该区域的夏季风。中南半岛北部也是辐散风向无辐散风转换项变化的负值区,对应该区域辐散风向无辐散风转换项的正值,说明这个地区的辐散风向无辐散风的

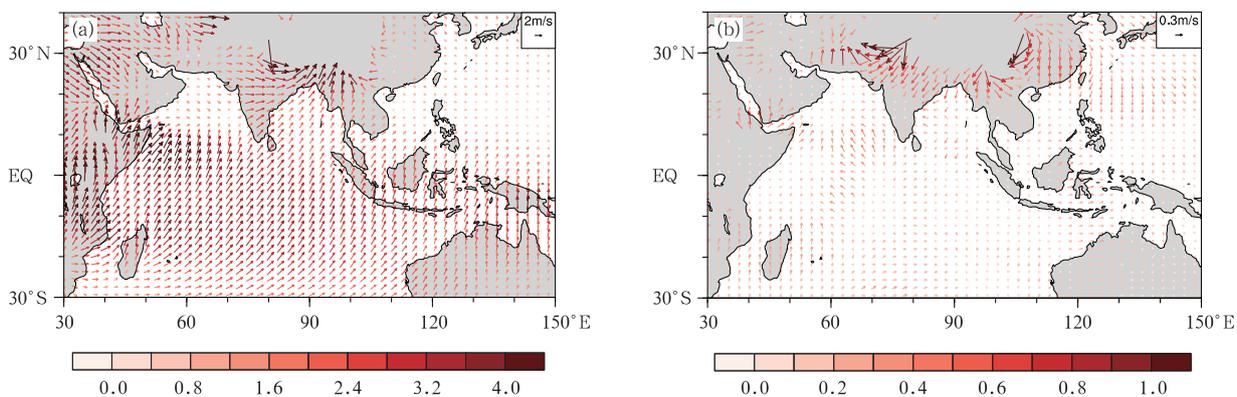
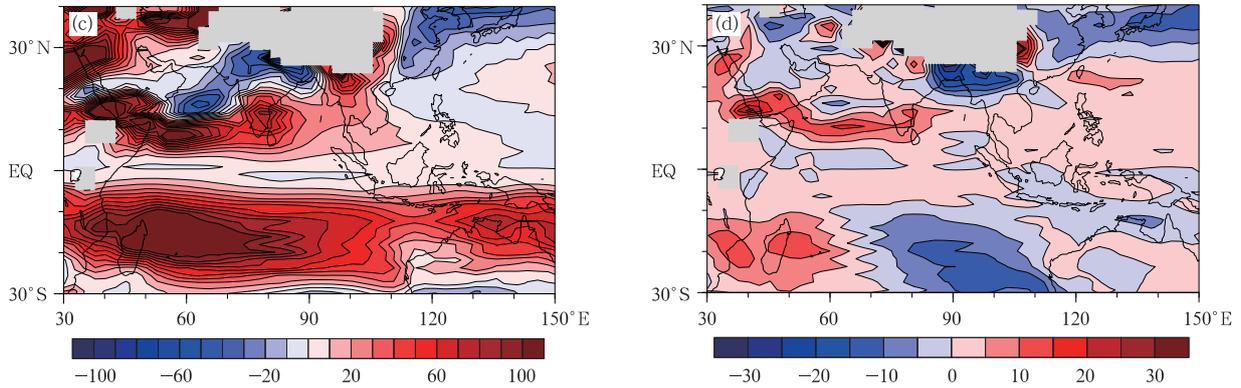


图 11 2001—2010 年 6—8 月平均(a)试验 A 850 hPa 辐散风(单位:m/s), (b)试验 A 与试验 B 850 hPa  
辐散风的差值(单位:m/s), (c)试验 A 850 hPa 辐散风向无辐散风的转换项(单位: $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ ),  
(d)试验 A 与试验 B 850 hPa 辐散风向无辐散风的转换项的差值(单位: $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ )

Fig. 11 Divergent wind (unit: m/s) at 850 hPa and interaction between divergent wind and rotational  
wind (unit:  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$ ) at 850 hPa calculated by experiment A (a, c), and their differences  
between experiment A and experiment B (b, d) in summer (JJA) averaged from 2001 to 2010



续图 11

Fig. 11 Continued

转换减弱了,随之会造成夏季风减弱。

## 6 讨论与小结

上面的结果表明,人为气溶胶的增加使东亚夏季风强度在中国东南地区、中南半岛北部和印度北部减弱;中国东南部季风的减弱促使中国内陆降水减少,沿海地区降水增多。进一步分析人为气溶胶增加的作用发现,气溶胶的增加改变了大气热源分布,造成阿拉伯海、孟加拉湾、中国南海及菲律宾地区热源的增强,中南半岛和中国大陆地区热源的减弱,其中气溶胶主要通过影响凝结潜热来改变大气热源,主要是对对流过程的影响。此外,大气热源分布的变化改变了季风区的热力结构,使中国东部地区和中南半岛北部的非均匀加热减弱,减少了全位能的产生,从而使全位能向辐散风动能的转换减少,或者增加辐散风动能向全位能的转换,造成辐散风减弱。中南半岛北部由于辐散风向无辐散风的转换的减弱,中国东部由于无辐散风向辐散风的转换的增强,从而导致无辐散风减弱,最终造成季风强度的减弱。

对比图 10a 和 11c 可以发现,在中国东南沿海是一个辐散风动能向全位能转换和无辐散风向辐散风转换的区域,其原因可能是文中所选取的 6、7、8 月的时间段中,不仅包含了季风逐渐加强的时段,也包含了季风开始衰减的时段。全位能向辐散风转换的正值表示辐散风动能向全位能转换,辐散风动能减弱,季风随之减弱;同时,辐散风向无辐散风转换的负值表示无辐散风向辐散风的转换,无辐散风减弱,最终造成季风减弱,这是季风衰减过程的表现形式。全位能产生率减小、辐散风向全位能转换率加

强,无辐散风向辐散风转换率增加,季风减弱。这与前面全位能产生率减小,全位能向辐散风转换减弱,辐散风向无辐散风转换减弱机理是一致的。今后将对季风的变化分时段进行研究。

从热源变化的分析可以发现,对流过程引起凝结潜热的变化起着主要作用,气溶胶增加主要通过直接效应影响太阳辐射和辐射平衡,通过间接效应影响云的微物理过程、云的生命期和云的光学性质等,进而影响气候变化。但在模式中气溶胶的间接气候效应并不直接影响对流云,对流过程的变化是大气热力和动力过程对气溶胶气候效应扰动响应的结果。因此人为气溶胶对亚洲夏季风的影响主要通过大气热力和动力过程的响应产生作用。

此外,有研究指出 CAM5 模式对于气溶胶第 1 间接效应具有较为合理的模拟能力(Zhao, et al, 2012),但是 CAM5 对于其他间接气候效应和半直接效应还存在着明显的不足,主要为高估气溶胶间接气候效应(Liu, et al, 2011a; Xie, et al, 2013; Wang, et al, 2013)。因此,模式模拟结果会存在一定的偏差。本研究认为模式对气溶胶间接气候效应的偏差将会影响试验中云量和降水的变化,在热源上,主要影响辐射加热率和大尺度过程的凝结潜热。由于对流凝结潜热的变化是主要的热源变化,因此模式的偏差应不会影响文中得出的结论,但在风场、温度和热源等变化程度上会有影响。今后需进一步改进模式,减小偏差。

气溶胶通过其气候效应影响夏季风的强度、降水和温度,同时季风的变化也改变气溶胶的传输、沉降和化学过程影响气溶胶的浓度和分布特征。观测资料分析和数值模拟研究表明,强季风年在中国南

部地区气溶胶光学厚度小于弱季风年的气溶胶光学厚度,而在中国北部地区则相反(Liu, et al, 2011b; Yan, et al, 2011)。Zhu 等(2012)通过全球化学传输模式 GEOS-Chem 模拟也发现东亚夏季风的年际减弱造成了中国气溶胶浓度的升高,这两者之间呈现较强的负相关。Zhang 等(2010)利用模式对东亚夏季风进行敏感性试验,发现夏季风比气溶胶排放季节变化对气溶胶浓度的影响要大得多,季风风场的变化比季风降水造成的湿沉降对气溶胶的浓度有更大的影响。但降水的变化对气溶胶的浓度也有影响,2000—2011 年中国 120 个站的观测资料显示,大气气溶胶浓度的年际变化和干旱天数的年际变化有很明显的相关(Wang, et al, 2012)。季风不但能影响气溶胶的浓度,也能影响气溶胶的光学特性, Li 等(2014)通过模式模拟发现东亚夏季风带来的水汽可以促使气溶胶的吸湿增长,从而增加气溶胶的光学厚度和相关的直接效应。因此,气溶胶和季风不是单向的作用,而是复杂的相互影响过程,文中仅讨论了气溶胶对夏季风的影响,在今后的研究中,将进一步分析讨论两者的相互作用。

## 参考文献

- 陈隆勋, 邵永宁, 张清芬等. 1991. 近四十年我国气候变化的初步分析. *应用气象学报*, 2(2): 164-174. Chen L X, Shao Y N, Zhang Q F, et al. 1991. Preliminary analysis of climatic change during the last 39 years in China. *Quart J Appl Meteor*, 2(2): 164-174 (in Chinese)
- 巩远发, 段廷扬, 张茜. 2007. 夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系. *大气科学*, 31(1): 89-98. Gong Y F, Duan T Y, Zhang H. 2007. Characteristics of the atmospheric heating source/sink over Asia and its relationship with drought/flood in the Yangtze River-Huaihe River valley. *Chinese J Atmos Sci*, 31(1): 89-98 (in Chinese)
- 沈新勇, 黄文彦, 陈宏波. 2015. 气溶胶对东亚夏季风指数和爆发的影响及其机理分析. *热带气象学报*, 31(6): 733-743. Shen X Y, Huang W Y, Chen H B. 2015. The analysis of mechanism of impact of aerosols on East Asian summer monsoon index and onset. *J Trop Meteor*, 31(6): 733-743 (in Chinese)
- 吴国雄, 李占清, 符淙斌等. 2015. 气溶胶与东亚季风相互影响的研究进展. *中国科学: 地球科学*, 45(11): 1609-1627. Wu G X, Li Z Q, Fu C B, et al. 2016. Advances in studying interactions between aerosols and monsoon in China. *Sci China Earth Sci*, 59(1): 1-16
- 谢立安. 1986. 夏季南海季风活动的诊断分析. *南京气象学院学报*, (2): 129-135. Xie L A. 1986. Diagnostic study of summer monsoon over the South China Sea. *J Nanjing Inst Meteor*, (2): 129-135 (in Chinese)
- 张小曳, 孙俊英, 王亚强等. 2013. 我国雾-霾成因及其治理的思考. *科学通报*, 58(13): 1178-1187. Zhang X Y, Sun J Y, Wang Y Q, et al. 2013. Factors contributing to haze and fog in China. *China Sci Bull*, 58(13): 1178-1187 (in Chinese)
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 2000. *天气学原理和方法*. 3 版. 北京: 气象出版社, 582-584. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 2000. *Principle and Method in Meteorology*. 3rd ed. Beijing: Meteorology Press, 582-584 (in Chinese)
- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923): 1227-1230
- Bollasina M A, Ming Y, Ramaswamy V. 2011. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon. *Science*, 334(6055): 502-505
- Gu Y, Liou K N, Xue Y, et al. 2006. Climatic effects of different aerosol types in China simulated by the UCLA general circulation model. *J Geophys Res*, 111(D15):D15201, doi: 10.1029/2005JD006312
- Guo L, Highwood E J, Shaffrey L C, et al. 2013. The effect of regional changes in anthropogenic aerosols on rainfall of the East Asian Summer monsoon. *Atmos Chem Phys*, 13(3): 1521-1534, doi: 10.5194/acp-13-1521-2013
- He B, Bao Q, Li J D, et al. 2013. Influences of external forcing changes on the summer cooling trend over East Asia. *Climatic Change*, 117(4): 829-841, doi: 10.1007/s10584-012-0592-4
- Jiang Y Q, Liu X H, Yang X Q, et al. 2013. A numerical study of the effect of different aerosol types on East Asian summer clouds and precipitation. *Atmos Environ*, 70: 51-63
- Kim M K, Lau W K M, Kim K M, et al. 2007. A GCM study of effects of radiative forcing of sulfate aerosol on large scale circulation and rainfall in East Asia during boreal spring. *Geophys Res Lett*, 34(24):L24701, doi: 10.1029/2007GL031683
- Krishnamurti T N, Ramanathan Y. 1982. Sensitivity of the monsoon onset to differential heating. *J Atmos Sci*, 39(6): 1290-1306
- Lau N C, Nath M J. 2006. ENSO modulation of the interannual and intraseasonal variability of the East Asian monsoon: A model study. *J Climate*, 19(18): 4508-4530
- Lei Y H, Hoskins B, Slingo J. 2014. Natural variability of summer rainfall over China in HadCM3. *Climate Dyn*, 42(1-2): 417-432, doi: 10.1007/s00382-013-1726-8
- Li J D, Wang W C, Sun Z A, et al. 2014. Decadal variation of East Asian radiative forcing due to anthropogenic aerosols during 1850 - 2100, and the role of atmospheric moisture. *Climate Res*, 61(3): 241-257
- Li J P, Wu Z W, Jiang Z H, et al. 2010. Can global warming strengthen the East Asian summer monsoon? *J Climate*, 23(24): 6696-6705
- Li X Q, Ting M F, Li C H, et al. 2015. Mechanisms of Asian summer monsoon changes in response to anthropogenic forcing in

- CMIP5 models. *J Climate*, 28(10): 4107-4125
- Li Z Q, Li C, Chen H, et al. 2011. East Asian studies of tropospheric aerosols and their impact on regional climate (EAST-AIRC): an overview. *J Geophys Res*, 116(D7), doi: 10.1029/2010JD015257
- Li Z Q, Lau W K M, Ramanathan V, et al. 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia. *Rev Geophys*, 54(4): 866-929
- Liu X, Easter R C, Ghan S J, et al. 2012. Toward a minimal representation of aerosols in climate models: Description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5. *Geosci Model Dev*, 5(3): 709-739
- Liu X D, Yan L B, Yang P, et al. 2011b. Influence of Indian summer monsoon on aerosol loading in East Asia. *J Appl Meteor Climatol*, 50(3): 523-533
- Liu X H, Penner J E, Ghan S J, et al. 2007. Inclusion of ice microphysics in the NCAR community atmospheric model version 3 (CAM3). *J Climate*, 20(18): 4526-4547
- Liu X H, Xie S C, Boyle J, et al. 2011a. Testing cloud microphysics parameterizations in NCAR CAM5 with ISDAC and M-PACE observations. *J Geophys Res*, 116(D1):D00T11, doi: 10.1029/2011JD015889
- Liu Y, Sun J R, Yang B. 2009. The effects of black carbon and sulphate aerosols in China regions on East Asia monsoons. *Tellus B*, 61(4): 642-656
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests. *J Climate*, 21(15): 3642-3659
- Neale R B, Chen C C, Gettelman A, et al. 2010. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 5.0). NCAR Technical Note NCAR/TN-486+STR
- Ohara T, Akimoto H, Kurokawa J, et al. 2007. An Asian emission inventory of anthropogenic emission sources for the period 1980 - 2020. *Atmos Chem Phys*, 7(16): 4419-4444
- Qian Y, Leung L R, Ghan S J, et al. 2003. Regional climate effects of aerosols over China: Modeling and observation. *Tellus B*, 55(4): 914-934
- Ramanathan V, Chung C, Kim D, et al. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proc Natl Acad Sci USA*, 102(15): 5326-5333
- Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, 321(5894): 1309-1313
- Schwartz S E. 1996. The white house effect-Shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols: An overview. *J Aerosol Sci*, 27(3): 359-382
- Song F F, Zhou T J, Qian Y. 2014. Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 41(2): 596-603
- Twomey S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J Atmos Sci*, 34(7): 1149-1152
- Wang K C, Dickinson R E, Su L, et al. 2012. Contrasting trends of mass and optical properties of aerosols over the Northern Hemisphere from 1992 to 2011. *Atmos Chem Phys*, 12(19): 9387-9398
- Wang Y, Khalizov A, Levy M, et al. 2013. New directions: Light absorbing aerosols and their atmospheric impacts. *Atmos Environ*, 81:713-715, doi: 10.1016/j.atmosenv.2013.09.034
- Wang Y, Zhang R Y, Saravanan R. 2014. Asian pollution climatically modulates mid-latitude cyclones following hierarchical modelling and observational analysis. *Nat Commun*, 5: 3098
- Xie S C, Liu X H, Zhao C F, et al. 2013. Sensitivity of CAM5-simulated Arctic clouds and radiation to ice nucleation parameterization. *J Climate*, 26(16): 5981-5999, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00517.1
- Yan L B, Liu X D, Yang P, et al. 2011. Study of the impact of summer monsoon circulation on spatial distribution of aerosols in East Asia based on numerical simulations. *J Appl Meteor Climatol*, 50(11): 2270-2282
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 30(4): 611-627
- Ye J S, Li W H, Li L F, et al. 2013. North drying and south wetting summer precipitation trend over China and its potential linkage with aerosol loading. *Atmos Res*, 125-126:12-19, doi: 10.1016/j.atmosres.2013.01.007
- Zhang L, Liao H, Li J P. 2010. Impacts of Asian summer monsoon on seasonal and interannual variations of aerosols over eastern China. *J Geophys Res*, 115(D7), doi: 10.1029/2009JD012299
- Zhao C F, Klein S A, Xie S C, et al. 2012. Aerosol first indirect effects on non-precipitating low-level liquid cloud properties as simulated by CAM5 at ARM sites. *Geophys Res Lett*, 39(8): L08806, doi: 10.1029/2012GL051213
- Zhu J L, Liao H, Li J P. 2012. Increases in aerosol concentrations over eastern China due to the decadal-scale weakening of the East Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 39(9): L09809
- Zhou Y, Jiang J, Huang A, et al. 2013. Possible contribution of heavy pollution to the decadal change of rainfall over eastern China during the summer monsoon season. *Env Res Lett*, 8(4): 044024
- Zhou Y, Huang A, Jiang J, et al. 2014. Modeled interaction between the subseasonal evolving of the East Asian summer monsoon and the direct effect of anthropogenic sulfate. *J Geophys Res: Atmos*, 119(5): 1993-2016