

杨桃进, 刘宇迪, 眭敏. 2017. 不同浓度污染气溶胶对一次暴雨的影响 [J]. 大气科学, 41 (4): 882–896. Yang Taojin, Liu Yudi, Sui Min. 2017. Impacts of different concentrations of anthropogenic pollutants on a rainstorm [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (4): 882–896, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16235.

不同浓度污染气溶胶对一次暴雨的影响

杨桃进 刘宇迪 眭敏

解放军理工大学气象海洋学院, 南京 211101

摘 要 本文应用 WRF-Chem 模式耦合人为排放源, 模拟了 2011 年 8 月 13 日的一次强降水过程, 研究了正常 (试验 Norm) 和两种极端情况 (试验 High 和试验 Low) 下 3 种排放强度的人为污染气溶胶对微物理过程和降水的影响。结果表明: 不同排放强度下降水开始的时间没有变化, 低排放情况下降水区域未发生变化, 暴雨前期试验 Low 的降水增强, 后期减弱, 降水中心强度减弱, 周边降水增强, 降水分散; 高排放情况下降水区域明显减小, 降水强度和各个量级的降水区域都减少。雨水和霰含量的变化是导致降水发生变化的原因, 不同强度的污染气溶胶通过影响微物理过程影响大气的热力和动力过程, 大气动力过程的变化反过来又通过微物理过程影响降水粒子的增长, 从而影响地面降水。影响机理可概括为: 当污染气溶胶的排放浓度增强, 水汽凝结和冰晶凝华增长过程的减弱导致微物理过程的大气加热减弱, 可用于发展对流的能量减少, 上升运动减弱, 对流强度的减弱抑制了雨水和霰收集云水的增长, 导致了可降水粒子含量的减少, 降水减弱。

关键词 污染气溶胶排放强度 微物理过程 降水 WRF-Chem 模式

文章编号 1006-9895(2017)04-0882-15

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16235

Impacts of Different Concentrations of Anthropogenic Pollutants on a Rainstorm

YANG Taojin, LIU Yudi, and SUI Min

Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract The WRF-Chem model coupled with anthropogenic pollution sources was applied to investigate the impact of anthropogenic pollution on microphysical process and precipitation of a rainstorm occurred on 13 August 2011. Three different simulations including one normal experiment (Experiment Norm) and two extreme experiments (Experiments High and Low) according to the emission intensity of anthropogenic pollutants were conducted. The results showed that the initiation of precipitation was the same in all the three cases. In Experiment Low, the precipitation area remained unchanged while the intensity weakened at the precipitation center but enhanced in the surrounding area, and the intensity of precipitation overall enhanced (weakened) at the initial period (later period). In Experiment High, both the precipitation area and the intensity decreased. Changes in rain water and graupel were the major reason for the change in precipitation. The anthropogenic pollutants could influence the thermodynamic processes of atmosphere through their impacts on the microphysical process, and these changed atmospheric dynamic processes in turn affected microphysics and the growth of precipitable particles. All the above processes contributed to the precipitation change in the ground.

收稿日期 2016-09-19; 网络预出版日期 2017-02-25

作者简介 杨桃进, 男, 1991 年出生, 硕士研究生, 主要从事气溶胶对天气影响的研究。E-mail: yangtaojin_st@163.com

通讯作者 刘宇迪, E-mail: ydliu0509@163.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41175089

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41175089)

The mechanism can be summarized as follows. The atmospheric heating rate decreased due to the decrease in water vapor condensation and ice depositional growth when the emission intensity of anthropogenic pollutants enhanced, and this would cause the decrease in convective activity and suppressed the growth of rain water and graupel, resulting in the decrease in precipitable particles and precipitation reduced eventually.

Keywords Intensity of anthropogenic pollution, Microphysical process, Precipitation, WRF-Chem model

1 引言

随着现代工农业生产的发展和人类活动范围的扩展,特别是我国改革开放以来经济的快速增长,导致了硫酸盐、硝酸盐和黑碳等气溶胶及其前体物的排放逐年增加(张小曳等, 2013; 张小曳, 2014; 李剑东等, 2015)。尽管气溶胶在大气成分中含量很少,但其对天气和气候的影响却不可忽视,因而气溶胶越来越受到人们的关注。气溶胶的影响可以分为两个部分:一方面,气溶胶通过散射和吸收(Kiehl and Briegleb, 1993; Myhre, 2009; 刘红年和张力, 2012; Koren et al., 2004)太阳辐射,影响进入地气系统中的太阳短波辐射和到达地面的辐射量,对大气温度层结和地面的温度产生影响,改变大气温度的垂直廓线, Boucher et al. (2013)将这种影响称之为气溶胶—辐射相互作用;另一方面,气溶胶还可以作为云凝结核或者冰核参与云的形成,通过改变云的微物理过程,影响云滴有效半径(Twomey, 1974, 1991)、云滴谱(Martin et al., 1994; Liu and Daum, 2002; Andreae et al., 2004)、云的厚度、生命期和降水(Albrecht, 1989; Phillips et al., 2005; van den Heever et al., 2006; Ekman et al., 2007; Fan et al., 2010),这种影响称之为气溶胶—云相互作用。

Li et al. (2011) 和 Niu and Li (2011) 运用 10 年地面观测和全球的 A-Train 卫星资料发现,燃烧产生的烟雾、自然的沙尘和城市排放的污染气溶胶对云和降水有很大的影响,对其他卫星资料如 AVHRR (Rosenfeld and Lensky, 1998; Rosenfeld et al., 2001)、MODIS (Koren et al., 2005) 和 TRMM (Rosenfeld, 1999, 2000) 的研究也得出相似的结论。机载测量和现场等观测结果 (Andreae et al., 2004; 江琪等, 2014; 陈思宇等, 2012; 杨磊等, 2013) 的分析也显示不同气溶胶浓度下,云和降水会表现出不同的特征。Gao et al (2012) 运用 WRF-Chem 模式耦合现在及工业化前的气溶胶排放研究了气溶胶对云的影响,并对气溶胶的增加引起的云滴数、云水路径和有效半径的变化进行了分

析。Mashayekhi and Sloan (2014) 的模拟结果显示,在高度城市化的大西洋沿岸地区,人为排放引起的非对流性降水增加了 30%。肖辉和银燕 (2011) 模拟了污染气溶胶对山西一次降水过程的影响,结果显示降水区域没有明显变化,中心强度变强,在不同的时间段内降水的类型不同,降水的强度也发生变化。其他的研究结果 (Lee et al., 2008; Li et al., 2009) 显示,气溶胶的增加有利于对流的增强和降水的增加。Fan et al. (2015) 提出了“气溶胶引起的条件性不稳定”机制解释了黑碳等吸收性气溶胶引起的四川盆地的一次大暴雨过程。

以上研究主要分析了城市污染气溶胶对降水的影响,结果显示人为排放的气溶胶可能是引起降水变化的原因,但同时也是最不确定的因子之一 (NRC, 2005; 张小曳, 2014),气溶胶的增加可能增强或者减少降水。京津冀(北京—天津—河北)地区是我国污染最严重的地区之一,然而对于该地区城市气溶胶污染对降水影响的研究还较少。本文通过完全在线耦合气溶胶—辐射—云—降水的 WRF-Chem 模式模拟了 2011 年 8 月 13 日的一次强降水过程,分析人为排放的污染气溶胶对降水过程的影响机制。

2 试验方案

2.1 模式设置

本文所用模式为 WRF-Chem 3.6.1 (Grell et al., 2005; Fast et al., 2006; Gustafson et al., 2007),能够在线耦合人为源气溶胶、生物气溶胶及生物质燃烧气溶胶等的排放,通过复杂的气溶胶模块和化学机制,它可以完全在线耦合气象场和多种物理、化学过程,如污染物的排放、传输和沉降、气溶胶粒子的活化、气溶胶和辐射的相互作用等。模拟采用 3 重嵌套(由外层到内层分别是 d01、d02 和 d03),最外层的中心点位置为 (40°N, 116°E),每层区域的东和南北方向具有相同的分辨率,从外层到内层分别是 36 km、12 km 和 4 km,对应的网格点数分别为 72×60、133×103 和 103×109,如图 1 所示。垂直方向 41 层,采用不等距分层,低层进行

加密处理, 2 km 以下划分了 19 层, 能更好地模拟气溶胶的扩散和混合过程, 模式层顶 50 hPa。其他参数化方案的设计见表 1。

表 1 WRF-Chem 模式参数化方案设置

Table 1 Parameterization scheme configuration of WRF-Chem model

	WRF-Chem 模式各层网格参数化方案设置		
	d01	d02	d03
积云参数化方案	Grell-Freitas	Grell-Freitas (Grell and Freitas, 2014)	—
微物理过程	双参数方案, progn=1 (Lin et al., 1983; Liu et al., 2005)		
长/短波辐射	RRTMG (Iacono et al., 2008)		
近地面方案	Revised MM5 Monin-Obukhov (Jimenez et al., 2012)		
陆面方案	Noah LSM (Tewari et al., 2004)		
边界层方案	YSU (Hong et al., 2006)		
化学机制	CBM-Z (Zaveri and Peters, 1999)		
气溶胶模块	MOSAIC (4 bins) (Zaveri et al., 2008)		

注: “—” 表示没有采用方案

此次模拟采用 MOSAIC 气溶胶模块 (Zaveri et al., 2008), 该模块是 WRF-Chem 中的最新气溶胶方案, 可根据气溶胶粒子的大小分布将气溶胶划分 4 档或者 8 档, 由于计算条件限制, 本模拟采用了 4 档方案, 这 4 档分别为 0.039~0.1 μm 、0.1~1.0 μm 、1.0~2.5 μm 和 2.5~10 μm , 可模拟的气溶胶包括 SO_4^{2-} 、 NH_4^+ 、和 NO_3^- 、黑碳等成分。化学机制采用 CBM-Z 模块 (Zaveri and Peters, 1999)。

2.2 排放源的选择

人为排放源是基于 2010 年的 EDGAR-HTAP (半球大气污染传输计划数据集; <http://www.htap.org> [2016-08-22]), 该排放源包括了 SO_2 、NO 和 NO_2 以及黑碳、有机气溶胶和 $\text{PM}_{2.5}$ 等气溶胶及前体物的排放, 精度为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 。生物气溶胶的排放使用 MEGAN 方案 (Guenther et al., 2009) 在线计算。CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) 再分析资料为模式提供 6 小时一次的气象场初始和边界条件, 化学初始和边界条件则由 MOZART-4 模式 (Emmons et al., 2010) 的预报结果得到。

2.3 气溶胶的作用方式

在模式中, 通过计算可得到各气溶胶种类各档的浓度分布, 再根据各自的折射指数通过米氏理论得到不同波长下的气溶胶光学厚度 AOD、单散射反照率 SSA 和不对称因子 g , 通过这些变量耦合到 RRTMG 辐射方案中可模拟气溶胶对辐射的影响。

通过和云微物理方案相结合, 模式可模拟气溶胶对云微物理的影响。当环境过饱和度超过气溶胶活化所需要的临界过饱和度时, 气溶胶粒子就会活

化。WRF-Chem 模式中通过把 Lin 方案转化成双参数方案, 可考虑气溶胶对云滴数的影响。

$$\frac{\partial N_k}{\partial t} = -(\mathbf{V} \cdot \nabla N)_k + D_k - C_k - E_k + S_k, \quad (1)$$

其中, N_k 表示第 k 层平均的云滴数, D_k 是垂直扩散项, C_k 和 E_k 分别是由于碰并和蒸发造成的云滴数变化, S_k 是通过气溶胶活化产生的云滴数的源项。从公式 (1) 可看出, 气溶胶的活化决定了云滴的来源, 因而也就实现了气溶胶对云的影响, 云的变化又影响着降水的发展。当气溶胶浓度增加, 活化后形成的云滴数发生变化, 在液态水含量不变的情况下, 云滴的有效半径会发生变化, 进而会改变云滴谱分布, 影响云滴的增长和碰并过程, 也影响雨滴的增长, 降水因此受到影响。

2.4 方案设计

为了研究人为污染气溶胶排放对降水的影响, 通过控制不同的人为气溶胶排放强度设计了 3 个试验。其中 Norm 试验为当前状况下的排放强度, Low 试验的人为气溶胶的排放强度为 Norm 试验排放强度的 0.1 倍, High 试验的人为气溶胶的排放强度则是 Norm 试验的 10 倍。图 2 给出了北京及周边地区 High、Norm 和 Low 3 个试验 SO_2 的排放强度。3 个试验除了人为气溶胶排放强度不一样外, 其他的都一致, 如前文所述。模式从 2011 年 8 月 12 日 12:00 (北京时, 下同) 开始积分到 8 月 14 日 06:00, 开始的 12 小时作为模式预热时间。

3 结果分析

图 2d-f 给出了本文模拟结果与 CARE-China 计划 (Xin et al., 2015) 提供的北京站 (39.97°N, 116.37°E)、香河站 (39.76°N, 116.95°E) 和兴隆站 (39.76°N, 117.58°E) 逐小时观测的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度的比较。从图中可以看出, $\text{PM}_{2.5}$ 的浓度受人为气溶胶排放的影响很大, 试验 High 的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度最大 (红线, 图中所示的值为试验 High 的值的 0.1 倍), 试验 Norm (绿线) 其次, 试验 Low 最小 (蓝线), 且 3 个试验模拟的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度的变化基本上都是先增加后减小, 随时间变化的趋势基本一致。从 13 日 00:00 到 14 日 06:00 在北京站 (图 2d) 观测的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度先增加然后维持高浓度, 在 14 日 00:00 迅速下降, 与观测相比, 试验 Norm 的变化趋势在北京站与观测相类似, 在 13 日 12:00 前浓度先增加, 12:00 到 14 日 00:00 浓度维持大值, 然后迅速下降; 其他

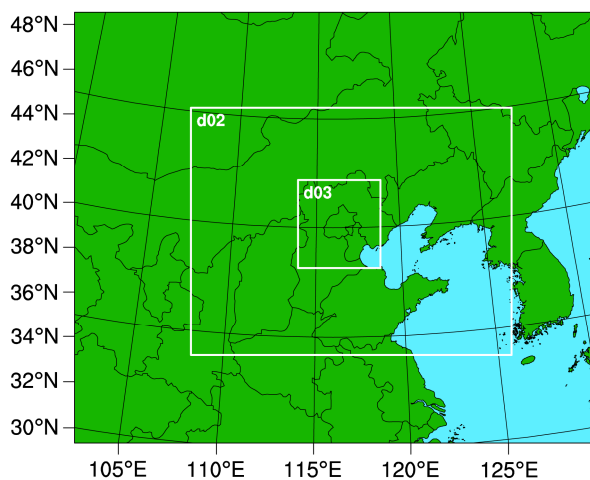


图1 模拟区域设置

Fig. 1 The model domains

两个站模拟的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度与观测相比差别较大, 可能的原因有排放源精度不高、模式本身存在误差和观测是定点观测但是模式数据是一个 4 km 乘以 4 km 的模式网格点上的数值进行比较等。下面分析人为排放气溶胶对降水、微物理和动力过程的影响。

3.1 人为气溶胶排放强度对降水的影响

图 3a–d 为试验 Norm、Low 和 High 及观测的 2011 年 8 月 13 日 12:00 到 14 日 00:00 12 小时的累积降水量。从图中可知, 此次降雨地区主要位于北京, 最大降雨量超过 65 mm , 达到暴雨的量级。与观测相比, 不论人为排放强度如何, 3 个试验模拟的降水区域略微偏西, 降雨中心的降水量也较观测稍大, 但从总体上看模拟和观测的降水区域基本相近, 同时两者降水的形态都呈现南北走向, 降水都

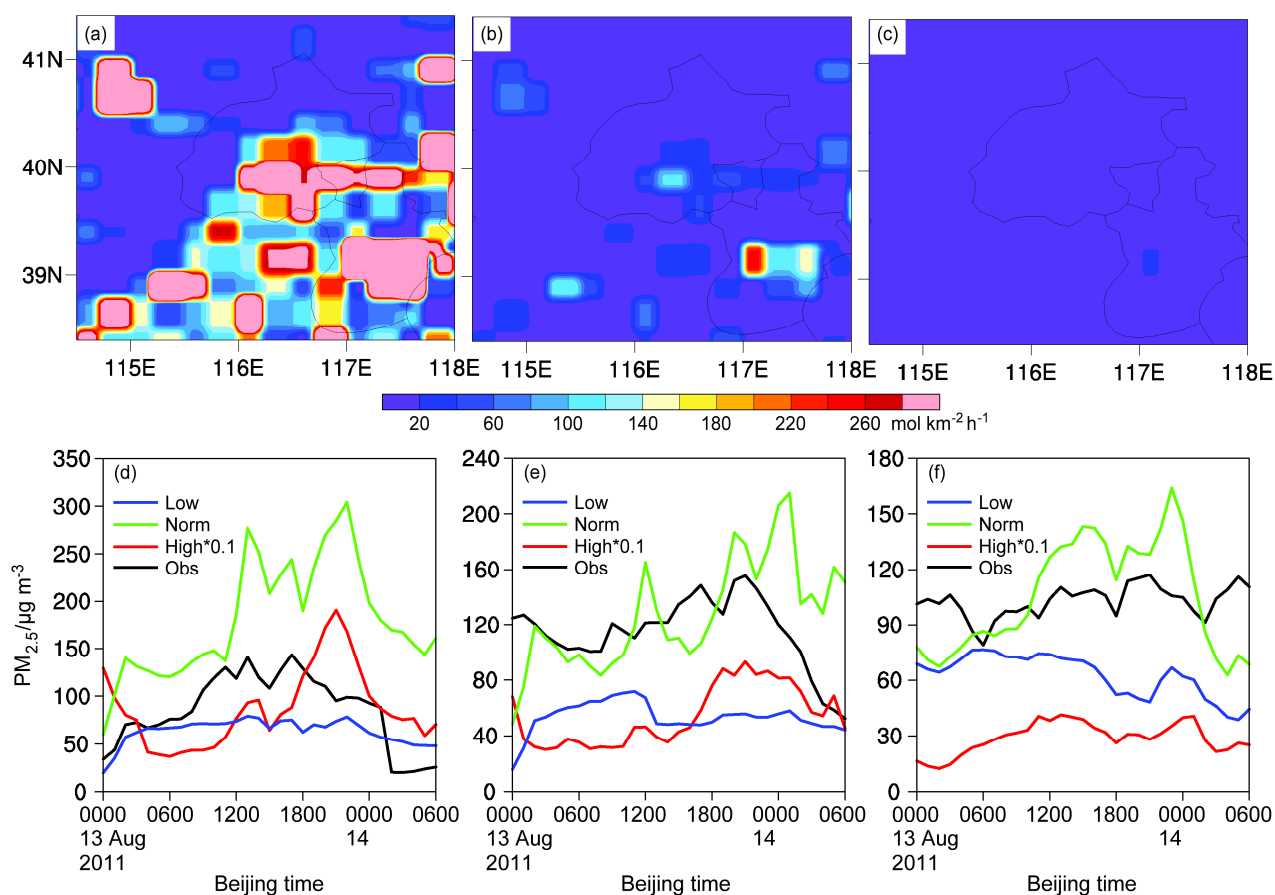


图2 北京及周边地区三个试验 SO_2 的排放强度 (单位: $\text{mol km}^{-2} \text{h}^{-1}$) 分布: (a) High、(b) Norm 和 (c) Low 试验; (d) 北京站、(e) 香河站和 (f) 兴隆站观测和模拟的 $\text{PM}_{2.5}$ 浓度随时间的变化, 其中黑线代表观测值 (Obs), 红线、绿线和蓝线分别代表试验 High (数值为试验 High 的值的 0.1 倍)、试验 Norm 和试验 Low 的模拟值

Fig. 2 The emission intensity (units: $\text{mol km}^{-2} \text{h}^{-1}$) of SO_2 for Experiments (a) High, (b) Norm, and (c) Low, respectively; observed and simulated $\text{PM}_{2.5}$ concentrations at (d) Beijing, (e) Xianghe, and (f) Xinglong stations, respectively. The black line represents observations, the red is for Experiment High (multiplied by 0.1), and the green (blue) is for Experiment Norm (Low)

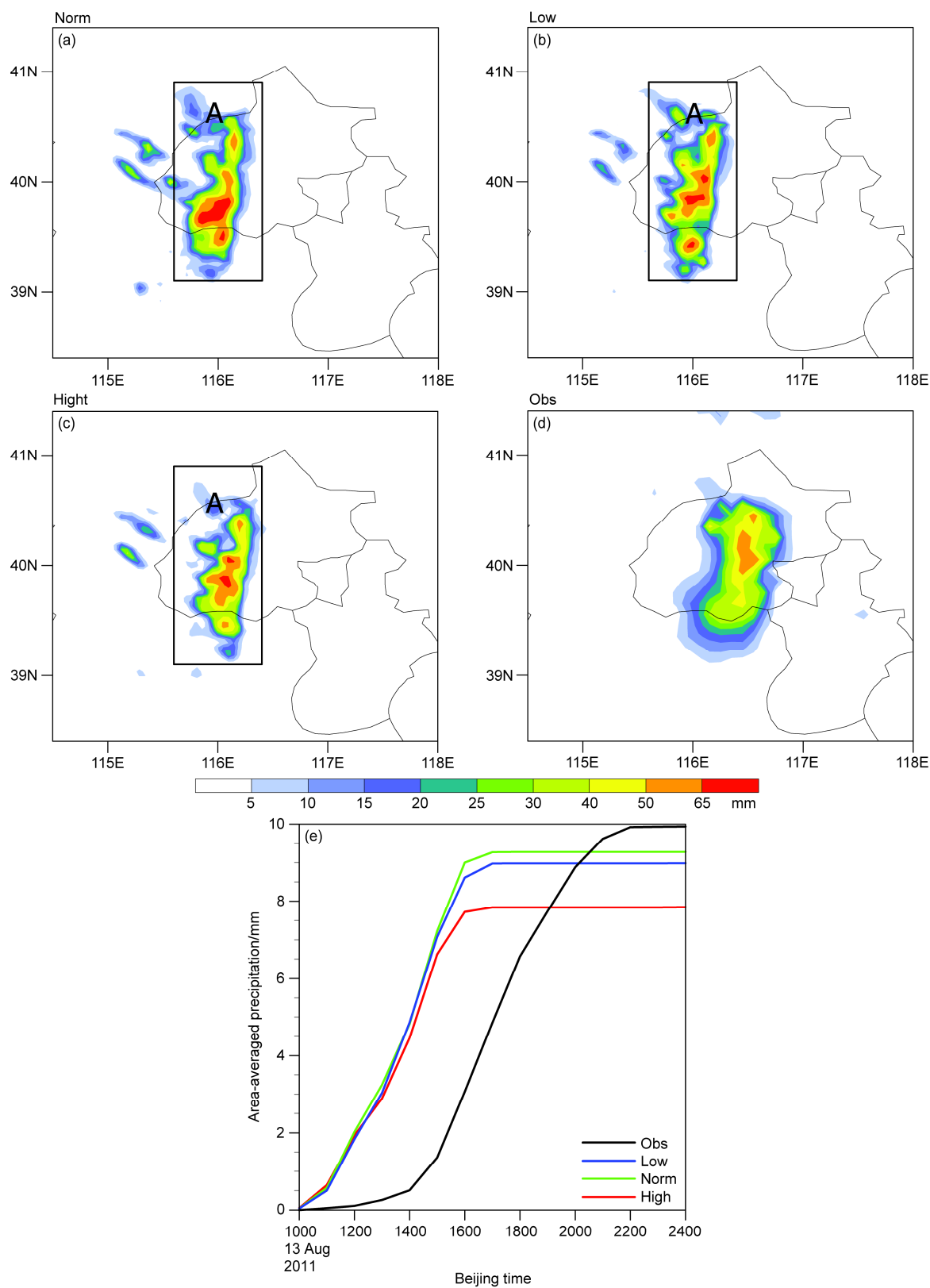


图3 2011年8月13日12:00到14日00:00试验(a) Norm、(b) Low、(c) High和(d)观测(Obs)的12小时累积降水量以及(e)区域平均的总降水量随时间的变化

Fig. 3 12-h accumulative precipitation simulated from Experiment (a) Norm, (b) Low, (c) High, and (d) observations (Obs), (e) time series of area averaged precipitation from 1200 BJT (Beijing time) 13 to 0000 BJT 14 August, 2011

是从北向南发展的。模式模拟和观测的京津冀地区的区域 ($39^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $115.5^{\circ}\sim 117^{\circ}\text{E}$) 平均总降雨量如图 3e 所示, 从图中可以看出, 模式模拟的降水开始时间较观测提前了 2 小时, 降水结束的时间则提前了 6 小时左右; 试验 High、Norm 和 Low 模拟的京津冀区域平均总降水量分别为 7.84 mm、9.27 mm 和 8.98 mm, 较观测减少约 21.1%、6.7% 和 9.6%。综合以上分析, 虽然模拟结果在总降水量、降水的时间和降水分布上与观测均存在一定的偏差, 但是总体上看模式合理地模拟出了此次降水的总降水量的空间分布特征。与图 2 对比可以发现, 此次降水发生的区域位于人为排放强度较大的地区。研究结果 (Rosenfeld et al., 2008; Ntelekos et al., 2009; Wang et al., 2014; Fan et al., 2015; 吴国雄等, 2015) 显示, 气溶胶会对降水产生影响, 因而对本文所要研究的人为排放气溶胶对降水的影响这个问题来说, 这个个例是合适的。

对比 3 个试验的总降水量分布, 相对于正常排放的情况 (图 3a), 发现人为排放强度改变后, 主要的降水区域仍然位于图 3 中黑框所围区域 A ($39.1^{\circ}\sim 40.9^{\circ}\text{N}$, $115.6^{\circ}\sim 116.4^{\circ}\text{E}$) 内。人为排放气溶胶强度减小到 0.1 倍 (图 3b) 后, 降水区域并没有明显的变化, 从图 4a 也可知在区域 A 中试验 Low 和试验 Norm 12 小时累积降水量大于 5 mm 的区域比率约为 54%, 两者基本一致。对于降水中心的情况, 图 3b 中超过 50 mm 的格点数为 59 个, 比图 3a 中的 64 个要小, 图 4a 中横轴为 50 所对应的值试验 Low 为 7.2%, 比试验 Norm 的 7.8% 少。另外区域累积降水量最大值试验 Norm 超过 80 mm, 而试验 Low 仅为 70 mm 左右, 减少了 12.5%。此外, 从图 4a 中计算可知, 区域 A 中大于 10 mm 的降水区域试验 Low 为 453 个格点, 比要试验 Norm 的 437 个格点大, 这说明试验 Low 中的降水从中心分散到周围。图 4b 给出了区域 A 小时平均降水量, 3 个试验降水开始的时间一致, 试验 Low 到达峰值的时间较试验 Norm 提前大约半小时, 峰值的强度减弱。

对于试验 High, 人为气溶胶排放强度增大到 10 倍, 降水区域减小, 相对于试验 Norm, 试验 High 在区域 A 中 5 mm 以上降水量的面积减小了 8%, 同时从图 4a 发现各个降水量级在 A 区域中的比率均小于试验 Norm。和试验 Low 类似, 试验 High 的累积降水量最大值也小于试验 Norm。从图 4b 中

可以发现, 试验 High 到达峰值的时间基本和试验 Norm 一致, 然而除了开始的降水时段外, 试验 High 的小时降水率都小于试验 Norm, 降水结束的时间提前了半小时。

以上分析说明, 当人为气溶胶排放降低到 0.1 倍后, 降水区域基本不变, 但是中心降水强度减弱, 周围的降水增强; 降水开始和结束的时间不变, 但是降水强度减弱。高强度排放情况下降水区域有了明显的减小, 中心降水强度和小时降水率也显著减弱; 降水开始的时间没有变化, 结束时间提前了半小时。人为气溶胶排放的改变对降水区域, 降水强度和小时降水率以及峰值降水都有影响。

3.2 对微物理过程的影响

污染气溶胶排放强度的改变导致空气中气溶胶粒子浓度发生变化, 其中具备活化成云滴粒子能力的气溶胶浓度也相应改变, 云凝结核 (CCN) 是气溶胶粒子中具备形成云滴粒子能力的那一部分, 图 5 给出了区域 A 中区域平均过饱和度 0.1% 的 CCN 浓度。可以看出, 无论哪种情况, CCN 主要分布在 5 km 以下, 浓度基本从低层到高层递减。不同排放强度下 CCN 的浓度发生很大的改变, 当强度增加到 10 倍时 (图 5a), CCN 的数浓度从 2000 cm^{-3} (图 5b) 增加到 4400 cm^{-3} 以上, 浓度增加超过 2 倍; 当排放强度减小到 0.1 倍时 (图 5c), CCN 浓度减小到 1200 cm^{-3} 左右。

从公式 (1) 知道, 云滴的来源是气溶胶粒子的活化, CCN 的改变必然会使云滴数发生变化。图 6a1-c1 是 3 个试验的云滴数浓度随时间的变化, 对比图 5a 和图 6a1, 云滴数浓度是 CCN 浓度的十分之一左右, 只有少量的 CCN 可增长成云滴粒子; 在初期, 较少 CCN 活化成云滴, 随着时间的变化, 越来越多的 CCN 活化成云滴, 在 15:00~16:00 之间云滴数浓度达到最大, 而 CCN 的浓度最小。在不同的排放强度下, 云滴浓度发生了很大的变化, 在浓度最大的 15:30 左右 Norm 试验中云滴数浓度是 $3.5\times 10^8\text{ kg}^{-1}$, 在 High 试验中增加到超过 $8\times 10^8\text{ kg}^{-1}$, 而在 Low 试验中则减小到 $2\times 10^8\text{ kg}^{-1}$ 。

另外, 从图 6a2-c2 中也可看出, 试验 High 和试验 Norm 在整个降水过程中云水含量相差不大; 而试验 Low 在 12:00~14:00 之间 3~4 km 左右云水含量较试验 Norm 小, 减小的幅度约为 0.02 g kg^{-1} , 在 14:00~16:00 之间云水含量较试验 Norm 大。相对于试验 Norm, 试验 High 中云滴数成倍增加, 云

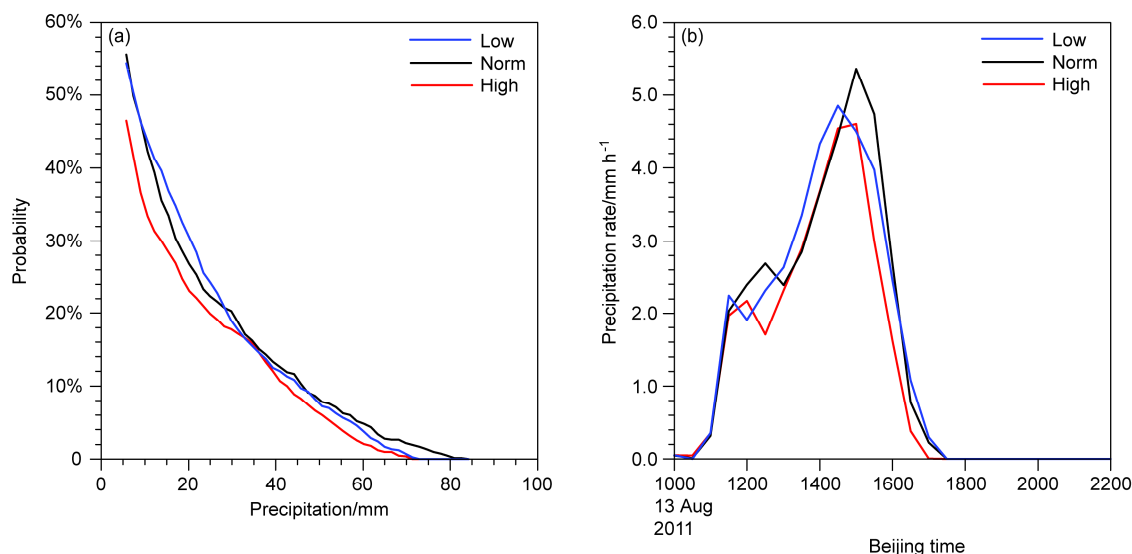


图4 2011年8月13日12:00到14日00:00区域A中(a)12小时累积降水量各量级所占的比率和(b)平均小时降水量随时间的变化。(a)横轴表示12小时累积降水量,纵轴表示区域A中大于该降水量的区域在A中的比率,红线、黑线和蓝线分别表示试验High、试验Norm和试验Low
Fig. 4 (a) Percentage of each 12-h accumulative precipitation level in area A and (b) the averaged rain rate from 1200 BJT 13 to 0000 BJT 14 August 2011. The horizontal axis in (a) represents 12-h accumulative precipitation level and the vertical axis is the percentage for each level, and the red line represents Experiment High, the black (blue) line is for Experiment Norm (Low)

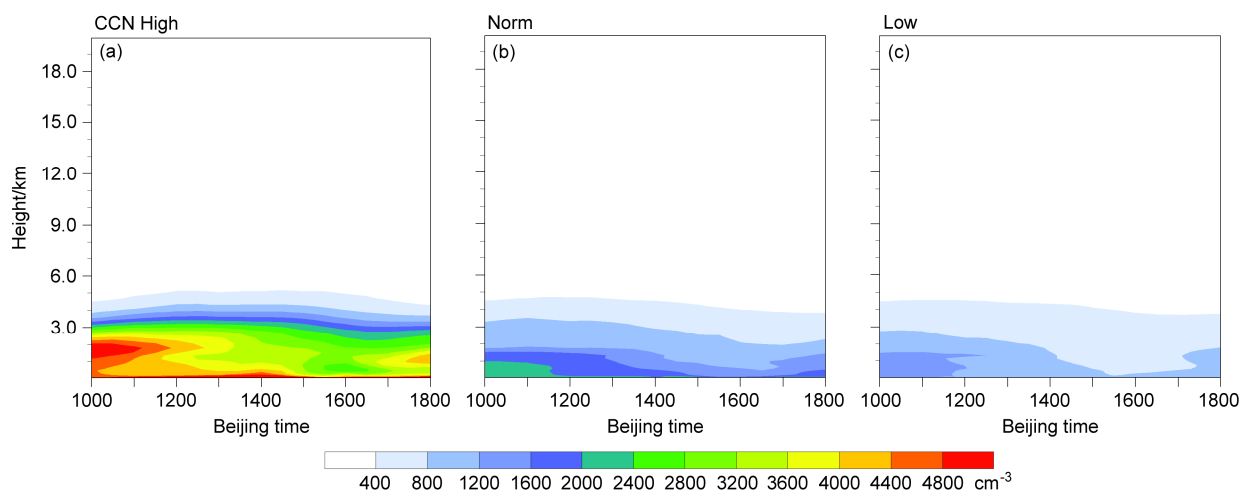


图5 2011年8月13日10:00到18:00区域A中区域平均饱和度在0.1%的CCN数浓度:(a)试验High;(b)试验Norm;(c)试验Low
Fig. 5 The number concentration of CCN (Cloud Condensation Nuclei) at a supersaturation rate of 0.1% averaged over area A from 1000 BJT to 1800 BJT 13 August 2011: (a) Experiment High; (b) Experiment Norm; (c) Experiment Low

水含量不变;试验Low中云滴数减少,云水含量同样变化不大。云滴数和云水含量的这种变化将使试验High中的云滴变小,试验Low中云滴增大,云滴大小的变化会影响到云滴的自动转换过程,如图6a3-c3所示。可以看出,试验High的云滴自动转换率低于试验Norm,而试验Low则明显增大,这种变化在15:00最为明显。云滴自动转换率的变化将会影响雨水粒子的形成,从而影响到暖雨过程。

水成物中降水粒子是指雨水、雪和霰,分析后发现此次降水过程中雪的量级要比雨水和霰小一个量级,图7给出了雨水和霰的时间—高度剖面。从图7a1和a2可看出,雨水和霰都有两个位于12:00和15:00的相对大值中心,这和图4b中试验Norm的两个降水极大值相对应。雨水粒子主要位于0摄氏度层(5.3 km)以下,霰粒子位于0度层上。相对于试验Norm,在污染气溶胶排放增强后雨水和

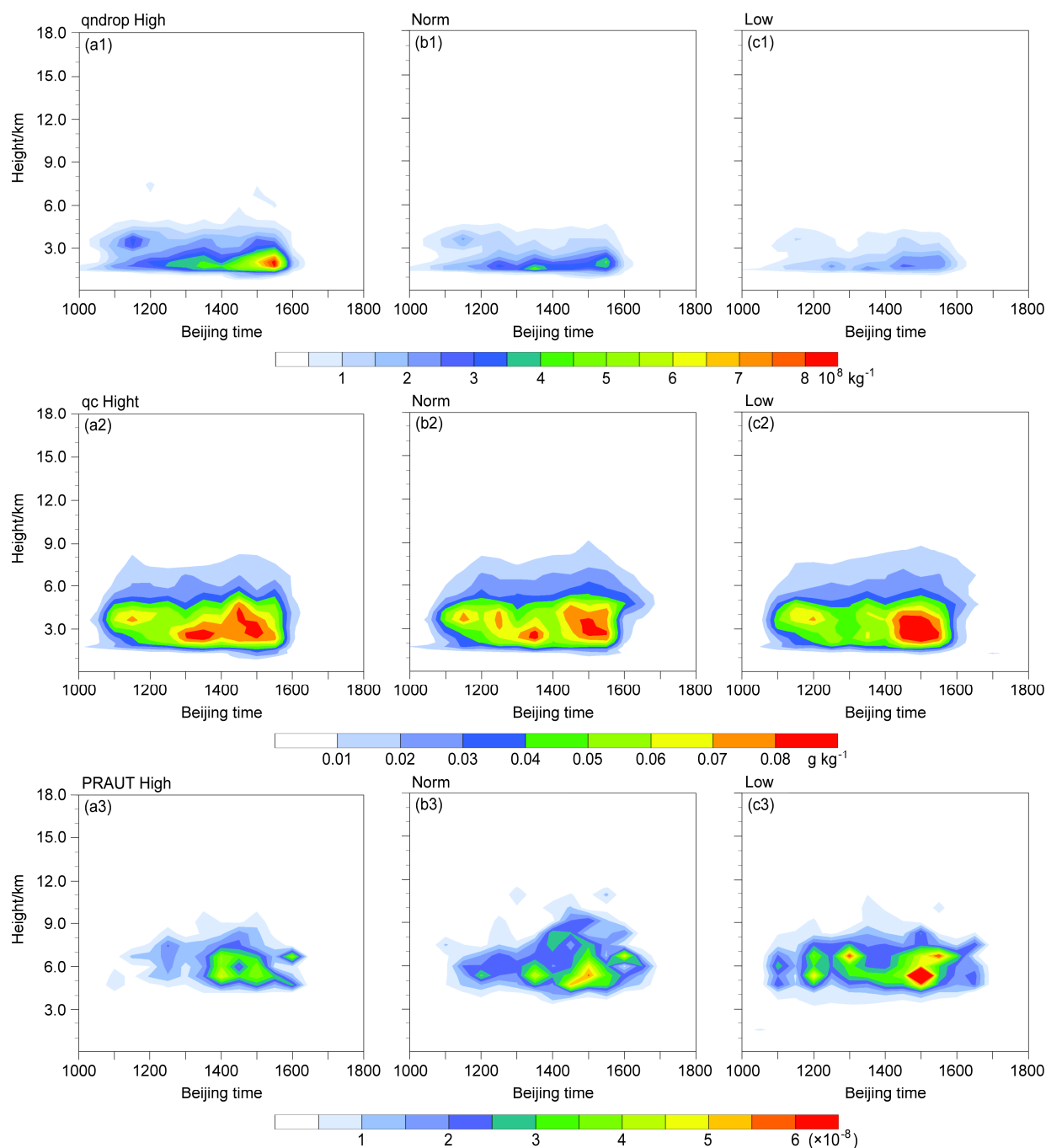


图6 2011年8月13日10:00到18:00区域A中区域平均过饱和度在0.1%的(a1、b1、c1)云滴数、(a2、b2、c2)云水混合比和(a3、b3、c3)云水自动转换率：试验High(左列)；试验Norm(中间列)；试验Low(右列)
Fig. 6 (a1, b1, c1) The number concentration of cloud drop, (a2, b2, c2) cloud mixing ratio, and (a3, b3, c3) auto-conversion rate of cloud water at a supersaturation rate of 0.1% averaged over area A from 1000 to 1800 13 August, 2011. The left column is for Experiment High, and the middle(right) column is for Experiment Norm (Low)

霰的含量均有不同程度的减小，特别是在两个降水极大值处正好减少得最多(图7b1和b2)，雨水和霰的减少量都超过 0.1 g kg^{-1} ，减大幅度达30%；试验Low在12:00和15:00的减少与试验High类似，

但是雨水的减少量没有试验High大，只有 0.04 g kg^{-1} 。另外试验Low与试验High的不同之处在于，试验Low雨水和霰的含量在13:00~14:00之间增加，这与图4b中表现的在这个时段试验Low的降

水强度大于试验 Norm 有很好的对应关系。以上说明此次降水过程中主要是雨水和霰的变化会对地面降水产生影响。

表 2 公式 (2) 中各项的含义

Table 2 The meaning of each term in equation (2)

项目	含义	项目	含义
P_{RAUT}	雨水自动转换	P_{SAUT}	雪的自动转换
P_{SACI}	雪对云冰的收集	P_{RACI}	雨水对云冰的收集
P_{GACI}	霰对云冰的收集	P_{SACW}	雪对云水的收集
P_{RACW}	雨水对云水的收集	P_{GACW}	霰对云水的收集
P_{SFI}	贝吉龙过程云冰向雪转换	P_{SFW}	贝吉龙过程云水向雪转换
P_{SSUB}	雪的升华	P_{GSUB}	霰的升华
P_{SDEP}	雪的沉积增长	P_{REVP}	雨水的蒸发
P_{tot}	可降水粒子总的产生率		

在 Lin 微物理方案 (Lin et al., 1983) 中可降水粒子包括雨水、雪和霰, 把方案中表示这 3 种粒子产生的式子相加得到如下公式:

$$P_{tot} = \begin{cases} P_{SAUT} + P_{SACI} + P_{SACW} + P_{SFI} + P_{SFW} + P_{SSUB}(1 - \delta_1) + \\ P_{SDEP}(\delta_1) + P_{RAUT} + P_{RACW} + P_{RACI} + P_{REVP}(1 - \delta_1) + \\ P_{GACW} + P_{GACI} + P_{GSUB}(1 - \delta_1) & T < 0^\circ\text{C} \\ P_{RAUT} + P_{RACW} + P_{SACW} + P_{GACW} + P_{REVP} & T \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2)$$

其中, P_{tot} 代表可降水粒子总的产生率, P_{SAUT} 和 P_{RAUT} 表示雪和雨水的自动转换, P_{SACI} 、 P_{RACI} 和 P_{GACI} 表示雪、雨水和霰对云冰的收集, P_{SACW} 、 P_{RACW} 和 P_{GACW} 表示雪、雨水和霰对云水的收集, P_{SFI} 和 P_{SFW} 分别表示通过贝吉龙过程云冰和云水向雪转换, P_{SSUB} 和 P_{GSUB} 表示雪和霰的升华, P_{SDEP} 表示雪的沉积增长, P_{REVP} 表示雨滴的蒸发, 如表 2 所示。当云水和云冰的混合比之和大于 0 时, δ_1 为 1, 其他时候为 0。公式 (2) 中不包括雨水、雪和霰之间的相互转换过程, 可降水粒子的增加只能通过另两种非降水粒子云水和云冰转化而来。图 8 给出了 A 区域平均的 P_{tot} 时间—高度剖面, 从图 8a 可知, 2 km 以上 P_{tot} 为正, 表示该区域内可降水粒子的产生增加, 图中的负值区表示可降水粒子在该区域减少, 分析公式 (2) 表示的各项, 0 度层以下区域只有 P_{REVP} 是负的, 即图 8a 中低层的负值区域代表由于雨水蒸发导致的可降水粒子的减少。

图 8b 给出了试验 High 与试验 Norm P_{tot} 的差值, 从图中看到, 在降雨峰值 (15:00) 到来之前可降水粒子的产生大量减少, 特别是 14:00 后低层雨水蒸发增多, 高层可降水粒子的产生率减少更是加剧了这种情况, 试验 High 的降水率减弱 (图 4b),

暴雨减弱 (图 3a、c)。试验 Low 的情况则不同 (图 8c), 在暴雨发生的 13:30 前的可降水粒子生成率增加导致了初期降水增强; 14:00 后可降水粒子的生成率减小导致降水减弱, 15:00 后高层可降水粒子总的生成率有所增加, 加上低层蒸发的减小使降水率变化不大 (图 4b)。

对公式 (2) 中引起可降水粒子产生率变化的各项的分析发现, 霰对云水的收集 P_{GACW} 、雨水对云水的收集 P_{RACW} 和雨水的蒸发 P_{REVP} 是引起 P_{tot} 变化的主要过程, 如图 9 所示。对比图 8 和图 9, 发现不同层次上引起可降水粒子总的生成率 P_{tot} 变化的因素不一样, 在上层霰对云水的收集的变化导致可降水粒子总的生成率的变化, 中低层则是雨水生成率的变化导致总的生成率的变化, 最底层 3 km 以下区域主要是雨水的蒸发导致了 P_{tot} 变化。

对比图 9 和图 7, 发现雨水和霰含量的变化分别与 P_{RACW} 和 P_{GACW} 的变化有很好的对应关系。对于雨水, 试验 High 降水初期 P_{RACW} 变化不大, 其含量的变化也不明显; 暴雨发生前 14:00 开始 P_{RACW} 迅速减小, 即此时雨滴的增长受到抑制, 另外低层 14:00~15:00 之间雨滴的蒸发也增多, 两者的共同作用下导致了 15:00~17:00 之间雨水的大量减少, 即使这个时间段内低层雨滴的蒸发是减少的; 在试验 High 中, 霰通过收集云水的增长在 14:00 起受到抑制, 导致接下来 15:00~17:00 暴雨期间霰的含量大大减少。在试验 Low 中, 12:00 后雨水和霰对云水收集的增加导致了 13:00~14:00 之间高层霰和低层雨水含量的增加, 然而接下来 P_{RACW} 和 P_{GACW} 减弱使雨水和霰的含量减少。

3.3 对动力过程的影响

从前面的分析中知道, 污染气溶胶排放强度的变化会引起各种微物理过程的变化, 这些过程中放出的热量也会发生变化, 如雨水的蒸发吸收热量冷却大气, 又如水汽的凝结会释放热量加热大气。图 10a 给出了微物理过程导致的加热率, 从图中可以看出, 低层微物理过程吸热使大气冷却, 中高层则会加热大气。在高污染气溶胶排放的情况下 (图 10b), 这种加热作用减弱。在低排放情况下 (图 10c), 暴雨初期微物理过程导致的大气加热作用增强, 14:00 后减弱。那么在高排放情况下微物理加热的减弱与什么相关呢? 图 11 给出了水汽凝结和冰晶的凝华增长的变化, 发现试验 High 中在 12:00 和 14:00~15:00 之间加热明显减弱的地方低层正好

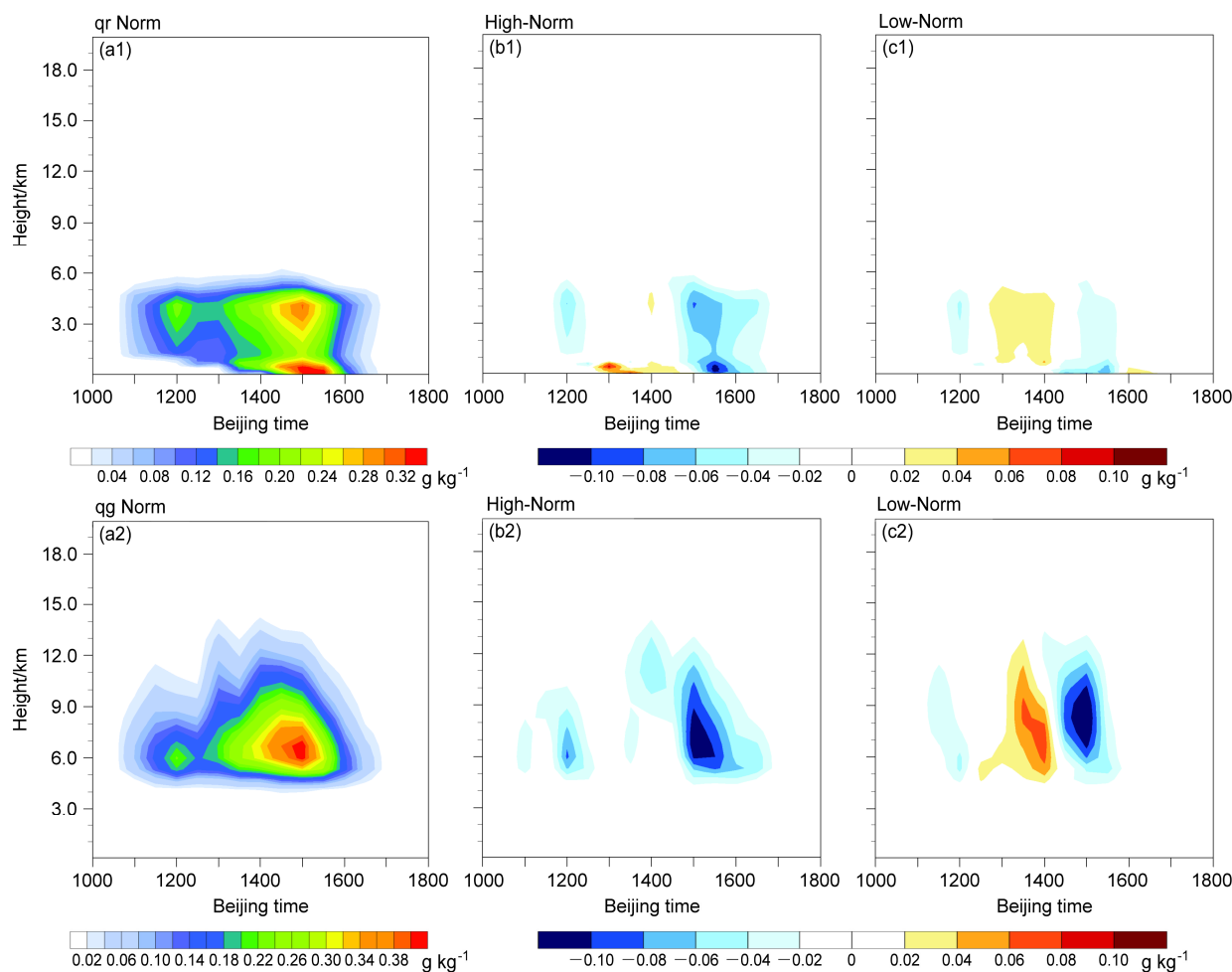


图 7 2011 年 8 月 13 日 10:00 到 18:00 区域 A 平均的 (a1、b1、c1) 雨水和 (a2、b2、c2) 霰含量的时间—高度剖面：试验 Norm (左列)；试验 High 与试验 Norm 的差值 (中间列)；试验 Low 与试验 Norm 的差值 (右列)

Fig. 7 Time-height cross sections of (a1, b1, c1) rain water content and (a2, b2, c2) graupel content averaged over area A from 1000 BJT to 1800 BJT 13 August, 2011. The left column is for Experiment Norm, the middle (right) column is the difference between Experiment High (Low) and Experiment Norm

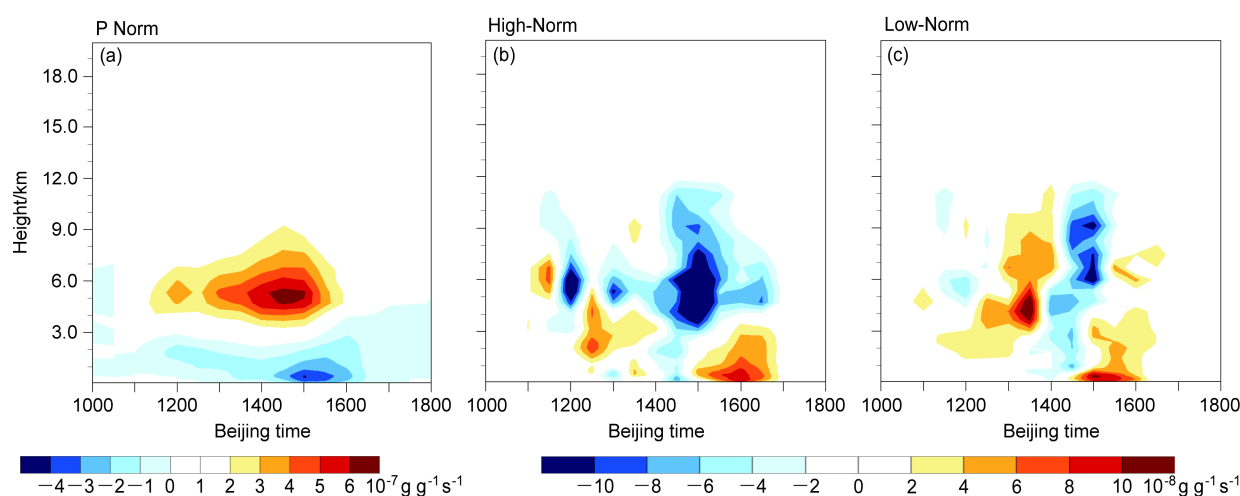


图 8 同图 7a1–c1, 但为可降水粒子总的产生率 P_{tot}

Fig. 8 Same as Fig. 7a1–c1, but for the production rate of precipitable particles P_{tot}

是水汽凝结减少的区域, 在更高的地方则是冰晶凝华减弱的地方, 试验 Low 加热率的变化地方也和水汽凝结和冰晶凝华相关系。这说明主要是水汽凝结和冰晶凝华两个过程的减弱导致了高排放下微物理加热的减弱。

大气加热率的变化必然会导致大气的动力过程发生改变, 如图 12 所示。对比图 10 和图 12, 发现微物理过程导致的大气加热率的变化与上升速度

的变化具有一致性, 当大气加热时, 上升速度加强, 对流更加旺盛; 当大气冷却时, 上升速度减弱, 对流减弱。

进一步对大气的动力过程和可降水粒子的变化进行分析, 发现图 12 中的两个大值中心与图 9a1 和 a2 表示的 P_{GACW} 和 P_{GACW} 两个极值中心相对应, 在上升速度最大即对流最强盛的时刻, 雨水和霰通过收集云水的增长更加迅速, 其含量也迅速增加

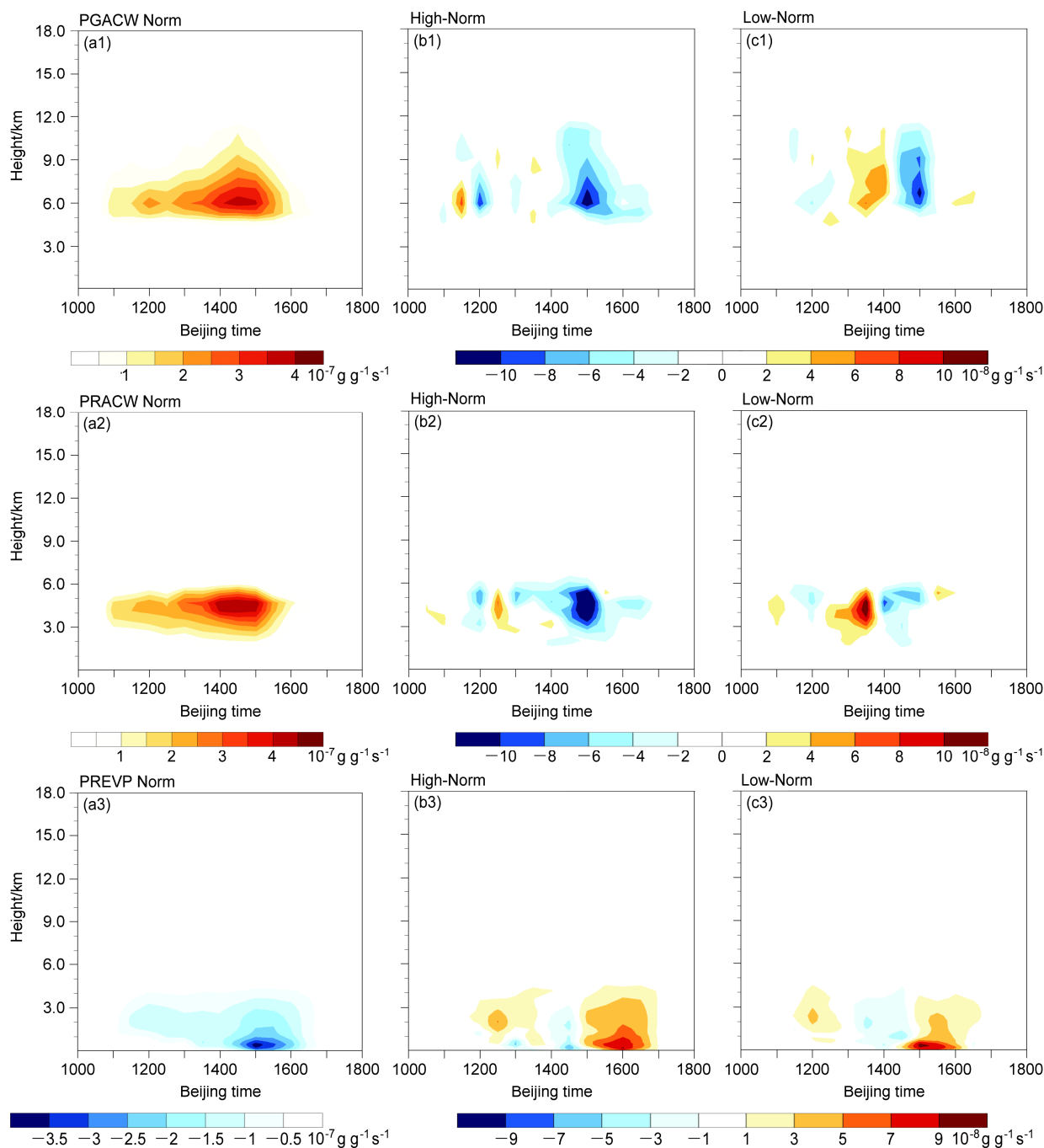


图9 同图7, 但为 P_{GACW} (第一行)、 P_{RACW} (中间行) 和 P_{REVP} (第三行)

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for P_{GACW} (top panels), P_{RACW} (middle panels), and P_{REVP} (bottom panels)

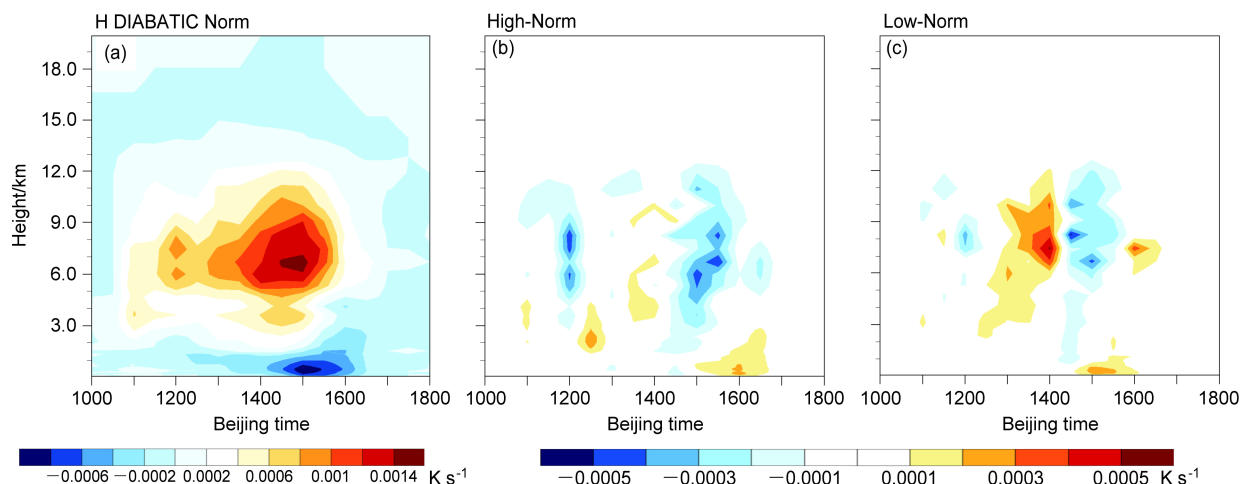


图 10 同图 7a1–c1, 但为微物理过程导致的潜热加热率

Fig. 10 Same as Fig. 7a1–c1, but for latent heating rate caused by microphysical process

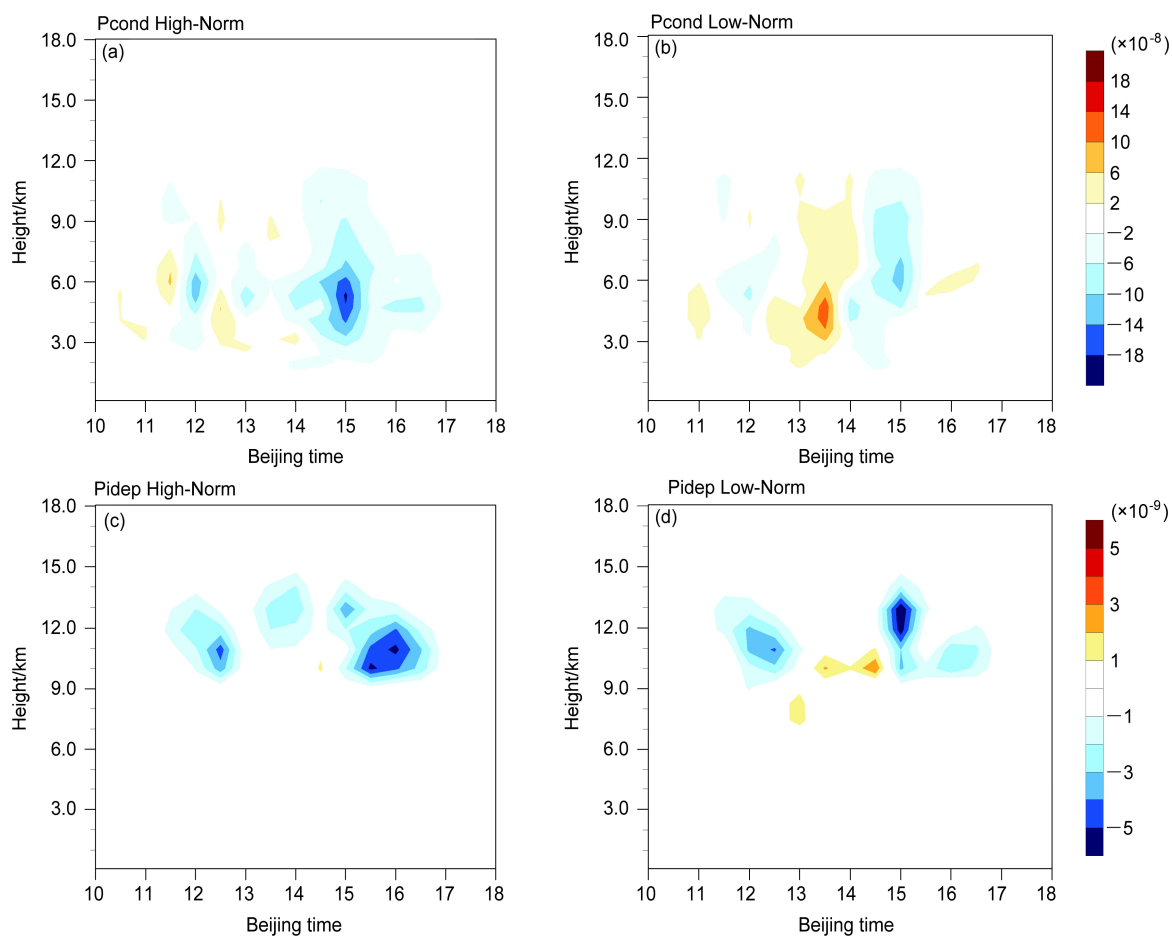


图 11 (a, b) 水汽凝结和 (c, d) 冰晶凝华增长的变化: (a, c) 试验 High 与试验 Norm 的差值; (b, d) 试验 Low 与试验 Norm 的差值

Fig. 11 Changes in (a, b) water vapor condensation and (c, d) ice depositional growth: (a, c) The difference between Experiment High and Experiment Norm; (b, d) the difference between Experiment Low and Experiment Norm

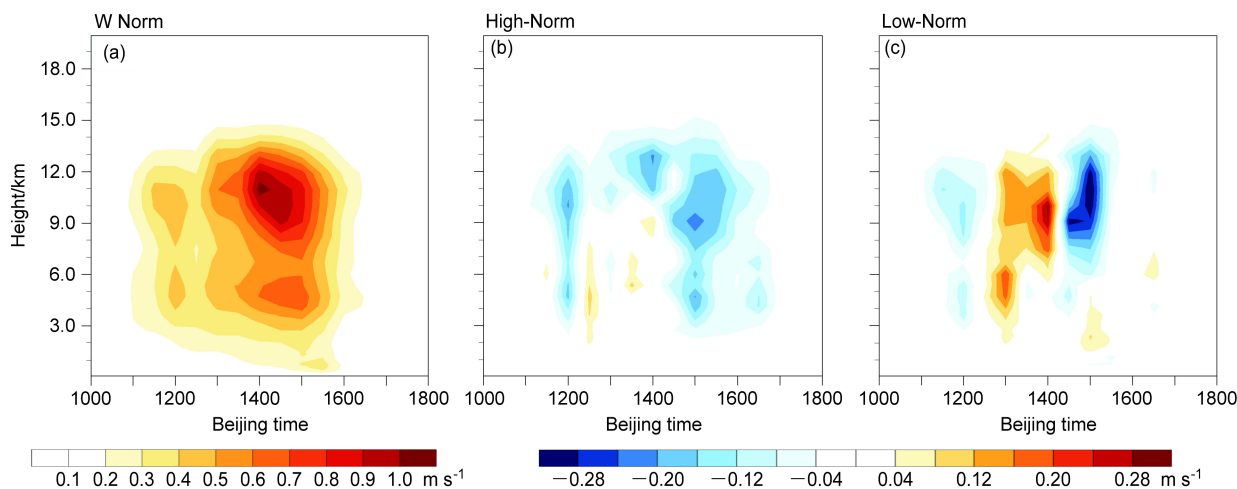


图 12 同图 7a1–c1, 但为区域 A 平均的上升速度

Fig. 12 Same as Fig. 7a1–c1, but for the vertical velocity averaged over region A

(图 7), 降落到地面导致暴雨的形成(图 4b)。在试验 High 高强度排放污染气溶胶的情况下, 在整个降水过程中上升速度几乎都是减弱的, 特别是 14:00 后低层到高层对流的减弱使雨水和霰的增长减弱, 降水粒子的增长受到抑制, 暴雨减弱。在试验 Low 中, 虽然前期上升运动的减弱也导致雨水和霰的增长受到抑制, 然而 13:00 到 14:00 对流活动增强加快了降水粒子的增长(图 8c), 降水增强(图 4b); 后期对流的减弱导致降水减弱。

4 结论

本文应用 WRF-Chem 模式通过耦合真实的人为排放源, 模拟了 2011 年 8 月 13 日的一次强降水过程, 研究了正常排放(试验 Norm)和两种极端情况(试验 High, Low)下 3 种不同排放强度的人为污染气溶胶对降水的影响。结果表明:

(1) 不同排放强度下降水开始的时间没有变化, 低排放情况下降水区域未发生变化, 高排放情况下降水区域明显减小; 此外, 暴雨前期试验 Low 的降水增强, 后期减弱, 降水中心的强度减弱, 降水更多的分散到周围区域; 当人为气溶胶排放增大到 10 倍时, 不论是降水强度还是各个量级的降水区域都是减少的。

(2) 排放强度的变化使 CCN 浓度的变化超过两倍, 由此导致的高排放情况下云滴数增多, 云滴向雨滴的自动转换过程受到抑制; 低排放情况下云滴数减少, 自动转换过程增强。

(3) 对水成物粒子的分析发现, 雨水和霰含量

的变化是导致降水发生变化的原因。高排放情况下, 雨水和霰的含量减少, 降水减弱; 低排放情况下, 降水前期, 雨水和霰含量增加, 降水增强, 后期雨水和霰减少, 降水减弱。

(4) 通过对可降水粒子总的产生率、雨水和霰的增长过程、微物理加热率及上升速度的分析, 得出不同排放强度的污染气溶胶对此次降水的影响机理。当污染气溶胶的排放强度增强, 微物理过程中水汽凝结和冰晶凝华过程的减弱导致的总的大气加热减弱, 可用于发展对流的能量减少, 上升运动减弱, 对流强度的减弱抑制了雨水和霰收集云水的增长, 导致了可降水粒子含量的减少, 降水减弱。当排放减弱时, 初期大气加热增强, 上升运动更加强盛, 加快了雨水和霰的生成, 降水增多, 后期大气加热减弱导致降水减弱。不同强度的污染气溶胶通过影响微物理过程影响大气的热力和动力过程, 大气动力过程的变化反过来又通过微物理过程影响降水粒子的形成, 从而影响地面降水。

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所辛金元副研究员提供的 $\text{PM}_{2.5}$ 数据。

参考文献 (References)

- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness [J]. *Science*, 245 (4923): 1227–1230, doi:10.1126/science.245.4923.1227.
- Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon [J]. *Science*, 303 (5662): 1337–1342, doi:10.1126/science.1092779.
- Boucher O, Randall D, Artaxo P, et al. 2013. Clouds and aerosols [M]//*Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of*

- Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- 陈思宇, 黄建平, 付强, 等. 2012. 气溶胶对我国中东部地区秋季降水的影响 [J]. 热带气象学报, 28 (3): 339–347. Chen Siyu, Huang Jianping, Fu Qiang, et al. 2012. Effects of aerosols on autumn precipitation over mid-eastern China [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 28 (3): 339–347, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2012.03.006.
- Ekman A M L, Engström A, Wang C. 2007. The effect of aerosol composition and concentration on the development and anvil properties of a continental deep convective cloud [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133 (627): 1439–1452, doi:10.1002/qj.108.
- Emmons L K, Walters S, Hess P G, et al. 2010. Description and evaluation of the model for ozone and related chemical tracers, version 4 (MOZART-4) [J]. Geosci. Model Dev., 3 (1): 43–67, doi:10.5194/gmd-3-43-2010.
- Fan J W, Comstock J M, Ovchinnikov M. 2010. The cloud condensation nuclei and ice nuclei effects on tropical anvil characteristics and water vapor of the tropical tropopause layer [J]. Environ. Res. Lett., 5 (4): 044005, doi:10.1088/1748-9326/5/4/044005.
- Fan J W, Rosenfeld D, Yang Y, et al. 2015. Substantial contribution of anthropogenic air pollution to catastrophic floods in Southwest China [J]. Geophys. Res. Lett., 42 (14): 6066–6075, doi:10.1002/2015GL064479.
- Fast J D, Gustafson W I Jr, Easter R C, et al. 2006. Evolution of ozone, particulates, and aerosol direct radiative forcing in the vicinity of Houston using a fully coupled meteorology–chemistry–aerosol model [J]. J. Geophys. Res., 111 (D21): D21305, doi:10.1029/2005JD006721.
- Gao Y, Zhang M G, Liu X H, et al. 2012. Model analysis of the anthropogenic aerosol effect on clouds over East Asia [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 5 (1): 1–7, doi:10.1080/16742834.2012.11446968.
- Grell, G. A. and Freitas, S. R., 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling [J]. Atmos. Chem. Phys., 14:5233–5250, doi:10.5194/acp-14-5233-2014.
- Grell G A, Peckham S E, Schmitz R, et al. 2005. Fully coupled “online” chemistry within the WRF model [J]. Atmos. Environ., 39 (37): 6957–6975, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.027.
- Guenther A, Karl T, Harley P, et al. 2009. Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature) [J]. Atmos. Chem. Phys., 6 (11): 3181–3210, doi:10.5194/acp-6-3181-2006.
- Gustafson Jr W I, Chapman E G, Ghan S J, et al. 2007. Impact on modeled cloud characteristics due to simplified treatment of uniform cloud condensation nuclei during NEAQS 2004 [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (19):255–268, doi: 10.1029/2007GL030021
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134: 2318–2341,
- Iacono, M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models [J]. J. Geophys. Res., 113 (D13): 1395–1400, doi:10.1029/2008JD009944
- 江琪, 银燕, 单云鹏, 等. 2014. 人为气溶胶对地形云降水的影响: 以黄山地区为例 [J]. 大气科学学报, 37 (4): 405–413. Jiang Qi, Yin Yan, Shan Yunpeng, et al. 2014. The effect of artificial aerosols on orographic precipitation: A case study over the Yellow Mountain [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 37 (4): 405–413, doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20121105001.
- Jimenez, Pedro A, Dudhia J. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation [J]. Mon. Wea. Rev., 140: 898–918, doi: 10.1175/MWR-D-11-00056.1
- Kiehl J T, Briegleb B P. 1993. The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing [J]. Science, 260 (5106): 311–314, doi:10.1126/science.260.5106.311.
- Koren I, Kaufman Y J, Remer L A, et al. 2004. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation [J]. Science, 303 (5662): 1342–1345, doi:10.1126/science.1089424.
- Koren I, Kaufman Y J, Rosenfeld D, et al, 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (14): L14828, doi:10.1029/2005GL023187.
- Lee S S, Donner L J, Phillips V T J, et al. 2008. The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability [J]. J. Geophys. Res., 113 (D16): D16202, doi:10.1029/2007JD009224.
- 李剑东, 毛江玉, 王维强. 2015. 大气模式估算的东亚区域人为硫酸盐和黑碳气溶胶辐射强迫及其时间变化特征 [J]. 地球物理学报, 58 (4): 1103–1120. Li Jiandong, Mao Jiangyu, Wang Weiqiang. 2015. Anthropogenic eastern Asian radiative forcing due to sulfate and black carbon aerosols and their time evolution estimated by an AGCM [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 58 (4): 1103–1120, doi:10.6038/cjg20150402.
- Li G H, Wang Y, Lee K H, et al. 2009. Impacts of aerosols on the development and precipitation of a mesoscale squall line [J]. J. Geophys. Res., 114 (D17): D17205, doi:10.1029/2008JD011581.
- Li Z Q, Niu F, Fan J W, et al. 2011. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation [J]. Nat. Geosci., 4 (12): 888–894, doi:10.1038/ngeo1313.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22 (6): 1065–1092, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2.
- 刘红年, 张力. 2012. 中国不同排放情景下人为气溶胶的气候效应 [J]. 地球物理学报, 55 (6): 1867–1875. Liu Hongnian, Zhang Li. 2012. The climate effects of anthropogenic aerosols of different emission scenarios in China [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 55 (6): 1867–1875, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.06.007.
- Liu Y G, Daum P H, Mcgraw R L. 2005. Size truncation effect, threshold behavior, and a new type of autoconversion parameterization [J]. Geophys. Res. Lett., 321 (11): 161–179, doi:10.1029/2005GL022636
- Liu Y G, Daum P H. 2002. Indirect warming effect from dispersion forcing [J]. Nature, 419 (6907): 580–581, doi:10.1038/419580a.
- Martin G M, Johnson D W, Spice A. 1994. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds [J]. J. Atmos. Sci., 51 (13): 1823–1842, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<1823:TMAPOE>2.0.CO;2.
- Mashayekhi R, Sloan J J. 2014. Effects of aerosols on precipitation in north-eastern North America [J]. Atmos. Chem. Phys., 14 (10): 5111–5125, doi:10.5194/acp-14-5111-2014.

- Myhre G. 2009. Consistency between satellite-derived and modeled estimates of the direct aerosol effect [J]. *Science*, 325 (5937): 187–190, doi:10.1126/science.1174461.
- Niu F, Li Z. 2011. Cloud invigoration and suppression by aerosols over the tropical region based on satellite observations [J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11: 5003–5017, doi:10.5194/acpd-11-5003-2011.
- NRC (National Research Council). 2005. Committee on Radiative Forcing Effects on Climate. Radiative Forcing of Climate Change: Expanding the Concept and Addressing Uncertainties [M]. National Academy Press, Washington D.C.
- Ntelekos A A, Smith J A, Donner L, et al. 2009. The effects of aerosols on intense convective precipitation in the northeastern United States [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135 (643): 1367–1391, doi:10.1002/qj.476.
- Phillips V T J, Andronache C, Sherwood S C, et al. 2005. Anvil glaciation in a deep cumulus updraught over Florida simulated with the Explicit Microphysics Model. I: Impact of various nucleation processes [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (609): 2019–2046, doi:10.1256/qj.04.85.
- Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (20): 3105–3108, doi:10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 287 (5459): 1793–1796, doi:10.1126/science.287.5459.1793.
- Rosenfeld D, Lensky I M. 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 (11): 2457–2476, doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2457:SBIIPF>2.0.CO;2.
- Rosenfeld D, Rudich Y, Lahav R. 2001. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U S A*, 98 (11): 5975–5980, doi:10.1073/pnas.101122798.
- Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? [J]. *Science*, 321 (5894): 1309–1313, doi:10.1126/science.1160606.
- Tewari M, Chen F, Wang W, et al. 2004. Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model [C]. 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, 11–15.
- Twomey S. 1974. Pollution and the planetary albedo [J]. *Atmos. Environ.*, 8 (12): 1251–1256, doi:10.1016/0004-6981(74)90004-3.
- Twomey S. 1991. Aerosols, clouds and radiation [J]. *Atmos. Environ.*, 25 (11): 2435–2442, doi:10.1016/0960-1686(91)90159-5.
- van den Heever S C, Carrió G, Cotton W R, et al. 2006. Impacts of nucleating aerosol on Florida storms. Part I: Mesoscale simulations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63 (7): 1752–1775, doi:10.1175/JAS3713.1.
- Wang Y, Lee K H, Lin Y, et al. 2014. Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones [J]. *Nat. Climate Change*, 4 (5): 368–373, doi:10.1038/nclimate2144.
- 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 [J]. *中国科学: 地球科学*, 45 (11): 1609–1627. Wu Guoxiong, Li Zhanqing, Fu Congbin, et al. 2015. Advances in studying interactions between aerosols and monsoon in China [J]. *Science China Earth Sciences*, 59 (1): 1–16, doi:10.1007/s11430-015-5198-z.
- 肖辉, 银燕. 2011. 污染气溶胶对山西一次降水过程影响的数值模拟 [J]. *大气科学*, 35 (2): 235–246. Xiao Hui, Yin Yan. 2011. A numerical study of polluted aerosol effects on precipitation in Shanxi Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (2): 235–246, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.02.04.
- Xin J Y, Wang Y S, Pan Y P, et al. 2015. The campaign on atmospheric aerosol research network of China: CARE-China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96 (7): 1137–1155, doi:10.1175/BAMS-D-14-00039.1.
- 杨磊, 银燕, 杨绍忠, 等. 2013. 南京地区冬季大气冰核特征及其与气溶胶关系的研究 [J]. *大气科学*, 37 (5): 983–993. Yang Lei, Yin Yan, Yang Shaozhong, et al. 2013. Characteristics of atmospheric ice nuclei and its relationship to aerosols in winter in Nanjing [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (5): 983–993, doi:10.3878a.issn.1006-9895.
- Zaveri R A, Peters L K. 1999. A new lumped structure photochemical mechanism for large-scale applications [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D23): 30387–30415, doi:10.1029/1999JD900876.
- Zaveri R A, Easter R C, Fast J D, et al. 2008. Model for simulating aerosol interactions and chemistry (MOSAIC) [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D13): D13204, doi:10.1029/2007JD008782.
- 张小曳. 2014. 中国不同区域大气气溶胶化学成分浓度、组成与来源特征 [J]. *气象学报*, 72 (6): 1108–1117. Zhang Xiaoye. 2014. Characteristics of the chemical components of aerosol particles in the various regions over China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 72 (6): 1108–1117, doi:10.11676/qxxb2014.092.
- 张小曳, 孙俊英, 王亚强, 等. 2013. 我国雾—霾成因及其治理的思考 [J]. *科学通报*, 58 (13): 1178–1187. Zhang Xiaoye, Sun Junying, Wang Yaqiang, et al. 2013. Factors contributing to haze and fog in China [J]. *Chinese Sci. Bull. (in Chinese)*, 58 (13): 1178–1187, doi:10.1360/972013-150.