

刘伟光, 陈海山, 俞淼. 2019. 积云对流参数化方案对东亚夏季环流和降水模拟的影响 [J]. 大气科学, 43 (1): 64–74. Liu Weiguang, Chen Haishan, Yu Miao. 2019. Impacts of cumulus convective parameterization schemes on simulation of East Asian summer circulation and rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (1): 64–74, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17222.

积云对流参数化方案对东亚夏季环流和降水模拟的影响

刘伟光^{1,2} 陈海山^{1,2} 俞淼^{1,2}

¹ 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

² 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 利用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式对东亚夏季区域气候模拟中最常选用的两种积云对流参数化方案进行对比分析, 研究积云对流参数化方案选用对大尺度环流模拟的影响。结果表明: Kain-Fritsch (KF) 方案对西太平洋副热带高压 (简称副高) 及环流的模拟效果较好, 虽然 KF 方案模拟降水偏多, 但是时空分布与 TRMM 降水分布接近; Grell-Freitas (GF) 方案对流加热率过大, 从而模拟的南海—菲律宾区域对流异常增强, 在南海—菲律宾洋面上的垂直输送异常增大, 非绝热加热的范围偏大, 导致副高南侧下沉区辐散减弱, 抑制了副高北抬西伸, 进而影响到水汽输送和季风环流, 最终对东亚夏季降水的模拟产生不利影响。修改 GF 方案对流加热率和干燥率的敏感性试验表明, 减小对流加热率和干燥率参数能有效抑制南海—菲律宾区域过强的对流, 东亚大尺度环流的模拟得到明显改进。

关键词 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 Grell-Freitas 方案 Kain-Fritsch 方案 东亚 大尺度环流

文章编号 1006-9895(2019)01-0064-11

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17222

Impacts of Cumulus Convective Parameterization Schemes on Simulation of East Asian Summer Circulation and Rainfall

LIU Weiguang^{1,2}, CHEN Haishan^{1,2}, and YU Miao^{1,2}

¹ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Two experiments have been conducted using WRF (Weather Research and Forecasting) model with different cumulus convective parameterization schemes in this paper. It is found that the model with the Kain-Fritsch (KF) scheme performs well for the simulation of summertime large scale circulation over East Asia, and the evolution/withdrawal of the rain belt and the spatial pattern are close to that retrieved from TRMM, although precipitation is overestimated in the simulation. With the Grell-Freitas (GF) scheme, however, there exist obvious biases in the simulation of precipitation and circulation. The possible reason for these biases is that the convective heating rate is overestimated with the GF scheme,

收稿日期 2017-08-22; **网络预出版日期** 2018-01-31

作者简介 刘伟光, 男, 1992 年出生, 博士研究生, 主要从事气候数值模拟研究。E-mail: yclwg1992@163.com

通讯作者 陈海山, E-mail: haishan@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划重点专项 2016YFA0602104, 国家杰出青年科学基金项目 41625019

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0602104), National Natural Science Foundation for Distinguished Young Scientists of China (Grant 41625019)

which results in abnormally strong convection in the South China Sea–Philippine area and the diabatic heating is overestimated. As a result, the divergence on the southern side of the western Pacific subtropical high is weakened, which may inhibit the northward and westward extension of the subtropical high and influence water vapor transport and monsoon circulation as well as the summer climate in East Asia. It is also found that the simulation of large scale circulation can be improved in the sensitivity experiment by decreasing the convective heating rate and drying rate in the GF scheme.

Keywords WRF (Weather Research and Forecasting) model, Grell-Freitas scheme, Kain-Fritsch scheme, East Asia, Large scale circulation

1 引言

区域模式作为动力降尺度工具已经广泛运用于东亚地区的研究中 (Gao et al., 2011; Sato and Xue, 2013), 区域模拟涉及到分辨率、侧边界条件处理等诸多问题 (Xue et al., 2014), 其中物理过程参数化方案是影响模拟结果的重要因子 (Arakawa, 2004), 在模式发展过程中受到广泛关注。积云对流参数化方案是直接参与降水模拟的物理方案 (黄安宁等, 2009), 其选择影响到模式对降水的模拟结果 (Liang et al., 2004; Qiao and Liang, 2016), 并且通过潜热释放和辐射影响大气的加热 (成安宁等, 1998), 是气候模拟产生不确定性的主要原因之一 (Arakawa, 2004; Yang et al., 2015)。

胡轶佳等 (2008) 用 RegCM3 对东亚季风区气候季节变化的研究指出, 不同的积云对流参数化方案对积云对流比较活跃的夏季降水形势模拟差别较大, 并且气候尺度的模拟对其的敏感性更强; Kang and Hong (2008) 对东亚夏季风的多年模拟得出类似的结论。Yu et al. (2011) 对比了 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式中 Betts-Miller-Janjic (BMJ), Grell-Devenyi (GD) 和 Kain-Fritsch (KF) 三种积云对流参数化方案对中国夏季降水的模拟效果, 发现虽然三者均能模拟出夏季降水和环流的时空分布, 但是 Grell 方案 (Grell, 1993; Grell and Dévényi, 2002) 具有更好的模拟能力。Ali et al. (2015) 发现 Grell 方案在南亚区域也有较好的模拟效果。Grell and Freitas (2014) 在 Grell-Devenyi 方案的基础上, 提出了 Grell-Freitas (GF) 方案, 并且逐渐运用于季风模拟等的研究中 (Jin et al., 2015; Klein et al., 2015)。但是同一参数化方案对海洋和陆地的模拟能力并不相同, 不存在适用于全球范围的, 模拟效果俱佳的单一参数化方案 (Kang and Hong, 2008; Ali et al., 2015)。因此, 需要针对模拟区域进行选择 and 评估。Sun et al. (2014) 用 WRF 模拟台风路径的研究发现 BMJ 方案在对流层

中高层加热的模拟误差会模拟出偏弱的西太平洋副热带高压 (简称副高), 这种误差会通过影响热带气旋的活动从而对中国夏季降水模拟产生影响 (Zhong et al., 2010)。

副高的强度和位置变化对中国降水分布有重要影响 (Zhou and Yu, 2005; Wang et al., 2013), 而降水释放的凝结潜热又会对环流起着调整作用 (刘屹岷等, 1999), 例如南海—菲律宾地区的对流活动能通过影响副高从而对东亚夏季风产生影响 (Lu, 2002; Zhou et al., 2009), 菲律宾海异常加热区激发的经向传播 Rossby 波也会通过 PJ 波列影响到副高主体北侧区域 (Kubota et al., 2016)。同时, 海洋上对流活动异常旺盛对应的大气异常加热, 还会造成海陆热力差异减小, 东亚夏季风减弱, 使得从海洋上向中国东部的水汽输送减少 (Zhou and Yu, 2005)。因此, 环流和降水两者不能完全割裂开来 (Lu and Lin, 2009)。然而, 针对东亚大陆降水的模拟研究大多注重揭示积云对流参数化方案对局地降水模拟的影响, 模拟的远离陆地的积云对流偏差所导致的异常环流型及其对模拟降水的影响未能给予足够的重视。本文分别采用两种积云对流参数化方案模拟 2010 年夏季东亚气候形态, 研究该区域夏季大尺度环流模拟对积云对流参数化方案的敏感性及其原因, 为东亚区域降水和环流模拟的改进提供一定的参考依据。

2 模式试验设计和资料

2.1 模式和试验设计

WRF 模式是美国国家大气研究中心 (NCAR) 发展的完全可压缩非静力中尺度模式, 本文采用 WRFV3.7.1 版本进行模拟研究。模拟区域中心位于 (35°N, 125°E); 采用等经纬度投影, 水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 东西和南北方向网格点数分别为 281 和 201, 垂直方向分 30 层。模式由美国国家环境预报中心 (NCEP) 的 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率最终分析资料 (FNL) 提供初始和边界条件, 时间间隔为 6 小时。

模拟时间段为 2010 年 5 月 1 日至 8 月 31 日, 共计 123 天, 其中前 31 天作为模式适应调整时间, 模拟结果每 6 小时输出一次。

为了研究模拟的洋面上对流误差对环流和东亚地区降水模拟的影响, 设计两组采用不同积云对流参数化的对照试验: 一组用 KF (Kain, 2004) 方案, 另一组用 GF 方案, 后文分别以“KF”和“GF”代表。此外, 模式的微物理方案选用 WSM3 方案, 短波辐射方案为 Dudhia 方案, 长波辐射方案选用 RRTM 方案, 陆面过程方案采用 Noah 陆面模式, 边界层方案选用 YSU 方案。

2.2 资料和方法

降水观测资料为 2010 年热带测雨卫星资料 (TRMM)3B42 的逐 3 小时累积降水资料 (Huffman et al., 2007), 水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$; FNL 分析资料同时作为环流验证资料。

表征大气加热状况的大气视热源 Q_1 和大气视水汽汇 Q_2 计算公式如下 (Yanai and Tomita, 1998):

$$Q_1 = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right), \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right), \quad (2)$$

其中, c_p 是定压比热, p 是气压, p_0 是地表气压, R 是干空气气体常数, θ 是位温, t 是时间, $\mathbf{V}$ 是水平速度矢量, ω 是垂直速度, L 为凝结潜热系数, q 是比湿。对 Q_1 和 Q_2 从地表至 300 hPa 进行垂直积分, 得到整层的大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 和大气视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ (赵焯等, 2015)。

3 模拟结果分析

3.1 大尺度环流

首先给出 FNL 资料和模拟的 2010 年夏季 (6~8 月) 平均风场、位势高度场、散度场和垂直速度场的空间分布 (图 1)。对流层高层 200 hPa 处, FNL (图 1a1) 和 KF 方案 (图 1b1) 模拟的辐散区主要位于中纬度的华东和东海、黄海等区域, 与高层辐散区域位置对应的对流层中层 500 hPa (图 1a2, b2) 和对流层低层 850 hPa (图 1a3, b3) 分别是垂直上升运动和辐合区。与 FNL 和 KF 分布相比, GF 方案 (图 1c1) 在南海—菲律宾海一带存在异常辐散区, 同时西风带的位置更偏南。此外, GF (图 1c2) 在大部分低纬度海域模拟的垂直运动明显强于 FNL 和 KF, 在 $15^\circ\text{N} \sim 25^\circ\text{N}$ 范围内, GF 模拟的对

流活动异常活跃, 对流活动区域范围也更大; 而在华南和华东地区, 存在异常的下沉运动区。FNL (图 1a3) 在 850 hPa 西太平洋区域是反气旋性环流和辐散区, KF (图 1b3) 与 FNL 接近, 但 GF 方案 (图 1c3) 在南海和台湾海峡地区模拟的平均环流呈现气旋性异常, 有利于形成异常降水区。在中国东部季风区 ($110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$), GF 方案模拟出异常辐散区, 且模拟的经向风分量减弱, 纬向风分量增强, 东亚夏季风异常偏弱。从图 1 中位势高度场的分布来看, 虽然位势高度数值偏大, 但是 KF 模拟的对流层中下层副高位置与 FNL 相对一致, 而 GF 模拟的副高在南海—菲律宾一带比 FNL 明显偏东。结合高低层环流场不难看出, KF 方案的模拟结果和 FNL 更接近, 而 GF 方案模拟结果与 FNL 资料存在很大差异。

为了分析副高位置随时间的变化情况, 图 2 给出 $110^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{E}$ 平均 500 hPa 位势高度的时间—纬度剖面图, 500 hPa 纬向速度零线用以表示副高脊线位置 (温敏和施晓晖, 2006)。由图 2 和图 1 中位势高度场可以看出, KF 方案 (图 2b) 模拟的位势高度场数值明显高于 FNL (图 2a) 和 GF 方案 (图 2c)。若用 5860 线来比较, KF 方案模拟的副高北进南退与 FNL 接近, 在 6 月上旬和 7 月有两次明显的副高北抬; 而 GF 方案 (图 2c) 模拟的副高在 6 月上旬北抬, 但是 7~8 月副高位置异常, 特别是 8 月上旬副高出现异常南退到 20°N 以南现象。副高脊线的季节性进退与副高主体的进退基本一致。

3.2 降水

西太副高西南侧的暖湿气流从太平洋上向中国东部传输水汽, 副高的南北移动往往伴随着季风雨带的南北移动, 而副高位置的异常偏南, 可能会导致模拟降水的异常 (Chang et al., 2000)。图 3 给出 TRMM 和 KF、GF 模拟的夏季降水空间分布。可见 KF 方案 (图 3a1) 模拟的降水分布比 GF 方案 (图 3b1) 更接近 TRMM 降水 (图 3c1), 即中国大陆上夏季降水量从东南向西北递减, 而 GF 方案的降水模拟异常偏南。两种参数化方案在受积云对流活动影响较小的西北和东北区域的差异较小, 而在受积云对流活动影响较大的低纬度区域差异较大。虽然 KF 和 GF 在华南和西南模拟的降水都偏多, 但 GF 在华东地区降水明显偏少。从模拟的积云降水和格点降水分布看, 夏季降水主要是积云降水, 两种方案模拟的降水差异也主要是由积云降水

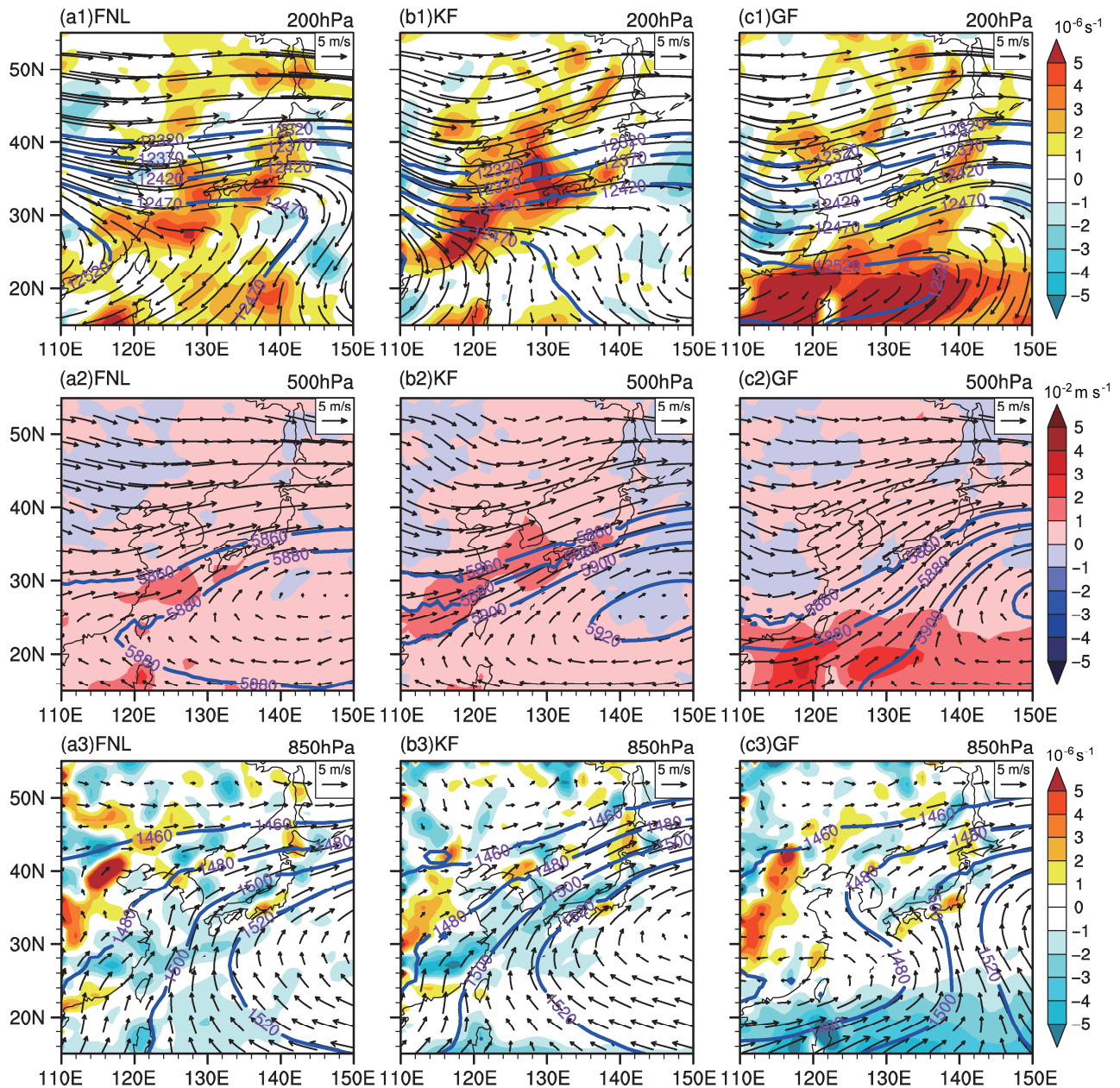


图1 (a1-a3) FNL 资料、(b1-b3) Kain-Fritsch (KF) 方案和 (c1-c3) Grell-Freitas (GF) 方案模拟的 2010 年夏季 (a1-c1) 200 hPa、(a2-c2) 500 hPa 和 (a3-c3) 850 hPa 平均水平风 (矢量线, 单位: m s^{-1})、位势高度 (等值线, 单位: gpm)、(a1-c1 和 a3-c3) 散度 (阴影, 单位: 10^{-6} s^{-1}) 和 (a2-c2) 垂直速度 (阴影, 单位: 10^{-2} m s^{-1})

Fig. 1 JJA averaged wind (vectors, units: m s^{-1}), geopotential height (contours, units: gpm), (a1-c1 and a3-c3) divergence (shaded, units: 10^{-6} s^{-1}), and (a2-c2) vertical velocity (shaded, units: 10^{-2} m s^{-1}) at (a1-c1) 200 hPa, (a2-c2) 500 hPa and (a3-c3) 850 hPa in 2010: (a1-a3) FNL analysis data; (b1-b3) KF simulation; (c1-c3) GF simulation

差异造成的 (图 3a2 和 b2)。对比图 3a3 和 b3 可以看出, 虽然格点降水对总降水的贡献较小, 但 KF 方案模拟的格点降水比 GF 方案多, 特别是中国长江以南部分地区的格点降水约占到总降水的 1/3。

东亚夏季风降水的一个突出特点是呈近似东西向的带状分布, 并且这种带状分布特征在 6、7

月份最突出 (Wang et al., 2008)。图 4 给出中国东部季风区 ($110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) TRMM 和模拟的雨带进退情况。可见 KF 方案 (图 4b) 虽然在多数时段模拟的降水率较 TRMM 降水 (图 4a) 大, 但是雨带的位置与 TRMM 接近, 在 6 月中上旬雨带北抬至长江流域的 30°N 附近, 7 月中旬到达华北区域

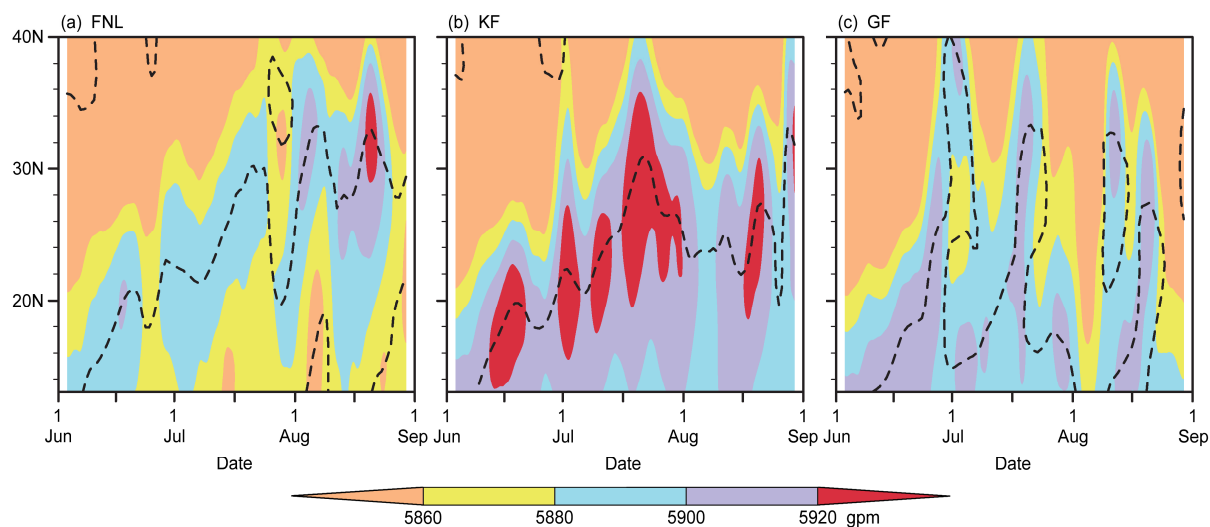


图2 (a) FNL 资料以及 (b) KF 和 (c) GF 模拟的 2010 年夏季 110°E~130°E 平均 500 hPa 位势高度 (单位: gpm) 的时间-纬度剖面。黑色虚线为纬向风零线

Fig. 2 Time-latitude crosssections of 500-hPa geopotential height (units: gpm) averaged over 110°E–130°E in the summer of 2010: (a) FNL analysis; (b) KF simulation; (c) GF simulation. Zonal wind equal to zero is shown by the black dashed lines

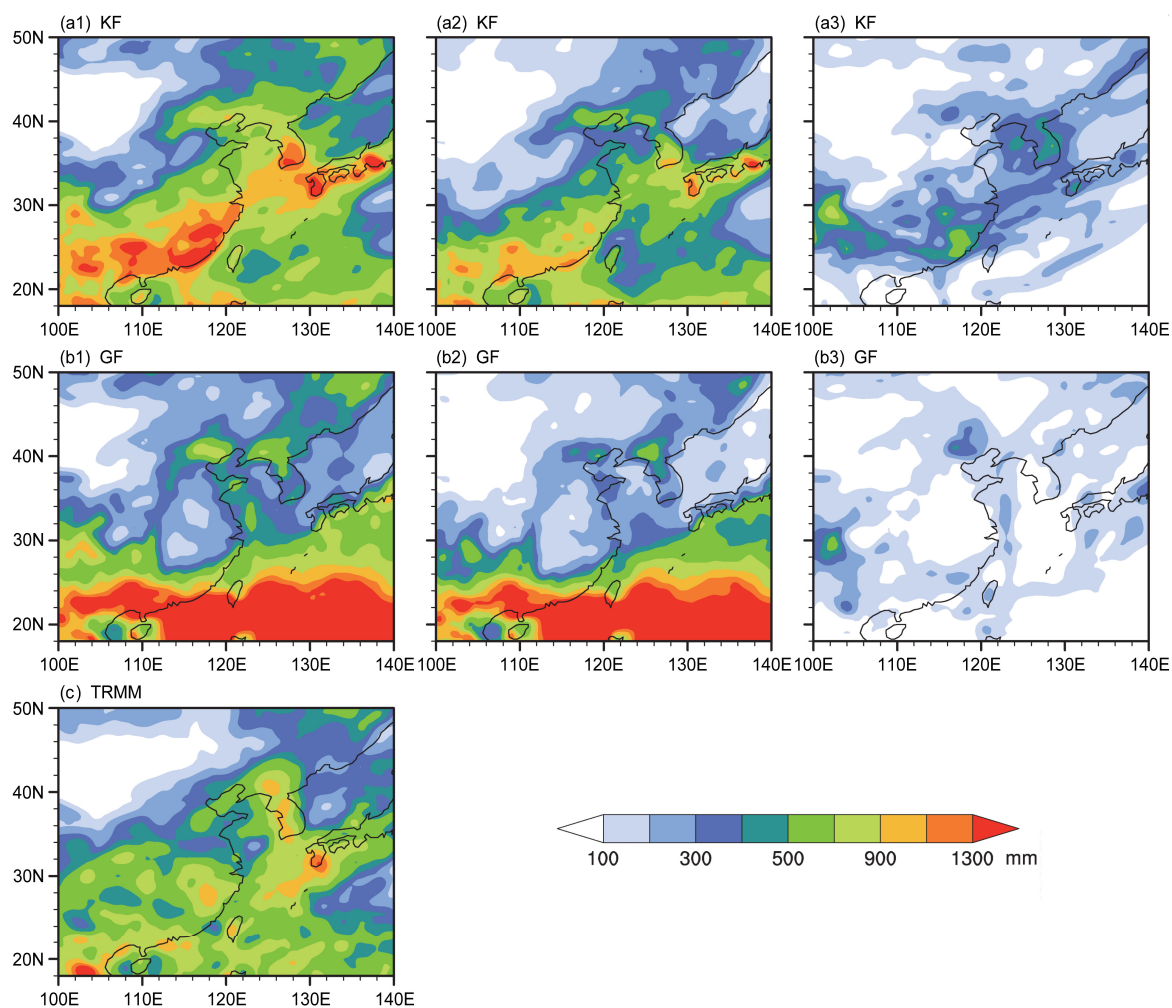


图3 (a1-a3) KF、(b1-b3) GF 模拟和 (c) TRMM 观测的 2010 年夏季 (a1, b1, c) 总降水量、(a2, b2) 积云降水量和 (a3, b3) 格点降水量。阴影表示降水量, 单位: mm

Fig. 3 (a1-a3) KF simulation, (b1-b3) GF simulation, and (c) TRMM observation. The shadings indicate precipitation, units: mm

(35°N~40°N), 并一直持续到 8 月中旬, 随后南撤。而 GF 方案模拟降水 (图 4c) 在 25°N 以南区域降水持续偏多, 降水长时间维持在南海北部和华南地区, 模拟雨带没有出现季节性进退特征。

4 GF 方案模拟误差原因分析

由于两种积云对流参数化方案模拟降水差异最大的区域位于模式区域南部的低纬度区域, 因此, 造成模拟大尺度环流和降水差异的原因可能与积云对流参数化方案模拟对流活动的差异有关。副高脊线和雨带的进退均表明 GF 方案模拟的副高存在异常进退, 且主雨带的进退则没有模拟出来。GF 方案在对流层中低层模拟出的季节平均位势高度异常偏东偏南与异常平均气流相对应 (图 1c2, 1c3); 而在中高纬度地区, GF 方案模拟的西风带位置偏南, 西风带作为副高的北边界, 制约着副高的位置。

有研究表明副高的位置和强度会受到季风降水释放的凝结潜热的影响 (Liu et al., 2001)。图 5 给出整层大气加热场的空间分布。可见 KF 的大气加热中心 (图 5b1 和 b2) 与 FNL 资料 (图 5a1 和 a2) 接近, GF 方案 (图 5c1 和 c2) 则在海洋上模拟出了大范围的加热正异常, 而在大部分陆地区域则是加热负异常, 在菲律宾群岛加热负异常尤其明显。FNL 资料和模拟的整层大气视热源 (图 5a1-c1) 与各自的视水汽汇 (图 5a2-c2) 的空间分布类似, 表明大气加热主要是降水凝结潜热造成的 (Yanai and Tomita, 1998)。

针对差异较大的区域 (15°N~25°N, 110°E~140°E), 用能量方程对模拟结果进行诊断, 能量方程如下:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T - \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{1}{c_p \rho} \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p}, \quad (3)$$

其中, T 为温度, ρ 为空气密度, $\dot{Q}$ 为非绝热加热, 其他与前面公式物理量相同, 方程左侧为区域平均温度局地变化 (LV), 右侧三项分别为水平平流变化 (HA)、垂直输送 (VT) 和非绝热加热 ($\dot{Q}/c_p$)。图 6 为能量方程各项和模式各种物理过程参数化方案的加热率廓线, 其中物理过程参数化方案包括积云对流方案 (CU), 微物理方案 (MP)、辐射方案 (RA)、边界层方案 (PBL) 以及各项之和和非绝热加热率 (DH)。比较能量方程各项的加热廓线 (图 6a-c) 可以发现, FNL、KF 和 GF 的温度局地变化

和水平平流项的大小接近, GF 方案对加热模拟的主要差异来自温度的垂直输送和非绝热加热项。虽然 GF 方案的非绝热加热大于 FNL 和 KF, 但是同时垂直输送项的绝对值也偏大, 所以在局地温度的变化并不大。同时, GF 方案模拟的干燥率 (图略) 也大于 FNL 和 KF, 但是与非绝热加热率的峰值高度不同, 干燥率的峰值出现在 700 hPa, 而加热率的峰值则是在 400 hPa。模式计算输出的加热率 (图 6b 和 d) 与能量方程诊断结果类似, GF 方案的非绝热加热数值大于 KF 方案, 峰值高度同样在 400 hPa (图 6d, e)。同时可以发现, 从 850 hPa 向上, 积云对流方案加热率远大于微物理方案加热率、辐射方案加热率以及边界层方案加热率。与 Yanai and Tomita (1997) 的研究结果相同, 加热率和干燥率的峰值出现在不同高度说明加热主要与积云对流凝结潜热释放有关。

由于 GF 方案在南海—菲律宾一带模拟出异常的辐合上升运动和大范围异常加热, 处于副高南侧的加热异常将直接影响到副高位势高度场的模拟, 菲律宾海异常加热可能还会通过遥相关影响到副高主体北侧区域。此外, 海洋上的大气加热正异常, 陆地加热负异常, 还会造成海陆热力差异减小, 东亚夏季风减弱, 可能会导致海洋向中国东部的水汽输送减少, 进而影响到中国东部夏季降水。

5 GF 方案加热率参数的敏感性试验结果

为进一步揭示 GF 方案引起的低纬度海洋上空异常加热对东亚区域气候模拟产生不利影响的原因, 仿照 Sun et al. (2015) 的方法, 通过修改 GF 方案中的积云对流加热率和干燥率进行敏感性数值试验, 即在模拟过程中将 GF 方案计算的加热率和干燥率乘以一个系数 α , 通过给定的 α 值对加热率和干燥率同时进行增大或减小, 在保持模式其他设置不变的情况下进行敏感性试验。表 1 是敏感性试验的设计方案。

表 1 GF 方案敏感性试验设计

Table 1 Design of sensitivity experiments

试验名称	系数 α
GF150	1.50
GF075	0.75
GF050	0.50
GF025	0.25

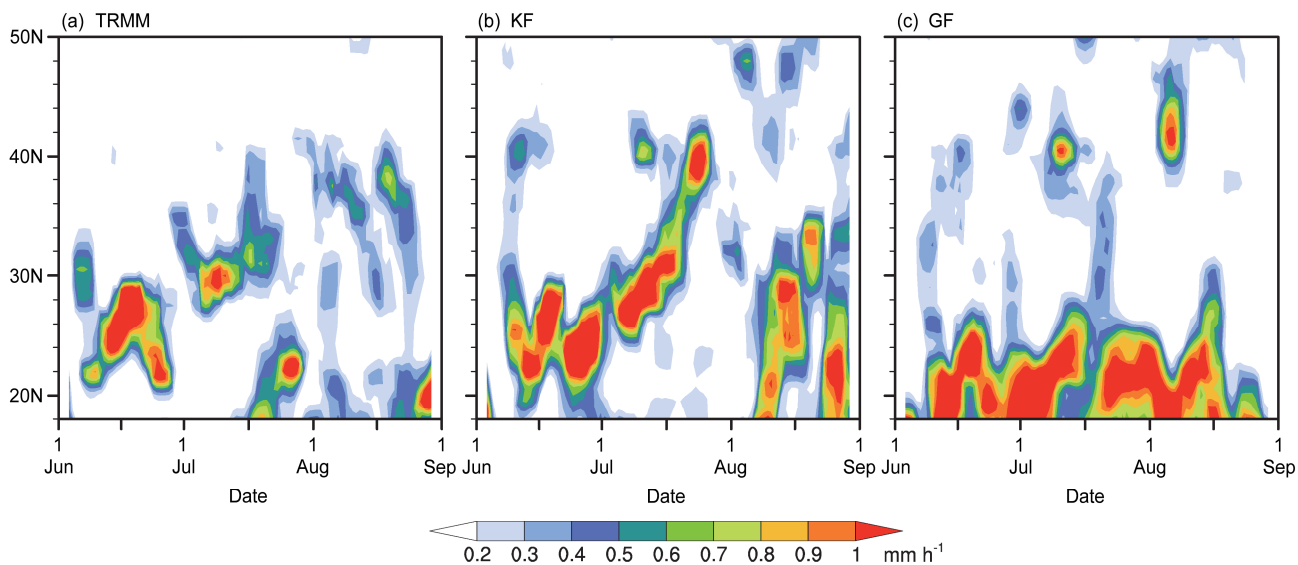


图4 (a) TRMM 观测、(b) KF 和 (c) GF 模拟的 2010 年夏季 110°E~120°E 纬向平均降水率 (单位: mm h^{-1}) 的时间—纬度剖面

Fig. 4 Time-latitude crosssections of precipitation rate (units: mm h^{-1}) averaged over 110°E–120°E in the summer of 2010: (a) TRMM observation; (b) KF simulation; (c) GF simulation

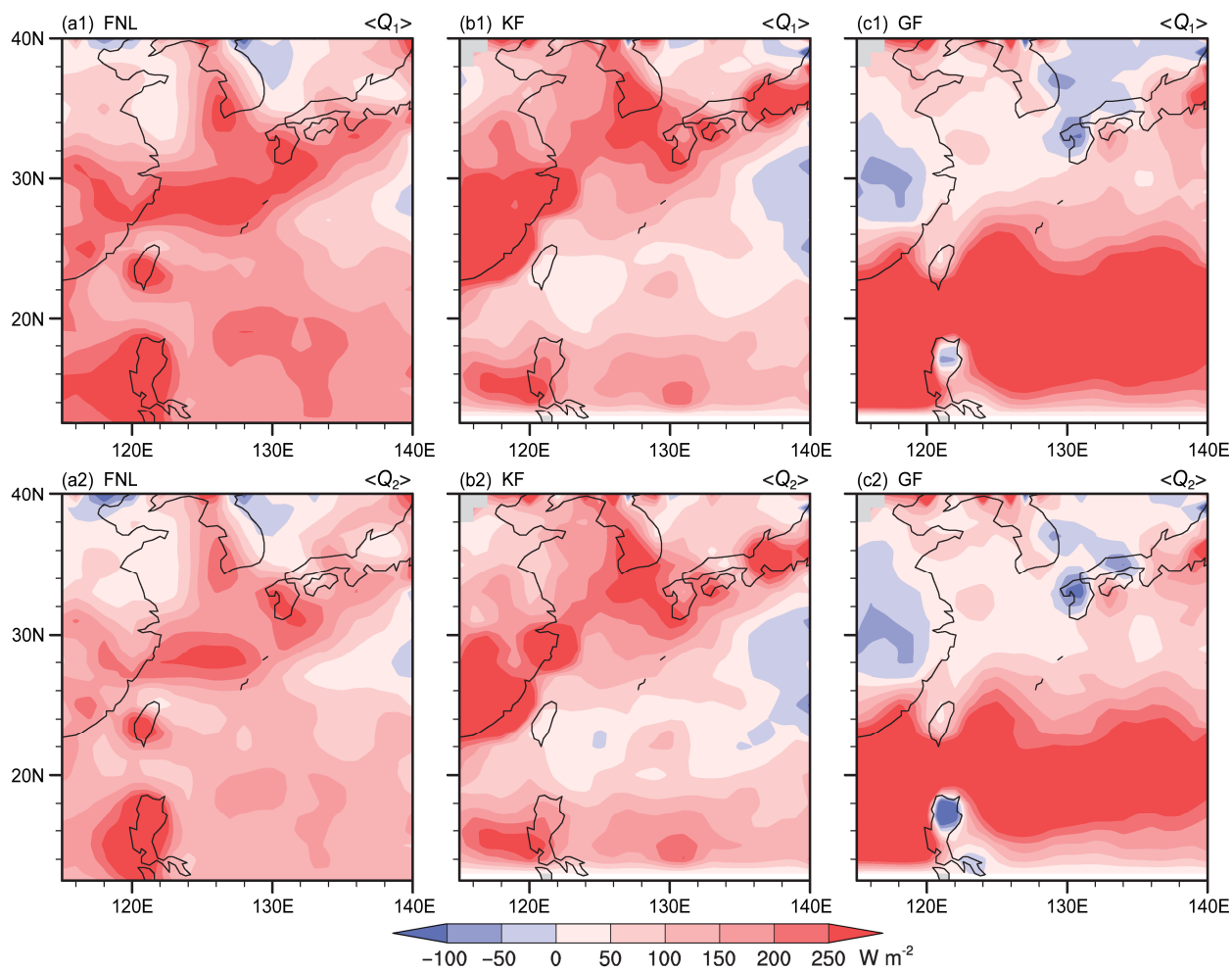


图5 (a1–a2) FNL 资料、(b1–b2) KF 和 (c1–c2) GF 模拟的 2010 年夏季 (a1–c1) 大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 和 (a2–c2) 视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 的空间分布

Fig. 5 Spatial distributions of (a1–c1) apparent heat source $\langle Q_1 \rangle$ and (a2–c2) apparent moisture sink $\langle Q_2 \rangle$ in the summer of 2010: (a1–a2) FNL analysis; (b1–b2) KF simulation; (c1–c2) GF simulation

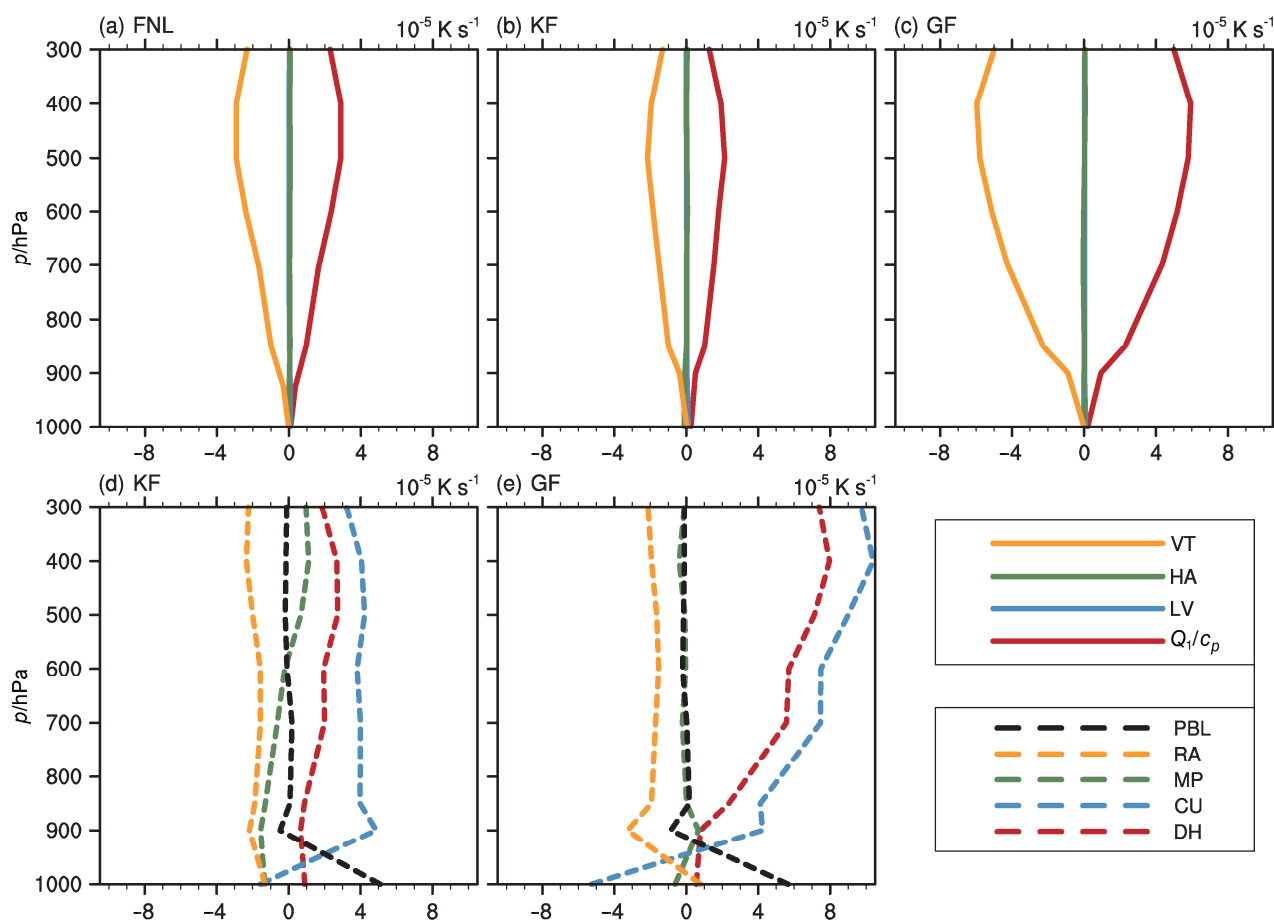


图6 (a) FNL 资料以及 (b、d) KF 和 (c、e) GF 模拟的区域平均 2010 年夏季 (a-c) 能量方程各项诊断结果和 (d、e) 模式不同物理参数化方案加热率 (单位: 10^{-5} K s^{-1}) 的垂直廓线

Fig. 6 Vertical profiles of area mean heating rate (units: 10^{-5} K s^{-1}) (a-c) calculated for individual terms of thermodynamic equation and (d, e) for different parameterizations derived from the simulations in the summer of 2010: (a) FNL analysis; (b, d) KF simulation; (c, e) GF simulation

图 7 给出了 FNL 资料和数值试验模拟的区域 ($110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$) 夏季平均经圈环流。与 FNL 资料 (图 7a) 以及 KF (图 7b) 对比可以发现, GF (图 7c) 在低纬度洋面上整个对流层的垂直运动均模拟过强, 且 $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 的对流层上层模拟出反向的经向风。由 GF 方案的敏感性试验结果可以发现, 随着加热率和干燥率的减小 (图 7e-g), 模拟的低纬度上升运动逐渐减弱, 当系数 α 设为 0.25 时, 低纬度上升气流得到有效抑制从而与 FNL 资料及 KF 方案模拟结果接近, 并且 $25^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 对流层上层经向风方向也与 FNL 资料趋于一致 (图 7g)。而加热率和干燥率的增加却使低纬度上升运动及高层经向风的异常更加明显 (图 7d)。此外, 虽然 GF150 (GF050) 试验模拟的加热率和干燥率大 (小) 于 GF 方案控制试验结果, 但是 30°N 模拟的温度却比 GF 方案控制试验低 (高) (图略)。因此, 低

纬度 GF 方案模拟的加热强度过大, 而中纬度地区模拟的加热强度偏小, 很可能是 GF 方案模拟的东亚夏季风暖湿气流减弱和水汽输送减少使中国东部的降水凝结潜热释放减小造成的。图 8 给出敏感性试验与 TRMM 降水的差值。可见随着加热率和干燥率的逐步减小 (图 8b-f), 南海—菲律宾一带模拟的降水正异常逐渐减小, GF025 试验的模拟结果在南海—菲律宾一带已不再出现大范围异常强降水带。说明减小 GF 方案的加热率和干燥率, 有利于环流场模拟结果的改进, 也有利于改进东亚夏季降水的模拟。

6 结论

本文利用 WRF 模式对 KF 和 GF 方案模拟的东亚夏季环流进行对比研究, 并通过敏感性数值试验对 GF 造成东亚夏季大尺度环流模拟偏差的原因进

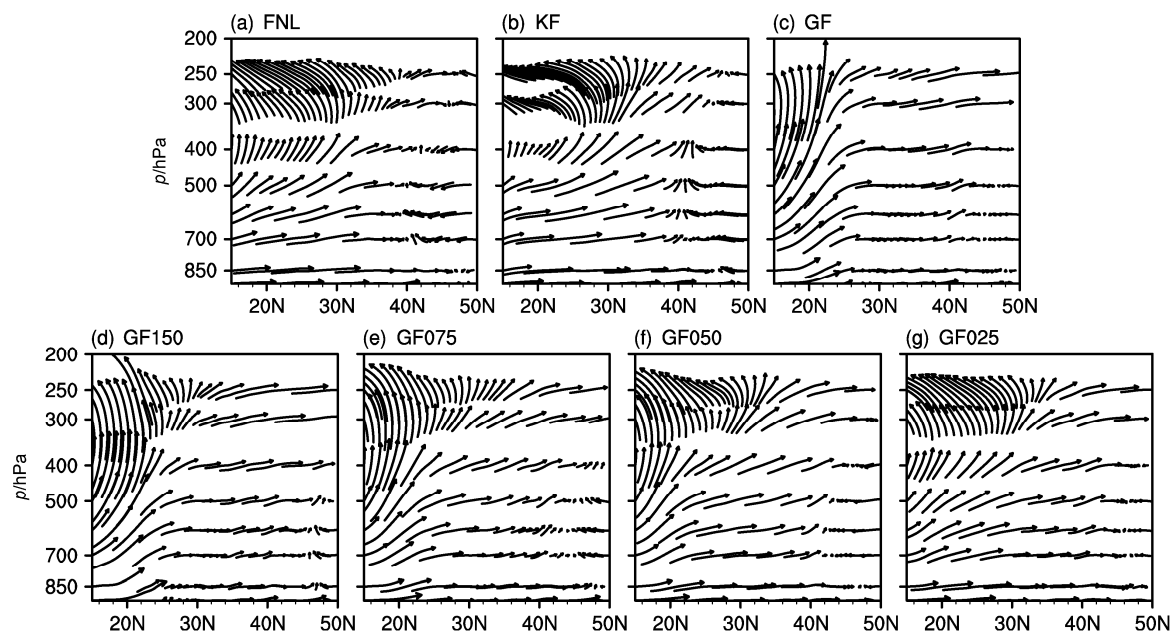


图7 (a) FNL 资料以及 (b) KF、(c) GF、(d) GF150、(e) GF075、(f) GF050 和 (g) GF025 试验的 2010 年夏季 110°E~130°E 平均经圈环流。垂直速度乘以 100

Fig. 7 Mean meridional circulations averaged over 110°E–130°E in the summer of 2010: (a) FNL analysis; (b) KF experiment; (c) GF experiment; (d) GF150 experiment; (e) GF075 experiment; (f) GF050 experiment; (g) GF025 experiment. The vertical velocity has been multiplied by 100

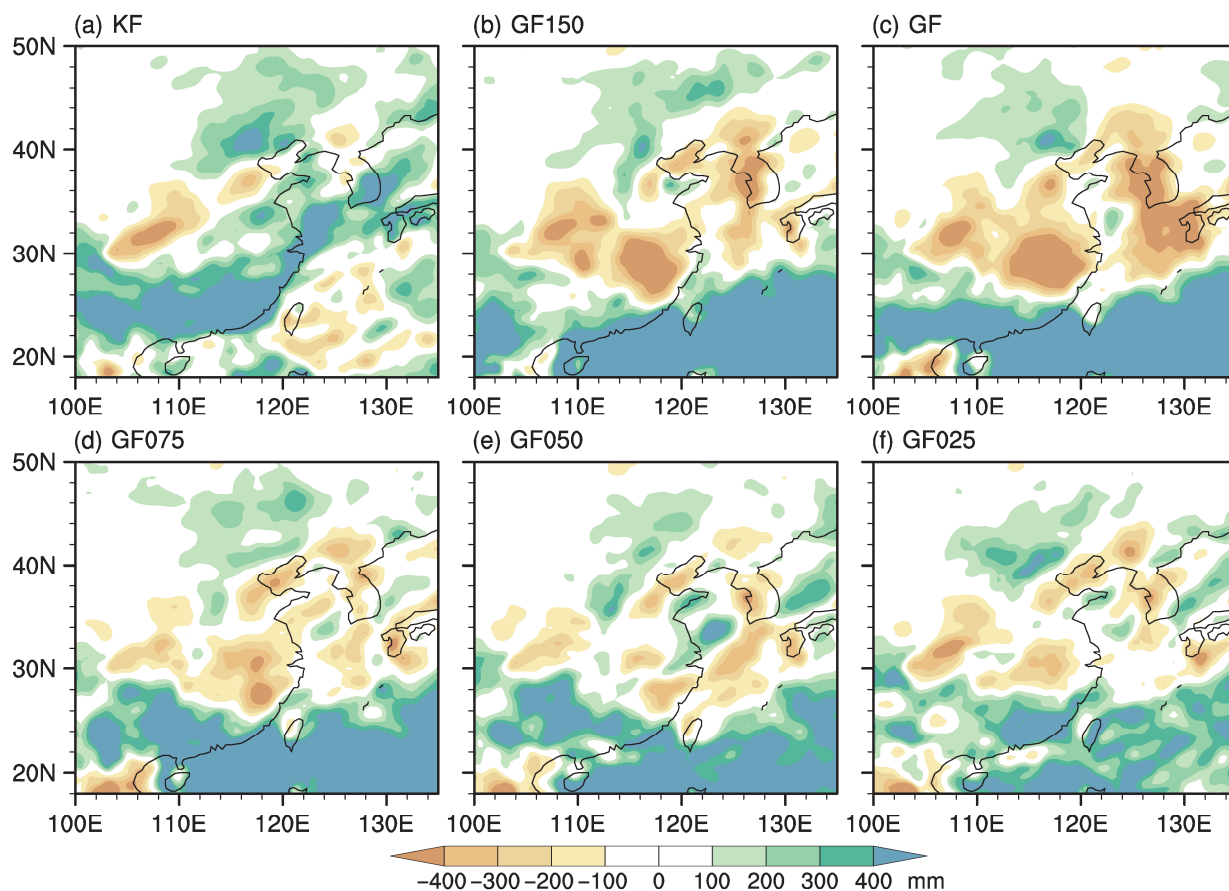


图8 (a) KF、(b) GF150、(c) GF、(d) GF075、(e) GF050 和 (f) GF025 试验模拟的 2010 年夏季总降水量与 TRMM 观测值之差 (单位: mm)
Fig. 8 Total precipitation biases (units: mm) in simulations of (a) KF, (b) GF150, (c) GF, (d) GF075 (e) GF050 and (f) GF025 compared to TRMM observations in the summer of 2010

行了分析, 得出以下主要结论:

(1) KF 方案虽然模拟降水偏多, 位势高度场数值偏大, 但是不论从雨带和副高进退还是大气环流平均状况来看, KF 方案的模拟结果与 FNL 资料和 TRMM 反演降水比较接近。

(2) GF 方案模拟的积云对流加热过强, 从而模拟出南海—菲律宾一带异常强盛的大气对流活动, 使得低纬度洋面上的垂直输送过强, 非绝热加热范围过大, 导致副高外侧下沉辐散区减弱, 抑制了副高北抬西伸, 造成副高异常偏南偏东。同时与海洋上过强对流活动相应的大气异常加热导致海陆热力差异减小, 东亚夏季风偏弱, 使得从低纬度海洋向中高纬度大陆的水汽输送减少, 造成中国东部夏季降水模拟出现很大偏差。修改 GF 方案对流加热率和干燥率的敏感性试验结果分析表明, GF 方案中计算的对流加热率和干燥率过大是造成低纬度海洋上空对流活动模拟过强的原因, 减小 GF 方案的对流加热率和干燥率能有效提高模式对夏季东亚区域大气环流的模拟能力。

本研究着重于参数化方案对 2010 年夏季季节平均特征的研究, 对 2005~2014 年的多年平均夏季气候模拟也得出类似的结论。然而, 由于东亚夏季气候的模拟对模式物理过程参数化方案具有极强的敏感性, 同时, 动力降尺度过程涉及到包括模式分辨率、侧边界等诸多问题, 本文研究结果需要用更多模拟结果进行验证。

参考文献 (References)

- Ali S, Dan L, Fu C B, et al. 2015. Performance of convective parameterization schemes in Asia using RegCM: Simulations in three typical regions for the period 1998–2002 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (5): 715–730, doi:10.1007/s00376-014-4158-4.
- Arakawa A. 2004. The cumulus parameterization problem: Past, present, and future [J]. *J. Climate*, 17 (13): 2493–2525, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2493%3ARATCPP>2.0.CO;2.
- Chang C P, Zhang Y S, Li T. 2000. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4310–4325, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4310:IAIVOT>2.0.CO;2.
- 成安宁, 陈文, 黄荣辉. 1998. 积云对流参数化方案对气候数值模拟的影响 [J]. *大气科学*, 22 (6): 814–824. Cheng Anning, Chen Wen, Huang Ronghui. 1998. Influence of convective parameterization schemes on climate numerical simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 22 (6): 814–824, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1998.06.02.
- Gao Y H, Xue Y K, Peng W, et al. 2011. Assessment of dynamic downscaling of the extreme rainfall over East Asia using a regional climate model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (5): 1077–1098, doi:10.1007/s00376-010-0039-7.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (3): 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAUB>2.0.CO;2.
- Grell G A, Dévényi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (14): 38–1–38–4, doi:10.1029/2002GL015311.
- Grell G A, Freitas S R. 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 14 (10): 5233–5250, doi:10.5194/acp-14-5233-2014.
- 胡轶佳, 钟中, 闵锦忠. 2008. 两种积云对流参数化方案对 1998 年区域气候季节变化模拟的影响研究 [J]. *大气科学*, 32 (1): 90–100. Hu Yijia, Zhong Zhong, Min Jinzhong. 2008. Impacts of cumulus parameterization scheme on the seasonal variation simulation of regional climate in 1998 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (1): 90–100, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.01.08.
- 黄安宁, 张耀存, 朱坚. 2009. 中国夏季不同强度降水模拟对不同积云对流参数化方案的敏感性研究 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1212–1224. Huang Anning, Zhang Yaocun, Zhu Jian. 2009. Sensitivity of simulation of different intensity of summer precipitation over China to different cumulus convection parameterization schemes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (6): 1212–1224, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.06.08.
- Huffman G J, Bolvin D T, Nelkin E J, et al. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales [J]. *J. Hydrometeorol.*, 8 (1): 38–z55, doi:10.1175/JHM560.1.
- Jin Q, Wei J, Yang Z L, et al. 2015. Consistent response of Indian summer monsoon to Middle East dust in observations and simulations [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15 (17): 9897–9915, doi:10.5194/acp-15-9897-2015.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (1): 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kang H S, Hong S Y. 2008. Sensitivity of the simulated East Asian summer monsoon climatology to four convective parameterization schemes [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113 (D15), doi:10.1029/2007JD009692.
- Klein C, Heinzel D, Bliefernicht J, et al. 2015. Variability of West African monsoon patterns generated by a WRF multi-physics ensemble [J]. *Climate Dyn.*, 45 (9–10): 2733–2755, doi:10.1007/s00382-015-2505-5.
- Kubota H, Kosaka Y, Xie S P. 2016. A 117-year long index of the Pacific–Japan pattern with application to interdecadal variability [J]. *Int. J. Climatol.*, 36 (4): 1575–1589, doi:10.1002/joc.4441.
- Liang X Z, Li L, Dai A G, et al. 2004. Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (24), doi:10.1029/2004GL021054.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响——III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. *气象学报*, 57(5): 525–538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and

- variation of subtropical high. Part III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. *Acta Meteor. Sin.* (in Chinese), 57 (5): 525–538, doi:10.11676/qxxb1999.051.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere [J]. *Climate Dyn.*, 17 (4): 327–338, doi:10.1007/s003820000117.
- Lu R Y. 2002. Indices of the summertime western North Pacific subtropical high [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (6): 1004–1028, doi:10.1007/s00376-002-0061-5.
- Lu R Y, Lin Z D. 2009. Role of subtropical precipitation anomalies in maintaining the summertime meridional teleconnection over the western North Pacific and East Asia [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2058–2072, doi:10.1175/2008JCLI2444.1.
- Qiao F X, Liang X Z. 2016. Effects of cumulus parameterization closures on simulations of summer precipitation over the United States coastal oceans [J]. *J. Adv. Modeling Earth Sy.*, 8 (2): 764–785, doi:10.1002/2015MS000621.
- Sato T, Xue Y K. 2013. Validating a regional climate model's downscaling ability for East Asian summer monsoonal interannual variability [J]. *Climate Dyn.*, 41 (9–10): 2411–2426, doi:10.1007/s00382-012-1616-5.
- Sun Y, Zhong Z, Lu W, et al. 2014. Why are tropical cyclone tracks over the western North Pacific sensitive to the cumulus parameterization scheme in regional climate modeling? A case study for Megi (2010) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 142 (3): 1240–1249, doi:10.1175/MWR-D-13-00232.1.
- Sun Y, Zhong Z, Dong H, et al. 2015. Sensitivity of tropical cyclone track simulation over the western North Pacific to different heating/drying rates in the Betts–Miller–Janjić scheme [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 143 (9): 3478–3494, doi:10.1175/MWR-D-14-00340.1.
- Wang B, Xiang B Q, Lee J Y. 2013. Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 110 (8): 2718–2722, doi:10.1073/pnas.1214626110.
- Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21 (17): 4449–4463, doi:10.1175/2008JCLI2183.1.
- 温敏, 施晓晖. 2006. 1998 年夏季西太副高活动与凝结潜热加热的关系 [J]. *高原气象*, 25 (4): 616–623. Wen Min, Shi Xiaohui. 2006. Relationship between activity of West Pacific subtropical high and condensation latent heating in summer of 1998 [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 25 (4): 616–623, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2006.04.008.
- Xue Y K, Janjic Z, Dudhia J, et al. 2014. A review on regional dynamical downscaling in intraseasonal to seasonal simulation/prediction and major factors that affect downscaling ability [J]. *Atmos. Res.*, 147–148: 68–85, doi:10.1016/j.atmosres.2014.05.001.
- Yanai M, Tomita T. 1998. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP–NCAR reanalysis [J]. *J. Climate*, 11 (3): 463–482, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<0463:SAIVOA>2.0.CO;2.
- Yang B, Zhang Y C, Qian Y, et al. 2015. Calibration of a convective parameterization scheme in the WRF model and its impact on the simulation of East Asian summer monsoon precipitation [J]. *Climate Dyn.*, 44 (5–6): 1661–1684, doi:10.1007/s00382-014-2118-4.
- Yu E T, Wang H J, Gao Y Q, et al. 2011. Impacts of cumulus convective parameterization schemes on summer monsoon precipitation simulation over China [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 25 (15): 581–592, doi:10.1007/s13351-011-0504-y.
- 赵焄, 徐海明, 徐蜜蜜, 等. 2015. 春季中国东海黑潮区大气热源异常对中国东部降水的影响 [J]. *气象学报*, 73 (2): 263–275. Zhao Xuan, Xu Haiming, Xu Mimi, et al. 2015. The spring atmospheric heat source over the East China Sea Kuroshio area and its impact on precipitation in eastern China [J]. *Acta Meteor. Sin.* (in Chinese), 73 (2): 263–275, doi:10.11676/qxxb2015.013.
- Zhong Z, Wang X T, Min J Z. 2010. Testing the influence of western Pacific subtropical high. [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 100 (1–2): 67–78, doi:10.1007/s00704-009-0166-1.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110 (D8), doi:10.1029/2004JD005413.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2199–2215, doi:10.1175/2008JCLI2527.1.