

李普曦, 周天军, 邹立维, 等. 2017. MRI 模式对华南春雨气候态及年际变率的模拟: 不同模式分辨率的比较 [J]. 大气科学, 41 (3): 515–432. Li Puxi, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. 2017. Simulation of climatology and interannual variability of spring persistent rains by MRI model: Comparison of different horizontal resolutions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 515–432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16151.

MRI 模式对华南春雨气候态及年际变率的模拟: 不同模式分辨率的比较

李普曦^{1,2} 周天军^{1,2,3} 邹立维¹ 陈晓龙¹ 张文霞^{1,2} 郭准^{3,1}

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

³ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

摘 要 本文利用日本气象研究所 (MRI) 参加第五次国际耦合模式比较计划 (CMIP5) 的大气环流模式在高、中、低三种分辨率下的 AMIP 试验结果, 评估了其对华南春雨气候态和年际变率的模拟能力, 比较了不同分辨率的模拟结果。结果表明, 三种不同水平分辨率 (120 km、60 km 和 20 km) 的模式均能再现北半球春季位于中国东南部的降水中心。相较于 120 km 模式, 20 km 模式能够更为合理地模拟出华南春雨位于南岭—武夷山脉的降水中心。水汽收支分析表明, 60 km、20 km 模式高估了水汽辐合, 使得华南春雨的降水强度被高估。在年际变率方面, 在三种分辨率下, 模式均能较好地再现观测中 El Niño 衰减年春季的西北太平洋反气旋以及华南春雨降水正异常。较之 120 km 模式, 60 km、20 km 模式模拟的降水正异常的空间分布和强度更接近观测, 原因是后者模拟的 El Niño 衰减年春季华南地区的水平水汽平流异常更接近观测。本研究表明, 发展高分辨率气候模式是提高华南春雨的气候态和年际变率模拟水平的有效途径之一。

关键词 MRI 华南春雨 高分辨率模式 气候态 水汽收支诊断 年际变率

文章编号 1006-9895(2017)03-0515-18

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16151

Simulation of Climatology and Interannual Variability of Spring Persistent Rains by MRI Model: Comparison of Different Horizontal Resolutions

LI Puxi^{1,2}, ZHOU Tianjun^{1,2,3}, ZOU Liwei¹, CHEN Xiaolong¹, ZHANG Wenxia^{1,2}, and GUO Zhun^{3,1}

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

³ Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029

Abstract This study evaluated the performance of Meteorological Research Institute of Japan (MRI) atmospheric general circulation models (AGCMs) that participated in the Couple Model Intercomparison Project 5 (CMIP5), focusing on climatology and interannual variability of the Spring Persistent Rains (SPR) over southeastern China. Simulations of

收稿日期 2016-03-30; **网络预出版日期** 2016-07-14

作者简介 李普曦, 男, 1992 年生, 博士研究生, 主要从事气候模拟研究. E-mail: lipx@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhou tj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金 41420104006、41330423, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201506012, “气候变化”江苏高校协同创新中心

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41420104006, 41330423), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201506012), Jiangsu collaborative Innovation center for climate change

different horizontal resolutions (i.e., 120, 60, and 20 km) were also compared. The model could reasonably reproduce the main rainfall center over southeastern China in boreal spring under the three different resolutions. In comparison with the 120-km simulation, the simulation with 20-km resolution gave better results in simulating rainfall centers located in the Nanling–Wuyi Mountains, but overestimated rainfall intensity. Water vapor budget diagnosis showed that, both the 60 km and 20 km simulations tended to overestimate the water vapor convergence over southeastern China, which led to wet biases. With regard to interannual variability of SPR, the model could reasonably reproduce the anomalous lower-tropospheric anticyclone in the western North Pacific (WNPAC) and positive precipitation anomalies over southeastern China in the El Niño decaying spring. Compared with that of the 120-km simulation, the large positive biases were substantially reduced in the 60-km and 20-km resolution simulations because the horizontal moisture advection in El Niño decaying spring was more realistically simulated. The results highlight the importance of developing high resolution climate model for improving the simulation of climatology and interannual variability of SPR.

Keywords MRI (Meteorological Research Institute), SPR (Spring Persistent Rains), High-resolution model, Climatology, Water vapor budget diagnosis, Interannual variability

1 引言

华南春雨是在南海夏季风爆发之前中国东南部春季的一段持续而相对稳定的多雨期,是东亚独特的天气气候现象(Tian and Yasunari, 1998; 万日金和吴国雄, 2006; 万日金等, 2008b)。华南春雨是我国东南部地区在梅雨季节外的又一个多雨时段,低温阴雨的范围大、持续时间长,对农作物的播种和生长极为不利,还会影响交通运输。因此,华南春雨的变化与人们的生产活动密切相关(万日金和吴国雄, 2008; Chen et al., 2014)。此外,春季是大气环流状态由冬季风向夏季风转换的关键季节(Wang et al., 2002),华南春雨出现在季风降水前,对随后的夏季风爆发以及季风雨带的北进有重要影响(潘蔚娟和蒋承霖, 2014; 伍红雨等, 2015; Zhang et al., 2013)。因此,研究华南春雨的气候态及年际变率,无论从科学还是社会经济的角度来看,都具有重要意义。

关于华南春雨的气候成因备受中外学者关注。Tian and Yasunari (1998) 在 20 世纪 90 年代末将华南春雨称作“春季持续性降雨”(“Spring Persistent Rains”, 简称 SPR),认为春季中南半岛西部与西太平洋东部至菲律宾之间的纬向海陆热力差异导致了低层的西南风,将丰沛的水汽带至我国东南部形成持续性降水。资料分析和数值试验证明,由于青藏高原高大地形的机械和热力强迫,形成了高原东南侧的西南急流,进而有助于华南春雨的形成(万日金和吴国雄, 2006; Wan et al., 2009)。

在年际变率尺度上,华南春雨的降水量和降水频次与东亚副热带高空急流(EASJ)关系密切(温之平等, 2007; 陆日宇等, 2013; Huang et al., 2015)。

有研究表明,赤道太平洋以及南海的海洋热状况的改变对华南春雨有显著影响(Yang and Lau, 2004)。华南地区 3~4 月的降水量与中国南海及周边地区海温呈现显著相关,海温偏高对应华南降水偏多(伍红雨等, 2015)。厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)作为热带海洋最显著的年际信号,能够对热带外气候产生显著的影响。前冬 ENSO 综合指数与华南春雨呈现显著相关(万日金等, 2008a)。ENSO 对华南春雨降水异常的影响是通过影响春季西太平洋副热带高压和低层风场异常实现的,具体表现为 ENSO 正(负)位相次年春季,西太平洋及南海的对流层中低层存在反气旋(气旋)性环流异常,从而有利(不利)于冷暖空气在华南地区的辐合,使得华南春雨显著增多(减少)(李宏毅等, 2013)。ENSO 对华南春雨的影响还会受到太平洋年代际振荡(PDO)的调制作用(Wu and Mao, 2016)。

气候模式是研究东亚季风的有效工具。东亚地区地理条件复杂、地形变化大、植被类型错综复杂,使得模式水平分辨率成为影响模式模拟性能的关键因素。水平分辨率的不足会使模式难以准确的描述不同尺度的地形强迫过程,导致对大气环流和降水产生模拟偏差(冯蕾和周天军, 2015)。美国国家大气研究中心的 CAM5.1 模式在模拟东亚地区的降水强度、降水频次以及复杂地形降水时,也会随着水平分辨率的提高而更加真实(Li et al., 2015)。基于区域气候模式的研究表明,随着模式分辨率的提高,模式对东亚夏季降水的模拟效果得到了显著改善(Gao et al., 2006)。利用法国动力气象实验室的可变网格大气环流模式(LMDZ4),在东亚地区进行加密并开展区域气候模拟,能够较好地再现出东亚春季的气候态和年际变率(辛晓歌等, 2011)。

相较于区域模式，高分辨率全球气候模式能够避免侧边界问题，并且能够考虑区域过程和大尺度全球过程的相互作用，在未来的气候模拟中具有很大的应用潜力（Mizuta et al., 2006; Guo and Wang, 2016），因此，高分辨率全球模式的研发是气候模拟研究领域的前沿方向。

随着高性能计算机的快速发展，国际上高分辨率全球大气环流模式发展迅速，它们能够合理地再现热带气旋的生成和消亡等过程（Oouchi et al., 2006; Bengtsson et al., 2007; Murakami et al., 2012, 2013）。关于东亚气候模拟，相较于低分辨率模式，高分辨率模式能够更好地模拟出梅雨锋结构，在模拟降水量、季节性推进和降水的空间分布等方面都更具优势（Mizuta et al., 2006; Kitoh and Kusunoki, 2008; Kusunoki et al., 2011）。

当前，高分辨率模式对东亚气候的模拟研究大多集中在东亚夏季风，对东亚春季，特别是对华南春雨的模拟分析研究较少涉及。因此，本文基于日本气象研究所（MRI）参加第五次国际耦合模式比较计划（CMIP5）中不同分辨率大气环流模式的试验结果，重点回答如下问题：（1）MRI 模式对华南春雨的气候态和年际变率的模拟能力如何？（2）相较于 MRI 低分辨率模式，高分辨率模式对华南春雨模拟性能有无改进？改进的原因是什么？

2 模式、资料及方法介绍

2.1 模式简介

MRI-AGCM 3.2 是由日本气象研究所（MRI）研发的大气环流模式最新版本的格点模式。MRI-AGCM 3.2 在上一版本的基础上引进了多种参数化方案，基于静力平衡方程（Kanamitsu et al., 1983），采用半拉格朗日的三维平流方案（Yoshimura and Matsumura, 2005），计算稳定性得以提升，使 20 km 模式的积分步长从 6 分钟增大至 10 分钟（Mizuta et al., 2012）。边界层方案使用 Mellor and Yamada（1974）的二阶闭合方案。模式采用的对流参数化方案为 Yoshimura 方案 [Tiedtke-based（Tiedtke, 1989）]，取代了先前版本中所使用的改进 Arakawa-Schubert 方案。MRI-AGCM 3.2 在先前版本的基础上增加了垂直分层，模式层顶也从 0.1 hPa 提升至 0.01 hPa，改进了位于对流层顶的垂直分层。

如表 1 所示，为评估 MRI 模式对华南春雨气候态和年际变率的模拟能力，同时考察分辨率的影

响，本文使用了参加第五次国际耦合模式比较计划（简称 CMIP5）的三组 AMIP 试验结果（Taylor et al., 2012）：

表 1 本文采用的参加 CMIP5 的三个不同分辨率 MRI 模式的基本信息和 AMIP 试验积分时间段

Table 1 Description of the three MRI-AGCMs with different resolutions and the corresponding AMIP simulation periods in CMIP5

模式名称	水平格点数（分辨率）	垂直分	AMIP 积分时段
		辨率	
MRI-CGCM3	320×160（约 120 km）	48 层	1979~2008 年
MRI-AGCM3-2H	640×320（约 60 km）	64 层	1979~2008 年
MRI-AGCM3-2S	1920×960（约 20 km）	64 层	1979~2008 年

（1）MRI-CGCM3（大气分量为低分辨率 MRI-AGCM 3.2）的 AMIP 试验，分辨率为 TL159L48，三角截断 159 波数，水平格点数为 320（经向）×160（纬向），约 120 km 水平分辨率，垂直 48 层，为方便比较说明，将其称为 MRI_120km 模式；

（2）MRI-AGCM3-2H 的 AMIP 试验，分辨率为 TL319L64，三角截断 319 波数，水平格点数为 640（经向）×320（纬向），约 60 km 水平分辨率，垂直 64 层，本文将其称为 MRI_60km 模式；

（3）MRI-AGCM3-2S 的 AMIP 试验，分辨率为 TL959L64，三角截断 959 波数，水平格点数为 1920（经向）×960（纬向），约 20 km 水平分辨率，垂直 64 层，本文将其称为 MRI_20km 模式。

需要注意的是，由于模式分辨率和物理过程的参数设置需要配套协调，否则可能产生不真实的模拟结果。因此本文“高分辨率”的含义不仅是动力框架及地形分辨率的提升，还包括相应的物理参数的调整。当模式水平分辨率从 60 km 提高到 20 km 时，模式表现出中 β 的尺度无组织对流活动增多、热带气旋生成数减少等模拟偏差。研发人员对 20 km 分辨率 MRI 模式进行了一系列细微的参数调整。比如，将蒸发比例降低 10%；云方案中，将次网格内水汽方差减少 10%；减少对流层顶云水的卷出等（Mizuta et al., 2006）。MRI_120km 模式除了边界层方案、云方案稍有改进，其他模式配置与 MRI 高分辨率模式较为一致（Yukimoto et al., 2012）。模式采用历史观测海表温度和海冰驱动（Hurrell et al., 2008），积分时间为 1979~2008 年，本文分析时段为 1980~2008 年。

2.2 观测和再分析资料

本文所用逐月降水资料包括：

(1) GPCC v7 降水资料, 分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间段为 1980 年 1 月至 2008 年 12 月 (Schneider et al., 2015);

(2) GPCP v2.2 降水资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间段为 1980 年 1 月至 2008 年 12 月 (Adler et al., 2003);

(3) 中国区域格点化观测数据集 CN05.1, 分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间段为 1980 年 1 月至 2008 年 12 月 (吴佳和高学杰, 2013);

(4) TRMM 3B43 卫星降水资料, 分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 时间段为 1998 年 1 月至 2008 年 12 月 (Huffman et al., 2007)。

本文用到了如下两套再分析资料中的地表降水 P , 蒸发 E , 地表气压 P_s , 各气压层的纬向风 u 、经向风 v 、比湿 q 和垂直速度 ω , 来揭示影响华南春雨降水的环流和水汽收支过程, 时间段为 1980 年 1 月至 2008 年 12 月:

(1) 欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的 ERA-Interim 月平均资料, 分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, (简称 ERAIM, Dee et al., 2011);

(2) 日本气象厅的 JRA55 月平均资料, 分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, 简称 JRA55 (Kobayashi et al., 2015)。

此外, 本文使用美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 气候预报中心 (CPC) 提供的 Niño3.4 指数 ([http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/\[2016-06-19\]](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/[2016-06-19])) 来区分和统计 El Niño 年、La Niña 年以及正常年, 同时使用美国地质调查局提供的分辨率为 30 弧秒的地形资料 (GTOPO30)。

2.3 分析方法

本文在对比模拟与观测结果时, 首先将 MRI 模式资料插值到了观测或再分析网格上。我们比较了双线性插值、面积守恒插值、距离加权插值三种插值方法, 表明从高分辨率插值到低分辨率时使用距离加权插值方法最能保持原始资料信息, 这与 Torma et al. (2015) 在考察区域模式在欧洲地区的增值时使用的插值方法相同; 低分辨率模式资料使用双线性插值方法插值到观测或再分析网格中。

检验模式对华南春雨气候态降水的模拟性能时, 利用水汽收支方程进行了诊断。在垂直方向上积分整层的水汽方程 (Held and Soden, 2006; Seager et al., 2010) 为

$$P = -\partial_t \langle q \rangle - \langle \nabla \cdot Vq \rangle + E + \text{residual}_q, \quad (1)$$

其中, P 为降水项, E 为蒸发项, V 为风矢量, “ $\langle \rangle$ ”

为垂直方向上的整层积分 (从地表至 100 hPa), residual_q 为残差项。由于本文关注气候态降水, 可近似认为 $-\partial_t \langle q \rangle$ 项为零。基于质量守恒定律 (即连续方程 $\nabla \cdot V = 0$), 整层水汽输送的辐合辐散可以分解为垂直水汽平流项 $-\langle \omega \partial_p q \rangle$ 以及水平水汽平流项 $-\langle V_h \cdot \nabla_h q \rangle$ (Chou et al., 2009, 2013; Chou and Lan, 2012)。故方程 (1) 可写为

$$P \approx -\langle \omega \partial_p q \rangle - \langle V_h \cdot \nabla_h q \rangle + E + \text{residual}_q, \quad (2)$$

其中, ω 为垂直速度, V_h 为水平风速, ∂_p 代表垂直方向偏微分, ∇_h 为水平方向偏微分。通常认为 ω 在地表和对流层顶近似为 0, 可得 $\langle \partial_p \omega q \rangle = 0$, 结合 $\nabla \cdot V = 0$, 有 $-\langle \omega \partial_p q \rangle = -\langle q \nabla_h \cdot V_h \rangle$ 。所以垂直平流项也可看作是水汽水平辐合辐散项 (Seager et al., 2010; Lin et al., 2014; Ma and Zhou, 2015)。

为了分析 MRI 模式对 El Niño 衰减年春季华南春雨异常的模拟性能, 由方程 (2) 可知, 降水异常为

$$P' \approx -\langle \omega \partial_p q' \rangle - \langle V_h \cdot \nabla_h q' \rangle + E' + \text{residual}_q', \quad (3)$$

把物理量分解为气候态与异常项, 即

$$P = \bar{P} + P', \quad \omega = \bar{\omega} + \omega', \quad q = \bar{q} + q', \quad (4)$$

垂直平流项的变化分解为

$$-\langle \omega \partial_p q' \rangle = -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle \omega' \partial_p q' \rangle, \quad (5)$$

方程 (3) 可写为

$$P' \approx -\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \langle V_h \cdot \nabla_h q' \rangle + E' + \text{residual}_q', \quad (6)$$

其中垂直平流项的变化分为两项: 热力项 $-\langle \bar{\omega} \partial_p q' \rangle$ 与比湿 q 相关, 主要是温度变化所导致的; 动力项 $-\langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle$ 与垂直速度异常有关, 主要是大气环流变化所致; 水平平流项的变化 $-\langle V_h \cdot \nabla_h q' \rangle$ 通常较小, 无需做拆分 (Chou et al., 2009; Huang et al., 2013)。

3 结果分析

3.1 MRI 模式对华南春雨气候态的模拟

3.1.1 华南春雨气候态降水

图 1 是 3~5 月中国东南部地区气候态降水的空间分布。观测中, 北半球春季 (MAM) 降水中心位于我国东南部, 空间分布明显受地形影响, 位于南岭—武夷山脉附近, 强度可达 7 mm d^{-1} 以上。四套资料均能刻画出华南春雨气候态的空间分布, 但是存在局地差异: GPCP V2.2 降水资料受较低分

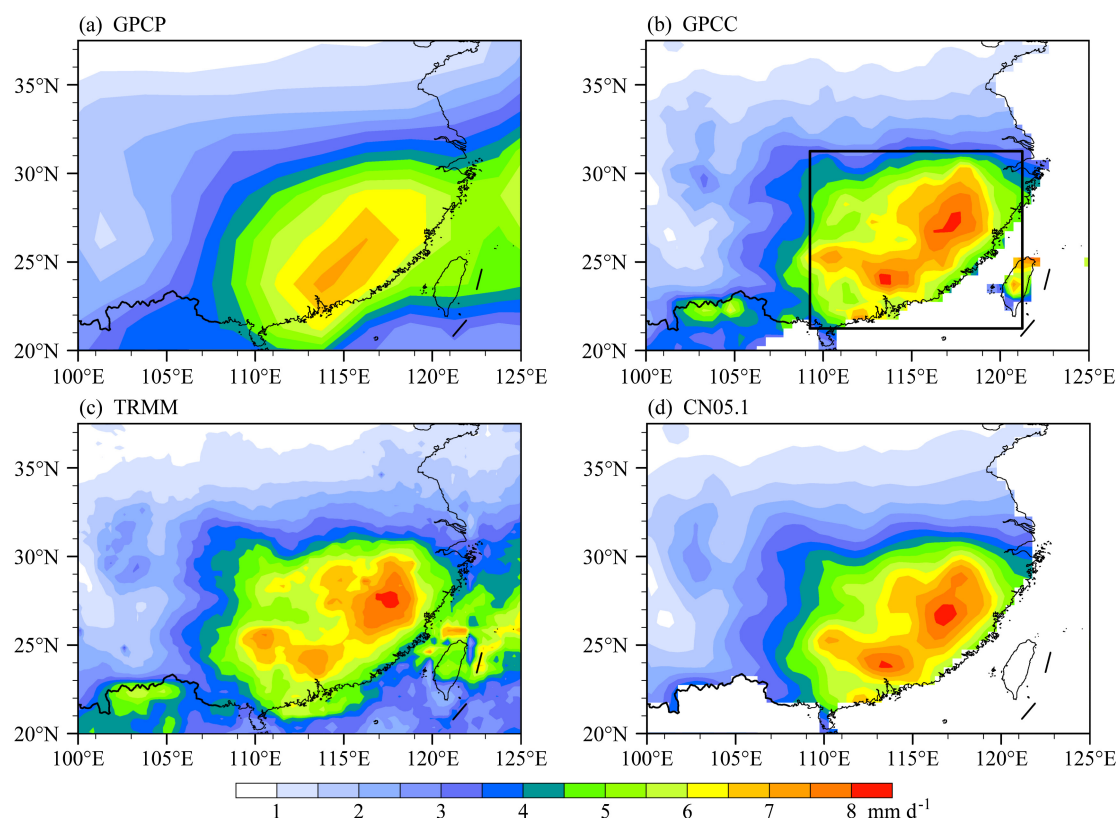


图1 观测的华南春雨气候态降水的空间分布(单位: mm d^{-1} , 时间段: 1980~2008): (a) GPCP 降水资料 (Global Precipitation Climatology Project data); (b) GPCC 降水资料 (Global Precipitation Climatology Centre data); (c) TRMM 降水资料 (TRMM 3B43 卫星降水融合资料, 时间段: 1998~2008); (d) CN05.1 降水资料 (中国区域格点化观测数据集)。图 1b 中的矩形区域代表华南春雨主降水区

Fig. 1 Observations of climatologically mean SPR (spring persistent rains) rainfall over southeastern China during 1980–2008 (units: mm d^{-1}): (a) GPCP (Global Precipitation Climatology Project data); (b) GPCC (Global Precipitation Climatology Centre data); (c) TRMM (TRMM 3B43 multi-satellite precipitation dataset, period: 1998–2008); (d) CN05.1 (a gridded observation dataset over China). The rectangular region in Fig.1b indicates the main rainfall center

分辨率的限制, 降水的空间分布被过度平滑, 因此只显示出—条“西南—东北”的主降水带 (图 1a); GPCC 和 CN05.1 降水资料均刻画出位于南岭—武夷山的两个降水中心 (图 1b, d); TRMM 资料虽然观测时间较短 (1998~2008), 但是刻画的华南春雨气候态的空间分布与 GPCC、CN05.1 相吻合 (图 1c)。为了方便说明比较, 并且考虑到观测时间序列长度, 采用 GPCC 资料作为“观测降水”。定义 ($21.25^{\circ}\text{N}\sim 31.25^{\circ}\text{N}$, $109.25^{\circ}\text{E}\sim 121.25^{\circ}\text{E}$) 为华南春雨主降水区。

图 2 是模式对华南春雨的气候态模拟和偏差。三种不同分辨率的模式都能够再现位于我国东南部沿海的华南春雨降水中心。但是, 120 km 模式模拟的华南春雨 (图 2e) 位置偏北、降水中心强度偏低; 南部沿海地区降水强度偏小、青藏高原东侧存在虚假降水中心等 (图 2f)。60 km (图 2c)、20 km

(图 2a) 模式模拟的雨带位置更接近观测, 逐步消除了 120 km 模式中高原东侧的虚假降水中心, 并且更好地刻画了华南春雨的空间分布, 与观测降水的空间相关系数由 0.79 (120 km 模式) 提升至 0.87 (60 km 模式)。当分辨率提升至 20 km 后, 模式能够刻画出位于南岭—武夷山脉的降水中心, 但是高分辨率模式中无组织的对流活动增强 (Mizuta et al., 2006), 累积的不规则小尺度降水在一定程度上影响了对华南春雨气候态降水空间分布的模拟, 空间相关系数略降至 0.83。然而, MRI 模式中模拟的华南春雨主降水区的西边界 (降水强度 5 mm d^{-1}) 大致位于 105°E 附近, 相比于观测明显偏西, 并且高分辨率模式对该模拟偏差并无明显改进, 这可能是由于模式本身的物理过程不够准确导致的。此外, 60 km、20 km 模式模拟的降水强度均强于观测 (图 2b, d)。

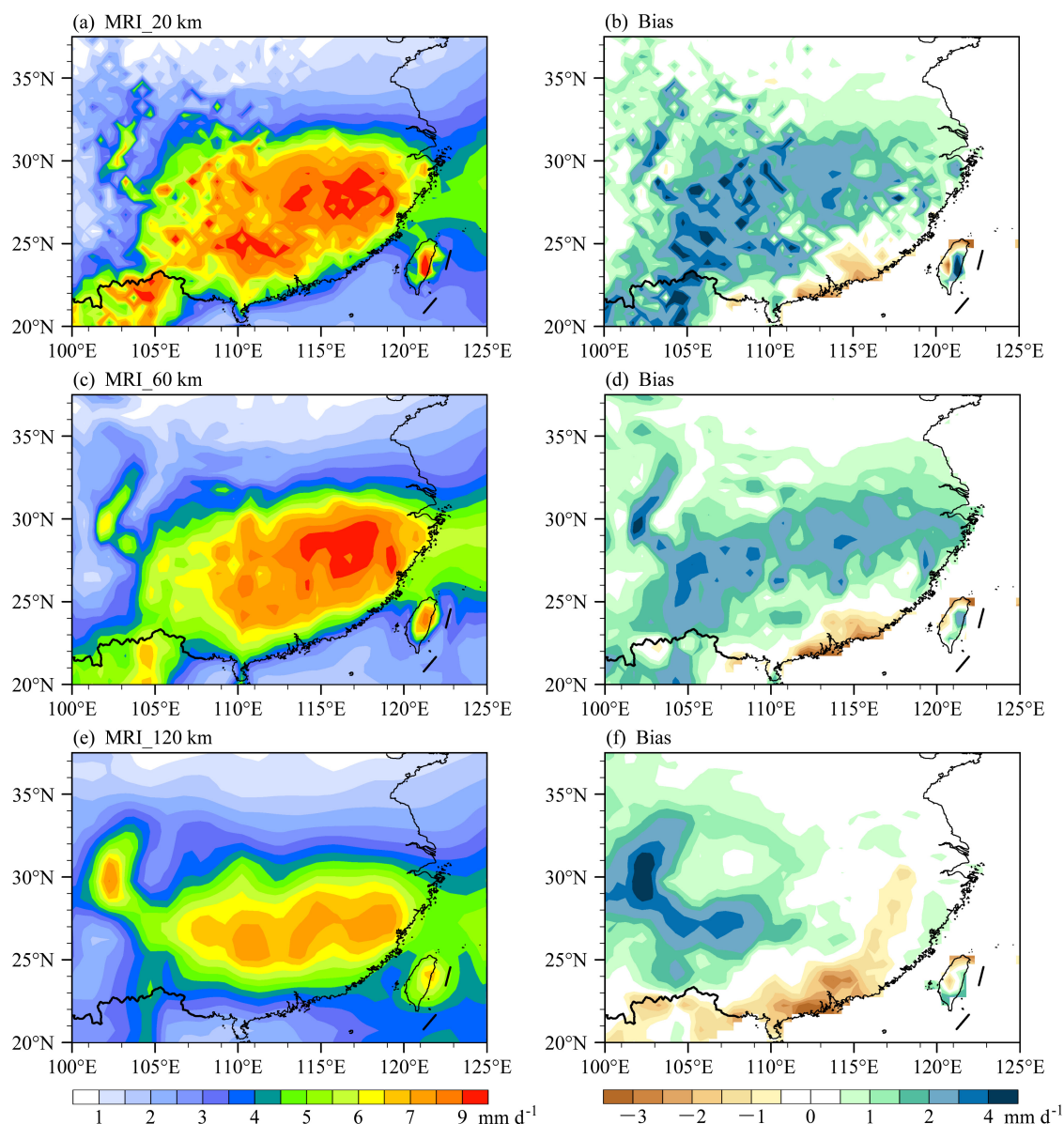


图2 模式模拟的华南春雨气候降水量与模式偏差(单位: mm d^{-1})的空间分布: (a) MRI_20km 模式结果; (b) MRI_20km 模式偏差; (c) MRI_60km 模式结果; (d) MRI_60km 模式偏差; (e) MRI_120km 模式结果; (f) MRI_120km 模式偏差

Fig. 2 MRI simulations of climatological spring precipitation over southeastern China during 1980–2008 and the differences between MRI simulations and GPCC (units: mm d^{-1}): (a) MRI_20km simulation; (b) MRI_20km simulation bias; (c) MRI_60km simulation; (d) MRI_60km simulation bias; (e) MRI_120km simulation; (f) MRI_120km simulation bias

3.1.2 高分辨率模式对华南春雨空间分布模拟性能改善的原因

图3是华南地区的地形分布,可以看出随着分辨率的提升,模式中采用的地形更加精细、真实。华南地区地形十分复杂,山地、丘陵、平原错综分布。资料分析和敏感性试验表明,南岭和武夷山海拔虽然不足1000 m,但是地形对风场的影响可以至300 hPa,由于地形的阻挡冷暖空气被

迫抬升,不仅增强了锋生作用形成降水,而且通过阻挡强大的西南气流使得雨带位置相对偏南(万日金和吴国雄, 2008; Wan et al., 2009)。所以,华南春雨的强度和空间分布对地形十分敏感。分辨率越高,局地地形起伏刻画越真实(图3e),因此20 km模式、60 km模式能够更准确地模拟出南岭—武夷山脉地形强迫抬升冷暖空气,进而加强锋生、增强降水这一过程,从而改善了120 km模

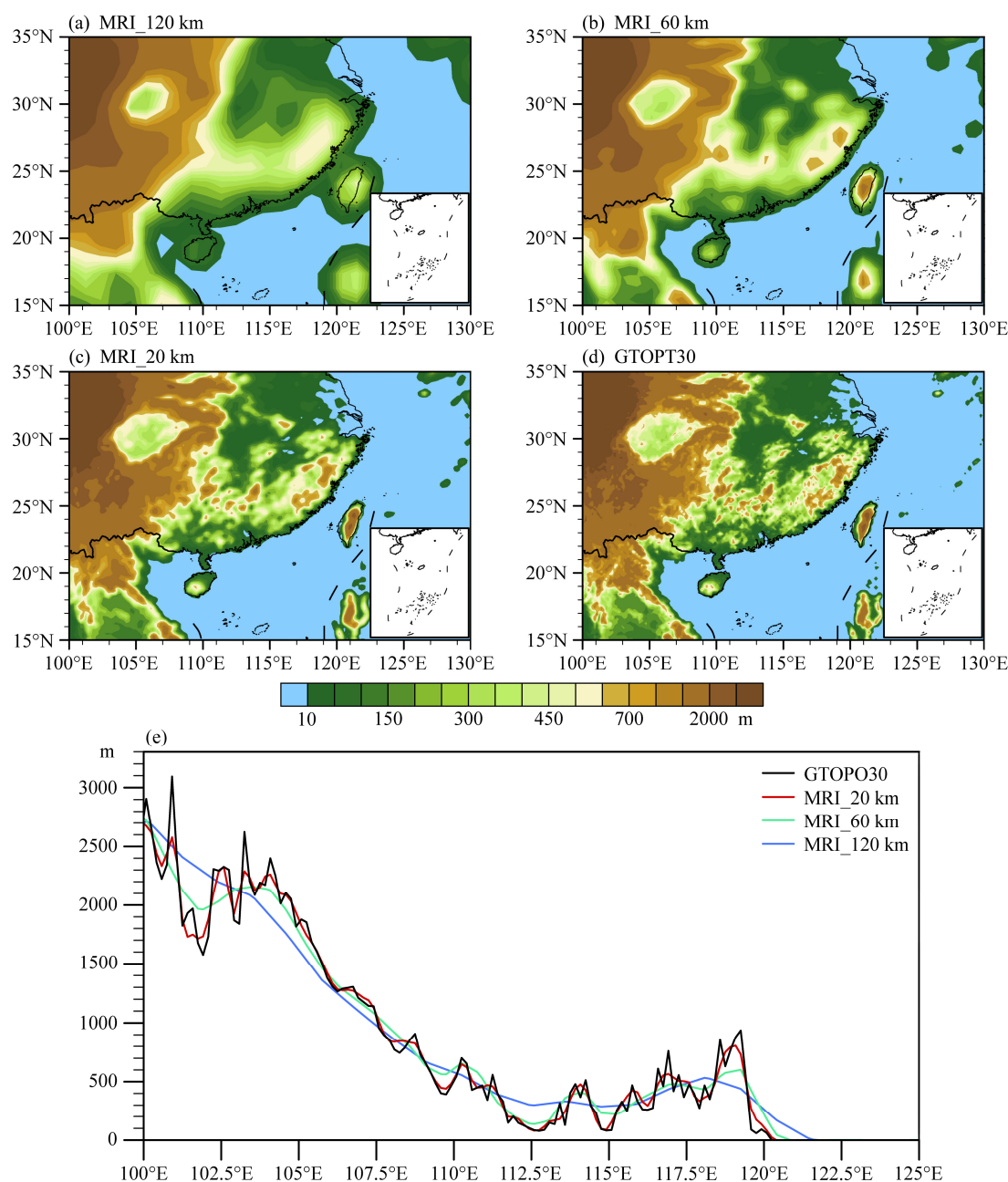


图3 华南地区地形分布(单位: m): (a) MRI_120km 模式地形资料; (b) MRI_60km 模式地形资料; (c) MRI_20km 模式地形资料; (d) 30 弧秒地形资料(GTOPT30); (e) 模式和观测沿 26.75°N 地形剖面对比(单位: m)

Fig. 3 Topography (units: m) of southeastern China used in the (a) MRI_120km, (b) MRI_60km, (c) MRI_20km simulations, and (d) derived from Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPT30). (e) Zonal cross section of topography (units: m) along 26.75°N

式雨带位置偏北的模拟偏差,同时模拟的降水空间分布也更加真实。

图4是再分析资料中的春季气候态的水汽输送及辐合辐散。ERAIM(图4a)与JRA55(图4b)的结果大致相同,两套资料集合平均的结果如图4c所示。可以看出影响我国华南地区降水的水汽输送带主要有两支:位于青藏高原南侧的强大西风与西

北太平洋上空的西南风水汽输送。两者交汇并继续向前推进,为华南春雨的形成提供了充足的水汽。这一结果和前人基于NCEP/NCAR资料的分析一致(张洁等,2009)。整层水汽输送的辐合中心与南岭—武夷山脉的走势较为吻合,不难看出南岭—武夷山脉有利于整层水汽辐合,从而产生降水。

图5是春季整层的水汽输送和辐合辐散的模拟

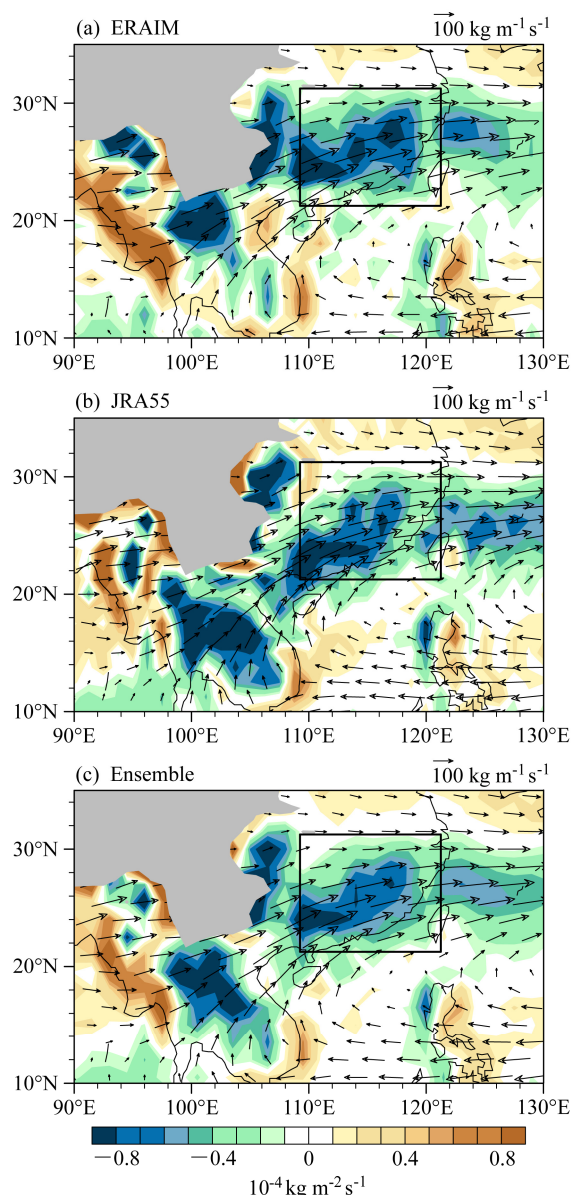


图4 华南春雨期再分析资料中的整层积分水汽输送通量(矢量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 及其辐合辐散(阴影, 单位: $10^{-4} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$): (a) 欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA-Interim再分析资料(ERA-Interim); (b) 日本气象厅的JRA55再分析资料(JRA55); (c) 两套再分析资料的集合平均结果(Ensemble)。矩形区域为华南春雨主降水区, 将地形高度大于1200 m的区域设为缺省值

Fig. 4 The vertically integrated climatologically mean spring water vapor transport fluxes (vector, units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) and their divergence (shaded, units: $10^{-4} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) from reanalysis datasets: (a) European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) interim reanalysis (ERA-Interim); (b) Japanese 55-year Reanalysis Projects (JRA55); (c) mean of two reanalysis datasets (Ensemble). The rectangular region indicates the main rainfall center, the masked areas show the topography higher than 1200 m

结果及相应的模式偏差。120 km 模式模拟的西南风水汽输送偏弱, 且在华南春雨主降水区的整层水汽的辐合程度也弱于观测。60 km、20 km 模式模拟的水汽输送更接近观测, 但是模拟的水汽辐合程度偏强。可以发现, 整层水汽辐合的空间分布并不与降水的空间分布完全重合, 原因可能是模式对降水的模拟不仅与大尺度环流相联系的水汽输送有关, 还受到局地的地形强迫以及物理参数化过程等影响(冯蕾和周天军, 2015)。

3.1.3 华南春雨降水量模拟偏差原因

为了进一步考察模式偏差的来源, 利用公式(2)对华南春雨陆地降水的水汽收支各项进行分析。ERA-Interim 与 JRA55 二者计算得到的结果基本一致(图略), 所以只给出观测降水和两套再分析资料的平均结果(图6)。对华南春雨降水起最主要贡献的是垂直水汽平流项以及蒸发项, 其中蒸发项(图6c)的空间分布较为均匀, 垂直水汽平流项的区域差异性较大, 并且其空间分布与再分析资料中降水的空间分布近乎一致, 在整个华南春雨主降水区(区域A)对降水为正贡献。水汽水平平流项在区域A呈现出较弱的负值(图6e), 但相对而言对华南春雨的贡献很小, 且与残差项部分抵消(图6f)。MRI 模式模拟的水汽收支各项贡献的空间分布与再分析资料的特征相似(图略)。下面定量分析模式偏差。

图7为区域A中水汽收支各项贡献的区域平均。从再分析资料的水汽收支各项贡献(图7a)可看出, 对华南春雨降水起主要贡献的是垂直水汽平流项和蒸发项, 水平水汽平流项和残差项都较小。MRI 模式能够再现水汽收支各项的相对贡献, 但是在量值上有区别(图7b)。其中, 120 km 模式低估了垂直水汽平流项; 60 km、20 km 模式同时高估了垂直水汽平流项及水平水汽平流项, 导致模式模拟的降水偏多; MRI 模式均在不同程度上高估了蒸发项(图7c)。注意, 120 km 模式模拟的降水强度最接近观测, 并非它对降水的模拟性能优于更高分辨率的模式, 而是由于120 km 模式在低估垂直水汽平流项的同时, 又高估了水平水汽平流项, 两项偏差存在相互抵消的现象(图7c)。

3.2 MRI 模式对华南春雨年际变率的模拟

3.2.1 观测和模式中的华南春雨降水的年际变率

图8为华南春雨年际变率标准差的空间分布。观测中(图8a), 年际变率的空间分布与华南春雨

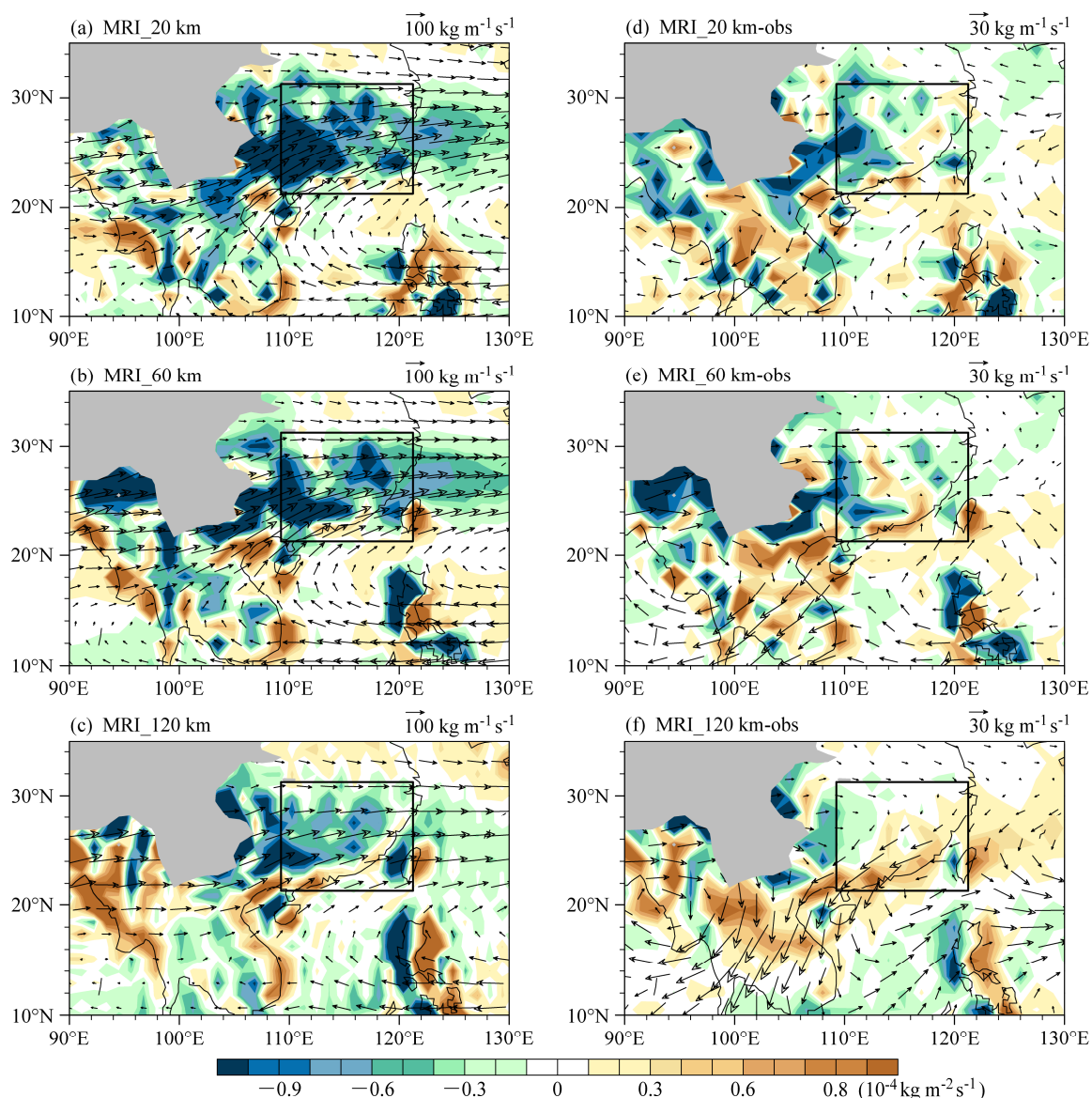


图5 同图4, 但为华南春雨期 MRI 模式结果和对应的模式偏差: (a) MRI_20km 模式结果; (b) MRI_60km 模式结果; (c) MRI_120km 模式结果; (d) MRI_20km 模式偏差; (e) MRI_60km 模式偏差; (f) MRI_120km 模式偏差。将地形高度大于 1200 m 的区域设为缺省值

Fig. 5 Same as Fig.4, but for MRI simulations and model biases: (a) MRI_20km simulation; (b) MRI_60km simulation; (c) MRI_120km simulation; (d) MRI_20km bias; (e) MRI_60km bias; (f) MRI_120km bias. The masked areas mean that topography is higher than 1200 m

气候态的空间分布较为相似, 但大值中心更靠近南部沿海, 位于珠江入海口附近, 这一支可能来自于对热带海洋信号的响应 (万日金等, 2008a); 在武夷山区的北部存在次大值中心, 可能是受北方冷空气活动的影响 (苗春生等, 2006)。120 km 模式受较低分辨率的限制, 模拟的年际变率只呈现出“西南—东北”的带状分布, 并且整体位置偏北。60 km 模式中能够大致模拟出观测中的两个年际变率大值中心, 但是模拟的南部沿海大值中心偏弱而北部

的次大值中心偏强。20 km 模式模拟的南部沿海大值中心强度最接近观测, 但是位置偏西, 与 60 km 模式结果类似, 也高估了北部的次大值中心。这可能是因为 60 km 和 20 km 模式模拟的华南春雨受北方冷空气活动的影响更强。在随着分辨率的提升, 模式中的标准差空间分布与观测的空间相关系数由 120 km 模式的 0.67 提升至 20 km 模式的 0.72。

ENSO 是华南春雨年际变率的重要驱动因子 (万日金等, 2008a; Feng and Li, 2011; 李宏毅等,

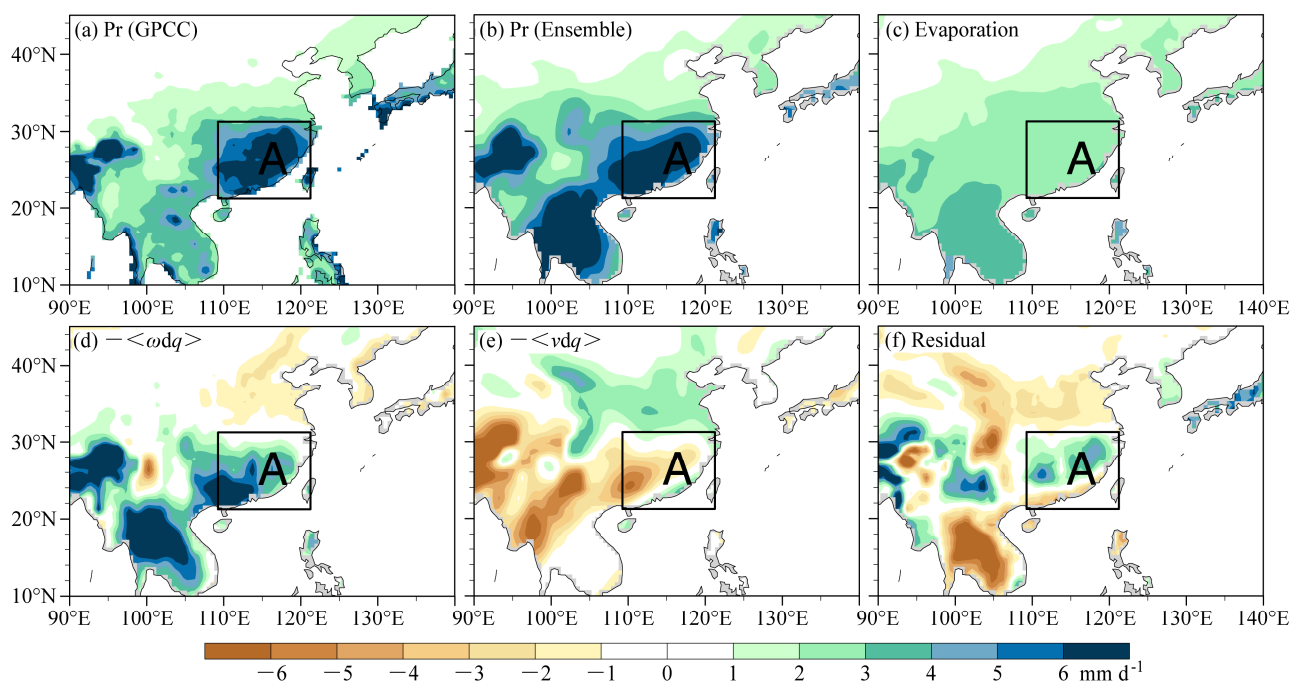


图6 观测和再分析资料中华南春雨气候态(1980~2008年)的水汽收支各项的空间分布(单位: mm d^{-1})。 (a) GPCC 观测的降水; (b-f) JRA55 与 ERAIM 集合平均的 (b) 降水项、(c) 蒸发项、(d) 垂直水汽平流项、(e) 水平水汽平流项、(f) 残余项。方框代表华南春雨主降水区(区域 A)

Fig. 6 Spatial patterns of climatological spring moisture budget (units: mm d^{-1}) components over southeastern China during 1980–2008 from observations and reanalysis datasets. (a) precipitation derived from GPCC; (b–f) are the ensemble mean of ERAIM and JRA55: (b) Precipitation, (c) evaporation, (d) vertical moisture advection, (e) horizontal moisture advection, (f) residuals. The rectangular region indicates the main rainfall center (region A)

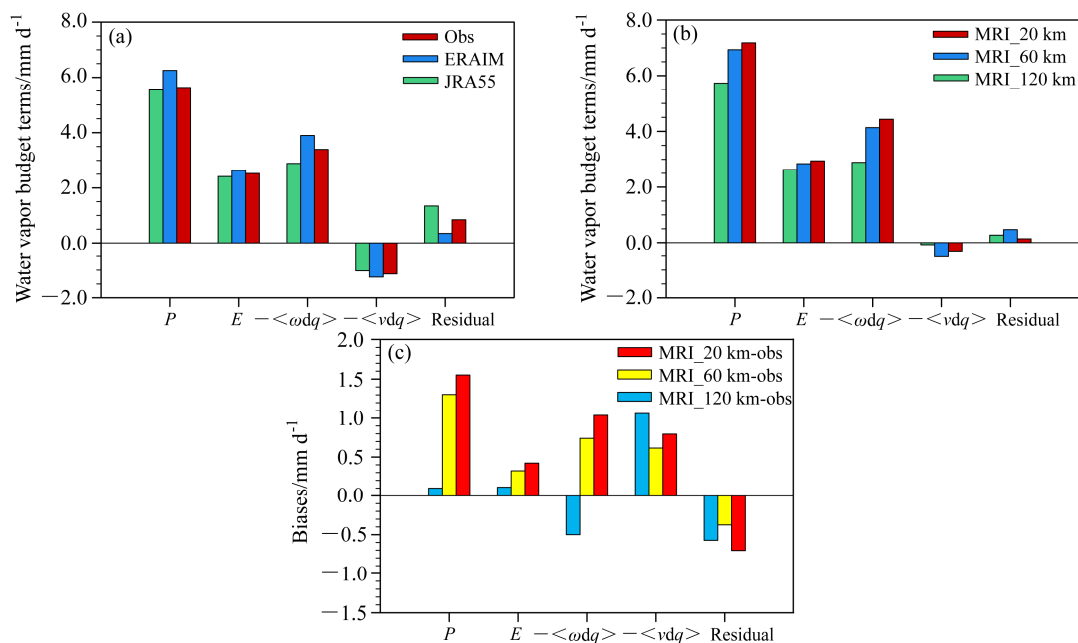


图7 华南春雨主降水区水汽收支各项贡献的陆地区域平均(单位: mm d^{-1}): (a) 再分析资料中水汽收支各项贡献(将 GPCC 降水以及两套再分析资料的集合平均作为“最佳观测”, 横坐标的物理量分别为降水 P , 蒸发 E , 垂直水汽平流项 $-\langle \omega dq \rangle$ 、水平水汽平流项 $-\langle vdq \rangle$ 和残余项 residual); (b) 同图(a), 但为 MRI 模式水汽收支各项贡献; (c) 同图(a), 但为 MRI 模式水汽收支各项贡献偏差

Fig. 7 Climatological water vapor budget components averaged over the main rainfall center (land only) (units: mm d^{-1}): (a) Observations and reanalysis results (consider GPCC precipitation and the ensemble mean of ERAIM and JRA55 as the optimal observation, here P stands for precipitation, E stands for evaporation, $-\langle \omega dq \rangle$ stands for vertical moisture advection, $-\langle vdq \rangle$ stands for horizontal moisture advection, and residual stands for residual term); (b) the same as (a), but for MRI simulation results; (c) the same as (a), but for MRI simulation biases

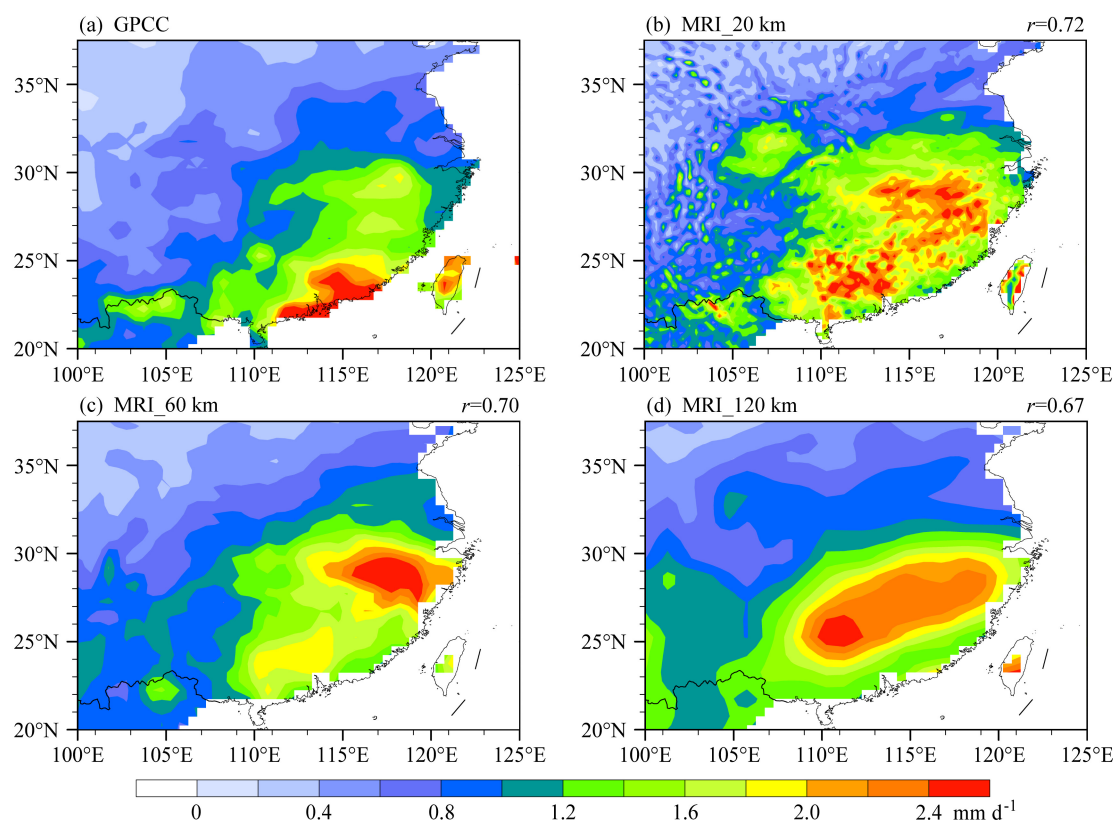


图8 华南春雨年际变率的标准差空间分布(单位: mm d^{-1}): (a)GPCC 观测资料; (b)MRI_20km 模式结果; (c)MRI_60km 模式结果; (d)MRI_120km 模式结果。r 表示模式结果与观测的空间相关系数

Fig.8 Standard deviations of the interannual variability of spring persistent rainfalls over southeastern China (units: mm d^{-1}): (a) GPCC observations; (b) MRI_20km simulation; (c) MRI_60km simulation; (d) MRI_120km simulation. “r” shows the pattern correlation coefficient between the observation and the simulation

2013)。为揭示华南春雨与 ENSO 的联系,以 Niño3.4 指数挑选 ENSO 正负位相年份对 GPCC 和 GPCP 的降水进行合成分析(图 9)。结果表明,在 ENSO 正位相(El Niño)次年的华南春雨会出现显著正异常(图 9a, c);而 ENSO 负位相(La Niña 年)的影响并不显著(图 9b, d)。El Niño 衰减年华南春雨降水异常的空间分布与年际变率标准差的空间分布较为一致。在 1980~2008 年间,GPCC 降水年序列与 Niño3.4 指数的相关达到了 0.40,通过了 95% 的显著性检验(图 9e),这些都表明 ENSO 是影响华南春雨年际变率的重要因子。MRI 模式能否再现观测中“El Niño 衰减年春季华南地区降水增多”这一现象?水平分辨率的提升对年际变率的模拟性能有无改进?下文对此展开分析。

图 10 是 El Niño 衰减年华南春雨降水及大范围环流异常。观测中(图 10a),冬季建立并加强的西北太平洋反气旋(Wang et al., 2000; Wang and Zhang,

2002; Wu and Zhou, 2016),到 El Niño 衰减年春季依旧强盛,反气旋西侧的异常西南风将暖池和南海上空丰沛的暖湿水汽带至华南地区,造成华南春季降水增多。MRI 模式(图 10b, d)可以再现 El Niño 衰减年春季西北太平洋低层的异常反气旋,进而模拟出我国华南地区降水增多。60 km 和 20 km 模式模拟的华南春雨降水异常的空间分布更加接近观测,空间相关系数由 120 km 模式的 0.61 提升至 0.77 (60 km)和 0.75 (20 km)。

3.2.2 高分辨率模式对华南春雨年际变率模拟性能改善的原因

图 11 为 MRI 模式对 El Niño 衰减年春季降水及环流异常的模拟偏差。120 km 模式中低层风场的西风异常偏强,模拟的华南春雨主降水区北部降水偏多、南部降水偏少,并且模拟的降水异常位置偏北(图 11c)。60 km、20 km 模式中改善了低分辨率模式中的西风偏差,但北风偏差增大。就降水而

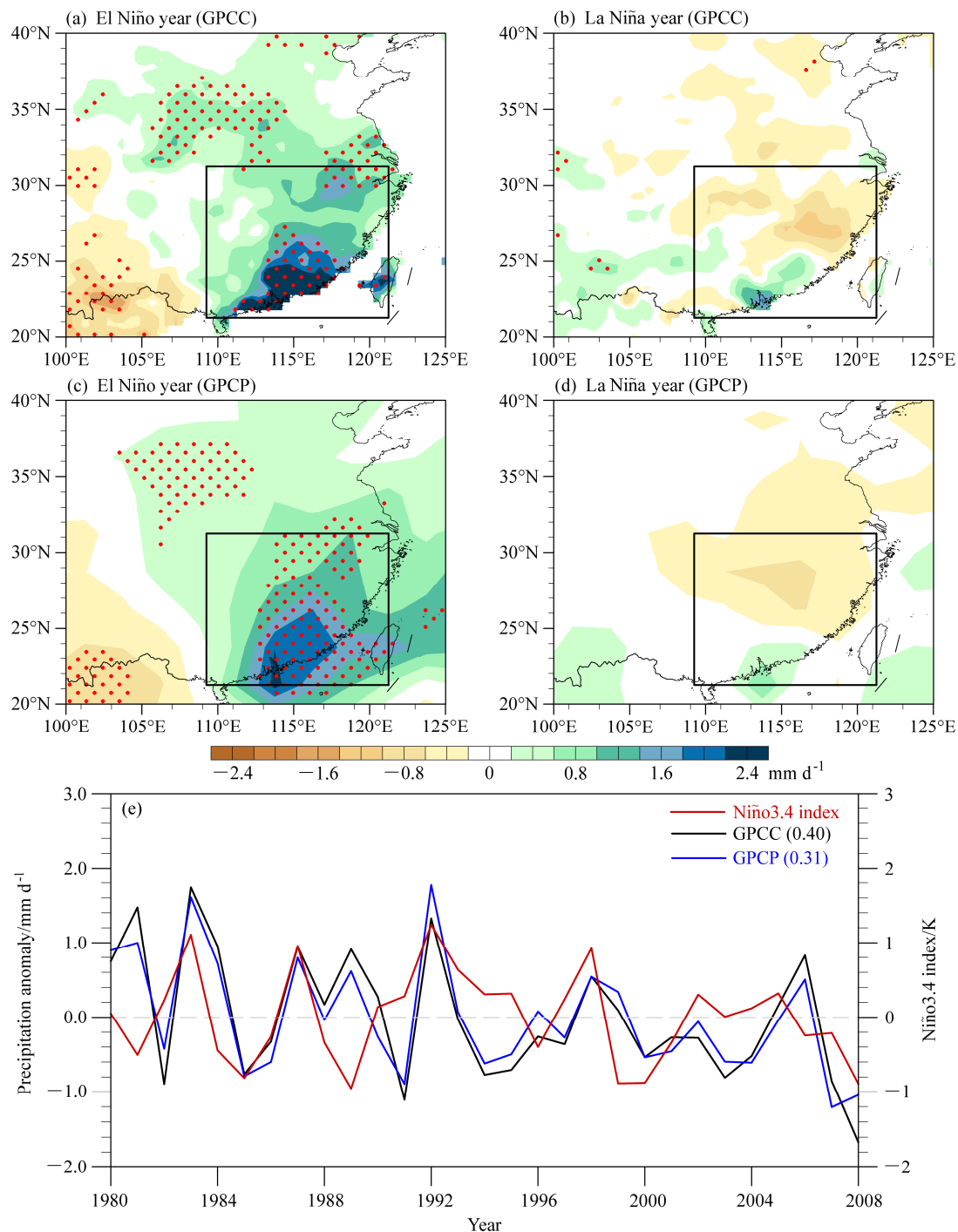


图9 (a–d) 华南地区 ENSO 衰减年春季降水异常合成分析 (单位: mm d^{-1}) 以及 (e) Niño3.4 指数与华南春雨主降水区陆地年平均降水异常的时间序列: (a) GPCC 资料合成的 El Niño 年 (1983、1987、1992、1998 年) 华南春季降水异常; (b) GPCC 资料合成的 La Niña 年 (1985、1989、1996、2000 年) 华南春季降水异常; (c) 同图 (a), 但使用 GPCP 资料; (d) 同图 (b), 但使用 GPCP 资料。图中打点区域表示通过了 90% 的显著性检验

Fig. 9 (a–d) Composites of precipitation anomalies in ENSO decaying spring over southeastern China (units: mm d^{-1}) and (e) the time series of Niño3.4 index and the spring precipitation anomalies averaged over the main rainfall center: (a) GPCC composite precipitation anomalies in El Niño decaying spring (years: 1983, 1987, 1992, 1998); (b) GPCC composite precipitation anomalies in La Niña decaying spring (years: 1985, 1989, 1996, 2000); (c) the same as (a) but for GPCP; (d) the same as (b) but for GPCP. Areas with a confidence level of $>90\%$ are denoted by dots

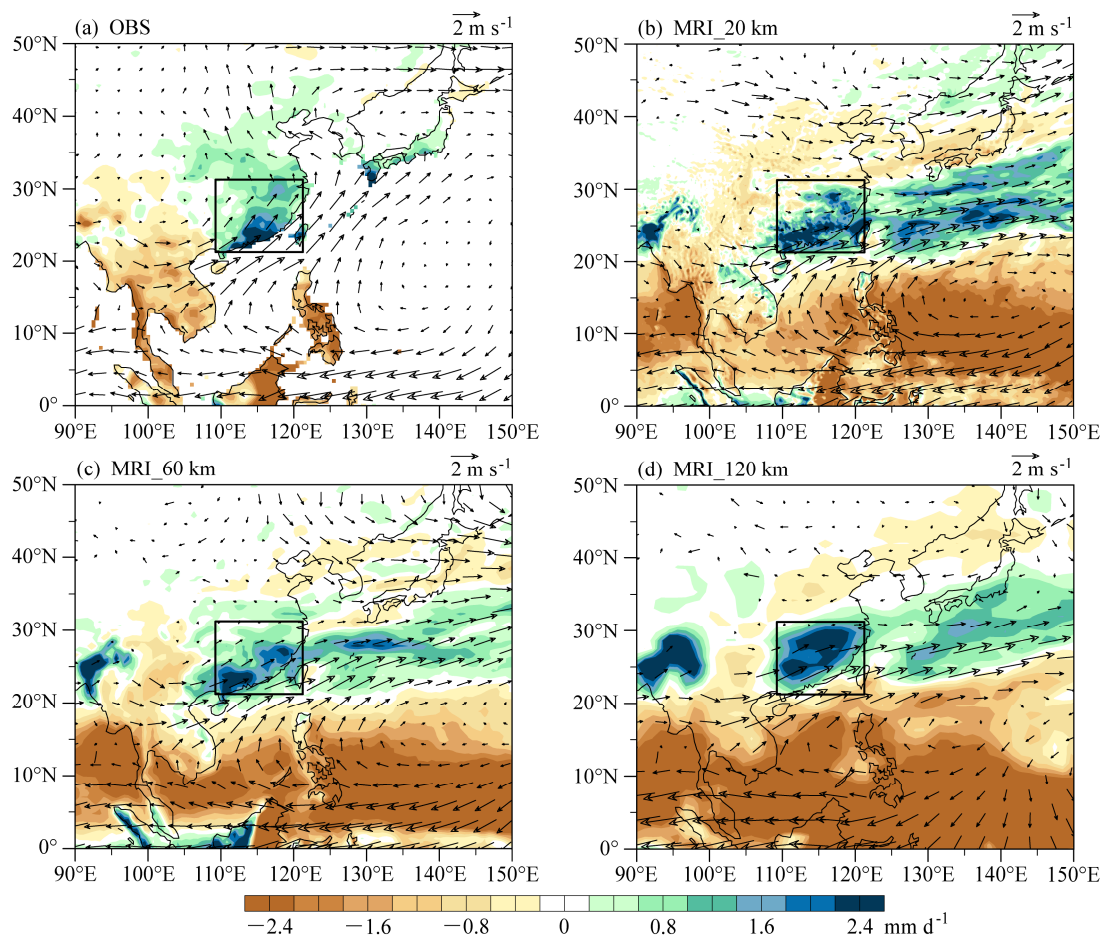


图 10 El Niño 衰减年 (1983, 1987, 1992, 1998) 春季华南降水异常 (单位: mm d^{-1}) 及 850 hPa 风场异常 (单位: m s^{-1}): (a) 观测; (b) MRI_20km; (c) MRI_60km; (d) MRI_120km. 其中阴影为降水异常, 矢量为 850 hPa 风场异常

Fig.10 Composite anomalies of (El Niño decaying years minus climatological state) rainfall (units: mm d^{-1}) and 850 hPa wind vector field (units: m s^{-1}) in spring (El Niño decaying years: 1983, 1987, 1992, 1998): (a) Observations; (b) MRI_20km simulations; (c) MRI_60 km simulations; (d) MRI_120 km simulations. The shading area indicates precipitation anomalies; the vector denotes 850-hPa wind vector anomalies

言, 60 km 和 20 km 模式模拟的 El Niño 衰减年华南春雨降水异常更接近观测, 改善了低分辨率模式中主降水区北部的降水偏差。那么, 高分辨率模式通过哪些过程改善了该区域降水异常的偏差呢?

本文用水汽收支方程定量分析 El Niño 衰减年华南春季降水异常。图 12 为 El Niño 衰减年水汽收支各项变化空间分布以及华南春雨主降水区水汽收支各项贡献的区域平均。观测中, El Niño 衰减年华南春雨的降水增多是由于垂直水汽平流项 ($-\langle \omega \partial_p q \rangle$) 增强所致 (图 12b1), 并且主要是由于异常环流影响 (动力项) 导致的, 水汽异常变化 (热力项) 对降水的贡献较小 (图 12d)。MRI 三种分辨率的模式都能够合理地模拟出 El Niño 衰减年

春季垂直水汽平流项的增强 (图 12b2-b4)。水平水汽平流项 ($-\langle V_h \cdot \nabla_h q \rangle$) 在 El Niño 衰减年春季是减少的, 对降水的贡献为负, 即抑制降水的产生 (图 12c1-c4)。不同分辨率的模式版本对水平水汽平流异常项的模拟存在一定差异。120 km 模式模拟的水平水汽平流异常项偏弱 (图 12d), 从而导致模式模拟的 El Niño 衰减年华南春雨的正降水异常强于观测。60 km、20 km 模式中模拟的西风异常更接近观测, 同时模拟的北风异常偏强 (图 11a, b), 异常的干平流使得模拟的水平水汽平流项在空间分布和强度上都更接近观测 (图 12d), 有效抑制了华南春雨主降水区北部的降水, 从而提升了 60 km、20 km 模式对 El Niño 衰减年的华南春雨异常的模拟性能。

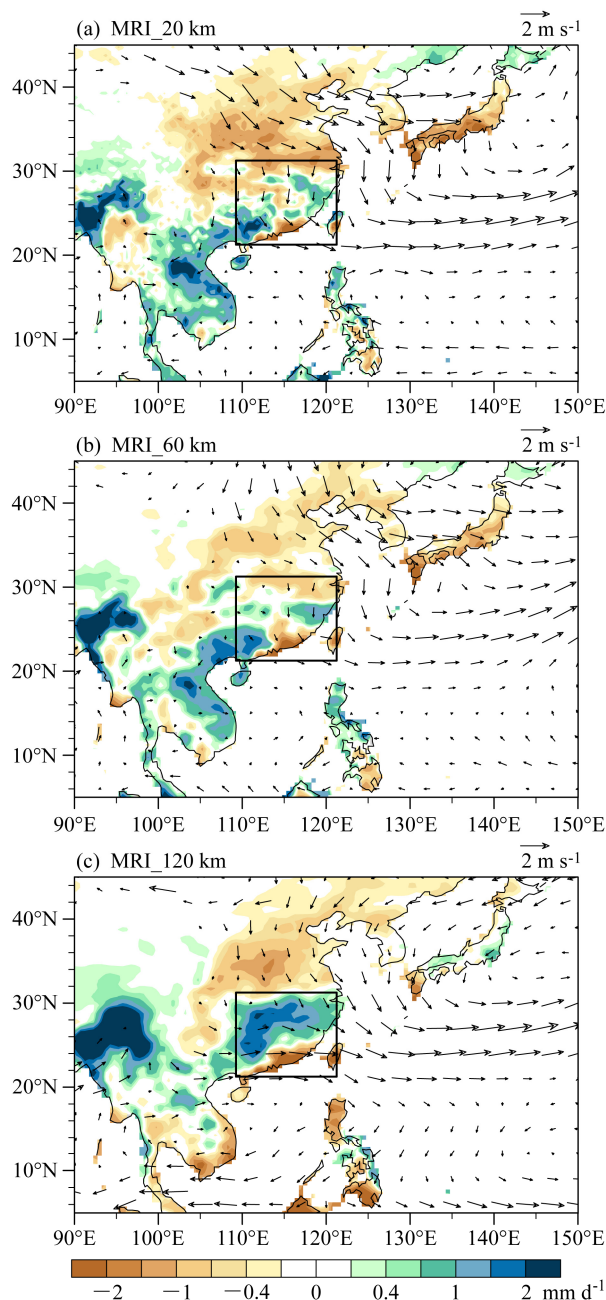


图 11 El Niño 衰减年 (1983, 1987, 1992, 1998) 春季华南降水异常 (单位: mm d^{-1}) 及 850 hPa 风场异常的模式偏差 (单位: m s^{-1}): (a) MRI_20 km 模式偏差; (b) MRI_60 km 模式偏差; (c) MRI_120 km 模式偏差。阴影表示降水偏差, 矢量表示 850 hPa 风场偏差

Fig.11 The same as Fig.10 but for model bias: (a) MRI_20km simulation bias; (b) MRI_60 km simulation bias; (c) MRI_120 km simulation bias. The shading area indicates model simulation precipitation bias (units: mm d^{-1}), the vector denotes model simulation 850-hPa wind vector bias (units: m s^{-1})

4 结论和讨论

本文利用日本气象研究所 (MRI) 参加第五次

国际耦合模式比较计划 (CMIP5) 的大气环流模式在三种分辨率下的 AMIP 试验结果, 评估了模式对华南春雨气候态和年际变率的模拟能力, 比较了不同分辨率的模拟结果。主要结论如下:

(1) MRI 三种不同分辨率的模式均能再现北半球春季位于我国东南地区降水中心。相较于 120 km 模式, 由于 60 km 模式和 20 km 模式中采用更加真实的地形, 所以更好地刻画了降水的空间分布, 并且改善了 120 km 模式雨带位置偏北的模拟偏差。其中 20 km 模式能够刻画出华南春雨位于南岭—武夷山脉主轴的降水中心。

(2) 从水汽输送上来看, 120 km 模式模拟的整层水汽输送偏低, 并且在华南春雨主降水区的整层水汽辐合也偏低; 60 km、20 km 模式模拟的整层水汽输送与观测较为接近, 但模拟的整层水汽辐合偏强。

(3) 水汽收支分析表明, 观测中垂直水汽平流项和蒸发项对华南春雨气候态降水起主要贡献, 水平水汽平流项对降水的贡献相对较小且与残差项部分抵消; 60 km、20 km 模式同时高估了垂直水汽平流项和水平水汽平流项, 从而导致模拟的降水偏多。120 km 模式在低估垂直水汽平流项的同时又高估了水汽水平平流项, 两项偏差相互抵消使模拟的降水最接近观测。

(4) MRI 不同水平分辨率模式都能够模拟出 El Niño 衰减年春季西北太平洋低层的反气旋, 进而再现华南春雨降水的正异常。120 km 模式模拟的西风偏强, 华南春雨主降水区的北部降水偏多、南部降水偏少; 60 km、20 km 模式中西风更接近观测, 但是北风偏差增大, 模拟的华南春雨降水正异常的空间分布和强度更接近观测。

(5) 水汽收支分析表明, MRI 三种不同分辨率的模式都能合理地模拟出 El Niño 衰减年春季垂直水汽平流项对降水的正贡献。但是在 120 km 模式中模拟的西风偏强, 并且低估了水平水汽平流项对降水的抑制作用, 导致模拟的 El Niño 衰减年华南春雨降水增多强于观测。60 km、20 km 模式的西风更接近观测, 并且较强的北风异常产生的干平流这二者共同使得模拟的水平水汽平流项在空间分布和强度上都更接近观测, 抑制了华南春雨主降水区北部的降水, 进而提升了高分辨率模式对 El Niño 衰减年的华南春雨的模拟性能。

最后需要指出, 本文所使用的 MRI 大气环流模

式均是选自参加 CMIP5 的 AMIP 试验的模式成员, 三种不同分辨率的模式版本在物理参数化虽然没有显著差别, 但还是略有不同。如何有效区分模式水平分辨率和参数化调整的影响, 未来有待通过专

门的数值实验来进一步讨论。此外, 在分析模式对华南春雨年际变率的模拟性能时, 限于 AMIP 试验的海温驱动特点, 主要侧重于华南春雨对热带海温信号(即 El Niño)的响应。实际的华南春雨年际变

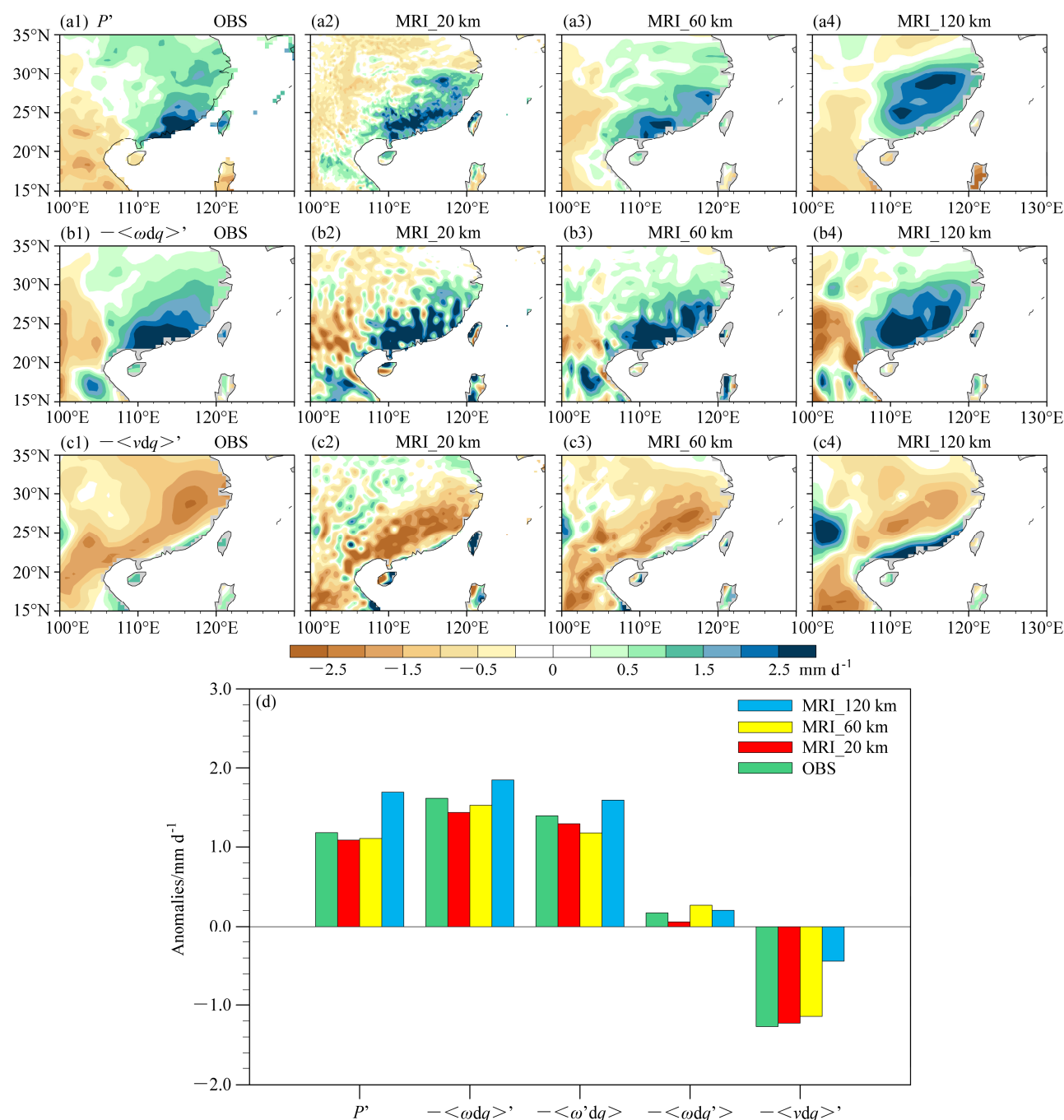


图 12 El Niño 衰减年春季水汽收支各项异常的空间分布以及华南春雨主降水区水汽收支各项异常的区域平均(单位: mm d^{-1}): (a1-a4) 降水异常的空间分布; (b1-b4) 垂直水汽平流项异常的空间分布; (c1-c4) 水平水汽平流项异常的空间分布; (d) 水汽收支各项异常在华南春雨主降水区的陆地区域平均

Fig. 12 Moisture budget components anomalies in the El Niño decaying spring (units: mm d^{-1}): (a1-a4) Precipitation anomalies pattern; (b1-b4) vertical moisture advection anomalies pattern; (c1-c4) horizontal moisture advection anomalies pattern; (d1-d4) moisture budget components anomalies averaged over the main rainfall center (land only) in the El Niño decaying springs

率还受到高原积雪、下垫面变化等强迫因子的影响, AMIP 试验的模拟结果和观测的差异, 应不完全是模式性能作用的结果。

致谢 该研究由国家自然科学基金项目 41420104006、41330423, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201506012, “气候变化”江苏高校协同创新中心共同资助

参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4 (6): 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- Bengtsson L, Hodges K I, Esch M, et al. 2007. How may tropical cyclones change in a warmer climate? [J]. *Tellus A*, 59 (4): 539–561, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x.
- Chen J P, Wen Z P, Wu R G, et al. 2014. Interdecadal changes in the relationship between southern China winter–spring precipitation and ENSO [J]. *Climate Dyn.*, 43 (5–6): 1327–1338, doi:10.1007/s00382-013-1947-x.
- Chou C, Lan C W. 2012. Changes in the annual range of precipitation under global warming [J]. *J. Climate*, 25 (1): 222–235, doi:10.1175/JCLI-D-11-00097.1.
- Chou C, Neelin J D, Chen C A, et al. 2009. Evaluating the “rich-get-richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming [J]. *J. Climate*, 22 (8): 1982–2005, doi:10.1175/2008JCLI2471.1.
- Chou C, Chiang J C H, Lan C W, et al. 2013. Increase in the range between wet and dry season precipitation [J]. *Nat. Geosci.*, 6 (4): 263–267, doi:10.1038/ngeo1744.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137 (656): 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Feng J, Li J P. 2011. Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over South China [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D13), doi:10.1029/2010JD015160.
- 冯蕾, 周天军. 2015. 高分辨率 MRI 模式对青藏高原夏季降水及水汽输送通量的模拟 [J]. *大气科学*, 39 (2): 386–398. Feng Lei, Zhou Tianjun. 2015. Simulation of summer precipitation and associated water vapor transport over the Tibetan Plateau by meteorological research institute model [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 39 (2): 385–396, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1406.14125.
- Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 86 (1–4): 173–185, doi:10.1007/s00704-005-0214-4.
- Guo D L, Wang H J. 2016. Comparison of a very-fine-resolution GCM with RCM dynamical downscaling in simulating climate in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33 (5): 559–570, doi:10.1007/s00376-015-5147-y.
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *J. Climate*, 19 (21): 5686–5699, doi:10.1175/JCLI3990.1.
- Huang D Q, Zhu J, Zhang Y C, et al. 2015. The impact of the East Asian subtropical jet and polar front jet on the frequency of spring persistent rainfall over southern China in 1997–2011 [J]. *J. Climate*, 28 (15): 6054–6066, doi:10.1175/JCLI-D-14-00641.1.
- Huang P, Xie S P, Hu K M, et al. 2013. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming [J]. *Nat. Geosci.*, 6 (5): 357–361, doi:10.1038/ngeo1792.
- 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): 38–55, doi:10.1175/JHM560.1.
- Hurrell J W, Hack J J, Shea D, et al. 2008. A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model [J]. *J. Climate*, 21 (19): 5145–5153, doi:10.1175/2008JCLI2292.1.
- Kanamitsu M, Tada K, Kudo T, et al. 1983. Description of the JMA operational spectral model [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61(6): 812–828.
- Kitoh A, Kusunoki S. 2008. East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM [J]. *Climate Dyn.*, 31 (4): 389–401, doi:10.1007/s00382-007-0285-2.
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93 (1): 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Kusunoki S, Mizuta R, Matsueda M. 2011. Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size [J]. *Climate Dyn.*, 37 (11–12): 2481–2493, doi:10.1007/s00382-011-1000-x.
- 李宏毅, 林朝晖, 宋燕, 等. 2013. 我国华南 3 月份降水异常的可能影响因素分析 [J]. *大气科学*, 37 (3): 719–730. Li Hongyi, Lin Zhaohui, Song Yan, et al. 2013. Analysis of the possible factors that influence March precipitation anomalies over South China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37 (3): 719–730, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11252.
- Li J, Yu R C, Yuan W H, et al. 2015. Precipitation over East Asia simulated by NCAR CAM5 at different horizontal resolutions [J]. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 7 (2): 774–790, doi:10.1002/2014MS000414.
- Lin R P, Zhou T J, Qian Y. 2014. Evaluation of global monsoon precipitation changes based on five reanalysis datasets [J]. *J. Climate*, 27 (3): 1271–1289, doi:10.1175/JCLI-D-13-00215.1.
- 陆日宇, 林中达, 张耀存. 2013. 夏季东亚高空急流的变化及其对东亚季风的影响 [J]. *大气科学*, 37 (2): 331–340. Lu Riyu, Lin Zhongda, Zhang Yaocun. 2013. Variability of the East Asian upper-tropospheric jet in summer and its impacts on the East Asian monsoon [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 37 (2): 331–340, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12310.
- Ma S M, Zhou T J. 2015. Precipitation changes in wet and dry seasons over the 20th century simulated by two versions of the FGOALS model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (6): 839–854, doi:10.1007/s00376-014-4136-x.
- Mellor G L, Yamada T. 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (7): 1791–1806, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3252:PEATPI>2.0.CO;2.
- 苗春生, 吴志伟, 何金海, 等. 2006. 近 50 年东北冷涡异常特征及其与前汛期华南降水的关系分析 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1249–1256. Miao Chunsheng, Wu Zhiwei, He Jinhai, et al. 2006. The anomalous features of the Northeast cold vortex during the first flood period in the last 50 years and its correlation with rainfall in South China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in

- Chinese), 30 (6): 1249–1256, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.19.
- Mizuta R, Oouchi K, Yoshimura H, et al. 2006. 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model—Mean climate states [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (1): 165–185, doi:10.2151/jmsj.84.165.
- Mizuta R, Yoshimura H, Murakami H, et al. 2012. Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A: 233–258, doi:10.2151/jmsj.2012-A12.
- Murakami H, Wang Y Q, Yoshimura H, et al. 2012. Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI-AGCM [J]. *J. Climate*, 25 (9): 3237–3260, doi:10.1175/JCLI-D-11-00415.1.
- Murakami H, Wang B, Li T, et al. 2013. Projected increase in tropical cyclones near Hawaii [J]. *Nat. Climate Change*, 3 (8): 749–754, doi:10.1038/nclimate1890.
- Oouchi K, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. 2006. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84 (2): 259–276, doi:10.2151/jmsj.84.259.
- 潘蔚娟, 蒋承霖. 2014. 华南地区春雨进程的气候特点及其气候季节内振荡 [J]. *热带气象学报*, 30 (1): 83–91. Pan Weijuan, Jiang Chenglin. 2014. Evolvement of climatic spring precipitation over southern China and its climatological intraseasonal oscillation [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 30 (1): 83–91, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2014.01.009.
- Schneider U, Becker A, Finger P, et al. 2015. GPCC full data reanalysis version 7.0 at 0.5°: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on gts-based and historic data. doi:10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_050.
- Seager R, Naik N, Vecchi G A. 2010. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming [J]. *J. Climate*, 23 (17): 4651–4668, doi:10.1175/2010JCLI3655.1.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (4): 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Tian S F, Yasunari T. 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76 (1): 57–71.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (8): 1779–1800, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1779:ACMFSF>2.0. CO; 2.
- Torma C, Giorgi F, Coppola E. 2015. Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—Precipitation over the Alps [J]. *J. Geophys. Res.*, 120 (9): 3957–3972, doi:10.1002/2014JD022781.
- 万日金, 吴国雄. 2006. 江南春雨的气候成因机制研究 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 36 (10): 936–950. Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2007. Mechanism of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, 50 (1): 130–144, doi:10.1007/s11430-007-2069-2.
- 万日金, 吴国雄. 2008. 江南春雨的时空分布 [J]. *气象学报*, 66 (3): 310–319. Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2008. Temporal and spatial distribution of the spring persistent rains over Southeast China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 66 (3): 310–319, doi:10.11676/qxxb2008.029.
- 万日金, 赵兵科, 侯依玲. 2008a. 江南春雨的年际变率及其影响因子分析 [J]. *高原气象*, 27 (S): 118–123. Wan Rijin, Zhao Bingke, Hou Yiling. 2008a. Interannual variability of spring persistent rain over southeastern China and its effect factor [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 27 (S): 118–123.
- 万日金, 王同美, 吴国雄. 2008b. 江南春雨和南海副热带高压的时间演变及其与东亚夏季风环流和降水的关系 [J]. *气象学报*, 66 (5): 800–807. Wan Rijin, Wang Tongmei, Wu Guoxiong. 2008b. Temporal variations of the spring presistent rains and SCS subtropical high and their correlations to the circulation and precipitation of the East Asia summer monsoon [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 800–807, doi:10.11676/qxxb2008.073.
- Wan R J, Zhao B K, Wu G X. 2009. New evidences on the climatic causes of the formation of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (6): 1081–1087, doi:10.1007/s00376-009-7202-z.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1517–1536, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2.
- Wang B, Zhang Q. 2002. Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development [J]. *J. Climate*, 15 (22): 3252–3265, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3252:PEATPI>2.0.CO;2.
- Wang H J, Xue F, Zhou G Q. 2002. The spring monsoon in south china and its relationship to large-scale circulation features [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (4): 651–664, doi:10.1007/s00376-002-0005-0.
- 温之平, 吴乃庚, 冯业荣, 等. 2007. 定量诊断华南春旱的形成机理 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1223–1236. Wen Zhiping, Wu Naigeng, Feng Yerong, et al. 2007. A quantitative diagnosis for the mechanisms of spring droughts in South China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (6): 1223–1236, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.17.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56 (4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 56 (4): 1102–1111, doi:10.6038/cjg20130406.
- Wu B, Zhou T J. 2016. Relationships between ENSO and the East Asian–western North Pacific monsoon: Observations versus 18 CMIP5 models [J]. *Climate Dyn.*, 46 (3–4): 729–743, doi:10.1007/s00382-015-2609-y.
- 伍红雨, 杨崧, 蒋兴文. 2015. 华南前汛期开始日期异常与大气环流和海温变化的关系 [J]. *气象学报*, 73 (2): 319–330. Wu Hongyu, Yang Song, Jiang Xingwen. 2015. Anomalous onset date of the first rainy season in South China and its relationship with the variation of the atmospheric circulation and SST [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 73 (2): 319–330, doi:10.11676/qxxb2015.046.
- Wu X F, Mao J Y. 2016. Interdecadal modulation of ENSO-related spring rainfall over South China by the Pacific Decadal Oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 47 (9–10): 3203–3220, doi: 10.1007/s00382-016-3021-y.
- 辛晓歌, 周天军, 李肇新. 2011. 一个变网格大气环流模式对中国东部春季的区域气候模拟 [J]. *气象学报*, 69 (4): 682–692. Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. 2011. Regional climate simulation over eastern China in spring by a variable resolution AGCM [J]. *Acta Meteor. Sinica (in*

- Chinese), 69 (4): 682–692, doi:10.11676/qxxb2011.060.
- Yang F L, Lau K M. 2004. Trend and variability of China precipitation in spring and summer: Linkage to sea-surface temperatures [J]. *Int. J. Climatol.*, 24 (13): 1625–1644, doi:10.1002/joc.1094.
- Yoshimura H, Matsumura T. 2005. A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semi-implicit double Fourier series AGCM [J]. *CAS/JSC WGN Res. Activities Atmos. Ocean Model.*, 35 (1): 27–28.
- Yukimoto S, Adachi Y, Hosaka M, et al. 2012. A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3-model description and basic performance [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A: 23–64, doi:10.2151/jmsj.2012-A02.
- 张洁, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 中国春季典型降水异常及相联系的大气水汽输送 [J]. *大气科学*, 33 (1): 121–134. Zhang Jie, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. Atmospheric water vapor transport and corresponding typical anomalous spring rainfall patterns in China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (1): 121–134, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.01.11.
- Zhang J, Li L, Zhou T J, et al. 2013. Evaluation of spring persistent rainfall over East Asia in CMIP3/CMIP5 AGCM simulations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(6): 1587–1600, doi:10.1007/s00376-013-2139-7.