

刘晓娟, 周天军, 张丽霞, 等. 2011. GAMIL1.0 大气模式模拟的西北太平洋夏季风: 阵风参数化方案的影响 [J]. 大气科学, 35 (5): 871–884. Liu Xiaojuan, Zhou Tianjun, Zhang Lixia, et al. 2011. The western North Pacific summer monsoon simulated by GAMIL 1.0: Influences of the parameterization of wind gustiness [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 871–884.

GAMIL1.0 大气模式模拟的西北太平洋夏季风: 阵风参数化方案的影响

刘晓娟^{1,2} 周天军¹ 张丽霞^{1,2} 邹立维^{1,2} 吴波¹ 李忠贤³

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

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 本文分析了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的大气环流格点模式 (GAMIL1.0) 对 1980~1999 年西北太平洋夏季风的模拟, 讨论了阵风参数化方案对模拟效果的影响。结果表明: GAMIL1.0 能合理再现西北太平洋夏季风气候态和年际变率的主要特征, 不足之处在于其模拟的平均态及年际变率的强度都较之观测偏弱。引入阵风参数化方案后, 模拟得到明显改进: 区域平均的气候态降水由 5.71 mm/d 增加到 8.35 mm/d, 与观测值 9.11 mm/d 更为接近; 模拟的季风指数与观测的相关系数由 0.66 上升到 0.82; 年际变率的振幅也显著增强, 与观测更一致; 模拟的“季风—ENSO”关系与观测几乎完全一致。对潜热通量、加热率和辐散环流的分析表明: 降水平均态的改进来自阵风方案带来的潜热通量增加, 年际变率模拟的改进与平均态的改进有关。引入阵风方案后, 暖池地区的表面风速增加、潜热通量增强、降水增加, 平均态更接近观测; 合理的平均态降水使得模式对 El Niño 型海温异常的响应更为合理。这在加热场、对流层上层的异常辐合中心上都有清楚体现。

关键词 西北太平洋夏季风 年际变率 阵风参数化方案

文章编号 1006-9895 (2011) 05-0871-14

中图分类号 P435

文献标识码 A

The Western North Pacific Summer Monsoon Simulated by GAMIL 1.0: Influences of the Parameterization of Wind Gustiness

LIU Xiaojuan^{1, 2}, ZHOU Tianjun¹, ZHANG Lixia^{1, 2}, ZOU Liwei^{1, 2},
WU Bo¹, and LI Zhongxian³

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

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The performance of GAMIL 1.0, a grid atmospheric model developed by the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, in simulating the western North Pacific

收稿日期 2010-10-08, 2011-01-25 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40890054、40821092 和国家科技支撑计划 2007BAC29B03

作者简介 刘晓娟, 女, 1987 年出生, 硕士研究生, 主要从事季风数值模拟研究。E-mail: xiaojuanliu@mail.iap.ac.cn

summer monsoon is investigated. Influence on the simulation exerted by the inclusion of wind gustiness parameterization is discussed. Results show that major features of both the mean state and interannual variability of WNPSM are reasonably reproduced in the original version, but the strength is underestimated. After the inclusion of wind gustiness parameterization, improvements are obvious and mainly displayed as follows: the regional mean precipitation increases from 5.71 mm/d to 8.35 mm/d, which is more close to the observation; the correlation coefficient between the simulated and observed monsoon indices increases from 0.66 to 0.82; the amplitude of interannual variability becomes larger; more important, the simulated “ENSO–monsoon” relationship is almost the same as the observation. Analyses on the latent heat flux, heating rate, and divergent circulation indicate that the improvement in the mean state should be attributed to the enhancement of surface latent heating over the western North Pacific region. The improvement of interannual variability is related to the better mean state. The inclusion of wind gustiness parameterization leads to stronger surface wind speed, which enhances the surface latent heating. Then the mean precipitation is increased, indicating that the climate mean precipitation is improved. Following the improvement of climatological mean precipitation, the model’s response to El Niño-type SST forcing is significantly improved, which is evident for both the heating field and corresponding upper-tropospheric convergence center in the western North Pacific.

Key words western North Pacific summer monsoon, interannual variability, parameterization of wind gustiness

1 引言

亚洲—太平洋夏季风系统是地球气候系统最活跃的组成部分之一,它包括印度夏季风、东亚夏季风和西北太平洋夏季风(western North Pacific summer monsoon,简称WNPSM)三个子系统(Wang and Lin, 2002)。与其他两个子系统不同,西北太平洋夏季风是海洋性季风,它的形成是海表面温度(SST)的纬向非对称性和东西向海陆热力差异共同作用的结果(Murakami and Matsumoto, 1994)。在气候态上,该系统的最主要特征是由越赤道西南气流和副高南侧的偏东风辐合而成的西北太平洋季风槽,以及与该季风槽相伴的降水中心(刘芸芸和丁一汇, 2009)。

西北太平洋夏季风存在多种时间尺度的变化,这些变化都对气候系统有重要影响(Li and Wang, 2005)。就年际尺度而言,西北太平洋夏季风可通过东亚—太平洋遥相关型影响东亚夏季风降水(Nitta, 1987; Huang and Sun, 1992),主要表现为当南海和菲律宾海的对流强时,我国长江流域到日本南部一带的东亚夏季风降水偏少。此外,西北太平洋地区还可作为中间媒介传递 El Niño–Southern Oscillation (ENSO) 信号,间接影响东亚气候(Chang et al., 2000; Lau and Nath, 2000; Wang et al., 2000; Wang and Zhang, 2002; Wantanabe and Jin, 2002; Yang et al., 2007; Li et al., 2008; Xie et al., 2009; Wu et al., 2010),其基本过程为,在

El Niño 发展年的秋季,受西北太平洋局地冷海温和赤道东太平洋暖海温的共同作用,菲律宾海东侧建立起一个异常反气旋;之后,赤道东太平洋、西北太平洋和热带印度洋的共同影响使该反气旋一直维持到 El Niño 衰减年的夏季(Chang et al., 2000; Wang et al., 2000; Wang and Zhang, 2002; Yang et al., 2007; Li et al., 2008; Xie et al., 2009; Wu et al., 2010)。反气旋一方面通过其西侧的西南风异常将更多的水汽带到长江流域,另一方面阻碍了梅雨锋的南移,增加了梅雨锋北侧的压力梯度(Chang et al., 2000),二者都使得夏季长江流域的降水增多。

鉴于西北太平洋夏季风对东亚夏季风的重要影响,如何准确模拟并预测其年际变化对于预测东亚夏季风的变化至关重要。利用气候模式研究季风系统年际变率,多采用观测海温强迫大气环流模式(AGCM),这方面的国际计划包括“国际大气模式比较计划”(AMIP)、CLIVAR “20 世纪气候研究计划”(C20C)等(Scaife et al., 2009)。Zhou et al. (2009a) 通过分析 AMIP2 (AMIP 的第二阶段)的积分结果,发现多模式集合能够较好地模拟出亚澳季风年际变率的前两个模态。多模式集合的这种优势在前两个模态的空间型、相应的时间变化及其与 ENSO 的关系上都有所体现。就对亚澳季风各子系统的模拟能力而言,基于 C20C 国际计划 10 余个 AGCM 的分析表明,用给定的海温场强迫,AGCM 能够模拟出亚澳季风各子系统季风环流的年际变

率, 其中对印度季风、澳洲季风的模拟能力最高, 对 WNPSM 的模拟能力居中等 (Zhou et al., 2009b)。

影响模式模拟能力的因子之一是 AGCM 对 SST 强迫的敏感性。作为下边界的 SST, 其影响通过海气界面的湍流热通量传递给大气, 因此大气模式如何准确描述海洋表面热通量至关重要 (张强等, 2001)。当前各类 AGCM 中, 海表湍流热通量大多基于总体公式计算得到 (赵鸣, 2000)。但在表面平均风速较弱的区域, 该方法往往低估了湍流热通量的强度 (Zeng et al., 2002)。原因是在次网格尺度上, 边界层内较大的涡旋运动、对流运动、风等可能导致水平风速的非均匀变化。这种次网格尺度上水平风的变化被称为阵风, 它通过增加表面风速使局地湍流热通量增加。在平均风较弱的地区, 这种由阵风引起的热通量增加尤为显著 (Zeng et al., 2002)。

Zeng et al. (2002) 基于 Goddard 的云集合模式发展了一个阵风的参数化方案, 该方案综合考虑了边界层自由对流、降水深对流和对流云对阵风的贡献。李忠贤等 (2010, 2011) 将该方案分别引入美国大气研究中心的 CAM3 (Community Atmosphere Model 3) 和中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的大气环流格点模式 (GAMIL1.0), 发现两个模式对大尺度环流的模拟效果都有显著改进, 特别是对冬季北太平洋地区和夏季南太平洋中纬度地区大气环流异常年际变化的模拟能力有了很大提高, 可以更好地模拟出冬季南方涛动、北太平洋涛动的年际变化和空间分布特征。关于阵风对 WNPSM 模拟的影响, 目前尚没有研究涉及。西北太平洋季风区 SST 的水平梯度较小, 平均风较弱, 阵风对海气通量的影响不容忽视。本文的目的是比较引入阵风参数化方案前后 GAMIL1.0 对 WNPSM 的模拟能力, 考查该方案对 WNPSM 年际变率模拟的影响。本文的结果表明, 阵风方案显著改进了 GAMIL1.0 对 WNPSM 年际变率的模拟效果, 模拟的季风指数与观测的相关系数由 0.66 提高到 0.82; 不仅年际变率的振幅更接近观测, 而且季风—ENSO 关系也与观测更为一致。

本文其他部分安排如下: 第 2 节扼要介绍 GAMIL1.0 模式、试验设计方案及所用观测资料,

第 3 节检验阵风参数化方案对西北太平洋夏季风气候态和年际变率模拟的差异, 第 4 节对改进的原因进行分析, 最后是总结。

2 模式、资料和方法简介

2.1 模式和数值试验

GAMIL1.0 模式是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室发展的格点大气环流模式, 其水平分辨率为 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 垂直方向 26 层 (王斌和季仲贞, 2006; Li et al., 2008)。该模式被广泛应用于季风变率 (Li et al., 2008; Zhou et al., 2009a)、20 世纪气候变率 (Li et al., 2007; 李立娟等, 2007) 等模拟研究中。在 GAMIL1.0 的标准版本中, 海气湍流通量参数化方案采用总体公式法。这里参照 Zeng et al. (2002) 提出的方法, 将阵风引入到 GAMIL1.0 的海气湍流通量参数化方案中 (李忠贤等, 2011)。具体做法是: 用包含阵风 U_g 的表面风速 S 替换潜热和感热通量计算公式中的 U 。其中, 阵风分为由边界层自由对流引起 (U_{gb}) 和降水深对流运动引起 (U_{gr}) 两部分, 并分别以参数化的形式表示。具体的计算公式如下:

$$S = \sqrt{U^2 + U_g^2}, \quad (1)$$

$$U_g = \sqrt{(U_{gb})^2 + (U_{gr})^2}, \quad (2)$$

$$U_{gb} = \beta \left(\frac{gZ_i}{\theta_v} \overline{\theta'_v w'} \right)^{1/3}, \quad (3)$$

$$U_{gr} = \lg(1 + 67R - 0.48R^2), \quad (4)$$

其中, β 为对流速度系数, 模式中取为 0.65; g 为重力加速度; Z_i 是模式的对流边界层厚度, 为 1000 m; θ_v 是模式最底层大气的虚位温; $\overline{\theta'_v w'}$ 为海表湍流浮力通量。 U_{gr} 公式中的 R 为对流性降水强度 (单位: cm/d), 是模式的预报量。

本文用观测历史海温驱动 GAMIL1.0 进行了两组 AMIP 试验。两组试验均从 1979 年 1 月积分至 2000 年 12 月, 其唯一的差别是海气湍流通量参数化方案分别采用 GAMIL1.0 模式原始方案 (即不考虑阵风的影响) 和包含阵风效应的改进方案。为叙述方便, 本文将两组试验分别命名为 GAMIL_O 和 GAMIL_R。本文选取 1980~1999 年的结果进行分析。

2.2 观测资料

为检验模式模拟效果, 本文用到如下观测和再

分析资料: (1) CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation) 的逐月降水资料 (Xie and Arkin, 1997); (2) NCEP2 再分析资料 (NCEP-DOE Reanalysis 2) (Kanamitsu et al., 2002); (3) HadIS-ST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature) 的逐月 SST 资料 (Rayner et al., 2003)。以上资料的时间跨度均为 1980 年 1 月到 1999 年 12 月。所用 Niño 3 指数基于 HadISST 的逐月 SST 资料计算得到, 定义为区域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 平均的 SST 异常。为便于论述, 将上述资料称之为“观测资料”。

为便于比较, 本文采用双线性插值方法, 将模式的环流和降水结果插值到对应观测资料的 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 网格上。

2.3 分析方法

本文选取 ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 的区域作为西北太平洋夏季风的关键区 (Murakami and Matsumoto, 1994)。文中的冬季和夏季分别指北半球的冬季 (12 月至次年 2 月平均) 和夏季 (6 月~8 月平均)。文中的气候平均指 1980~1999 年的平均。

为定量描述西北太平洋夏季风的年际变化特征, 本文选用了 Wang and Fan (1999) 提出的动力环流指数 (WNPSM index, 简称 WNPMI)。该指数基于低层风场和南海—菲律宾海对流异常的关系提出, 定义为两个区域 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$)、($20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 区域平均的 850 hPa 纬向风 (U850) 异常之差。其不仅反映菲律宾海对流激发出的 Rossby 波的强度, 还表征西北太平洋夏季风年际变率的主导模态 (Wang et al., 2001, 2008)。

本文利用视热源 Q_1 来表征大气热源, 包括辐射加热、潜热加热和感热加热, 具体计算方法同 Yanai et al. (1992)。

本文对相关和合成分析均进行 Student 的 t 检验。其中相关分析的自由度为 18, 对应的显著性水平为 5% 的相关系数值是 0.38。

3 结果分析

3.1 气候平均态

图 1 给出观测和模拟的北半球夏季西北太平洋夏季风区的气候态降水和 850 hPa 风场及相应的偏差。观测中降水中心位于南海和菲律宾海, 中心强

度超过 12 mm/d (图 1a)。与观测相比, 两种方案都基本能模拟出季风雨带的位置 (图 1c、e), 不足之处表现为: 模拟的雨带偏北偏东, 与南侧的热带辐合带 (ITCZ) 分离; 降水强度偏弱, 负偏差中心位于南海和菲律宾海两个气候态的降水中心处 (图 1b、d)。与 GAMIL_O 相比, GAMIL_R 对季风雨带的东西向位置有一定改进, 季风降水强度显著增强 (图 1f)。定量比较表明: ($10^{\circ}\text{N}\sim 0^{\circ}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 区域平均的夏季降水在 GAMIL_O 中为 5.71 mm/d, 在 GAMIL_R 中增加到 8.35 mm/d, 更接近观测值 9.11 mm/d。模拟结果与观测的均方根误差也由 4.96 mm/d 降至 3.35 mm/d。注意 GAMIL_R 中依然存在季风雨带偏北的现象, 表明阵风过程对大尺度雨带分布的影响不显著。

风场的季节性转换是西北太平洋夏季风的一个重要特征。夏季, 受越赤道西南气流的影响, 南海、菲律宾海一带由冬季时的东北信风转为西南季风, 10°N 的西风向东延伸至 150°E (图 1a)。由越赤道的西南风和副高南侧的偏东风辐合而成的西北太平洋季风槽呈西北—东南向, 紧靠菲律宾东部, 对应降水的西北—东南向分布。两种方案均能再现前述特征, 但在强度及位置上仍与观测存在差异 (图 1c、e)。模式与观测的差值场显示 (图 1b、d): 南海和菲律宾海的南部为东风偏差, 对应降水偏少; 在观测降水中心的北侧, 模式为气旋式的风场偏差, 对应降水偏多。相比之下 (图 1f), GAMIL_R 模拟的越赤道西风明显增强, 对应降水相应增加。

3.2 年际变率

为讨论模式对西北太平洋夏季风年际变率的模拟能力, 图 2a 给出了观测和模拟的 WNPMI 的时间序列。两种方案均能够合理再现西北太平洋夏季风的年际变化特征, 但都低估了年际变化的强度。观测中, WNPMI 的标准差为 2.52 m/s, 在 GAMIL_O 中仅为 1.40 m/s, 在 GAMIL_R 中提高到 2.20 m/s。GAMIL_O、GAMIL_R 模拟的 WNPMI 与观测的相关系数分别为 0.66 和 0.82, 可见 GAMIL_R 对 WNPSM 年际变率的模拟效果更好。模式和再分析结果 U850 的空间点点相关 (图略) 表明, GAMIL_R 对 WNPSM 年际变率模拟的改进, 来自其对低层环流场尤其是近赤道地区环流年际变率模拟的改进: WNPMI 定义中的南北两个区域区域平均的纬向风与观测的相关系数分别由 GAMIL_O 中

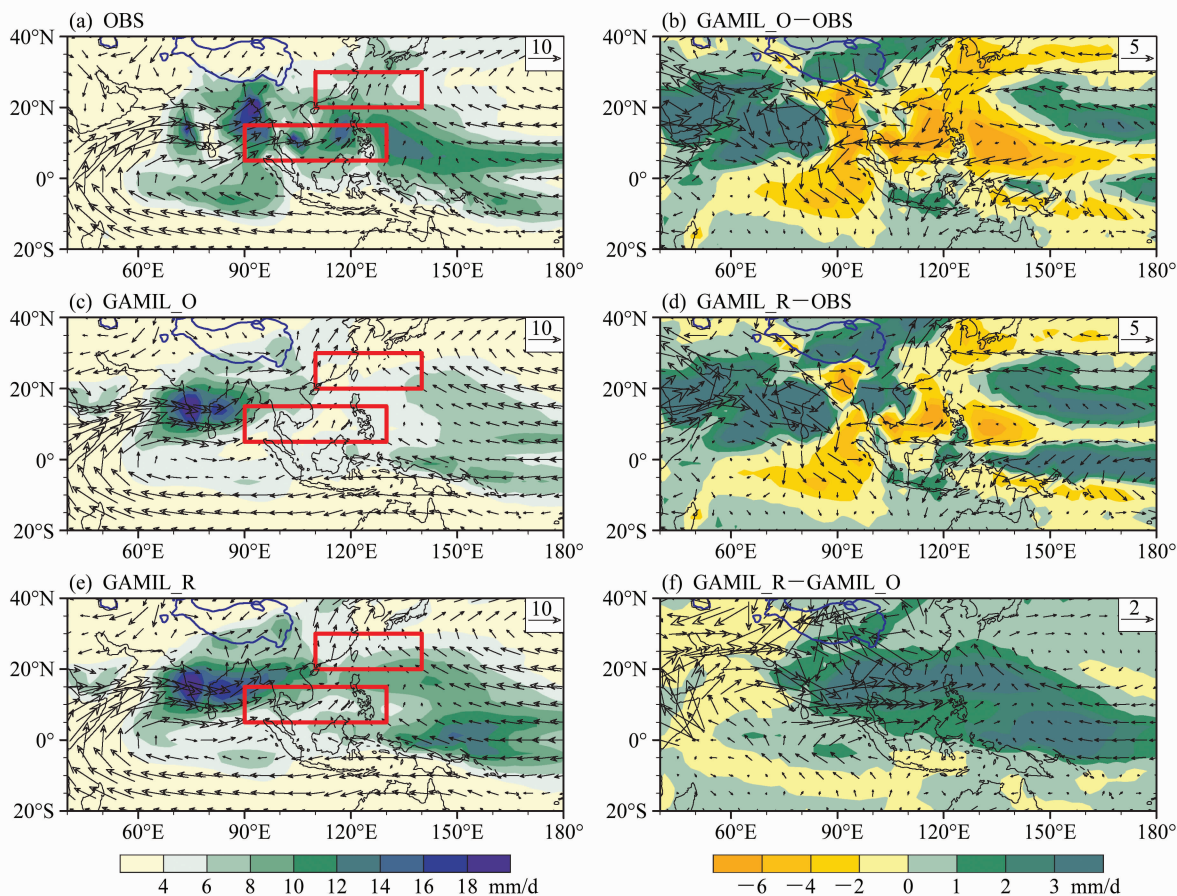


图1 气候态的夏季平均降水(彩色)和850 hPa风(矢量,单位: m/s)分布:(a) CMAP/NCEP2;(b) GAMIL_O与观测之差;(c) GAMIL_O;(d) GAMIL_R与观测之差;(e) GAMIL_R;(f) GAMIL_R与GAMIL_O之差。红色方框表示 WNPMI 的定义区域

Fig. 1 Climate mean state of summer (Jun, Jul, and Aug, for simple, JJA) mean precipitation (color shading) and 850 - hPa wind (vector, units: m/s) derived from (a) CMAP/NCEP2, (c) GAMIL_O, and (e) GAMIL_R; (b) and (d) are differences between GAMIL_O and GAMIL_R, respectively, with observations; (f) represents differences between GAMIL_R and GAMIL_O. Red boxes represent the definition regions of WNPMI

的0.45和0.18,提高到GAMIL_R中的0.61和0.23。

作为气候系统年际尺度变率上的最强信号, ENSO与WNPSM的年际变率密切相关。ENSO暖事件往往减弱其后的WNPSM,而弱的WNPSM又可能引起La Niña的发生(Wang et al., 1999, 2001)。为检查模式对前述“季风—ESNO”关系的模拟能力,图2b给出Niño 3指数和WNPMI的超前滞后相关。观测中,WNPMI和前冬Niño 3指数显著负相关,和其后秋冬时期[SON(0)和D(0) JF(1)]的Niño 3指数显著正相关,最显著相关出现在Niño 3指数超前季风两个季节时,相关系数高达−0.66,表明WNPMI的年际变率主要来自对ENSO事件的滞后响应。GAMIL_O能够模拟出这种“季风—ESNO”关系,但低估了关联的强度,其

模拟的WNPMI与前冬Niño 3指数的相关仅为−0.42。相比之下,GAMIL_R的结果则提高到−0.64,表明GAMIL_R对ENSO相关海温异常型强迫的响应更强。对此,本文第4节将做详细论述。

功率谱分析显示(图3a),西北太平洋夏季风年际变率的两个主导周期为4~5年和2.5年,分别对应着ENSO和对流层准两年振荡(TBO)的影响(Chang and Li, 2000)。这与Wang et al. (2001)利用月平均资料得到的50个月和26个月的周期很接近。GAMIL_O仅能再现观测中4~5年的周期,但高估了该周期的强度(图3b)。GAMIL_R则能模拟出观测中2.5年的周期特征,而且,4~5年周期的强度与观测更为接近(图3c)。

年际变率空间型的模拟是对模式性能的更大挑

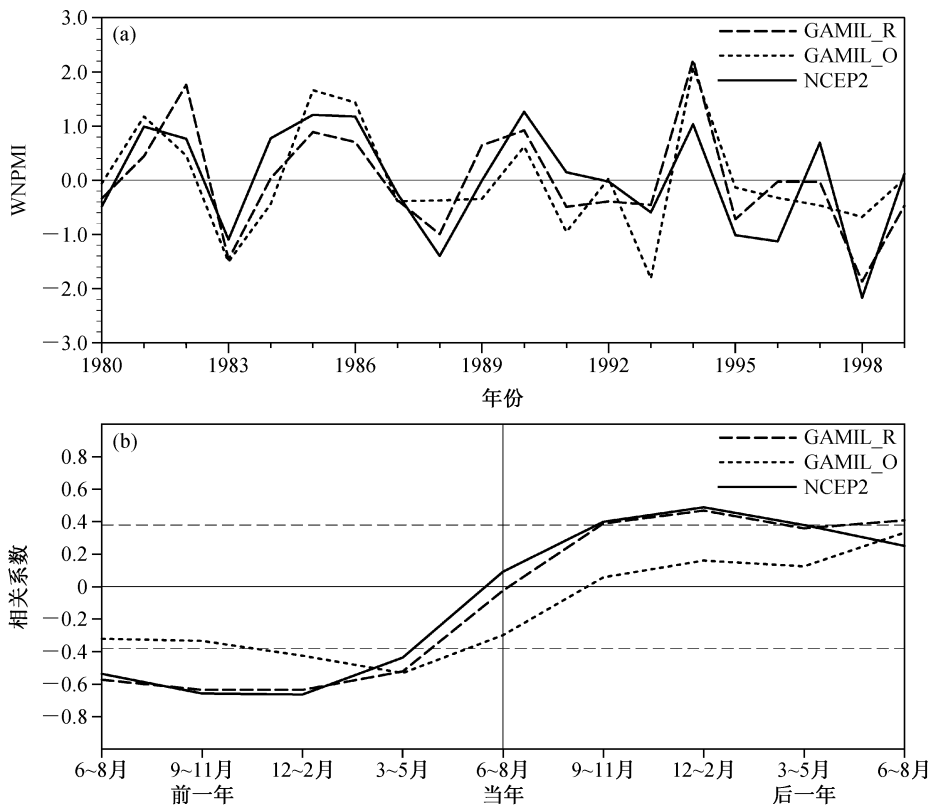


图2 WNPSM的标准化时间序列(a)及其与Niño 3指数的超前滞后相关(b, 细虚线表示显著性水平为5%的相关系数值)

Fig. 2 (a) Normalized WNPSM index during 1980–1999 and (b) the lead-lag correlation between WNPSM and Niño 3 index. The thin dashed line in (b) denotes the correlation coefficient at the confidence level of 95%

战。将观测和模式的850 hPa风场、降水场分别向各自的WNPSM序列回归(图4)。观测中(图4a), WNPSM偏强, 对应着自南海至北太平洋中部降水偏多, 长江中下游至日本以东的东亚夏季风雨带降水偏少, 表明西北太平洋夏季风和东亚夏季风的降水反位相变化。与降水异常对应的850 hPa风场异常, 表现为 $10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间的气旋式环流异常。两种方案均能再现前述特征, 不足之处表现为(图4b、c): 在位置上, 降水正距平中心偏东偏北, 且西边界过度西伸到东亚大陆, 低层的气旋式异常也相应地偏东偏北; 在强度上, 降水距平、风场距平均较之观测偏弱。相比之下, GAMIL_R模拟的降水和低层风场距平的强度都更强, 尽管降水中心偏东、偏北, 降水正距平过度西伸等问题依然存在。

4 阵风参数化方案影响WNPSM的可能机制

4.1 对平均态的改进

如本文3.1节所述, GAMIL_R对西北太平洋

夏季风区的气候平均态降水较GAMIL_O存在较大改进。对气候平均态降水而言, 模拟得到显著改进的一个重要原因是阵风参数化带来的潜热通量增加。图5a、b分别给出了GAMIL_R与GAMIL_O模拟的平均态降水和潜热通量的差异。加入阵风后, 模拟的季风降水和潜热通量都显著增强, 中心值分别增加 6 mm/d 和 15 W/m^2 , 降水增强最大的区域正对应潜热通量增强最大的区域。由公式(1)、(2)可见, GAMIL_R引入了由边界层自由对流(U_{gb})和降水深对流运动(U_{gr})引起的阵风 U_g 。据公式(2), U_g 总是大于或等于零, 因此只要存在阵风($U_g > 0$), 表面风速必然增加; 在平均风速较弱的海区, 当海气湿度差、整体交换系数变化不大时, 这将使蒸发显著增强, 行星边界层水汽增多, 不稳定性增大, 进而降水增多。

就 U_{gb} 和 U_{gr} 的相对贡献而言, U_{gr} 的贡献是主要的。由公式(4)可知, U_{gr} 是对流性降水强度 R 的函数, 因此只要有对流性降水, 阵风参数化即起作用, 潜热通量相应增强, 且对流性降水越强, 蒸

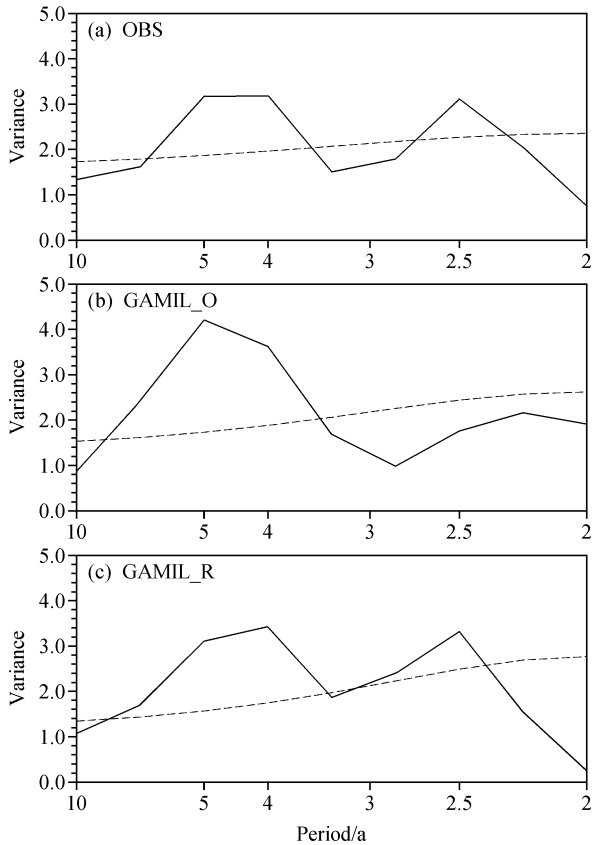


图 3 WNPMTI 的功率谱密度分布 (实线) 和红噪声检验 (虚线): (a) NCEP2; (b) GAMIL_O; (c) GAMIL_R

Fig. 3 The power spectrum density (solid line) and red noise test (dashed line) of WNPMTI derived from (a) NCEP2, (b) GAMIL_O, and (c) GAMIL_R

发增加就越多。西北太平洋季风区的降水由对流性降水决定 (Song and Yu, 2004), 因此, 由降水深对流引起的阵风对热通量增加的贡献据主导地位。本文用 28°C 等温线来表征深对流发生的区域, 如图 5b 所示, 可以看到在西北太平洋上, 深对流发生的区域与潜热通量增加的区域基本一致, 表明潜热通量的增加主要来自与深对流有关的阵风 (U_{gr}) 的影响。这一点也从对 U_{gr} 的诊断中得到证实: 在热带西北太平洋, U_{gr} 对表面总风速的贡献达 50% 以上 (图 5a, 阴影)。

引入阵风方案后, 夏季平均的视热源 (Q_1) 也有显著改善 (图 6)。与观测相比, 无论是整层积分还是沿 ($110^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 平均的剖面结果, GAMIL_O 的结果都偏弱, 其在西北太平洋的加热中心较之观测偏东偏北。引入阵风参数化方案后, 西北太平洋夏季风区的加热明显增强: 整层积分的 Q_1 平均增

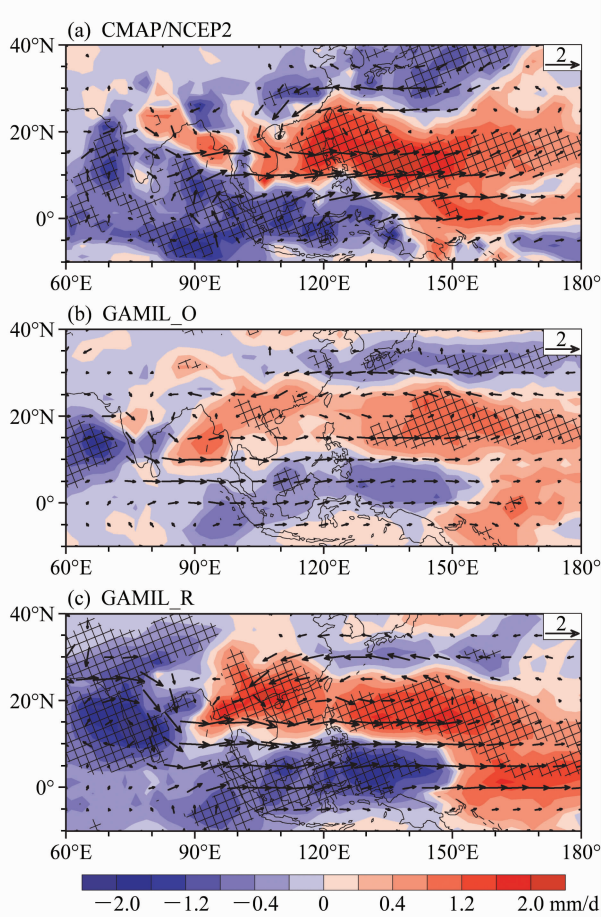


图 4 夏季平均的降水异常 (彩色) 和 850 hPa 风场异常 (矢量, 单位: m/s) 与 WNPMTI 时间序列的回归系数空间分布: (a) CMAP/NCEP2; (b) GAMIL_O; (c) GAMIL_R。叉号区: 通过 5% 显著性水平检验的区域

Fig. 4 Regression maps of JJA mean precipitation anomalies (color shading) and 850-hPa wind anomalies (vector, units: m/s) to WNPMTI derived from (a) CMAP/NCEP2, (b) GAMIL_O, and (c) GAMIL_R. Regions with crosses are statistically significant at the confidence level of 95%

加 63.9 W/m^2 , 最大偏强超过 100 W/m^2 (图 6c、e); 在 $400\sim 500\text{ hPa}$, 加热率最大的地方, Q_1 的增加超过了 1 K/d (图 6d、f)。进一步的分析表明: Q_1 的增加主要来自潜热释放的增加 (图 7b), 其次是辐射加热的贡献 (图 7c), 感热通量也有增强, 但其贡献较小 (图 7d)。潜热加热的增强与降水的增加相关; 辐射加热的增强则可能是由于引入阵风方案后西北太平洋的局地对流更强, 因此云顶高度 (温度) 更高 (低), 自云顶向外的长波辐射更少, 辐射加热更强。

对热带地区而言, 大气环流是对热源强迫的响

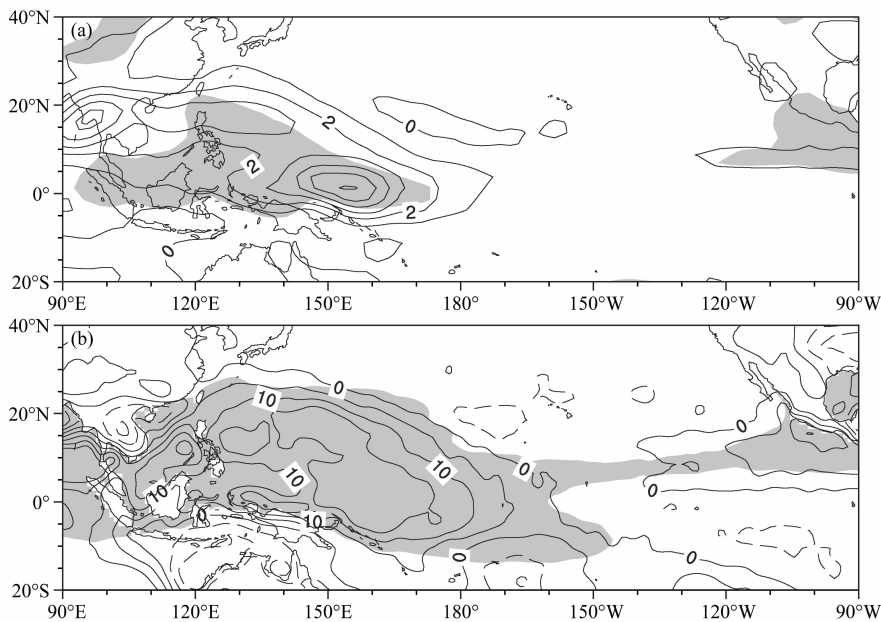


图5 夏季平均的 GAMIL_R 和 GAMIL_O 模拟结果的差异: (a) 降水 [单位: mm/d; 阴影为深对流降水导致的阵风 (U_{gr}) 占表面总风速 (U) 50%以上的区域]; (b) 潜热通量 (单位: W/m^2 ; 阴影表示 6~8 月平均的 SST 大于 $28^{\circ}C$ 的区域)

Fig. 5 Differences between GAMIL_R and GAMIL_O simulations for JJA mean: (a) Precipitation (units: mm/d; shaded areas indicate regions where the ratio between U_{gr} and U is over 50%); (b) latent heat flux (units: W/m^2 ; shaded areas indicate regions where JJA mean SST is over $28^{\circ}C$)

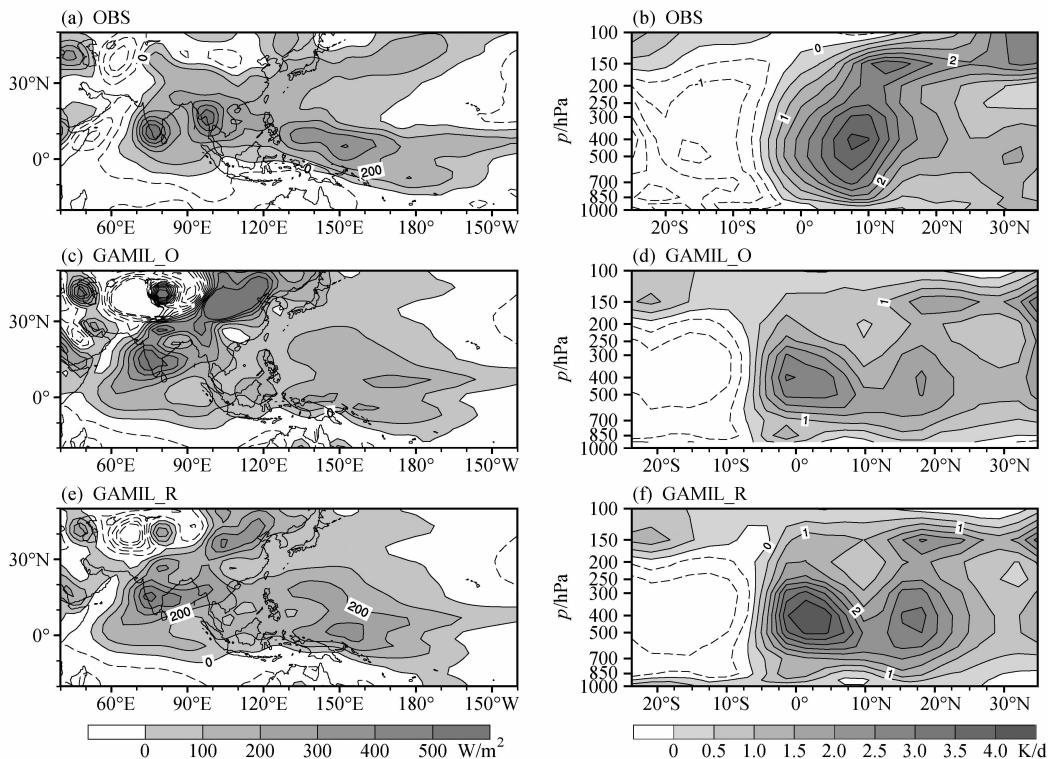


图6 夏季平均的 Q_1 垂直积分结果的水平分布 (a, c, e, 单位: W/m^2) 和沿 ($110^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$) 平均的高度-纬度剖面图 (b, d, f, 单位: K/d): (a, b) NCEP2; (c, d) GAMIL_O; (e, f) GAMIL_R

Fig. 6 (a, c, e) Spatial patterns of vertically integrated JJA mean Q_1 (units: W/m^2) and (b, d, f) height-latitude sections of JJA mean Q_1 averaged along $110^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$ (units: K/d) from (a, b) NCEP2, (c, d) GAMIL_O, and (e, f) GAMIL_R

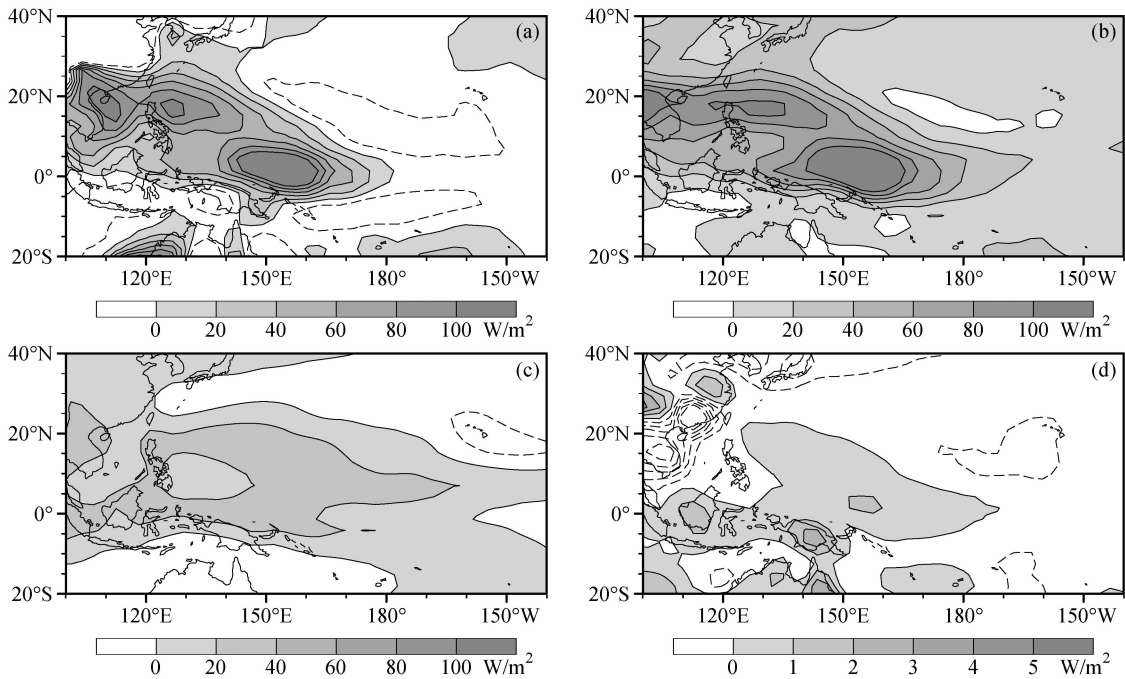


图 7 夏季平均的 GAMIL_R 和 GAMIL_O 模拟结果的差异 (单位: W/m^2): (a) Q_1 ; (b) 潜热加热; (c) 辐射加热; (d) 感热加热
Fig. 7 The differences of JJA mean (a) Q_1 , (b) latent heating, (c) radiative heating, and (d) sensible heating between GAMIL_R and GAMIL_O (units: W/m^2)

应结果 (Gill, 1980), 因此热源增强必然使与之相联系的大气响应也增强。这从夏季平均的 200 hPa 辐散环流 (图 8) 上得到证实。夏季, 全球最强的辐散风区位于菲律宾及其邻近海区, 中心速度势的绝对值达 $18 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 以上。GAMIL_O 和 GAMIL_R 均能再现前述辐散中心, 但强度偏弱, 这由模式相对观测在中南半岛至菲律宾海的偏差辐合中心 (图 8b、d) 可知。两方案结果的差异 (图 8f) 表明阵风方案使菲律宾海上空的辐散环流更强, 与观测更接近。

4.2 对年际变率的改进

由于 AMIP 型试验中, SST 是唯一的外强迫, GAMIL1.0 对年际变率模拟的改进, 应最直接地来自模式对 SST 强迫响应的改进。因此, 本文先从模式对海温强迫响应的角度来探讨改进的原因。

将观测的海温异常分别向观测和模拟的 WNPMI 回归, 结果如图 9 所示。对 WNPSM 而言, 同期 (图 9a、c、e) 海温强迫较弱, 回归系数普遍在 0.5°C 以下, 且强迫信号主要来自热带、副热带的西北太平洋、热带印度洋和南太平洋辐合带, 赤道东太平洋的影响较弱。最强相关 (图 9b、d、f) 出现在海温异常超前 WNPMI 6 个月时, 此时赤道中

东太平洋为显著的正海温距平, 热带西太平洋和印度洋为正距平, 整个热带海域表现为 La Niña 型的海温异常。两方案均能再现观测中的海温距平型。相比较而言, GAMIL_O 的结果较之观测偏弱 (如观测中热带印度洋和东亚边缘海的显著正海温距平, 在 GAMIL_O 中均不显著), GAMIL_R 的结果则更强, 与观测基本一致。定量比较也说明了这一点: 模拟结果的回归系数与观测结果的空间相关在 GAMIL_O 中仅为 0.81, 在 GAMIL_R 中则为 0.94。因此, GAMIL_R 对海温强迫, 尤其是对 ENSO 强迫的更强响应, 是其模拟 WNPSM 年际变率有显著改进的重要原因。

由于 ENSO 对 WNPSM 的影响最终通过海洋对大气的加热作用实现, 下面本文就从加热率和对热源的响应两个方面, 进一步考查 ENSO 强迫对 WNPSM 年际变率模拟的影响。鉴于 ENSO 与 WNPMI 的最显著相关出现在 ENSO 信号超前 WNPMI 6 个月时 (图 9b), 下文的分析均将 6~8 月平均的大气变量 (Q_1 、200 hPa 速度势和辐散风) 向前冬 (12~2 月平均) 的 Niño 3 指数回归得到, 回归系数分布反映了 El Niño 衰减年夏季的距平分布情况。

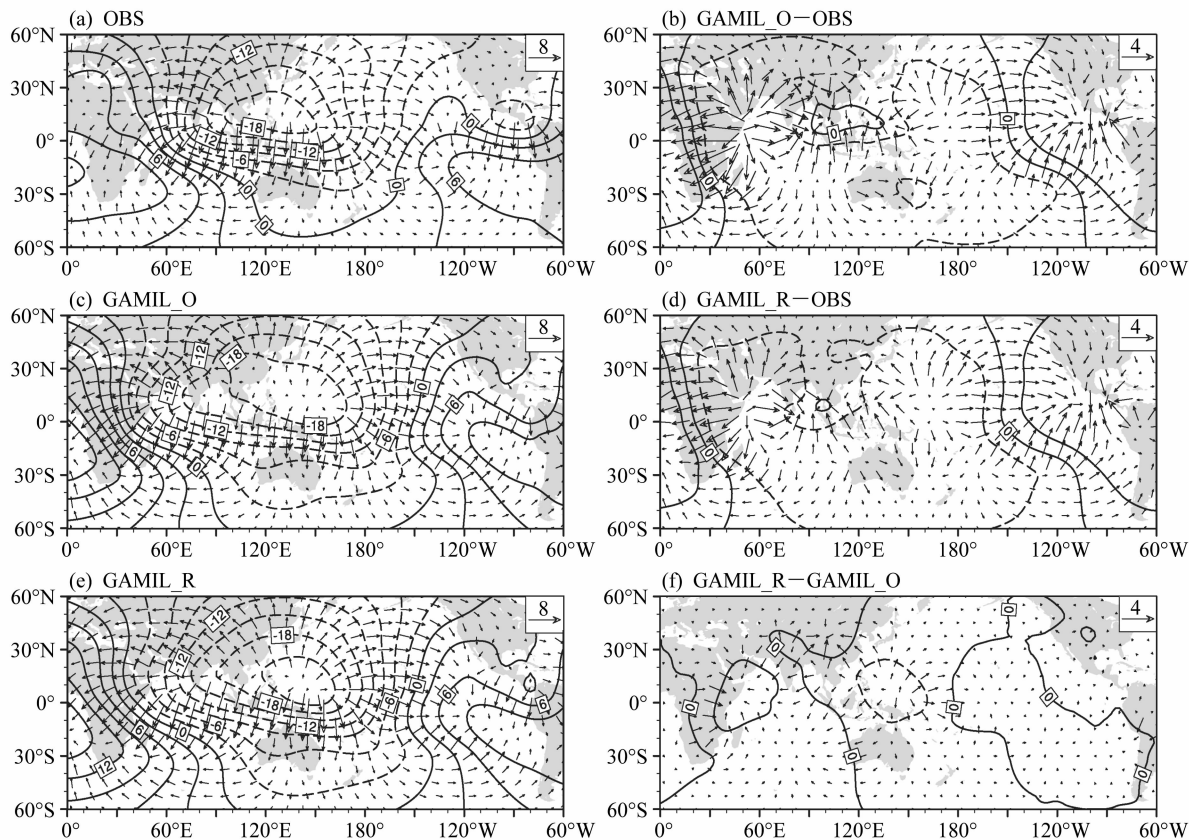


图8 同图1, 但为200 hPa辐散风(矢量, 单位: m/s)和速度势(等值线, 单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。(a、c、e)等值线间隔为 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$; (b、d、f)等值线间隔为 $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$

Fig. 8 Same as Fig. 1, but for 200-hPa divergent wind (vector, units: m/s) and velocity potential (contour, units: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$). Contour interval is $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ for (a, c, e) and $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ for (b, d, f)

观测资料显示(图10a), 在El Niño衰减年的夏季, 整层积分的 Q_1 在($10^\circ\text{N} \sim 25^\circ\text{N}$, $90^\circ\text{E} \sim 180^\circ\text{E}$)的热带西北太平洋上都为负异常, 中心位于($13^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$, $120^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$), 即本文关注的西北太平洋夏季风区。由于模拟的气候态 Q_1 偏东、西北太平洋夏季风区的 Q_1 偏弱(图6c、d), GAMIL_O(图10c)中负加热中心的位置较观测偏东, 西北太平洋夏季风区的 Q_1 为弱的正距平, 与观测中的负加热不符。相比之下, GAMIL_R(图10e)基本再现了西北太平洋夏季风区的加热异常分布, 尽管强度较之观测偏弱。沿 $120^\circ\text{E} \sim 160^\circ\text{E}$ 平均的 Q_1 的垂直分布(图10b)显示, 在 $10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ 的西北太平洋夏季风区, 各层加热都为负异常, 最强负加热异常位于300~400 hPa的高度。与对整层积分 Q_1 的模拟情况一致, GAMIL_O(图10d)未能模拟出西北太平洋夏季风区的负加热, GAMIL_R(图10f)的结果则有明显改进, 不仅再现了西北太平洋

夏季风区的负加热异常, 而且负加热异常的垂直分布与观测基本一致, 只是强度依然偏弱。

为检验与加热场对应的大尺度环流辐散辐合情况, 图11给出200 hPa的速度势和辐散风距平。对应负加热中心(图10a), $120^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{W}$ 的副热带太平洋为异常辐合(图11a)。对应负加热中心的偏弱偏东(图11c), 该辐合中心在GAMIL_O(图11b)中强度偏弱, 位置偏东, 辐合中心的西边界仅在 150°E , 150°E 以西的西太平洋上空为异常辐散。加入阵风方案后, 副热带太平洋的辐合中心增强, 西边界向西伸展到 120°E 的西太平洋, 与观测基本一致。

综上所述, 引入阵风参数化方案后, 模式对El Niño型海温异常的响应更为合理, 这在加热场和对流层上层的辐散场上都有体现。那么, 为什么阵风方案会使得响应更合理? Turner et al. (2005)的研究表明大气—ENSO遥相关型的模拟在一定程度

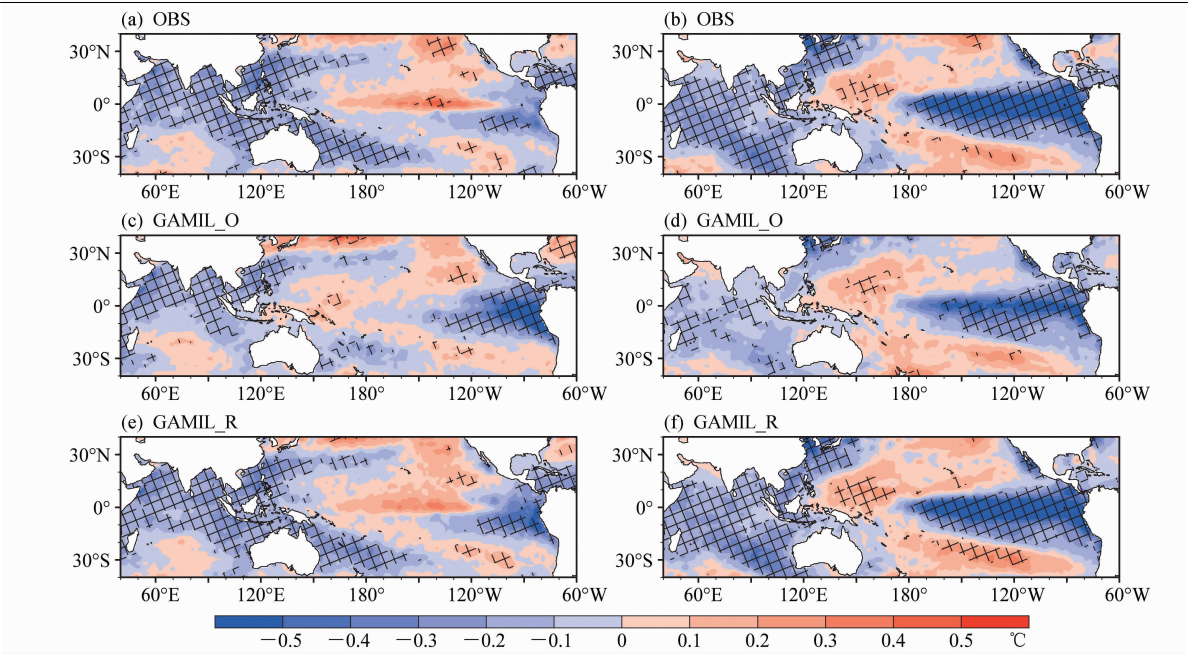


图9 (a、c、e) 6~8月平均和 (b、d、f) 12~2月平均的 HadISST 的 SST 距平与 WNPMI 时间序列的回归系数分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a、b) NCEP2; (c、d) GAMIL_O; (e、f) GAMIL_R. 叉号: 通过 5% 显著性水平检验的区域

Fig. 9 Regression maps of (a, c, e) JJA and (b, e, f) DJF (Dec, Jan, and Feb, for simple, DJF) mean SST anomalies (units: $^{\circ}\text{C}$) to WNPMI derived from (a, b) NCEP2, (c, d) GAMIL_O, and (e, f) GAMIL_R. Regions with crosses are statistically significant at the confidence level of 95%

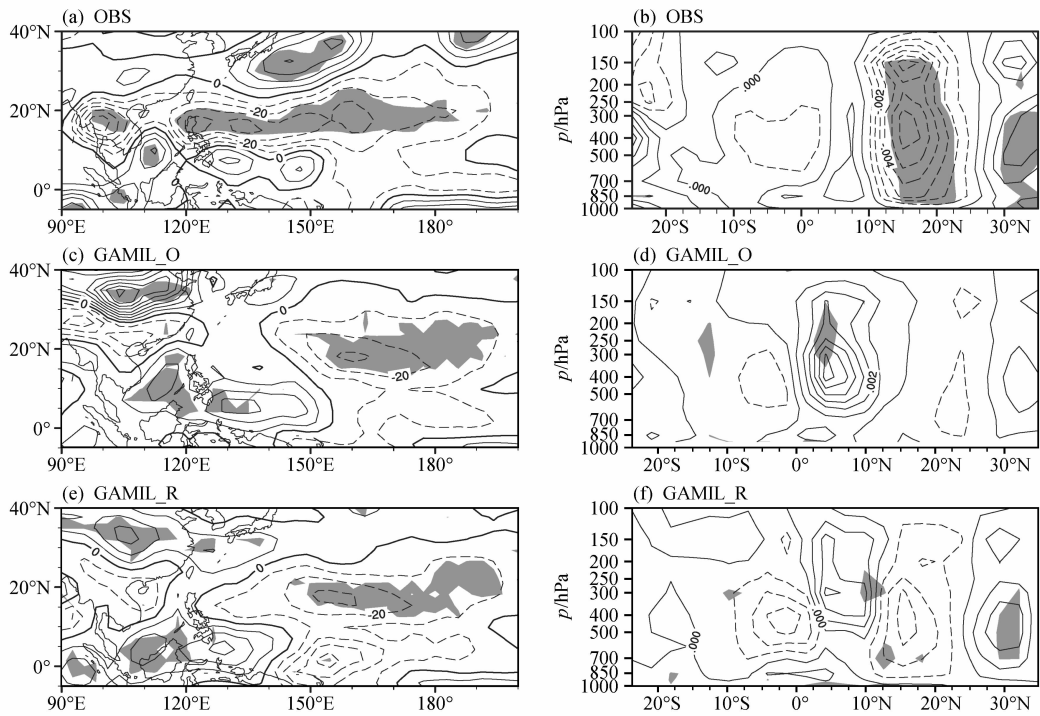


图10 6~8月平均平均的 (a、b) NCEP2、(c、d) GAMIL_O、(e、f) GAMIL_R 的 Q_1 距平与 12~2月平均的 Niño 3 指数的回归系数分布: (a、c、e) 垂直积分的 Q_1 (单位: W/m^2); (b、d、f) 沿 $120^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 平均的 Q_1 (单位: K/d)。阴影: 通过 5% 显著性水平检验的区域

Fig. 10 Regression maps of JJA mean Q_1 anomalies derived from (a, b) NCEP2, (c, d) GAMIL_O, and (e, f) GAMIL_R to DJF mean Niño 3 index; (a, c, e) Vertically integrated Q_1 (units: W/m^2); (b, d, f) zonally averaged Q_1 (units: K/day) along $120^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$. Shaded regions are statistically significant at the confidence level of 95%

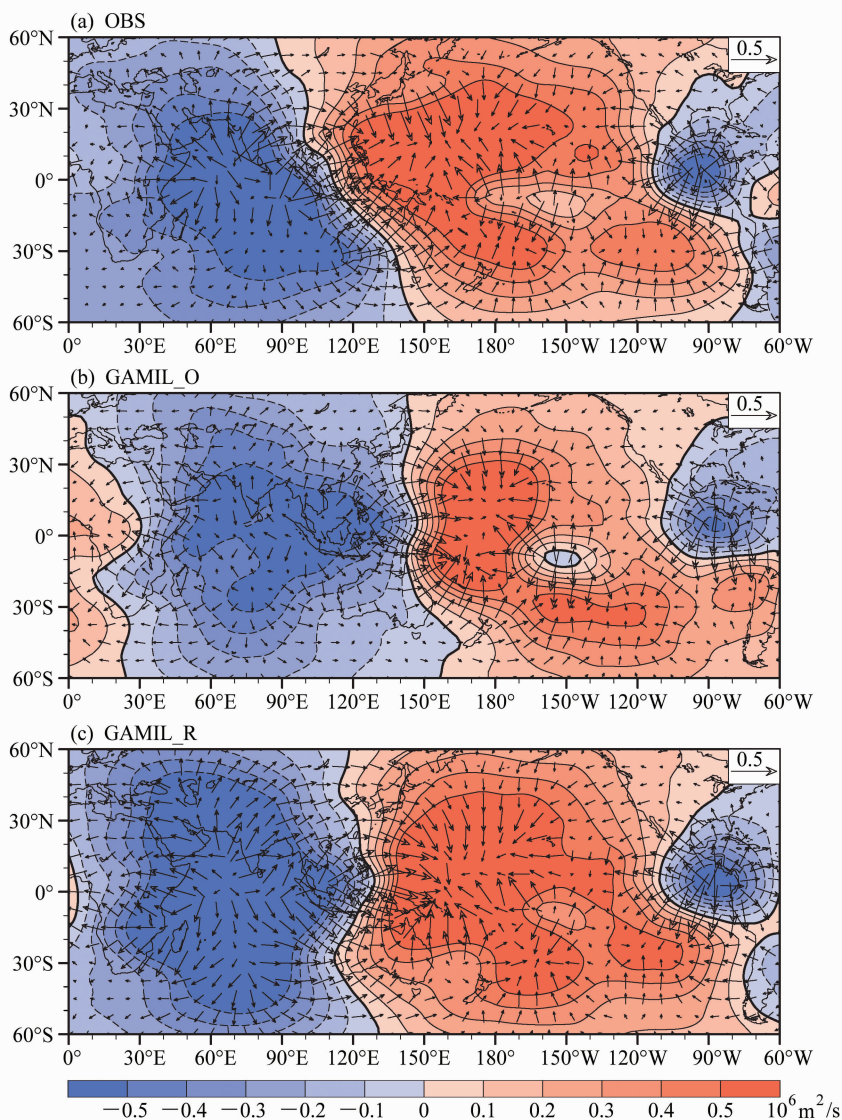


图 11 夏季平均的 200 hPa 辐散风 (矢量, 单位: m/s) 和速度势距平 (等值线和彩色阴影, 单位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) 与 12-2 月平均的 Niño 3 指数的回归系数分布: (a) NCEP2; (b) GAMIL_O; (c) GAMIL_R

Fig. 11 Regression maps of JJA mean divergent wind (vector, units: m/s) and velocity potential anomalies (contour and color shading) at 200 hPa derived from (a) NCEP2, (b) GAMIL_O, and (c) GAMIL_R to DJF mean Niño 3 index

上依赖于模式对气候平均态的模拟。因此, GAMIL_R 对 El Niño 型海温强迫的更好响应可能与其对西北太平洋夏季风区气候平均的降水 (图 1), 进而加热场 (图 6) 和高层辐散中心 (图 8) 的更合理模拟有关。当模式中西北太平洋局地的平均降水显著增强时, 赤道中东太平洋的海温强迫就可通过影响南海-菲律宾海的对流活动, 产生更强的降水和环流异常。

此外, GAMIL_R 对印度洋潜热通量的改进也很显著, 量级与西北太平洋的相当。考虑到印度洋对 WNPSM 的重要影响 (Wu et al., 2009, 2010;

Xie et al., 2009), 模式对该地区潜热加强的改进, 有利于改善 WNPSM 年际变率的模拟效果。因此, 引入阵风方案后, 印度洋遥强迫和西北太平洋局地强迫对 WNPSM 年际变率改进的相对贡献, 有待于进一步研究。

阵风方案对分辨率的敏感度也是一个值得关注的问题。Zeng et al. (2002) 提出的阵风方案是基于 Goddard 的云集合模式 (GCE) 得到。GCE 的水平分辨率为 1 km, 远高于 GAMIL1.0。未来有待于针对 GAMIL1.0 的具体情况对参数取值进行适当调整, 以期进一步提高模拟效果。

5 结论

本文基于观测事实, 系统评估了 LASG/IAP 大气环流模式 GAMIL1.0 对西北太平洋夏季风年际变率的模拟能力, 重点研究了阵风参数化方案对模拟效果的影响。主要结论如下:

(1) GAMIL_O 能够较为合理模拟出西北太平洋夏季风的主要气候态特征, 包括位于南海和菲律宾滨海的降水中心、西北—东南向的季风槽等。主要偏差在于季风降水和季风环流的强度较之观测偏弱, 主雨带的位置较之观测偏东偏北。引入阵风参数化方案后, GAMIL_R 模拟的降水和环流的强度显著增加, 与观测更为接近。

(2) GAMIL_O 能部分再现西北太平洋夏季风的年际变化及其与 ENSO 的关系, 不足之处在于低估了年际变率及“季风—ENSO”联系的强度, 且无法再现观测中 WNPMI 的 2.5 年周期。阵风方案显著改进了模式对 WNPSM 年际变率的模拟: 模拟的季风指数与观测的相关系数由 0.66 上升到 0.82; 年际变率的振幅显著增强, 更接近观测; “季风—ENSO”联系更强, 与观测几乎完全一致; 观测中 2.5 年的周期也得到合理再现。

(3) GAMIL_R 对 WNPSM 年际变率模拟的改进来自其对海温强迫尤其是 El Niño 型海温强迫的更好响应。对加热场 Q_1 和 200 hPa 速度势、辐散风的分析表明, 较之 GAMIL_O, GAMIL_R 能够合理再现 El Niño 衰减年夏季西北太平洋夏季风区的负加热中心, 其对 El Niño 强迫的响应与观测基本一致。

(4) 模式在季风年际变率模拟上的改进与气候平均态的改进有关。引入阵风方案后, 暖池地区的表面风速增加、潜热通量增强、降水增加, 平均态更为接近观测; 合理的平均态降水使得模式对 El Niño 型海温异常的响应更为合理, 这在加热场、对流层上层的异常辐合中心、西北太平洋反气旋型环流异常等方面都有清楚体现。

参考文献 (References)

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: 4310–4325.

Chang C P, Li T. 2000. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57: 2209–2224.

Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 447–462.

Huang R H, Sun F Y. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 243–256.

Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83 (11): 1631–1643.

Lau N C, Nath M J. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian–Australian monsoons as simulated in GCM experiments [J]. *J. Climate*, 13: 4287–4309.

Li L J, Wang B, Zhou T J. 2007. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over eastern China: An AGCM study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18807, doi: 10.1029/2007GL030541.

李立娟, 王斌, 周天军. 2007. 外强迫因子对 20 世纪全球变暖的综合影响 [J]. *科学通报*, 52 (15): 1820–1825. Li L J, Wang B, Zhou T J. 2007. Impacts of external forcing on the 20th century global warming [J]. *Chinese Science Bulletin*, 52 (22): 3148–3154.

Li L J, Wang Y Q, Wang B. 2008. Sensitivity of the grid-point atmospheric model of IAP LASG (GAMIL1.1.0) climate simulations to cloud droplet effective radius and liquid water path [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25: 529–540.

Li S L, Lu J, Huang G, et al. 2008. Tropical Indian Ocean basin warming and East Asian summer monsoon: A multiple AGCM study [J]. *J. Climate*, 21: 6080–6088.

Li T, Wang B. 2005. A review on the western North Pacific monsoon: Synoptic-to-interannual variabilities [J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 16 (2): 285–314.

李忠贤, 孙照渤, 倪东鸿, 等. 2010a. CAM3 模式模拟厄尔尼诺事件对大气环流异常的影响 [J]. *大气科学学报*, 33 (2): 160–173. Li Z X, Sun Z B, Ni D H, et al. 2010. Impact of El Niño events on atmospheric circulation anomalies simulated by CAM3 [J]. *Trans. Atmos. Sci.*, 33 (2): 160–173.

李忠贤, 周天军, 孙照渤, 等. 2011. GAMIL 模式海气湍流通量参数化方案的改进及其对大气环流年际变率模拟效果的影响 [J]. *大气科学*, 35 (2): 311–325. Li Z X, Zhou T J, Sun Z B, et al. 2011. Improvement of air–sea turbulent fluxes parameterization scheme in GAMIL model and its impact on simulation of interannual variations of atmospheric circulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (2): 311–325.

刘芸芸, 丁一汇. 2009. 西北太平洋夏季风对中国长江流域夏季降水的影响 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1225–1237. Liu Y Y, Ding Y H. 2009. Influences of the western North Pacific summer monsoon on summer rainfall over the Yangtze River basin [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (6): 1225–1237.

- Murakami T, Matsumoto J. 1994. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72 (5): 719–745.
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65 (3): 373–390.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Scaife A A, Kucharski F, Folland C K, et al. 2009. The CLIVAR C20C Project: Selected twentieth century climate events [J]. *Climate Dyn.*, 33 (5): 603–614.
- Song X L, Yu R C. 2004. Underestimated tropical stratiform precipitation in the National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Climate Model (CCM3) [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24101, doi: 10.1029/2004GL021292.
- Turner A G, Inness P M, Slingo J M. 2005. The role of the basic state in the ENSO – monsoon relationship and implications for predictability [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (607): 781–804.
- 王斌, 季仲贞. 2006. 大气科学中的数值新方法及其应用[M]. 北京: 科学出版社, 208pp.
- Wang B, Ji Z Z. 2006. The Numerical New Method and Its Application in the Atmospheric Science (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 208pp.
- Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (4): 629–638.
- Wang B, Wu R G, Lukas R. 1999. Roles of the western North Pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77: 1–16.
- 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.
- Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific – East Asian monsoons [J]. *J. Climate*, 14 (20): 4073–4090.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian – Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15 (4): 386–398.
- 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.
- 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.
- Watanabe M, Jin F F. 2002. Role of Indian Ocean warming in the development of Philippine Sea anticyclone during ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (10): 116–111.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. *J. Climate*, 22 (11): 2992–3005.
- Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer [J]. *J. Climate*, 23 (11): 2974–2986.
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17 – year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (11): 2539–2558.
- Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo – western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. *J. Climate*, 22: 730–747.
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 (1B): 319–351.
- Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02708, doi: 10.1029/2006GL028571.
- Zeng X B, Zhang Q, Johnson D, et al. 2002. Parameterization of wind gustiness for the computation of ocean surface fluxes at different spatial scales [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130: 2125–2133.
- 张强, 曾旭斌, Dickinson R E, 等. 2001. 强对流过程对大尺度模式洋面通量加强的参数化研究与进展 [J]. *海洋学报*, 23 (3): 133–141.
- Zhang Q, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2001. The study of influence of mesoscale enhancement on subgrid-scale sea surface fluxes of large-scale model [J]. *Acta Oceanol. Sinica (in Chinese)*, 23 (3): 133–141.
- 赵鸣. 2000. 关于海面湍流通量参数化的两种方案试验 [J]. *气象科学*, 20 (3): 317–325.
- Zhao M. 2000. On the experiments of two schemes about the computation of fluxes over sea [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 20 (3): 317–325.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009a. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian – Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22 (5): 1159–1173.
- Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. 2009b. The CLIVAR C20C project: Which components of the Asian – Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible? [J]. *Climate Dyn.*, 33 (7): 1051–1068.