

姚隽琛, 周天军, 邹立维. 2015. 区域耦合模式 FROALS 模拟的西北太平洋热带气旋潜势分布与年际变率: 耦合与非耦合试验比较 [J]. 大气科学, 39 (4): 802–814. Yao Junchen, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2015. Distribution and interannual variability of tropical cyclone genesis over the western North Pacific simulated by a regional coupled model— FROALS: Comparison with an uncoupled model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (4): 802–814, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14209.

# 区域耦合模式 FROALS 模拟的西北太平洋热带气旋 潜势分布与年际变率: 耦合与非耦合试验比较

姚隽琛<sup>1,2</sup> 周天军<sup>1,3</sup> 邹立维<sup>1</sup>

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际重点实验室, 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** 热带气旋潜势指数可以合理刻画热带气旋生成的位置与范围, 被广泛应用于评估气候系统模式对热带气旋的模拟。本文使用区域海—气耦合模式 FROALS 对西北太平洋地区 1982~2007 年的积分结果, 检验了该模式对热带气旋潜势指数的气候态和年际变率模拟能力, 并从决定热带气旋潜势的五个变量角度, 分析了造成模式模拟偏差的原因。结果表明, 模式可以合理再现西北太平洋地区热带气旋潜势指数的分布, 但由于西北太平洋季风槽模拟偏弱且耦合后模拟海温偏冷, 使得耦合试验模拟的热带气旋潜势指数分布偏弱, 尽管较之单独大气模式, 其模拟的空间分布有改善。在年际变率方面, 模式可以合理再现年际变率中热带气旋潜势指数对 ENSO 的响应, 且耦合模式优于单独大气模式, 分析表明其原因在于耦合模式模拟的 850 hPa 季风槽强度与年际变率优于单独大气模式。因此区域耦合模式在模拟热带气旋指数年际变率方面相较于大气模式有优势。

**关键词** 热带气旋 热带气旋潜势 区域耦合模式 FROALS 西北太平洋

文章编号 1006-9895(2015)04-0802-13

中图分类号 P437

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14209

## Distribution and Interannual Variability of Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific Simulated by a Regional Coupled Model— FROALS: Comparison with an Uncoupled Model

YAO Junchen<sup>1,2</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1,3</sup>, and ZOU Liwei<sup>1</sup>

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** The tropical cyclone genesis potential index (GPI) can reasonably reproduce the position and region of tropical cyclone genesis. It has been widely used as a metric to evaluate the performance of global climate models in simulating tropical cyclone genesis. In this study, the simulation of GPI over the western North Pacific (WNP) by a regional coupled model, FROALS (Flexible Regional Ocean–Atmosphere–Land System) developed by LASG (State Key

收稿日期 2014-06-16; 网络预出版日期 2014-09-28

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110300, 国家自然科学基金项目 41125017

作者简介 姚隽琛, 男, 1991 年出生, 博士研究生, 研究方向为模式评估与气候模拟。E-mail: yaojc@lasg.iap.ac.cn

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

Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics)/IAP (Institute of Atmospheric Physics), was assessed and compared with a regional atmosphere model, RegCM3. The simulation bias is discussed by analyzing the five variables associated with GPI. The results show that FROALS can reproduce the spatial pattern and seasonal cycle of GPI in the WNP better than RegCM3. Compared with RegCM3, FROALS performs better in modeling the response to ENSO in the interannual variability of GPI in the WNP; this is due to the improved simulation of the intensity and interannual variability of the South China Sea monsoon trough.

**Keywords** Tropical cyclones, Genesis potential index (GPI), Regional coupled model FROALS, Western North Pacific (WNP)

## 1 引言

西北太平洋地区与南海是热带气旋 (TC) 生成最多的季风区 (Mcbride, 1995), 热带气旋造成的强风强降水, 给沿岸的社会生产与生活带来严重影响。为了合理描述热带气旋, 前人已定义许多指数。如用以描述热带气旋能够在一定海气热力条件下可达到的最大风速指数 (Emanuel, 1988), 描述气旋累积的能量 (ACE) 指数 (Bell et al., 2000), 描述气旋时间尺度以及强度的 PDI 指数 (Emanuel, 2005), 描述热带气旋盛期生成强台风或飓风能力的 NCat45 指数 (Saffir, 2003) 等。这其中, 热带气旋潜势指数 (GPI) 近年来得到广泛使用 (Emanuel and Nolan, 2004)。其建立在 Gray 指数 (Gray, 1975) 之上, 被 Emanuel and Nolan (2004) 进行重新定义, 之后 Murakami et al. (2011) 又对其进行了修正。该指数包含了影响热带气旋生成的热力因子 (相对湿度、海表温度、绝对湿度、气温) 与动力因子 (垂直风切变、绝对涡度、垂直抬升速度), 可以合理再现热带气旋的分布与年际变化特征 (田方兴和周天军, 2013), 已被广泛的应用于多种时间尺度热带气旋的研究。

热带气旋潜势指数被广泛应用于评估粗分辨率模式对热带气旋的模拟性能。Camargo et al. (2007a) 发现尽管大气环流模式可以再现热带气旋潜势指数的气候态分布, 但是在大部分区域模拟较观测偏大, 原因是大部分模式模拟的相对湿度较观测更高。田方兴和周天军 (2013) 评估了大气环流模式 GAMIL 的 GPI 分布与年际变率, 指出该模式也有类似现象。Manganello et al. (2012) 对高分辨率的大气模式分析之后发现, 高分辨率大气模式依然会在西北太平洋地区模拟出更高强度的 GPI, 而这主要是副热带相对湿度以及热带低层的涡度模拟偏差导致的。

以上的研究皆针对单独大气模式。局地海气相互作用过程对西北太平洋季风的模拟有重要影响。

大气模式没有考虑该地区海—气的相互作用, 大气只是被海洋驱动, 缺乏了大气对海洋的反馈作用 (Wang et al., 2005)。而西北太平洋地区的海—气相互作用过程却是影响热带气旋形成发展的要素之一。该区域的热带气旋活动有明显的年际变化 (Landsea, 2000), 且其年际变化在 ENSO (El Niño/La Niña–Southern Oscillation, 简称 ENSO) 年正负位相有明显的区别 (Camargo and Sobel, 2005), 这种区别主要是通过 ENSO 影响西北太平洋季风槽强弱实现的 (Wu et al., 2012)。与此同时 ENSO 影响西北太平洋地区气候受到该地区局地海气相互作用的调制 (Wang et al., 2000; Wu et al., 2009; Wu et al., 2010)。研究表明, 在区域气候模式中局地海—气相互作用非常重要。胡轶佳等 (2008) 发现大气模式 RegCM3 对降水高频振荡和天气尺度周期振荡的模拟能力较弱。Zou and Zhou (2013) 在区域气候模式中引入局地海—气相互作用过程后发现, 区域海—气耦合模式模拟的西北太平洋地区夏季风年际变率, 较之单独的区域大气模式有明显改善。而房永杰和张耀存 (2014) 发现区域耦合模式亦可更好的再现东亚夏季风季节内振荡。但是针对热带气旋潜势指数, 区域海气耦合模式和区域气候模式的模拟性能对比此前研究较少。

本文的目的是利用区域海—气耦合模式 FROALS 的试验结果, 从热带气旋潜势指数的气候态以及年际变率方面, 检验该模式性能, 分析造成偏差的原因和耦合模式的优势。

## 2 模式、观测数据和方法

### 2.1 模式介绍

本文所使用的模式是区域海气耦合模式 FROALS (Zou and Zhou, 2011, 2012, 2013, 2014)。其大气模块是 ICTP (International Centre for Theoretical Physics) 开发的 RegCM3 (Pal et al., 2007); 其海洋模块是由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) 开发的 LICOM2.0 (Liu et al., 2012); 耦合器使用的是 OASIS3 (Valcke, 2006)。

大气模式模拟区域为 ( $0^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $105^{\circ} \sim 160^{\circ}\text{E}$ ), 水平分辨率为 45 km, 经向有 113 个格点, 纬向有 136 个格点。垂直方向使用  $\sigma$  坐标, 为 18 层。初始和侧边界条件用的是 NCEP-2 资料 (Kanamitsu et al., 2002), 每 6 小时更新一次, 缓冲期为 12 个格点。为了防止深对流在大气较干的情况下发生, 只有当云顶到云底的平均相对湿度大于特定值时 (试验中使用的是 0.70), 模式中对流才会发生。模式中使用的物理参数化方案如下: Grell 积云参数化方案 (Grell, 1993), SUBEX 层云降水方案 (Pal et al., 2000), CCM3 辐射模块 (Kiehl et al., 1996), BATS 陆面过程方案 (Dickinson et al., 1993), 及海—气通量交换方案 (Zeng et al., 1998)。

海洋模式 LICOM2.0 是 LICOM (Jin et al., 1999; Zhang et al., 2003; Liu et al., 2004) 的更新版本, 并且在 FGAOLS (Zhou et al., 2007, 2008; Yu et al., 2008; Bao et al., 2010, 2013; Li et al., 2013) 作为海洋模块使用。模式模拟区域为  $75^{\circ}\text{S} \sim 90^{\circ}\text{N}$ 。  $75^{\circ}\text{S}$  以南是陆地, 边界条件设为刚性边界。其分辨率在  $10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$  内是  $0.5^{\circ}$ , 在  $10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{S}$  与  $10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$  内从  $0.5^{\circ}$  逐渐过渡到  $1^{\circ}$ 。垂直方向 30 层, 上层的 150 m 内为均匀 15 层。垂直混合方案使用二阶混合模型 (Canuto et al. 2001, 2002) 模式中 1979~1981 年为模式积分到稳定状态的时间。模式的初始条件为 WOA05 资料 (Locarnini et al., 2006; Antonov et al., 2006) 的温度和盐度, 并利用 NCEP-2 日平均的 2 m 气温、绝对湿度、表面气压、10 m 风计算海表风应力与海表湍流热通量 (Large and Yeager, 2004)。

本文中用到了两组试验, 一组是参照试验, 使用周平均的 OISST2 (Optimum Interpolation Sea Surface Temperature 2) 海温资料 (Reynolds et al., 2002) 驱动单独 RegCM3; 另外一组是耦合试验。两组试验均从 1982 年积分到 2007 年。耦合试验中, 大气模式模拟的区域外为 NCEP-2 表面资料驱动海洋模式; 区域内大气模式给海洋模式提供海表热通量以及风应力, 同时海洋模式给大气模式提供海表温度场。通量交换频率为 1 天。其他试验细节参见 Zou and Zhou (2013)。

## 2.2 观测和再分析资料

本研究使用的观测资料如下: (1) OISST2 全

球海表温度资料 (Reynolds et al., 2002), 水平分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ; (2) NCEP-2 再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002), 水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 垂直方向为 17 层。所有资料选取时段为 1982~2007 年。

## 2.3 分析方法

### 2.3.1 热带气旋潜势指数的定义

Murakami et al. (2011) 将热带气旋潜势指数 (GPI) 定义为

$$\text{GPI} = |10^5 \eta|^2 \left(\frac{f}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{\max}}{70}\right)^3 (1 + 0.1V_s)^{-2} (1 - 10\omega), \quad (1)$$

其中  $\eta$  是 850 hPa 绝对涡度, 单位是  $\text{s}^{-1}$ ;  $f$  是 700 hPa 的相对湿度, 单位是%;  $V_{\max}$  是风速上限指数 (Emanuel, 1995), 代表在一定的海—气热力条件下热带气旋能达到的最大风速, 单位是  $\text{m s}^{-1}$ ;  $V_s$  是 850 hPa 与 200 hPa 的水平风切变, 单位是  $\text{m s}^{-1}$ ;  $\omega$  是 500 hPa 垂直速度, 单位  $\text{Pa s}^{-1}$ 。

$V_{\max}$  的公式如下:

$$V_{\max}^2 = \frac{C_k T_s}{C_d T_0} (\text{CAPE}^* - \text{CAPE}^b), \quad (2)$$

其中,  $C_k$  是焓交换系数;  $C_d$  是拖曳系数;  $T_s$  是绝对海表温度;  $T_0$  是平均出流气体温度;  $\text{CAPE}^*$  是饱和湿空气从海表上升时具有的对流有效位能, 跟周围环境有关;  $\text{CAPE}^b$  则是边界层空气上升时具有的有效对流位能;  $V_{\max}$  由绝对湿度、气温、海表气压以及海表温度计算而来, 与海表温度相关性较高。

而式 (1) 又可简写为

$$\text{GPI} = (\text{AV}) \times (\text{RH}) \times (\text{MPI}) \times (\text{SH}) \times (\text{W}), \quad (3)$$

其中, AV 为绝对涡度项, RH 为相对湿度项, MPI 为强度上限项, SH 为垂直切变项, W 为垂直抬升项。

### 2.3.2 平均态误差分析的线性化方法

如式 (1)、(3) 所示, 热带气旋潜势指数由五项相乘得到。本文采用 Yokoi et al. (2009) 的方法通过计算常用对数将其线性化, 使得分析各个变量对热带气旋潜势指数的贡献更加直观:

$$\lg(\text{GPI}) = \sum_{i=1}^5 \lg(\text{var}(i)), \quad (4)$$

其中,  $\text{var}(i)$  表示式 (1)、(2) 中的五个变量。这里用模式与观测中各变量的常用对数之差来表征各变量的偏差。最终, 热带气旋潜势指数的偏差被分解为五个变量的偏差之和:

$$\lg(\text{GPI}_{\text{ob}}) - \lg(\text{GPI}_{\text{mo}}) = \sum_{i=1}^5 [\lg(\text{var}_{\text{ob}}(i)) - \lg(\text{var}_{\text{mo}}(i))]. \quad (5)$$

### 2.3.3 平均态误差偏差贡献的计算方法

每一个格点的  $\text{var}(i)$  偏差贡献计算公式如下

$$\text{Dif}(i) = \frac{\text{var}_{\text{ob}}(i) - \text{var}_{\text{mo}}(i)}{\sum_{i=1}^5 |\text{var}_{\text{ob}}(i) - \text{var}_{\text{mo}}(i)|} \times 100\% \quad (6)$$

其中,  $\text{Dif}(i)$  表示式 (1)、(2) 中的五个变量的偏差贡献。计算区域的偏差方法是对  $\text{Dif}(i)$  做面积加权平均。

## 3 FROALS 对热带气旋潜势气候态的模拟与偏差原因

以下首先从 GPI 的空间分布、季节循环等方面, 检验模式对 GPI 的模拟能力; 随后利用线性化方法找到造成偏差的原因, 最后对大气模式与耦合模式的差别进行分析。

### 3.1 气候态模拟

图 1 给出了观测和模拟的 1982~2007 年 7~10 月 GPI 平均气候态的空间分布。参照试验、耦合试验模拟的 GPI 与观测的空间相关系数分别为 0.46 与 0.47。按观测中 GPI 大值分布, 将西北太平洋为三个区域: 中国南海地区 (SCS;  $5^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ )、西北太平洋北部 (NWNP;  $20^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{E}$ ) 与西北太平洋南部 (SWNP;  $5^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{E}$ )。耦合试验模拟的 GPI 在 SCS、SWNP、NWNP 地区与观测的空间相关系数分别为 0.42、0.53、0.70, 而参照试验分别为 0.59、0.58、0.55。模式大致可以模拟出与观测接近的 GPI 分布, 如 NWNP 与 SCS 的高值区。但是两组试验均未能再现 SWNP 地区的高值区。值得注意的是, 利用 NCEP2 资料计算的 GPI 在日本以南洋面存在大值区, 前人的研究同样有类似结果 (Camargo et al., 2007a; Walsh et al., 2013)。这与 NCEP-2 资料本身有关, 利用 ERA40 计算的 GPI 并没有出现相应大值区 (田方兴和周天军, 2013)。根据前人研究, NCEP-2 资料存在相对湿度的干偏差 (Bony et al. 1997; Dessler and Davis, 2010), 这很可能是二者在计算 GPI 上有差异的原因 (Chattopadhyay and Abss, 2012)。

为了清楚地看出两组试验模拟的 GPI 与观测结果的差别, 图 2 给出了两组试验与观测的 GPI 的差值。可以看到, 两组试验在 SWNP 地区模拟的 GPI 都偏弱; NWNP 地区, 参照试验模拟的 GPI 强于观测, 而耦合试验则相反; 在 SCS 地区, 参照试验模

拟的 GPI 弱于观测, 而耦合试验则相反。具体偏差原因在下文分析。

图 3 给出了观测、两组试验模拟的  $105^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{E}$  平均的 GPI 纬度—时间剖面图。观测中从 5 月开始, GPI 向北部发展并加强, 在 8 月时到达峰值, 主要大值分布在  $20^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$  左右, 接着从 10 月开始南退。两组试验均可模拟出 GPI 从 5 月开始朝北发展, 并且于 6~8 月在  $20^{\circ} \sim 34^{\circ}\text{N}$  达到高值区的现象。但是参照试验模拟的 GPI 在 6~8 月的北部高值区偏强 (图 3b), 在  $5^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{N}$  处偏弱; 而耦合试验模拟的 GPI 较观测整体偏弱 (图 3c), 但时间演变却与观测对应较好。

### 3.2 GPI 分布平均态偏差原因分析

图 4 给出 GPI 及其相关五个变量的泰勒分布图。其中参照试验垂直速度项与观测结果的空间相关系数为 -0.2, 空间标准差比值为 2.10, 故没有出现在图 4 中。由图 4 可见, 两组试验的相对湿度项和垂直抬升项与观测结果的空间相关系数相对较低, 其余各项与观测结果的空间相关系数均高于 0.75。空间变率比值上除了垂直切变项, 两组试验的各项空间变率都要强于观测。耦合模拟亦显示出一些优势, 除了强度上限项, 耦合试验模拟的其他变量的空间相关系数要高于参照试验。

为了更直观的分析构成 GPI 的五个变量分别造成的模拟偏差, 这里采用 2.3.2 中提到的线性化的方法, 对其进行线性化。图 5 是观测的各项线性化后的结果及两组试验模拟的各项与观测之差。

两组试验模拟的 GPI 偏差最大的区域是 SWNP 区域, 均表现为负偏差。导致该地区模式模拟的 GPI 偏差的项主要为垂直抬升项 (图 5n-o)、相对湿度项 (图 5k-l)。这三项的偏差贡献在参照试验中为 -36%、-47%, 耦合试验中为 -34%、-43%, 其偏差的空间分布与模拟的 GPI 偏差的空间分布基本对应。

导致两组试验在 SWNP 地区出现相同偏差的原因是模式在该地区模拟的南海季风槽偏弱。根据前人研究, 季风槽能够为热带气旋发生发展提供很好的背景条件, 如对流、涡度场、湿度等 (Harr and Chan, 2005), 超过 70% 的热带气旋生成都与季风槽联系在一起 (Briegel and Frank, 1997; Chen et al., 2004), 并且季风槽的活动可以通过大尺度背景场与天气尺度扰动影响热带气旋活动 (Wu et al., 2012)。所以季风槽对于热带气旋的模拟至关重要,

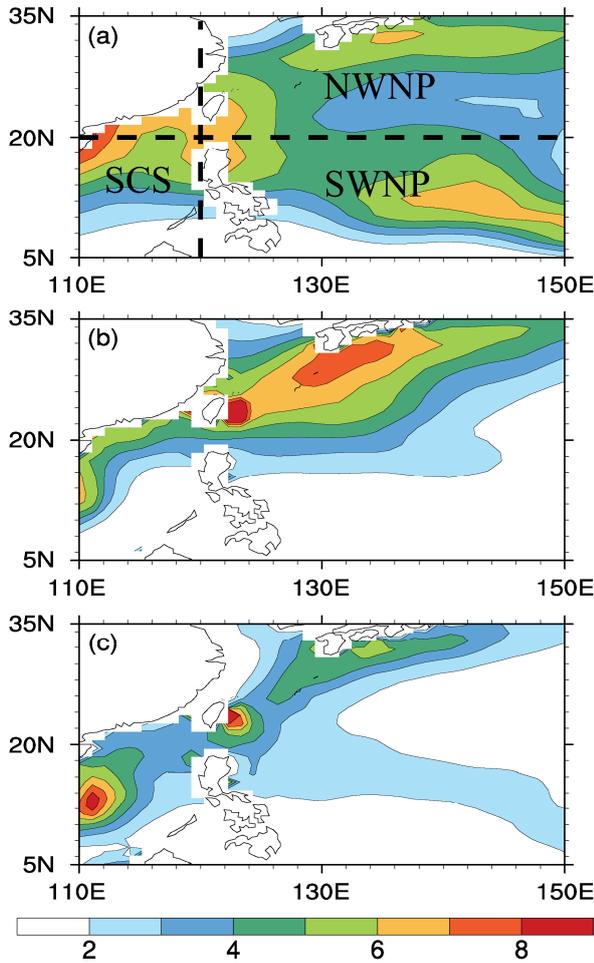


图1 GPI (热带气旋潜势指数) 1982~2007年7~10月平均气候态的空间分布: (a) 观测; (b) 参照试验; (c) 耦合试验。NWNP: 西北太平洋北部; SCS: 中国南海地区; SWNP: 西北太平洋南部  
 Fig. 1 Spatial pattern of July–October mean GPI (Genesis Potential Index) averaged from 1982 to 2007: (a) Observation, (b) control run, (c) coupled run. NWNP: north of the western North Pacific; SCS: the South China Sea; SWNP: south of the western North Pacific

也是模式模拟热带气旋偏差的原因之一。观测中的SWNP地区, 南海季风槽从大约115°E延伸到150°E, 且平均纬度在12°N左右(图6a)。而两组试验在该地区模拟的季风槽非常弱, 其东部只延伸到116°E左右(图6b、c)。模式模拟偏弱的季风槽使得风场辐合与上升运动变弱, 继而使得垂直运动项模拟偏弱。而上升运动偏弱, 会使水汽堆积在大气底部, 继而使得700 hPa的空气更加干燥。故相对湿度项的模拟也会偏弱。

然而在NWNP地区, 参照试验模拟的GPI表现为正偏差, 而耦合试验则相反。经过偏差贡献分析可知, 导致参照试验在该地区模拟的GPI偏强的

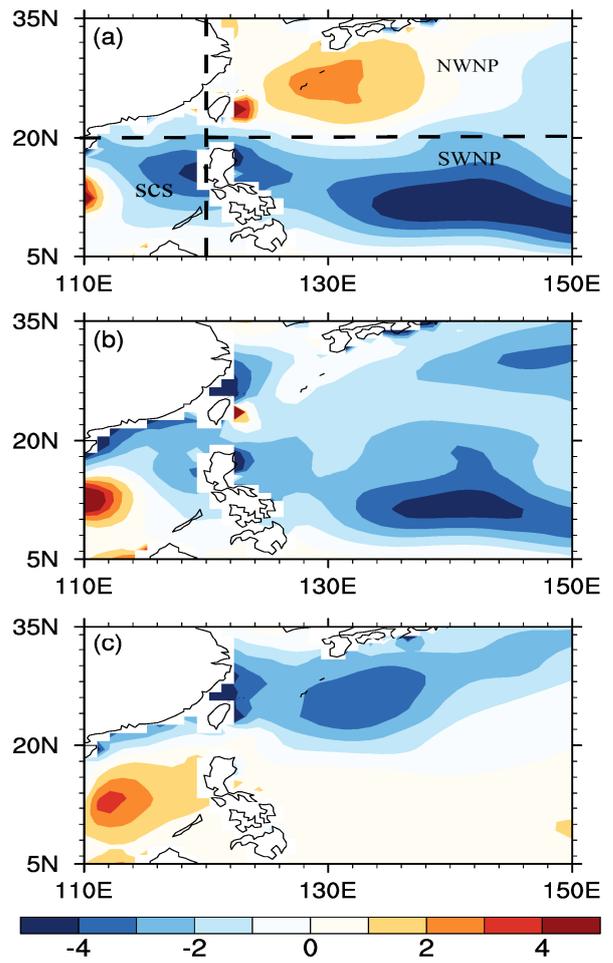


图2 观测与模式模拟的GPI气候态差值的空间分布: (a) 参照试验与观测之差; (b) 耦合试验与观测之差; (c) 耦合试验与参照试验之差  
 Fig. 2 Spatial patterns for the differences of GPI between observations and models: (a) Control run minus observations, (b) coupled run minus observations, (c) coupled run minus control run

原因是绝对涡度项与相对湿度项(图5e、k), 两者偏差贡献分别为18%与30%。导致耦合试验在该地区模拟的GPI偏弱的原因是强度上限项与垂直运动项, 两者偏差贡献分别为-17%和-26%。

为什么两组试验会在NWNP地区出现相反的偏差? 原因可能是参照试验在该地区模拟的副热带高压偏南且偏弱, 而耦合试验模拟在该地区模拟的海温偏冷。观测中, 在NWNP地区, 副热带高压的脊线大概在28°N左右(图6a)。而参照试验在NWNP地区模拟的副热带高压脊线约在24°N(图6b), 且强度偏弱, 出现气旋性偏差(图5e), 即绝对涡度项偏强。这使得副高脊线附近出现异常上升运动。异常上升运动使得更多水汽被带离低层, 从而使得相对湿度项偏强。这是参照试验在该地区模

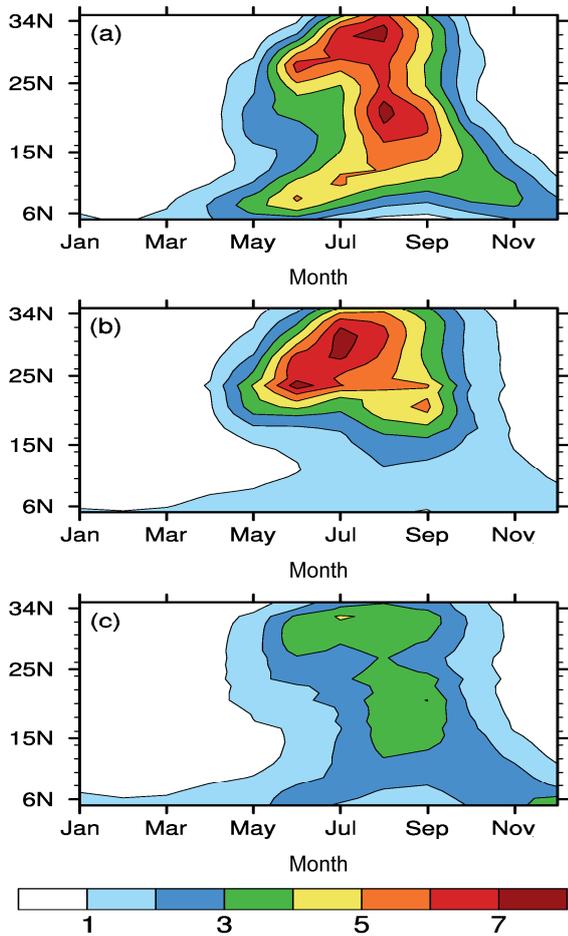


图3 105°~150°E 平均 GPI 纬度—时间剖面: (a) 观测; (b) 参照试验; (c) 耦合试验  
 Fig. 3 Time-latitude cross sections of monthly mean GPI averaged from 105° to 150°E from (a) observations, (b) control run, and (c) coupled run

模拟的 GPI 出现正偏差的原因。耦合试验在该地区模拟的副高脊线位置较参照试验有改善, 但是却模拟出更冷的海温。而强度上限项与海表温度空间相关性很高, 故耦合模式模拟的强度上限项在该地区会偏低。更低的海温同时也会削弱该地区的上升运动, 使得该地区的垂直抬升项模拟偏低。这是耦合试验在该地区模拟的 GPI 出现负偏差的原因。

综上所述, 模式在 SWNP 地区模拟的 GPI 出现的负偏差主要是季风槽的模拟偏弱导致的; 参照试验在 NWNP 地区模拟的 GPI 强于观测, 是副高模拟偏南且偏弱导致的, 而耦合试验在 NWNP 地区模拟的 GPI 弱于观测, 海温模拟偏冷导致的。

#### 4 模式对 GPI 年际变率的模拟

为揭示模式对 GPI 年际变率的模拟能力, 图 7

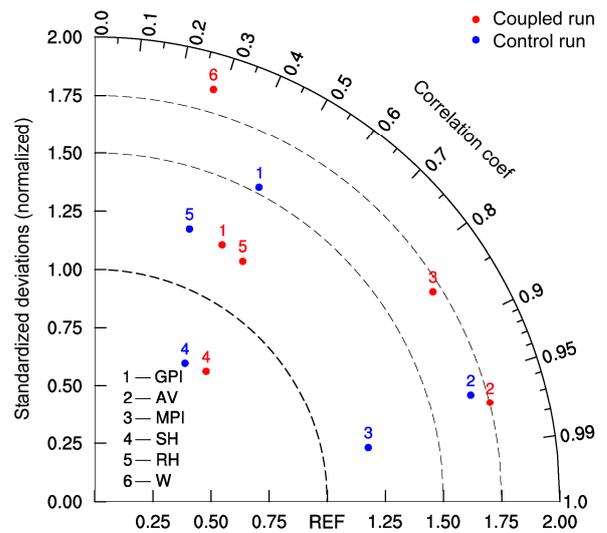


图4 GPI 及构成它五个分量的泰勒图。1 到 6 号分别为 GPI、AV (绝对涡度项)、RH (相对湿度项)、MPI (强度上限项)、SH (垂直切变项)、W (垂直抬升项)。参照试验与耦合试验分别用蓝色和红色表示; 横纵坐标是模式和观测各项的空间标准差比值, 横坐标上径向距离为 1 的点 (REF 点) 即观测点; 角坐标是模式和观测各项的空间相关系数; 参照试验 W 项的空间相关系数为 -0.2, 空间标准差比值为 2.10, 故未在图中出现

Fig. 4 The Taylor diagram of GPI and 5 variables associated with GPI. No.1-6 are GPI, AV (absolute vorticity), MPI (maximum potential intensity), SH (vertical shear), RH (relative humidity), and W (vertical velocity). Control run and coupled run is represented by blue dots and red dots respectively. The ordinate and abscissa are the ratio of the standard deviation of the GPI term simulated by models with respect to the observed GPI term. The observation point (REF point) is on the abscissa with one unit of standard deviation. The azimuthal locations indicate the pattern correlation coefficient between simulated and observed GPI terms. The term W in control run is not shown in the figure for the reason that its pattern correlation coefficient is -0.2 and the ratio of the standard deviation is 2.10

给出观测和模拟的 7~10 月 GPI 标准差的分布。观测的标准差分布与 GPI 分布类似, GPI 的高值对应标准差高值区 (图 7a)。两组试验均能合理再现这个特征。参照试验模拟的 GPI 标准差分布, 其标准差高值区主要分布在中国东海与南海, 较之观测偏强, 同时在 SWNP 模拟的 GPI 标准差弱于观测 (图 7b)。与参照试验相同, 耦合模式模拟的 GPI 标准差高值区主要分布在中国南海与东海地区, 南海地区模拟的 GPI 的标准差变率高于观测, 但在 SWNP 地区与 NWNP 地区均弱于观测 (图 7c)。

为了更直观地分析模式模拟的 GPI 年际变率, 这里对观测与模式模拟的 1982~2007 年 6~8 月平均 GPI 进行 EOF 分析。观测结果的 EOF 分析

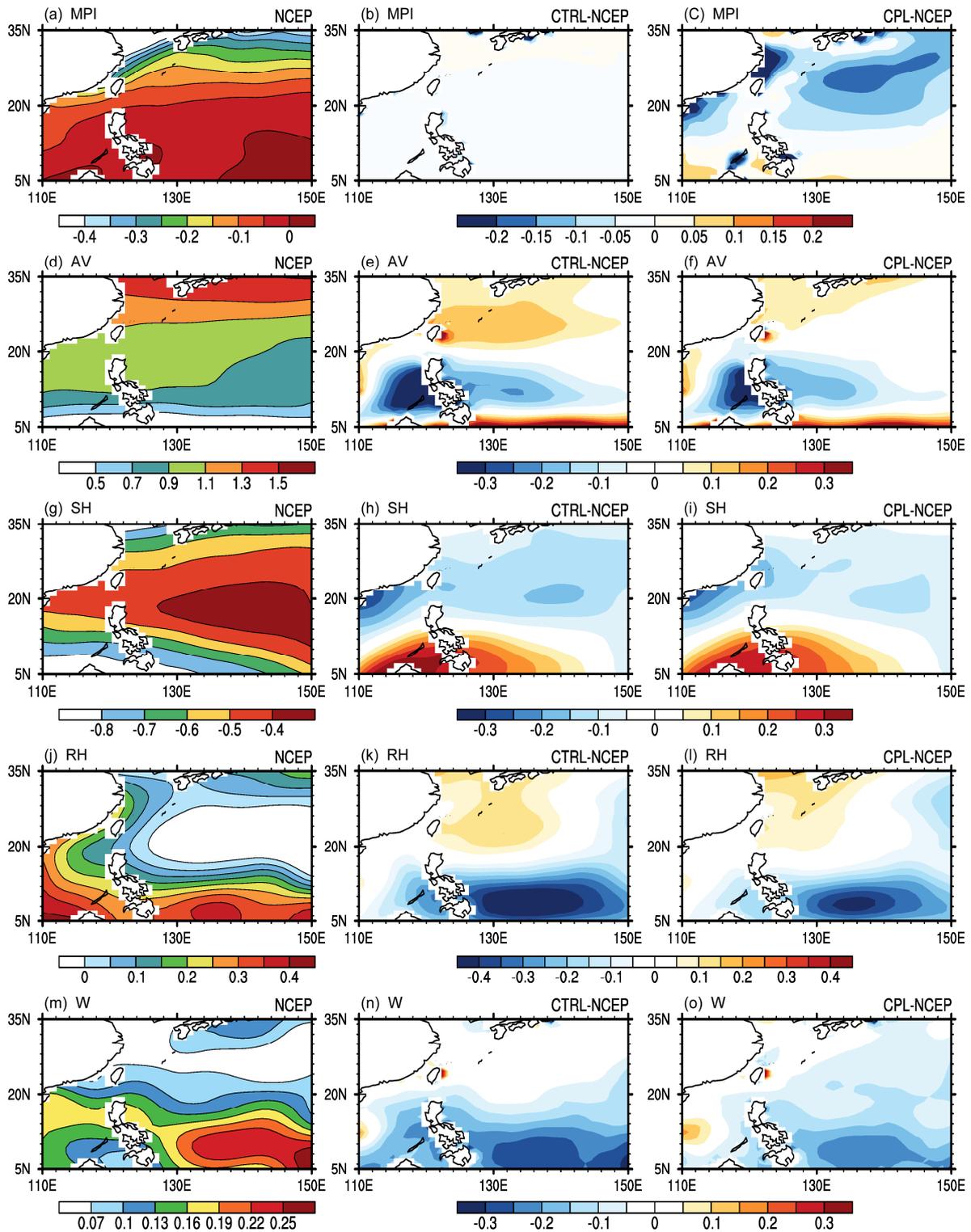


图5 (a, d, g, j, m) 观测中的MPI、AV、SH、RH、W五项线性化后的结果; (b, e, h, k, n) 参照试验线性化后的五项与观测之差; (c, f, g, l, o) 耦合试验线性化后的五项与观测之差

Fig. 5 (a, d, g, j, m) The distribution of linearized MPI, AV, SH, RH, W from observations; (b, e, h, k, n) differences of the five linearized terms between control run and observations; (c, f, g, l, o) differences of the five linearized terms between coupled run and observations

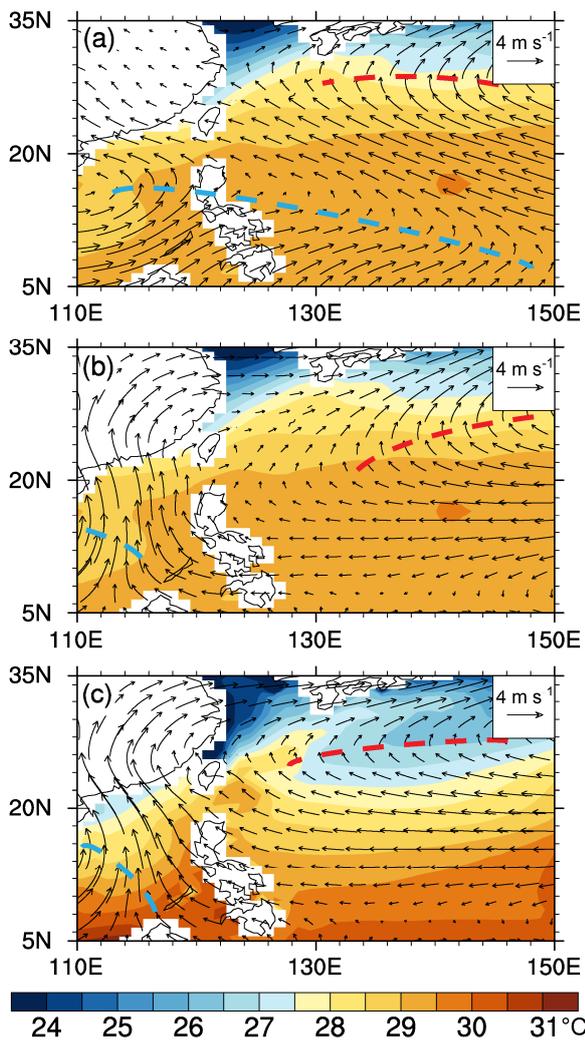


图6 1982~2007年7~10月的850 hPa风场(矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )与SST(填色, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) 观测; (b) 参照试验; (c) 耦合试验  
 Fig. 6 Spatial patterns of July–October mean 850-hPa winds ( $\text{m/s}$ ; vector) and SST ( $^{\circ}\text{C}$ ; shaded) averaged from 1982 to 2007 from (a) observations, (b) control run, and (c) coupled run

第一模态, 解释方差为 30.6%, 其空间形态大致沿  $20^{\circ}\text{N}$  成南北反位相, 为偶极子形态, 菲律宾海为正值, 日本南部地区为负值(图 8a)。该偶极子形态已有很多研究表明其主要受 ENSO 影响: 在 El Niño 年, 南海季风槽加强且在赤道附近东伸, 热带气旋的生成位置更倾向伴随季风槽沿赤道东伸 (Camargo et al., 2007b; Wang et al., 2013), 即 GPI 在  $20^{\circ}\text{N}$  以南沿赤道东伸发展, 对应图 8a 中的正位相区。在 La Niña 年, 季风槽减弱西退, 热带气旋生成位置伴随季风槽的西退, 偏向西北太平洋地区的西北部 (Wang et al., 2013), 即 GPI 主要分布在日本南部, 对应图 8a 中的负位相区。

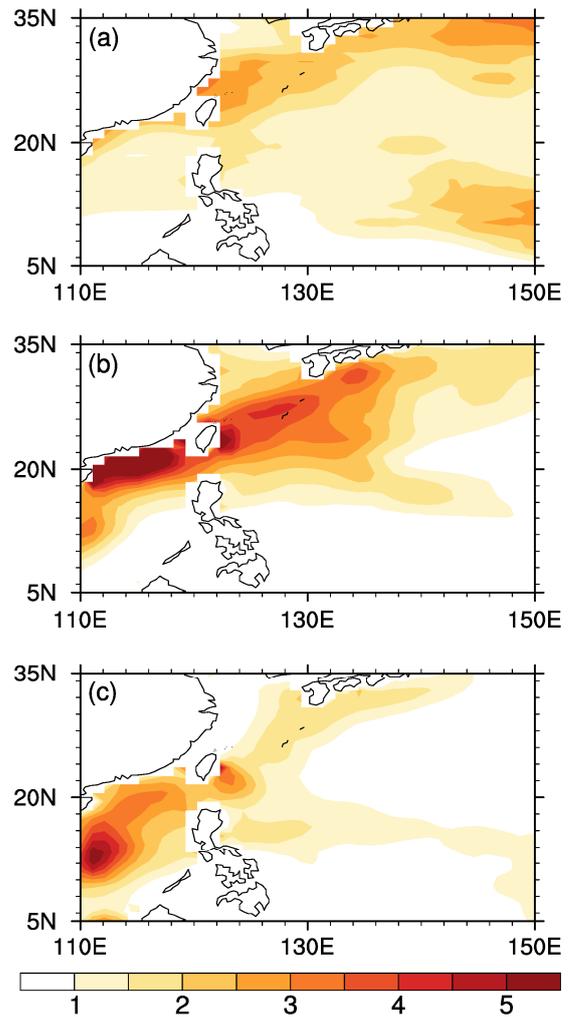


图7 同图1, 但为 GPI 的标准差  
 Fig. 7 Same as Fig. 1, but for standard deviation of GPI

在参照试验中, EOF 第一模态是一条沿日本南部的狭长的 GPI 正值区, 无法与观测结果的偶极子空间形态对应(图未给出)。而其 EOF 第二模态则能与观测结果对应, 故这里选取 EOF 第二模态进行分析。

参照试验的 EOF 第二模态与耦合试验的 EOF 第一模态均可模拟出这种偶极子形态, 其空间解释方差分别为 23.2%与 24.3%。两者与观测结果的 EOF 第一模态的空间相关系数分别为 0.67与 0.61。参照试验中, 其空间形态大致沿  $24^{\circ}\text{N}$  呈南北反位相分布, 菲律宾海地区为正值, 但较观测正值区位置偏北, 日本南部为负值。这表明在参照试验中, 受 ENSO 影响的 GPI 年际变率要强于观测。而在耦合试验中, 其空间形态大致沿  $28^{\circ}\text{N}$  呈南北反位相分布, 中国南海地区为正值, 振幅较观测正值区更

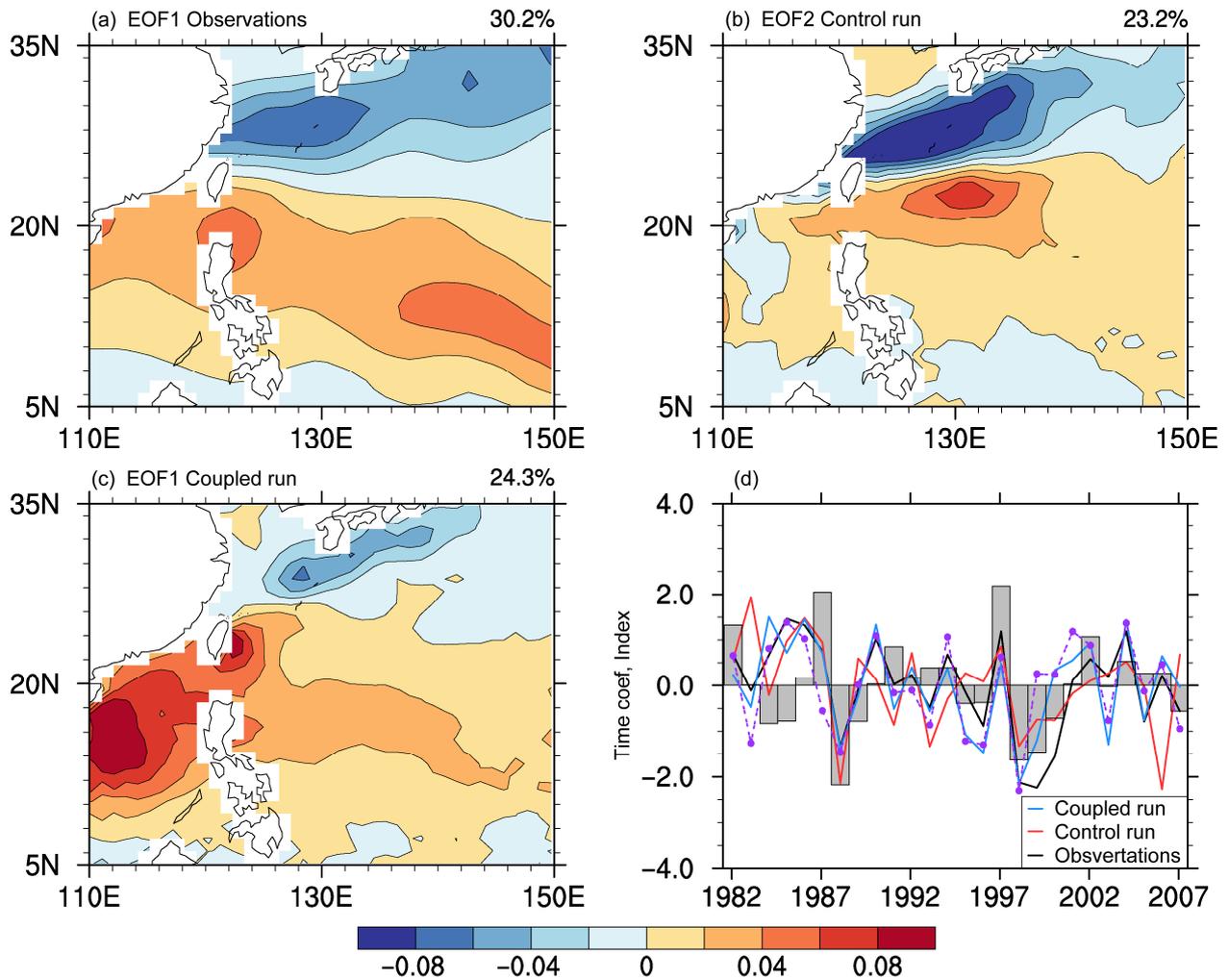


图8 1982~2007年6~8月平均GPI的EOF分析(右上角百分数是其模态对应的解释方差): (a) 观测 EOF 第一模态 (EOF1); (b) 参照试验 EOF 第二模态 (EOF2); (c) 耦合试验 EOF1。 (d) 观测 (黑色实线)、参照试验 (红色实线)、耦合试验 (蓝色实线) 对应的时间序列与 1982~2007 年 6~8 月观测的 Niño3.4 指数 (柱状图) 与南海夏季风指数 (紫色实心圆虚线)

Fig. 8 (a, c) The first mode1 of EOF analysis (EOF1) of Jun-Aug mean GPI from 1982 to 2005 from (a) observation, (c) coupled run. (b) same as (c), but for the second EOF modle (EOF2). (d) Time series of EOF1 observation (black solid line), EOF2 control run (red solid line), EOF1 coupled run (blue solid line) and Niño3.4 index (bar chart), the South China Sea monsoon index (purple dashed line with dots)

强, 日本南部为负值, 范围较观测负值区更小。这表明耦合试验在 El Niño 年模拟的 GPI 沿赤道东伸的现象较观测更广阔更强, 偏向中国的南海地区。而在 La Niña 年, 耦合试验模拟的 GPI 分布在西北太平洋西北部的现象较观测更弱。值得注意的是, 在南海季风槽地区, 耦合试验空间模态的振幅要优于参照试验, 更贴近于观测。

表 1 给出了观测、两组试验的 EOF 主分量时间序列分别与观测、Niño3.4 指数、南海夏季风指数 (Wang and Fan, 1999) 的相关系数。观测中, EOF 第一模态对应的时间序列与 Niño3.4 指数、南海夏

季风指数都有很好的相关性 (图 8d), 且相关系数都通过了 95% 的显著性检验, 体现了 ENSO 通过影响季风槽强弱继而影响热带气旋活动的现象。两组试验对应的 EOF 主分量时间序列都能较好的模拟出与 ENSO 相关的年际变化, 但耦合试验结果优于参照试验 (表 1)。这说明在受 ENSO 影响的 GPI 年际变率上, 耦合试验的模拟要优于参照试验。

为了分析耦合试验模拟的 GPI 年际变率较参照试验优越的原因 这里给出了观测与模式的 850 hPa 风场与 500 hPa 垂直速度场对观测 EOF 主分量时间序列的回归场 (图 9)。观测的结果对应的是 El

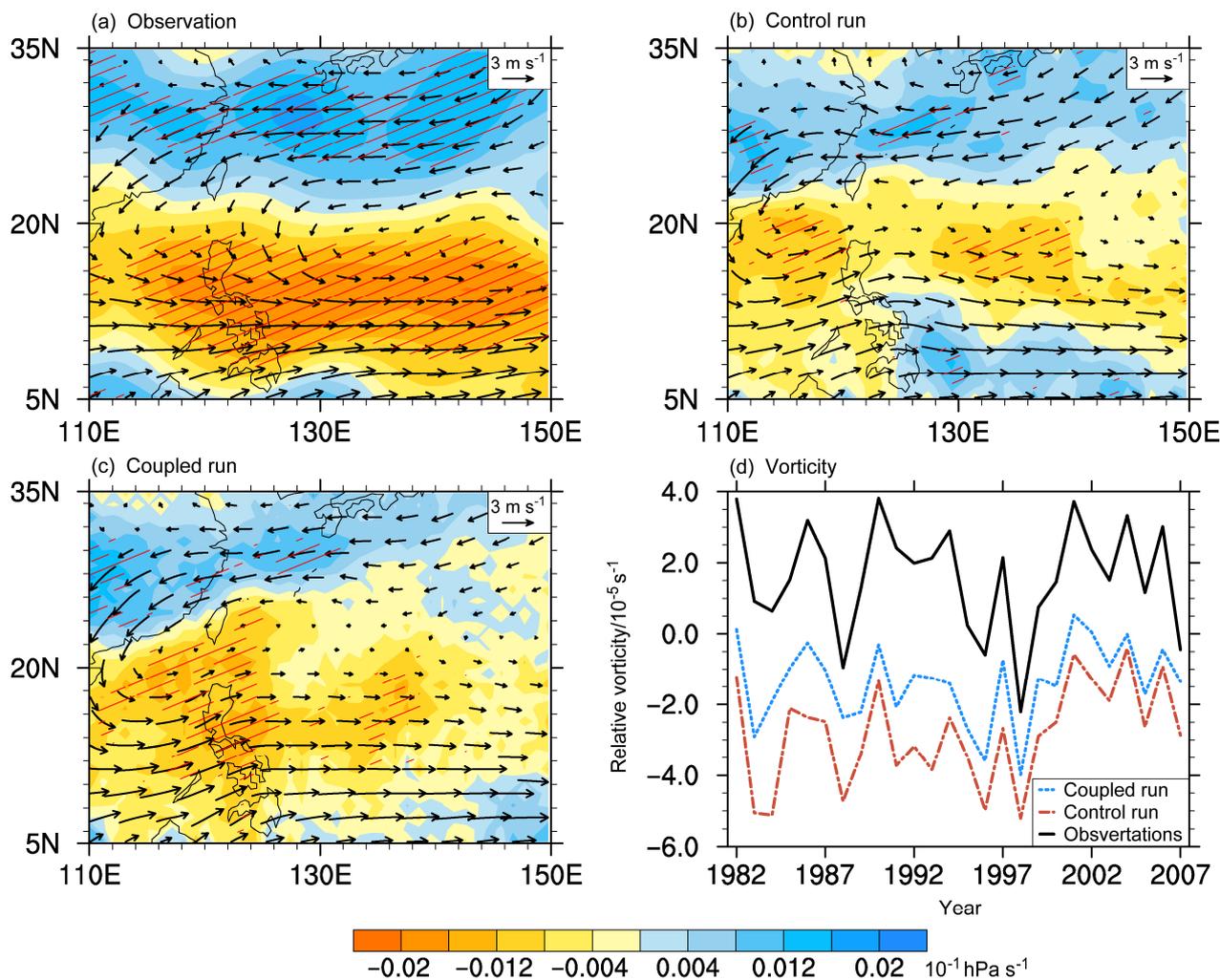


图9 根据图8中观测的 EOF 主分量时间序列回归拟合的 850 hPa 风场(矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )与 500 hPa 垂直速度  $\omega$  (填色, 单位:  $10^{-1} \text{hPa s}^{-1}$ ) 的空间分布(红色斜线覆盖区为通过 0.05 显著性水平检验区域): (a) 观测; (b) 参照试验; (c) 耦合试验; (d) 1982~2007 年 6~8 月 ( $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均相对涡度(单位:  $10^{-5} \text{s}^{-1}$ ), 观测、参照试验、耦合试验分别为黑色实线、红色虚线和蓝色虚线

Fig. 9 Spatial patterns of 850-hPa wind (units:  $\text{m s}^{-1}$ ; vector) and 500-hPa vertical velocity  $\omega$  (units:  $10^{-1} \text{hPa s}^{-1}$ ) regressed onto the time series of observed EOF principal component in Fig. 8 from (a) observations, (b) control run, (c) coupled run. The red slash regions are where regression is statistically significant at the 0.05 level based on the Student  $t$  test. (d) The Jun–Aug mean relative vorticity averaged during 1982 to 2007 from ( $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ ) from observations (black solid line), control run (red dashed line), and coupled run (blue dashed line)

Niño 年的信号, 其在菲律宾海附近有异常气旋。异常气旋中心与其偏南部伴随着异常上升运动, 北部则伴随异常下沉运动(图 9a)。因为异常气旋与异常上升运动区可以提供有利于热带气旋发生发展的气象条件, 如垂直上升运动、适宜的相对涡度条件、适宜的水汽条件、弱的垂直风切变等。与之相反, 异常下沉区则不利于热带气旋发展。故观测中, 异常气旋与异常上升运动区对应着 EOF 分析中 GPI 在 El Niño 年的主要分布范围, 即 GPI 在  $20^{\circ}\text{N}$  以南沿赤道附近东伸发展的现象。

在参照试验基于观测 EOF 主分量时间序列回归的 850 hPa 风场与 500 hPa 垂直速度场中, 菲律宾海附近的异常气旋较观测偏弱, 且中心偏向中国南海附近。其回归的垂直运动较观测也更弱, 菲律宾海中南部出现了下沉区(图 9b)。这表明在 El Niño 年, 参照试验模拟的 GPI 分布较观测会更加偏西, 且在菲律宾海中南部的 GPI 会弱于观测结果。这与之前 EOF 分析的空间模态是一致的。

在耦合试验基于观测 EOF 主分量时间序列回归的 850 hPa 风场与 500 hPa 垂直速度场中, 其在

菲律宾海模拟的异常气旋在强度和位置较参照试验都得到了一定改善,其纬向范围更大。伴随改善后的异常气旋,其模拟的垂直运动较参照试验也更强,菲律宾海中南部的下沉区得到改善(图 9c)。但其模拟的垂直运动范围较观测依然有较大偏差。改善了的风场与垂直运动使得耦合试验在 El Niño 年模拟的 GPI 更接近观测,特别是菲律宾海中南部区域,这也与之前 EOF 分析的空间模态是一致的。

表 1 图 8 中观测、参照试验、耦合试验 GPI 的 EOF 主模态时间序列与观测 GPI 的 EOF 主模态时间序列、Niño3.4 指数、南海夏季风指数的相关系数

Table 1 The correlation coefficient between time series of EOF analysis of GPI in Fig. 8 and Niño3.4 index, the South China Sea monsoon index

	观测	参照试验	耦合试验
观测	—	0.53	0.76
Niño3.4 指数	0.58	0.39	0.39
南海夏季风指数	0.64	0.22	0.83

上述菲律宾海中南部对应观测中的南海季风槽区域,而两组试验在气候态均未能再现该区域的季风槽。为了检查模式对于该区域南海季风槽的强度年际变率模拟如何,这里计算了 1982~2007 年 6~8 月(5°~20°N, 110°~145°E)区域平均的相对涡度(图 9d)。该区域的相对涡度可以一定程度表征南海季风槽与西北太平洋季风槽强度(高建芸等, 2011)。图中参照试验和耦合试验模拟的季风槽与观测中季风槽的强度时间序列的相关系数分别为 0.77 和 0.84,均通过 95%的显著性检验。由图可见,两组试验模拟的季风槽强度都明显弱于观测,与前文所述模式模拟的季风槽偏弱对应。但耦合试验模拟的季风槽强度不论在时间序列的相关性还是在强度上都优于参照试验。可见 FROALS 较大气模式在该区域季风槽的强度与年际变率模拟方面都有所提高,进而改善了菲律宾海中南部 GPI 的年际变率模拟。

## 5 结论

本文使用 NCEP-2 再分析资料检验了区域海—气耦合模式 FROALS 对热带气旋潜势指数的模拟能力。主要结论如下:

(1) 在西北太平洋地区,两组试验均可再现观测中夏季的 GPI 分布形态。在 SWNP 地区,两组试

验表现出相同的负偏差。在 NWNP 地区,参照试验模拟的 GPI 强于观测,而耦合试验模拟的 GPI 弱于观测。在季节循环方面,两组试验均可模拟出 GPI 的季节变化,参照试验的 GPI 振幅偏强,而耦合试验则偏弱。

(1) 两组试验在 SWNP 地区模拟的 GPI 偏弱的原因是其在该地区模拟的南海季风槽偏弱。偏弱的季风槽使得相对湿度偏低,垂直运动偏弱,相对涡度偏低。而两组试验在 NWNP 地区模拟的偏差相反的原因是参照试验在该地区模拟的副高偏南且偏弱,而耦合试验模拟在该地区模拟的海温偏冷。偏弱的副高使得参照试验中相对湿度偏高,继而使得模拟的 GPI 偏强。偏冷的海温使得耦合试验中的强度上限项模拟偏低,且垂直运动偏弱,继而使其模拟的 GPI 偏弱。

(3) 观测中夏季的 GPI 经 EOF 分析后其第一模态为南北对称的偶极子形态。该信号对应 ENSO 对西北太平洋地区热带气旋的影响。两组试验均可再现该偶极子形态。但是参照试验模拟的北部负值区振幅偏强,南部正值区振幅偏弱。耦合试验改善了参照试验南部正值区,特别是季风槽区域的振幅偏弱现象,但其北部负值区范围较观测偏小。观测 EOF 分析结果的时间序列与 Niño3.4 指数与南海夏季风指数能很好对应,表现为 ENSO 通过南海季风槽影响西北太平洋地区的热带气旋。两组试验也能很好再现时间序列与两个指数的对应关系。但是耦合试验模拟的时间序列较参照试验更优,进一步分析指出其原因是耦合后模式模拟的南海季风槽年际变率优于单独的大气模式。

## 参考文献 (References)

- Antonov J I, Locarnini R A, Boyer T P, et al. 2006. World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity [C], NOAA Atlas NESDIS, 62, 182 pp.
- Bao Q, Wu G X, Liu Y M, et al. 2010. An introduction to the coupled model FGOALS1.1-s and its performance in East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1131–1142.
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, spectral version 2: FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 561–576.
- Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, et al. 2000. Climate assessment for 1999 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81 (6): S1–S50.
- Bony S, Sud Y, Lau K M, et al. 1997. Comparison and satellite assessment of NASA/DAO and NCEP/NCAR reanalyses over tropical ocean: Atmospheric hydrology and radiation [J]. *J. Climate*, 10 (6): 1441–1461.
- Briegel L M, Frank W M. 1997. Large-scale influences on tropical

- cyclogenesis in the western North Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125 (7): 1397–1413.
- Camargo S J, Sobel A H. 2005. Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO [J]. *J. Climate*, 18 (15): 2996–3006.
- Camargo S J, Sobel A H, Barnston A G, et al. 2007a. Tropical cyclone genesis potential index in climate models [J]. *Tellus*, 59A (5): 428–443.
- Camargo S. J, Emanuel K A, Sobel A H. 2007b. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis [J]. *J. Climate*, 20 (19): 4819–4834.
- Canuto V M, Howard A, Cheng Y, et al. 2001. Ocean turbulence. Part I: One-point closure model—Momentum and heat vertical diffusivities [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 31: 1413–1426.
- Canuto V M, Howard A, Cheng Y, et al. 2002. Ocean turbulence. Part II: Vertical diffusivities of momentum, heat, salt, mass, and passive scalars [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 240–264.
- Chattopadhyay M, Abbs D. 2012. On the variability of projected tropical cyclone genesis in GCM ensembles [J]. *Tellus*, 64: 18696.
- Chen T C, Wang S Y, Yen M C, et al. 2004. Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the western North Pacific [J]. *Wea. Forecasting*, 19 (4): 776–785.
- Dessler A E, Davis S M. 2010. Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 115 (D19): D19127, doi: 10.1029/2010JD014192
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere–atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-387+STR, 72 pp.
- Emanuel K. 1988. The maximum intensity of hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1143–1155.
- Emanuel K. 1995. Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (22): 3969–3976.
- Emanuel K, Nolan D. 2004. Tropical cyclone activity and the global climate system [C]// Preprints, 26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology. Miami FL: Amer. Meteor. Soc., 240–241.
- Emanuel K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years [J]. *Nature*, 436 (7051): 686–688.
- 房永杰, 张耀存. 2014. 区域海气耦合模式模拟的 2003 年东亚夏季风季节内振荡 [J]. *气候与环境研究*, 19 (1): 78–88. Fang Yongjie, Zhang Yaocun. 2014. Simulation of intraseasonal oscillation of East Asian summer monsoon in 2003 by a regional air–sea coupled model [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 19 (1): 78–88.
- 高建芸, 余锦华, 张秀芝, 等. 2011. 南海—西北太平洋季风槽强度变化的特征及其与热带气旋活动的关系 [J]. *热带气象学报*, 27 (1): 63–73. Gao Jianyun, Yu Jinhua, Zhang Xiuzhi, et al. 2011. On relationship between variation of the monsoon trough intensity in the South China Sea–western North Pacific and tropical cyclone activities [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 27 (1): 63–73.
- Gray W M. 1975. Tropical Cyclone Genesis [M]. Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 234, Colorado State University, Ft. Collins, CO Press, 121 pp.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (3): 764–787.
- Harr P A, Chan J C L. 2005. Monsoon impacts on tropical cyclone variability [M]// Chang C P, Wang B, Lau N C G. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. Secretariat of the World Meteorological Organization, 512–542.
- 胡轶佳, 钟中, 王晓婷. 2008. 1998 年夏季长江中下游地区大气多尺度振荡的区域气候模 [J]. *热带气象学报*, 24 (6): 700–707. Hu Yijia, Zhong Zhong, Wang Xiaoting. 2008. Regional climate modeling of the multi-scale oscillations over the lower and middle reaches of Yangtze River in summer [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 24 (6): 700–707.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG World Ocean general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16 (2): 197–215.
- 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.
- Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR community climate model (CCM3) [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-420+STR, 159 pp.
- Landsea C W. 2000. El Niño–Southern Oscillation and the seasonal predictability of tropical cyclones [M]// Diaz H F, Markgraf V. *El Niño: Impacts of Multiscale Variability on Natural Ecosystems and Society*. Cambridge: Cambridge University Press, 149–181.
- Large W, Yeager S. 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-460+STR, 105 pp.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, grid-point version 2: FGOALS-g2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3), 543–560.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5), 675–690.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 26 (3), 318–329.
- Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. 2006. *World Ocean Atlas 2005, Volume 1: Temperature [C]*, NOAA Atlas NESDIS 61, 182 pp.
- Manganello J V, Hodges K I, Kinter J L, et al. 2012. Tropical cyclone climatology in a 10-km global atmospheric GCM: Toward weather-resolving climate modeling [J]. *J. Climate*, 25 (11): 3867–3892.
- Mebride J L. 1995. Tropical cyclone formation, Chapter 3, *Global Perspectives on Tropical Cyclones [R]*. Geneva: Tech. Doc. WMO/TD No 693, World Meteorological Organization, 63–105.
- Murakami H, Wang B, Kitoh A. 2011. Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-Mesh global atmospheric model [J]. *J. Climate*, 24 (4): 1154–1169.
- Pal J S, Small E E, Eltahir E A B. 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM [J]. *J. Geophys. Res.*, 105 (D24): 29579–29594.
- Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. 2007. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (9): 1395–1409.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ

- and satellite SST analysis for climate [J]. *J. Climate*, 15 (13): 1609–1625.
- Saffir H. 2003. Communicating damage potentials and minimizing hurricane damage [M]// Simpson R, Anthes R, Garstang M, et al. Hurricane! Coping with Disaster. Washington, DC: American Geophysical Union, 155–164.
- 田方兴, 周天军. 2013. 西北太平洋热带气旋潜势分布和年际变率的数值模拟 [J]. *气象学报*, 71 (1): 50–62. Tian Fangxing, Zhou Tianjun. 2013. The tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific and its interannual variability as simulated by the LASG/IAP AGCM [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 71 (1): 50–62.
- Valcke S. 2006. OASIS3 user guide (prism\_2–5) [R]. CERFACS PRISM-Support Initiative Rep. 3, 64 pp.
- Walsh K, Lavender S, Scoccimarro E, et al. 2013. Resolution dependence of tropical cyclone formation in CMIP3 and finer resolution models [J]. *Climate Dyn.*, 40 (3–4): 585–599.
- 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, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1517–1536.
- Wang B, Ding Q, Fu X, Kang I, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15711.
- Wang C Z, Li C X, Mu M, et al. 2013. Seasonal modulations of different impacts of two types of ENSO events on tropical cyclone activity in the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 2013, 40 (11–12): 2887–2902.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Contrast of rainfall–SST relationships in the Western North Pacific between the ENSO–developing and ENSO–decaying summers [J]. *J. Climate*, 22 (16): 4398–4405.
- Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Asymmetry of atmospheric circulation anomalies over the western North Pacific between El Niño and La Niña [J]. *J. Climate*, 23 (18): 4807–4822.
- Wu L, Wen Z P, Huang R H, et al. 2012. Possible linkage between the monsoon trough variability and the tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140 (1): 140–150.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 641–654.
- Yokoi S, Takayabu Y N, Chan J C L. 2009. Tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific simulated in medium-resolution coupled general circulation models [J]. *Climate Dyn.*, 33 (5): 665–683.
- Zeng X M, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data [J]. *J. Climate*, 11 (10): 2628–2644.
- Zhang X, Yu Y, Yu R, et al. 2003. Assessments of an OGCM and the relevant CGCM Part I: Annual mean simulations in the tropical Pacific ocean [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.*, 27 (6): 649–970.
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu H L, et al. 2007. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean–atmosphere coupled models in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (6): 1109–1120.
- Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 655–672.
- Zou L W, Zhou T J. 2011. Sensitivity of a regional ocean–atmosphere coupled model to convection parameterization over western North Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D18): D18106, doi: 10.1029/2011JD015844.
- Zou L W, Zhou T J. 2012. Development and evaluation of a regional ocean–atmosphere coupled model with focus on the western North Pacific summer monsoon simulation: Impacts of different atmospheric components [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 2012, 55 (5): 802–815.
- Zou L W, Zhou T J. 2013. Can a Regional ocean–atmosphere coupled model improve the simulation of the interannual variability of the western North Pacific summer monsoon? [J]. *J. Climate*, 26 (7): 2353–2367.
- Zou L W, Zhou T J. 2014. Simulation of the western North Pacific summer monsoon by regional ocean–atmosphere coupled model: Impacts of oceanic components [J]. *Chinese Science Bulletin*, 59 (7): 662–673.