

白文蓉, 智海, 林鹏飞. 2017. CMIP5 多模式模拟两类 El Niño 海表盐度分布及与降水的关系 [J]. 大气科学, 41 (3): 629–647. Bai Wenrong, Zhi Hai, Lin Pengfei. 2017. Comparison of sea surface salinity-distribution and its relationship with precipitation between the two types of El Niño in CMIP5 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (3): 629–647, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1610.16194.

# CMIP5 多模式模拟两类 El Niño 海表盐度分布 及与降水的关系

白文蓉<sup>1</sup> 智海<sup>1</sup> 林鹏飞<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

<sup>2</sup> 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

**摘 要** 利用 CMIP5 提供的 25 个工业革命前控制试验 (piControl) 模拟数据评估了热带太平洋两类 El Niño (即东部 EP 和中部 CP 型 El Niño) 的海表盐度 (SSS) 空间结构差异及其与海表温度 (SST) 和降水的关系。结果表明: (1) 大部分模式能够模拟出 EP 和 CP 型空间结构, 两类 El Niño 中的 SST、降水和 SSS 的空间技巧评分依次减小, 其中, EP 型 SST 和降水水平分布的模拟能力强于 CP 型, SSS 则为 CP 型强于 EP 型, CP 型模拟的 SST、SSS 和降水异常中心位置较 EP 型偏西且强度偏弱; (2) CP 型 SST、降水和 SSS 三者空间分布的线性一致性比 EP 型好, 即在 CP 型中, SST 影响降水, 进而影响 SSS, 同时 SSS 对 SST 调制的反馈机制较显著, 而对于 EP 型, 由于海洋水平平流和非局地效应等因素, 使得 SST 与 SSS 空间对应较差; (3) 依据多模式模拟的 SSS 空间技巧评分高低将 CMIP5 模式分为两类, 技巧评分低 (高) 的模式模拟的 SST、SSS 和降水异常值的中心位置偏西 (偏东), 引起中心位置偏移的原因与模式模拟赤道太平洋冷舌的位置有关, 即赤道太平洋冷舌西伸显著, 导致发生 El Niño 时 SST 异常变暖西伸显著, 进而使得降水异常和 SSS 异常位置偏西。同时, 技巧评分低的模式还易出现向东南延伸的负 SSS 异常, 原因是双赤道辐合带的东南分支过于明显, 即降水偏多, 导致 SSS 偏淡。SSS 变化会影响 ENSO 的发生发展。因此, 探讨两类 El Niño 盐度分布的差异及相关物理场的关系, 为提高模式的气候模拟和预测提供有益的借鉴。

**关键词** CMIP5 模式 两类 El Niño 海表温度 海表盐度 降水

文章编号 1006-9895(2017)03-0629-19

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1610.16194

## Comparison of Sea Surface Salinity-Distribution and Its Relationship with Precipitation between the Two Types of El Niño in CMIP5 Model

BAI Wenrong<sup>1</sup>, ZHI Hai<sup>1</sup>, and LIN Pengfei<sup>2</sup>

<sup>1</sup> College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 210044

<sup>2</sup> State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2016-07-14; 网络预出版日期 2016-11-18

作者简介 白文蓉, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: baiwenrong1992@163.com

通讯作者 林鹏飞, E-mail: linpf@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项“热带西太平洋海洋系统物质能量交换及其影响”XDA11010304, 国家自然科学基金项目 41576026、41376039、41376019, 江苏高校优势学科 (PAPD) 建设工程

**Funded by** Special Fund for Strategic Pilot Technology of Chinese Academy of Sciences “Western Pacific Ocean System: Structure, Dynamics and Consequences” (Grant XDA11010304), National Natural Science Foundation of China (Grant 41576026, 41376039, 41376019), the Priority Academic Program Development (PAPD) of Jiangsu Higher Education Institutions

**Abstract** Based on the 25 models in the Phase 5 of Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) piControl simulation, the present study assessed the spatial distribution of the sea surface salinity (SSS) for the Eastern-Pacific (EP) and the Central Pacific (CP) El Niño in the tropical Pacific Ocean and explored the relationships among SSS, the sea surface temperature (SST) and precipitation. The results illustrate that: (1) Most of CMIP5 models can realistically reproduce the features of the two types of El Niño. The spatial skill scores of SST simulation show the best performance, followed by those of precipitation and SSS. The simulated horizontal distributions of SST and precipitation anomalies for the EP El Niño were better than those for the CP El Niño, but the results were opposite for SSS simulations. During the CP El Niño period, the positions of maximal SST, precipitation and SSS anomalies were clearly shifted to the west and slightly weaker compared with that during the EP El Niño. (2) The correlations among SST, precipitation and SSS in the CP El Niño were higher than that in the EP El Niño, which showed that SST directly affected precipitation, which then subsequently affected SSS significantly. In addition, SSS had an obvious feedback on SST. Compared with that in EP El Niño, the interaction between SST and SSS might be weaker because of the horizontal advection, the nonlocal effects and other related ocean physics. (3) Based on each SSS skill score simulated, CMIP5 models were divided into two groups. It was found that the maximal position of the variability with the low (high) scores models were located westward (eastward) in the equatorial Pacific, probably due to the position of the equatorial Pacific cold tongue. When the Pacific cold tongue extended westward, the warm SST anomalies moved westward remarkably during the El Niño events. This resulted in westward shift of precipitation and SSS anomalies at the same time. Meanwhile, the negative SSS anomalies extended southeastward in the low skill score models, which were probably attributed to the effects of the southeastern branch of the double ITCZ that caused more precipitation and freshen SSS. The SSS variability showed a close relationship with SST associated with the evolution of ENSO. Furthermore, the present study in the variation of simulated SSS spatial distribution and related physical fields can provide some information for improving climate prediction in the future.

**Keywords** CMIP5 model, Two types of El Niño, SST (Sea surface temperature), SSS (Sea surface salinity), Precipitation

## 1 引言

厄尔尼诺—南方涛动 (El Niño–Southern Oscillation, 简称 ENSO) 是位于热带太平洋最强的年际变化模态, 不仅可以造成局地海洋和大气环流异常, 而且通过大气遥相关影响到全球的气候变化 (Bjerknes, 1969)。观测表明, 热带太平洋存在两种不同类型且相对独立的 El Niño 事件 (Larkin and Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Kao and Yu, 2009; Yeh et al., 2009; Kug et al., 2009, 2010; Xu et al., 2012)。这两种事件分别表现为: 海表增暖出现在赤道东太平洋 (Eastern-Pacific, 简称 EP) 的东部型 El Niño 以及海表增暖出现在赤道中太平洋 (Central-Pacific, 简称 CP) 的中部型 El Niño。而且在全球变暖背景下, CP 型出现频率增加, 强度呈加强的趋势。EP 和 CP 型的转变以及相关原因近年来有了大量工作 (Wittenberg et al., 2006; Wittenberg, 2009; Weng et al., 2009; Kim et al., 2009; Ashok and Yamagata, 2009; Lee and McPhaden, 2010; Newman et al., 2011; Stevenson, 2012; Xu et al., 2012; Yeh et al., 2014), EP 型和 CP 型的影响及其机制存在明显差异, 有必要对其进行更详细的研究。

盐度作为海洋环流和水循环的重要变量 (Lagerloef, 2002), 可以通过调节海洋密度影响层结和热量的垂向传输, 进而调制 SST 变化 (Delcroix and McPhaden, 2002; Fedorov et al., 2004; Maes et al., 2005; Huang et al., 2008)。热带太平洋表层盐度 (SSS) 异常受到淡水通量 (FWF) 和海洋环流等的影响。FWF 作为影响 SSS 的直接外部强迫因子, 主要由降水、蒸发 (E) 等组成 (降水—蒸发)。El Niño 期间, 降水进入海洋改变 SSS, 导致上层海水密度改变, 影响混合层和形成障碍层厚度异常 (Lukas and Lindstrom, 1991)。位于中—西热带太平洋的障碍层减弱了混合层内夹卷和垂直混合过程, 加热 SST, 调制 El Niño (Maes and Belamari, 2011), 而 SST 会通过影响降水改变 SSS (Zheng and Zhang, 2012; Zheng and Zhang, 2015), 因此 SSS 与 SST 之间相互影响 (Delcroix and McPhaden, 2002; Zhi et al., 2015)。

两类 El Niño 由于正 SST 异常区域的分布差异, 导致对应的物理场分布出现变化。CP 型中正降水异常和负 SSS 异常的中心均向西偏移 (Kug et al., 2009; Singh et al., 2011)。盐度的异常不仅在表层, 在混合层也很明显。负盐度异常减小了混合层内的

海洋密度,使层结稳定。CP型时,盐度异常对密度的作用比EP型更深,同时更加向西扩展(Zheng et al., 2012b; Hasson et al., 2013)。这些观测事实说明在两类El Niño中,降水和SSS等物理场差异明显,这可能会影响SST差异(Singh et al., 2011)。因此,对比研究两类El Niño中盐度变化及其差异具有重要意义。

耦合模式是研究气候变化的有力工具。模式可以弥补观测资料的不足,克服海洋观测方面时间和空间覆盖不足的缺陷。但模式的可靠性需要被评估。基于耦合模式比较计划(The Coupled Model Intercomparison Project, CMIP),开展多模式比较和评估(IPCC, 2013)可以全面理解和探讨模式的共性和差异。最新一代比较计划CMIP5的工业革命前对照试验能够较好地模拟出两类El Niño的特征(Kug et al., 2012)。CMIP5模式模拟的El Niño振幅与观测值偏差比CMIP3有改进(Bellenger et al., 2013),但包括CMIP5在内的耦合模式模拟降水时存在明显的“双赤道辐合带”的偏差(Davey et al., 2002; Liu et al., 2012; Zhang et al., 2015),所产生的虚假FWF使SSS的模拟存在较大的不确定性,这反过来可能会影响SST和El Niño的模拟(Zhang and Busalacchi, 2009; Singh et al., 2011; Liu et al., 2012)。同时,赤道太平洋冷舌过于西伸也是大多数耦合模式中一个顽固偏差(Zheng et al., 2012a; Wang et al., 2014),这个偏差与模拟的ENSO空间结构紧密联系(Guilyardi, 2006; Watanabe et al., 2010; Yeh et al., 2012)。这种SST和降水平均态与ENSO相互影响受到了较大关注,但较少涉及与其相关的SSS变化,特别是不同ENSO类型时SSS变化及模拟技巧。此外,有观测研究发现CP型大于EP型,而且SSS的强迫效应对CP型作用大于EP型(Zheng et al., 2012b)。这些特征能否被模式模拟及其存在可能原因,值得进一步研究。

本文采用CMIP5多模式模拟结果,评估模式模拟的两类El Niño期间SSS空间结构差异(空间模拟技巧)及其与SST和降水关系并探讨SSS模拟技巧高低的可能原因。文章第二部分简单介绍CMIP5模式、相关资料和方法;第三部分为两类El Niño空间结构差异的结果;与El Niño相关的SSS变化及其与SST和降水的关系在文章第四部分;第五部分则通过模式的技巧评分进一步比较各

个模式模拟两类El Niño盐度空间结构差异;最后一节对评估进行总结。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料

本文利用NOAA提供的扩展重建的逐月海表温度资料Extended Reconstruction Sea Surface Temperature(ERSST, Smith et al., 2008),海表温度资料的时段从1854年1月至今,分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 。盐度资料来自英国气象局哈德利中心(Met Office Hadley Center)提供的EN.4.1.1f再分析逐月海表盐度资料(Ingleby and Huddleston, 2007),时段从1900年1月至今,分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。逐月降水资料来自全球降水气候计划Global Precipitation Climatology Project(GPCP, Adler et al., 2003),时间段从1979年1月至今,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。为了与模式比较,本文观测资料选取1981年1月到2010年12月。

本文选取CMIP5的25个耦合模式(见表1)的试验数据,模式试验为工业革命前控制试验(piControl),试验设计的目的是在不考虑外界强迫和全球变暖的情形下研究气候本身的内部变率。试验将太阳常数、温室气体、气溶胶和臭氧等强迫资料固定在1850年前后(Taylor et al., 2012)。本文选取模拟数据时段为最后30年,选取的空间范围是( $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{W}$ )的热带太平洋区域。为了便于模式之间及与上述观测资料进行比较,把观测资料和模式资料水平线性插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 规则网格,同时扣除观测数据的长期趋势。

### 2.2 方法

由于Niño3.4指数不能清晰地区分EP型和CP型El Niño,至少需要两个指数来描述(Trenberth and Stepaniak, 2001)。因此采用美国国家海洋和大气管理局(NOAA)对EP型El Niño定义,即当Niño 3.4指数大于其1个标准偏差,定义为EP型El Niño(Ham and Kug, 2014),其中Niño3.4指数为Niño3.4区域( $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{W}$ )平均的海温距平;而CP型El Niño的定义,本文采用Ashok et al. (2007)根据EOF第二模态中SST异常的中心位置设计的表征三极型海温异常分布(即赤道中太平洋SST异常偏高,而热带西、东太平洋SST异常偏冷)的EMI(El Niño Modoki index)指数,即EMI大于其1个标准偏差,EMI定义为

$$EMI = [SSTA]_c - 0.5[SSTA]_E - 0.5[SSTA]_W, \quad (1)$$

表 1 本文所使用的 25 个 CMIP5 模式的名称、机构/国家、海洋和大气水平分辨率等信息

Table 1 The names, institutes/countries, horizontal resolutions of oceanic and atmospheric components of the 25 CMIP5 coupled climate models used in the study

序号	模式名称	研究机构	海洋模式分辨率 (x×y)	大气模式分辨率 (x×y)
1	ACCESS1-3	澳大利亚/Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO-BOM) and Bureau of Meteorology (BOM)	360×300	192×145
2	BCC-CSM1-1	中国/国家气候中心	360×300	128×64
3	BCC-CSM1-1m		360×232	320×160
4	CanESM2	加拿大/Centre for Climate Modeling and Analysis	256×192	128×64
5	CCSM4	美国/National Center for Atmospheric Research (NCAR)	320×384	288×192
6	CESM1-CAM5	美国/National Science Foundation, Department of Energy, National Center for Atmospheric Research	320×384	288×192
7	CMCC-CESM		182×149	96×48
8	CMCC-CM	意大利/Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici Bologna	182×149	480×240
9	CMCC-CMS		182×149	192×96
10	CNRM-CM5	法国/Centre National de Recherches Meteorologiques	362×292	256×128
11	CSIRO-Mk3-6-0	澳大利亚/Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with the Queensland Climate Change Centre of Excellence	192×189	192×96
12	FGOALS-g2	中国/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及清华大学	360×196	128×60
13	FGOALS-s2	中国/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	360×196	128×108
14	GFDL-CM3	美国/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL)	360×200	144×90
15	GISS-E2-H	美国/NASA/GISS (Goddard Institute for Space Studies)	144×90	144×90
16	HadCM3	英国/University of Edinburgh, School of Geosciences	288×144	96×73
17	HadGEM2-CC	英国/Hadley Center for Climate Prediction and Research, Met Office	360×216	192×145
18	INM-CM4	俄国/Institute for Numerical Mathematics	360×340	180×120
19	IPSL-CM5A-MR	法国/Institute Pierre-Simon Laplace (IPSL)	182×149	144×143
20	IPSL-CM5B-LR		182×149	96×96
21	MIROC5	日本/Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	360×368	256×224
22	MIROC-ESM	日本/Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute, and National Institute for Environmental Studies	256×192	128×64
23	MPI-ESM-P	德国/Max Planck Institute for Meteorology (MPI)	256×220	192×96
24	MRI-CGCM3	日本/Meteorological Research Institute	360×368	320×160
25	NorESM1-M	挪威/Norwegian Climate Centre	384×320	144×96

其中,  $[SSTA]_C$ 、 $[SSTA]_E$  和  $[SSTA]_W$  分别表示热带太平洋中部 ( $10^{\circ}S \sim 10^{\circ}N$ ,  $165^{\circ}E \sim 140^{\circ}W$ )、东部 ( $15^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ ,  $110^{\circ} \sim 70^{\circ}W$ ) 和西部 ( $10^{\circ}S \sim 20^{\circ}N$ ,  $125^{\circ} \sim 145^{\circ}E$ ) 区域平均的海温距平 (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007, 2009)。EMI 指数的优点在于其强调赤道太平洋 SSTA 梯度, 并且 EMI 指数并未锁相到北半球冬季, 因此较其他定义更广且包含更多案例。

为了检验这两个指数区分两类 El Niño 事件的能力, 表 2 给出了利用 Niño 3.4 指数和 EMI 指数挑选出的 EP 和 CP 型 El Niño 的重叠比例。在观测中, EP 和 CP 型分别发生了 7 和 6 次, 重叠 2 次。在多

模式中, EP 和 CP 型重叠次数较少的有 bcc-csm1-1、bcc-csm1-1-m、FGOALS-g2、HadGEM2-CC、IPSL-CM5B-LR 等 16 个模式, 即可以明显的区分出两类 El Niño; 而 ACCESS1-3、CanESM2、CCSM4、CESM1-CAM5、FGOALS-s2、HadCM3、IPSL-CM5A-MR、MPI-ESM-P 等 9 个模式重叠比例较高, 其区分出两类 El Niño 的能力较弱, 其可能原因是模拟的中心位置与观测的中心位置偏差较大, 而我们采用的 Niño 3.4 指数和 EMI 指数均是根据观测来定义的。但总体上, 能够区分两类 El Niño 的模式个数仍多于不能明显区分两类 El Niño 的模式个数, 因此这两个指数仍能较好区分 EP 和 CP 型。

表 2 观测及 25 个 CMIP5 模式挑选的 EP 型和 CP 型 El Niño 事件的重叠比例, \*表示重叠较多的模式

Table 2 Overlapping ratios of EP and CP El Niño events from observations and the 25 CMIP5 model simulations. The \* symbols indicate higher ratio models

观测及模式	EP 型重叠比例	CP 型重叠比例
OBS	2/7	2/6
ACCESS1-3*	3/8	3/9
bcc-csm1-1	0/6	0/7
bcc-csm1-1-m	2/4	2/8
CanESM2*	5/6	5/8
CCSM4*	3/7	3/4
CESM1-CAM5	2/4	2/6
CMCC-CESM*	3/7	3/8
CMCC-CM	1/5	1/6
CMCC-CMS	1/5	1/6
CNRM-CM5	1/7	1/6
CSIRO-Mk3-6-0	2/6	2/7
FGOALS-g2	2/6	2/6
FGOALS-s2*	3/6	3/5
GFDL-CM3	1/7	1/6
GISS-E2-H	1/4	1/7
HadCM3	1/5	1/7
HadGEM2-CC	1/5	1/6
inmcm4*	2/4	2/5
IPSL-CM5A-MR*	4/5	4/6
IPSL-CM5B-LR	1/8	1/6
MIROC5*	2/4	2/5
MIROC-ESM	2/6	2/9
MPI-ESM-P	2/7	2/6
MRI-CGCM3	2/6	2/8
NorESM1-M	3/8	3/7

为了更好地评估多模式的性能, 进一步描述模式的差异, 引入技巧评分方法 (Taylor, 2001; Hirota et al., 2011), 运用以下公式:

$$\text{skillscore} = \frac{(1 + R)^2}{\left(\text{SDR} + \frac{1}{\text{SDR}}\right)^2}, \quad (2)$$

其中,  $R$  为模式与观测空间相关系数, 公式为

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})(y_n - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2 * \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \bar{y})^2}}, \quad (3)$$

SDR 为模式与观测空间标准偏差的比率, 公式为

$$\text{SDR} = \sqrt{\frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2}{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \bar{y})^2}}, \quad (4)$$

其中,  $x_n$  和  $y_n$  分别为具有  $N$  个格点 (可以指时间也

可以指空间) 的模式模拟和观测所得的物理量,  $\bar{x}$  和  $\bar{y}$  指的是  $x$  和  $y$  的平均值。

### 3 两类 El Niño 及相关物理场的模拟

#### 3.1 两类 El Niño 的 SST 的特征

为了表现两类 El Niño 及差异, 本文对 1981~2010 年观测的 SST 异常通过合成分析提取出两类 El Niño 事件, 即 EP 型和 CP 型 El Niño。同样, 对于 CMIP5 模式选取模拟试验的后 30 年的 SST 异常, 合成出两类 El Niño 的空间分布模态, 即图 1 和图 2。两类 El Niño 的差异主要表现为热带太平洋 SST 异常的空间差异, 即 EP 型 El Niño 事件中热带东太平洋 SST 异常增温, 西太平洋降温; 而 CP 型 El Niño 事件中热带中太平洋 SST 增温, 热带东、西太平洋 SST 降温 (Kao and Yu, 2009; Yeh et al., 2009; Yu and Kim, 2010)。从图 1 中可看到观测的 EP 型正 SST 异常主要出现在东赤道太平洋, 且最大异常中心位于 120°W 附近, 中心值为 1.97°C。25 个 CMIP5 模式均能模拟出 EP 型 El Niño 事件, 对于多模式集合 (Multi-model ensemble: MME) 来说, 虽然正异常中心位置接近观测, 约位于 126°W, 但正 SST 异常过于向西延伸 (如大于 0.8°C 等值线), 同时异常的大值比观测更加局限在赤道。多模式均能模拟出赤道东太平洋 SST 异常增温, 但模拟的 SST 异常增温高值区的位置、范围和强度存在差异。20 个模式的赤道太平洋异常增温过于向西延伸, 有 5 个模式异常增温非常靠近赤道。强度方面, 在 Niño3.4 区, bcc-csm1-1-m、CCSM4、CESM1-CAM5、CMCC-CESM、FGOALS-s2、IPSL-CM5A-MR、MIROC5、MPI-ESM-P 等 8 个模式模拟较观测明显偏强 (8/25), 以 bcc-csm1-1-m 模拟最强; 其余模式均偏弱, 而 MIROC-ESM 模拟最弱。

通过比较空间技巧评分可以发现, 多模式的技巧评分介于 0.29 到 0.95 之间, GFDL-CM3 和 NorESM1-M 模式模拟最接近观测 (技巧评分为 0.95), 其技巧评分大于 MME (0.93); 除 CanESM2、GISS-E2-H、inmcm4、MIROC-ESM 外, 模式技巧评分均达到 0.7 以上 (21/25) 且 16/25 的模式技巧评分大于 0.8。模式技巧评分低可能与异常偏暖过于集中在赤道附近有关。

对于 CP 型而言, 观测的 SST 异常增温区 (大于 0.8°C) 主要在日期变更线以东, 中心位于 166°W, 量值为 0.98°C。相比 EP 型而言, 异常中心位置偏西,

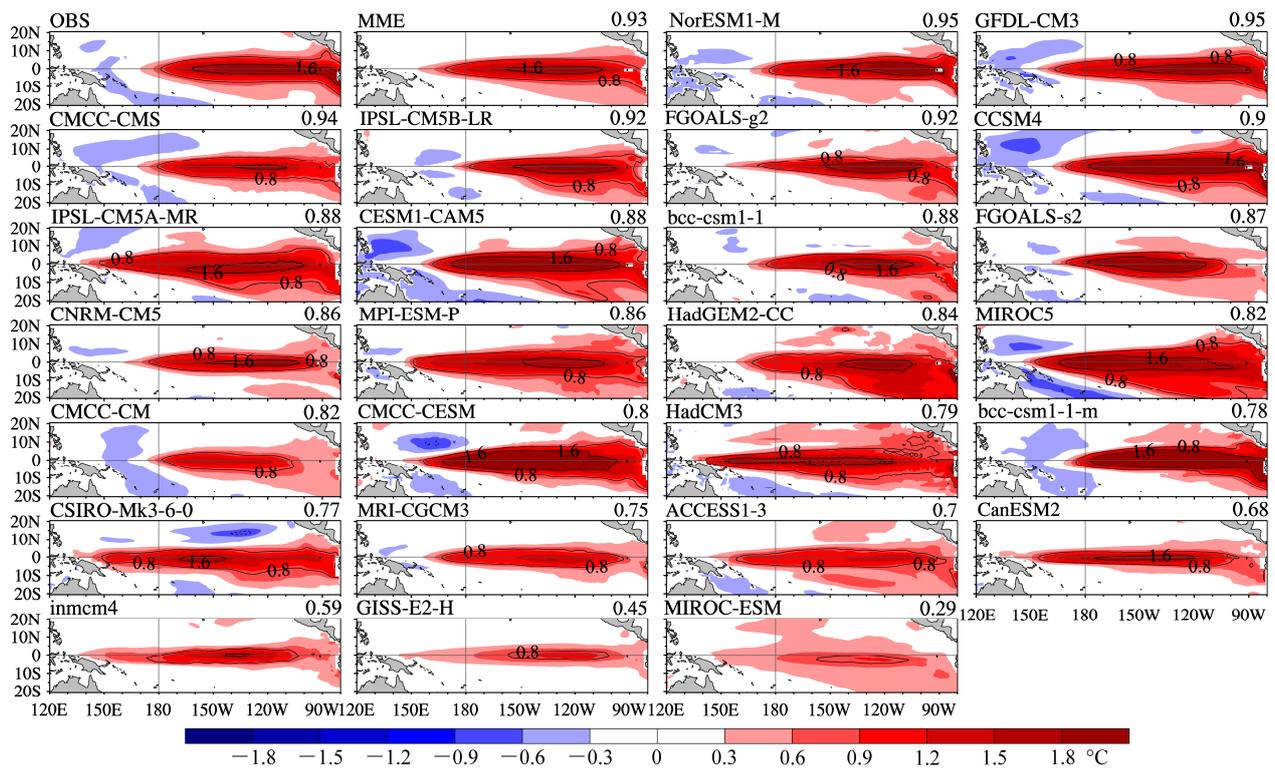


图1 观测、集合平均 (MME) 及 25 个 CMIP5 模式模拟的 EP 型 El Niño 事件 SST 异常分布 (单位: °C)。右上角的数值为各个模式模拟 SST 异常的技巧评分

Fig. 1 The composite SST anomalies (units: °C) corresponding to the EP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the SST anomaly are given on the top right corner of each panel

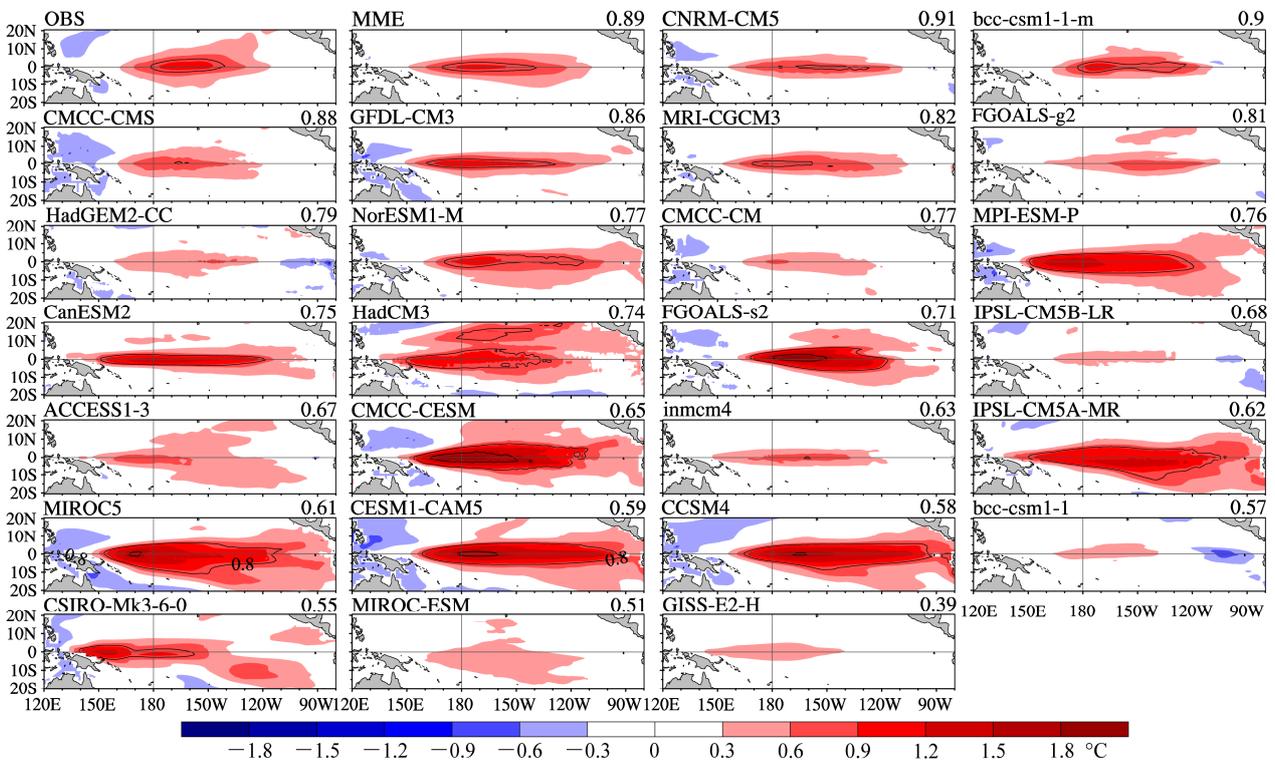


图2 观测、MME 及 25 个 CMIP5 模式模拟的 CP 型 El Niño 事件 SST 异常分布 (单位: °C)。右上角的数值为各个模式模拟 SST 异常的技巧评分

Fig. 2 The composite SST anomalies (units: °C) corresponding to the CP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the SST anomaly are given on the top right corner of each panel

量值较小。对于 MME 来说, 异常中心位置比观测略为偏东, 约位于 168°W, 但其增温区过于向西延伸且增温区过于集中在赤道附近, 特别是位于赤道以北的东北向正异常区不太显著。MME 技巧评分为 0.89, 稍低于 EP 型的技巧评分 0.93。挑选的 25 个模式有 19 个模式 (除 bcc-csm1-1-m、CanESM2、CNRM-CM5、inmcm4、MIROC-ESM 以及 MRI-CGCM3) 的总体技巧评分明显低于 EP 型。CP 型所对应的技巧评分介于 0.39 到 0.91 之间, 其中 13 个模式技巧评分大于 0.7, 仅有 6 个模式技巧评分大于 0.8。技巧评分低的模式可能原因是赤道异常中心过于向西延伸, 如 GISS-E2-H, 也可能是赤道与热带外联系存在不合理之处, 例如 MIROC-ESM, 或者两者均存在, 如 CSIRO-Mk3-6-0。

### 3.2 两类 El Niño 对应的 SSS 特征

图 3 和图 4 分别为观测和模拟合成的 EP 和 CP 型 El Niño 事件对应的 SSS 异常空间分布。在观测中, 与 EP 型相联系的负 SSS 异常 (小于 -0.2 psu) 位于赤道中太平洋, 负异常中心在日期变更线附近, 量值为 -0.45 psu; 西太平洋暖池 (150°E 以西) 及南赤道辐合带地区 (SPCZ) 为正异常。MME 大致能够体现观测中 SSS 的结构, 但在赤道中心的位置过于向西延伸, 最大负异常中心位于日期变更线以西, 约为 163°E, 使得观测的赤道西太平洋正 SSS 异常变为负 SSS。在赤道东太平洋, MME 夸大了观测中不明显的正 SSS 异常。同时, MME 中负 SSS 异常过于向南延伸, 西太平洋暖池区负 SSS 异常量值较小。从 MME 技巧评分 (0.6) 也能说明合成的 SSS 比 SST 偏差大, 多模式模拟 SSS 空间分布各不相同, 使得大部分模式模拟的 SSS 空间分布明显比 SST 更加不一致。超过一半模式模拟的赤道负 SSS 中心比观测明显偏西, 空间分布对应的技巧评分介于 0.06 到 0.75 之间, 大部分小于 0.6, 且只有 8 个模式大于 0.4。出现明显低技巧评分的原因可能是因为负 SSS 异常在赤道上过于偏西, 如 MIROC-ESM、IPSL-CM5A-MR、CESM1-CAM5 和 MPI-ESM-P 等, 其他可能原因是向南的负 SSS 异常太强, 如 MIROC5、FGOALS-s2 和 CMCC-CESM。

在观测中, CP 型的负 SSS 异常整体位于 165°W 以西的赤道, 而且向北延伸到 20°N 附近, 中心位置位于日界线以西, 大约位于 163°E, 比 EP 型更加偏西, 中心值为 -0.44 psu。SPCZ 区域主要为正 SSS

异常。MME 的负 SSS 异常在赤道上也位于日界线以西, 最大负异常中心位于 153°E, 比观测的中心位置向西偏移 10 个经度。相比观测, MME 的负 SSS 异常过于局限在南北纬 10°之间, 同时赤道以南的负 SSS 异常过于向东南延伸。MME 也模拟出了 SPCZ 的正异常。大部分模式能够模拟出赤道负 SSS 异常中心在日界线以西, 但 11 个模式负异常中心较观测偏西。MME 的 CP 型技巧评分为 0.7, 比 EP 型更接近观测, 可能存在负负得正的情形。各模式模拟的 CP 型 SSS 技巧评分介于 0.19 到 0.64 之间。评分较低的原因与异常 SSS 中心位置偏西有关, 例如 GISS-E2-H、bcc-csm1-1、MIROC-ESM、HadCM3、CSIRO-Mk3-6-0、CanESM2、IPSL-CM5A-MR 和 MPI-ESM-P, 其他的原因可能还有负 SSS 异常过于向南延伸且赤道东太平洋正 SSS 异常太明显, 如 ACCESS1-3、FGOALS-s2、MIROC5 和 inmcm4。

### 3.3 影响 SSS 的外部强迫因子

根据盐度收支方程, 影响 SSS 的因子可以分为内部调整和外部强迫 (Kim et al., 2006; Qu et al., 2011), 外部强迫主要是 FWF 的作用。在热带太平洋, 降水是决定 FWF 的主要因子 (Kang et al., 2014)。在 El Niño 期间, 正 FWF 异常可引起赤道西太平洋的负 SSS 异常 (Zheng and Zhang, 2012)。图 5 和图 6 分别为观测和模拟 EP 和 CP 型 El Niño 事件合成的降水异常空间分布。

EP 型正降水异常出现在日界线以东的赤道中东太平洋, 中心位于 169°W, 而西太平洋及 SPCZ 区域降水偏少。MME 正降水异常较观测偏西且量值较小, 中心位于 176°W, 较观测向西偏移 7 个经度。11 个模式能够较好模拟降水中心在日界线以东的特点, 其他模式的中心位置偏西。10 个模式正降水异常量值大于观测, 其他较弱, 特别是 CSIRO-Mk3-6-0、GISS-E2-H、inmcm4 和 MIROC-ESM 明显偏弱。此外, 模式模拟降水趋于半球对称的特点, 即存在双赤道辐合带的偏差问题 (Mechoso et al., 1995; Lin, 2007)。MME 降水空间技巧评分为 0.74, 多模式空间技巧评分介于 0.16 到 0.85 之间。评分较低的原因可能是以下几种, 异常降水过于西伸, 如 HadCM3; 双赤道辐合带过于明显, 如 CSIRO-Mk3-6-0; 以及降水的响应明显偏弱, 如 MIROC-ESM、GISS-E2-H 和 inmcm4。

CP 型正降水异常偏多出现在日界线以西的赤道西太平洋及从赤道往东北和西南走向的两分

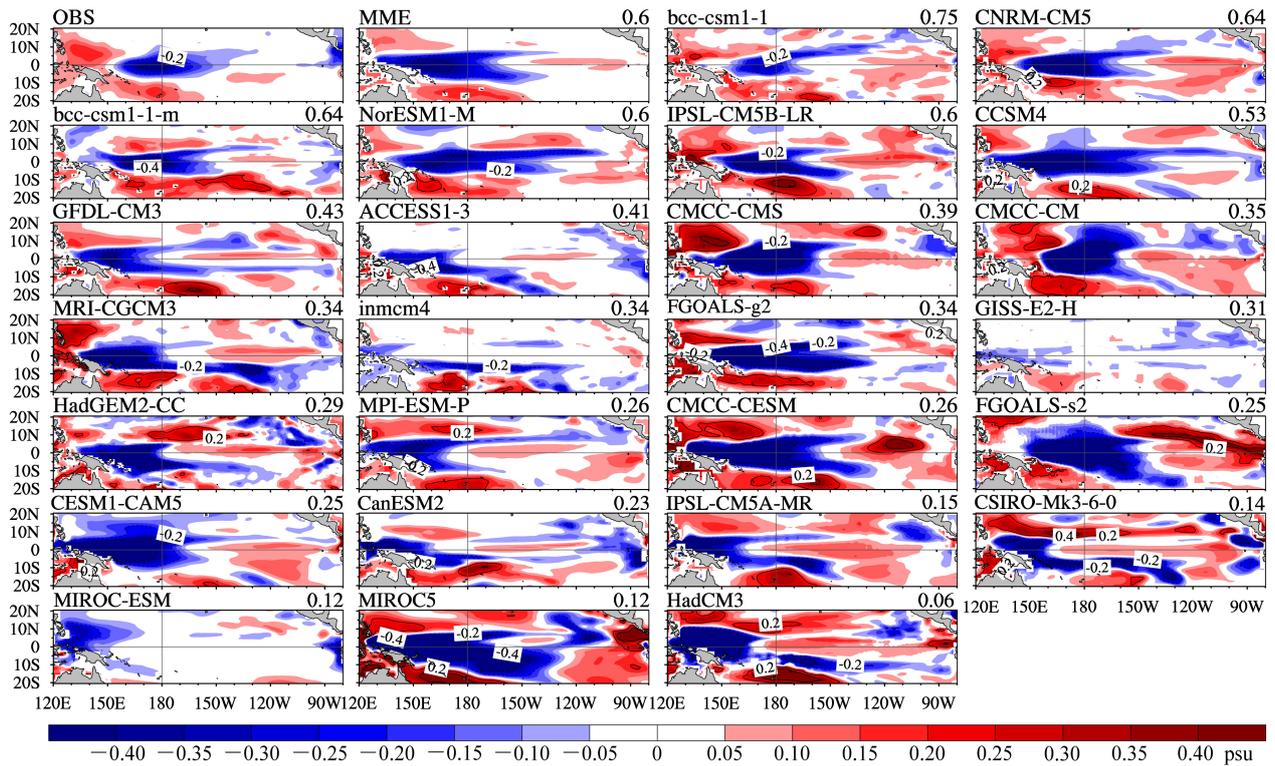


图3 观测、MME及25个CMIP5模式模拟的EP型El Niño事件SSS异常分布(单位:psu)。右上角的数值为各个模式模拟SSS异常的技巧评分  
Fig. 3 The composite the sea surface salinity (SSS) anomalies (units: psu) corresponding to the EP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the SSS anomaly are given on the top right corner of each panel

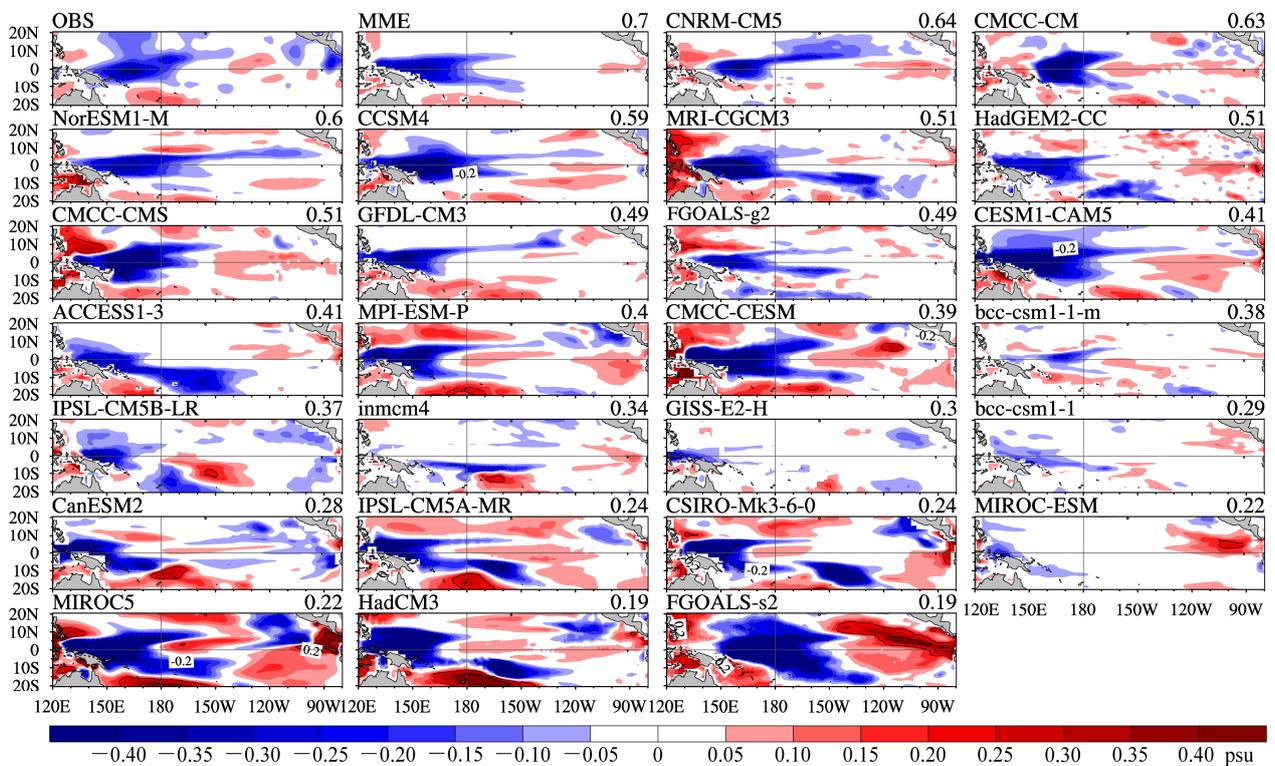


图4 观测、MME及25个CMIP5模式模拟的CP型El Niño事件SSS异常分布(单位:psu)。右上角的数值为各个模式模拟SSS异常的技巧评分  
Fig. 4 The composite SSS anomalies (units: psu) corresponding to the CP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the SSS anomaly are given on the top right corner of each panel

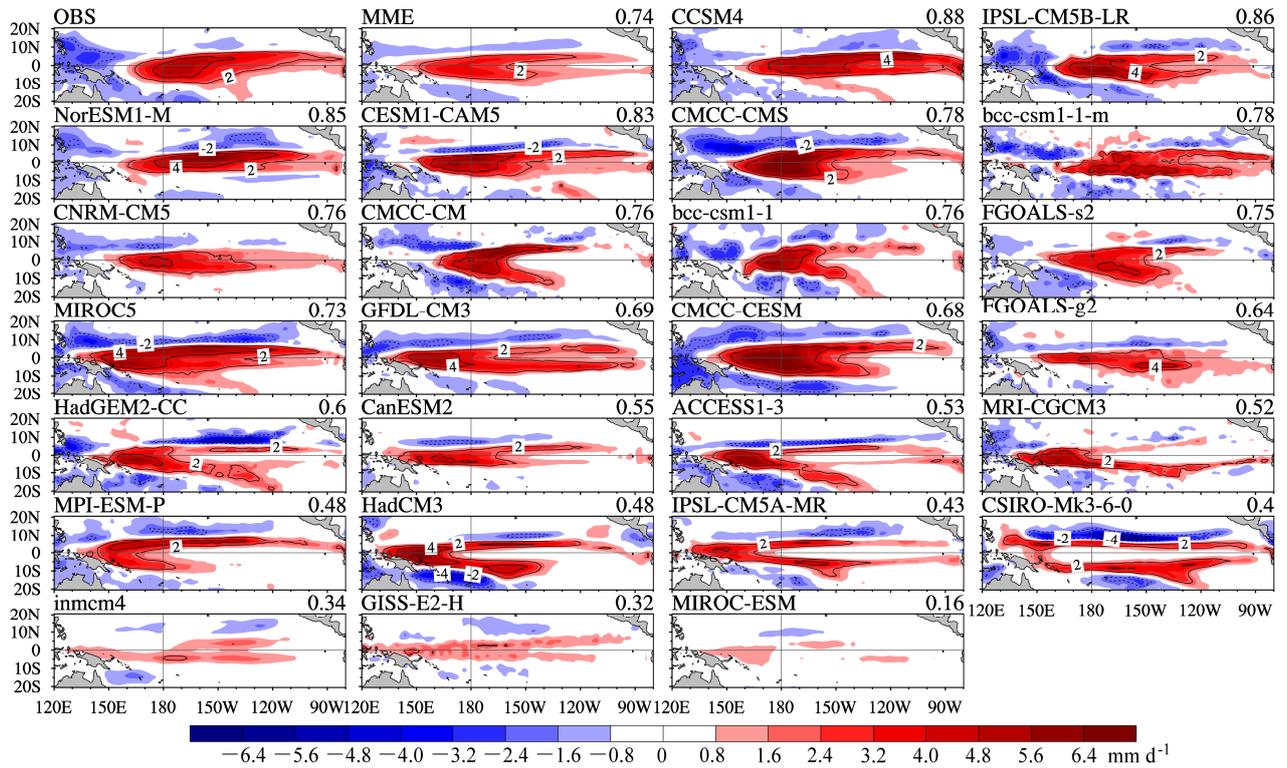


图5 观测、MME及25个CMIP5模式模拟的EP型El Niño事件降水异常分布(单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )。右上角的数值为各个模式模拟降水异常的技巧评分  
Fig. 5 The composite precipitation anomalies (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) corresponding to the EP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the precipitation anomaly are given on the top right corner of each panel

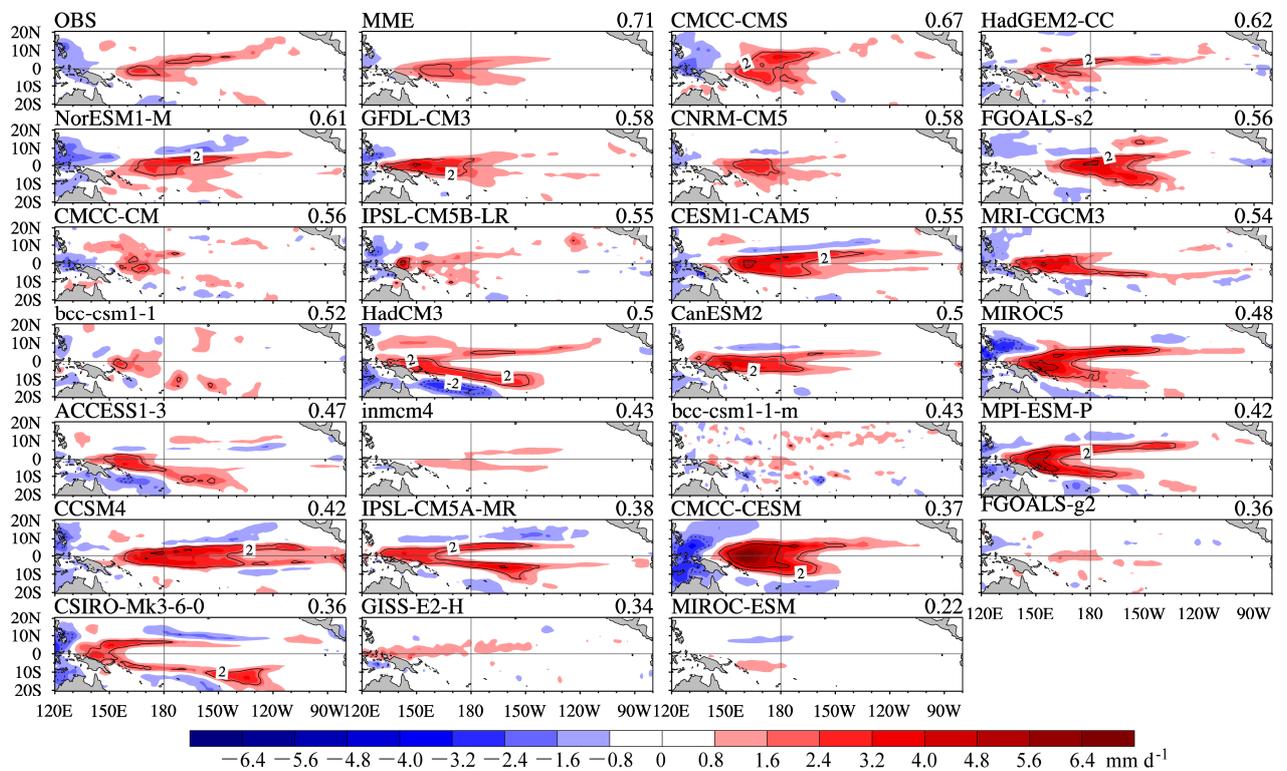


图6 观测、MME及25个CMIP5模式模拟的CP型El Niño事件降水异常分布(单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )。右上角的数值为各个模式模拟降水异常的技巧评分  
Fig. 6 The composite precipitation anomalies (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) corresponding to the CP El Niño events from the 25 CMIP5 model simulations, the multi-model ensemble (MME), and observations. The model skill scores for their simulations of the precipitation anomaly are given on the top right corner of each panel

支中(Kug et al., 2009),同时东北比西南明显。MME也能刻画出赤道西太平洋的降水中心,存在东北和西南走向分支,但相比观测赤道西太平洋降水稍微偏西(约4个经度)且东北和西南两分支过于局限在赤道附近。21个模式能够模拟出日界线以西的正降水异常中心位置,仅有16个模式能模拟出赤道西太平洋正降水异常大于 $2\text{ mm d}^{-1}$ 。MME的技巧评分为0.71,明显高于单个模式,各模式评分从0.22到0.67。评分较低的原因( $<0.4$ )可能与降水对SST的响应偏弱有关,如MIROC-ESM等,也可能与降水偏西和西南分支太强有关,例如CSIRO-Mk3-6-0。

El Niño期间,太平洋中部海盆存在明显的正降水异常。Zhang et al. (2010)研究发现,在海气耦合模式中,由El Niño产生的正降水异常对SST存在正反馈机制。一方面,正降水异常使混合层变淡且层结更稳定,另一方面正降水异常使负的浮力通量异常减弱,进而减小混合层深度和减弱次表层卷夹作用。两者共同作用使上层稳定,进而使中部SST变暖,即El Niño增强(Zhang et al., 2010)。两类El Niño由于暖SST异常区域的差异,导致对应的降水及其SSS空间分布出现变化,CP型中正降水异常和负SSS异常的区域均向西偏移(Kug et al., 2009; Singh et al., 2011)。为了进一步说明两类El Niño期间SSS和降水反馈作用的差异,图7给出了两类El Niño合成的观测和模拟降水和SSS异常值沿赤道平均( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ )变化。在观测中,EP型的异常SSS负值中心位置在日界线附近,CP型中心位置位于日界线以西。CP型赤道西太平洋( $165^{\circ}\text{E}$ 以西)负SSS异常量值大于EP型,而日界线以东的中太平洋EP型负SSS异常量值略大于CP型。EP和CP型的降水正异常中心均位于负SSS异常中心位置以东,可能的原因是海洋平流使SSS中心位置向西移动。EP型正降水异常中心量值约为CP型的2倍,但负SSS异常中心量值比较接近。即在EP型中,局地SSS的变化不仅受降水的影响,其他海洋动力过程也起重要作用。

MME能够表现出EP和CP型的正降水异常中心分别在日界线以东和以西的特征,但相比观测,正降水异常的中心均比观测偏西。EP型的正降水异常中心量值小于 $3.5\text{ mm d}^{-1}$ ,小于观测量值 $5\text{ mm d}^{-1}$ 。MME的两类El Niño的负SSS异常中心位置

均在日界线以西且比观测偏西,同时EP型的负SSS异常中心量值比CP型大,与观测的两类中心量值对比差别不大。MME中EP型的负SSS异常中心量值大于观测,但正降水异常中心却小于观测,这说明大多数模式模拟的SSS与降水之间关系不是很合理,没有真实的反映出SSS与降水的反馈关系。另外,从降水和SSS对应的中心值大小上,模式也夸大了降水对局地SSS的作用。

除CanESM2、FGOALS-s2、GISS-E2-H、inmcm4、IPSL-CM5A-MR、MIROC-ESM和MPI-ESM-P外,其他的18个模式能够模拟出EP和CP型的降水和SSS的差异。大部分模式模拟的EP和CP型负SSS异常区域比观测偏西,正降水异常偏西。其中,bcc-csm1-1、bcc-csm1-1-m、GFDL-CM3和NorESM1-M能够较好刻画EP和CP型SSS和降水之间的关系。由于大部分模式存在着EP型正降水异常中心量值比观测小,而负SSS异常中心量值比观测大,高估了降水对局地SSS的影响。同时,有不少模式正降水异常中心位置和负SSS异常中心位置对应较好,说明海洋向西的平流可能较弱,SSS的变化更直接受正降水异常中心影响。表明在赤道太平洋SSS异常分布,不仅受到FWF的影响,同时赤道的洋流也是影响SSS的一个重要因素。

## 4 两类El Niño对应的物理场之间的关系模拟差异

### 4.1 相关物理场空间分布

为了更清楚地比较EP和CP型的差异,从技巧评分、中心位置及中心强度等的量值出发,讨论EP和CP型之间物理场的对应关系(图8)。就技巧评分而言,在两类El Niño中,模拟的空间技巧以SST最高( $>0.6$ ),降水次之( $>0.4$ ),SSS最差( $>0.2$ )。就SST而言,NorESM1-M空间技巧较高,GISS-E2-H和MIROC-ESM水平分布评分较低( $<0.5$ )。对SSS而言,CanESM2、FGOALS-s2、GISS-E2-H、HadCM3、IPSL-CM5A-MR和MIROC-ESM的评分较低( $<0.3$ )。对降水而言,GISS-E2-H和MIROC-ESM的评分较低( $<0.4$ )。上述说明,SST评分较高,降水也较高,如CMCC-CMS、GFDL-CM3、NorESM1-M等,SST评分较低,则降水评分也较低。如GISS-E2-H和MIROC-ESM。这种对应关系在盐度里也有一些体现,即SST评分较高,SSS也较高,如NorESM1-M等;SST评分较低,

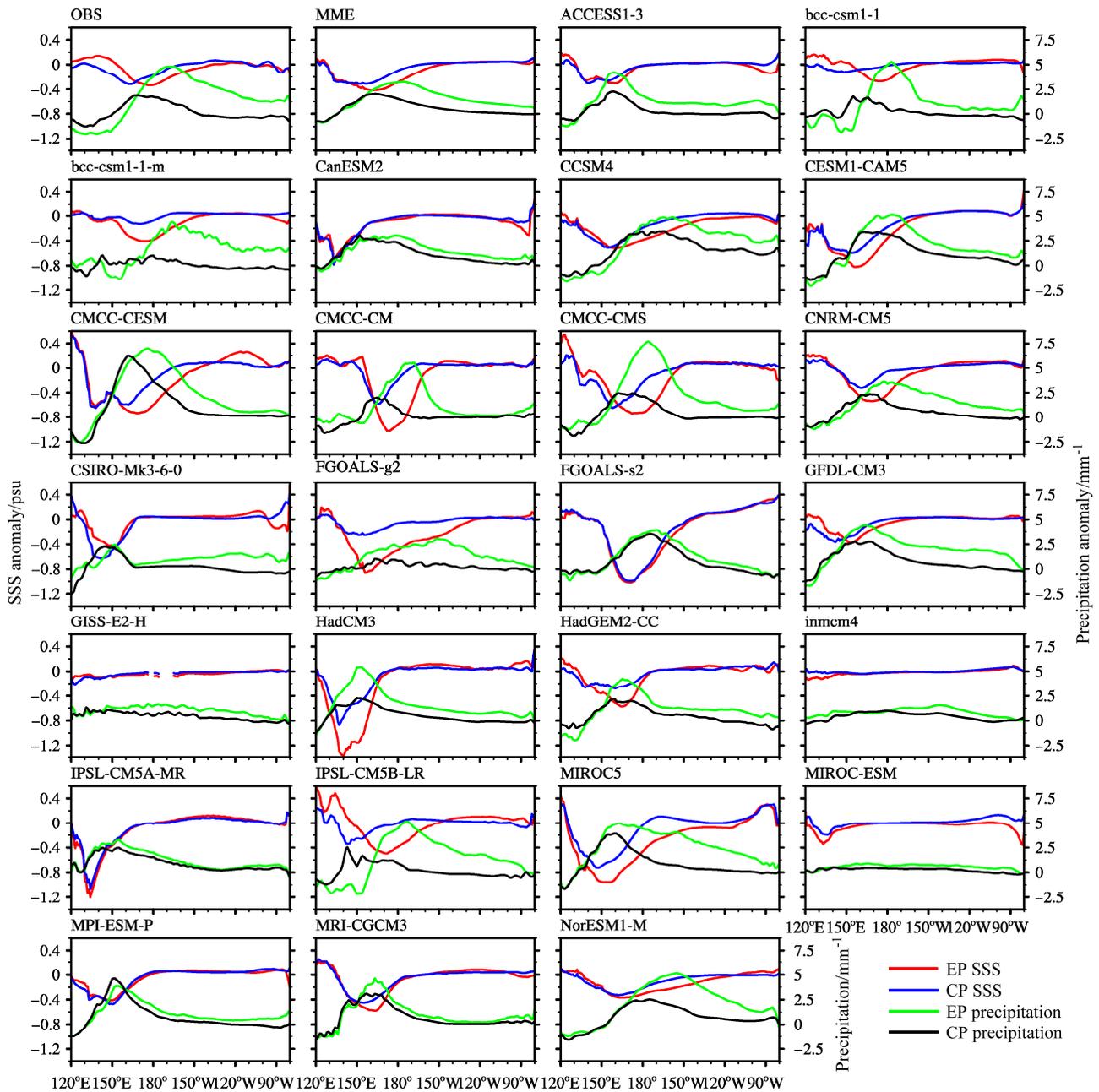


图 7 EP 和 CP 型 El Niño 期间沿赤道 (5°S~5°N) 平均的 SSS 和降水异常随经度的变化。红线和绿线分别为 EP 型 El Niño 期间 SSS 和降水异常变化, 蓝线和黑线为 CP 型 El Niño 期间 SSS 和降水异常变化

Fig. 7 Zonal variations of averages (5°S-5°N) of SSS and precipitation anomalies during EP and CP El Niño events. The red and green lines indicate SSS and precipitation anomalies in EP El Niño, respectively; the blue and black lines indicate SSS and precipitation anomalies in CP El Niño, respectively

则 SSS 评分也较低, 如 MIROC-ESM 等。模式的结果表现出了 SSS 和降水对 SST 的依赖性及差异。

模式模拟的 EP 型和 CP 型及对应的物理场的空间技巧存在正相关, 相关关系从大到小为降水、SSS 和 SST, 而且 EP 型技巧评分高的模式一般能较好地模拟出 CP 型特征。可以看到 19 个模式模拟的 EP 型 SST 和降水技巧评分大于 CP 型(对角线下方

多于上方), 仅有 7 个模式模拟 EP 型 SSS 技巧评分大于 CP 型, 这说明 CMIP5 多模式模拟 EP 型 SST 和降水的水平分布能力相对优于 CP 型, 而模式模拟 CP 型 SSS 水平分布能力强于 EP 型。

CP 型 SST、SSS 和降水异常的中心值位置较 EP 型偏西, 且 EP 和 CP 型的 SSS 和降水中心位置的变化存在很好对应关系, 其相关系数分别为 0.60

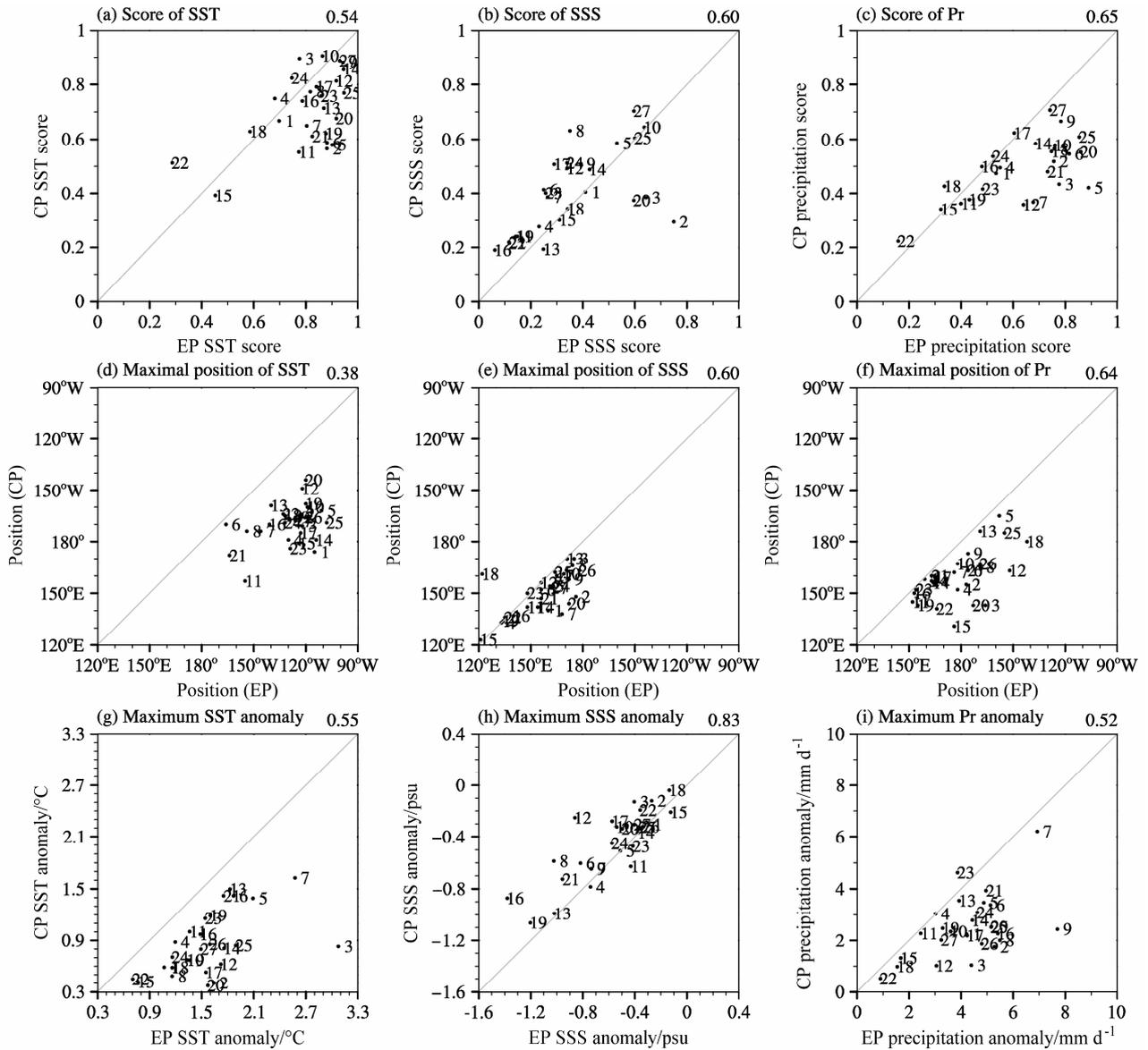


图 8 观测和 CMIP5 模式模拟的 EP 型和 CP 型 El Niño 的 SST、SSS 和降水的技巧评分、最大中心位置及最大中心强度的散点分布图：(a-c) 技巧评分；(d-f) 最大中心位置；(g-i) 最大中心强度。实线为对角线，其中 1~25 对应表 1 中的 25 个 CMIP5 模式、26 为观测、27 为 MME；右上角为 EP 和 CP 对应的相关系数；SST 单位为  $^{\circ}\text{C}$ ，SSS 单位为 psu，降水单位为  $\text{mm d}^{-1}$

Fig. 8 Scatter diagrams of the skill scores, maximal position and maximal intensity of SST, SSS, and precipitation in the EP and CP El Niño events from 25 CMIP5 models and observations: (a-c) Skill scores; (d-f) maximal position; (g-i) maximal intensity. The line in each panel is the diagonal, and No.1-No.25 correspond to the 25 CMIP5 models listed in table 1, No. 26 is for observations and No. 27 is for MME. The correlation coefficients are given on the top right corners of the panels. The units are  $^{\circ}\text{C}$  for SST, psu for SSS, and  $\text{mm d}^{-1}$  for precipitation

和 0.64，表明模拟 EP 型的 SSS 和降水中心位置偏西（偏东）的模式在模拟 CP 型 SSS 和降水时，中心位置同样偏西（偏东）。

与观测相比，模式模拟的相关变量的中心位置较观测偏西。其中，对于 EP 型，SSS 中心位置均较观测偏西；除 ACCESS1-3、CCSM4、CNRM-CM5、GFDL-CM3 和 NorESM1-M 外，20 个模式模拟 SST

中心位置较观测偏西；除 bcc-csm1-1-m、CCSM4、FGOALS-g2、inmcm4 和 NorESM1-M 外，20 个模式模拟降水中心位置均较观测偏西。对于 CP 型，16 个模式模拟 SST 中心位置比观测偏西；除 bcc-csm1-1-m、CMCC-CM 和 FGOALS-s2 外，22 个模式模拟 SSS 中心位置比观测偏西；除 CCSM4、CMCC-CMS、FGOALS-s2、inmcm4 和 NorESM1-M

外, 20 个模式模拟降水中心位置比观测偏西。

就中心强度而言, 相比两类 El Niño, CP 型 SST 中心强度量值弱于 EP 型。21 个模式模拟的 SSS 中心量值小于 EP 型, 24 个模式模拟降水中心量值小于 EP 型。两类 El Niño 之间 SSS 中心量值的变化存在很好的相关性, 其相关系数高达 0.83, 说明在 EP 型的中心量值大, CP 型也大。CP 型 SST 和降水与 EP 型中心量值有一定关联, 但不如 SSS 明显。

与观测相比, 模拟的两类 El Niño 的相关物理场的异常强度量值比观测普遍偏弱。其中, EP 型中, 14 个模式模拟 SST 强度量值比观测偏弱; 16 个模式模拟降水强度量值比观测偏弱; 除 ACCESS1-3、bcc-csm1-1、GISS-E2-H 和 inmcm4 外, 20 个模式模拟 SSS 强度量值比观测偏弱。CP 型中, 模式模拟 SST 和 SSS 强度量值均比观测弱。除 bcc-csm1-1、bcc-csm1-1-m、FGOALS-g2、GISS-E2-H、inmcm4 和 MIROC-ESM 外, 19 个模式模拟降水强度量值比观测偏弱。

#### 4.2 技巧评分与 SSS 分布的关系

El Niño 期间, 热带太平洋 SST 异常增暖, 使赤道太平洋降水异常增多, 而降水异常增多导致日界线附近 SSS 变淡(Delcroix and McPhaden, 2002), SSS 变淡影响上层海洋密度, 导致障碍层的生成和变厚, 反过来影响 SST。两类 El Niño 由于暖 SSTA 区域的位移, 必然导致不同的大气响应(Hoerling and Kumar, 2002; Yeh et al., 2009)。EP 型时赤道中东太平洋降水偏多, 西太平洋降水异常偏少; 而 CP 型时, 赤道中太平洋降水异常偏多, 赤道东、西太平洋降水异常偏少(Weng et al., 2007)。与 CP 型相对应的盐度异常的强度和位置也较 EP 型偏弱偏西(Singh et al., 2011)。为了直接表现 SST、降水和 SSS 三者之间的关系, 图 9a-f 及 g-l 分别从技巧评分和异常中心强度的角度出发, 讨论两类 El Niño 期间降水-SSS、SSS-SST 和降水-SST 的两两对应关系。

从图 9a-f 可看出热带太平洋 SST、降水和 SSS 三者空间相关的线性一致性在 EP 和 CP 型中存在着差异。在 EP 型中, SST 与降水、降水与 SSS 空间相关的线性关系较好, 分别为 0.80 和 0.61, 而 SST 与 SSS 关系较弱, 为 0.38。SST 水平分布变化决定降水的水平分布变化, 降水的水平分布也会影响 SSS 的水平分布, 但 SST 水平分布与 SSS 水平分布相互关系可能会受海洋平流等过程作用而使局地

作用减弱。在 CP 型中, SST 与降水、降水与 SSS 及其 SST 与 SSS 的空间相关线性一致性均在 0.6 左右。这种关系说明在 CP 型中较一致反映出热带太平洋 SST 异常变化引起局地降水异常, 进而直接影响 SSS, 说明在 CP 型中位于中西热带太平洋的 FWF 对 SSS 异常的局地作用大于 EP 型。

在热带太平洋, 降水是影响 SSS 的重要因子(Kang et al., 2014), SSS 则通过障碍层影响海洋热量的垂向传输, 进而影响 SST 等的变化(Maes and Belamari, 2011)。为了分析降水及其相联系的 SSS 以及和 SST 的联系, 图 9g-l 给出了 EP 和 CP 型 SST、降水和 SSS 三者异常中心强度对应关系, 可以看出, CP 型降水-SSS、SSS-SST 及降水-SST 的两两线性相关为 (-0.54、0.76、-0.66) 均大于 EP 型 (-0.35、0.48、-0.15)。这说明在 EP 型中, 降水增多会引起 SSS 变淡(负 SSS), SST 升高会引起降水增加, SST 增加会使 SSS 变淡。而在 EP 中, 也有类似关系, 但相比 CP 型而言, 这种关系较弱, 与海洋水平平流有关。Kug et al. (2010) 的研究指出与 EP 型不同, CP 型 SST 的衰减主要通过蒸发冷却进行, 这也进一步说明 CP 型 SST 和降水主要通过局地过程来影响 SSS。Zheng et al. (2012b) 研究发现, SSS 的年际变化在 CP 型 El Niño 中的作用大于 EP 型 El Niño, CP 型中西太平洋区域 SSS 在改变密度场和混合层深度时的作用更明显, 其物理场异常对海洋 SST 异常的反馈作用更大, 本文的结论说明在 CP 型中, CMIP5 多模式中降水-SSS、SSS-SST 及降水-SST 的两两线性关系更明显, 而且 SSS 局地作用可能更明显。这和 CP 型的正 SST 异常区域偏西, 更靠近日界线的负 SSS 异常区域有关, 导致相关物理场的局地响应更显著有关, SST 异常对 SSS 变化的影响及其可能机制有待进一步的研究。

## 5 两类 El Niño 差异对模式模拟的影响

为了进一步分析导致模式的上述偏差的原因, 根据 SSS 技巧评分, 将 25 个模式分为两类: 高评分类和低评分类。当 EP 和 CP 型 SSS 技巧评分均大于其平均值时, 定义为高评分类, 包括 CNRM-CM5、NorESM1-M、CCSM4、GFDL-CM3、ACCESS1-3、CMCC-CMS、CMCC-CM 和 MRI-CGCM3 等 8 个模式; 当 EP 和 CP 型 SSS 技巧评分均小于其平均值时, 定义为低评分类, 包括 HadCM3、

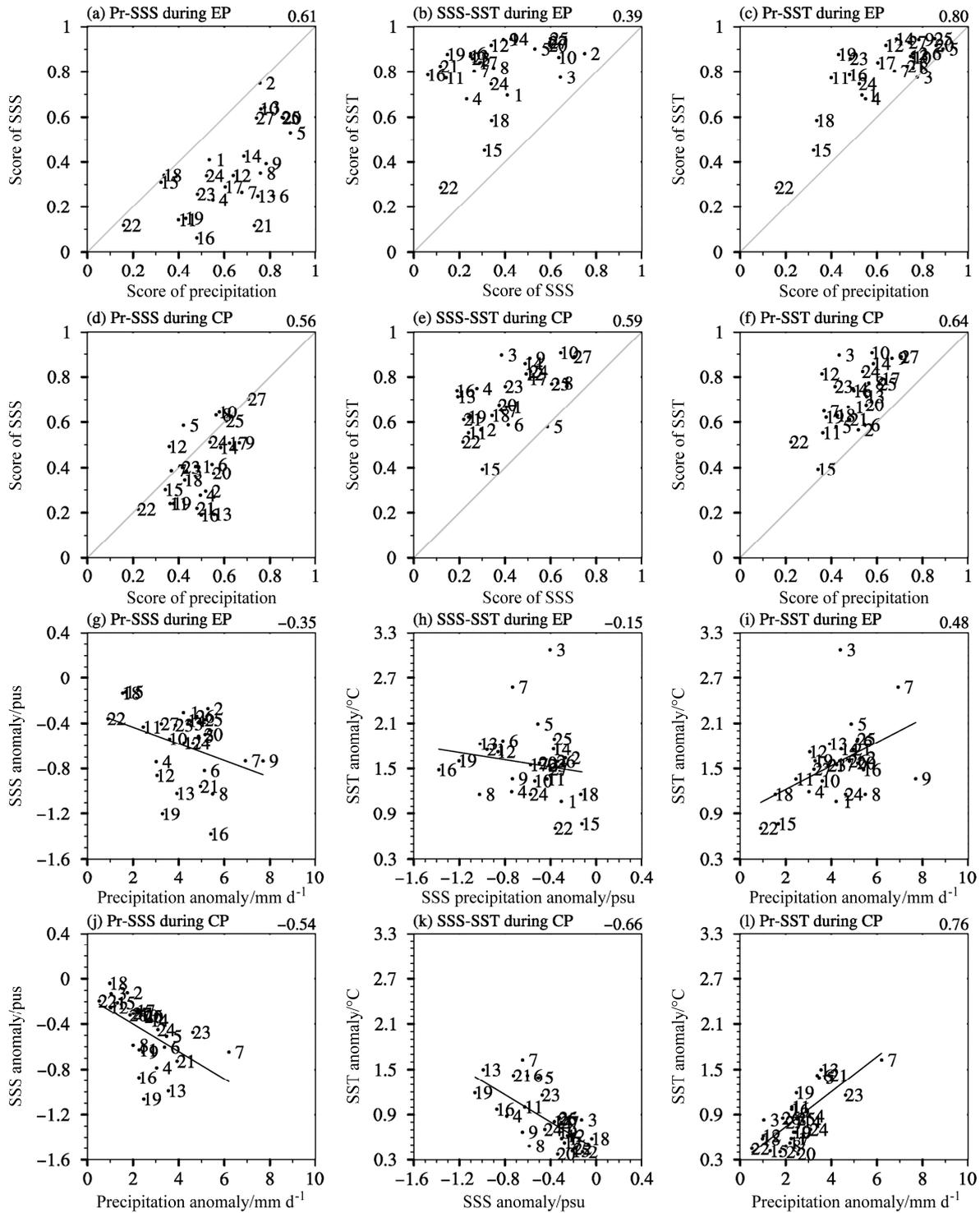


图9 观测和CMIP5模式模拟的EP和CP型El Niño的降水-SSS、SSS-SST以及降水-SST技巧评分和中心强度的散点分布图：(a-c) EP型El Niño的技巧评分；(d-f) CP型El Niño的技巧评分；(g-i) EP型El Niño的中心强度；(j-l) CP型El Niño的中心强度。实线为对角线，其中1~25对应表1中的25个CMIP5模式，26为观测，27为MME；右上角为各变量之间对应的相关系数；SST单位为 $^{\circ}\text{C}$ ，SSS单位为psu，降水单位为 $\text{mm d}^{-1}$

Fig.9 Scatter diagrams of the skill scores and maximal intensity of precipitation-SSS, SSS-SST, and precipitation-SST in the EP and CP El Niño events from the CMIP5 models and observations: (a-c) Skill scores in the EP El Niño events; (d-f) skill scores in the CP El Niño events; (g-i) maximal intensity in the EP El Niño events; j-l for maximal intensity in the CP El Niño events. The line represents the diagonal, and No.1-No.25 correspond to the 25 CMIP5 models listed in table 1, No. 26 is for observation and No.27 is for MME. The correlation coefficients are given on the top right corners of the panels. The units are  $^{\circ}\text{C}$  for SST, psu for SSS, and  $\text{mm d}^{-1}$  for precipitation

MIROC5、MIROC-ESM、CSIRO-MK3-6-0、IPSL-CM5A-MR、CanESM2、FGOALS-s2、CMCC-CESM、MPI-ESM-P、GISS-E2-H 和 inmcm4 等 11 个模式。其中 CESM1-CAM5、HadCEM2-CC 和 FGOALS-g2 等 3 个模式 EP 型 SSS 技巧评分偏低, 而 CP 型较高; bcc-csm1-1、bcc-csm1-1-m 和 IPSL-CM5B-LR 等 3 个模式 EP 型 SSS 技巧评分较高, 而 CP 型偏低, 均不在上述统计范围内。从图 8 可知, 技巧评分低的 11 个模式中, CanESM2、FGOALS-s2、GISS-E2-H、inmcm4、IPSL-CM5A-MR、MIROC-ESM 和 MPI-ESM-P 等 7 个模式并不能模拟出 EP 和 CP 型的降水和 SSS 的差异 (图 7)。

图 10 为根据 SSS 评分挑选的技巧评分低和高模式合成的 SST、SSS 和降水异常的空间分布。可

以看出在 EP 和 CP 型中, SSS 技巧评分高的模式明显比技巧评分低的模式的 SST 更接近观测, 而且技巧评分高(低)的模式模拟正 SST 异常高值中心位置向东(西)偏, 同时 EP 型中正 SST 异常较大(小)。从 SSS 的合成图也看到, 技巧高(低)的赤道负 SSS 异常中心向东(西)偏, 同时 EP 和 CP 中技巧评分低的合成 SSS 还出现了向东南延伸的负异常, 而技巧评分高的合成 EP 型 SSS 存在明显的 ITCZ 北分支的负异常。从合成降水图看, 技巧高(低)的正降水异常中心位置偏东(西), 在 EP 中强度较强(弱), 同时降水的东南分支较弱(强)。

根据上述的对应关系, 对比发现技巧评分偏低的模式模拟负 SSS 异常中心向西偏的可能原因是赤道太平洋冷舌过于西伸 (图 11a, b), 导致发生 EI

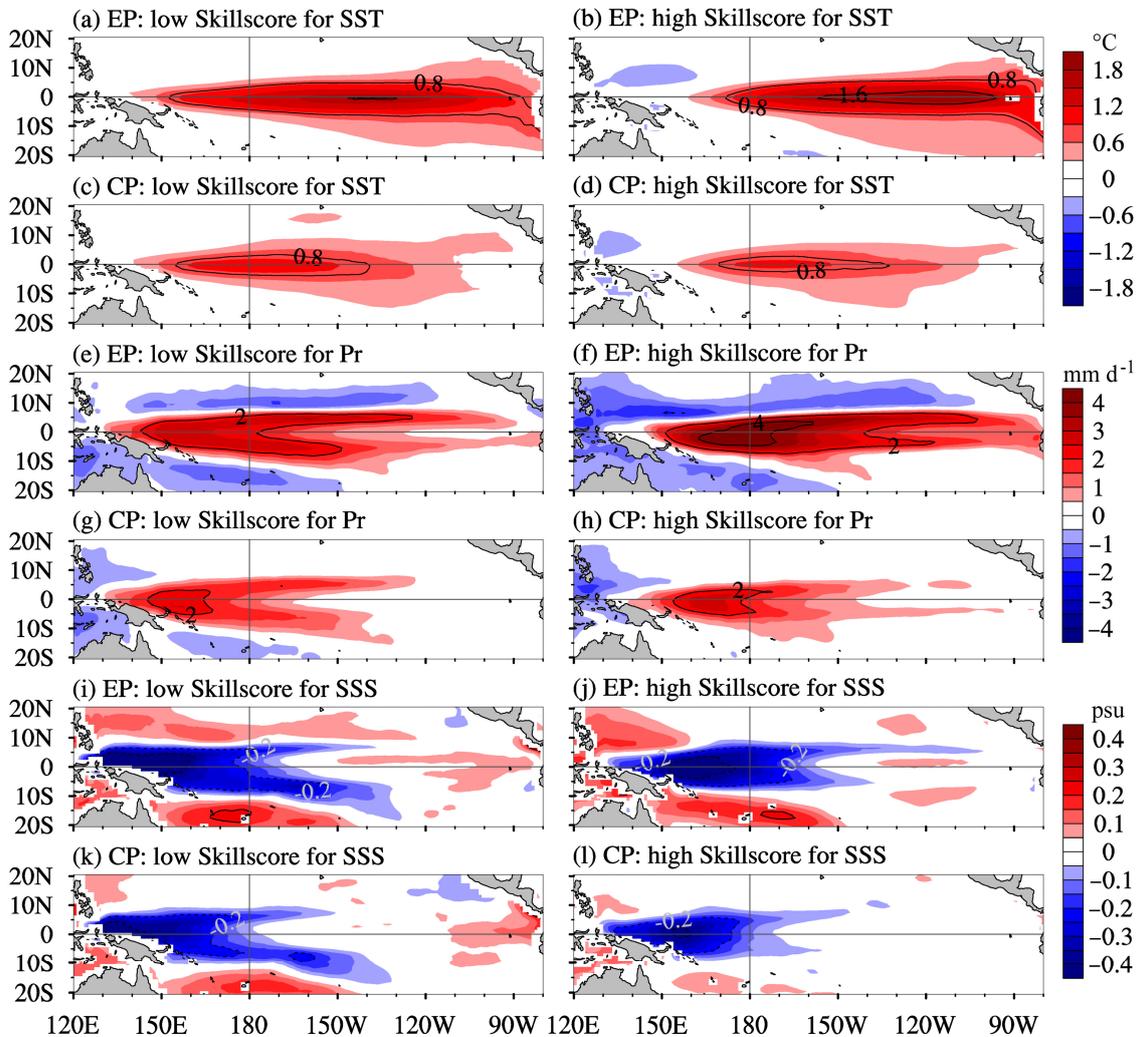


图 10 挑选的 SSS 空间技巧评分低的模式 (左) 和 SSS 空间技巧评分高的模式 (右) 合成的 (a-d) SST、(e-h) 降水和 (i-l) SSS 异常的空间分布。SST 单位为  $^{\circ}\text{C}$ , SSS 单位为  $\text{psu}$ , 降水单位为  $\text{mm d}^{-1}$   
Fig. 10 Ensemble mean composites of (a-d) SST, (e-h) precipitation, and (i-l) SSS anomalies based on low (left) and high (right) SSS skill scores of the 25 CMIP5 models. The units are  $^{\circ}\text{C}$  for SST,  $\text{psu}$  for SSS, and  $\text{mm d}^{-1}$  for precipitation

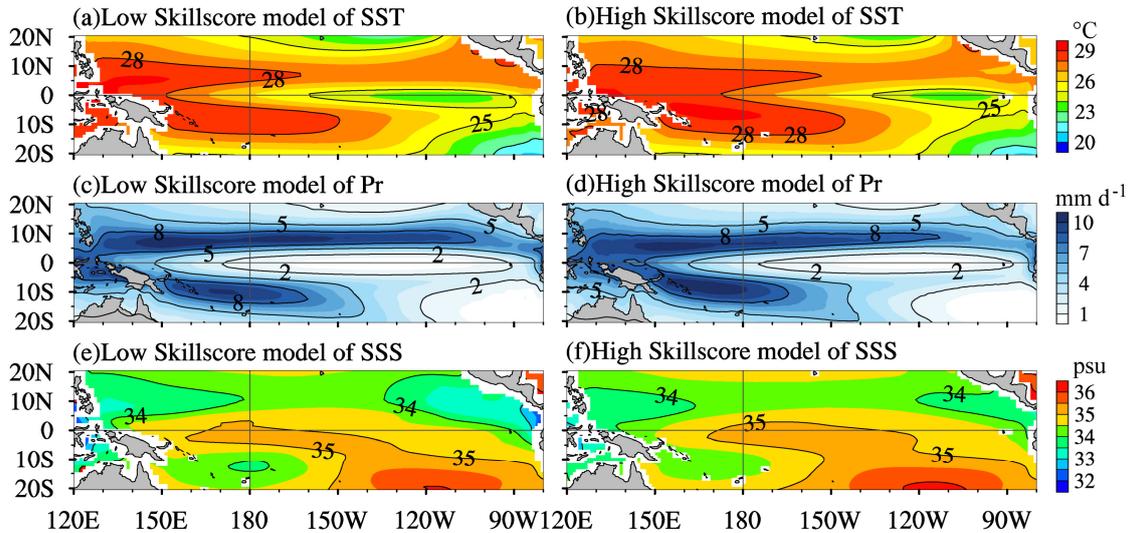


图 11 挑选的 SSS 空间技巧评分低的模式和 SSS 空间技巧评分高的模式合成的 (a-b) SST、(c-d) 降水和 (e-f) SSS 气候平均的空间分布。SST 单位为  $^{\circ}\text{C}$ ，SSS 单位为 psu，降水单位为  $\text{mm d}^{-1}$

Fig. 11 Ensemble mean composites of climatological (a-b) SST, (c-d) precipitation, and (e-f) SSS based on low and high SSS skill scores of the 25 CMIP5 models. The units are  $^{\circ}\text{C}$  for SST, psu for SSS, and  $\text{mm d}^{-1}$  for precipitation

Niño 时 SST 异常暖区西伸明显，Niño4 区域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ ) 平均 SST 偏差与 EP 和 CP 型 SSS 技巧评分之间的相关系数高达 0.52 和 0.54 (图 12a, b; 通过 99% 的显著性检验)，说明在 Niño4 区 SST 冷偏差越大，SSS 空间得分越低。冷舌过于西伸影响降水 (图 12c, d)，使得 El Niño 期间降水异常增多且西伸明显 (图 10e-h)，进而使 SSS 淡水中心向西偏 (图 10i-l)，从降水偏差与 SSS 空间得分的相关也能够看出来，Niño4 区降水越少，SSS 空间得分越低，Niño4 区 SST 冷偏差越大，该区的降水负偏差量值也越大 (图 12)。这是因为强的冷舌偏差使得赤道上的平均深对流更加向西移动，仅存在西太平洋暖池区域，同时抑制赤道中太平洋对流发展，且很难移至赤道东太平洋。在技巧评分低的模式中，发生 El Niño 事件时，虽然中东太平洋变暖明显，深对流向东移动，显著 SST 异常叠加在具有冷偏差的 SST 之上 (例如平均 SST 冷偏差  $-4^{\circ}\text{C}$ ，正异常  $3^{\circ}\text{C}$ ，SST 值仍低于观测，达不到深对流条件)，实际的 SST 值仍较低，造成深对流位置比技巧评分高的模式仍然更加西伸，且降水中心西伸明显，这与 Sun et al. (2016) 描述一致。

无论 EP 和 CP 型，技巧评分偏低的模式模拟 SSS 存在明显的向东南延伸的负异常 (图 10i-l)，其可能原因与双赤道辐合带的偏差有关，尤其是东

南分支过于明显，即局地的降水偏多，SSS 偏淡。有意思的是，ITCZ 区域 ( $2.5^{\circ}\text{N}\sim 12.5^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 平均降水偏差与 EP 和 CP 型 SSS 技巧评分之间的相关系数分别为  $-0.62$  和  $-0.32$  (图 12e, f)，这说明对于 EP 型而言，平均态 ITCZ 降水偏差越多，使 SSS 变淡，影响 EP 和 CP 合成时 SSS 水平分布，SSS 空间得分越低。而 CP 型这种关系略有减弱。

东南分支和 ITCZ 北区的降水偏多一方面是因为赤道冷舌过于西伸，使得暖池暖水西撤堆积并往赤道两侧扩展，使得赤道两侧的深对流加强；另一方面是由于冷舌过于西伸，在西太平洋形成强的南北温度梯度，造成了在降水东南分支附近和 ITCZ 附近北支形成低层风动力辐合上升。这两方面均会使得降水在东南分支和 ITCZ 附近北支降水增加，增加的降水使 SSS 变淡，进而降低 SSS 空间评分技巧。

## 6 结论

利用 CMIP5 的 25 个耦合模式的模拟结果，结合观测和再分析资料，从空间分布、线性相关等方面评估了 CMIP5 模式模拟两类 El Niño 对应的热带太平洋 SST、SSS 和降水的空间分布差异的能力。在此基础上，研究了 SST、SSS 和降水之间的相互关系，结果如下：

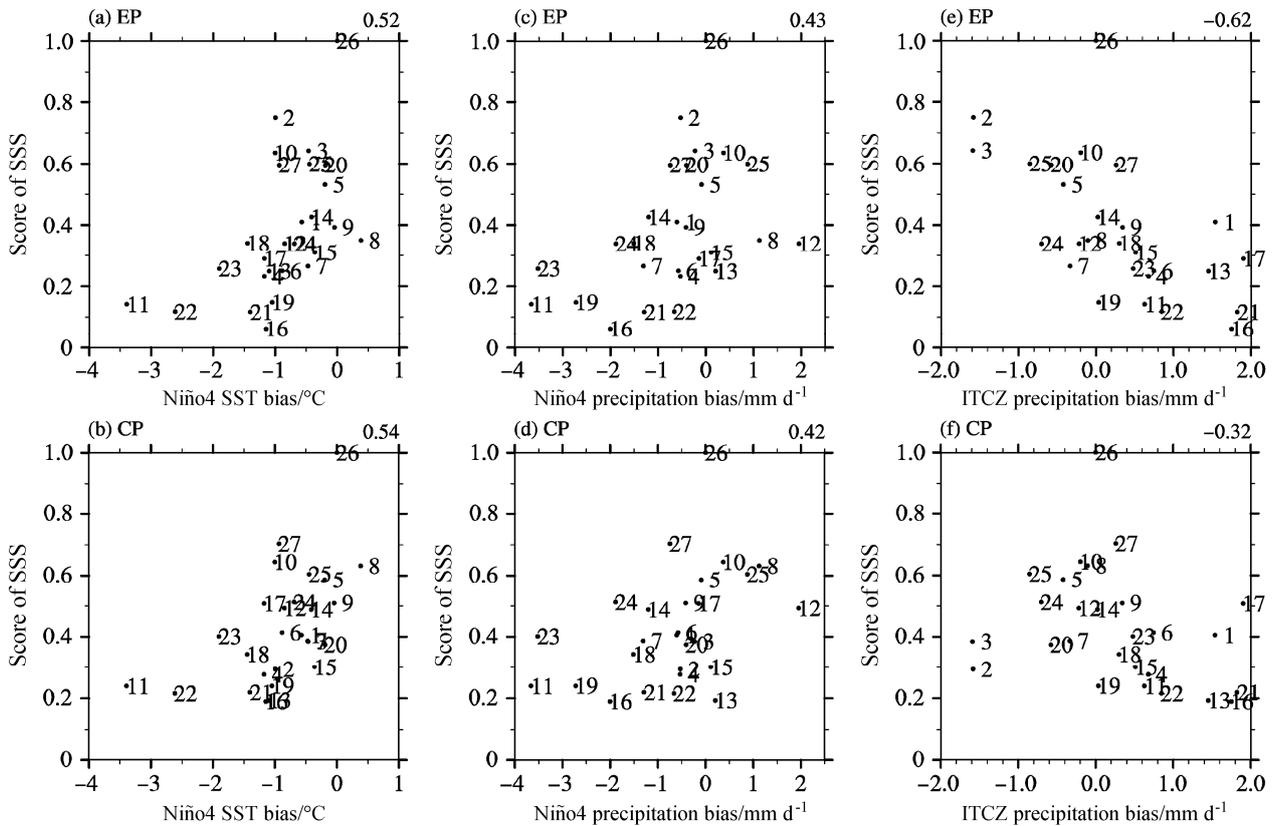


图 12 观测和 CMIP5 模式模拟的 (a-b) Niño4 区气候平均 SST、(c-d) Niño4 区气候平均降水以及 (e-f) ITCZ 区气候平均降水与 EP 和 CP 型 SSS 技巧评分的散点图。1~25 对应表 1 中的 25 个 CMIP5 模式, 26 为观测, 27 为 MME; 右上角为各变量之间对应的相关系数; SST 单位为  $^{\circ}\text{C}$ , 降水单位为  $\text{mm d}^{-1}$

Fig. 12 Scatter diagrams of (a-b) climatological SST in Niño4 region, (c-d) climatological precipitation in Niño4 region, and (e-f) climatological precipitation in ITCZ area with the skill scores of SSS in EP and CP El Niño events from the CMIP5 models and observations. No. 1-No. 25 correspond to the 25 CMIP5 models listed in table 1, No. 26 is for observation, and No. 27 for MME. Correlation coefficients are given on the top right corners of the panels. The units are  $^{\circ}\text{C}$  for SST and  $\text{mm d}^{-1}$  for precipitation

(1) 大部分模式能够模拟出 EP 和 CP 型空间结构, 两类 El Niño 中的 SST、降水和 SSS 的空间技巧评分依次减小, 其中, EP 型 SST 和降水的水平分布的模拟能力强于 CP 型, SSS 则为 CP 型强于 EP 型。EP 型中, 日界线附近存在降水异常大值中心以及与之相对应的 SSS 异常中心, 与此对应的 SST 异常中心位于赤道东太平洋。CP 型中, 降水及 SSS 异常中心位于日界线以西, SST 异常中心位于赤道中太平洋; CP 型模拟的 SST、SSS 和降水异常中心位置较 EP 型偏西且强度偏弱。

(2) CP 型的 SST、降水和 SSS 三者空间分布的线性对应性比 EP 型好, 即在 CP 型中, SST 影响降水, 进而影响 SSS, 同时 SSS 对 SST 调制的反馈机制较显著; 而对于 EP 型, 虽然 SST 与降水空间对应关系好, 但由于海洋水平平流、非局地效应等

因素, 使得 SST 与 SSS 空间相关技巧对应较差。

(3) 依据各模式模拟的 SSS 空间技巧评分高低将 CMIP5 模式分为两类, 技巧评分低 (高) 的模式模拟的 SST、SSS 和降水异常值的中心位置偏西 (偏东), 引起中心位置偏移的原因与赤道太平洋冷舌的位置有关, 即赤道太平洋冷舌西伸显著, 导致发生 El Niño 时 SST 异常变暖西伸显著, 进而使得降水异常和 SSS 异常位置偏西。同时, 技巧低的模式还易出现向东南延伸的负 SSS 异常, 原因是双赤道辐合带的东南分支过于明显, 即降水偏多, SSS 偏淡, 而 SSS 变化会影响 ENSO 的发生发展。技巧评分高的模式合成的 EP 型 SSS 出现了 ITCZ 北分支向东过度延伸的负异常, 其产生原因与平均 ITCZ 降水强度有关, 即平均 ITCZ 降水越少, SSS 技巧评分越高。

**致谢** 作者非常感谢两位评审提出的宝贵建议和意见。感谢提供本文使用的参与 CMIP5 以及 PCMDI 模式组。

### 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.
- Ashok K, Yamagata T. 2009. Climate change: The El Niño with a difference [J]. *Nature*, 461 (7263): 481–484, doi:10.1038/461481a.
- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (C11): C11007, doi:10.1029/2006JC003798.
- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, et al. 1999. ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5 [J]. *Climate Dyn.*, 42 (7–8): 1999–2018, doi:10.1007/s00382-013-1783-z
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97 (3): 163–172, doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2.
- Davey M K, Huddleston M, Sperber K, et al. 2002. STOIC: A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions [J]. *Climate Dyn.*, 18 (5): 403–420, doi:10.1007/s00382-001-0188-6.
- Delcroix T, McPhaden M. 2002. Interannual sea surface salinity and temperature changes in the western Pacific warm pool during 1992–2000 [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (C12): 8002, doi:10.1029/2001JC000862.
- Fedorov A V, Pacanowski R C, Philander S G, et al. 2004. The effect of salinity on the wind-driven circulation and the thermal structure of the upper ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 34 (9): 1949–1966, doi:10.1175/1520-0485(2004)034<1949:TEOSOT>2.0.CO;2.
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble [J]. *Climate Dyn.*, 26 (4): 329–348, doi:10.1007/s00382-005-0084-6.
- Ham Y G, Kug J S. 2014. Effects of Pacific intertropical convergence zone precipitation bias on ENSO phase transition [J]. *Environ. Res. Lett.*, 9 (6): 064008, doi:10.1088/1748-9326/9/6/064008.
- Hasson A E A, Delcroix T, Dussin R. 2013. An assessment of the mixed layer salinity budget in the tropical Pacific Ocean. Observations and modelling (1990–2009) [J]. *Ocean Dyn.*, 63 (2–3): 179–194, doi:10.1088/1748-9326/9/6/064008.
- Hirota N, Takayabu Y N, Watanabe M, et al. 2001. Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models [J]. *J. Climate*, 24 (18): 4859–4873, doi:10.1175/2011JCLI4156.1.
- Hoerling M P, Kumar A. 2002. Atmospheric response patterns associated with tropical forcing [J]. *J. Climate*, 15 (16): 2184–2203, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2184:ARPAWT>2.0.CO;2.
- Huang B, Xue Y, Behringer D W. 2008. Impacts of Argo salinity in NCEP global ocean data assimilation system: The tropical Indian Ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (C8): C08002, doi: 10.1029/2007JC004388.
- Ingleby B, Huddleston M. 2007. Quality control of ocean temperature and salinity profiles—Historical and real-time data [J]. *J. Mar. Syst.*, 65 (1–4): 158–175, doi:10.1016/j.jmarsys.2005.11.019.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* [M]. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1535pp.
- Kang X B, Huang R H, Wang Z G, et al. 2014. Sensitivity of ENSO variability to Pacific freshwater flux adjustment in the Community Earth System Model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 31 (5): 1009–1021, doi:10.1007/s00376-014-3232-2.
- Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO [J]. *J. Climate*, 22 (3): 615–632, doi:10.1175/2008JCLI2309.1.
- Kim S B, Fukumori I, Lee T. 2006. The closure of the ocean mixed layer temperature budget using level-coordinate model fields [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 23 (6): 840–853, doi:10.1175/JTECH1883.1.
- Kim H M, Webster P J, Curry J A. 2009. Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones [J]. *Science*, 325 (5936): 77–80, doi:10.1126/science.1174062.
- Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño [J]. *J. Climate*, 22 (6): 1499–1515, doi:10.1175/2008JCLI2624.1.
- Kug J S, Choi J, An S I, et al. 2010. Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM [J]. *J. Climate*, 23 (5): 1226–1239, doi:10.1175/2009JCLI3293.1.
- Kug J S, Ham Y G, Lee J Y, et al. 2012. Improved simulation of two types of El Niño in CMIP5 models [J]. *Environ. Res. Lett.*, 7 (3): 034002, doi:10.1088/1748-9326/7/3/034002.
- Lagerloef G S E. 2002. Introduction to the special section: The role of surface salinity on upper ocean dynamics, air–sea interaction and climate [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (C12): SRF 1–1–SRF 1–2, doi:10.1029/2002JC001669.
- Larkin N K, Harrison D E. 2005. On the definition of El Niño and associated seasonal average U.S. weather anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (13): L13705, doi:10.1029/2005GL022738.
- Lee T, McPhaden M J. 2010. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (14): L14603, doi:10.1029/2010GL044007.
- Lin J L. 2007. The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean–atmosphere feedback analysis [J]. *J. Climate*, 20 (18): 4497–4525, doi:10.1175/JCLI4272.1.
- Liu H L, Zhang M H, Lin W Y. 2012. An investigation of the initial development of the double-ITCZ warm SST biases in the CCSM [J]. *J. Climate*, 25(1): 140–155, doi:10.1175/2011JCLI4001.1.
- Lukas R, Lindstrom E. 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 96 (S01): 3343–3358, doi:10.1029/90JC01951.
- Maes C, Belamari S. 2011. On the impact of salinity barrier layer on the Pacific Ocean mean state and ENSO [J]. *SOLA*, 7: 97–100, doi:10.2151/sola.2011-025.
- Maes C, Picaut J, Belamari S. 2005. Importance of the salinity barrier layer for the buildup of El Niño [J]. *J. Climate*, 18 (1): 104–118, doi:10.1175/JCLI-3214.1.
- Mechoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. 1995. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean–atmosphere general circulation

- models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123 (9): 2825–2838, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2825:TSCOTT>2.0.CO;2.
- Newman M, Shin S I, Alexander M A. 2011. Natural variation in ENSO flavors [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (14): L14705, doi:10.1029/2011GL047658.
- Qu T D, Gao S, Fukumori I. 2011. What governs the North Atlantic salinity maximum in a global GCM? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (7): L07602, doi:10.1029/2011GL046757.
- Singh A, Delcroix T, Cravatte S. 2011. Contrasting the flavors of El Niño–Southern Oscillation using sea surface salinity observations [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116 (C6): C06016, doi:10.1029/2010JC006862.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA’s historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. *J. Climate*, 21 (10): 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.
- Stevenson S L. 2012. Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (17): L17703, doi:10.1029/2012GL052759.
- Sun Y, Wang F, Sun D Z. 2016. Weak ENSO asymmetry due to weak nonlinear air–sea interaction in CMIP5 climate models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33 (3): 352–364, doi:10.1007/s00376-015-5018-6.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D7): 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.
- 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.
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2001. Indices of El Niño evolution [J]. *J. Climate*, 14 (8): 1697–1701, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2.
- Wang C Z, Zhang L P, Lee S K, et al. 2014. A global perspective on CMIP5 climate model biases [J]. *Nat. Climate Change*, 4 (3): 201–205, doi:10.1038/nclimate2118.
- Watanabe M, Suzuki T, O’ishi R, et al. 2010. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity [J]. *J. Climate*, 23 (23): 6312–6335, doi:10.1175/2010JCLI3679.1.
- Weng H Y, Behera S K, Yamagata T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific Rim during recent El Niño Modoki and El Niño events [J]. *Climate Dyn.*, 32 (5): 663–674, doi:10.1007/s00382-008-0394-6.
- Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific Rim during boreal summer [J]. *Climate Dyn.*, 29 (2–3): 113–129, doi:10.1007/s00382-007-0234-0.
- Wittenberg A T. 2009. Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(12): L12702, doi: 10.1029/2009GL038710.
- Wittenberg A T, Rosati A, Lau N C, et al. 2006. GFDL’s CM2 global coupled climate models. Part III: Tropical Pacific climate and ENSO [J]. *J. Climate*, 19 (5): 698–722, doi:10.1175/JCLI3631.1.
- Xu K, Zhu C W, He J H. 2012. Linkage between the dominant modes in Pacific subsurface ocean temperature and the two type ENSO events [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 57 (26): 3491–3496, doi:10.1007/s11434-012-5173-4.
- Yeh S W, Ham Y G, Lee J Y. 2012. Changes in the tropical Pacific SST trend from CMIP3 to CMIP5 and its implication of ENSO [J]. *J. Climate*, 25 (21): 7764–7771, doi:10.1175/JCLI-D-12-00304.1.
- Yeh S W, Kug J S, An S I. 2014. Recent progress on two types of El Niño: Observations, dynamics, and future changes [J]. *Asia–Pacific J. Atmos. Sci.*, 50 (1): 69–81, doi:10.1007/s13143-014-0028-3.
- Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate [J]. *Nature*, 461 (7263): 511–514, doi:10.1038/nature08316.
- Yu J Y, Kim S T. 2010. Three evolution patterns of central-Pacific El Niño [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (8): L08706, doi:10.1029/2010GL042810.
- Zhang R H, Busalacchi A J. 2009. Freshwater flux (FWF)-induced oceanic feedback in a hybrid coupled model of the tropical Pacific [J]. *J. Climate*, 22 (4): 853–879, doi:10.1175/2008JCLI2543.1.
- Zhang X X, Liu H L, Zhang M H. 2015. Double ITCZ in coupled ocean–atmosphere models: From CMIP3 to CMIP5 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (20): 8651–8659, doi:10.1002/2015GL065973.
- Zhang R H, Wang G H, Chen D K, et al. 2010. Interannual biases induced by freshwater flux and coupled feedback in the tropical Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (5): 1715–1737, doi:10.1175/2009MWR3054.1.
- Zheng F, Zhang R H. 2012. Effects of interannual salinity variability and freshwater flux forcing on the development of the 2007/08 La Niña event diagnosed from Argo and satellite data [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 57: 45–57, doi:10.1016/j.dynatmoce.2012.06.002.
- Zheng F, Zhang R H. 2015. Interannually varying salinity effects on ENSO in the tropical Pacific: A diagnostic analysis from Argo [J]. *Ocean Dyn.*, 65 (5): 691–705, doi:10.1007/s10236-015-0829-7.
- Zheng Y X, Lin J L, Toshiaki S. 2012a. The equatorial Pacific cold tongue simulated by IPCC AR4 coupled GCMs: Upper ocean heat budget and feedback analysis [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (C5): C05024, doi:10.1029/2011JC007746
- Zheng F, Wan L Y, Wang H. 2012b. Distinguished effects of interannual salinity variability on the development of the central-Pacific El Niño events [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 5 (2): 123–127, doi:10.1080/16742834.2012.11446977.
- Zhi H, Zhang R H, Lin P F, et al. 2015. Quantitative analysis of the feedback induced by the freshwater flux in the tropical Pacific using CMIP5 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (10): 1341–1353, doi:10.1007/s00376-015-5064-0.