

# GFDL 模式对太平洋海表面温度的年际和年代际变率的模拟评估

孟佳佳<sup>1,2,3,4</sup>, 杨宇星<sup>1,3,4</sup>, 王法明<sup>1,3,4</sup>

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国科学院 海洋流与波动重点实验室, 山东 青岛 266071; 4. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室, 山东 青岛 266237)

**摘要:** 为评估美国地球物理流体动力学实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)模式 CM3、ESM2M 和 ESM2G 对太平洋海表面温度的年际和年代际变率的模拟能力, 本文利用 GFDL 历史试验模拟结果和美国海洋大气局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)提供的扩展重建的海表温度(Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, ERSST)资料, 比较模式模拟和观测的厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)和太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)的时空分布、周期及可预报性等。结果表明: 三个模式均可以较好地模拟太平洋主要年际信号 ENSO 和年代际信号 PDO, ESM2G 对 ENSO 的模拟最好, CM3 对 PDO 的模拟与观测更为接近。研究结果为进一步利用模式探讨 ENSO 和 PDO 的物理机制提供可能的参考。

**关键词:** GFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)模式; ENSO(El Niño-Southern Oscillation); PDO(Pacific Decadal Oscillation); 可预报性

中图分类号: 732.5 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2016)04-0140-09

doi: 10.11759/hyqx20150211001

太平洋海表面温度(sea surface temperature, SST)存在两类主要的变率<sup>[1-3]</sup>, 一是具有 2~7 a 周期的年际变率, 即厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO), 二是具有准 20 a 和 50 a 周期振荡的年代际变率, 即太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO), 而年际及年代际的海温异常信号会通过海气相互作用对区域甚至全球气候产生重大影响<sup>[4-5]</sup>, 因此, 进行 ENSO 和 PDO 及其可预报性的研究十分重要<sup>[6-7]</sup>。

当前海气耦合模式已成为研究气候变化、进行气候预测的重要工具之一, 利用耦合模式对 ENSO 和 PDO 进行预测具有一定可行性<sup>[8-9]</sup>。然而, 由于耦合模式对实际气候的模拟能力有限, 因此对其进行评估十分必要。大量研究从时空分布和周期方面评估了耦合模式模拟的 ENSO 和 PDO。Sheffield 等<sup>[10]</sup>研究发现国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project 5, CMIP5)的部分模式模拟的 ENSO 的周期和强度与观测相当, 并且能够捕捉到 PDO 的空间结构。张芳等<sup>[11]</sup>则认为 CMIP5 试验中的耦合模式基本上能模拟出热带太平洋海温的时空分布特征, 虽然较多模式模拟的 ENSO 的周期在 2~7 a 范围内, 但模式结果存在很大的差异。对于 CCSM4

模式模拟的 ENSO 和 PDO 的评估, 则认为 CCSM4 模式模拟的 ENSO 有 3~6 a 的周期, 但高估了 ENSO 的强度, 模拟的 PDO 功率谱检验中存在显著的 15 a 的振荡周期, 空间结构和量级与观测较为接近<sup>[12]</sup>。朱益明等<sup>[13]</sup>发现 FGOALS\_g 模式能够模拟出 PDO 的主要空间分布特征, 显著周期为 10~20 a。目前还没有研究从可预报性的角度出发对模式模拟的 ENSO 和 PDO 进行评估。

美国国家海洋大气局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)地球物理流体动力学实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)是 CMIP5 的主要参与者之一, 致力于全球气候变化的模拟, 其新一代模式 CM3、ESM2M、

收稿日期: 2015-02-11; 修回日期: 2016-01-05

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项(XDA11010102)国家自然科学基金委员会创新研究群体科学基金(41421005); 国家自然科学基金委员会与山东省联合基金(U1406401)

[Foundation: The strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences, No.XDA11010102; National Natural Science Foundation of China-Innovation Research Group of Sciences Fund, No.41421005; National Natural Science Foundation of China-Shandong Joint Fund for Marine Science Research Centers, No.U1406401]

作者简介: 孟佳佳(1990-), 女, 甘肃武威人, 硕士, 从事海洋气象学, 电话: 18693170625, Email: qingchen\_321@163.com; 王法明, 通信作者, 研究员, 主要从事气候动力学, 电话: 0532-82898933, E-mail: faming\_wang@qdio.ac.cn

ESM2G 具有很高的分辨率。本文针对 GFDL 模式的历史试验结果, 在分析 ENSO 和 PDO 的时空分布特征、周期的基础上, 从可预报性角度出发, 对模式模拟的太平洋 SST 的年际和年代际变率进行评估, 研究结果为进一步利用模式探讨 ENSO 和 PDO 的物理机制提供可能的参考。

## 1 资料和方法

### 1.1 数据资料

GFDL 新一代模式是在 CM2.1 的基础上通过两种路径发展而来的, 一种是为解决气溶胶-云相互作用、化学-气候相互作用以及对流层和平流层之间的联系而发展的 CM3 模式, 使用与 CM2.1 相同的海洋和海冰成分, 并使用新的大气成分 AM3 和陆地成分 LM3; 另一种是为进一步理解地球的生物化学循环而开发的碳循环地球系统模式 ESM2M 和 ESM2G, 两者均采用与 CM2.1 相同的大气和海冰成分以及新的陆地模式 LM3.0, 其中 ESM2M 的海洋成分使用基于压力的垂直坐标系, 而 ESM2G 的海洋成分使用独立的等密度模式, 它们在温跃层特性、深层环流、通风模式及厄尔尼诺变率方面有很大的不同<sup>[14-15]</sup>。

本研究采用了 GFDL 模式历史试验模拟的月平均海表面温度资料。历史试验是利用与观测一致的外强迫驱动耦合模式模拟近百年的实际气候, 这些外强迫包括人类活动和火山喷发导致的大气成分改变, 太阳辐射及土地利用等的变化。历史试验的模式输出资料可以用来评估模式对现代气候的模拟能力<sup>[16]</sup>。模式海洋成分在赤道附近经向分辨率为  $1/3^\circ$ , 赤道外水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 时间长度为 1861~2005 年(其中 CM3 从 1860 年开始)。观测的海表温度资料为 NOAA 扩展重建的月平均海表面温度数据集 ERSST(Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset Version 3b)<sup>[17]</sup>, 分辨率为  $2^\circ \times 2^\circ$ , 时段为 1854 年 1 月~2014 年 2 月。本文中为使模式资料与 ERSST 资料的分辨率统一, 将模式资料插值到与实测资料相同的  $2^\circ \times 2^\circ$  格点上。

### 1.2 研究方法

本文运用经验正交函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF)方法和功率谱方法, 对热带太平洋和北太平洋 SST 进行分析, 比较模式和观测的 ENSO 和 PDO 的时空分布特征和周期。对热带太平洋 SST 第一主成分和北太平洋 SST 第一主成分即 PDO 指数的可预报性进行分析, 由此评估模式对

ENSO 和 PDO 的模拟能力。

根据 Hasselmann 随机气候模式<sup>[18]</sup>:

$$\frac{dX}{dt} = AX + \eta \quad (1)$$

其中  $X$  表示气候变量,  $A$  为线性算子,  $\eta$  为随机噪声但不一定是白噪声。该随机气候系统框架下  $X$  的变化由两部分组成, 即初始状态的自由演化和噪声强迫项:

$$X(t_0 + \tau) = e^{A\tau} X(t_0) + F_{(t,\tau)} \quad (2)$$

其中, 在白噪声假定下, 等号右边第一项为可预报的分量  $\hat{X}(t_0 + \tau) = e^{A\tau} X(t_0)$ , 第二项为不可预报的随机噪声  $F_{(t,\tau)}$ , 则预报误差为  $E_\tau = X(t_0 + \tau) - \hat{X}(t_0 + \tau) = F_{(t,\tau)}$ , 标准化的预报误差方差为  $\varepsilon_\tau = \frac{\langle F_\tau^T F_\tau \rangle}{\langle X^T X \rangle}$ 。DelSole 等<sup>[19-21]</sup>定义气候变量的可预报性为

$$S_\tau = 1 - \varepsilon_\tau = 1 - \frac{\langle F_\tau^T F_\tau \rangle}{\langle X^T X \rangle} \quad (3)$$

并用此来研究海表面温度、气温和降水等的可预报性。对一维时间序列  $x$ , 用线性回归模型  $\hat{x}(t_0 + \tau) = L_\tau x(t_0)$ , 其中  $L_\tau = \frac{\langle (x(t_0 + \tau)x(t_0))^T \rangle}{\langle x(t_0)x(t_0)^T \rangle}$ , 对可预报分量进行预报, 则公式(3)变为

$$S_\tau = 1 - \frac{\sigma_\tau^2}{\sigma_\infty^2} \quad (4)$$

其中,  $\sigma_\tau^2 = \langle [\hat{x}(t_0 + \tau) - x(t_0 + \tau)][\hat{x}(t_0 + \tau) - x(t_0 + \tau)]^T \rangle$  为预报误差方差,  $\sigma_\infty^2 = \langle [x(t_0) - \bar{x}(t_0)][x(t_0) - \bar{x}(t_0)]^T \rangle$  为气候学方差。

## 2 模拟结果评估

### 2.1 年际变率 ENSO 的模拟评估

为评估三个模式对 ENSO 的模拟, 首先对观测和模式资料中热带太平洋( $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ ,  $120^\circ\text{E} \sim 70^\circ\text{W}$ )海表面温度进行 EOF 分解, 得到第一主成分时间序列, 并将标准化的时间序列回归到海温距平场上得到第一主成分的空间模态。图 1 给出了观测和模式模拟的热带太平洋 SST 第一主成分时间序列及 Niño3( $5^\circ\text{N} \sim 5^\circ\text{S}$ ,  $150^\circ \sim 90^\circ\text{W}$ )指数, 由于全球气候模式中各海气变量场都会在热带太平洋出现向西偏移

20~30 个经度的情况, 因此, 模式中 Niño3 指数采用 5°N~5°S, 170°~110°W 区域内的 SST。可以看出热带太平洋 SST 第一主成分 PC1 (the first principal component) 与 Niño3 指数具有较高的相关性(表 1 中的相关系数), 并超过了 99% 的置信度检验。应用 Niño3 指数的标准差(表 1)来表征 ENSO 的强度, ESM2M 模式模拟的 ENSO 最强, 其标准差高于观测 0.5°C 以上, ESM2G 模式与观测最为接近。另外,

ENSO 冷暖事件具有不对称性, 厄尔尼诺事件的强度大于拉尼娜。应用 Niño3 指数的偏度(表 1)来表征 ENSO 冷暖事件的不对称性, 对比模式和观测的结果可以发现, 观测中暖事件较强(偏度为 0.77), CM3 模式模拟的 ENSO 冷事件偏强, ESM2G 与之相反, 而 ESM2M 模式模拟的 ENSO 事件偏强, 并且暖事件的强度远大于冷事件(偏度为 0.67), 很好地模拟了 ENSO 事件的不对称性。

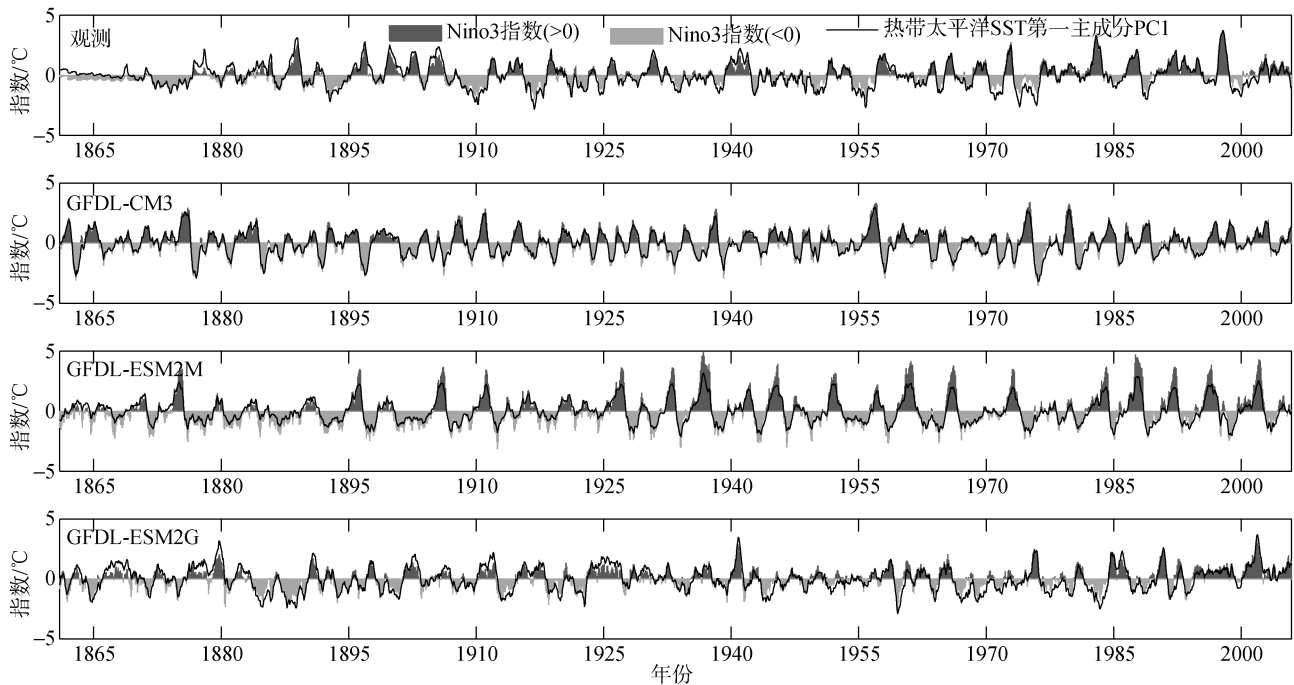


图 1 观测和模式模拟的 1861~2005 年 Niño3 指数和热带太平洋 SST 第一主成分 PC1

Fig. 1 Observed and simulated Niño3 index and the first principle component of tropical Pacific SSTs from 1861 to 2005

表 1 观测和模式模拟的 1861~2005 年 Niño3 指数统计值  
Tab. 1 Statistics of the observed and simulated Niño3 index from 1861 to 2005

	相关系数	Niño3 指数标准差(°C)	Niño3 指数偏度
观测	0.93	0.80	0.77
CM3	0.98	1.07	-0.26
ESM2M	0.96	1.36	0.67
ESM2G	0.90	0.78	0.24

对热带太平洋 SST 第一主成分 PC1 进行功率谱分析, 以此来评估模式对于 ENSO 周期的模拟(图 2)。观测资料得到的 PC1 在 2~7 a 的周期上有较宽的谱, 具有明显的年际变率, 通过 95% 的显著性检验的主周期为 3.5 a 和 5.5 a。CM3 模式模拟的 PC1 也在 2~7 a 上有较宽的谱, 与观测一致, 谱峰主要位于 2.5 a、3.5 a

和 5 a 周期处, 并通过显著性检验, ESM2M 模式 PC1 的功率谱主要分布于 2~6 a 周期上, ESM2G 主要分布于 2~8 a, 显著的主周期均为 5 a。通过上述分析可以看出, 三个模式均能模拟出 ENSO 事件 2~7 a 周期的年际变率, 但不同模式模拟的主周期与观测存在差异。

更进一步, 从热带太平洋 SST 第一主成分 PC1 的可预报性角度, 分析模式对于年际海温异常信号的模拟能力。如图 3 所示, 观测的 PC1 的可预报信号随时间迅速衰减, 年际海温异常信号 13 个月以后趋于 0。CM3 和 ESM2M 模式 PC1 的可预报信号分别在 8 个月和 12 个月以后衰减到 0 但有明显的振荡, 这可能是由于模式模拟的 ENSO 信号具有很强的非线性。从图中可以看出, ESM2G 模式对年际海温变率的可预报性的模拟与观测最为接近。

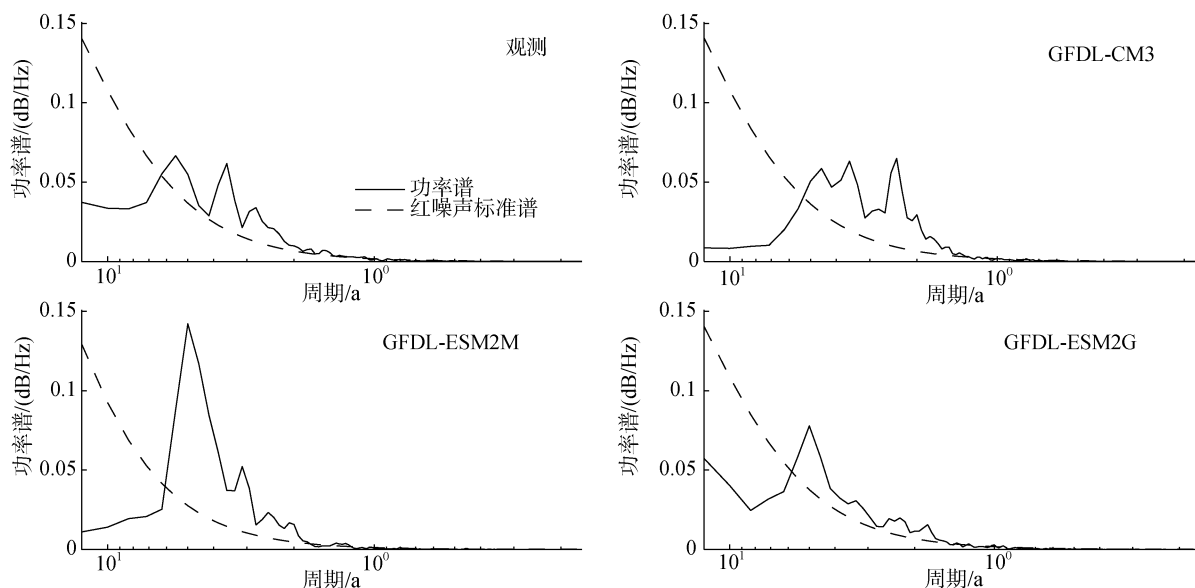


图 2 观测和模式模拟的 1861~2005 年热带太平洋 SST 第一主成分 PC1 的功率谱

Fig. 2 Power spectrum of the first principal component of the observed and simulated tropical Pacific SSTs from 1861 to 2005

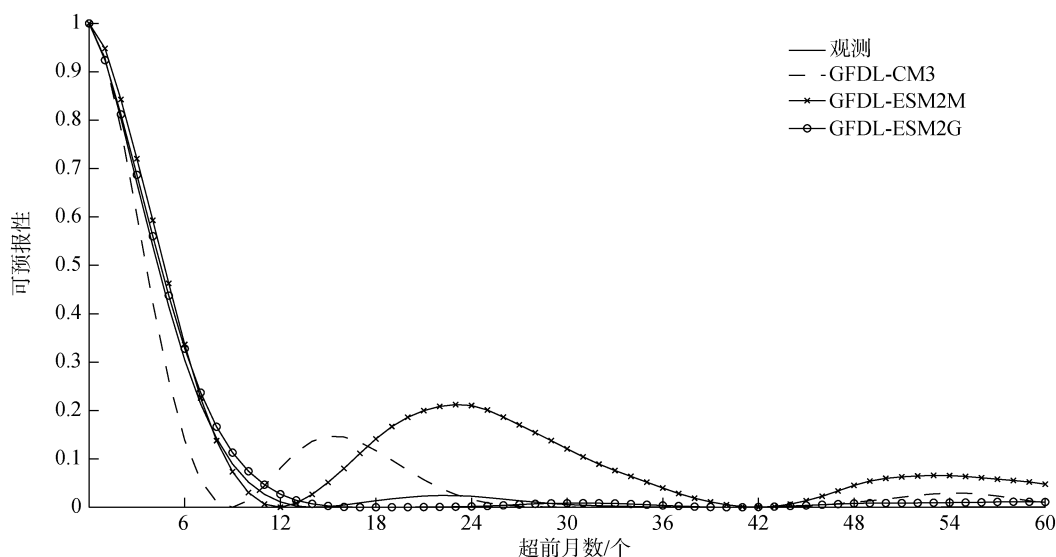


图 3 观测和模式模拟的 1861~2005 年热带太平洋 SST 第一主成分 PC1 的可预报性

Fig. 3 Predictability of the first principal component of the observed and simulated tropical Pacific SSTs from 1861 to 2005

观测和模式模拟的热带太平洋第一主成分空间模式 EOF1 如图 4 所示, 均呈现典型的 ENSO 模式, ENSO 为正位相时, 表现为从南美沿岸延伸到赤道中东太平洋的海表温度的异常增暖。定量分析见表 2, 观测的第一模态的解释方差为 37.1%, CM3 模式与观测最为接近, ESM2M 偏大, 说明 ESM2M 模式模拟的热带太平洋年际变率过强。三个模式均能模拟出与观测类似的 ENSO 空间模式, 观测的 ENSO 空间模式海温异常的  $0.6^{\circ}\text{C}$  等值线位于日界线以西, 而模式模拟的 ENSO 模式一直延伸到  $150^{\circ}\text{E}$  附近;

CM3 和 ESM2M 的模式结果在  $120^{\circ}\text{W}$  附近增暖超过  $1^{\circ}\text{C}$ , ESM2G 相应的模式结果超过  $0.8^{\circ}\text{C}$ , 以上结果说明模式模拟的赤道中东太平洋增暖过强, 并过度向西延伸。此外, CM3 和 ESM2M 模式模拟的热带太平洋西北部海温异常变冷较观测强。为定量地分析模式模拟能力, 借助泰勒图来做进一步研究。模式与观测的标准差之比表示模式对中心振幅的模拟能力, 均方根误差表示模拟的空间型与观测的相似性, 均方根误差越接近 0, 表示模式模拟能力越高, 相关系数可表示模式对主要中心位置的模拟能力。将这三

个评估指标显示在一张泰勒图中可以较全面地反映多个模式的模拟能力, 图中每个点代表一个模式, 到原点的半径代表其对于观测值的标准差, 每个点在图中方位角的余弦代表模式场与观测场的相关系数, 到观测点的距离代表其均方根误差, 简而言之, 模式所代表的点与观测点的距离越接近, 表示模式

的模拟能力越好。从图 5 可以看出, 三个模式中, ESM2G 模式对 ENSO 模态的模拟结果最好, 均方根误差最小为  $0.14^{\circ}\text{C}$ (表 2), 模式的标准差在观测结果附近为  $0.25^{\circ}\text{C}$ , 说明模式对 ENSO 模态中 SST 变化幅度的模拟比较理想, 对于中心位置的模拟能力也较好, 相关系数为 0.85。

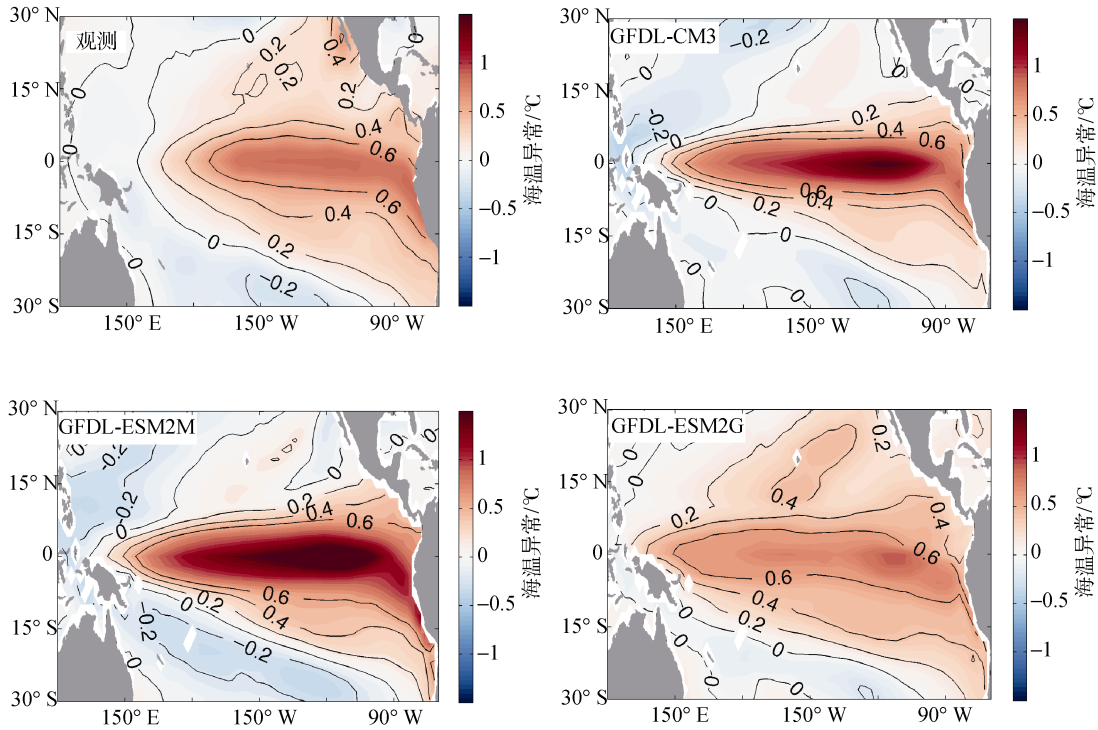


图 4 观测和模式模拟的 1861~2005 年热带太平洋 SST 第一模态 EOF1

Fig. 4 Spatial pattern of EOF1 of the observed and simulated tropical Pacific SSTs from 1861 to 2005

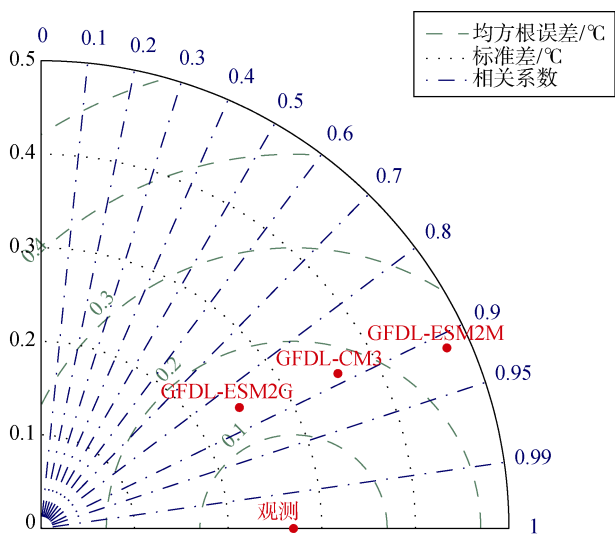


图 5 观测和模式模拟的 ENSO 模态的泰勒图

Fig. 5 Taylor diagram of simulated vs. observed ENSO pattern

表 2 观测和模式模拟的 1861~2005 年热带太平洋 SST 第一模态 EOF1 统计值

Tab.2 Statistics for EOF1 of the observed and simulated tropical Pacific SSTs from 1861 to 2005

	解释方差 (%)	标准差 ( $^{\circ}\text{C}$ )	均方根误差 ( $^{\circ}\text{C}$ )	相关系数
观测	37.1	0.27	0	1
CM3	36.9	0.36	0.17	0.88
ESM2M	42.3	0.48	0.26	0.91
ESM2G	29.7	0.25	0.14	0.85

## 2.2 年代际变率 PDO 的模拟评估

本文对除去全球平均海温异常的北太平洋 ( $20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ ) 月平均海温异常 SSTA 进行 EOF 分解, 得到其标准化的第一主成分时间序列<sup>[22]</sup>, 然后进行年平均, 即为年平均的 PDO 指数, 进一步将 PDO 指数与原始海温距平场进行回归得到

回归系数,即为 PDO 的空间模态和强度,其中从北太平洋月平均海温异常中除去全球平均的月平均海温异常是为了消除全球变暖的影响。

图 6 给出了观测和模式模拟的 PDO 指数,时间序列呈现明显的年代际周期振荡。对 PDO 指数进行功率谱分析可以发现(图 7),观测的 PDO 指数谱峰主

要位于 5 a 和 40 a 周期处,并且通过 95% 的显著性检验,在 20 a 周期以上有较宽的谱,说明年代际变率之上叠加了很强的年际振荡。CM3 模式中 PDO 的主周期为 5 a 和 15 a,年代际变率的周期与观测相比较短,且未通过显著性检验。ESM2M 模式中 PDO 指数在 10 a 以上的周期处具有较宽的功率谱,谱峰位于 5 a

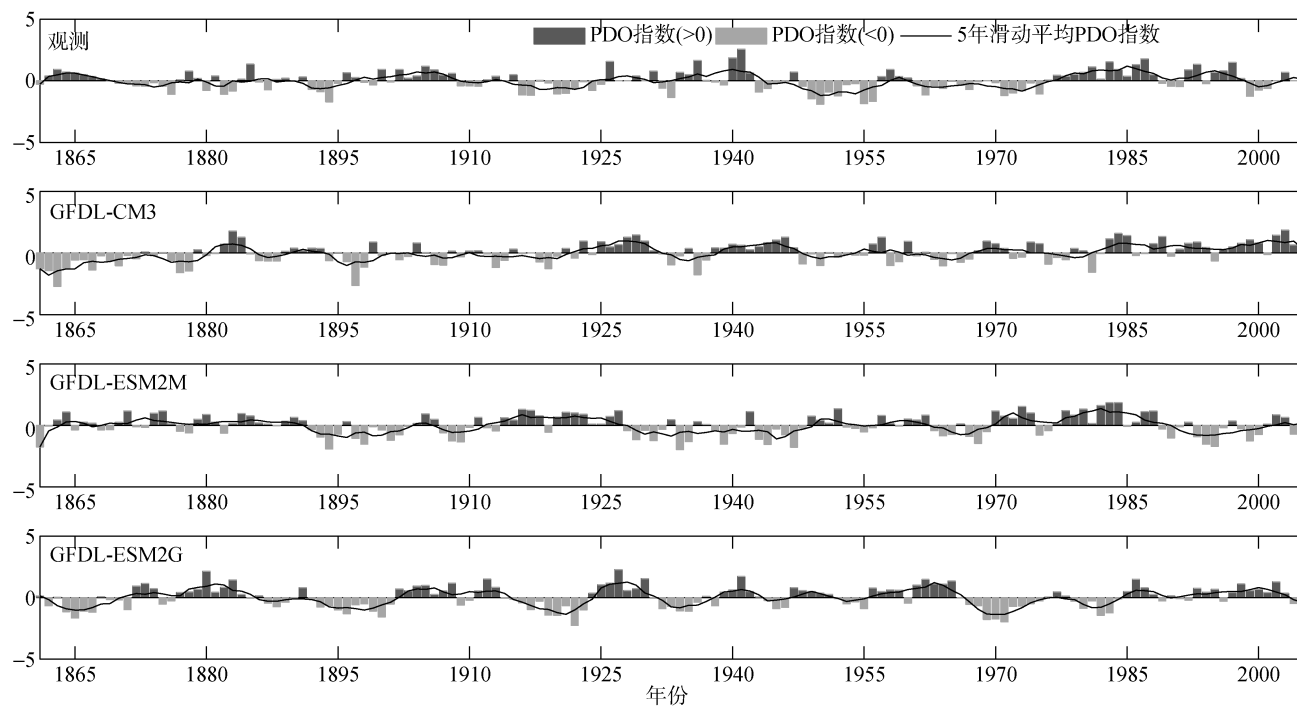


图 6 观测和模式模拟的 1861~2005 年年平均 PDO 指数

Fig. 6 Observed and simulated annual mean PDO index from 1861 to 2005

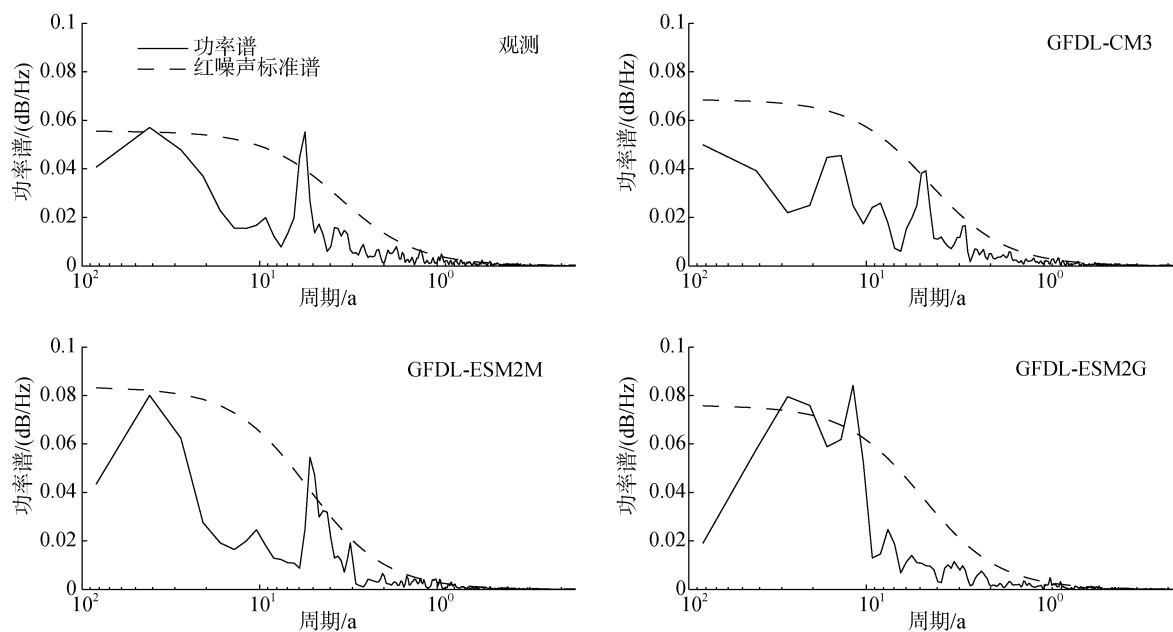


图 7 观测和模式模拟的 1861~2005 年年平均 PDO 指数的功率谱

Fig. 7 Power spectrum of the observed and simulated annual mean PDO index from 1861 to 2005

和 40 a 周期处, 显著的主周期为 5 a。ESM2G 的 PDO 指数的功率谱主要分布在年代际时间尺度上, 显著的主周期为 12 a 和 30 a(图 7)。综上所述, 与观测类似, 三个模式模拟的 PDO 指数的功率谱主要在年代际周期上, 但各个模式的主周期与观测存在较大差异, 其中 ESM2M 的结果与观测最为接近。

从年平均的 PDO 指数的可预报性角度, 分析模式对于年代际海温异常信号的模拟能力。从图 8 可以看出, 观测的 PDO 指数在 2a 以后可预报信号趋于 0, CM3 和 ESM2M 均有类似的结果, 因此, CM3 与 ESM2M 模式模拟的年代际海温异常信号与观测更为接近。ESM2G 的可预报性偏高, 4 a 以后可预报信号趋于 0, 这和模式模拟的 PDO 的周期有关。CM3 和 ESM2M 模式中 PDO 指数除了明显的年代际变率以外, 还存在很强的年际变率, 而 ESM2G 模式中年代际变率为主, 周期较长, 年代际海温异常信号偏强, 可预报性偏高。

图 9 给出了观测和模式模拟的 PDO 的空间模态。当 PDO 为正位相时, 北太平洋中西部 SST 异常变冷, 对应于阿拉斯加湾和北美西岸 SST 异常增暖; 从定量上分析, 观测的北太平洋 SST 第一主成分空间模态 EOF1 的解释方差为 20.7%, 北太平洋中部 SST 负异常可以达到 0.4°C 以上, 北美沿岸的正异常

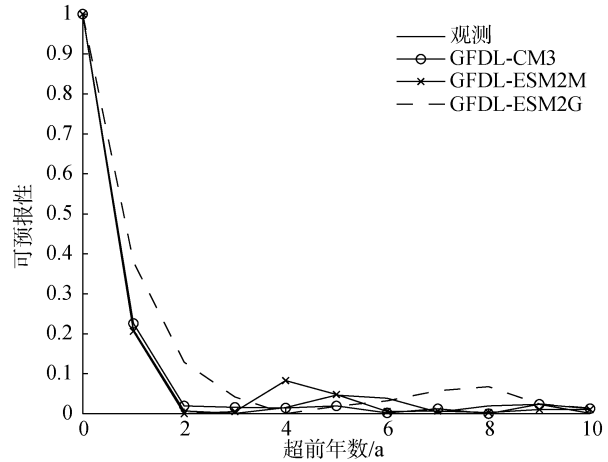


图 8 观测和模式模拟的 1861~2005 年年平均 PDO 指数的可预报性

Fig. 8 Predictability of the observed and simulated annual mean PDO index from 1861 to 2005

为 0.2°C 左右。CM3 模式的 PDO 的空间结构与观测最为接近, SST 负异常区域基本与观测一致, 而阿拉斯加湾附近 SST 正异常超过 0.4°C, 比观测强。ESM2M 和 ESM2G 模式中北太平洋西部 SST 负异常中心超过 0.6°C, 且向西南方向延伸, ESM2G 中阿拉斯加湾和北美西岸 SST 正异常过强。结合统计值(表 3)和泰勒图(图 10), 进一步评估模式对 PDO 的空间模

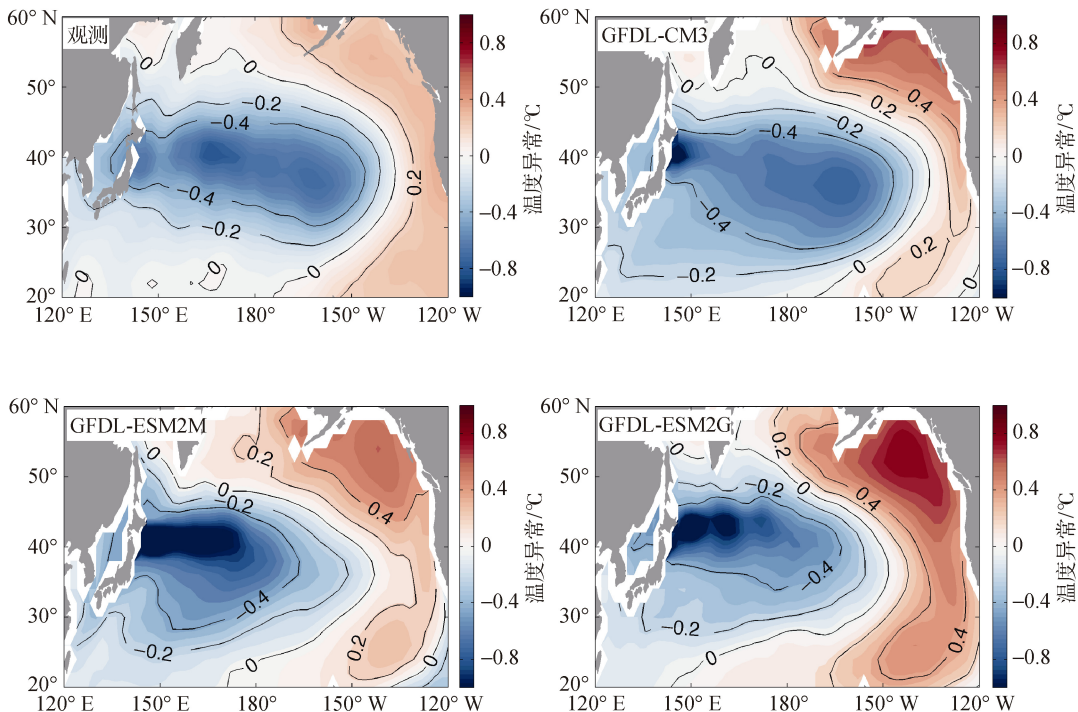


图 9 观测和模式模拟的 1861~2005 年北太平洋 SST 第一模态 EOF1

Fig. 9 Spatial pattern of EOF1 of the observed and simulated North Pacific SSTs from 1861 to 2005



态的模拟能力。泰勒图中(图 10), CM3 模式与观测最为接近, 标准差和均方根误差最小, 分别为 0.34°C 和 0.15°C, 相关系数达到 0.9, 因此 CM3 模式模拟的 PDO 的空间型分布和强度与观测最为接近, 而 ESM2G 模式的标准差高于观测 0.1°C 以上, 均方根误差较大, 模拟的海温正负异常过强。

表 3 观测和模式模拟的 1861~2005 年北太平洋 SST 第一模态 EOF1 统计值

Tab. 3 Statistics of EOF1 of the observed and simulated North Pacific SSTs from 1861 to 2005

	解释方差(%)	标准差(°C)	均方根误差(°C)	相关系数
观测	20.7	0.28	0	1
CM3	22.7	0.34	0.15	0.90
ESM2M	21.4	0.37	0.22	0.81
ESM2G	20.1	0.40	0.22	0.85

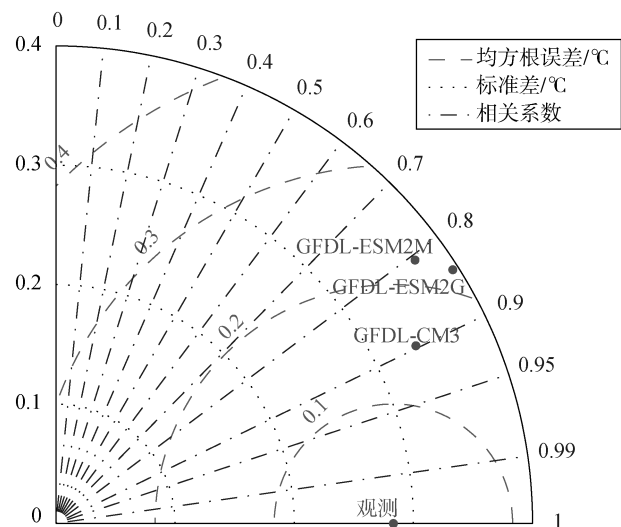


图 10 观测和模式模拟的 PDO 模态的泰勒图

Fig. 10 Taylor diagram of simulated vs. observed PDO pattern

### 3 结论

本文利用 GFDL 新一代模式 CM3、ESM2M、ESM2G 历史试验模拟的 1861~2005 年月平均 SST 资料和 NOAA 提供的 ERSST 资料, 对模式模拟的太平洋 SST 的年际和年代际变率进行评估, 得到如下结果:

1) 对于年际变率 ENSO, 三个模式均能模拟出 ENSO 事件的 2~7 a 周期性变率, 不同模式模拟的主周期与观测存在差异; ESM2G 模式对年际海温异常信号的模拟与观测较为一致, 热带太平洋海温第一主成分 PC1 的可预报信号 12 个月以后趋于 0; 模式能够成功模拟出年际变率 ENSO 的主要空间分布特

征, 但模式中热带中东太平洋海温异常增暖过强, 并向西延伸, 其中 ESM2G 的空间模态与观测最为相似。

2) 对于年代际变率 PDO, 三个模式的 PDO 指数的功率谱主要在年代际时间尺度上, 其中 CM3 和 ESM2M 在年代际变率之上叠加很强的年际振荡, ESM2G 年际变率较弱, 模式模拟的 PDO 的主周期与观测存在较大差异; 观测的 PDO 指数在 2 a 以后可预报信号趋于 0, CM3 和 ESM2M 模式均有类似的结果, ESM2G 模式模拟的年代际的海温异常信号偏强, 可预报信号 4 a 以后趋于 0; 模式可以较好地模拟 PDO 的空间分布, 但是模式中中西部海温异常偏冷, 阿拉斯加湾及北美西岸异常增暖过强, 其中 CM3 模式中 PDO 空间结构与观测最为相似。

GFDL 模式对于太平洋海表面温度的年际变率 ENSO 和年代际变率 PDO 均有较好的模拟, 从可预报性的角度来看, ESM2G 对 ENSO 的模拟最好, CM3 对 PDO 的模拟与观测更为接近。研究结果为进一步利用模式探讨 ENSO 和 PDO 的物理机制提供可能的参考。通常驱动海洋环流模式的强迫场有三个: 风应力、热通量和淡水通量, 模式对于强迫场的模拟偏差都会导致对 ENSO 和 PDO 的模拟偏差。此外, 模式海洋成分的水平分辨率, 不同的坐标系, 对流参数化方案, 以及耦合方案等, 这些都会导致模式模拟的年际和年代际变率与观测存在差异, 具体原因将会在下一步工作中进行进一步研究。

#### 参考文献:

- [1] Deser C, Blackmon M L. On the relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations[J]. *Journal of Climate*, 1995, 8(6): 1677- 1680.
- [2] Yeh S W, Kirtman B P. On the relationship between the interannual and decadal SST variability in the North Pacific and tropical Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2003, 108(D11): 4344.
- [3] Park J Y, Yeh S W, Kug J S. Revisited relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(2): L02703.
- [4] Hidalgo H G, Dracup J A. ENSO and PDO effects on hydroclimatic variations of the Upper Colorado River Basin[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2003, 4(1): 5-23.
- [5] Hu Z Z, Huang B. Interferential impact of ENSO and PDO on dry and wet conditions in the US Great Plains[J]. *Journal of Climate*, 2009, 22: 6047-6065.
- [6] Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. A review of the predictability and prediction of ENSO[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 1998, 103(C7): 14375-14393.



- [7] Newman M. Interannual to decadal predictability of tropical and North Pacific sea surface temperatures[J]. *Journal of climate*, 2007, 20(11): 2333-2356.
- [8] Behringer D W, Ji M, Leetmaa A. An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I: The ocean data assimilation system[J]. *Monthly Weather Review*, 1998, 126(4): 1013-1021.
- [9] Wang H, Kumar A, Wang W, et al. Seasonality of the Pacific decadal oscillation[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(1): 25-38.
- [10] Sheffield J, Camargo S J, Fu R, et al. North American climate in CMIP5 experiments. Part II: Evaluation of historical simulations of intraseasonal to decadal variability[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(23): 9247-9290.
- [11] 张芳, 董敏, 吴统文. CMIP5 模式对 ENSO 现象的模拟能力评估[J]. *气象学报*, 2014, 72(10): 30-48.  
Zhang Fang, Dong Min, Wu Tongwen. Evaluation of the ENSO features simulations as done by the CMIP5 models[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2014, 72(10): 30-48.
- [12] Deser C, Phillips A S, Tomas R A, et al. ENSO and Pacific decadal variability in the Community Climate System Model version 4[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(8): 2622-2651.
- [13] 朱益民, 杨修群, 俞永强, 等. FGOALS\_g 快速耦合模式模拟的北太平洋年代际变率[J]. *地球物理学报*, 2008, 51(1): 58-69.  
Zhu Yimin, Yang Xiuqun, Yu Yongqiang, et al. Decadal variability in the North Pacific as simulated by FGOALS\_g fast coupled climate model[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2008, 51(1), 58-69.
- [14] Griffies S M, Winton M, Donner L J, et al. The GFDL CM3 coupled climate model: Characteristics of the ocean and sea ice simulations[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(13): 3520-3544.
- [15] Dunne J P, John J G, Adcroft A J, et al. GFDL's ESM2 global coupled climate-carbon Earth System Models. Part I: Physical formulation and baseline simulation characteristics[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(19): 6646-6665.
- [16] Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. An overview of CMIP5 and the experiment design[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(4): 485-498.
- [17] Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006)[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(10): 2283-2296.
- [18] Hasselmann K. Stochastic climate models part I. Theory[J]. *Tellus*, 1976, 28(6): 473-485.
- [19] DelSole T, Tippett M K. Average predictability time. part I: Theory[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(5): 1172-1187.
- [20] DelSole T, Tippett M K. Average predictability time. Part II: Seamless diagnoses of predictability on multiple time scales[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66(5): 1188-1204.
- [21] Jia L, DelSole T. Diagnosis of multiyear predictability on continental scales[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(19): 5108-5124.
- [22] Deser C, Alexander M A, Xie S P, et al. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2010, 2: 115-143.

## Evaluation of interannual and decadal variations of Pacific SST simulated by GFDL models

MENG Jia-jia<sup>1, 2, 3, 4</sup>, YANG Yu-xing<sup>1, 3, 4</sup>, WANG Fa-ming<sup>1, 3, 4</sup>

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Key Laboratory of Ocean Circulation and Wave, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 4. Laboratory for Ocean and Climate Dynamics Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China)

**Received:** Feb. 11, 2015

**Key words:** GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) models; ENSO (El Niño-Southern Oscillation); PDO (Pacific Decadal Oscillation); predictability

**Abstract:** In this paper, we evaluated the ability of the Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (GFDL) models CM3, ESM2M, and ESM2G to simulate the interannual and decadal variations of Pacific sea surface temperature (SST) by comparing the temporal and spatial distributions, periods, and predictions of observed and simulated El Niño-Southern Oscillations (ENSOs) and Pacific Decadal Oscillations (PDOs), based on the output of historical experiments using GFDL models and extended reconstructed sea surface temperature (ERSST) data from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). In general, the models captured well the interannual signals of the ENSO and the decadal signals of the PDO. ENSO is correctly simulated by ESM2G, while the PDO simulations by CM3 closely resemble those of observations. These results may be referenced in future studies of the physical mechanisms of the ENSO and PDO.

(本文编辑: 李晓燕)