

CMIP5 模式对 ENSO 现象的模拟能力评估^{*}

张 芳 董 敏 吴统文
ZHANG Fang DONG Min WU Tongwen

国家气候中心,北京,100081

National Climate Center, Beijing 100081, China

2013-05-15 收稿,2013-10-22 改回.

张芳,董敏,吴统文. 2014. CMIP5 模式对 ENSO 现象的模拟能力评估. 气象学报, 72(1): 30-48

Zhang Fang, Dong Min, Wu Tongwen. 2014. Evaluation of the ENSO features simulations as done by the CMIP5 models. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(1): 30-48

Abstract The ability of the 17 CMIP5 models in simulating the ENSO phenomenon is examined by using the outputs of these models from the historical experiments of the 20th century. In general, the models can simulate some major characteristics of the ENSO phenomena, such as the mean sea surface temperature (SST) in the tropical Pacific; the temporal and spatial evolution of the SST anomalies; the interactive relation between oceans and the atmosphere; the periodicity of the ENSO; the phase locking feature of the ENSO and so on. There is large difference in the ability of simulating the ENSO between various models. (1) The simulated SST still has some errors in various degrees. This error is small for the multiple model ensemble with the root mean square error (RMSE) between the simulated and observed SST being below 1.0°C and otherwise for each single model in which the RMSE is larger than this. Some good models can have error of $1.2-1.3^{\circ}\text{C}$, majority of the models has errors below 1.6°C , and there are still few models which have RMSE exceeding 2.0°C . (2) According to the Empirical Orthogonal Function (EOF) analyses, the temporal and spatial variation of the simulated SST anomalies and Sea Level Pressure (SLP) anomalies for a few of the models is close to the observation, its first mode is ENSO mode and the corresponding time coefficient represents the ENSO evolution. Its second mode represents the increasing trend of the SST anomaly during the last period of more than 50 years. For most of the models the sequence of the temporal and spatial variation mode of the simulated SST/SLP anomaly is opposite to that of the observation. The increasing trend becomes the first mode with the major variance contribution, while the ENSO becomes the second mode. This means that the mechanism which produces the temperature increase from the CO_2 induced greenhouse effect is too strong in these models, while the ENSO oscillation mechanism is rather weak. It is showed that no matter it is the first mode or second mode, the corresponding time coefficient of the southern oscillation has the good correlation with the SST anomaly. This means the CMIP5 models can well represent the close relationship between the El Niño - La Niña and the southern oscillation. (3) The spectral analysis shows that the ENSO phenomenon has 2 - 7 year quasi-periodicity and the 4 year periodicity is the most obvious. In most of the CMIP5 models the ENSO has the periods of 2 - 7 years, this is consistent to the observation. But some models have ENSO period of 2 year or so, and few has too long period of 11 years. And, (4) in the simulations of most of models the peak phase of the El Niño/La Niña appears in later fall through winter (November - February), which is consistent to observation. There are also few models whose simulated ENSO peak appears in September - October or even in summer and this is not consistent with observation.

Key words CMIP5 Models, ENSO, Simulation, Evaluation

^{*} 资助课题:国家重点基础研究发展计划项目(2010CB951902)、公益性行业科研专项(201306048,201006024)。

作者简介:张芳,主要从事气候数值模拟研究。E-mail:zhangf@cma.gov.cn

通讯作者:董敏,主要从事气候模式的研制与应用及热带气象、季风研究。E-mail:dongm@cma.gov.cn

摘 要 针对参与耦合模式比较计划(CMIP5)的 17 个海-气耦合模式对 20 世纪气候的模拟结果,从热带太平洋海表温度和大气海平面气压变化的综合分析角度较详细评估了模式对厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)现象的模拟能力。结果表明,这些模式基本上能模拟出 ENSO 现象的一些主要特征,包括热带太平洋海温的空间分布及其时空演变特征、与海平面气压变化的关联、ENSO 周期变化及锁相特征等,但不同模式的模拟结果仍然差异较大。(1)从模拟的热带太平洋年平均海温的偏差来看,多模式集合平均值与观测的均方根误差小于 1.0°C ,但单个模式的误差相对要大一些。误差较小的为 $1.2\text{--}1.3^{\circ}\text{C}$,多数模式在 1.6°C 以下,但也有个别模式的误差超过 2.0°C 。(2)从经验正交函数分解结果来看,热带太平洋实测月平均海表温度距平和海平面气压距平的年际尺度变化第 1 模态主要表现为 ENSO 变化特征,第 2 模态反映的是海温的长期变化趋势。只有少数几个 CMIP5 模式能够再现这种特征,多数模式所模拟的海温距平/海平面气压距平时空变化的第 1、第 2 特征向量分布顺序与观测分析正好相反,ENSO 变成了第 2 模态,趋势成了最主要的模态。尽管如此,所有模式都能模拟出南方涛动变化与热带太平洋海温距平时空变化的密切关联,无论是作为第 1 还是第 2 特征模态,所有模式模拟的南方涛动与热带太平洋海温距平时空变化都有密切相关。(3)谱分析结果表明,ENSO 现象具有 2—7 年的周期,其中,4 年的周期最明显。大多数模式模拟的 ENSO 周期在此范围内,但有些模式的主要周期偏短,为 2 年左右。个别模式的 ENSO 主要周期为 11 年,已超出 2—7 年的范围。(4)多数模式模拟的厄尔尼诺及拉尼娜的峰值出现在冬季(11—2 月),与观测基本吻合。另有少数模式模拟的峰值出现在 9—10 月,比观测略提前。只有个别模式模拟的峰值出现在夏季,与观测相差太大。

关键词 CMIP5 模式, ENSO, 模拟, 评估

中图法分类号 P435

1 引 言

厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)是全球气候系统中最显著的年际变化现象,尽管其发生于热带,但对全球的天气和气候都会产生影响,例如,干旱、洪涝及台风(热带风暴)等(王小玲等,2009; Lin, et al, 2009)。研究 ENSO 现象的机制,预测厄尔尼诺、拉尼娜的发生、发展和相互转换具有极其重要的科学价值和社会效益,因此,ENSO 现象的研究受到中外科学家的广泛关注(Trenberth, et al, 2002; 李崇银等, 2008; 任福民等, 2012)。

海-气耦合模式是研究 ENSO 机制和预测 ENSO 现象的有效工具,也是研究气候变化的重要手段,各国气象学家都在为海-气耦合模式的发展和改善进行着不懈的努力。中国国家气候中心也在 2005 年开始研发第 2 代气候系统模式(Wu, et al, 2008, 2010, 2013; Wu, 2012; 吴统文等, 2014),并对模式的性能进行了多方的评估和应用(董敏等, 2009; 王璐等, 2009; 陈海山等, 2011; 高峰等, 2012; 张莉等, 2013)。为了给耦合模式的评估和后续发展提供一个重要的平台,世界气候研究计划(WCRP)发起了国际耦合模式比较计划(CMIP)。在经历了 CMIP1、CMIP2 和 CMIP3 几个阶段之后,于 2008 年 9 月启动了第 5 阶段试验计划(CMIP5)(Taylor, et al, 2012)。中国国家气候中心气候系统模式 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1m 也参与了这一计划

(Wu, et al, 2013; 辛晓歌等, 2012)。CMIP5 计划提供了大量模式试验的最新成果,试验的评估研究将为政府间气候变化委员会(IPCC)第 5 次评估报告(AR5, 计划在 2013 年发布)提供有价值的科学参考信息。同时 CMIP5 试验也为 ENSO 模拟研究提供了良好条件。

近 10 年来,海-气耦合模式在模拟和对 ENSO 进行季节预测方面已取得了长足进步。模式中物理过程参数化更加复杂和完善,模式的水平和垂直分辨率变得更精细,使用模式进行预测时,初始场的同化方案更加完整。这些使对 ENSO 的模拟得到了进一步的改进(Randall, et al, 2007; AchutaRao, et al, 2002, 2006),模拟的中东太平洋海表温度距平的分布型更加接近实际,不仅模拟的基本气候态及季节变化与观测大体一致,模拟的厄尔尼诺现象的周期也与观测大体一致,而且能在一定程度上模拟出 ENSO 现象的年际变化(Guilyardi, et al, 2009b)。

尽管如此,正如 IPCC 第 4 次评估报告所指出的,模式模拟的 ENSO 与现实世界的 ENSO 现象相比,无论是气候背景场还是变率仍然存在着严重的、系统性的误差(van Oldenborgh, et al, 2005; Capotondi, et al, 2006; Guilyardi, 2006; Wittenberg, et al, 2006; Watanabe, et al, 2010; Stevenson, 2012; Yeh, et al, 2012)。而造成这些问题的原因可能与对流参数化方案、信风强度的模拟、云反馈过程等有

关(Braconnot, et al, 2007; L'Ecuyer, et al, 2007; Guilyardi, et al, 2009a; Lloyd, et al, 2009, 2011; Sun, et al, 2009; Zhang, et al, 2012)。此外, 尽管各种模式具有一些共同的问题, 但模式的差异仍很大, 且不同模式的差异比历史上曾经出现的不同的 ENSO 事件的差异还要大。所有这些问题均需要进一步研发解决。

CMIP5 试验在 2012 年起陆续完成, 同时开始针对 ENSO 现象对 CMIP5 模式进行评估。Bellenger 等(2013)指出, 尽管 CMIP5 模式与 CMIP3 相比在 ENSO 现象的模拟上没有质的飞跃, 但 CMIP5 模式模拟的 ENSO 的振幅却不像 CMIP3 模式那样分散。65% 的 CMIP5 模式模拟的 ENSO 振幅与观测值相差在 25% 以内, 而 CMIP3 模式模拟的 ENSO 振幅与观测值相差则在 50% 以内。CMIP5 模式模拟的 ENSO 生命周期及锁相也均比 CMIP3 略有改进。在热带太平洋平均海表温度和赤道太平洋纬向风应力的模拟方面, CMIP5 模式也比 CMIP3 有所改进。Zhang 等(2012, 2013)检查了 CMIP5 模式模拟的厄尔尼诺发生时海温距平场的经向宽度, 指出虽然 CMIP5 模式模拟的海温距平带要比实际狭窄, 但比 CMIP3 模式略有改进。并指出这种改进与信风模拟的改善及 ENSO 周期性模拟的改善密切相关。Kim 等(2012)评估了 CMIP5 模式对东太平洋型和中太平洋型两种不同的厄尔尼诺

现象的模拟能力, 同时也给出了 3 种试验, 即工业革命前试验、历史试验和温室气体代表性浓度路径 4.5 (RCP4.5) 的结果比较。Yeh 等(2012)用 CMIP5 模式历史试验的集合结果研究了东太平洋热带海温的趋势及 ENSO 振幅并与 CMIP3 的结果进行比较。结果显示海温趋势的量级从 CMIP3 到 CMIP5 有明显的减小。这可能与 CMIP5 模式较高地估计了自然强迫和气溶胶的作用有关, 因为 CMIP5 中有更多的模式是地球系统模式。此外, 在 20 世纪的后半段海温距平的空间分布在 CMIP3 中是拉尼娜型, 而在 CMIP5 则变成厄尔尼诺型。

当前有关 ENSO 的模拟研究和模式验证工作缺少对热带地区海温时空演变分析; 也缺少对反映 ENSO 的另一面, 即热带太平洋地区大气南方涛动变化特征的模拟分析以及海洋和大气关系的分析。本研究将重点针对热带太平洋海温和大气海平面气压的时空分布及其演变特征, 以及两者的相互关联, 评估参与 CMIP5 的气候模式在 ENSO 现象模拟方面的能力和不足, 为改进气候系统模式提供一些依据。

2 模式、资料和方法

本研究采用了参加 CMIP5 计划的 17 个海-气耦合模式对 20 世纪历史气候的模拟(即 CMIP5 的历史试验)的输出结果, 各模式分辨率见表 1。

表 1 CMIP5 计划 17 个模式列表
Table 1 Information of the 17 climate models in the CMIP5

模式名称	所属国家和研究单位	大气模式分辨率	海洋模式分辨率
BCC_CSM1.1	国家气候中心(中国)	T42(2.8°×2.8°)L26	(0.3°—1.0°)×1.0°L40
BCC_CSM1.1m	国家气候中心(中国)	T106(1.1°×1.1°)L26	(0.3°—1.0°)×1.0°L40
CanESM2	CCCma(加拿大)	T63(1.9°×1.9°)L35	0.9°×1.4°L40
CCSM4	NCAR(美国)	0.9°×1.25°L27	(0.3°—0.6°)×1.1°L60
CNRM-CM5	CNRM(法国)	TL127(1.4°×1.4°)L31	0.7°L42
CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO(澳大利亚)	T63(1.9°×1.9°)L18	0.9°×1.875°L31
FGOALS-g2	中国科学院大气物理研究所和清华大学(中国)	2.8125°×3°L26	(0.5°—1.0°)×1°L30
FGOALS-s2	中国科学院大气物理研究所(中国)	R42(1.7°×2.8°)L26	(0.5°—1.0°)×1°, L30
GFDL-ESM2M	GFDL/NOAA(美国)	M45(2.0°×2.5°)L24	1°×1°L50
GISS-E2-R	GISS/NASA(美国)	2°×2.5°L40	1°×1.25°L32
HadGEM2-CC	Hadley Centre(英国)	N96(1.25°×1.9°)L60	(0.3°—1.0°)×1.0°L40
inmcm4	INM(俄罗斯)	1.5°×2.0°L21	0.5°×1.0°L40
IPSL-CM5A-LR	IPSL(法国)	1.9°×3.75°L39	(0.5°—2°)×2°L31
MIROC5	AORI/NIES/JAMSTEC(日本)	T85(1.4°×1.4°)L40	(0.5°—1.4°)×1.4°L50
MPI-ESM-LR	MPI(德国)	T63(1.9°×1.9°)L47	GR15(1.5°)L40
MRI-CGCM3	MRI(日本)	TL159(1.15°×1.1°)L48	0.5°×1°L51
NorESM1-M	NCC(挪威)	F19(1.9°×2.5°)L26	1.125°L53

各个模式试验的详情见 <http://www.earthsystem-grid.org/search.html>。各模式都按统一的试验方案进行模拟试验。首先,将温室气体等外强迫固定在工业革命前的状态运行模式数百年(各模式运行的时间可能不同,但多在 500 年以上)使模式达到平衡,然后在给定的 1850—2005 年实际观测的温室气体、气溶胶、火山灰等外强迫资料及太阳常数等条件下,从 1850 年大气-海洋的初始状态开始运行至 2005 年。本研究重点评估 1958—2001 年的全球月平均海表温度和海平面气压的模拟试验结果,为验证模式的模拟结果,选用同期的欧洲中心 ERA-40 再分析资料的海平面气压场(Kallberg, et al, 2005)和全球海冰及海温数据集(GISTT)的海表温度资料(Rayner, et al, 1996)与模式输出进行对比分析。

3 结果分析

3.1 海温气候平均特征的模拟

从 17 个模式模拟的热带海温气候平均场与观测场的差值分布(图 1)可以看出,参加 CMIP5 计划

的模式绝大多数可以较好地模拟出热带海温的气候平均态。图中左列第 1 行多模式集合(MME)代表所有模式模拟结果的平均值与观测的误差。平均来看,模式与观测的海温相差约为 $-2 \sim 2^{\circ}\text{C}$,而大多数地方为 $-1 \sim 1^{\circ}\text{C}$ 。在 $160^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{W}$ 赤道附近的狭长地区为 $-1 \sim -2^{\circ}\text{C}$ 的冷偏差,这说明模式模拟的赤道东太平洋地区的冷舌比观测的略强。在赤道以南的东太平洋上存在一片正偏差区,靠近南美西岸的地方正偏差达 $1 \sim 2^{\circ}\text{C}$ 。在赤道以北的东太平洋上也存在一片正偏差区,与赤道以南的正偏差区几乎呈对称分布,但其范围要小得多,强度也弱一些。在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 的北太平洋上有明显的负偏差,其中心可达 $-2 \sim -3^{\circ}\text{C}$ 。在 30°S 以南的南太平洋上有 1°C 以内的正偏差。印度洋海温模拟的误差较小,除马达加斯加岛以北的印度洋西部和 30°S 以南的地方有 1°C 以内的正偏差以外,其他地方的误差为 -1°C 以内。

从图 1 还可以明显地看出各个模式模拟的误差是不一样的。其中, BCC_CSM1.1、CNRM-CM5 模

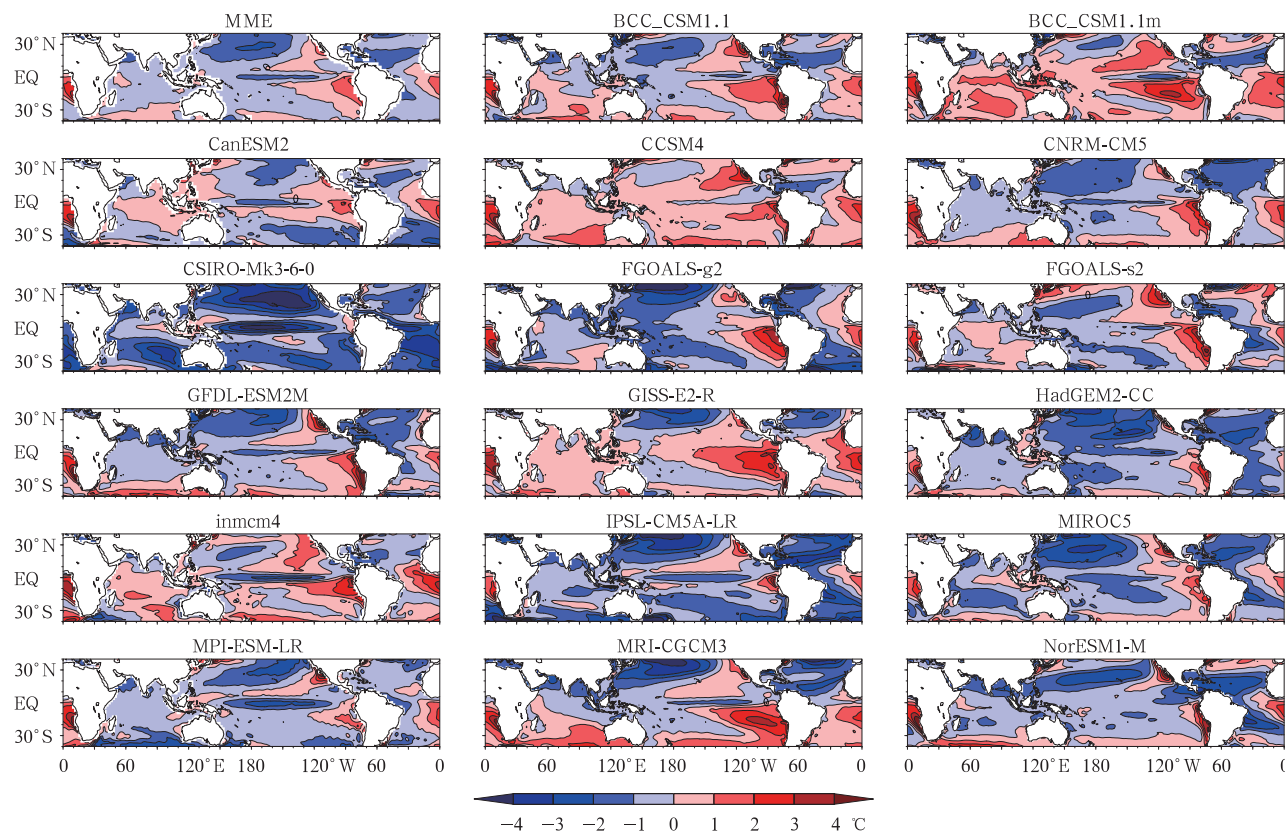


图 1 模式模拟 1958—2001 年海温气候平均场与 GISST 观测气候的偏差(模式的名称标在每个图的上方,下同)

Fig. 1 Biases of the simulated and observed (GISST) SST averaged over 1958 to 2001

(The model name is labeled at the top of each panel; the same below)

式的误差分布与 MME 比较接近,但两者均在东太平洋的赤道南北两侧、南太平洋、南印度洋有比多模式平均更高的误差。在所有模式中,CSIRO-Mk3-6-0 模式和 IPSL-CM5-LR 以及 HadGEM2-CC 偏冷最明显,而 GISS-E2-R、CCSM4 和 BCC_CSM1.1m 则明显偏暖。

表 2 给出所有模式在 20°S — 20°N 和 10°S — 10°N 及 Nino3.4 区模拟与观测月平均海温的均方根误差,同时也给出了模式模拟的 Nino3.4 指数与观测的 Nino3.4 指数本身的均方差。可以看出,CCSM4、BCC_CSM1.1 和 CanESM2 模拟的热带平均海温的误差较小,模式与观测的均方根误差在 1.3°C 以下,而 CSIRO_Mk-3-6-0、BCC_CSM1.1m、GFDL-ESM2M 和 NorESM1-M 的均方根误差则超过 1.47°C ,包括两个 FGOALS 在内的其他模式的误差处于中间水平。值得注意的是,BCC_CSM1.1m 与 BCC_CSM1.1 模式在所有物理过程和动力过程上都是一样的,只是分辨率有所不同。BCC_CSM1.1m 模拟的热带太平洋海温及 Nino3.4 指数的误差比 BCC_CSM1.1 模式还大,说明要改进模式模拟 ENSO 的能力仅仅提高分辨率是不够的。

从表 2 还可以看出,(1)无论是热带平均海温还是 Nino3.4 指数,多模式平均的误差要小于单个模式的误差,这是因为各个模式误差的方向是不同的,有正有负。平均之后可抵消一部分误差。因此,这预示多模式集合预报可以改善模拟和预测的结果。(2)计算表明,观测的 10°S — 10°N 、 20°S — 20°N 区域海温的均方差及 Nino3.4 区海温的均方差分别为 0.801 、 0.727 、 1.210°C 。因此,不论是模拟的热带平均海温还是 Nino3.4 区海温,其与观测的均方根误差比所模拟的观测量本身的均方差都大。即使多模式平均的误差小一些,但也大于观测量本身的均方差,说明模式仍然需要做进一步的改进。

物理量均方差的大小表示该物理量的变率。计算表明,观测的 Nino3.4 指数的均方差为 0.856 ,多模式平均的变率小于观测,为 0.776°C 。在所考察的模式中有 13 个模式的 Nino3.4 指数的变率比观测大,4 个比观测小。CSIRO-Mk3-6-0、BCC_CSM1.1、CCSM4、CanESM2、GISS-E2-R、inmcm4、MRI-CGCM3、FGOALS-s2 和 MPI-ESM-LR 等 9 个模式的变率与观测最接近,相差小于 0.5°C 。BCC_CSM1.1m、GFDL-ESM2M、FGOALS-g2、IPSL-

表 2 10°S — 10°N 和 20°S — 20°N 海洋范围及 Nino3.4 区域平均的 1870—2003 年逐月海温相对于同期 GISST 观测值的均方根误差以及 Nino3.4 指数序列的均方差(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Table 2 The root mean square error (RMSE) between the simulated and observed (GISST) SST over the tropic region (10°S — 10°N , 20°S — 20°N) and Nino3.4 region (170°W — 120°W , 5°S — 5°N), and the mean square deviation of the Nino3.4 index time series during 1870—2003 (unit: $^{\circ}\text{C}$)

模式	海温均方根误差			Nino3.4 指数均方差
	10°S — 10°N	20°S — 20°N	Nino3.4 区	
MME	0.984	0.991	1.283	0.776
BCC_CSM1.1	1.241	1.294	1.641	0.812
BCC_CSM1.1m	1.504	1.483	1.980	1.425
CanESM2	1.237	1.147	1.735	1.343
CCSM4	1.268	1.238	1.379	1.186
CNRM-CM5	1.399	1.441	1.638	1.418
CSIRO-Mk3-6-0	2.011	2.024	3.259	0.849
FGOALS-g2	1.442	1.469	1.406	1.763
FGOALS-s2	1.358	1.393	1.894	1.180
GFDL-ESM2M	1.474	1.477	1.836	1.720
GISS-E2-R	1.535	1.408	1.815	0.902
HadGEM2-CC	1.317	1.484	1.833	1.741
inmcm4	1.573	1.392	2.026	0.725
IPSL-CM5A-LR	1.417	1.561	1.832	1.820
MIROC5	1.413	1.461	2.010	2.886
MPI-ESM-LR	1.390	1.299	2.230	1.215
MRI-CGCM3	1.273	1.426	1.589	0.745
NorESM1-M	1.473	1.625	1.609	2.081

CM5A-LR、CNRM-CM5 和 HadGEM2-CC 等 6 个模式模拟的 Nino3.4 指数的变率与观测相差小于 1°C , 属中等。MIROC5、NorESM1-M 模拟的 Nino3.4 指数的变率与观测相差超过 1°C 。MIROC5 模式的变率最大, 达 2.886°C , 为观测的 3 倍多, 是模拟得较差的。

3.2 热带地区气压场

大气与海洋是耦合在一起的一个系统, 因此, 海洋模拟的误差应该在大气中也有反映。图 2 给出各个模式模拟的海平面气压与观测的误差以及多模式平均结果与观测的误差。从多模式平均的误差(图 2 中的 MME)上可以看出, 在 160°E — 180° 的南北纬 30° 附近的南北太平洋上各有一个 1 — 2 hPa 的正偏差。这就导致其与赤道间的气压梯度加大, 从而导致赤道北侧的东北信风和南侧的东南信风加强, 赤道附近向西的风应力作用使赤道东太平洋冷水西移、海温冷舌西伸以及东赤道地区深层冷水的上翻。此外, 在南太平洋的东部, 模式模拟的气压场与观测有负偏差, 而这在南半球会引起吹向南美大陆的气流偏差, 因此有利于产生正的海温偏差。

上述分析是对多模式平均的模拟结果而言的。而对某个具体模式, 海温距平模拟误差与气压距平模拟误差的关系不一定与多模式平均的情况完全一致, 需具体情况具体分析。例如, GISS-E2-R 模式模拟的海平面气压场在东太平洋的南北半球都是负偏差, 且离赤道越远负偏差越大, 这就导致在东赤道太平洋地区西风偏差的加大, 抑制东太平洋赤道地区海水的上翻, 因此会使东太平洋模拟海温升高。

3.3 赤道地区海温季节循环

图 3 给出了赤道附近 (2°S — 2°N) 多年平均状态下海温的季节变化。观测(OBS)结果显示, 赤道海温有明显的半年和 1 年的周期变化。在西印度洋和西太平洋赤道海温呈半年周期, 高温出现在 4 月和 11 月, 低海温则出现在 1 月和 8 月。而东太平洋和大西洋的赤道海温则只有年变化, 高温出现在 3—4 月, 而低温则出现在 8 月。CMIP5 模式大体上可以模拟出赤道附近上述海温的季节性变化, 但具体细节上有差异。例如, IPSL-CM5-LR、CanESM2、FGOALS-s2、inmcm4 等模式模拟的赤道东部海温则表现出半年的周期。

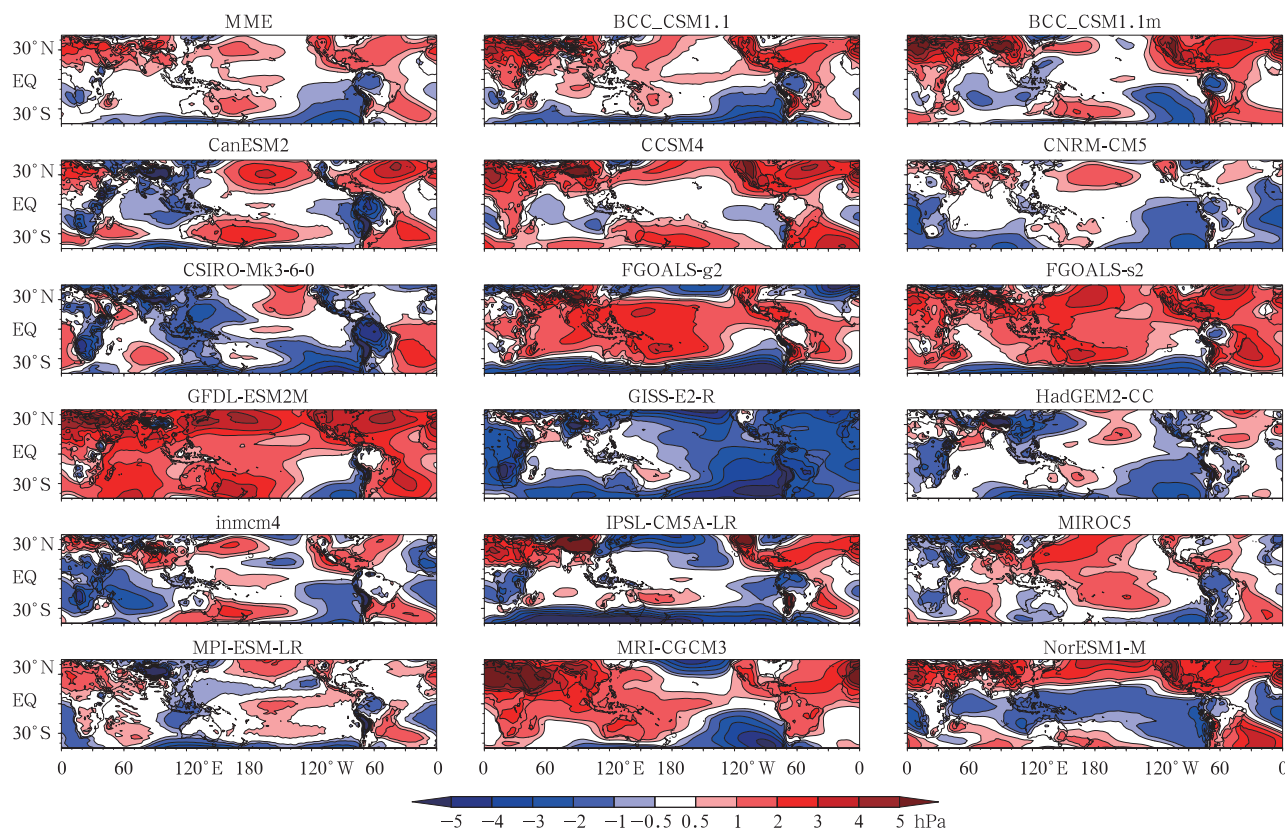


图 2 CMIP5 各模式模拟的 1958—2001 年平均的海平面气压气候场与相应的 ERA-40 再分析场的误差空间分布
Fig. 2 Biases of the simulated and observed (ERA-40) sea level pressure averaged over 1958 to 2001

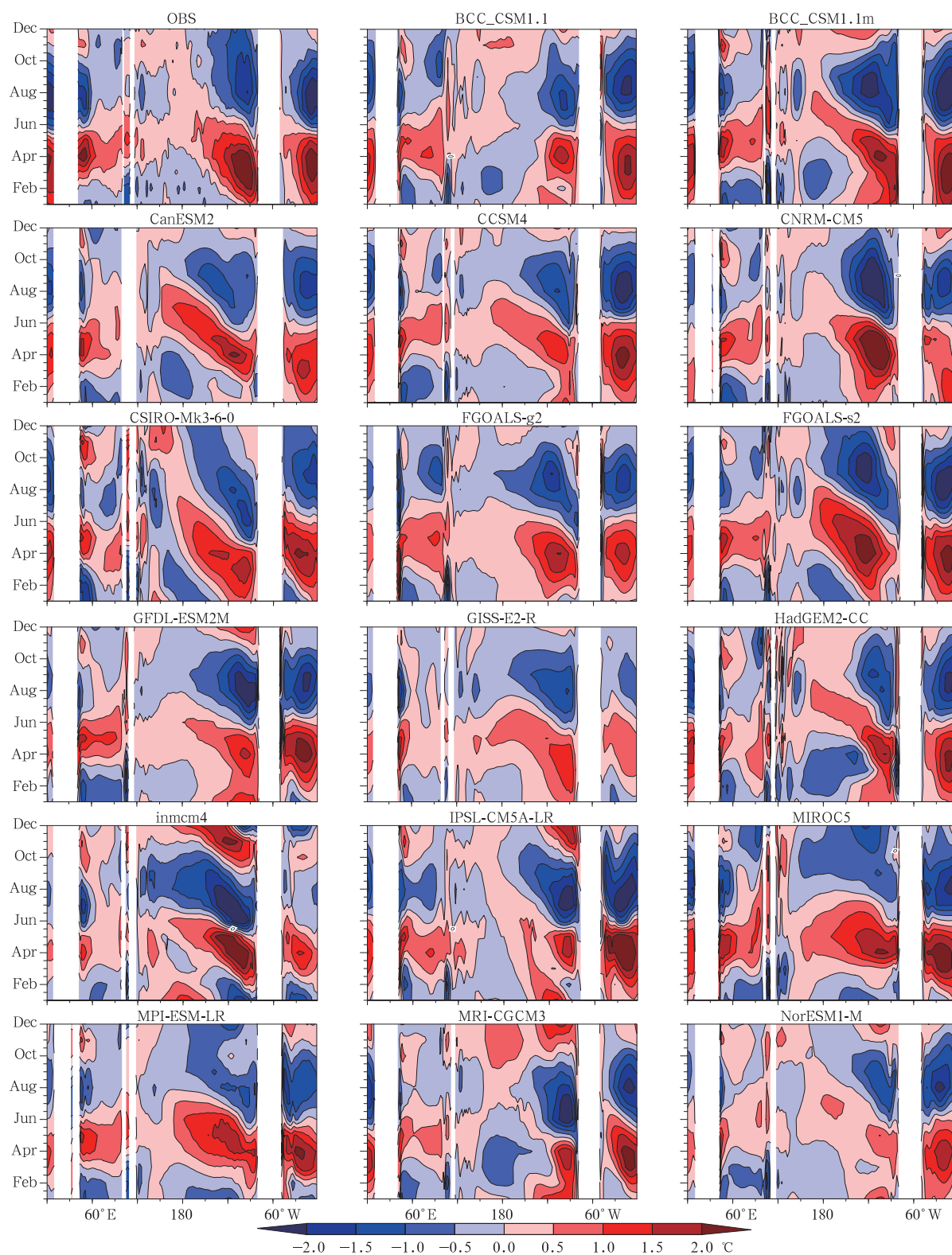


图3 CMIP5 各模式模拟的沿赤道地区(2°S—2°N)的海表温度的年循环特征

(已扣除 1958—2001 年多年年平均值)与同期 GISST 观测值的比较

Fig. 3 Annual cycle of monthly mean SST across the equator averaged over 2°S to 2°N for the observation (GISST) and simulation (the values are the deviations from the annual means over 1958 to 2001)

3.4 海温距平场时空演变特征

对 1958—2001 年各月热带太平洋区域(30°S — 30°N , 120°E — 90°W)海温距平进行经验正交函数分解,从而可以了解海温距平场的时空演变特征。图 4 给出 GISS 观测及各模式模拟的海温距平的空间特征向量,图 5 则是与之对应的时间系数。观测的 GISS 海温距平的第 1 特征向量呈东正西负的分布,正值区从美洲西岸呈楔形向西伸到日界线西侧,而负值区则从印度尼西亚成权状向东北及东南伸向北太平洋及南太平洋。这一模态与厄尔尼诺发生时热带太平洋海温距平分布型相似,因此,可称为 ENSO 模态,它可以解释海温距平总方差的 25%。观测海温距平的第 2 特征向量是一个总体上为正值而局部为弱负值的模态。西太平洋热带的正值最大并向东部伸展,但在 180° — 90°W 的赤道附近的一个狭窄的区域存在着弱的负值,此外,在中北太平洋上也有一小块自西南向东北伸展的负值区。由于这一模态是以正值为主,在时间系数的配合下可以反映海温的总体升高或降低,这一模态可称为趋势模态,其方差贡献约为 12.7%。表 3 中给出了观测及模拟的海温距平两个模态的时间系数的主要周期和随时间变化的趋势,主要周期均通过了 0.05 信度的红噪声检验,时间变化趋势中通过 0.05 信度检验的用黑体字表示。从表 3 可以看出,观测海温距平的第 1 模态有 4 年周期,没有明显的趋势,这与通常所说的 ENSO 有 2—7 年周期是一致的,观测海温距平的第 2 模态有约 $0.15^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 的趋势。在模拟的海温距平场的经验正交函数分解中,只有少数模式模拟的海温距平的主要特征向量与观测比较接近。例如 CCSM4 模拟的第 1 特征向量为 ENSO 模态,时间系数有 6 年的周期,但无明显的趋势,第 2 特征向量为趋势模态,时间系数有 $0.16^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 的明显趋势,这两个特征向量所能解释的总方差比观测的略大,分别为 29%和 15.7%。这是所有模式中最接近观测的结果。其他大部分模式与观测的上述结果有较大的差异。BCC_CSM1.1 模拟的海温距平的第 1 特征向量是一个总体上为正值模态,占总方差的 20.7%,第 2 特征向量则是东太平洋为正而西太平洋为负的模态,方差贡献为 10.6%,与观测相比第 1、第 2 特征向量的顺序正好相反。结合图 5 的时间系数可知,BCC_CSM1.1 模拟的海温距平场时空变

化的第 1 特征向量反映的是海温近半个世纪的上升趋势,而第 2 特征向量则反映了厄尔尼诺-拉尼娜式的振荡变化。与观测相比,模式高估了由于全球变暖引起的海温升高趋势,但低估了 ENSO 式的振荡现象。与 BCC_CSM1.1 类似,BCC_CSM1.1m、CanESM2、CSIRO-Mk3-6-0、FGOALS-g2、FGOALS-s2、GISS-E2-R、HadGEM2-CC、inmcm4、IPSL-CM5A-LR、MPI-ESM-LR 及 NorESM1-M 等模式也存在类似的问题。从表 3 也可以看出,这些模式海温距平第 1 模态的时间系数均有正趋势,且都超过了 0.05 信度的显著性检验。GFDL-ESM2M、MIROC5、MRI-CGCM3、CNRM-CM5 等模式模拟的海温距平的第 1 特征向量虽然与厄尔尼诺模态很接近,但其第 2 模态不是总体上为正值,而是以负值占优势,对应的时间系数也有负的趋势(表 3),因此,这些模式的第 2 特征向量反映的也是总体上升趋势,但其趋势达不到 0.05 信度显著性检验所要求的值。此外,GFDL-ESM2M、MRI-CGCM3、CNRM-CM5 的第 1 模态是有明显趋势的,这也与观测不符。综上所述,只有 CCSM4 模式模拟的热带海温距平场的时空变化特征较为接近实际,其他模式均与实际有较大差距,需要努力改进。

3.5 海平面气压距平场时空演变

与海温场的时空演变相配合,海平面气压场也有相应的时空演变。图 6 给出海平面气压场距平经验正交函数分解前两个特征向量的分布,而图 7 则是相应的时间系数。同时,为了考察上述两个模态时间系数的周期性和变化趋势,也计算了其周期和线性趋势(表 3)。对观测来说海平面气压场的第 1 特征向量反映的是热带地区气压的东西振荡。西太平洋(180°E 以西)是正值区,而东太平洋则是负值区,配合相应的时间系数,反映东、西太平洋海平面气压场的振荡特征,它与南方涛动一致,这一模态所能解释的方差占总方差的 25.4%。观测海平面气压场的第 2 特征向量具有全部热带太平洋为负值的特征,其中心在中太平洋,这一模态所能解释的方差占总方差的 23.0%。由表 3 可以看出,海平面气压场的第 1 模态的时间系数有 4 年的震荡周期,这与海温距平的变化是一致的。第 1 模态时间系数的线性趋势是正的,且通过了 0.05 信度显著性检验,这表明近 50 年来南方涛动有所加强。

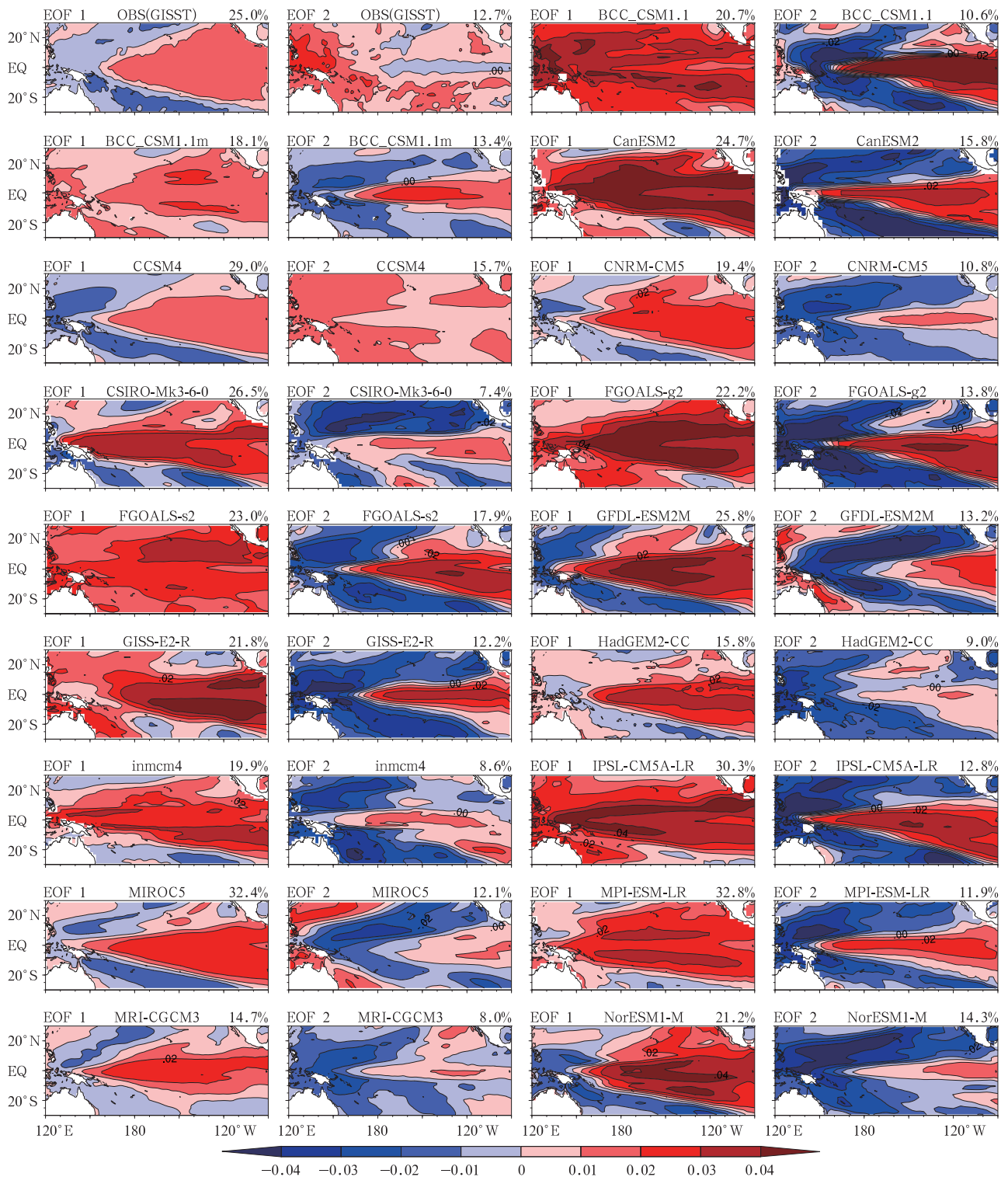


图4 观测(GISST)和CMIP5各模式模拟的1958—2001年热带太平洋地区
海表温度经验正交函数分解的前两个主要模态空间分布

(图中左上角 EOF1、EOF2 分别表示第1、第2模态, 右上角百分数表示各模态解释的对应方差贡献值)

Fig. 4 First two EOF modes of the observed (GISST) and simulated SST over the tropical Pacific over 1958–2001

(EOF1 and EOF2 at the top left of each panel indicate the first EOF mode and the second EOF mode, respectively.

Variance explained by each mode is labeled at the top right of each panel)

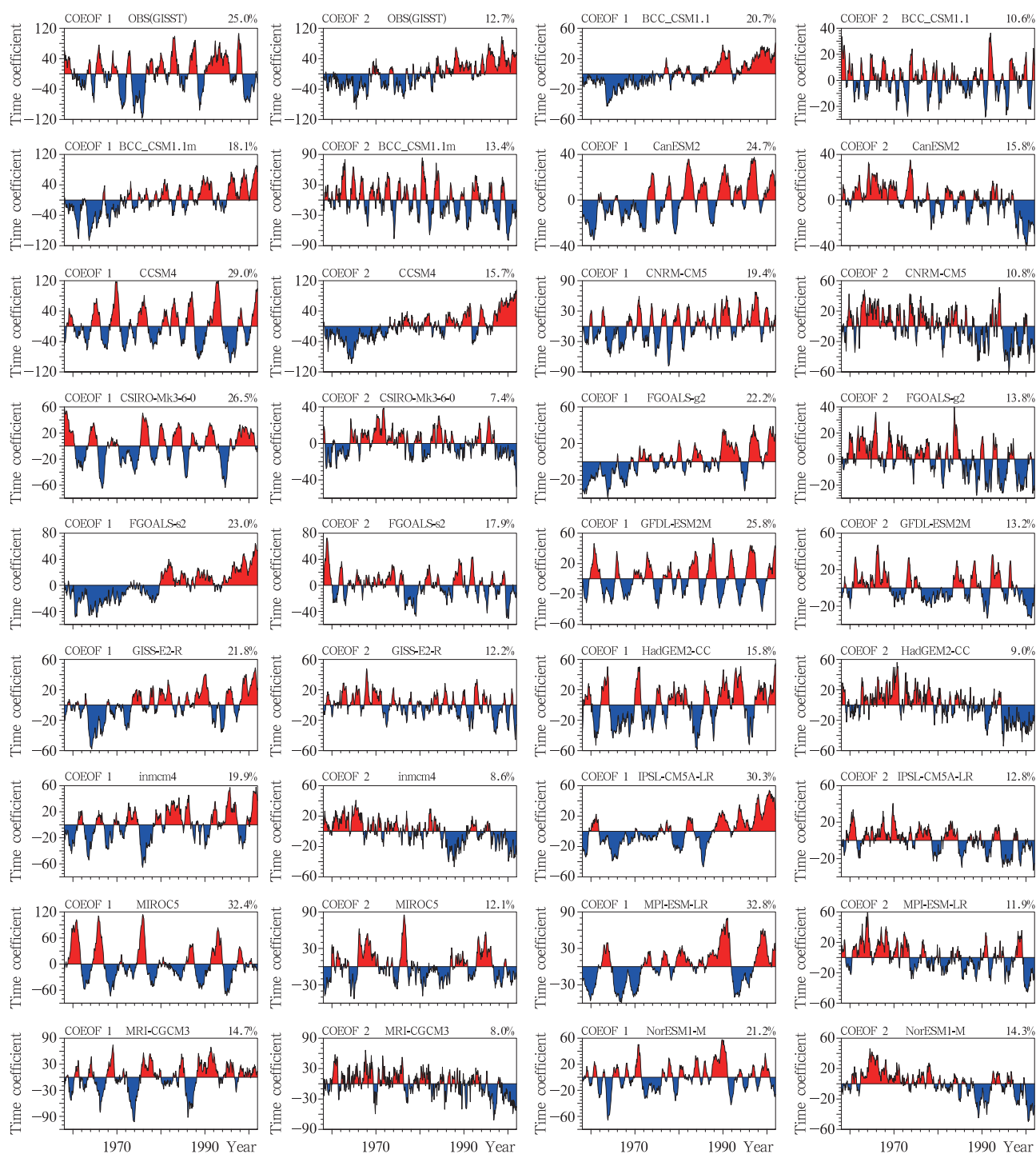


图5 观测(GISST)和CMIP5各模式模拟的热带太平洋(30°S—30°N)

1958—2001年逐月海表温度的经验正交函数分解前两个模态的时间系数(说明同图4)

Fig. 5 Time series of the first two EOF modes for the observed (GISST) and simulated SST over the tropical Pacific over 1958 – 2001

比较观测和17个模式模拟的海平面气压距平的时空模态发现,少数模式(如CCSM4、GFDL-ESM2M、MIROC5)模拟的海平面气压距平的模态

与观测比较接近。即南方涛动模态为主模态,它所能解释的方差为28%—31%,而第2模态是一个负中心形状的分布型,其方差贡献为22.2%—

27.9%。其他大多数模式,包括中国国家气候中心的模式所模拟的热带太平洋海平面气压距平场的主要时空模态的顺序与观测相反,即第1特征向量在整个热带太平洋为一个负中心的分布型,与观测海平面气压距平场的第2特征向量一样。而第2特征

向量则是西太平洋为正中心而东太平洋为负中心的分布型,这与观测的第1特征向量是一致的。由于第2特征向量所能解释的方差比第1特征向量少,因此,对这些模式来说南方涛动类型的时空变化被低估了。

表3 CMIP5 各模式模拟的 1958—2001 年热带太平洋区域海表温度和海平面气压场经验正交函数分解前两个主要模态的时间系数的主周期(单位:a)以及线性变化趋势与 GISST 观测海温和 ERA-40 再分析海平面气压的相关主周期以及变化趋势的比较

Table 3 The periodicity (unit: a) and trend of the time series of the first two EOF modes for the observed and simulated SST and SLP over the tropical Pacific over 1958–2001

模式	海平面气压场				海温距平			
	主周期		线性趋势		主周期		线性趋势	
	模态 1	模态 2	模态 1	模态 2	模态 1	模态 2	模态 1	模态 2
OBS	4.0	14.7	0.0127	−0.0274	4.0	44.0	0.0253	0.1528
MME	4.4	3.1	−0.0306	0.0202	22.0	4.4	0.4058	−0.0247
BCC_CSM1.1	0.2	2.6	−0.0132	0.0027	22.0	2.59	0.0833	−0.0082
BCC_CSM1.1m	44.0	3.1	−0.0395	0.0055	2.75	3.14	0.1612	−0.0663
CanESM2	4.9	4.9	−0.0094	−0.0001	4.89	3.38	0.0620	−0.0503
CCSM4	6.3	7.3	−0.0064	−0.0326	6.29	44.0	−0.0027	0.1669
CNRM-CM5	3.1	2.9	−0.0038	0.0197	2.93	14.67	0.0758	−0.0683
CSIRO-Mk3-6-0	4.9	4.4	−0.0011	0.0026	4.89	22.0	0.0157	−0.0101
FGOALS-g2	44.0	3.4	0.0014	0.0003	11.0	3.38	0.0734	−0.0435
FGOALS-s2	14.7	6.3	−0.0105	0.0034	14.67	2.2	0.1157	−0.0300
GFDL-ESM2M	4.4	4.4	0.0074	−0.0050	4.4	5.5	0.0214	−0.0244
GISS-E2-R	3.1	3.1	−0.0314	0.0056	11.0	2.75	0.0620	−0.0330
HadGEM2-CC	14.7	4.0	−0.0142	−0.0037	4.89	22.0	0.0449	−0.0688
inmcm4	8.8	44.0	0.0077	0.0014	5.5	44.0	0.0598	−0.0615
IPSL-CM5A-LR	6.3	7.3	−0.0145	0.0006	14.67	4.4	0.0825	−0.0376
MIROC5	6.3	7.3	−0.0424	−0.0191	6.29	7.33	−0.0417	−0.0075
MPI-ESM-LR	14.7	6.3	−0.0044	0.0078	14.67	3.67	0.0844	−0.0520
MRI-CGCM3	2.1	3.7	−0.0336	0.0154	8.8	44.0	0.0537	−0.0685
NorESM1-M	2.9	2.8	−0.0196	−0.0030	7.33	22.0	0.0227	−0.0621

3.6 大气和海洋之间的相互关联

大气与海洋是一个相互作用的耦合系统,在应用海-气耦合模式模拟气候时亦应该能模拟出大气与海洋的关系。众所周知,之所以有 ENSO 现象的名称正是因为厄尔尼诺现象与南方涛动是紧密联系在一起的。图 8 给出了海平面气压距平场的第 1、第 2 两个模态的时间系数与海温距平的相关系数。从前面的分析可知,观测海平面气压场距平的第 1 特征向量代表的是南方涛动的变化,而海温距平的正负指示的是厄尔尼诺和拉尼娜的交替变化。图 8 很好地反映出南方涛动与厄尔尼诺的密切关系,可以看出,海平面气压距平第 1 模态的系数与热带 Nino 3 和 Nino 4 区的海温距平的相关系数达到 0.6 以上,远超过了信度 0.01 所要求的临界值,在模式模拟的结果中这种关系也有很好的体现。CCSM4、

GFDL-ESM2M、MIROC5 等 3 个模式的第 1 特征向量能很好地表示海平面气压距平的南方涛动模态,因此,第 1 特征向量的时间系数与热带地区海温距平有和观测类似的相关关系,即与赤道中东太平洋海温距平有显著的正相关关系,而与西太平洋海温距平为显著的负相关。包括 BCC_CSM1.1 在内的 9 个模式其第 2 特征向量能反映南方涛动的变化,因此,第 2 特征向量的系数与热带中东太平洋海温距平有显著的正相关,而与西太平洋海温距平则为显著的负相关。另有 5 个模式 (CanESM2、FGOALS-s2、CSIRO-Mk3-6-0、MPI-CGCM3 和 NorESM1-M),其海平面气压距平场的第 1、第 2 特征向量的系数均与热带海温距平密切相关,赤道中、东太平洋为正相关而与西太平洋海温距平为负相关,但这种相关对第 2 特征向量更明显。

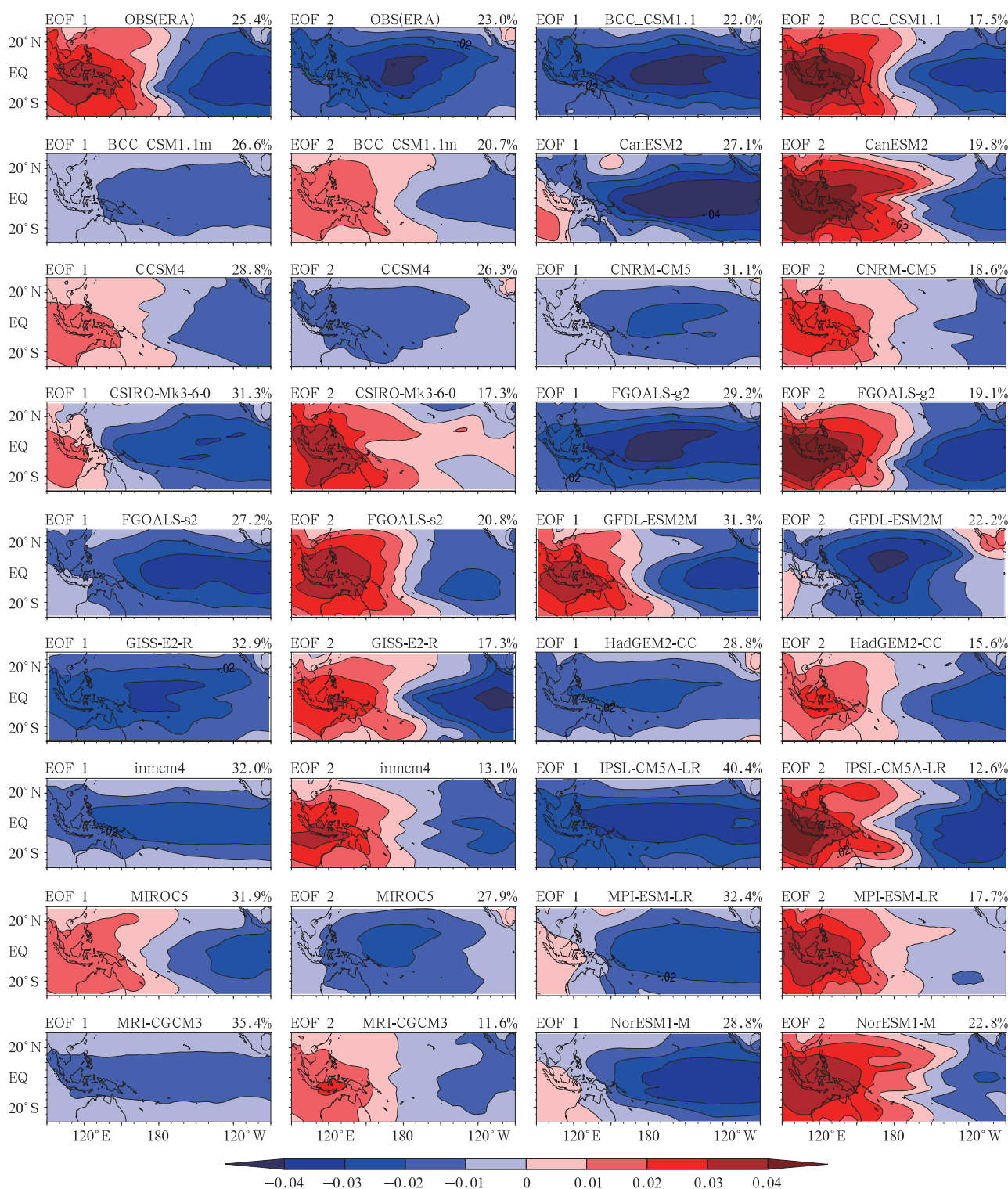


图6 CMIP5 各模式模拟的热带太平洋 1958—2001 年海平面气压场经验正交函数分解的前两个主要模态的空间分布特征和同期 ERA-40 资料的分析比较(说明同图 4)

Fig. 6 First two EOF modes of the observed (ERA-40) and simulated SLP over the tropical Pacific over 1958–2001 (the illustration is the same as in Fig. 4)

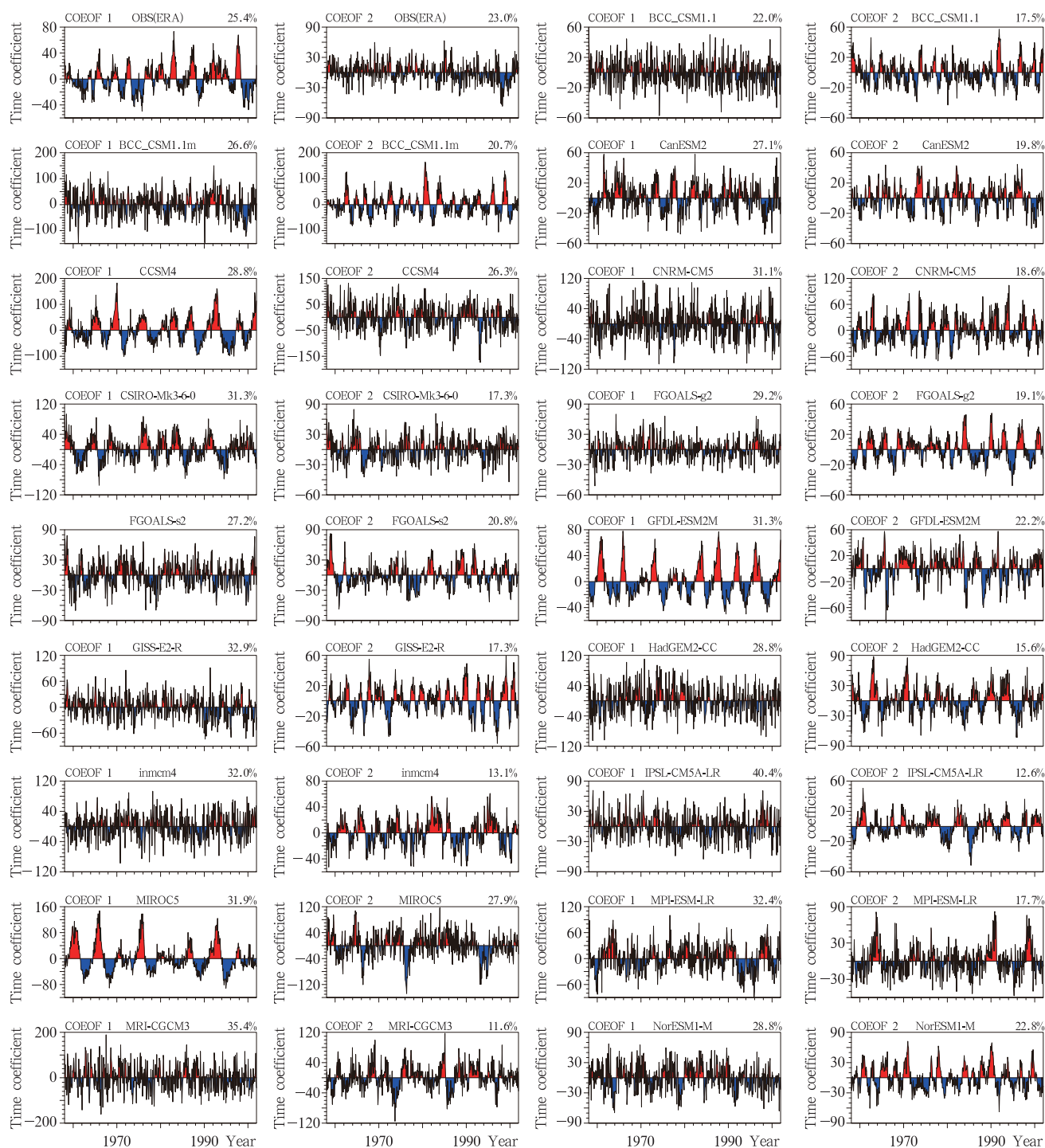


图7 观测(ERA-40)和CMIP5各模式模拟的热带太平洋(30°S—30°N) 1958—2001年逐月海平面气压的经验正交函数分解前两个模态的时间系数(说明同图4)

Fig. 7 Time series of the first two EOF modes for the observed (ERA-40) and simulated SLP over the tropical Pacific over 1958–2001

直接计算南方涛动指数(SOI)与Nino3.4指数的相关系数也可以检验两者的关系,表4给出观测及CMIP5模式中南方涛动指数与Nino3.4指数的相

关系。可以看出,观测的南方涛动指数与Nino3.4指数的相关系数为0.595。相关系数是基于1876—2003年即128年的1536个样本计算的。

显著性检验结果表明,相关系数远大于 0.001 信度所要求的值,相关是非常显著的。所有 CMIP5 模式结果中南方涛动指数与 Nino 3.4 指数的相关系数均在 0.3 以上,相关系数也远大于 0.001 信度所要求的值。其中,BCC_CSM1.1m、CCSM4、CNRM-

CM5、FGOALS-s2、GFDL-ESM2M、MIROC5 和 NorESM1-M 等 7 个模式的相关系数在 0.5 以上。而 BCC_CSM1.1、IPSL-CM5A_LR 和 MRI-CGCM3 的相关系数则为 0.3—0.4,相对较小。其他模式介于两者之间。

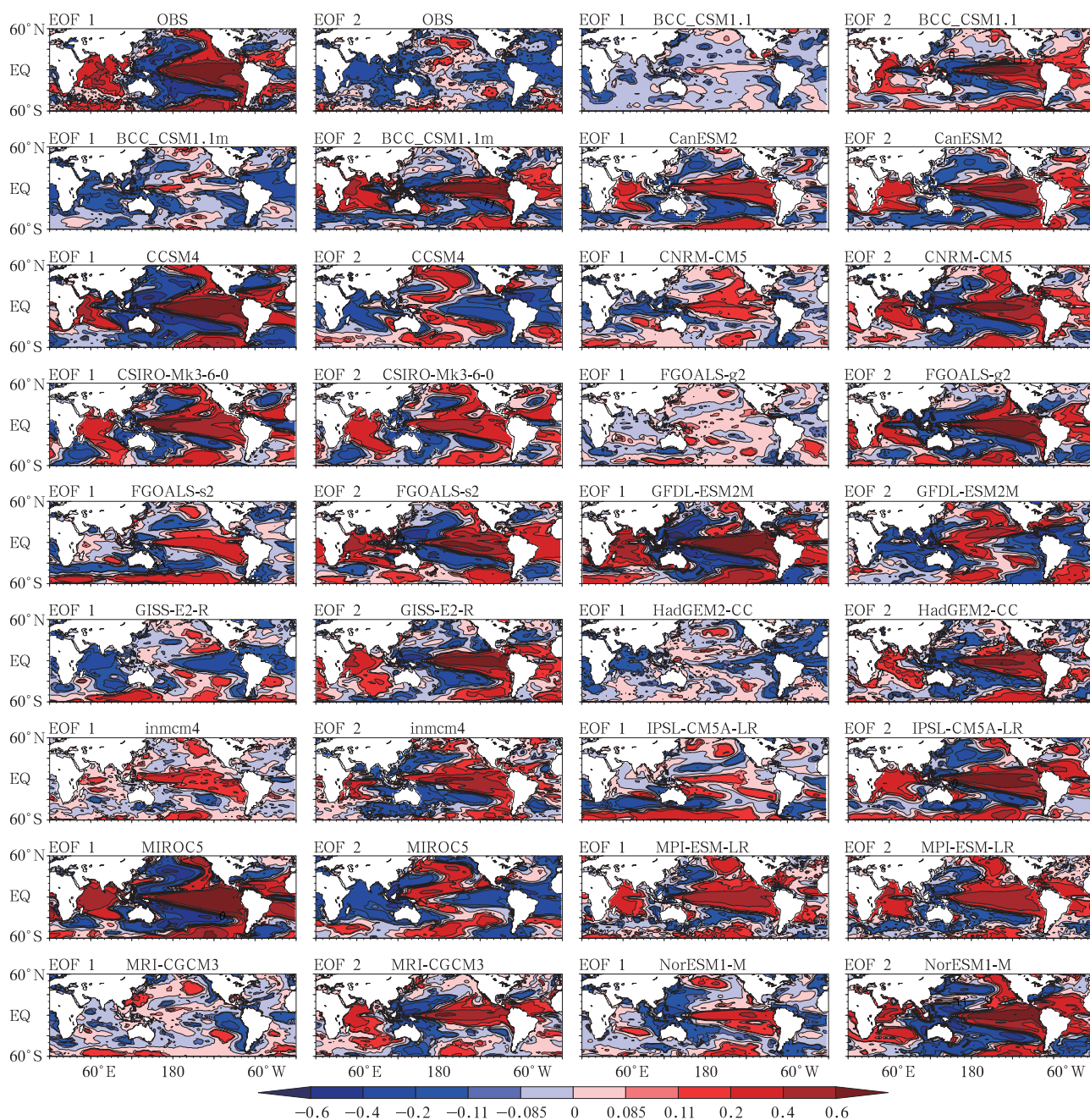


图 8 观测(图左上角)和 CMIP5 各模式模拟的热带太平洋 1958—2001 年海平面气压场的经验正交函数分解前两个模态时间系数与同期该区域海温距平的相关系数分布(图中相关系数大于 0.11 即达到了 99%信度水平)

Fig. 8 Correlations of the time series of the first two EOF modes for SLP with respect to the SST anomaly for observation (top left) and simulation over 1958—2001 (the correlation coefficient larger than 0.11 is significant at the 95% confidence level)

表 4 观测和 CMIP5 模式模拟结果中南方涛动指数和 Nino3.4 指数的相关系数

Table 4 The correlation coefficient between the SOI and Nino3.4 index for the observation and the CMIP5 outputs

模式	相关系数	模式	相关系数
OBS	0.595	GFDL-ESM2M	0.664
BCC_CSM1.1	0.300	GISS-E2-R	0.417
BCC_CSM1.1m	0.500	HadGEM2-CC	0.491
CanESM2	0.498	inmcm4	0.497
CCSM4	0.603	IPSL-CM5A-LR	0.370
CNRM-CM5	0.607	MIROC5	0.663
CSIRO-Mk3-6-0	0.414	MPI-ESM-LR	0.453
FGOALS-g2	0.486	MRI-CGCM3	0.333
FGOALS-s2	0.513	NorESM1-M	0.614

3.7 南方涛动指数周期性的模拟

ENSO 现象具有准周期性,通常 2—7 年发生一次。为了考察模式模拟 ENSO 周期的能力,对模式模拟的南方涛动指数进行了功率谱分析,并将其与观测进行对比(图 9),谱分析的时段为 1876—2004 年(129 年,1548 个月)。图 9 左列的最上图为观测结果,其他分别为各模式的结果,图中实线为南方涛动指数的功率谱,3 条虚线的中间一条是红噪声的谱,另外两条则分别是 95% 置信区间的上下边界。观测结果显示南方涛动指数在这一时段具有 45、67、83、37 及 30 个月的周期,约为 4、5.6、7.3 及 2.5 年的周期,即通常所说的 ENSO 现象有 2—7 年的准周期,其中,4 年左右的周期最明显。17 个模式所模拟的南方涛动指数均表现出明显周期性,而且,模拟的南方涛动指数周期基本都在观测所涵盖的范围之内,只有少数例外,但不同模式模拟的南方涛动指数主要周期还有所不同。CCSM4、CanESM2、GFDL-ESM2M、MRI-CGCM3、NorESM1-M 等 6 个模式的南方涛动指数主周期约为 4 年,与观测的南方涛动指数主周期非常接近,这是模拟较好的。另有 6 个模式模拟的南方涛动指数的周期与观测相差较大,如 CSIRO-Mk3-6-0、FGOALS-s2、HadGEM2-CC、MPI-ESM、inmcm4 等模拟的南方涛动指数周期则偏长,其模拟的最强的周期为 8—11 年。GISS-E2-R 模式的南方涛动指数周期从 17(18)个月至 80—90 个月,即 1.5—7 年的各种周期均存在,由于总能量分布在各种不同的周期上,因此,每个周期的波动的方差贡献都较小。剩下的 5 个模式处于中间状态,BCC_CSM1-1、BCC-CSM1-1m 和 CNRM-CM5 模拟的南方涛动指数周

期偏短,以 2—3 年为主,IPSL-CM5A-LR 和 MIROC5 则以 6—7 年周期为主,略偏长,但其主周期均在 2—7 年的范围内。

3.8 ENSO 锁相的模拟

从观测得知,ENSO 现象存在着锁相特征。厄尔尼诺峰值正距平一般出现在冬季,而拉尼娜的峰值也出现在冬季(李晓燕等,2000)。为了验证模式是否能模拟出 ENSO 现象的这种特征,计算了 Nino 3.4 区的 Nino 指数,从观测和每个模式的结果中选出 5 个强厄尔尼诺事件和 5 个强拉尼娜事件,分别计算 Nino3.4 指数的平均值。图 10 给出这些厄尔尼诺和拉尼娜事件发生前后一段时间的平均 Nino 指数,表 5 则给出观测及各个模式模拟的 5 个强厄尔尼诺/拉尼娜事件 Nino3.4 指数峰值平均出现的月份。可以看出 MIROC5、CCSM4 以及 FGOALS-g2、FGOALS-s2 等 12 个模式的厄尔尼诺峰值出现在 11—2 月,与观测基本一致。BCC_CSM1.1、BCC_CSM1.1m、GFDL-ESM2M、IPSL-CM5A-LR 等 4 个模式模拟的厄尔尼诺峰值比观测略早,出现在 9—10 月。只有 CSIRO-Mk3-6-0 模拟厄尔尼诺峰值出现在 6 月,与观测相差太大。

表 5 CMIP5 各模式模拟和由 GISST 观测海温计算的 1870—2003 年 5 个最强的厄尔尼诺和拉尼娜事件 Nino3.4 指数极值出现的平均月份

Table 5 The average number of month in which the Nino 3.4 index extreme appears for the 5 strongest El Niño and La Niña events during 1870–2003

模式	极值出现月份	
	厄尔尼诺	拉尼娜
OBS	12	12
BCC_CSM1.1	10	10
BCC_CSM1.1m	9	11
CanESM2	1	11
CCSM4	12	10
CNRM-CM5	11	11
CSIRO-Mk3-6-0	6	5
FGOALS-g2	11	11
FGOALS-s2	11	8
GFDL-ESM2M	9	1
GISS-E2-R	12	12
HadGEM2-CC	2	1
inmcm4	11	1
IPSL-CM5A-LR	9	4
MIROC5	12	8
MPI-ESM-LR	2	3
MRI-CGCM3	2	3
NorESM1-M	11	10

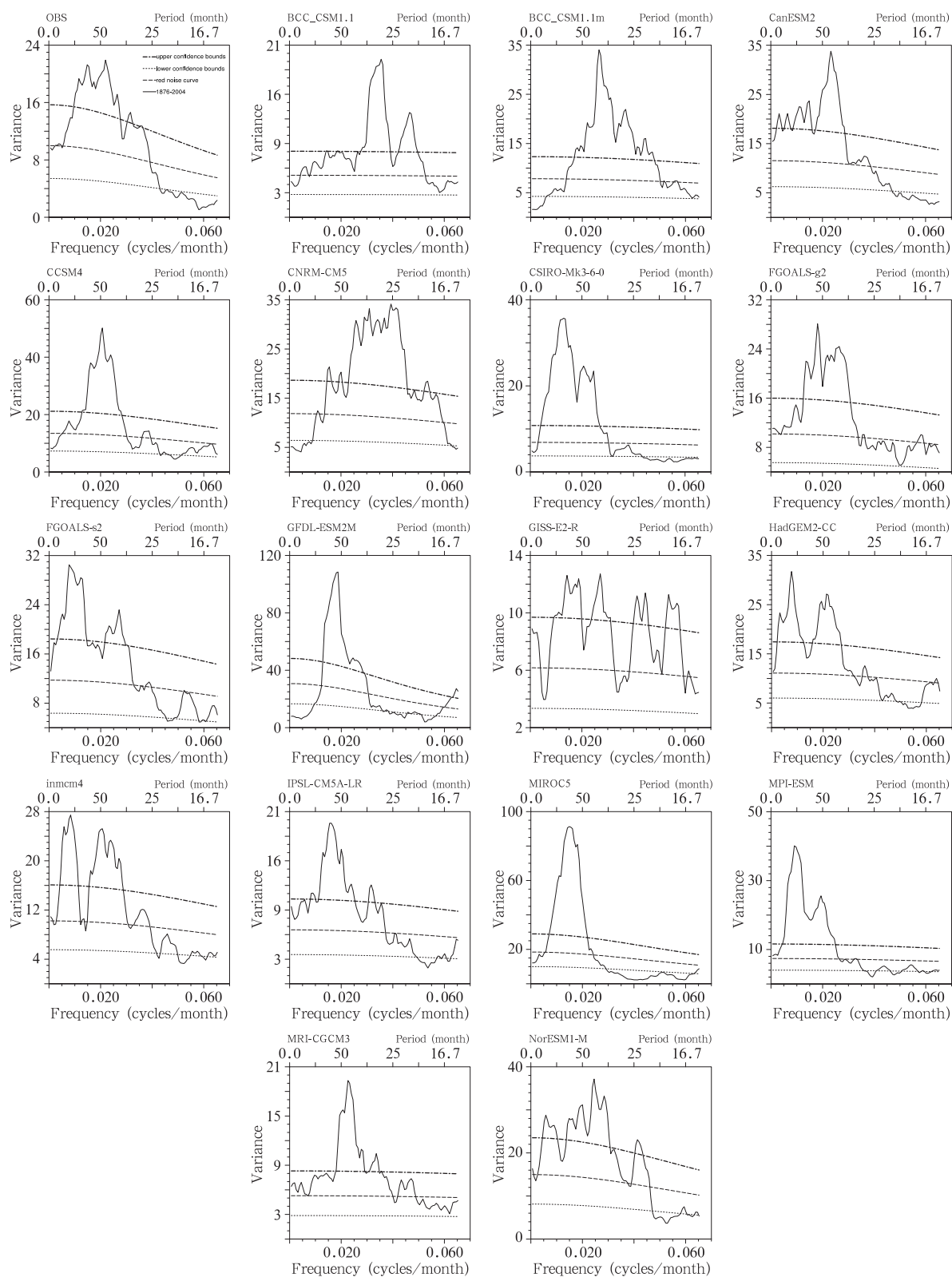


图 9 观测和 CMIP5 各模式模拟的 1876—2004 年南方涛动指数的谱分析

(图中南方涛动指数观测资料来自澳大利亚气象局,网址 <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtml1.shtml>)

Fig. 9 Power spectrum of monthly mean SOI time series for the observation and simulations from 1876 to 2004

(the observation of SOI are from Australian Government Bureau of Meteorology, <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtml1.shtml>)

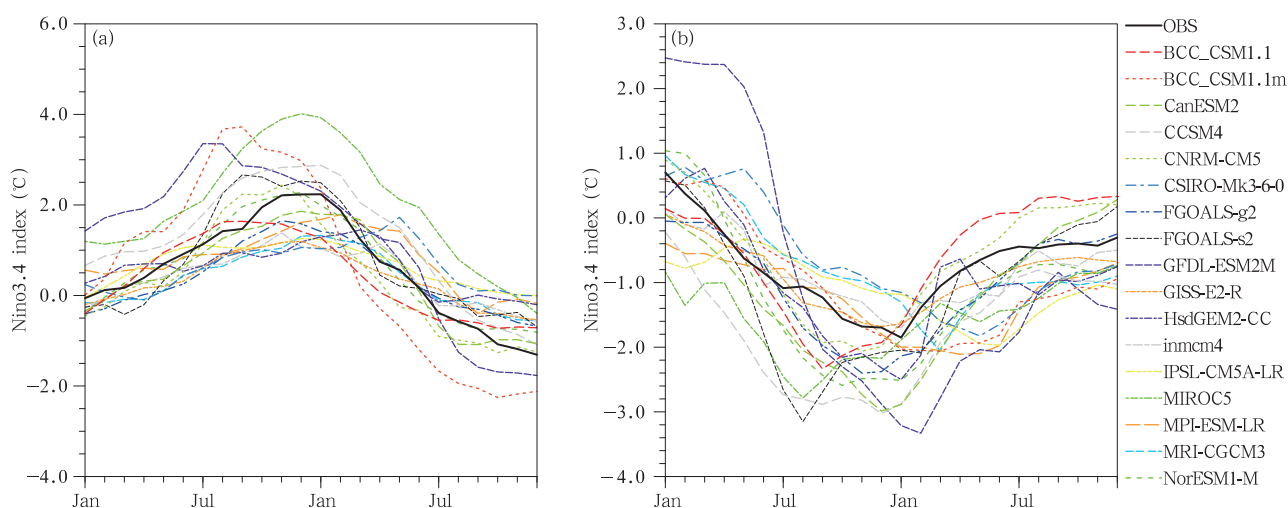


图 10 CMIP5 各模式模拟和由 GISST 观测海温计算的 1870—2003 年 5 个最强的厄尔尼诺(a)和 5 个最强的拉尼娜(b)事件分别合成的 Nino3.4 指数

Fig. 10 Composite Nino3.4 index for the 5 strongest El Niño events (a) and the 5 strongest La Niña events (b) during 1870–2003

模拟的拉尼娜现象的峰值与观测符合的程度不如厄尔尼诺的峰值。包括 BCC_CSM1.1m、FGOALS-g2、GFDL-ESM2M、GISS-E2-R、HadGEM2-CC 在内的 9 个模式模拟的拉尼娜峰值出现在 11—2 月,与观测基本一致。BCC_CSM1.1、CCSM4 和 NorESM1-M 等 3 个模式模拟拉尼娜峰值出现在 10 月,比观测略偏早。IPSL-CM5A-LR、MPI-ESM-LR 和 MRI-CGCM3 等 3 个模式模拟的拉尼娜峰值比观测略晚,出现在 3—4 月。只有 CSIRO-Mk-3-6-0、MIROC5 和 FGOALS-s2 模拟拉尼娜峰值出现在 5—8 月,与观测相差太大。

4 结论与讨论

从参与 CMIP5 计划的 17 个海-气耦合模式对 20 世纪气候的模拟结果分析来看,当前的海-气耦合模式基本上能模拟出 ENSO 现象的一些主要特征,如热带太平洋地区的平均海温分布、海温距平的时空演变特征、热带大气的南方涛动特征、大气与海洋变化的密切联系、ENSO 现象的周期性及锁相特征。但是,所考察的各模式在模拟能力上是有差异的,对 ENSO 的某个特征,有的模式模拟的结果好一些,而有的则略差,对某一模式来说则有可能模拟某一特征好一些而模拟另外的特征则不够。与以前的评估结果(AchutaRao, et al, 2002, 2006; Guilyardi, et al, 2009b)相比,总体来看 CMIP5 模式模拟

ENSO 的能力比 IPCC_AR4 中报告的结果有明显的改进。尽管当前的模式在物理过程的描述或参数化方面有了很大提高,模式分辨率也更高了,但模拟的能力仍有很多地方需要进一步改进:

(1) 模式模拟的海温距平仍然存在着不同程度的误差。多模式平均值的均方根误差小于 1.0°C ,但单个模式的误差要大一些,均方根误差较小的为 $1.2\text{—}1.3^{\circ}\text{C}$,多数模式在 1.6°C 以下,但也有个别模式的均方根误差超过 2.0°C 。无论是热带平均海温还是 Nino3.4 指数,其与观测的均方根误差比所模拟的观测量本身的均方差都大,说明模式仍然需要进一步改进。

(2) 少数模式模拟的海温距平时空变化特征与观测非常接近。其第 1 模态为 ENSO 模态,对应的时间系数反映 ENSO 的时间演变特征,第 2 模态反映的是海温的长期变化趋势。多数模式模拟的海温距平时空变化的第 1、第 2 特征向量分布顺序与观测相反,反映海温趋势的模式成了方差贡献最大的主模态,而 ENSO 模态成了第 2 模态。这说明目前多数模式模拟温室气体增温效应的机制太强,而模拟 ENSO 的机制偏弱。温室效应是对人类活动产生的温室气体通过辐射过程实现的,而 ENSO 类型的振荡则是模式内部过程和自然因素造成的。因此,对于以趋势模态为第 1 模态的模式来说其温室效应太强了,或者气溶胶的作用太弱了,调整模式中

温室气体辐射效应和气溶胶的辐射效应可能是改进这类模式的一个切入点。此外,在研究全球变暖和未来升温进行预估时,对于此类模式的升温结果应当适当减小。

(3) 对所有被考察的模式来说,海平面气压距平场的时空分解结果中也存在着反映南方涛动的主分量。对于某些模式来说,它是方差贡献最大的第 1 主分量,而对多数模式来说,它是第 2 主分量。计算结果表明,无论是第 1 还是第 2 特征向量,这种反映南方涛动模态的时间系数与海温距平有显著的相关。说明所有的模式均能很好地反映南方涛动与厄尔尼诺-拉尼娜的关系。

(4) 大多数模式模拟结果显示,ENSO 具有 2—7 年的周期,其中,4 年周期最明显。但少数模式模拟的周期偏短,约为 2 年,也有个别模式模拟的周期偏长(11 年)。AchutaRao 等(2006)指出,CMIP3 模式在模拟 ENSO 现象周期方面比 CMIP2 有明显进步(见该文图 2),而与本研究图 9 比较,可以发现 CMIP5 多数模式模拟的 ENSO 现象的周期比 CMIP3 总体上又有改进。

(5) 多数模式模拟的厄尔尼诺及拉尼娜的峰值出现在冬季(11—2 月),与观测基本吻合。另有少数模式模拟的峰值出现在 9—10 月,比观测略提前。只有个别模式模拟的峰值出现在夏季,与观测相差很大。

(6) 总结以上 CMIP5 模式模拟 ENSO 的各项特征可以看出,CCSM4 模式模拟的热带海温的误差较小,变率接近观测,模拟的热带海温年变化、年际变化的特征与实际接近,南方涛动指数与 Nino3.4 指数的相关与观测接近,模拟的南方涛动指数周期、ENSO 峰值出现的季节也与观测接近,因此,是 17 个模式中模拟 ENSO 现象能力最强的一个。BCC_CSM1.1 模式对热带海温及变率的模拟结果接近观测,但模拟的海温时空年际变化中升温趋势偏强而 ENSO 模态偏弱,模拟的 ENSO 周期偏短,峰值出现的时间偏早,在参加比较的 17 个模式中处于中等—偏好的水平。

为了正确模拟 ENSO 现象的一些基本特征还有很多工作要做,特别是有关 ENSO 机制方面的研究和改进。由于热带海温距平与气压距平的误差是紧密相关的,因此,大气基本状态的模拟,例如赤道太平洋附近东风带的模拟可能是至关重要的。Wa-

tanabe 等(2011)指出 Nino4 区的纬向风应力对 Nino3 区的对流活动很敏感,因而模式中对流参数化的改进对正确模拟 ENSO 现象也可能是重要的。Marti 等(2010)认为改进大气模式的水平分辨率可以改进大气-海洋的皮叶克尼斯反馈作用,本研究中 BCC_CSM1.1m 的水平分辨率高于 BCC_CSM1.1,但在模拟 ENSO 现象方面没有明显的改进,说明光只有分辨率的提高还不够,模式的物理过程需要进一步改进,并与分辨率的提高协调一致才能起到作用。为了进一步诊断海气界面上的能量交换和反馈过程以及它们对 ENSO 变率的影响,皮叶克尼斯稳定度指数(Jin, et al, 2006)可能是一个有用的工具。

参考文献

- 陈海山,施恩,周晶. 2011. BCC 气候模式对中国近 50a 极端气候事件的模拟评估. 大气科学学报, 34(5): 513-528
- 董敏,吴统文,王在志等. 2009. 北京气候中心大气环流模式对季节内振荡的模拟. 气象学报, 67(6): 912-922
- 高峰,辛晓歌,吴统文. 2012. BCC_CSM1.1 对 10 年尺度全球及区域温度的预测研究. 大气科学, 36(6): 1165-1179
- 李崇银,穆穆,周广庆等. 2008. ENSO 机理及其预测研究. 大气科学, 32(4): 761-781
- 李晓燕,翟盘茂. 2000. ENSO 事件指数与指标研究. 气象学报, 58(1): 102-109
- 任福民,袁媛,孙丞虎等. 2012. 近 30 年 ENSO 研究进展回顾. 气象科技进展, 2(3): 17-24
- 王璐,周天军,吴统文等. 2009. BCC 大气环流模式对亚澳季风年际变率主导模态的模拟. 气象学报, 67(6): 973-982
- 王小玲,宋文玲. 2009. ENSO 与登陆我国热带气旋的关系研究. 热带气象学报, 25(5): 576-580
- 吴统文,宋连春,李伟平等. 2014. 北京气候中心气候系统模式研发进展——在气候变化研究中的应用. 气象学报, 72(1): 12-29
- 辛晓歌,吴统文,张洁. 2012. BCC 气候系统模式开展的 CMIP5 试验介绍. 气候变化研究进展, 8(5): 378-382
- 张莉,吴统文,辛晓歌等. 2013. BCC_CSM 模式对热带降水年循环模态的模拟. 大气科学, 37(5): 994-1012
- AchutaRao K, Sperber K R. 2002. Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project. Climate Dyn, 19(3-4): 191-209
- AchutaRao K, Sperber K R. 2006. ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models: Are the current models better? Climate Dyn, 27(1): 1-15
- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, et al. 2013. ENSO representation in climate models: from CMIP3 to CMIP5. Climate Dyn, doi: 10.1007/s00382-013-1783-z
- Braconnot P, Hourdin F, Bony S, et al. 2007. Impact of different

- convective cloud schemes on the simulation of the tropical seasonal cycle in a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dyn*, 29(5): 501-520
- Capotondi A, Wittenberg A, Masina S. 2006. Spatial and temporal structure of tropical Pacific interannual variability in 20th century coupled simulations. *Ocean Model*, 15(3-4): 274-298
- Guilyardi E. 2006. El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dyn*, 26(4): 329-348
- Guilyardi E, Braconnot P, Jin F F, et al. 2009a. Atmosphere feedbacks during ENSO in a coupled GCM with a modified atmospheric convection scheme. *J Climate*, 22(21): 5698-5718
- Guilyardi E, Wittenberg A, Fedorov A, et al. 2009b. Understanding El Niño in ocean-atmosphere general circulation models: Progress and challenges. *Bull Amer Meteor Soc*, 90(3): 325-340
- Jin F F, Kim S T, Bejarano L. 2006. A coupled-stability index for ENSO. *Geophys Res Lett*, 33(23): L23708, doi: 10.1029/2006GL027221
- Kallberg P, Berrisford P, Hoskins B, et al. 2005. ERA-40 Atlas (ERA-40 Project Report Series). 19. ECMWF, 191 pp
- Kim S T, Yu J Y. 2012. The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 39(11): L11704, doi: 10.1029/2012GL052006
- L'Ecuyer T S, Stephens G L. 2007. The tropical atmospheric energy budget from the TRMM perspective. Part II: Evaluating GCM representations of the sensitivity of regional energy and water cycles to the 1998-99 ENSO cycle. *J Climate*, 20(18): 4548-4571
- Lin Z D, Lu R Y. 2009. The ENSO's effect on Eastern China rainfall in the following early summer. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 333-342
- Lloyd J, Guilyardi E, Weller H, et al. 2009. The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. *Atmos Sci Lett*, 10(3): 170-176
- Lloyd J, Guilyardi E, Weller H. 2011. The role of atmosphere feedbacks during ENSO in the CMIP3 models. Part II: Using AMIP runs to understand the heat flux feedback mechanisms. *Climate Dyn*, 37(7-8): 1271-1292
- Marti O, Braconnot P, Dufresne J L, et al. 2010. Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dyn*, 34(1): 1-26
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate Models and Their Evaluation//Solomon S, Qin D, Manning M, et al. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York: Cambridge University Press
- Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. 1996. Version 2. 2 of Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature Data Set, 1903-1994. Climate Research Technical Note (CRTN) No 74, Hadley Centre, Met Office, 47 pp
- Stevenson S L. 2012. Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. *Geophys Res Lett*, 39, L17703, doi:10.1029/2012GL052759
- Sun D Z, Yu Y Q, Zhang T. 2009. Tropical water vapor and cloud feedbacks in climate models: A further assessment using coupled simulations. *J Climate*, 22(5): 1287-1304
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl F A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull Amer Meteor Soc*, 93(4): 485-498
- Trenberth K E, Caron J M, Stepaniak D P, et al. 2002. The evolution of ENSO and global atmospheric surface temperatures. *J Geophys Res*, 107: D8, doi:10.1029/2000JD000298
- van Oldenborgh G J, Philip S Y, Collins M. 2005. El Niño in a changing climate: A multi-model study. *Ocean Sci*, 1: 81-95
- Watanabe M, Suzuki T, Oishi R, et al. 2010. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J Climate*, 23(23): 6312-6335
- Watanabe M, Chikira M, Imada Y, et al. 2011. Convective control of ENSO simulated in MIROC. *J Climate*, 24(2): 543-562
- 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 Climate*, 19(5): 698-722
- Wu T W, Yu R C, Zhang F. 2008. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application. *J Atmos Sci*, 65(7): 2235-2253
- Wu T W, Yu R C, Zhang F, et al. 2010. The Beijing Climate Center atmospheric general circulation model: Description and its performance for the present-day climate. *Climate Dyn*, 34(1): 123-147
- Wu T W. 2012. A mass-flux cumulus parameterization scheme for large-scale models: Description and test with observations. *Climate Dyn*, 38(3-4): 725-744
- Wu T W, Li W P, Ji J J, et al. 2013. Global carbon budgets simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model for the last century. *J Geophys Res Atmos*, 118(10): 4326-4347
- 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 Climate*, 25(21): 7764-7771
- Zhang W J, Jin F F. 2012. Improvements in the CMIP5 simulations of ENSO-SSTA meridional width. *Geophys Res Lett*, 39(23): L23704, doi:10.1029/2012GL053588
- Zhang W J, Jin F F, Zhao J X, et al. 2013. On the bias in simulated ENSO SSTA meridional widths of CMIP3 models. *J Climate*, 26(10): 3173-3186