

金晨曦, 周天军. 2014. 参加CMIP5的四个中国气候模式模拟的东亚冬季风年际变率 [J]. 大气科学, 38 (3): 453–468, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13180. Jin Chenxi, Zhou Tianjun. 2014. Analysis of the interannual variations of the East Asian winter monsoon simulation by four CMIP5 GCMs [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 453–468.

参加 CMIP5 的四个中国气候模式模拟 的东亚冬季风年际变率

金晨曦^{1,2} 周天军^{1,3}

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

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

摘要 本文比较了中国参加“国际耦合模式比较计划”(CMIP5)的四个大气环流模式(即 FGOALS-g2、FGOALS-s2、BCC-CSM1-1、BNU-ESM 大气模式)在观测海温驱动下,对东亚冬季风(EAWM)气候态和年际变率的模拟能力。结果表明,在气候态上,四个模式均合理再现了 EAWM 高低层环流系统(包括低层西伯利亚高压(SH)、阿留申低压、异常偏北风、和中高层东亚大槽、西风急流),其中对 2 m 气温和 500 hPa 高度场的模拟技巧最高,四个模式模拟的结果与再分析资料的空间相关系数都达到 0.99。在年际变率上,分别对东亚北部地区($30^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$)和东亚南部地区($0^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$)的 2 m 气温进行经验正交函数分解(EOF),提取变率主导模态。结果表明,在东亚北部地区,四个模式对 2 m 气温第一模态(简称“北部型”)的空间分布均有很高的模拟技巧,但只有 BNU-ESM 能够较好再现其对应的年际变率,其模拟的时间序列与观测的相关系数为 0.69。四个模式均能模拟出观测中的 3.1 a 主导周期,但只有 FGOALS-s2 和 BNU-ESM 能模拟出观测中的 2.5 a 主导周期。在东亚南部地区,模式模拟的前两个主模态共同解释观测中第一模态(简称“南部型”)的特征,其中 FGOALS-g2、FGOALS-s2 和 BNU-ESM 的综合模拟技巧较高,但只有 BNU-ESM 成功再现了观测中 2.5 a 和 3.1 a 的主导周期。机理分析表明,FGOALS-g2、FGOALS-s2、BNU-ESM 三个模式能合理再现菲律宾海反气旋,同时对南部型有较高的模拟能力,而 BCC-CSM1-1 则未能有效再现菲律宾海反气旋,使得 BCC-CSM1-1 对南部型模拟技巧较低。观测和四个模式模拟的结果一致表现出北极涛动(AO)与北部型 PC1 呈显著相关,影响大于 SH。

关键词 东亚冬季风 ENSO 北极涛动 年际变率

文章编号 1006-9895(2014)03-0453-16

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13180

Analysis of the Interannual Variations of the East Asian Winter Monsoon Simulation by Four CMIP5 GCMs

JIN Chenxi^{1,2} and ZHOU Tianjun^{1,3}

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

2 Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract This study evaluates simulations of the interannual variations of the East Asian Winter Monsoon (EAWM) in

收稿日期 2013-05-20, 2013-11-20 收修定稿

资助项目 国家杰出青年科学基金项目 41125017, 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110300

作者简介 金晨曦, 男, 1989 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模拟研究。E-mail: jincx@mail.iap.ac.cn

four general circulation models (GCMs) that participated in the Couple Model Intercomparison Project 5 (CMIP5). The results indicate that all models can reasonably reproduce the high- and low-level circulation fields including the Siberian High (SH), Aleutian low, near surface wind and mid- to upper-level East Asian (EA) major trough, and upper-tropospheric EA jet. The interannual variability modes are identified by performing separate empirical orthogonal Function (EOF) analyses of the temperature 2 m over the northern domain (30°N – 60°N , 100°E – 140°E) and the southern domain (0° – 30°N , 100°E – 140°E). For the northern mode, all four models effectively capture the spatial features. However, only the Beijing Normal University–Earth System Model (BNU-ESM) reasonably simulates the temporal characteristics; the first principal component (PC1) correlation coefficient between the BNU-ESM and National Centers for Environmental Prediction/U.S. Department of Energy Reanalysis II (NCEP-DOE II) is 0.69. For the southern mode, the first two EOF modes in all models correlate strongly with the observed first leading EOF mode (EOF1), which indicates that the simulated first two modes together explain the observed characteristics of the first mode. The general skills of the grid-point version 2 Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System model (FGOALS-g2), the version 2 FGOALS spectral model (FGOALS-s2), and BNU-ESM in the simulation of the southern modes are high, which is mainly attributed to the successful simulation of the Philippine Sea anticyclone associated with El Niño forcing. However, version 1.1 of the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM1-1) fails to capture the interannual variations of the southern mode and the Philippine Sea anticyclone. Both the observation and the simulations show that the northern mode correlates significantly with Arctic Oscillation (AO).

Keywords East Asian Winter Monsoon (EAWM), ENSO, Arctic Oscillation (AO), Interannual variability

1 引言

东亚地处欧亚大陆，东临太平洋，西靠青藏高原，独特的地理位置使得东亚季风成为全球最为活跃的季风系统之一 (Huang et al., 2012)。作为东亚季风的重要成员，东亚冬季风 (EAWM) 以东亚地区北半球冬季时常发生的冷空气南下为特征，在高层与西风急流和东亚大槽联系紧密，在低层与西伯利亚高压和阿留申低压有关，同时低层 30°N 以北盛行西北风， 30°N 以南盛行东北风 (Ding, 1994; Chen et al., 2000)。EAWM 对东亚气候和全球气候都有重要影响，一方面强 EAWM 会给中国、韩国、日本和周边地区带来寒潮低温冷害、冰冻雨雪等灾害性天气，比如 2007 到 2008 年冬季异常强的 EAWM 导致中国南方地区受到暴风雪及冻雨灾害 (Zhou et al., 2009)，造成 129 人死亡以及大约 1500 亿人民币的经济损失 (中国气象局国家气候中心, 2008)；另一方面，EAWM 通过寒潮由北向南入侵低纬地区，促进热带地区与中高纬地区的相互作用，从而影响更大尺度的气候 (Yang et al., 2002; Huang et al., 2003; Chang et al., 2005)。因此，研究 EAWM 变率及其机理具有重要意义。

关于 EAWM 的年际变率已经有大量研究工作，前人通过观测资料的分析表明，EAWM 年际变率主要受厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) (Tomita and Yasunari, 1996; Zhang et al., 1996) 和北极涛动 (AO)

(Thompson and Wallace, 1998) 影响。ENSO 影响 EAWM 的机制可归纳如下：厄尔尼诺年对应的中东太平洋暖海温在其西北方向激发出一个气旋 (Gill, 1980)，气旋西侧的偏北风与东北信风叠加，使得风速加强，从而加强了西北太平洋 (WNP) 的蒸发冷却效应，西北太平洋的冷海温通过激发罗斯贝波，有助于菲律宾海反气旋 (PSAC) 的形成，菲律宾海反气旋西侧的西南风将减弱东亚冬季风，这种环流型被称为“太平洋—东亚”遥相关型 (Wang et al., 2000; Wang and Zhang, 2002)。

AO 影响 EAWM 的机制尚存在争议，研究表明在 1958~1998 年间 AO 与西伯利亚高压 (SH) 呈负相关，与中国东部地区地表气温呈显著正相关，但在去掉线性趋势后，AO 与 SH、SH 与中国东部地区地表气温依然显著相关，而 AO 与中国东部地区地表气温相关则不再显著，由此说明 AO 通过 SH 而影响 EAWM (Gong et al., 2001)。针对 AO 通过 SH 而影响 EAWM 这一结论，有观点认为 AO 与 SH 相对独立地影响 EAWM，AO 直接影响东亚 35°N 以北地区的地表气温、海平面气压和 500 hPa 东亚大槽，而 SH 直接影响东亚 50°N 以南地区的海平面气压和东亚沿岸偏北风，并且 AO 仅占 SH 13% 的方差贡献 (Wu and Wang, 2002)。

气候模式是理解 EAWM 机理的重要工具，此前有大量关于评估模式对东亚气候模拟性能的分析工作 (Zhou and Li, 2002; Lau and Nath, 2006;

Zhou and Yu, 2006; 冯锦明和符淙斌, 2007; 许崇海等, 2007; Gao et al., 2012)。通过对比 IPCC AR4 的 20 个耦合模式和观测结果, 发现模式能合理再现东亚冬季气候平均的海平面气压、850 hPa 风场和地表温度, 并且对地表气温模拟技巧最高, 其中有 10 个模式能合理再现 EAWM 在 1980 年代的减弱趋势 (He and Wang, 2012)。通过评估 8 个早期的大气环流模式模拟的 EAWM, 发现模式能较为合理的再现 EAWM 气候平均态特征, 同时对寒潮特征模拟技巧较高, 部分模式能再现观测中寒潮的轨迹、强度、频率和来源 (Zhang et al., 1997)。对参加 CMIP5 的 18 个气候模式模拟的 1961~2005 年气温和降水进行评估, 发现模式对气温的变暖趋势模拟技巧较高, 而对降水时间演变模拟技巧有待提高; 对整个中国地区而言, 模式模拟的气温偏低, 而降水偏高 (Xu and Xu, 2012)。

综合前人工作, 关于大气模式比较计划 (AMIP) 试验模拟的 EAWM 年际变率的研究不多, 特别是针对最新的 CMIP5 模式的分析结果尚未见诸报道。本文的目的是, 综合评估中国参与国际比较计划 CMIP5 的四个大气模式对 EAWM 高低层环流系统以及 2 m 气温时空分布特征的模拟能力; 在此基础上, 利用数值模拟的结果, 讨论影响 EAWM 年际变率的机理。

本文其余内容安排如下: 第二部分介绍模式、资料和方法; 第三部分主要从气候态、2 m 气温时空分布特征两个方面来综合考察模式在东亚冬季风区的表现, 并利用数值模拟分析影响 EAWM 年际变率的机理; 第四部分是总结。

2 模式、资料和方法

本文所采用的模式资料来自“国际耦合模式比较计划”CMIP5 的多模式资料集, 选用参与 AMIP 试验的四个中国气候模式结果加以分析, 模式的基本信息见表 1。所有模式均采用历史观测海

表温度驱动 (Rayner et al., 2003)。由于以上四个气候模式的水平分辨率各不相同, 为了便于比较, 本文利用双线性插值将所有模式数据插值到 2.5°经度×2.5°纬度上。本文所选用的资料长度为 1979~2008 年。

为评估模式的模拟能力, 本文用到的对比资料包括: (1) NCEP–DOE II 再分析资料, 水平分辨率为 2.5°经度×2.5°纬度 (Kanamitsu et al., 2002); (2) NOAA 的海温资料 ERSST V.3b, 水平分辨率为 2°经度×2°纬度 (Smith et al., 2008), 用于计算 Niño3.4 指数, 即 (5°S~5°N, 120°W~170°W) 范围内表层海温异常 (SSTA) 的区域平均值。所有资料均使用 1979~2008 年时段进行分析, 为便于讨论, 本文以下将再分析资料和观测资料泛称为“观测资料”。1980 年冬季指 1979 年 12 月与 1980 年 1 月和 2 月, 依此类推。注意到为简明起见, 我们使用了 NCEP–DOE II 再分析资料中的地面要素场, 而不是相对更可靠的基于站点观测的格点化资料, 如 HadCRU (Morice et al., 2012)、CM05 系列 (Xu et al., 2009; 吴佳和高学杰, 2013) 等。

为定量评估各模式对东亚冬季风区气候态的模拟性能, 本文采用以下两个统计指标 (Jiang et al., 2005)。区域平均误差 (RAE) :

$$RAE = \bar{x} - \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i, \quad (1)$$

和空间相关系数 (SCC) :

$$SCC = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (2)$$

其中 x_i 和 y_i 分别代表模式模拟值和观测值。

为定量评估各模式对 2 m 气温时空分布的模拟能力, 本文计算了模式模拟的 PC1、PC2 与观测 PC1 的时间相关系数 (TCC1、TCC2), 以及模式模拟的 EOF1、EOF2 与观测 EOF1 的空间相关系数 (PCC1、

表 1 本文所采用的四个中国气候模式简介

Table 1 Summary of names, horizontal resolutions of 4 Chinese CMIP5 models used in this study

模式名称	模式开发组*	大气环流模式	分辨率	参考文献
FGOALS-g2	LASG/IAP	GAMIL2.0	128×60, L26	Li et al. (2013)
FGOALS-s2	LASG/IAP	SAMIL2.0	128×108, L26	Bao et al. (2013)
BCC-CSM1-1	BCC/CMA	BCC_AGCM2.1	T42, L26	Xin et al. (2013)
BNU-ESM	GCESS/BNU	CAM3.5	T42, L26	http://esg.bnu.edu.cn/BNU_ESM_webs/htmls/index.html

* LASG/IAP 为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; BCC/CMA 为中国气象局国家气候中心; GCESS/BNU 为北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院

PCC2)。为了评估空间分布和时间序列的总体作用, 参考前人工作 (Lee et al., 2011), 本文用 TCC1 与 PCC1 乘积开方来定量评估模式对北方型的综合模拟技巧, 称之为 SKILL-N:

$$\text{SKILL-N} = \sqrt{\text{TCC1} \times \text{PCC1}}, \quad (3)$$

通过考虑模式模拟的前两个模态与观测第一模态的相似度, 来定量评估模式对南方型的综合模拟技巧, 称之为 SKILL-S:

$$\text{SKILL-S} = \sqrt{\text{TCC1} \times \text{PCC1} \times \text{R1} + \text{TCC2} \times \text{PCC2} \times \text{R2}}, \quad (4)$$

其中 R1 和 R2 分别表示模式模拟的第一模态解释方差和第二模态解释方差与前两个模态解释方差的百分比。且 SKILL 值的范围由 0 到 1, 越接近 1 说明模式模拟技巧越高。

本文采用的分析方法主要有经验正交函数分解 (EOF)、功率谱分析和回归分析。本文重点关注 EAWM 的年际变率, 因此在 2 m 气温时空分布特征和 EAWM 机理分析部分, 所有资料都进行了 8 年高通滤波处理, 只保留 8 年以下的年际变率信号。

3 结果分析

本文以下首先针对高低层环流系统, 评估模式对 EAWM 气候态的模拟能力; 然后, 重点考察模式对 2 m 气温时空分布特征的表现。最后, 利用模式结果, 分析影响 EAWM 年际变率的机理。

3.1 东亚冬季风的气候态特征

能否合理再现观测气候态的特征是衡量一个模式性能的重要因素 (Sun and Ding, 2008)。为评估模式对东亚冬季风的模拟性能, 本文选取以下 EAWM 环流系统进行分析 (Chang et al., 2004; Wang et al., 2009): 西伯利亚高压 ($20^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$), 阿留申低压 ($30^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}, 150^{\circ}\text{E} \sim 240^{\circ}\text{E}$), 500 hPa 东亚大槽 ($20^{\circ}\text{N} \sim 70^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}$), 850 hPa 偏北风 ($10^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) 和 500 hPa 西风急流 ($20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)。同时, 考虑到 2 m 气温 ($15^{\circ}\text{N} \sim 55^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) 直接表征冬季地面冷空气活动, 而热带降水 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}\text{E}$) 的异常加热作用能够影响到 EAWM 的变率, 故本文对其一并进行分析。

由于冬季海陆热力差异明显, 西伯利亚高压和阿留申低压是 EAWM 低层重要的环流系统, 对我国冬季大范围低温寒潮天气有重要影响 (Tao and

Chen, 1987)。图 1a 为观测的海平面气压场, 西伯利亚地区为显著的高压中心, 高压脊一直向南延伸到中国南海北部, 低压中心位于阿留申地区。模式能较为合理的再现西伯利亚高压和阿留申低压 (图 2a), 高压中心位于 ($50^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{W}$) 附近, 低压中心位于 ($55^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}$), 与观测较为一致; 但模式模拟的海平面气压整体强于观测, 在北太平洋地区最大差值超过 4.0 hPa, 对应着阿留申低压偏弱, 在欧亚大陆北部模拟比观测偏弱, 负值中心位于 ($55^{\circ}\text{N}, 140^{\circ}\text{W}$), 最大差值达到 -3.0 hPa 。

为评估模式对于东亚大槽的模拟能力, 图 1b 给出观测的东亚地区 500 hPa 高度场, 东亚地区存在显著的大槽, 有助于冷空气南下。模式能较为合理的再现东亚大槽, 但强度弱于观测 (图 2b); 模式模拟的 500 hPa 高度场整体弱于观测, 最大负值中心位于西伯利亚一带, 达到 -2.0 dagpm , 在北太平洋地区模拟比观测偏强, 最大差值达到 3.0 dagpm 。由于中高纬地区是正压结构, 所以模式底层 (SLP) 和中层 (H500) 的模拟结果与观测的差异是一致的 (图 2a、b), 这一点在北太平洋阿留申地区和西伯利亚地区尤其明显。

无论东亚冬季风区环流如何变化, 2 m 气温最能直接反映冬季地面冷空气活动。因此, 下面将评估模式对于东亚地区 2 m 气温的模拟能力。图 1a 为观测的东亚地区 2 m 气温场, 2 m 气温由南向北递减。模式基本能再现 2 m 气温由南向北递减的分布特征 (图 2c); 模式模拟的 2 m 气温可能受地形影响在中国西部地区与观测偏差较大, 最大值达到 4.0°C , 而东部沿海地区与观测偏差较小。

热带降水释放的潜热是东亚季风的重要驱动因子。图 1b 为观测的降水场, 高值中心位于热带地区。模式模拟的降水中心位于西太平洋南部和印度洋东部地区, 最大降水值达到 14.0 mm d^{-1} (图 2d); 模式模拟的热带降水在西太平洋强于观测, 最大差值超过 4.0 mm d^{-1} , 在海洋性大陆地区和印度洋东部地区弱于观测, 最大差值达到 -4.0 mm d^{-1} 。

由观测的 850 hPa 风场 (图 1a) 所示, 东亚地区 30°N 以北为西北风, 30°N 以南为东北风。模式能较为合理的再现低层东亚地区的偏北风 (图 2e); 模式模拟的 850 hPa 风场整体略强于观测, 中印半岛和南海地区最大差值达到 4.0 m s^{-1} 。

图 1b 为观测的 500 hPa 风场, 在东亚—北太平洋地区有三条急流, 冬季东亚副热带急流和东

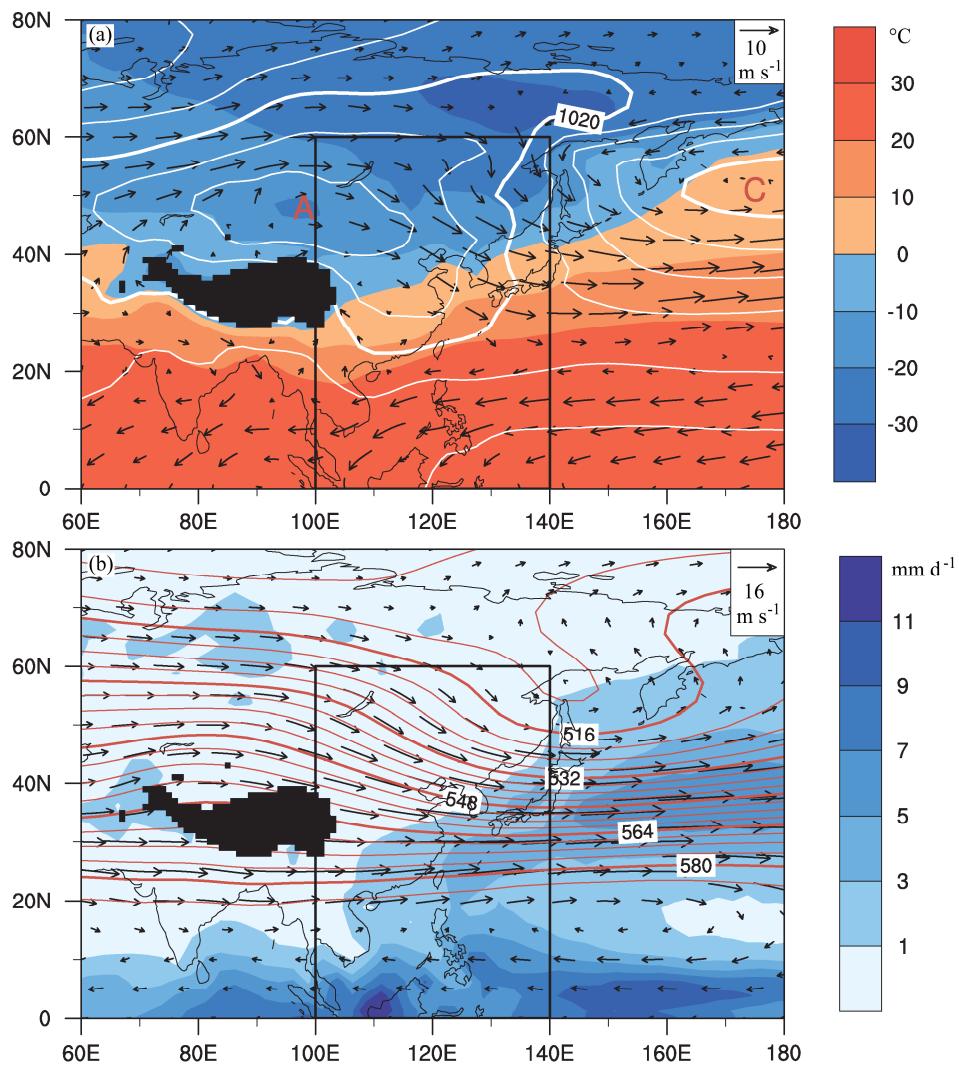


图1 气候态 (1979~2008年) 冬季 (DJF) 平均 (a) 海平面气压 (等值线, hPa)、2 m 气温 (填色, $^{\circ}\text{C}$)、850 hPa 风场 (矢量, m s^{-1}) 以及 (b) 500 hPa 高度场 (等值线, dagpm)、风场 (矢量, m s^{-1})、降水 (填色, mm d^{-1})。“A”和“C”分别代表反气旋和气旋环流。方框代表东亚冬季风区

Fig. 1 (a) SLP (contours, hPa), 2 m temperature (shadings, $^{\circ}\text{C}$), and 850 hPa winds (vectors, m s^{-1}) and (b) 500 hPa geopotential height (contours, dagpm), winds (vectors, m s^{-1}), and precipitation rate (shadings, mm d^{-1}) during boreal winter (DJF) averaged from 1979 to 2008 based on NCEP-DOE II data. “A” and “C” denote anticyclonic and cyclonic circulations, respectively. The boxed area indicates the East Asian winter monsoon (EAWM) domain

亚温带急流 (Ren et al., 2011) 以及北太平洋上空急流 (Yang et al., 2002)。模式能较为合理的再现中高层东亚地区的西风急流, 模拟的东亚副热带急流和北太平洋上空急流偏弱, 而温带急流偏强 (图 2f)。

为定量比较四个模式 AMIP 试验对东亚冬季风区气候态的模拟能力, 图 3 给出了冬季气候态 (1979~2008年) 平均东亚冬季风地区 (0° ~ 80°N , 60°E ~ 180°E) 各相关物理量的泰勒图。从空间相关系数上看, 850 hPa 经向风、500 hPa 经向风和降水略低 (0.8 左右), 而 SLP、850 hPa 纬向风和 500

hPa 纬向风略高 (0.95 左右), 2 m 气温和 500 hPa 高度场最高 (超过 0.99)。从标准化的均方根误差上来看, 结论也大致相当。从各个物理量来看, 除降水四个模式模拟的差别较大外, FGOALS-g2 模拟效果最优, BCC-CSM1-1 模拟效果有待提高, 其他几个物理量四个模式模拟效果差别不大。

通过以上分析可以得出, 四个模式对东亚冬季风区各环流系统的模拟技巧较高, 基本能合理再现西伯利亚高压、阿留申低压、低层异常偏北风、东亚大槽和西风急流这些环流系统, 以及 2 m 气温和热带降水两个重要气象要素, 且对 2 m 气温和 500

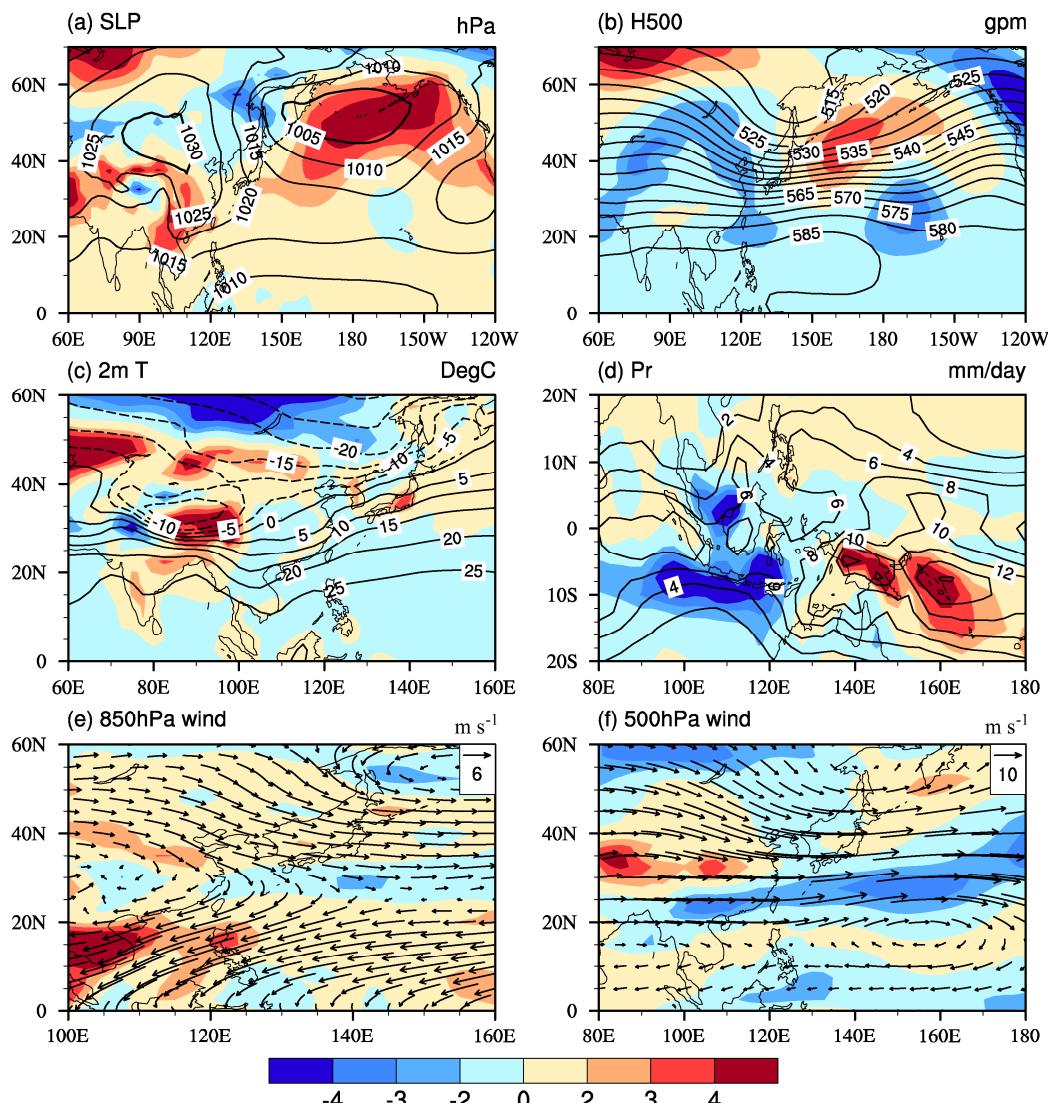


图2 气候态(1979~2008年)冬季(DJF)模式集合平均(a)海平面气压(hPa)、(b)500 hPa高度场(dagpm)、(c)2 m气温(°C)、(d)降水(mm d^{-1})、(e)850 hPa风场(m s^{-1})以及(f)500 hPa风场(m s^{-1})。等值线为模式集合平均值, 填色部分为模式集合平均与观测NCEP-DOE II的差值

Fig. 2 (a) SLP (hPa), (b) 500 hPa geopotential height (dagpm), (c) 2 m temperature (°C), (d) precipitation rate (mm d^{-1}), (e) 850 hPa winds (m s^{-1}), (f) 500 hPa winds (m s^{-1}) during boreal winter (DJF) averaged from 1979 to 2008 based on 4 models ensemble (contours) and the differences between 4 models ensemble and NCEP-DOE II data (shadings)

hPa高度场模拟技巧最高。较为合理的气候态模拟能力, 是下文讨论年际变率模拟的基础。

3.2 2 m气温EOF主导模态

考虑到EAWM经向跨度大, 既包含热带地区又包含副热带地区, 两个区域间环流系统以及与近赤道强对流系统耦合程度有很大不同, 本文参考前人做法, 将东亚地区分为东亚北部地区($30^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$)和东亚南部地区($0^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) (Wang et al., 2010)。同时, 考虑到2 m气温最能直接反映冬季地面冷空气活动(赵平

和张人禾, 2006), 而以上四个模式模拟的冬季气候态平均2 m气温与观测最为接近, 因此, 选取2 m气温依次对东亚北部地区和东亚南部地区做EOF分析, 通过与观测结果的对比, 来评估模式对东亚北部和东亚南部地区2 m气温时空分布特征的模拟能力。由于本文主要考察EAWM的年际变率特征, 故在EOF分解之前, 将2 m气温场进行8年以下高通滤波处理, 同时对资料做了权重为 $\sqrt{\cos\varphi}$ 的加权处理。

图4(a-e)给出东亚北部地区2 m气温EOF1

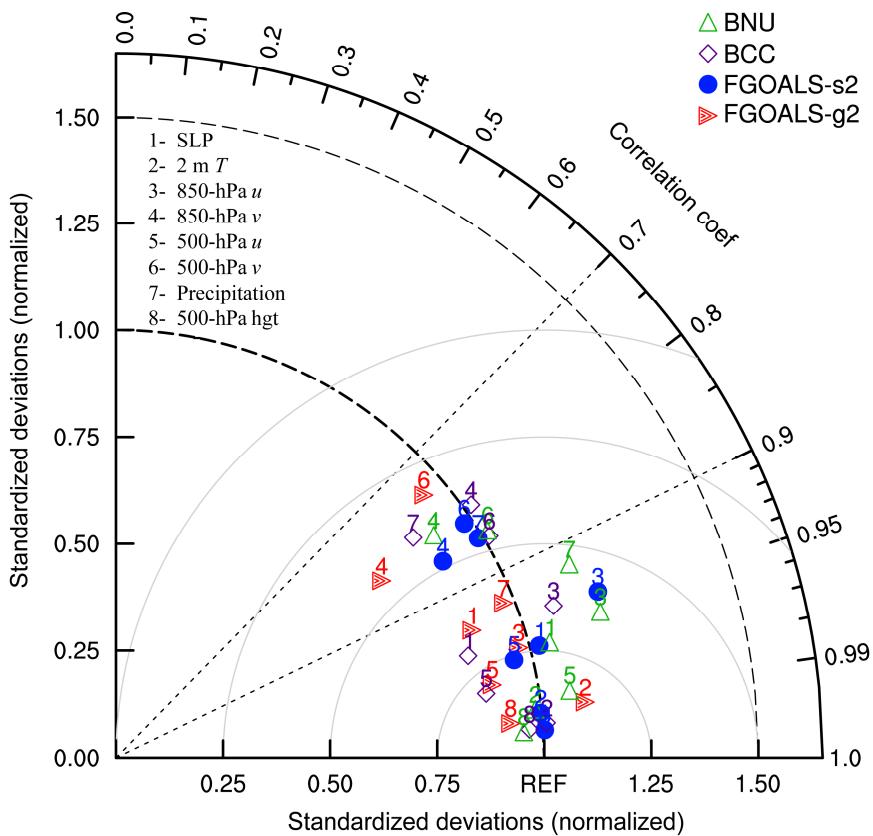


图 3 评估模式对气候态(1979~2008 年)冬季(DJF)平均东亚冬季风模拟的泰勒图。REF 表示观测, 角坐标表示模式结果与观测的空间相关系数, 纵坐标表示模式标准差与观测标准差之比。图标越接近 REF, 表示模式模拟的空间分布越接近于观测

Fig. 3 Taylor diagram for displaying pattern statistics during boreal winter (DJF) averaged from 1979 to 2008. Observation is considered as the reference (REF), angular coordinate means the pattern correlation coefficient between model and observation, vertical coordinate represents the ratio of standard deviation between model and observation. The nearer the distance between a number and REF, the better the performance of the corresponding model

主导模态空间分布。观测中第一模态解释方差为 60.4%, 在 60°N 附近有很强的负异常, 强度向南逐渐减小, 表征寒潮由北向南入侵东亚地区(以下简称“北部型”)(Wang et al., 2010)。四个模式模拟的第一模态空间分布与观测一致性较高, 空间相关系数(PCC)分别为 0.50、0.82、0.85、0.76, 都通过了 1% 的显著性检验, 解释方差分别为 53.8%、70.2%、49.7%、58.1%, 均通过了 North 准则显著性检验(North et al., 1982), 表明第一模态是独立的。

东亚南部地区 2 m 气温 EOF1 第一模态(h-j)和 EOF2 第二模态(k-o)空间分布如图 4 所示, 观测的第一模态解释方差为 44.9%, 可以看到存在两个负异常中心, 其一个中心位于中国东南沿海一带, 强度由东北向西南逐渐减小, 另一个中心位于中南半岛北部(以下简称“南部型”)(Wang et al., 2010)。四个模式模拟的前两个模态空间分布均与

观测的第一模态存在一定的相似性, 如模式模拟的第一模态负异常中心均位于华南地区, 但位置较观测偏东北方向, 且均未能有效再现另一个位于中国东南沿海一带的负异常中心, 空间相关系数(PCC1)分别为 0.36、0.55、0.41、0.54, 都通过了 5% 的显著性检验, 解释方差分别为 45.0%、33.4%、40.2%、63.1%, 除 FGOALS-s2 外, 其他 3 个模式及观测均通过了 North 准则显著性检验(North et al., 1982)。而模式模拟的第二模态负异常中心位于中南半岛地区, 与观测第一模态负异常中心较为接近, 空间相关系数(PCC2)分别为 0.55、0.35、0.25、0.24, 解释方差分别为 23.7%、31.4%、27.8%、17.6%。

模式能否再现北部型和南部型的年际变率? 东亚北部地区主导模态(PC1)和东亚南部地区前两个模态(PC1、PC2)的时间序列如图 5 所示, 与观测相关系数的定量分析如表 2 所示, 北部型 PC1 与观测的相关系数 BNU-ESM 为 0.69, 通过了

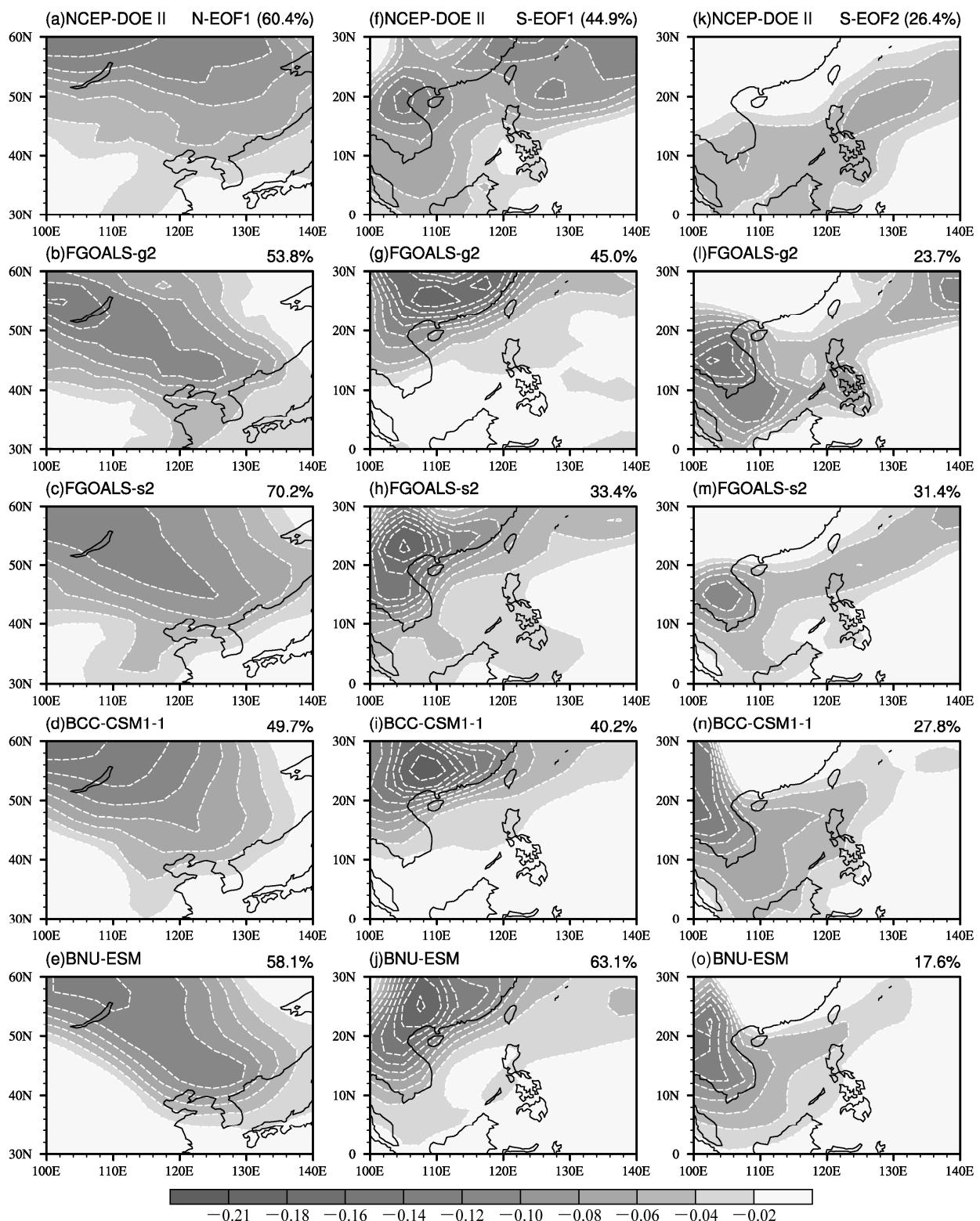


图 4 冬季 2 m 气温 (8 年高通滤波处理, $^{\circ}\text{C}$) 在东亚北部地区 ($30^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) (a–e) EOF1 主导模态的空间分布以及东亚南部地区 ($0^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) (f–j) 第一模态 EOF1 和 (k–o) 第二模态 EOF2 的空间分布

Fig. 4 (a–e) Spatial pattern of the first EOF modes of the winter mean 2 m air temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the northern EAWM domain ($30^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$). (f–j) As (a–e), but for the southern EAWM domain ($0^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$). (k–o) As (f–j), but for the second EOF modes. The data have been filtered through 8-year high-pass filter

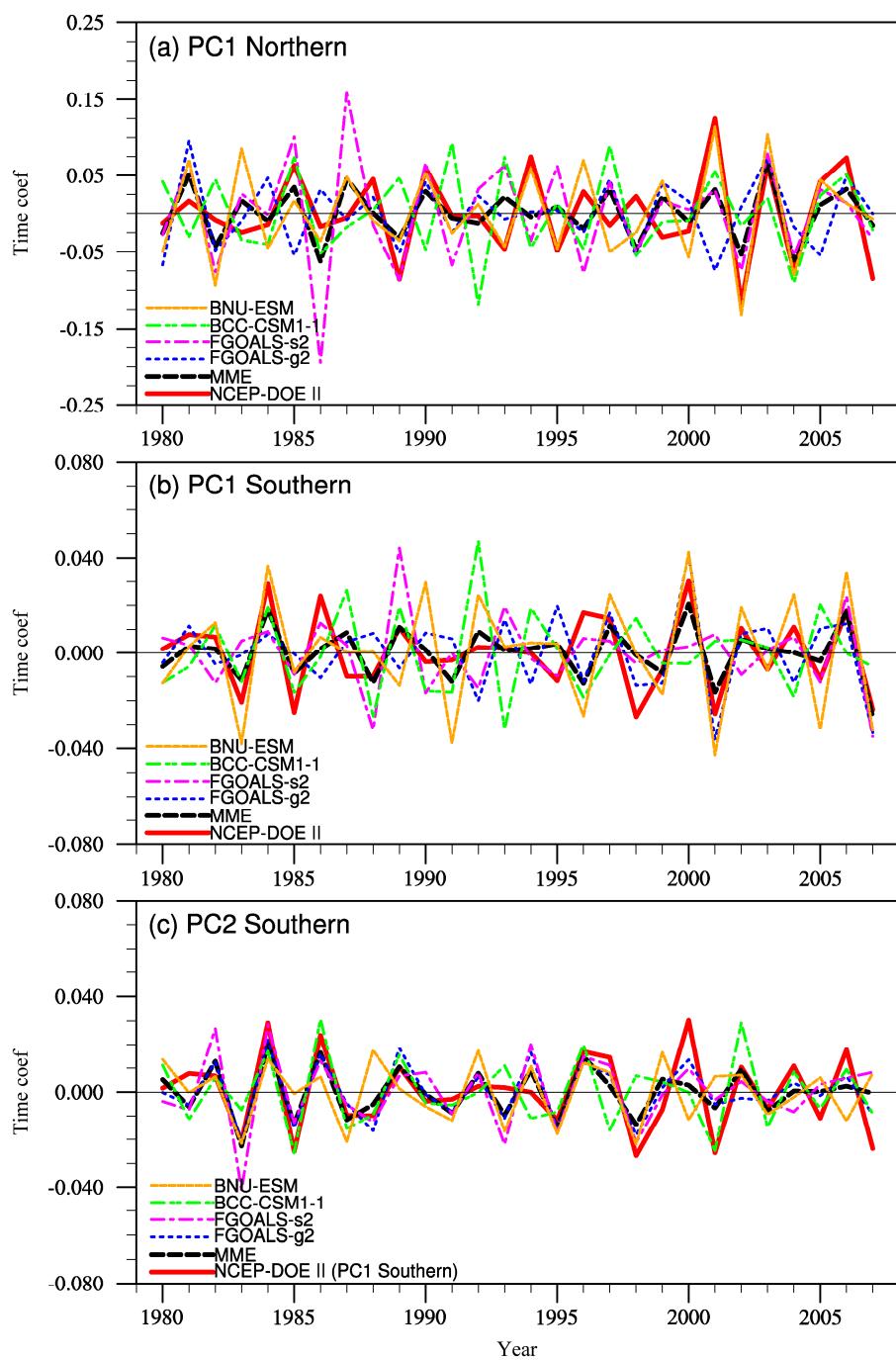


图 5 (a) 北部型对应的第一模态时间序列 (PC1), (b) 南部型对应的第一模态时间序列 (PC1), (c) 南部型对应的第二模态时间序列 (PC2)

Fig. 5 (a) The time coefficients of the first EOF modes of the winter mean 2-m temperature for the northern pattern; (b, c) As (a), but for the (b) first and (c) second EOF modes for the southern pattern

1%的显著性检验, FGOALS-s2 与观测的时间相关系数为 0.32, 通过 10% 的显著性检验, 而 FGOALS-g2 和 BCC-CSM1-1 与观测时间相关系数分别为 -0.01 和 0.14。

南部型 PC1 与观测的相关系数, 除 BCC-CSM1-1 较小 (0.04) 外, 其他三个模式分别为 0.41、0.44、0.64, 均通过了 5% 的显著性检验; 而南部型

PC2 与观测 PC1 的相关系数, 除 BNU-ESM 较小 (0.24) 外, 其他三个模式分别为 0.80、0.60、0.62, 均通过了 1% 的显著性检验, 模式 PC2 与观测 PC1 的高相关关系也进一步证明了模式模拟的第二模态同样对应着观测的第一模态。

综合评估时空特征的 SKILL 来看, 模式集合平均对北部型和南部型的模拟能力相当。从单个模式

来看, FGOALS-g2 对南部型的模拟技巧明显强于北部型, FGOALS-s2 和 BNU-ESM 对北部型和南部型的模拟技巧均较高, 但 BNU-ESM 的模拟技巧高于 FGOALS-s2, 而 BCC-CSM1-1 对北部型和南部型的模拟技巧均较低。

表 2 模式模拟的前两个主模态的时间序列 (PC1, PC2) 与观测第一模态的时间序列 (PC1) 之间的时间相关系数 (TCC1, TCC2), 前两个主模态的空间分布 (EOF1, EOF2) 与观测第一模态的空间分布 (EOF1) 之间的空间相关系数 (PCC1, PCC2), 以及二者总体技巧评分 (SKILL-N, SKILL-S), 其中加粗数字表示未通过 5% 显著性检验

Table 2 The time correlation coefficients between 4 models principal component (PC1, PC2) and NCEP-DOE II data principal component (PC1) (TCC1, TCC2), the spatial correlation coefficients between 4 models EOF1, EOF2 and NCEP-DOE II data EOF1 (PCC1, PCC2), and general skill scores (SKILL-N, SKILL-S). Bold numbers are statistically significant at the 5% level based on the Student *t* test

		FGOALS-g2	FGOALS-s2	BCC-CSM1-1	BNU-ESM	模式集合平均
北方型	TCC1	-0.01	0.32	0.14	0.69	0.52
	PCC1	0.50	0.82	0.85	0.76	0.79
	SKILL-N	—	0.51	0.35	0.72	0.64
南方型	TCC1	0.42	0.44	0.04	0.64	0.68
	PCC1	0.36	0.55	0.41	0.54	0.49
	TCC2	0.80	0.60	0.62	0.24	0.73
	PCC2	0.55	0.35	0.25	0.24	0.38
	SKILL-S	0.50	0.48	0.27	0.53	0.55

为揭示年际变率的主导周期, 图 6 为北部型 PC1 (a–e) 和南部型 PC1 (f–j) 以及 PC2 (k–o) 的功率谱分析。对于北部型而言, 观测 PC1 的主导周期为 3.1 a (通过 5% 显著性检验) 和 2.5 a (通过 10% 显著性检验), 四个模式都能模拟出 3.1 a 的主导周期, 但只有 FGOALS-g2 和 BNU-ESM 能模拟出 2.5 a 的周期; 对于东亚南部地区而言, 观测 PC1 的主导周期同样为 3.1 a (通过 5% 显著性检验) 和 2.5 a (通过 10% 显著性检验), 四个模式模拟的 PC1 中, 只有 BNU-ESM 能同时模拟出这两个周期, FGOALS-g2 只能模拟出 3.1 a 的周期, BCC-CSM1-1 只能模拟出 2.5 a 的周期, 而 FGOALS-s2 主导周期不明显; 而模式模拟的 PC2, FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 均存在 2.5 a 的显著周期, BCC-CSM1-1 存在 3 a 的显著周期, 而 BNU-ESM 主导周期为 4 a。

3.3 南部型的形成机理分析

前人研究表明, 东亚冬季南部地区主要受

ENSO 影响 (Wang et al., 2010)。观测的南部型 PC1 与 Niño3.4 指数相关系数为 -0.52, 通过 1% 的显著性检验 (表 3), 而模式模拟的南部型 PC1 和 PC2 与 Niño3.4 指数的相关系数如表 4, FGOALS-g2 模拟的 PC2 为 -0.59, FGOALS-s2 模拟的 PC1 和 PC2 分别为 -0.43 和 -0.50, BNU-ESM 模拟的 PC2 为 -0.36, 均通过了 5% 的显著性检验, 即模式模拟的前两个主导模态都可能是 ENSO 模态, 因此, 将观测的主导模态空间型投影到模式结果中, 得到对应的时间序列, 再与 Niño3.4 指数做相关 (表 3), 除 BCC-CSM1-1 未通过 10% 的显著性检验外 (-0.13), 其他三个模式分别为 -0.38, -0.53, -0.32, 均通过了 5% 的显著性检验。

表 3 观测的南方型 PC1 以及观测的主导模态空间型投影到模式结果中, 所得到的时间序列与 Niño3.4 指数的相关系数, 其中加粗数字通过 5% 显著性检验

Table 3 The time correlation coefficient between Niño3.4 Index and PC1 from the observation and models, the PC1 from the models is gotten by regression of the model results on the observed EOF1 pattern (bold numbers are statistically significant at the 5% level based on the Student *t* test)

	NCEP-DOE II	FGOALS-g2	FGOALS-s2	BCC-CSM1-1	BNU-ESM
Niño3.4	-0.52	-0.38	-0.53	-0.13	-0.32

表 4 模式模拟的南部型前两个主模态的时间序列 (PC1, PC2) 与 Niño3.4 指数的相关系数, 其中加粗数字通过 5% 显著性检验

Table 4 The time correlation coefficients between Niño3.4 Index and 4 models PC1, PC2 (bold numbers are statistically significant at the 5% level based on the Student *t* test)

		FGOALS-g2	FGOALS-s2	BCC-CSM1-1	BNU-ESM
Niño3.4	PC1	-0.14	-0.43	0.18	-0.18
	PC2	-0.59	-0.50	-0.21	-0.36

进一步探究 ENSO 对东亚冬季风南部型的影响, 图 7a–e 给出冬季 Niño3.4 指数与同期 850 hPa 风场的回归分布。观测显示, 在 850 hPa 菲律宾海附近存在一个异常反气旋, 反气旋西侧的西南风一直延伸到 30°N, 减弱东亚冬季风。模式模拟结果如图 7b–e 所示, FGOALS-g2、FGOALS-s2、BNU-ESM 能合理再现 850 hPa 菲律宾海反气旋, 其中 FGOALS-g2 和 BNU-ESM 模拟的反气旋中心位置

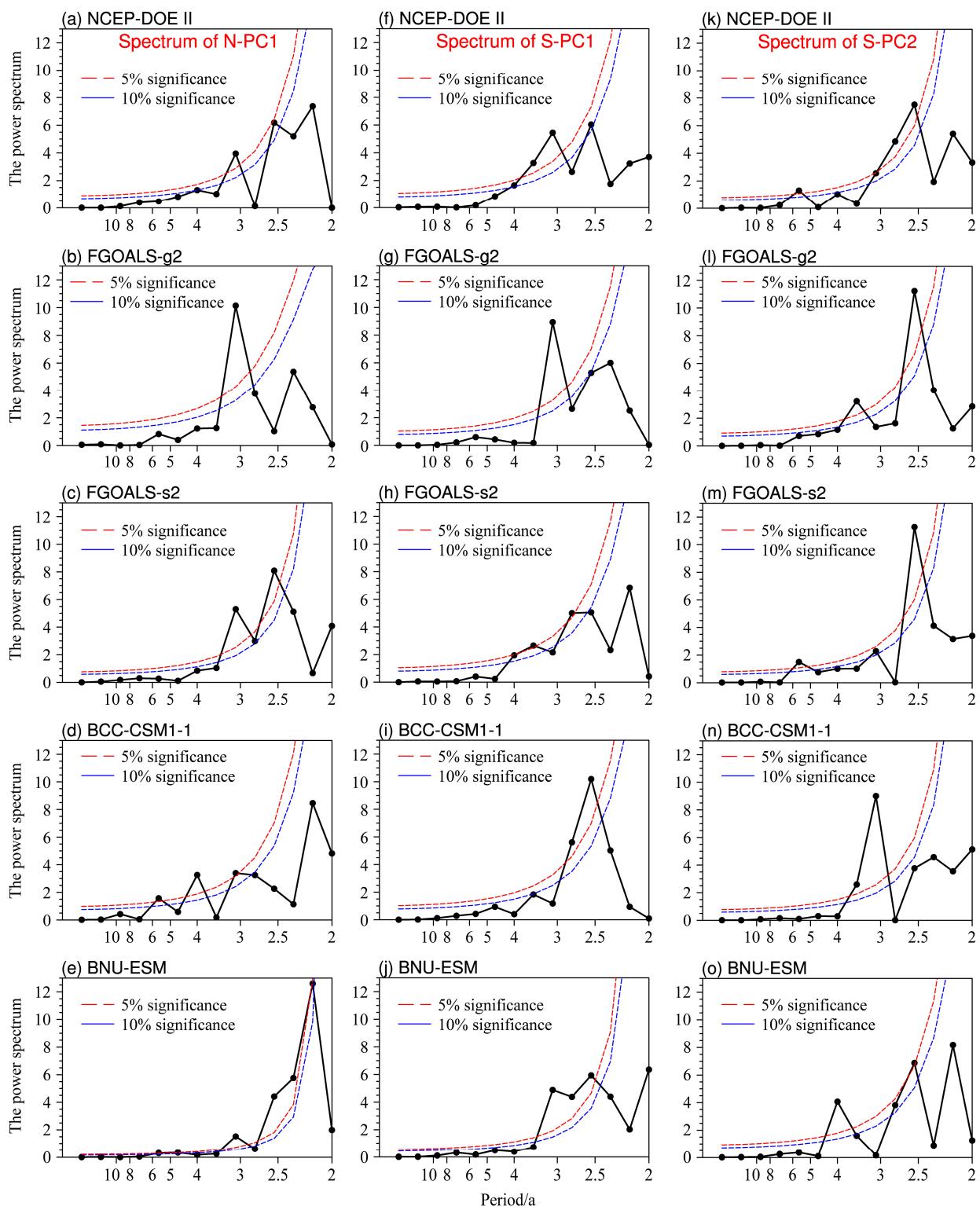


图 6 (a-e) 北部型 PC1 和 (f-j) 南部型 PC1 及 (k-o) PC2 的功率谱分析。蓝色和红色两条虚线分别表示 10% 和 5% 的显著性检验

Fig. 6 The power spectra of (a-e) PC1 for the northern pattern and (f-j) PC1 and (k-o) PC2 for the southern pattern. Blue (green) line is statistically significant at the 10% (5%) level based on the Student t test

偏东, FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模拟的反气旋强度偏强, BNU-ESM 模拟的反气旋强度偏弱, 特别是对海洋性大陆影响不明显。而 BCC-CSM1-1 模拟

的异常反气旋中心则偏离菲律宾海, 位于日界线附近, 使得中国南部地区存在异常偏北风。

进一步给出冬季 Niño3.4 指数与同期海平面气

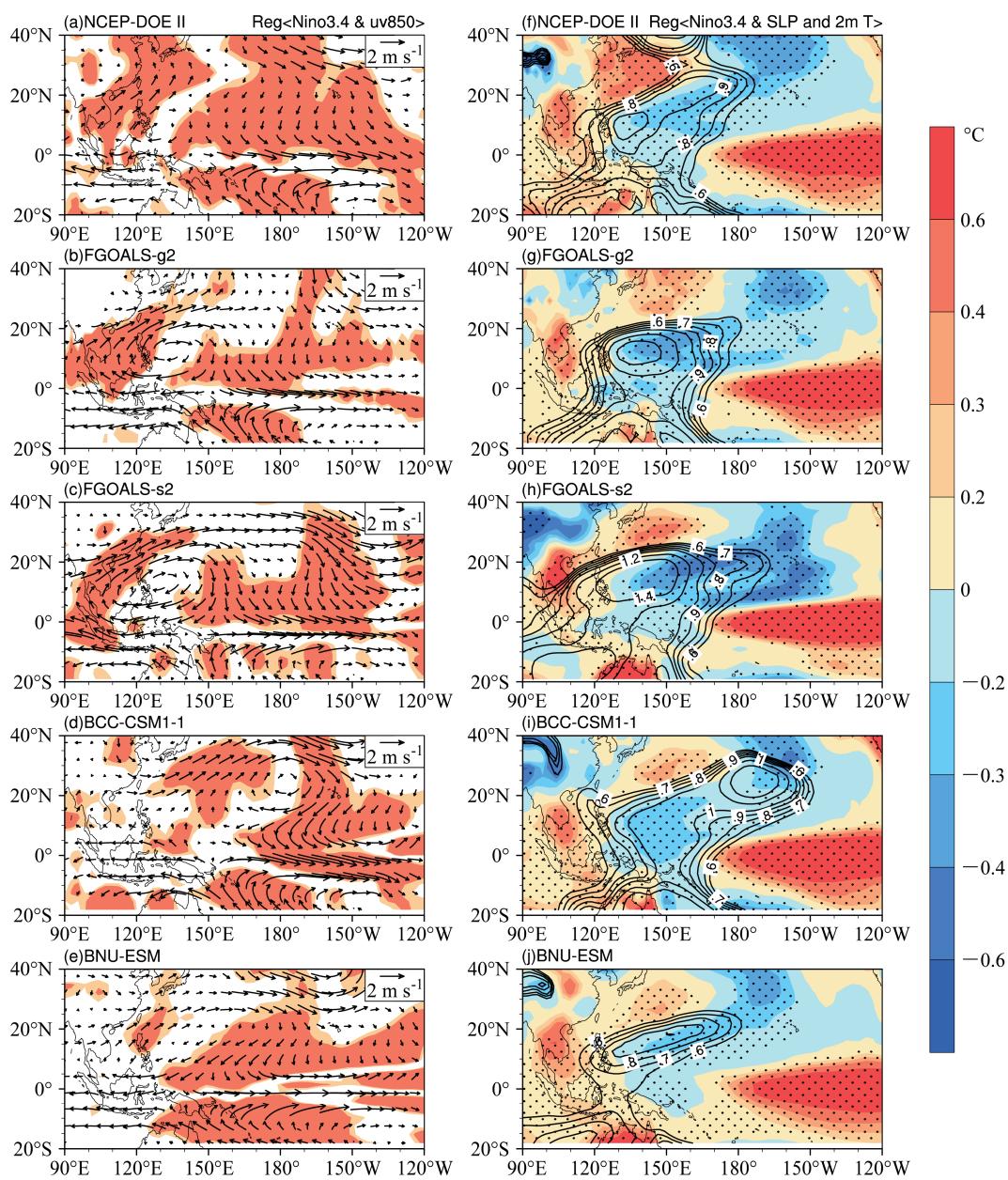


图 7 (a–e) 冬季(DJF) Niño3.4 指数与同期 850 hPa 风场的回归分布(填色区域分别为经向风通过 5% 和 1% 的显著性检验, m s^{-1}); (f–j) 冬季(DJF) Niño3.4 指数与同期海平面气压(等值线, hPa)和 2 m 气温(填色, 单位为°C)的回归分布(圆点填色区表示通过 5% 的显著性检验)

Fig. 7 Regression coefficients of the DJF (a–e) 850 hPa winds (m s^{-1}), (f–j) sea level pressure (SLP, hPa) and 2 m temperature ($^{\circ}\text{C}$) with respect to the Niño3.4 index (The dotted regions are statistically significant at the 5% level based on the Student t test)

压和 2 m 气温的回归分布(图 7f), 观测表明西太平洋地区 2 m 气温为负异常, 菲律宾海附近存在一个高压中心, 同时东亚沿岸存在 2 m 气温正异常, 表明弱的东亚冬季风。模式模拟结果如图 7b–e 所示, 四个模式都能合理再现菲律宾海附近的高压中心和西太平洋 2 m 气温负异常, 但除 BNU-ESM 外, 其他三个模式模拟的东亚沿岸 2 m 气温正异常位置偏南。

为定量分析四个模式 AMIP 试验模拟的太平洋—东亚遥相关型, 图 8 给出了 Niño3.4 指数与各物理量的回归系数在不同区域的平均值, 分别为东亚沿岸($15^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$)经向风和 2 m 气温、西太平洋地区($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$)2 m 气温、菲律宾海附近($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$)海平面气压和菲律宾海附近($5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$)850 hPa 风场流函数。从东亚沿岸经向风

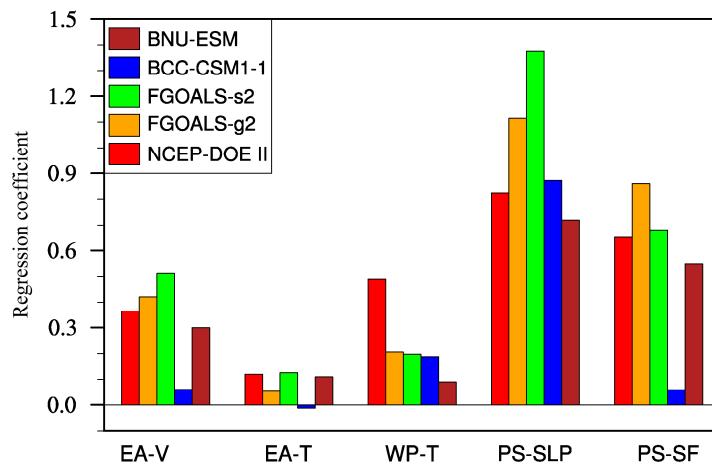


图 8 冬季 Niño3.4 指数与同期各物理量的回归系数区域平均值: 东亚沿岸 ($15^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 经向风 (EA-V, m s^{-1})、东亚沿岸 ($15^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$) 2 m 气温 (EA-T, $^{\circ}\text{C}$)、西太平洋 ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$) 2 m 气温 (WP-T, $^{\circ}\text{C}$)、菲律宾海附近 ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) 海平面气压 (PS-SLP, hPa) 和菲律宾海附近 ($5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 风场的流函数 (PS-SF, $3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

Fig. 8 Regression coefficients of the DJF Niño3.4 index with respect to 850-hPa meridional wind (EA-V, m s^{-1}) and 2-m temperature (EA-T, $^{\circ}\text{C}$) averaged in East Asia ($15^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$), 2-m air temperature averaged in the western Pacific ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$) (WP-T, $^{\circ}\text{C}$), SLP averaged in Philippine Sea ($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) (PS-SLP, hPa), and stream function of 850-hPa wind averaged in the Philippine Sea ($5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$) (PS-SF, $3 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

(EA-V) 来看, FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 比观测偏强, BNU-ESM 较观测偏弱, 而 BCC-CSM1-1 接近零值; 从东亚沿岸 2 m 气温 (EA-T) 来看, FGOALS-s2 和 BNU-ESM 与观测较为接近, FGOALS-g2 偏弱, 而 BCC-CSM1-1 为负值, 与观测差别较大; 四个模式模拟的西太平洋冷海温 (WP-T) 较观测一致偏弱; FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模拟的菲律宾海附近高压 (PS-SLP) 强于观测, BCC-CSM1-1 和 BNU-ESM 与观测相当; 从表征菲律宾海反气旋涡旋运动的 850 hPa 风场流函数 (PS-SF) 来看, FGOALS-g2 强于观测, FGOALS-s2 和 BNU-ESM 接近观测, 而 BCC-CSM1-1 接近零值, 说明未能模拟出菲律宾海反气旋, 原因在于其反气旋的位置过于偏东。

3.4 关于北部型的讨论

本节简要讨论 EAWM 北部型的年际变率机理, 图 9 给出冬季 AO 指数与同期 200 hPa 纬向风、2 m 气温以及 500 hPa 高度场的回归分布。观测显示, AO 的正位相对应着 $20^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{N}$ 西风急流偏弱、东亚大槽偏弱以及欧亚大陆北部地区 2 m 气温正异常, 即弱的 EAWM。四个模式能较为合理的再现这一现象。表 5 给出 AO 指数与各自 PC1 的相关系数, 在观测与模式中, AO 与各自的北方型 PC1 均呈现出显著负相关关系。但 FGOALS-g2 模拟的环流系统较观测偏南, AO 与南方型 PC1 的相关系数为

-0.52, 说明在 FGOALS-g2 中, AO 的影响范围延伸至东亚南部地区。表 5 同时给出西伯利亚高压指数 (SHI) (Gong et al., 2001) 与各自的南北方型 PC1 的相关系数, 观测和模式结果都显示, SH 对南北方型均有一定影响, 但就北部型来看, 其影响远不如 AO 的影响密切。说明, AO 可以直接影响 EAWM 北部地区。

表 5 观测与模式中南北方型 PC1 与各自的 AO 指数(AOI)和西伯利亚高压指数 (SHI) (8 年高通滤波处理)的相关系数, 其中加粗数字通过 1% 显著性检验

Table 5 The time correlation coefficients between PC1 (NCEP-DOE II data and 4 models) and AO index (NCEP-DOE II data and 4 models), between PC1 (NCEP-DOE II data and 4 models) and SH index (NCEP-DOE II data and 4 models), all the indices have been filtered through 8-year high-pass filter. Bold numbers are statistically significant at the 1% level based on the Student *t* test

	NCEP- DOE II	FGOALS- g2	FGOALS- s2	BCC- CSM1-1	BNU- ESM	
AOI	PC1-N	-0.65	-0.82	-0.77	-0.62	-0.77
	PC1-S	0.18	-0.49	0.06	0.34	0.57
SHI	PC1-N	0.32	0.42	0.33	0.26	0.13
	PC1-S	0.46	0.34	0.30	-0.47	0.19

模拟的 AO 年际变率特征如何? 如表 6 所示, 作为大气固有的内部变率模态, AO 的年际变率受

ENSO型海温异常的影响不够显著(Yamazaki and Shinya, 1999; Zhou and Li., 2000),这是为何AMIP试验难以合理再现实际的北部型模态年际变化的原因。

表6 观测的AO指数(AOI)与各模式模拟的AO指数(AOI)的相关系数(8年高通滤波处理),均未通过10%显著性检验

Table 6 The time correlation coefficient between NCEP-DOE II data AO index and 4 models AO index, all values are not statistically significant at the 5% level based on the Student *t* test, all the indices have been filtered through 8-year high-pass filter

	FGOALS-g2	FGOALS-s2	BCC-CSM1-1	BNU-ESM
NCEP-DOE II	-0.33	-0.19	-0.26	0.21

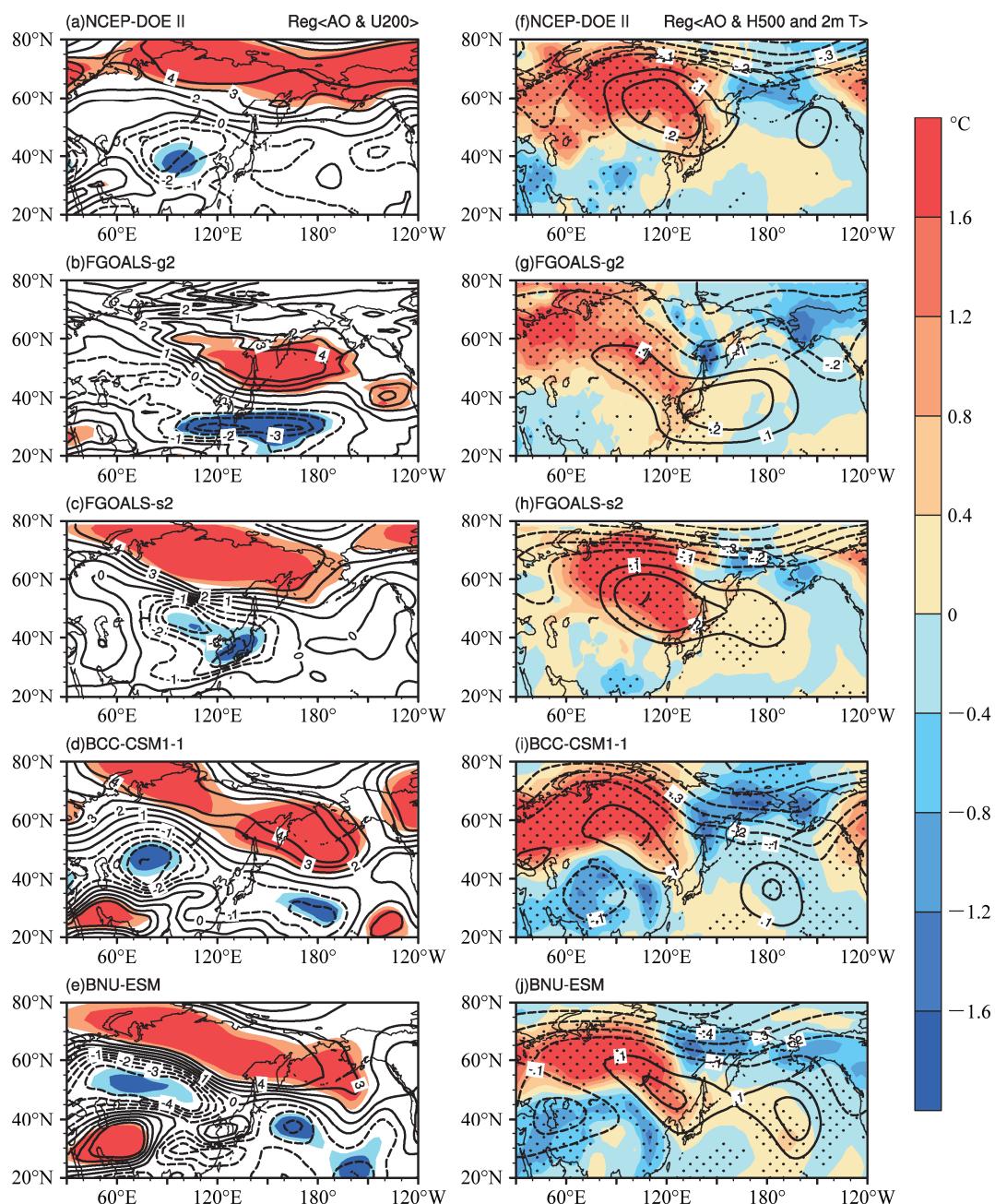


图9 冬季(DJF)AO指数(8年高通滤波处理)与(a-e)同期200 hPa纬向风的回归分布(填色区域分别为经向风通过10%和5%的显著性检验, $m s^{-1}$)以及(f-j)同期500 hPa高度场(等值线, dagpm)和2 m气温($^{\circ}C$)的回归分布(圆点填色区表示通过5%的显著性检验)

Fig. 9 Regression coefficients of the DJF (a-e) 200 hPa zonal wind ($m s^{-1}$), (f-j) 500 hPa geopotential height (dagpm) and 2-m temperature ($^{\circ}C$) with respect to the AO index (The dotted regions are statistically significant at the 5% level based on the Student *t* test)

4 结论

本文通过 FGOALS-g2、FGOALS-s2、BCC-CSM1-1、BNU-ESM 四个模式 AMIP 试验结果与 NCEP-DOE II 资料进行比较, 从东亚冬季风气候态和 2 m 气温时空分布特征两个方面, 综合考察了四个模式在东亚冬季风区的模拟能力, 分析了影响 EAWM 年际变率的机理。主要结论如下:

(1) 在东亚冬季风气候态上, 四个模式对东亚冬季风区各环流系统的模拟技巧较高, 均能合理再现西伯利亚高压、阿留申低压、低层异常偏北风和高层东亚大槽、西风急流这些重要的环流系统, 以及 2 m 气温和热带降水两个重要气象要素。但四个模式在东亚冬季风区各物理量的模拟中存在一些微小的差异, 普遍模拟较好的物理量是 2 m 气温和 500 hPa 高度场, 与观测的空间相关系数超过 0.99, 均方根误差在 0.1 左右; 模拟效果次的是海平面气压、500 hPa 纬向风和 850 hPa 纬向风, 与观测的空间相关系数为 0.95 左右, 均方根误差在 0.4 左右; 模拟效果一般的是 850 hPa 经向风、500 hPa 经向风和降水, 与观测的空间相关系数在 0.8 左右, 均方根误差在 0.7 左右。

(2) 对东亚南部 ($0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 和北部 ($30^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 的 2 m 气温分别进行经验正交函数分解 (EOF), 提取其主导模态 (EOF1 和 PC1)。在东亚北部地区, 四个模式对 2 m 气温 EOF1 有很高的模拟技巧, 但对应 PC1 在各模式之间存在相当大的差别, 其中 BNU-ESM 模拟技巧最高, 与观测 PC1 相关系数为 0.69, 其他三个模式模拟技巧较低, 均未通过 5% 的显著性检验。在东亚南部地区, 模式模拟的前两个主模态共同解释观测中第一模态的特征, 除 BCC-CSM1-1 外, 其他三个模式的综合模拟技巧较高。

(3) FGOALS-g2、FGOALS-s2 和 BNU-ESM 三个模式均能合理再现菲律宾海反气旋, 同时这三个模式对东亚南部地区 2 m 气温时空分布特征的模拟技巧较高, 而 BCC-CSM1-1 则未能有效再现菲律宾海反气旋, 对东亚南部地区 2 m 气温时空分布特征的模拟技巧也较低, 说明 ENSO 通过菲律宾海反气旋影响 EAWM 南部地区。

(4) 观测与四个模式结果一致表现出 AO 与北部型 PC1 呈显著相关, 密切程度远高于 SH 与北部型 PC1 的关系, 说明 AO 可以直接影响 EAWM 北

部地区。前人工作表明 AO 为大气内部模态, 这也就解释了模式模拟的北部型模态与观测相关较高, 而对应 PC1 与观测相关较低这一现象。

参考文献 (References)

- Bao Qing, Lin Pengfei, Zhou Tianjun, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version: FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 561–576.
- Chang C P, Wang Zhuo, Ju Jianhua, et al. 2004. On the relationship between western maritime continent monsoon rainfall and ENSO during northern winter [J]. *J. Climate*, 17 (3): 665–672.
- Chang C P, Harr P, Chen H J. 2005. Synoptic disturbances over the equatorial South China Sea and western maritime continent during boreal winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (3): 489–503.
- Chen Wen, Graf H F, Huang Ronghui. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (1): 48–60.
- Ding Yihui. 1994. *Monsoons over China* [M]. Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers, 419pp.
- 冯锦明, 符淙斌. 2007. 不同区域气候模式对中国地区温度和降水的长期模拟比较 [J]. *大气科学*, 31 (5): 805–814. Feng J M, Fu C B. 2007. Intercomparison of long-term simulations of temperature and precipitation over China by different regional climate models [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (5): 805–814.
- Gao Xuejie, Shi Ying, Zhang Dongfeng, et al. 2012. Uncertainties in monsoon precipitation projections over China: Results from two high-resolution RCM simulations [J]. *Climate Res.*, 52: 213–226.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447–462.
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2073–2076.
- He Shengping, Wang Huijun. 2012. Analysis of the decadal and interdecadal variations of the East Asian winter monsoon as simulated by 20 coupled models in IPCC AR4 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 26 (4): 476–488.
- Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. 2003. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (1): 55–69.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Wang Lin, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29 (5): 910–942.
- Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 22 (4): 479–495.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83 (11): 1631–1643.
- Lau N C, Nath M J. 2006. ENSO modulation of the interannual and intraseasonal variability of the East Asian monsoon—A model study [J]. *J. Climate*, 19 (18): 4508–4530.
- Lee J Y, Wang B, Ding Q, et al. 2011. How predictable is the Northern Hemisphere summer upper-tropospheric circulation? [J]. *Climate Dyn.*, 37 (5–6): 1189–1203.

- Li Lijuan, Lin Pengfei, Yu Yongqiang, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (3): 543–560.
- Morice C P, Kennedy J J, Rayner N A, et al. 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set [J]. *J. Geophys. Res.*, 117 (D8): D08101.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D14): 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Ren Xuejuan, Yang Xiuqun, Zhou Tianjun, et al. 2011. Diagnostic comparison of wintertime East Asian subtropical jet and polar-front jet: Large-scale characteristics and transient eddy activities [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 25 (1): 21–33.
- Smith T M, Reynolds R W, Thomas C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. *J. Climate*, 21 (10): 2283–2296.
- Sun Ying, Ding Yihui. 2008. An assessment on the performance of IPCC AR4 climate models in simulating interdecadal variations of the East Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 22 (4): 472–488.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]/Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. London: Oxford University Press, 60–92.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9): 1297–1300.
- Tomita T, Yasunari T. 1996. Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of the ENSO/monsoon system [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74 (4): 399–413.
- Wang Bin, Zhang Qin. 2002. Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development [J]. *J. Climate*, 15 (22): 3252–3265.
- Wang Bin, Wu Renguang, Fu Xiuhua. 2000. Pacific–East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13 (9): 1517–1536.
- Wang Bin, Wu Zhiwei, Chang C P, et al. 2010. Another look at interannual-to-interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes [J]. *J. Climate*, 23 (6): 1495–1512.
- Wang Lin, Chen Wen, Zhou Wen, et al. 2009. Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway [J]. *J. Climate*, 22 (3): 600–614.
- Wu Bingyi, Wang Jia. 2002. Winter Arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (19): 3–1–3–4.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56 (4): 1102–1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 56 (4): 1102–1111.
- Xin Xiaoge, Wu Tongwen, Li Jianglong, et al. 2013. How well does BCC-CSM1.1 reproduce the 20th century climate change over China? [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 6 (1): 21–26.
- 许崇海, 沈新勇, 徐影. 2007. IPCC AR4 模式对东亚地区气候模拟能力的分析 [J]. *气候变化研究进展*, 3 (5): 287–292. Xu Chonghai, Shen Xinyong, Xu Ying. 2007. An analysis of climate change in East Asia by using the IPCC AR4 simulations [J]. *Adv. Clim. Change Res.* (in Chinese), 3 (5): 287–292.
- Xu Ying, Xu Chonghai. 2012. Preliminary assessment of simulations of climate changes over China by CMIP5 multi-models [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 5 (6): 489–494.
- Xu Y, Gao X J, Shen Y, et al. 2009. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (4): 763–772.
- Yamazaki K, Shinya Y. 1999. Analysis of the arctic oscillation simulated by AGCM [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77 (6): 1287–1298.
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies [J]. *J. Climate*, 15 (3): 306–325.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74 (1): 49–62.
- Zhang Y, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1997. East Asian winter monsoon: Results from eight AMIP models [J]. *Climate Dyn.*, 13 (11): 797–820.
- 赵平, 张人禾. 2006. 东亚—北太平洋偶极型气压场及其与东亚季风年际变化的关系 [J]. *大气科学*, 30 (2): 307–316. Zhao Ping, Zhang Renhe. 2006. Relationship of interannual variation between an Eastern Asia-Pacific dipole pressure pattern and East Asian monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (2): 307–316.
- Zhou T J, Li Z X. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon using a variable resolution atmospheric GCM [J]. *Climate Dyn.*, 19 (2): 167–180.
- Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19 (22): 5843–5858.
- Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Yu Rucong, et al. 2000. The North Atlantic oscillation simulated by version 2 and 4 of IAP/LASG GOALS Model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (4): 601–616.
- Zhou Wen, Chan J C L, Chen Wen, et al. 2009. Synoptic-scale controls of persistent low temperature and icy weather over southern China in January 2008 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137 (11): 3978–3991.
- 中国气象局国家气候中心. 2008. 全国气候影响评价 [M]. 北京: 气象出版社, 18pp. National Climate Center (NCC)/Chinese Meteorological Administration (CMA). 2008. *China Climate Impact Assessment* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 18pp.