中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 8 期: 1689 ~ 1700
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

一个基于耦合气候系统模式的气候预测系统的研制

马洁华[①②], 王会军[①②*]

① 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029;
② 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029
* 联系人, E-mail: wanghj@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-09-03; 接受日期: 2013-11-04; 网络版发表日期: 2014-07-11
国家自然科学基金项目(批准号: 41130103)和公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY201306026)资助

摘要 基于美国通用气候系统模式 CCSM4 和自行设计的一套初始化方案, 建立了一个全球气候预测系统(PCCSM4), 并使用该预测系统对夏季气候进行了 30 年(1981~2010)系统性的超前一个月的集合回报试验. 回报结果表明, PCCSM4 基本可以把握观测中夏季(JJA)平均海表面温度(SST)、海平面气压(SLP)和降水的主要分布特征; PCCSM4 对 SST, 尤其是赤道中东太平洋关键区 SST 具有较高的回报能力, 30 年的相关系数最高可达 0.7; PCCSM4 对 500 hPa 位势高度场、850 hPa 纬向风场和海平面气压场的回报性能高于降水; 总的来看, 热带地区的可预测性高于全球, 更高于东亚地区; PCCSM4 对于典型 ENSO 年的夏季气候和亚洲夏季风的年际变化具有较好的回报能力, 经过进一步的检验和完善可以应用于全球和我国短期气候预测业务.

关键词
气候模式
气候预测
ENSO
季风

我国地处东亚季风区, 气候的年际变率大, 旱涝频发, 短期气候预测工作对于防灾减灾有重要意义. 自 20 世纪 80 年代以来, 在我国科学家的不懈努力下, 我国的气候预测工作取得了许多成果. 目前, 进行短期气候预测的方法可以分为两类: 一类是基于资料统计分析的统计学方法, 另一类是基于气候系统变化规律的动力学方法. 后者也被称之为气候模式预测方法, 因其利用日益复杂的气候模式和高性能计算机进行数值求解, 以获得对未来月、季节甚至更长时间的气候系统状况的预测, 包括海-气分离的两步法预测(Bengtsson 等, 1993)和海气耦合模式的一步法预测(Kanamitsu 等, 2002; Palmer 等, 2004; Saha 等, 2006). 其中"两步法"一般采用单独的大气环流模式, 由海气耦合模式或者经验统计模型预报出海温异常, 然后再用修正后的海温异常来驱动大气环流模式进行集合预报(郎咸梅等, 2004). "两步法"的不足之处在于大气模式只是对确定的边界条件产生被动的反应, 而缺少了一些耦合反馈过程(如海气耦合、陆气耦合等). 利用耦合模式建立一步法预测系统是当前发达国家气候预测的主流和发展方向(Kanamitsu 等, 2002; Palmer 等, 2004; Saha 等, 2006), "一步法"中气候系统的各个子系统可以相互影响, 更符合实际.

中国科学院大气物理研究所早在 1988 年就开始利用气候数值模式预测汛期降水(曾庆存等, 1990),

中文引用格式: 马洁华, 王会军. 2014. 一个基于耦合气候系统模式的气候预测系统的研制. 中国科学: 地球科学, 44: 1689–1700
英文引用格式: Ma J H, Wang H J. 2014. Design and testing of a global climate prediction system based on a coupled climate model. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4875-7

其后又发展了 IAP 第一代跨季度气候预测系统 IAP DCP-Ⅰ(Zeng 等, 1997)和 IAP 第二代跨季度气候预测系统 IAP DCP-Ⅱ(曾庆存等, 2003)和基于 9 层大气环流环流格点模式 IAP9L-AGCM 的跨季度短期气候预测系统(郎咸梅等, 2003, 2004). 考虑到"两步法"的局限性, 和国际上基于耦合模式的"一步法"的开展, 本研究的目的在于利用耦合模式建立一步法短期气候预测系统并争取使其投入我国的业务应用.

1 模式、资料和试验设计

1.1 模式简介

本文所用模式为美国国家大气研究中心(NCAR)研发的通用气候系统模式 4.0 版本(CCSM4.0). CCSM 是由美国国家科学基金会和能源部支持、美国大气研究中心开发的, 自 1996 年推出以来, 经历了从 CCSM1.0 到 CCSM2.0(2002), CCSM3.0(2004), CCSM4.0(2010)和目前的 CESM 的不断发展和改进, 模式整体性能也不断提高. CCSM4.0 于 2010 年 4 月发布, 是一个全球海洋-大气-陆面-海冰耦合的气候模式, 此模式在许多方面相对于较早版本的 CCSM3 得到了很大改进(Gent 等, 2011). 该模式由大气、海洋、陆面、海冰和耦合器五大模块组成, 由耦合器实现其他四个物理子模块间的耦合. 该模式开源, 且支持多种分辨率, 并可以对各模块进行不同的组合, 以满足不同研究的需求, 达到模拟过去和现在地球气候系统、预测和预估气候变化等目的.

本文采用的是 CCSM4 的中等分辨率版本, 其中大气模式 CAM4 采用有限元方案(Finite Volume)动力内核, 相比谱动力内核, 有限元动力内核在传输方面更有优势, 所以成为 CAM4 及其以后版本中推荐使用的动力内核. 本文中大气模式 CAM4 选用的水平分辨率为 2.5°×1.9°(经向×纬向), 垂直方向为混合σ-p坐标, 分为 26 层, 与之前的 CAM3 相比, 新版本的大气模式在很多方面得到了改进. 陆面模式 CLM4 与 CAM4 使用相同的水平分辨率, 每个格点可包含多种地表类型和多种植被功能型, 相比其较早版本亦有改进(Lawrence 等, 2011). 海洋模式选用混合层海洋模式(Slab Ocean Model, SOM), 旋转坐标系, 水平分辨率大概 1°×1°, 与 CCSM3 的 SOM 相比, 该 SOM 基于新的技术, 可再现 CCSM4 中海洋模式模拟的 SST 和海冰分布. 海冰模式 CICE4 使用与 SOM 相同的海陆分布配置与水平分辨率. 关于 CICE4 模块改进细节及模拟能力的评估请参考文献(Holland 等, 2012).

1.2 模式初始化方案及所用资料介绍

利用耦合模式进行短期气候预测的问题主要是初值问题. 在本研究中, CCSM4 的初始化方案设计如下.

(1) 1981~1999 年的试验中大气模式 CAM4 选用 2.5°×2.5°的 NCEP Reanalysis 1(Kalnay 等, 1996), 2000 及其以后的试验选用水平分辨率为 1°×1°的 NCEP FNL 观测资料, 选取地面气压(PS)和高层要素(比湿(Q)、温度(T)、风(U, V))共 5 个变量场插值到模式所需的水平分辨率和垂直分辨率进行大气模式的初始化.

(2) 陆面模式 CLM4 选用 NCEP Climate Forecast System Reanalysis(CFSR; Saha 等, 2010)资料中的 0~2 m 的土壤温度和土壤湿度资料参与初始化. 由于 CLM4 的初始场在垂直方向共有 20 层, 其中 1~5 层为雪盖, 6~20 层为土壤. 15 个土壤层的深度分别为: 0.007100635, 0.027925, 0.062258574, 0.118865067, 0.212193396, 0.366065797, 0.619758498, 1.03802705, 1.727635309, 2.864607113, 4.739156711, 7.829766507, 12.92532062, 21.32646906 和 35.17762121 m, 而 CFSR 的土壤为 4 层, 分别为 0~0.1, 0.1~0.4, 0.4~1 和 1~2 m, 所以 CFSR 的土壤资料在垂直方向上与 CLM4 并不匹配.

为了引入 CFSR 土壤初始异常, 同时避免再分析资料与模式之间的不匹配, 我们采用的初始化方案为标准化异常耦合方案. 首先将 CFSR 的 4 个层次的土壤温度和土壤湿度的异常进行标准化, 并假定该标准化异常在整个层次中都存在, 然后再根据 CLM4 的气候态资料将 CFSR 的标准化异常转化为 CLM4 的土壤温度和土壤湿度的异常, 并叠加到 CLM4 的气候态中. 表达如下:

$$\frac{\mathrm{CFSR}-\overline{\mathrm{CFSR}}}{\sigma_{\mathrm{CFSR}}}\times\sigma_{\mathrm{CLM}}+\overline{\mathrm{CLM}}$$

其中, CFSR 为初始化时次的 CFSR 土壤温度或者土壤湿度的值, $\overline{\mathrm{CFSR}}$ 为 CFSR 的土壤温度或者土壤湿度在该时次的 1981~2010 气候态均值, σ_{CFSR} 为 CFSR 的土壤温度或者土壤湿度在该时次的标准差; σ_{CLM} 为 CLM4 气候态的土壤温度或者土壤湿度在该时次的

标准差, $\overline{\text{CLM}}$ 为 CLM4 的土壤温度或者土壤湿度在该时次的气候态均值.

垂直层次的对应为 CFSR 第 1 层(0~0.1 m)的标准化异常叠加于 CLM 的 1~3 层(0.007100635 m, 0.027925 m, 0.062258574 m), CFSR 的第 2 层(0.1~0.4 m)的标准化异常叠加于 CLM 的 4~6 层(0.118865067 m, 0.212193396 m, 0.366065797 m), CFSR 的第 3 层(0.4~1 m)的标准化异常叠加于 CLM 的 7 层(0.619758498 m), CFSR 的第 4 层(1~2 m)的标准化异常叠加于 CLM 的 8, 9 层(1.03802705 m, 1.727635309 m), CLM 的 10~15 层采用模式气候态的值.

(3) 混合层海洋模式 SOM 选用美国 NCEP 全球海洋同化系统(GODAS)再分析资料中月平均 0~115 m 加权平均的盐度(S)和温度(T)、表层洋流速度(U, V)相对于 1981~2010 气候态的异常, 插值到 SOM 的水平网格作为 SOM 的初始异常. 由于 GODAS 资料的覆盖范围为 74.5°S~64.5°N, 不能满足 SOM 的需要, GODAS 资料不能覆盖的区域, 采用模式的多年气候平均态(即无初始异常).

(4) 海冰模式 CICE4 暂时采用模式的气候态海冰.

(5) 集合回报时段为 1981~2010 年共 30 年. 采用时间滞后法(Lagged Average Forecast, LAF; Hoffman 和 Kalnay, 1983)选取 7 个初始场样本进行集合预测, 分别选用每年 28/04, 29/04, 30/04, 01/05, 02/05, 03/05, 04/05 七日 00 时的观测资料和 CAM4, CLM4, CICE4 的模式气候态, 而 SOM 的初始异常在每年的 7 个集合中保持一致, 超前一个月进行夏季气候的预测研究, 积分时间为当年的 5 月 1 日 00 时到 9 月 1 日 00 时. 7 个样本的算术平均作为当年的集合回报试验结果, 模式气候态为回报时段内 30 年的夏季平均.

由于本文选用的 CCSM4 并非全耦合版本, 混合层海洋模式需要进行初始化之外, 还需要混合层下边界的热量通量. 在本文中采用的是 CCSM4 试验中海洋模式多年平均结果.

文中模式验证所用资料分别为, 降水资料选用 GPCP V2.2(Adler 等, 2003), 该数据由全球降水气候计划(Global Precipitation Climatology Project, GPCP)研制, 美国 NOAA/OAR/ESRL PSD 提供, 水平分辨率为 2.5°×2.5°, 更多信息及下载地址请见(http://www.esrl.noaa.gov/psd/). 海洋表面温度(SST)数据采用英国 Hadley 中心提供的月平均海温((Rayner 等, 2006)). Niño1+2 区, Niño3 区, Niño4 区和 Niño3.4 区的海温指数来自美国气候预测中心(Climate Prediction Center, CPC)发布的月平均资料. 位势高度场、纬向风场和海平面气压场等资料采用 NCEP Reanalysis 1(Kalnay 等, 1996).

2 PCCSM4 回报试验结果与分析

基于 CCSM4.0 和我们建立的初始化系统构建了一个适用于全球的短期气候预测系统(简称 PCCSM4), 该系统可以提前几个月预测全球海洋和大气环流以及区域气候. 未来检验 PCCSM4 预测系统的效能, 我们首先对过去 30 年的夏季气候进行了事后预测试验. 下面分析系统的预测效能.

2.1 基本气候态的模拟

图 1 为 PCCSM4 模拟的 JJA 平均海洋表面温度(SST)及观测值, PCCSM4 模拟出了全球 SST 分布的主要特征: 从整体上看热带最暖, 向两极递减; 主要的暖水区(28℃以上)存在于赤道西太平洋的暖池地区以及印度洋的部分地区; 赤道东太平洋存在着沿赤道西伸的冷舌.

PCCSM4 基本抓住了观测资料中所展示的 JJA 平均降水一些主要特征(图 2), 比如说热带的降水大值区以及副热带的干旱区. 其模拟的误差主要有: 太平洋赤道以北辐合带降水中心西移; 南太平洋辐合带区(SPCZ)降水过强且东伸, 有明显的“双 ITCZ”现象; 阿拉伯海地区、青藏高原南部和东部降水偏多; 赤道西太平洋、欧亚大陆北部、墨西哥和南美洲北部降水偏少(图 2).

2.2 PCCSM4 对夏季海温的回报能力分析

一步法预测系统中海温的回报效果对于整体回报性能来说非常重要, 图 3 所示为 1981~2010 年夏季 PCCSM4 回报海表面温度与 Hadley SST 之间的相关系数分布, 全球海洋大部分地区的相关系数为正, 95%显著性区域几乎覆盖了太平洋的大部分地区和印度洋的北部和南部, 尤其是短期气候预测比较关注的赤道太平洋地区可预测性较高; 但是在南大西洋地区的模拟能力不足, 于冷舌地区南部相关系数比较低, 海气相互作用的关键区中的印度洋和太平

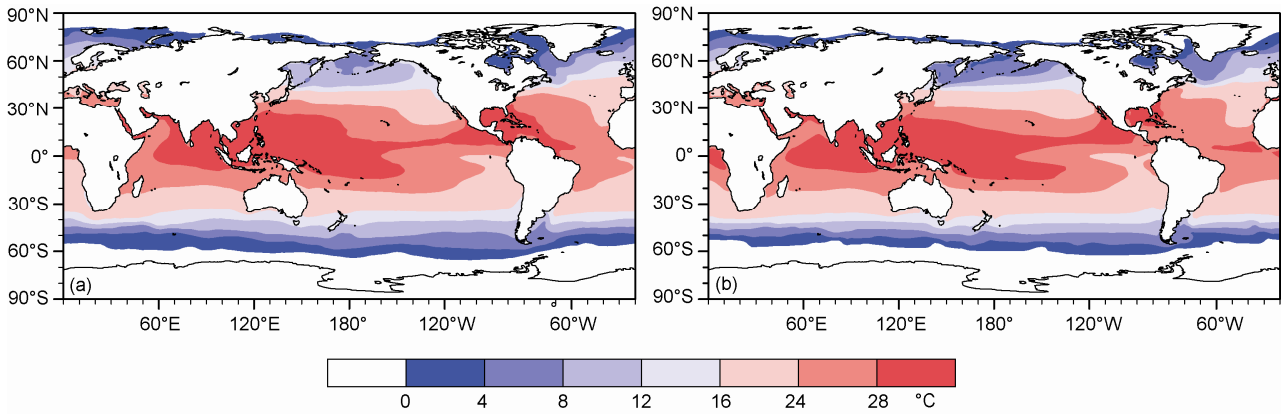

图 1　夏季(JJA)平均的海表面温度分布

(a) Hadley SST 数据; (b) PCCSM4 回报结果

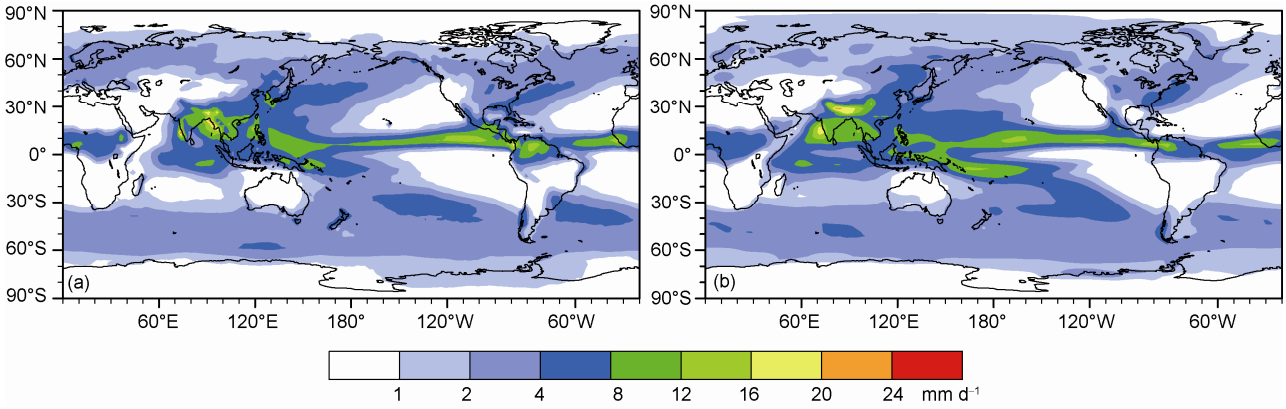

图 2　夏季(JJA)平均的降水分布

(a) GPCP 数据; (b) PCCSM4 回报结果

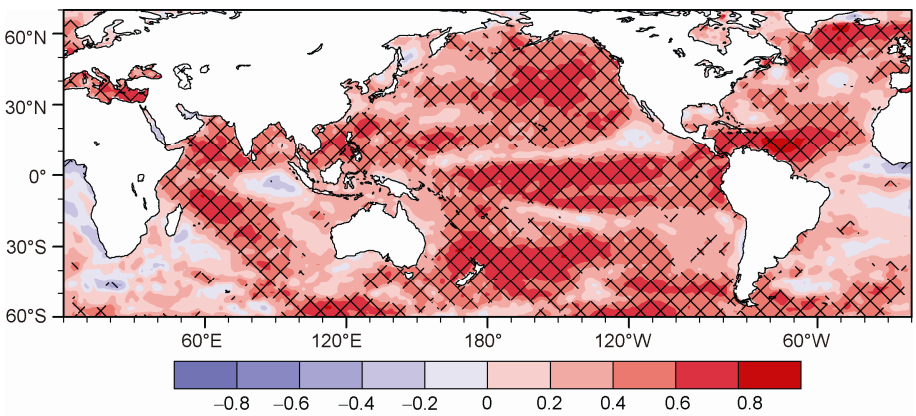

图 3　PCCSM4 回报的 30 年夏季 SST 与观测间的时间距平相关系数

交叉线区域为通过 95%显著性检验的区域

洋交汇区、黑潮区和墨西哥湾流区模拟能力也比较弱.

ENSO 作为全球最强的年际变化信号, 虽然发生在热带太平洋地区, 但其影响却波及全球, 模式能否对于 ENSO 关键区的海温异常做出合理的回报是检验模式预测性能的重要部分. 图 4 所示为模式回报的热带中东太平洋地区标准化海温距平与观测的标准化海温距平的时间序列. 从中我们可以看出, 模式对热带中东太平洋地区的海温异常具有较高的回报性能, 基本可以模拟出该地区的海温异常状况和年际变化, 相关系数都在 0.6 以上. 目前这四个指数广泛的应用于ENSO的监测与预测, 模式能够合理地回报出 Niño 区四个指数的变化为我们利用该模式对夏季气候进行实时预测树立了信心.

图 5 显示, 尽管 PCCSM4 所用为简化的混合层海温模式, 但是对于 Niño 3.4 区的海温异常还是有一定的预测技巧, 从第 2 个月开始于观测的相关系数即可超过持续性预报, 均方根误差也小于持续性预报.

2.3　PCCSM4 对 30 年主要大气要素场的回报能力分析

PCCSM4 对于 500 hPa 高度场的回报性能大体呈带状分布, 从赤道地区向中高纬度地区递减, 在热带地区尤其是赤道地区具有相当高的可预测性, 30°S~30°N 距平相关系数基本都通过了 95%的显著性水平检验(图 6(a)). 尽管之前的研究显示位势高度场的相关系数随着高度的降低, 可预测性区域相对缩小(郎咸梅等, 2004), 但本预测系统的回报结果显示即使在对流层的低层(700 hPa)模式对热带的大部分地区仍具有较高的回报性能(图略). 我国 30°N 以南大部分地区通过了显著性水平检验, 说明 PCCSM4 对该区域夏季的大气环流变化还是具有一定的预测能力.

PCCSM4 回报的纬向风场与 NCEP 再分析纬向风场的时间距平相关系数明显低于高度场. 850 hPa 纬向风场的显著正相关区则主要分布在太平洋的部

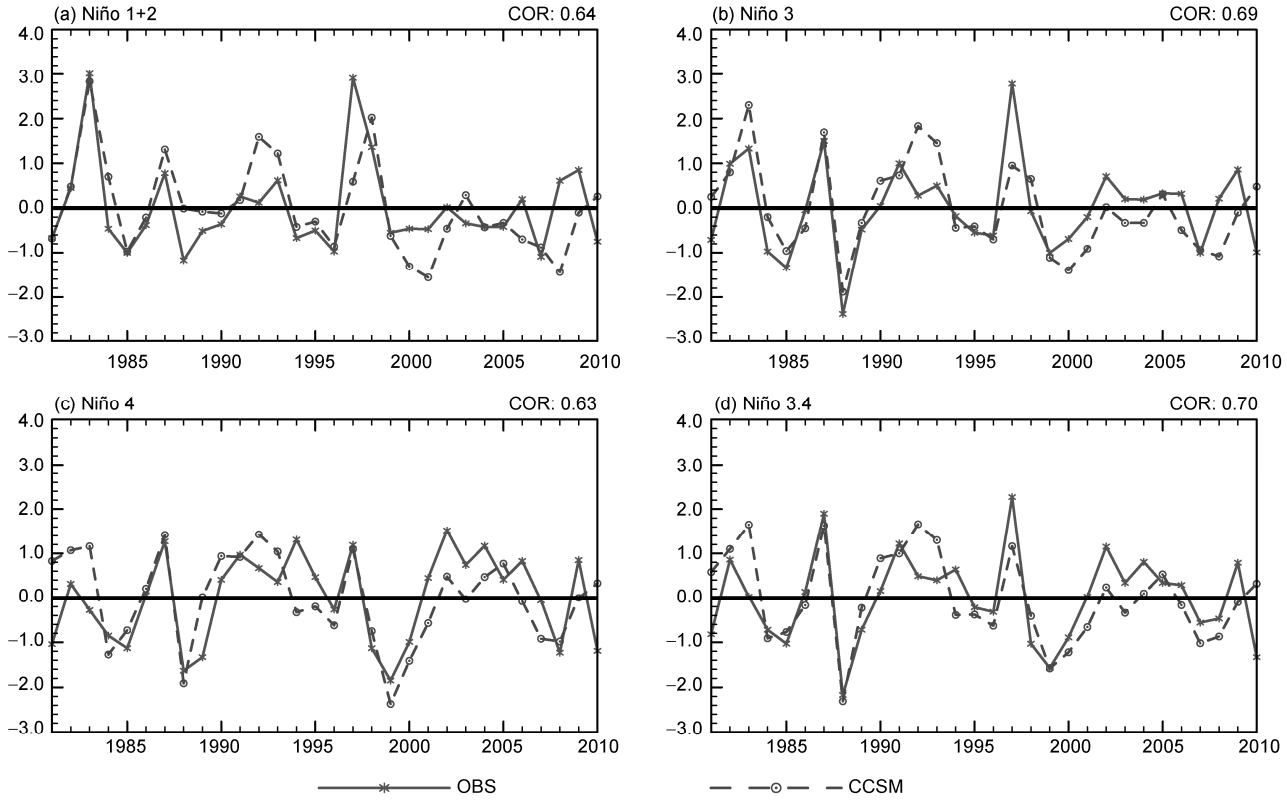

图 4　PCCSM4 回报的标准化海温距平与观测标准化海温距平

(a) Niño 1+2 区(0°~10°S, 90°~80°W); (b) Niño 3 区(5°N~5°S, 150°~90°W); (c) Niño 4 区(5°N~5°S, 160°E~150°W); (d) Niño3.4 区(5°N~5°S, 170°~120°W). 资料来自美国 NOAA 气候预测中心(CPC)

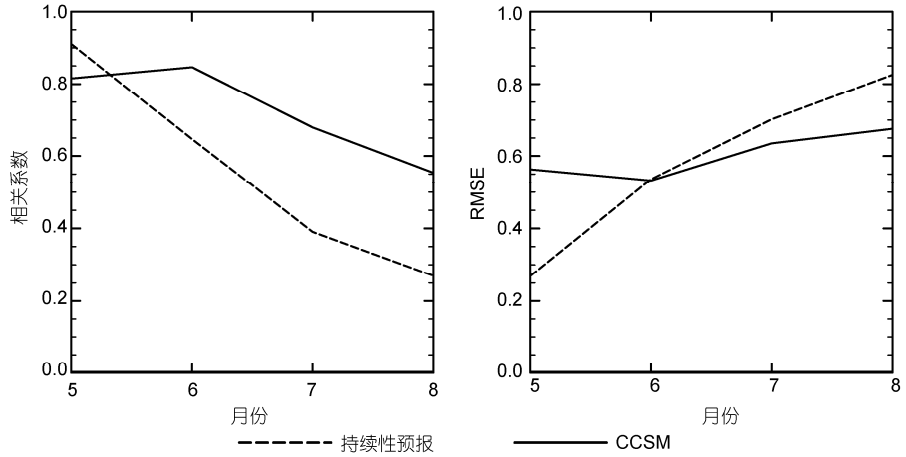

图 5　Niño3.4 区海温异常的预报技巧及均方根误差

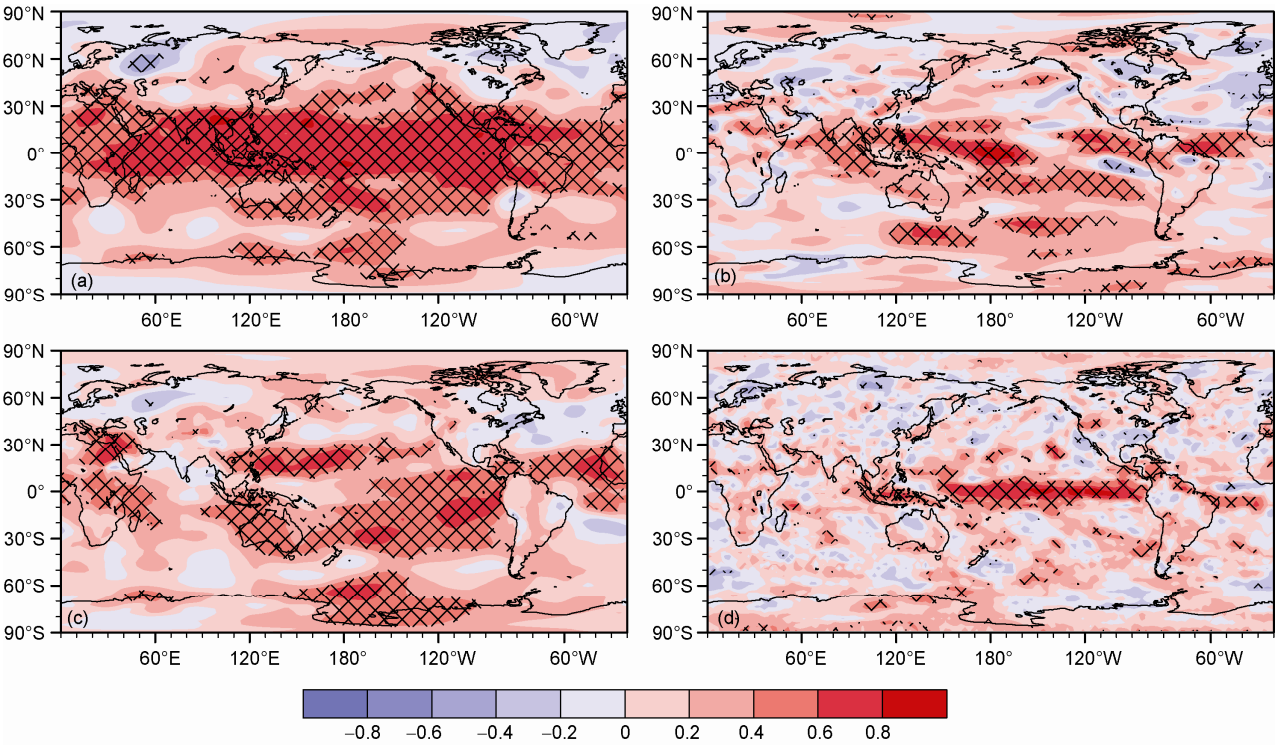

图 6　PCCSM4 回报与 NCEP 再分析资料间夏季平均 500 hPa 高度场(a)、850 hPa 纬向风场(b)、海平面气压场(c)和降水场(d)的时间相关系数分布

交叉线所示区域为通过 95%显著性检验的区域

分区域, 以及印度洋的东北部和赤道大西洋地区(图 6(b)). 海平面气压的显著正相关区主要位于南太平洋和除暖池区外的热带北太平洋、热带大西洋、澳大利亚、非洲大部分地区(图 6(c)). 总的来说, 海洋上的可预测性高于大陆区域, 可能正是由于海陆分布的关系, 南半球的可预测性高于北半球. PCCSM4 对降水的回报能力远小于环流场, 显著的正相关区基本局限于赤道太平洋和赤道大西洋的一条狭长带(图 6(d)).

PCCSM4 回报的 500 hPa 位势高度场在热带地区

与观测的偏差最小, 几乎都在 10 gpm 以下; 随着纬度的增高, 预测系统回报结果与观测间均方根误差逐渐增大, 两极地区偏差最大(图 7(a)), 这一分布特征在对流层高、低层是一致的(图略).

850 hPa 纬向风场的均方根误差分布如图 7(b)所示, 模式回报的 850 hPa 纬向风场在赤道西太平洋和赤道东太平洋都存在比较大的偏差, 这对于ENSO的模拟是非常不利的; 模式回报结果与观测的最大偏差位于南半球中纬度地区, 所以即使图 6(b)显示模式回报与观测的 850 hPa 纬向风场在此地区有较高的相关, 但是较高的均方根误差会限制模式在该地区的预测能力.

从图 7(c)来看, 模式的海平面气压在两极地区存在最大偏差, 尤其是南极地区最大偏差可达 7 hPa. 虽然在热带地区模式回报的降水与观测之间相关系数最高, 但在热带地区模式降水的均方根误差也最大(图 7(d)), 主要偏差中心位于赤道印度洋地区、新几内亚岛东侧和赤道中东太平洋地区. 这也说明了降水模拟与预测的难度之大.

从表 1 中可以看出, 模式对于热带地区的可预测性最高, 环流场要素的多年平均空间距平相关系数在 0.3 左右, 降水也在 0.2 以上; 从全球范围来看, 各要素的多年平均空间距平相关系数在 0.2 左右; 而在东亚地区除海平面气压场的多年平均空间距平相关系数高于 0.2 以外, 500 hPa 位势高度场、850 hPa 风场和降水的多年平均空间距平相关系数均远低于热带和全球的水平. 这也是目前气候模式普遍存在的问题, 即可预测性基本局限于热带, 热带外地区, 尤其是东亚地区可预测性很低(王会军, 1997).

由图 8 所示的 30 年回报试验结果与 NCEP 有关气象要素空间距平相关系数的年际变化来看, 模式对主要气象要素的回报性能具有明显的年际变化. 500 hPa 位势高度场、850 hPa 纬向风场和海平面气压场在全球平均的最大相关可达 0.6 左右, 即使是预测难度很大的降水, 在个别年份最大相关也可达 0.5. 主要的峰值出现在 1982, 1986/1987 和 1998 年, 说明

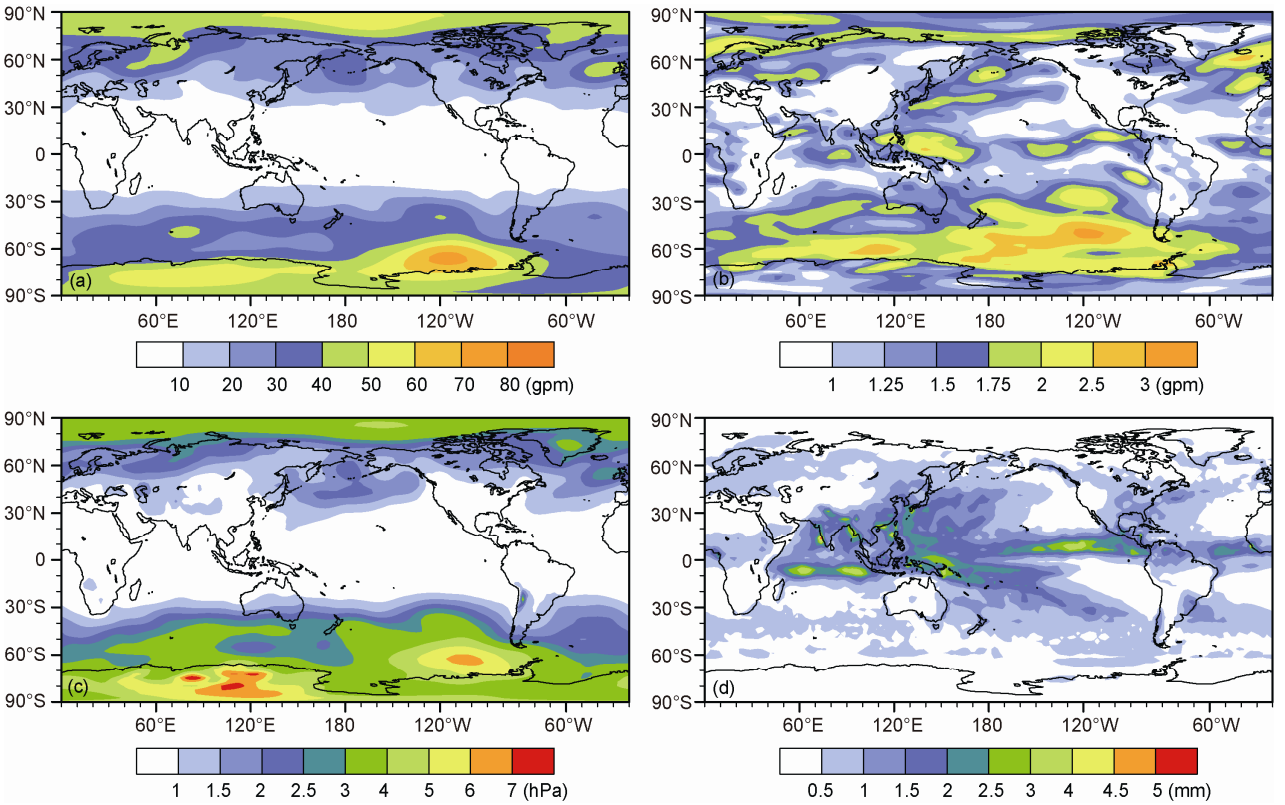

图 7　PCCSM4 回报与 NCEP 再分析资料间夏季平均 500 hPa 高度场(a)、850 hPa 纬向风场(b)、海平面气压场(c)和降水场(d)的均方根误差分布

表 1　夏季多要素的空间距平相关系数(ACC)多年平均

	H500	U850	SLP	降水
全球	0.18	0.22	0.18	0.20
热带地区	0.29	0.30	0.33	0.22
东亚地区	0.08	0.06	0.21	0.01

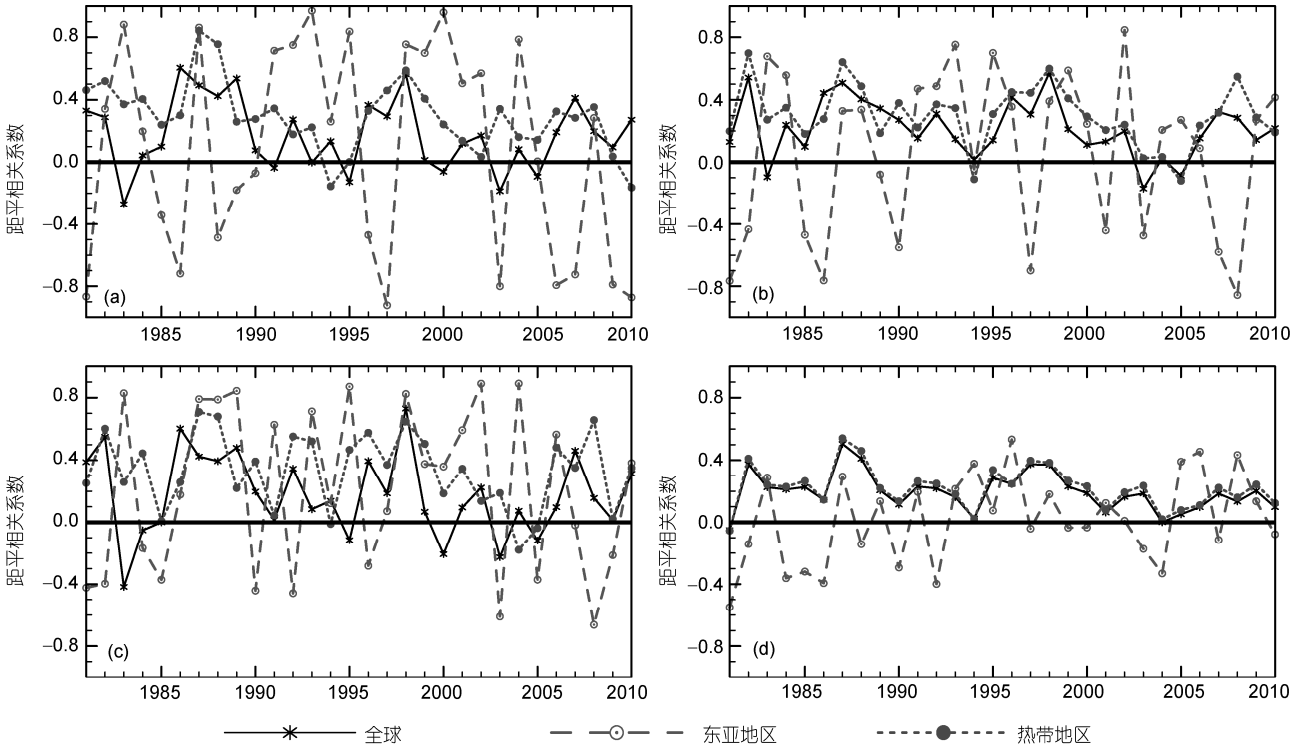

图 8　夏季平均 500 hPa 位势高度(a)、850 hPa 纬向风(b)、海平面气压(c)和降水(d)的空间距平相关系数的年际变化

模式对于典型气候异常年份还是具有较高的回报性能. 热带地区的可预测性最大, 四个要素的空间距平相关系数多数年份为正值, 环流场的最大相关达 0.6 以上; 模式在东亚地区的回报性能年际变化剧烈, 环流场要素在某些年份空间距平相关系数可达 0.9 以上, 而有些年份则可达到–0.9 左右, 这也体现了东亚地区气候的高度复杂性以及预测的难度.

2.4 PCCSM4 对典型 ENSO 年份模式回报性能分析

众多研究表明, El Niño 事件和 La Niña 事件对全球气候有重要影响, 以上的分析也表明模式对于典型气候异常年份具有较高的回报性能, 在此我们分别考察了模式在典型的 El Niño 年份和 La Niña 年份的回报性能.

本文参考 Kim 等(2012)的研究选取 1981~2010 年典型 El Niño 年(1982, 1987, 1997, 2002)、典型 La Niña 年(1985, 1988, 1998, 1999), 再根据 Niño3.4 区海温标准化距平选取正常年份(1983, 1995, 1996, 2001)进行分析. 表 2 显示典型 ENSO 年环流场的回报性能明显高于正常年份, 尤其是 500 hPa 位势高度场和海平面气压场, 在正常年份模式几乎没有回报能力. 从空间距平相关系数与标准化 Niño3.4 海温距平所表征的 ENSO 强度的相关系数来看, 降水的空间距平相关系数与 ENSO 事件强度相关性最强, 并超过了 99%的信度检验; 其次是 850 hPa 纬向风场, 通过了 95%的信度检验. 说明模式对全球降水和环流场的回报性能是与 ENSO 事件密切相关的.

ENSO 事件是发生在热带太平洋地区的现象, 应该对热带地区的影响最为显著. 从表 2 中可以看出, 尽管热带地区的可预测性普遍较高, 但是典型 ENSO 年模式的回报性能相比正常年份还是有较大的提升, 其中 500 hPa 高度场和降水场的空间距平相关系数与

ENSO 强度的相关性分别达到了 95%和 99%的信度水平, 说明在热带地区, ENSO 事件对环流场和降水的可预测性都有重要影响.

表 2 显示在东亚地区模式对主要气象要素的回报性能的年际变化与 ENSO 事件之间的关系不及全球地区和热带地区紧密. 但在 El Niño 年模式对东亚地区的 500 hPa 位势高度场、850 hPa 风场和降水的回报性能比起正常年份仍然有所提高. 在 La Niña 年, 除降水外模式对其他三个要素的回报性能均高于正常年份. 降水的低回报性能不止发生在典型 ENSO 年, 在多年平均(表 2)和正常年份模式对降水也不具备回报能力. 这说明模式对东亚地区夏季降水的预测程度与 ENSO 事件关系不大, 尽管 ENSO 对全球气候存在很大影响, 这主要有两方面原因: (1) 二者之间的关系存在年代际变化, 20 世纪 80 年代之后二者的相关性已大大衰减(Wang, 2001, 2002; 高辉和王永光, 2007); (2) 影响东亚地区夏季气候的因子众多, 且复杂, 不仅低纬度的系统, 中高纬的环流系统(张庆云和陶诗言, 1998; Sun 和 Wang, 2012; 龚道溢等, 2002), 甚至南半球的系统(王会军和薛峰, 2003; 薛峰等, 2003; Fan 等, 2004; Wang 等, 2005; Sun 等, 2009; 高辉等, 2003)都可以对东亚地区夏季气候产生影响.

2.5 PCCSM4 对亚洲夏季风指数的回报情况

为了考察 PCCSM4 对于亚洲夏季风年际变率的回报能力, 我们对比了模式回报的与观测的 5 个季风指数的情况(图 9). 其中 Webster-Yang 季风指数的回报情况是 5 个指数中最不理想的(图 9(a)), 相关系数为 0.35, 通过了 95%的显著性检验; 模式回报的其他 4 个季风指数与观测结果之间的相关系数都超过了 0.5, 通过了 99%的显著性检验, 说明模式对于亚洲季风区主要环流形势的年际变化还是具有一定的回报能力. 尤其是模式对于两个东亚夏季风指数(图 9(d)和(e))的回报情况令人鼓舞, 说明即使模式对于东亚夏季降水的回报能力十分有限, 但是其可以抓住东亚夏季风的主要年际变化.

3 讨论与结论

本文利用美国国家大气研究中心研发的通用气候系统模式 CCSM4, 通过建立初始化系统, 形成了一个全球气候预测系统(PCCSM4), 进行了 30 年的集合回报试验, 并利用统计方法对回报结果进行了评估. 结果表明, 即使模式对夏季平均气候的模拟还存在一定偏差, 但基本可以把握夏季气候的主要特征. 虽然本文采用的是混合层海洋模式, 但对于夏季海温仍具有较高的回报能力, 并且能够合理地回报出 1981~2010 年赤道中东太平洋 ENSO 关键区的海温异常及其年际变化. 系统对环流场要素的回报能力明显高于降水, 这也是目前动力模式普遍存在的问题. 其中 500 hPa 位势高度场可预测性最高, 呈明显的带状分布; 850 hPa 纬向风场和海平面气压场的可预测性高值区基本局限于热带海洋, 尤其是热带南太平洋地区; 而降水的可预测性则存在于热带狭长的一

表 2 不同强度 ENSO 年主要气象要素场空间距平相关系数及其与标准化 Niño3.4 海温距平的相关 a)

		H500	U850	SLP	降水
全球	典型 El Niño 年	0.31	0.39	0.35	0.35
	典型 La Niña 年	0.26	0.36	0.29	0.31
	正常年份	0.02	0.15	–0.01	0.21
	相关系数	0.32	0.35*	0.25	0.55**
热带地区	典型 El Niño 年	0.46	0.51	0.45	0.39
	典型 La Niña 年	0.54	0.46	0.57	0.34
	正常年份	0.21	0.31	0.41	0.23
	相关系数	0.43*	0.34	0.17	0.56**
东亚地区	典型 El Niño 年	0.21	0.01	0.34	0.03
	典型 La Niña 年	0.29	0.47	0.46	–0.09
	正常年份	0.13	–0.20	0.09	–0.01
	相关系数	–0.08	0.11	0.23	–0.12

a) *为通过 95%显著性检验; **为通过 99%显著性检验

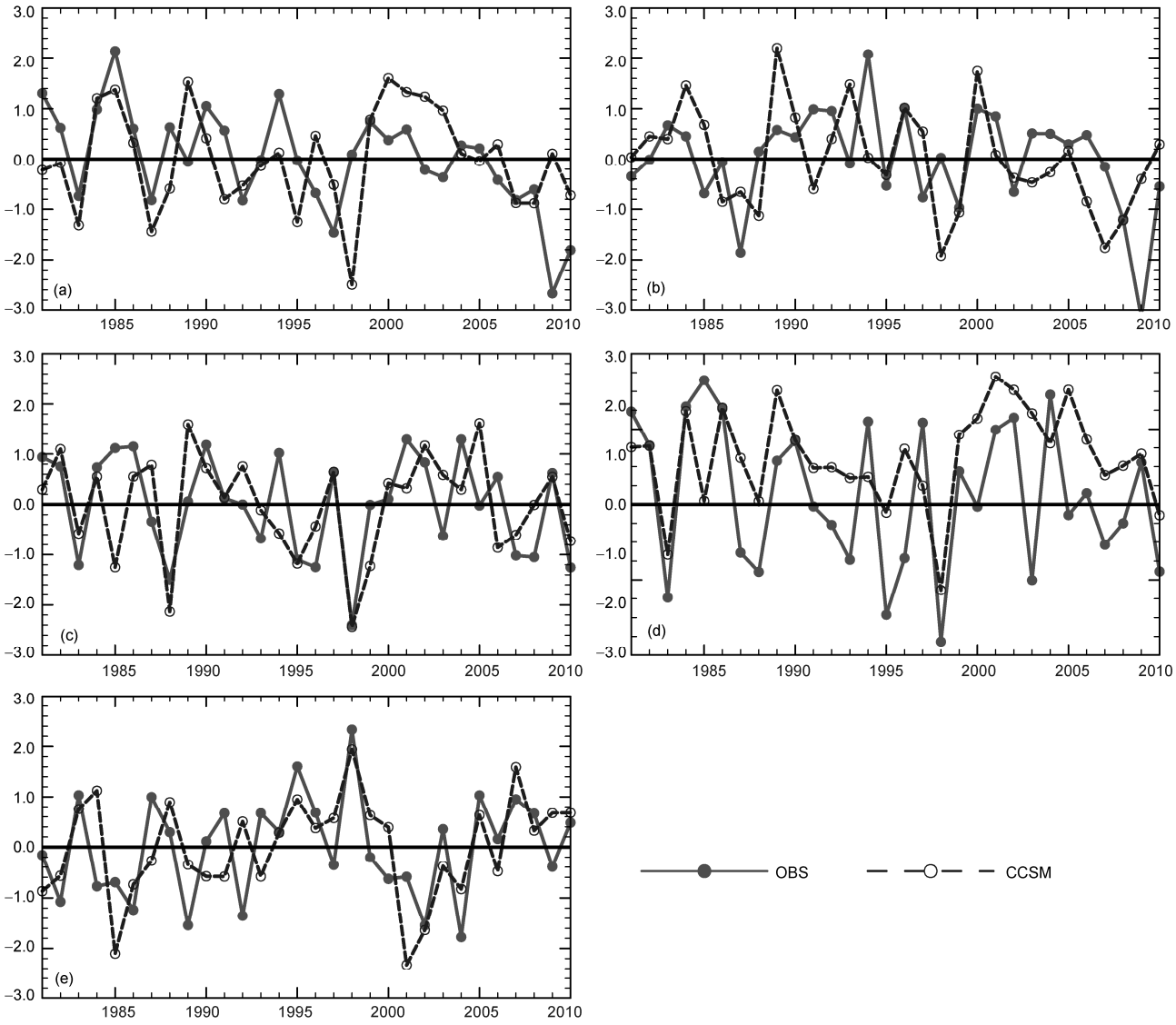

图 9　1981~2010 年观测与 PCCSM4 回报的 Webster-Yang 季风指数(a)、印度季风指数(b)、西北太平洋季风指数(c)和东亚夏季风指数((d), (e))

(a) 引自文献 Webster 等(1992); (b) 引自文献 Wang 等(1999); (c) 引自文献 Wang 等(2001); (d) 引自文献张庆云等(2003); (e) 引自文献 Wang(2002)

带. 通过主要气象要素场空间距平相关系数的时间序列来看, 该系统的回报性能存在显著的年际变化, 在典型气候异常年份还是具有较高的回报性能. 同时, 该系统对于亚洲夏季风的年际变化也具有不错的回报能力.

尽管在典型 ENSO 年模式可以较好地回报全球和热带地区的夏季气候, 同时该预测系统对于表征 ENSO 事件的关键区海温异常也具有较高的回报性能, 但是在东亚季风区的回报结果仍不尽人意, 这主要是由于东亚季风区的夏季气候受到众多系统的影响. Huang 等(1989)早在 20 世纪 80 年代末就发现 ENSO 对中国夏季气候存在影响, 后又指出热带西太平洋暖池区的海温与对流活动可以影响东亚夏季气候(黄荣辉和孙凤英, 1993). 东亚季风系统的复杂性就在于其不仅受到热带系统的影响, 同时北半球中高纬阻塞形势(张庆云和陶诗言, 1998)、西太平洋副热带高压(黄嘉佑等, 2004)、欧亚大陆积雪(赵溱, 1984)、北极海冰(Liu 等, 2012)、北大西洋涛动(Sun 和 Wang, 2012; 龚

道溢等, 2002)、索马里急流(王会军和薛峰, 2003)、马斯克林高压和澳大利亚高压(薛峰等, 2003)、南极涛动(Sun 等, 2009; 高辉等, 2003)等诸多系统都可以影响到东亚的夏季气候. 而这些因子间往往又存在一定的相互作用以及年代际变化, 所以东亚季风区夏季气候的变异更加复杂, 预测难度也更大.

在东亚地区利用动力方法进行短期气候预测技巧是十分有限的(王会军, 1997), 我们的模式结果也是如此. 虽然"一步法"中气候系统的各个子系统可以相互影响, 更符合实际, 但是耦合模式容易产生"气候漂移"现象, 同时由于适合模式的观测初始条件的缺乏等多种因素的限制, 数值方法的效果难以在短期内迅速提高, 传统上多采用一些后处理技术对模式结果进行订正(Zeng 等, 1994; Wang 等, 2000). 近些年, 利用统计降尺度方法(Liu 和 Fan, 2012a, 2012b; Sun 和 Chen, 2012)或者统计-动力相结合的方法进行短期气候预测取得了非常令人鼓舞的成绩(Wang 和 Fan, 2009; Lang 和 Wang, 2010), 极大地提高了预测的水平, 未来在本工作的基础上可以利用统计降尺度的方法或者统计-动力相结合的方法和思路来提高模式实时气候预测的水平.

该系统的回报能力高值区主要在热带地区, 而中高纬地区的回报性能很低, 这主要是由于中高纬地区大气内部混沌效应更强. 而且由于在本文的研究中, 积雪和高纬地区海冰等异常强迫因子都没有考虑, 这些因子都能够对中高纬地区的气候造成一定程度的影响, 这也是将来在现有模式基础上寻求提高短期气候预测水平的一个方向. 除此之外, 利用同化方法改进耦合模式的初始化方案也将是未来我们努力的一个重要方向.

参考文献

高辉, 王永光. 2007. ENSO 对中国夏季降水可预测性变化的研究. 气象学报, 65: 131–137

高辉, 薛峰, 王会军. 2003. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. 科学通报, 8(增刊 2): 87–92

龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 2002. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关. 科学通报, 47: 546–549

黄嘉佑, 刘舸, 赵昕奕. 2004. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响. 大气科学, 28: 517–526

黄荣辉, 孙凤英. 1993. 热带西太平洋暖地的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. 大气科学, 18: 141–151

郎咸梅,王会军, 姜大膀. 2004. 应用九层全球大气格点模式进行跨季度短期气候预测系统性试验. 地球物理学报, 47: 19–24

郎咸梅, 王会军, 周广庆. 2003. 我国 2003 年冬季气候特征与 2004 年春季沙尘气候形势的实时预测初步报告. 气候与环境研究, 8: 381–386

王会军. 1997. 试论短期气候预测的不确定性. 气候与环境研究, 2: 333–338

王会军, 薛峰. 2003. 索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响. 地球物理学报, 46: 18–25

薛峰, 王会军, 何金海. 2003. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季风降水的影响. 科学通报, 48: 287–291

赵溱. 1984. 欧亚大陆雪盖与东亚夏季风. 气象, 7: 27–29

张庆云, 陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 56: 199–211

张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 2003. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报, 61: 559–568

曾庆存, 林朝晖, 周广庆. 2003. 跨季度动力气候预测系统 IAP DCP-II. 大气科学, 27: 289–303

曾庆存, 袁重光, 王万秋, 等. 1990. 跨季度气候距平数值预测试验. 大气科学, 14: 10–25

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 Hydrometeorol, 4: 1147–1167

Bengtsson L, Schlese U, Roeckner E, et al. 1993. A two-tiered approach to long-range climate forecasting. Science, 261: 1026–1029

Fan K and Wang H J. 2004. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. Geophys Res Lett, 31: L10201, doi: 10.1029/2004GL019465

Gent P R, Danabasoglu G, Donner L J, et al. 2011. The community climate system model version 4. J Clim, 24: 4973–4991

Hoffman R N, Kalnay E. 1983. Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. Tellus, 35A: 100–118

Holland M M, Bailey D A, Briegleb B P, et al. 2012. Improved sea ice shortwave radiation physics in CCSM4: The impact of melt ponds and aerosols on Arctic sea ice. J Clim, 25: 1413–1430

Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv Atmos Sci, 6: 21–32

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77: 437–471

Kanamitsu M, Kumar A, Juang H M H, et al. 2002. NCEP dynamical seasonal forecast system 2000. Bull Amer Meteor Soc, 83: 1019–1038

Kim H M, Webster P J, Curry J A, et al. 2012. Asian summer monsoon prediction in ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective seasonal

forecasts. Clim Dyn, 39: 2975–2991

Lang X M, Wang H J. 2010. Improving extraseasonal summer rainfall prediction by merging information from GCMs and observations. Weather Forecast, 25: 1263–1274

Lawrence D M, Oleson K W, Flanner M G, et al. 2011. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. J Adv Model Earth Syst, 3: 1–26

Liu J P, Judith A C, Wang H J, et al. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. Proc Natl Acad Sci USA, 109: 4074–4079

Liu Y, Fan K. 2012a. Improve the prediction of summer precipitation in the Southeastern China by a hybrid statistical downscaling model. Meteor Atmos Phys, 117: 121–134

Liu Y, Fan K. 2012b. A new statistical downscaling model for autumn precipitation in China. Inter J Clim, 33: 1321–1336

Palmer T, Andersen U, Cantelaube P, et al. 2004. Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual prediction (DEMETER). Bull Amer Meteor Soc, 85: 853–872

Rayner N, Brohan P, Parker D, et al. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured *in situ* since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset. J Clim, 19: 446–469

Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bull Amer Meteor Soc, 91: 1015–1057

Saha S, Nadiga S, Thiaw C, et al. 2006. The NCEP climate forecast system. J Clim, 19: 3483–3517

Sun J Q, Chen H P. 2012. A statistical downscaling scheme to improve global precipitation forecasting. Meteor AtmosPhys, 117: 87–102

Sun J Q, Wang H J. 2012. Changes of the connection between the summer North Atlantic Oscillation and the East Asian summer rainfall. J Geophys Res, 117: D08110

Sun J Q, Wang H J, Yuan W. 2009. A possible mechanism for the co-variability of the boreal spring Antarctic Oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall. Intel J Clim, 29: 1276–1284

Wang B, Fan Z. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices. Bull Amer Meteor Soc, 80: 629–638

Wang B, Wu R G, Lau K M. 2001. Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and western North Pacific-East Asian monsoons. J Climate, 14: 4073–4090

Wang H J. 2001. The Weakening of the Asian Monsoon Circulation after the End of 1970's. Adv Atmos Sci, 18: 376–386

Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations. Adv Atmos Sci, 19: 1–11

Wang H J, Fan K. 2005. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric Oscillation. Geophys Res Lett, 32: L24705, doi: 10.1029/2005GL024562

Wang H J, Fan K. 2009. A new scheme for improving the seasonal prediction of summer precipitation anomalies. Weather Forecast, 24: 548–554

Wang H J, Zhou G Q, Zhao Y. 2000. An effective method for correcting the seasonal-interannual prediction of summer climate anomaly. Adv Atmos Sci, 17: 234–240

Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Q J R Meteorol Soc, 118: 877–926

Zeng Q C, Yuan C G, Li X, et al. 1997. Seasonal and extraseasonal predictions of summer monsoon precipitation by gems (1). Adv Atmos Sci, 14: 163–176

Zeng Q C, Zhang B L, Yuan C G, et al. 1994. A note on some methods suitable for verifying and correcting the prediction of climatic anomaly. Adv Atmos Sci, 11: 121–127