

气候系统模式 FGOALS. s1.1 对热带降水年循环模态的模拟*

张丽霞^{1,2} 周天军¹ 吴波^{1,2} 包庆¹
ZHANG Lixia^{1,2} ZHOU Tianjun¹ WU Bo^{1,2} BAO Qing¹

1. 中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2008-08-07 收稿, 2008-10-11 改回.

Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Wu Bo, Bao Qing. 2008. The annual modes of tropical precipitation simulated by LASG/ IAP ocean-atmosphere coupled model Fgoals. s1.1. Acta Meteorologica Sinica, 66(6):968-981

Abstract This paper evaluates the performance of LASG/ IAP ocean-atmosphere coupled model Fgoals. s1.1 on simulating the annual modes of tropical precipitation. To understand the impacts of air-sea coupling on the annual modes, the result of an off-line simulation of the atmospheric component of Fgoals. s1.1, e. g. LASG/ IAP atmospheric general circulation model SAMIL, is also analyzed. It is shown that Fgoals. s1.1 can reasonably reproduce major characteristics of the annual modes of tropical precipitation. The simulated annual mean rainfall matches well with the observation in maximum centers. Nonetheless, the coupled model also shows clear biases, e. g. the overestimation of rainfall amount over the equatorial Pacific and tropical South Pacific, the underestimation of rainfall over the northern equatorial Pacific. The monsoon mode simulated by Fgoals. s1.1 shows an equatorial anti-symmetric structure, which is close to the observation. The bias of the coupled model in simulating the global monsoon resembles that of SAMIL, especially over the subtropics. The main deficiency of Fgoals. s1.1 is its failure in simulating the spring-fall asymmetric mode. This is attributed to a false phase of the SST annual cycle over the equatorial central-eastern Pacific and Indian Ocean, which has led to a serious bias of the Walker circulation over the equatorial Pacific and the anti-Walker circulation over the Indian Ocean in spring and autumn. In addition, the western North Pacific monsoon simulated by the coupled model occupies a smaller territory than reality, and this is also the case for the Indian monsoon. Our study suggests that the bias of a fully coupled ocean-atmosphere model can be partly attributed to the bias in its atmospheric component. The performance of Fgoals. s1.1 in simulating the annual cycle of equatorial SST needs to be further improved.

Key words Ocean-atmosphere coupled model, Annual modes of precipitation, Global monsoon

摘要 文中评估了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/ IAP)新一代耦合气候模式 Fgoals. s1.1 对热带降水年循环模态的模拟能力。通过与观测表层海温(SST)强迫的大气模式 SAMIL 试验结果比较,分析了海气耦合过程对年循环模态模拟效果的影响。结果表明 Fgoals. s1.1 能合理再现热带地区降水年循环模态的基本特征。Fgoals. s1.1 模拟出了年平均降水场中的主要降水中心,但模拟的赤道和南太平洋降水偏多,而北太平洋降水则偏少。Fgoals. s1.1 的季风模态降水呈现与观测一致的关于赤道反对称的特征,其模拟偏差大部分来自大气分量,尤其是在赤道外。Fgoals. s1.1 的主要缺陷在于它对春秋非对称模态模拟能力低于单独大气模式,这主要是由于耦合模式模拟的 SST 距平

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(40625014、40628006、40523001)和财政部/科技部公益类行业专项(GYHY200706005、GYHY200706010)。

作者简介:张丽霞,主要从事全球季风的观测和模拟研究。E-mail:lixiazhang@mail.iap.ac.cn

的年循环位相与观测相反。SST 纬向梯度的位相偏差使得太平洋沃克环流和印度洋的反沃克环流在春季强于秋季,最终导致模拟的春秋非对称模态的偏差。Fgoals_s1.1 模拟的季风区范围接近观测,存在的问题在于模拟的西北太平洋季风区、东亚季风区都偏小。本文结果表明,大气模式偏差仅是 Fgoals_s1.1 在降水年循环模态模拟上的偏差的部分来源,改进模式模拟的 SST,特别是赤道地区 SST 季节循环,是今后 Fgoals_s1.1 发展过程中急需解决的问题。

关键词 气候系统模式,降水年变化模态,全球季风

中图分类号 P46

1 引言

随着太阳高度角的年变化,南北半球之间的温度梯度以及海陆间的温度梯度都会出现季节反向,全球大尺度大气环流随之发生改变,不同地区具有其独特的年变化特征。在赤道地区,尽管太阳辐射每年直射两次,呈典型的半年循环特征,但是热带大气和海洋却具有明显的年循环特征。例如 Hasternrath 和 Lamb(1978)指出赤道中太平洋和大西洋的海表面温度(SST)和云的变化具有年周期,此区域北半球夏季暖湿、秋季干冷。关于季风的年变化,前人也进行了大量工作(Lau, et al, 1988, Gadgil, et al, 1992, Ferranti, et al, 1997)。通过对海洋和岛屿的月平均资料进行分析,Wyrtki 等(1976)指出太平洋表面风场的年变化由信风的南北移动决定。Horel(1982)通过对海表面气压、表面风场、SST 和降水的分析研究发现,热带地区水平气压梯度力的年循环与风速的年循环紧密相连,降水和表面风场的辐合具有某些共性。

降水的年循环特征是气候学研究中备受关注的问题,因为降水在地球系统的大尺度环流和水文循环中的作用独特,它不仅将外部辐射强迫和大气环流联系起来,降水释放的潜热在驱动热带大气环流和气候系统能量平衡中还起着非常重要作用。围绕着与降水有关的年循环问题,此前已有许多研究工作。1983年 Jaeger 指出南北半球的气候态降水都具有明显的年变化现象。Peizoto 等(1983)分析南北半球季节平均的水文过程,也发现了很多水文过程的年变化特征。此前的研究工作认为全球降水的年循环只是南北半球平均的降水变化具有年周期的特征。Tsing-Chang 等(1995)通过分析全球大气水循环的年变化,发现水汽从处于冬季的半球向处于夏季的半球辐散,此时冬季半球降水达到一年之中的最小,而夏季半球达到最大,从而认为降水的年变化由水汽通量的辐合辐散来维持。周天军等(1999)

利用再分析资料讨论全球大气水汽输送和海气间淡水通量交换,给出了类似的结果。随后 Tsing-Chang 等(2004)又指出了中纬度降水的两种独特的降水特征,一是沿风暴轴的中纬度海洋降水冬天最多,夏天则最少,这与热带地区相反;二是海洋与陆地之间的降水呈现秋千振荡式的年循环特征。

季风区是世界上人口密集、生物量最集中的地区,对季风区降水的研究一直是气候研究的焦点。与全球其他任何地方相比,季风区是各种时间尺度(季节、年际、年代际)降水变率最大的地区(符淙斌等,1997),季风区降水占全球降水的 31%,全球降水很大程度上由季风降水决定。之前的研究往往只针对某一季风区或季风系统,且各个地区的季风定义标准不尽相同(Chase, et al, 2003, Krispalani, et al, 2003, Jones, et al, 2004, Schreck, et al, 2004, Yu, et al, 2007)。必须承认,各个季风区之间都在太阳辐射的年变化下进行着协调,并且存在着紧密的联系和相互作用,例如, Meehl(1987)指出北半球夏季时,如果南亚夏季风偏强,那么当年北半球处于冬季的时候,澳大利亚夏季风也会偏强,而东亚冬季风反而偏弱。南美季风区以及非洲季风之间的变率也存在某种联系(Biasutti, et al, 2003)。东亚—西北太平洋夏季风降水与北美夏季风降水存在遥相关(Wang, et al, 2001, Lau, et al, 2002)。戴新刚等(2002)利用 NCAR/NCEP 再分析资料发现了印度—东亚遥相关型(IEA 型),所以从全球的角度研究季风非常必要。Trenberth 等(2000)认为全球季风是全球尺度的大气环流随季节变化的持续性翻转。在此基础上, Wang 等(2008)通过对气候态逐月降水和 850 hPa 风场做多元 EOF 分析,发现降水前两个模态(annual mode)具有年周期特征,可视为降水场的翻转,从而从降水年变化的角度定义了全球季风,为气候模式的检验和评估提供了一个新的思路。Zhou 等(2008a)利用大气环流模式从全球季风降水年代际变化的角度,揭示了全球热带海温年代际变化的

强迫驱动作用。

气候系统模式是理解气候变率机制、预估未来气候变化的重要工具。LASG/IAP 利用 NCAR 第 5 代耦合器 (NCAR CPL5), 实现了大气与海洋、陆面、海冰模式的耦合, 形成了海-陆-气-冰“非通量订正”的直接耦合的气候系统模式 FGOALS (Flexible Global Ocean Atmosphere Land System model)。FGOALS 目前包括两个版本 FGOALS_s 和 FGOALS_g, 分别采用了 LASG 大气环流谱模式 SAMIL 和大气环流格点模式 GAMIL。此前已有大量针对 FGOALS_g 的模拟评估工作 (Zhou, et al, 2006, 2008c; Dai, 2006), 而对 FGOALS_s 的模拟分析则相对较少, 其中, 王在志等 (2007) 对 SAMIL 耦合前后的模拟性能进行了比较, 指出耦合后无论冬季、夏季, FGOALS_s 对降水的模拟都有了显著的提高。但是目前还没有对模式模拟的降水年循环模态进行系统分析。本文的目的就是讨论 Fgoals_s 1.1 (简称为 FGOALS_s) 对热带地区降水的年循环模态的模拟效果, 寻找模拟偏差出现的原因, 为模式的发展改进提供依据。

2 模式和资料方法

2.1 模式和资料介绍

FGOALS_s 模式的详细介绍见周天军等 (2007) 的文章, 为方便读者, 扼要描述其框架结构和模拟积分。FGOALS_s 采用模块化结构, 其耦合系统包括大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式, 4 个子系统之间相互独立, 通过 NCAR CPL5 耦合器进行耦合。FGOALS_s 的大气分量是 LASG/IAP 的大气环流谱模式 SAMIL (包庆等, 2006), 水平分辨率为菱形截断 42 波, 相当于 $2.81^\circ \times 1.66^\circ$, 垂直方向采用 $-p$ 混合坐标系, 分为 26 层, 即 R42L26。FGOALS_s 的海洋分量是在 LASG 第 3 代大洋环流模式 L30T63 的基础上发展起来的较高分辨率版本 LICOM (LASG/IAP Climate Ocean Model) (Jin, et al, 1999; Liu, et al, 2004), 其水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直方向 30 层。陆面和海冰分量分别为 NCAR 研制的通用陆面过程模式 CLM2 (Vertenstein, et al, 2002) 和海冰模式 CSIM4 (Brigleb, et al, 2002)。

耦合模式进行了 200 年的完全海-陆-气-冰耦合积分。耦合积分的初始场, 大气和陆面模式分别取陆-气耦合积分的各自第 50 年 1 月 1 日的瞬时场,

海洋模式取 500 年自适应积分的第 500 年 12 月 31 日的瞬时场, 海冰模式的初始场任意给定。本文选取第 191—200 模式年的逐月资料进行分析。

为了讨论海气耦合过程对模拟结果的影响以及模式误差来源, 本文采用了 SAMIL AMIP (Atmospheric Model Inter-comparison Project) 试验 1980—1989 年的积分结果 (周天军等, 2005)。本文用到的观测资料包括: (1) CMAP (Xie, et al, 1997) (CPC Merged Analysis of Precipitation) 1980 年 1 月—1989 年 12 月的逐月降水资料, (2) GISST (Rayner, et al, 1996) (Global Sea Ice and SST) 的 1980 年 1 月—1989 年 12 月的逐月全球表层海温 (SST) 资料。 (3) NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay, et al, 1996)。

2.2 方法介绍

Wang Bin 和 Ding (2008) (下面简称为 WD2008) 对气候态逐月降水和 850 hPa 风场作多元 EOF 分析提取了包含显著年循环特征 (AC 记为 C_A) 的两个主导模态, 它们的方差贡献分别为 71% 和 13%。EOF1 代表太阳位于至日点 (冬至、夏至日) 时的季风模态, 其空间型基本等同于 6、7、8、9 月的平均降水 (JJAS) 与 12 月和来年 1、2、3 月总计 4 个月的平均降水 (DJFM) 之差。EOF2 为春秋非对称模态, 其空间型可由 4、5 月的平均降水 (AM) 与 10、11 月的平均降水 (ON) 之差描述。即

$$C_{A1} = P_{JJAS} - P_{DJFM} \quad (1)$$

$$C_{A2} = P_{AM} - P_{ON} \quad (2)$$

Wang 等 (1994) 在研究热带中东太平洋 SST 以及 ITCZ 等的年循环特征时指出, 晴空下到达地表的太阳辐射通量可以分为关于赤道对称和反对称的两个模态。其中反对称模态归因于太阳高度角的季节变化, 而季风模态主要是太阳辐射关于赤道反对称模态的一种表现。春秋非对称模态, 代表了降水在春季和秋季两个过渡季节的非对称特征, 它是热带环流季节变化的重要特征, 尤其是春季和秋季 ITCZ 位置的非对称表现。在东半球, 此非对称模态与海陆分布以及季风的建立有关。Chang 等 (2005) 将其归因于风与地形相互作用在春秋不同以及低层辐散场的非对称作用, 认为此模态的形成与海陆的热力差异有关; 而西半球的非对称特征主要是由于赤道冷舌 SST 的季节循环, 归因于海-气相互作用。Webster 等 (1998) 认为春秋非对称模态的产生与沃克环流在春秋两季的强度不同有关。

本文还采用 WD2008 定义的季风降水指数 (MPI, 表示为 I_{MP}):

$$\text{北半球 } I_{MP} = \frac{(P_{MIJAS} - P_{NDJFM})}{\text{年平均降水}} \quad (3)$$

$$\text{南半球 } I_{MP} = \frac{(P_{NDJFM} - P_{MIJAS})}{\text{年平均降水}} \quad (4)$$

其中 P_{MIJAS} 、 P_{NDJFM} 分别为 5—9 月和 11 月—次年 3 月平均降水, 分子值代表降水年变化, 我们将降水年变化大于 300 mm, MPI 大于 0.5 的区域定义为季风区。此方法既反映了干湿季节的降水强度对比, 又能反映季节变化降水占平均降水的比值, 是一个比较综合的指标, 并且与 Wang 等 (2002) 采用其他参数定义的季风指数划分的季风区域接近, 与 Wang 等 (2006) 根据降水定义的另外一种指数划分的区域也十分相似。

3 结果分析

3.1 年平均降水

图 1 为观测和模拟的 45°S—45°N 的年平均降水分布。就其空间分布而言, 观测中 (图 1a), 主要雨带位于沿赤道太平洋赤道辐合带 (ITCZ)、南太平

洋辐合带 (SPCZ)、非洲赤道地区、西北太平洋地区, 沿着 ITCZ 在北非和拉美地区以及南美也有较强降水分布, 此外降水在南北、东西方向存在明显的非对称现象 (Annamalai, et al, 1999)。FGOALS_s 能相对合理地再现降水上述分布特征, 但存在明显的偏差。图 1d 显示 FGOALS_s 模拟降水偏多的地区有: 赤道北太平洋、南海和印度洋西岸、南美东南。赤道北太平洋降水偏强说明模式模拟的 ITCZ 位置偏西偏北。而南北半球中纬度地区、印度洋暖池和西太平洋暖池的降水都小于观测。值得注意的是, FGOALS_s 对东亚地区的模拟效果很好, 偏差小于 0.5 mm/d, 体现了其对东亚季风区雨带模拟的优势。

为了检查耦合模式的降水模拟误差是来自大气分量, 还是来源于海气耦合过程, 我们进一步分析了 FGOALS_s 耦合模式的大气分量 SAMIL 对热带年平均降水的模拟状况。从图 1d、e 可以看出 SAMIL 与 FGOALS_s 相对于观测的模拟偏差在大陆上较一致, 而在热带海洋上差别较大, 例如 SAMIL 在赤道西太平洋和孟加拉湾的降水偏差与 FGOALS_s 结果正好相反。因此 FGOALS_s 的偏差不仅仅来

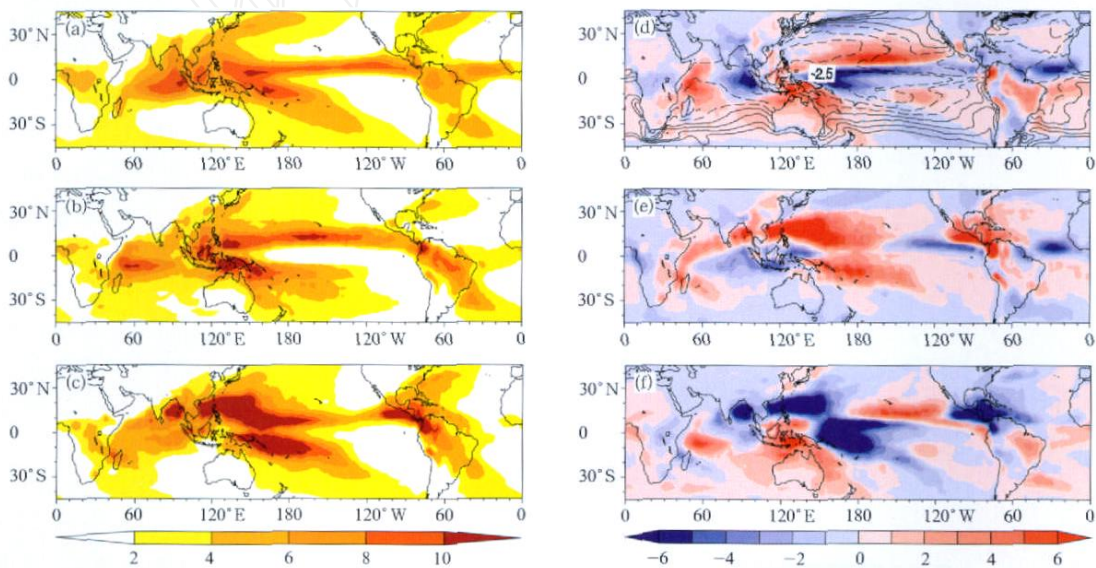


图 1 观测和模拟的年平均降水分布 (a. CMAP, b. FGOALS_s 模拟, c. SAMIL 模拟), 以及观测与模拟的年平均降水偏差 (d. FGOALS_s - CMAP, 等值线为 FGOALS_s 模拟的 SST 偏差, e. SAMIL - CMAP, f. FGOALS_s - SAMIL; 降水单位: mm/d, SST 偏差单位:)

Fig. 1 Distributions of long-term annual mean precipitation (mm/d) from (a) CMAP, (b) FGOALS_s, (c) SAMIL, and mean bias defined as the difference of precipitation (shadings) or SST (contours in degree Celsius) between (d) FGOALS_s and CMAP, (e) SAMIL and CMAP, and (f) FGOALS_s and SAMIL

自于大气分量,海气耦合过程的影响亦不容忽视。我们计算了模拟的 SST 相对于观测的偏差(图 1d),可以看出,耦合模式模拟的热带 SST 较之观测明显偏冷(周天军等,2005)。耦合模式中 SST 的冷偏差区域,与耦合后降水减少最多的区域(图 1f)基本一致,说明 SST 的冷偏差抑制了对流活动的发展。

为了定量评估模式模拟的平均降水空间型与观测的相似程度,我们计算了模拟的年平均和各个季节平均降水相对于观测的均方根误差(RMSE)、观测与模拟之间的空间相关系数(PCC)。RMSE 越小、PCC 越大,说明模拟越接近观测。在此将它们用泰勒图的形式表示出来(图 2)(Taylor,2001)。就均方根误差来讲,FGOALS. s 模拟的年平均降水(AM)和夏季、秋季平均降水相对于观测的 RMSE 低于单独大气模式,冬季和春季则相反。就空间相关而言,耦合模式与观测之间的 PCC 只有秋季略高于大气模式,其他季节和年平均状态都低于大气模式。夏季 FGOALS. s 的 RMSE (1.69) 远小于 SAMIL (2.43),PCC 则接近,FGOALS. s 相对于观测春季的 RMSE (1.79) 高于 SAMIL (1.34),PCC (0.52) 也远远低于 SAMIL (0.72)。从上面的讨论

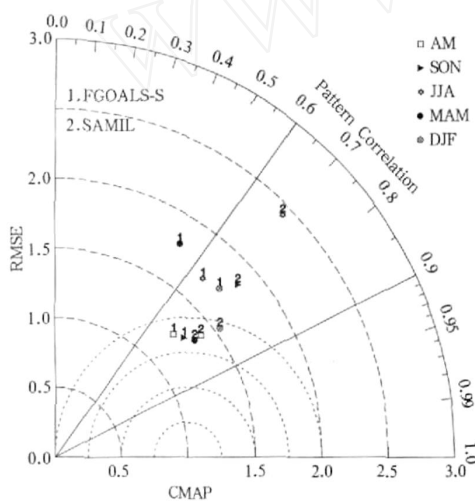


图 2 观测与模拟之间的均方根误差和空间相关系数的泰勒图

(模式离观测点(CMAP)越近,表示模式降水的空间分布越接近于观测)

Fig. 2 Pattern statistics describing the seasonal precipitation of FGOALS. s and SAMIL compared with the observed (The isoclines indicate correlation and RMSE)

可以看出,相对于 SAMIL,FGOALS. s 提高了对秋季、夏季平均降水的模拟能力,而对春季的模拟水平明显下降。

3.2 年循环

我们根据式(1)、(2)计算了观测和模拟的降水年循环季风模态和春秋非对称模态,结果如图 3—4 所示。FGOALS. s 能合理再现观测中降水关于赤道反对称的现象,即东亚、北美、北非季风区的正值区以及南非、澳大利亚和南美的负值区域(图 3a, 3b)。然而,模拟偏差也很明显,主要体现在西北太平洋正值区位置偏北,印度季风区范围偏小。在其与观测的差值图上可以看出,FGOALS. s 模拟的季风模态在孟加拉湾偏弱,中国东南—梅雨区—副热带北太平洋则偏强(图 3d),说明 FGOALS. s 模拟的印度季风强度偏弱,东亚季风强度偏强。南海、菲律宾海、赤道北太平洋季风模态强度明显偏弱,印度洋东岸至赤道西太平洋的强度亦不及观测。此外,热带外大陆除北非附近地区有正偏差之外,其他地区季风模态模拟几乎都为负偏差。需要注意的是,观测中南半球为负值区,模拟的负偏差将加大南半球的负值,表明模拟的南半球季风偏强。从两个模式模拟的偏差分布来看,FGOALS. s 的模拟偏差部分来自大气分量,尤其是在赤道外地区。二者的主要差别体现在南非赤道地区、澳大利亚西北部、赤道太平洋和北美中部,这可能与耦合模式模拟的 SST 存在明显偏差有关。图 3d 是气候态逐月降水主成份(PC1)的时间序列分布,观测中 PC1 在夏季达到最大值,冬季最小,耦合模式与大气模式均很好地模拟出观测的 PC1 的主要特征。

FGOALS. s 亦能较好地模拟观测中的春秋非对称模态,主要体现在很好地再现了北太平洋的负值区以及印度洋和东亚的正值区,模拟的南美和南非的空间分布与观测比较接近。但是,耦合模式模拟的春秋非对称模态不及对季风模态的模拟,存在比较明显的偏差,主要表现在:(1)在整个 5°S—5°N 的赤道地区除海洋大陆存在正偏差之外,其他地区均是负偏差,而且赤道太平洋、大西洋两侧均为正偏差。这与下文提到的 SST 季节循环的模拟偏差有关;(2)北半球副热带大陆几乎都为负偏差;(3)模拟的北太平洋、北大西洋以及印度洋的 AC2 强度均偏弱。与 SAMIL 模拟结果比较(图 4c),耦合之后模拟效果不及单独大气模式。在 ITCZ 和南非东侧地

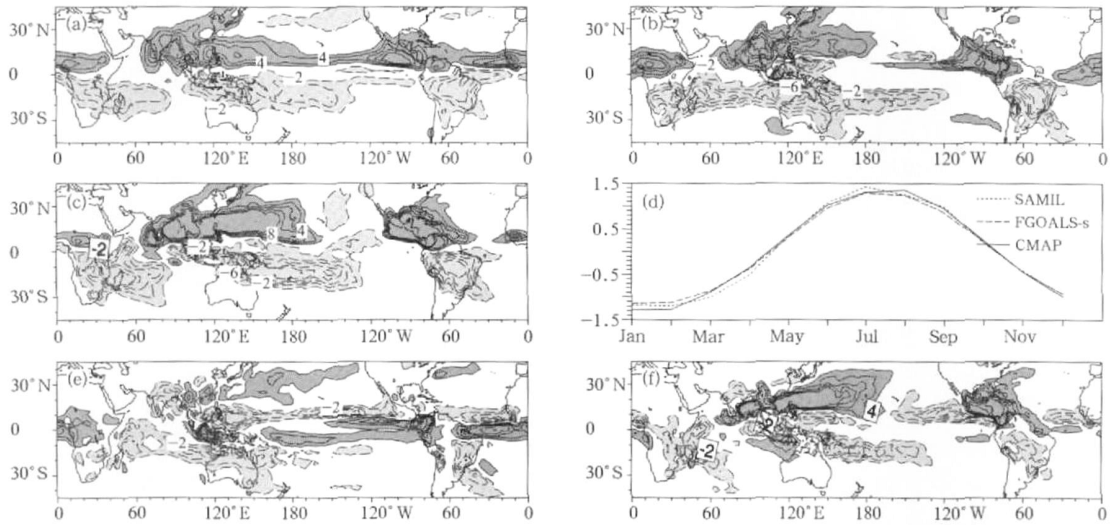


图3 观测与模拟的季风模态(AC1;a. CMAP,b. FGOALS_s,c. SAMIL,d. 观测和模拟的第一主成份)及模拟误差(e. FGOALS_s - CMAP,f. SAMIL - CMAP)(深色阴影表示正值区,浅色阴影代表负值区;单位:mm/d)
 Fig.3 Leading mode of tropical precipitation in (a) CMAP, (b) FGOALS_s, and (c) SAMIL. (d) Principal component time series of the leading mode derived from CMAP (solid), FGOALS_s (dashed) and SAMIL (dotted). Difference of the leading mode between (e) FGOALS_s and CMAP and (f) SAMIL and CMAP (The darker shaded areas indicate positive, while lightly shaded indicate negative; units: mm/d)

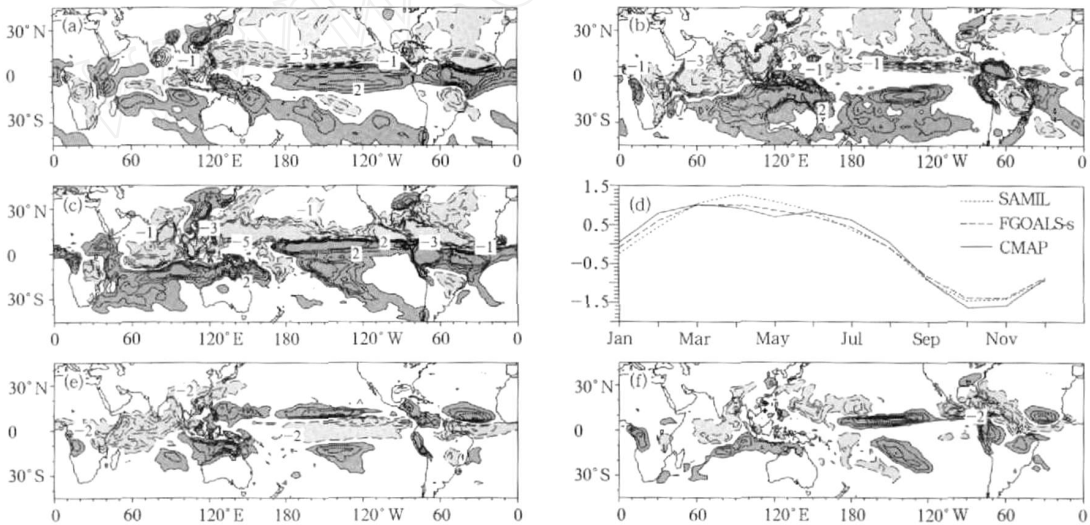


图4 观测与模拟的非对称模态(AC2;a. CMAP,b. FGOALS_s,c. SAMIL,d. 观测和模拟的第二主成份)以及模拟误差(e. FGOALS_s - CMAP,f. SAMIL - CMAP)(深色阴影区代表正值区域,浅色代表负值区;单位:mm/d)
 Fig.4 As in Fig.3 but for the second mode of tropical precipitation

区,SAMIL 还能模拟出赤道地区的正值模态,而耦合模式在赤道地区则没有正值,说明 FGOALS_s 模拟的赤道地区春秋非对称现象不明显,也就是说它模拟的春季和秋季降水在赤道地区比较接近。从二

者的模拟偏差分布可以看出,FGOALS_s 模拟的热带外的偏差与 SAMIL 模拟偏差非常相似,说明大气模式的作用不容忽视。图 4d 是气候态逐月降水和 850 hPa 风场多元 EOF2 的第 2 模态主成份

(PC2)的时间序列。观测的春秋非对称模态的最小值和最大值分别位于10—11月和3—4月,与Wang Bin (2008)的结果略有不同,这可能与资料的选取时段不同有关。总的看来,FGOALS_s和SAMIL对PC2的模拟都接近观测,但是模拟效果明显不及对季风模态的模拟。

我们同样采用PCC和RMSE来评估FGOALS_s对年循环模态空间型的模拟效果(表1)。FGOALS_s对AC1的模拟水平与AM水平相近,但是对AC2的模拟水平明显偏低。无论是从空间相关的角度,还是从均方根误差的角度来看,单独大气模式对春秋季节非对称模态的模拟能力都优于耦合模式。从春秋非对称模态的形成机理上看,无论在东半球还是在西半球,AC2与SST的作用是分不开的,关于FGOALS_s对第2模态模拟结果不如单独大气模式的原因,我们将在第4部分做进一步讨论。

表1 模拟的年循环模态与观测的空间相关系数(PCC)和均方根误差(RMSE)

Table 1 The pattern correlation coefficient (PCC) and root-mean-square error (RMSE) between simulated annual cycle modes and corresponding observational mode

		PCC	RMSE
AC1	FGOALS_s	0.65	2.07
	SAMIL	0.75	2.58
AC2	FGOALS_s	0.35	1.72
	SAMIL	0.58	1.68

3.3 季风区域

根据式(3)、(4)定义的全局季风划分标准,我们给出了观测和模拟的降水年变化和季风区域分布(图5)。FGOALS_s能模拟出主要的季风区,包括亚澳季风区,南非、北非季风区(北半球非洲季风区),南美、北美季风区。注意单独大气模式模拟的

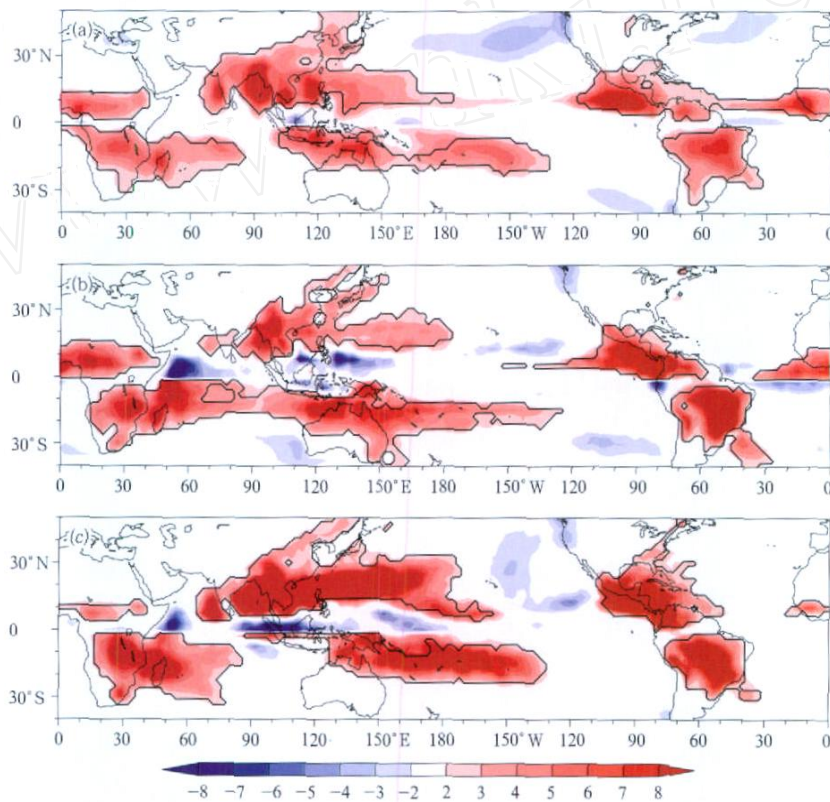


图5 观测和模拟的降水年变化(阴影区;单位:mm/d)和季风区(等值线)
(a. 观测 CMAP, b. FGOALS_s 模拟, c. SAMIL 模拟)

Fig. 5 Observed and simulated annual range of precipitation (shaded, unit:mm/d) from (a) CMAP, (b) FGOALS_s, and (c) SAMIL
(The contours outline global monsoon domains)

北非季风区、澳洲季风区范围偏小、西北太平洋季风区强度偏强的问题,在耦合模式中得到部分改善。同时,相对于 SAMIL, FGOALS_s 模拟的南印度洋、西南太平洋、北美季风区强度和范围都更接近观测,体现了海气耦合过程对季风区模拟的重要性。但是大气模式模拟的西北太平洋季风区位置偏北、东亚季风区面积偏小、强度偏弱等问题在耦合模式中依然存在。

3.4 各子季风区平均降水年循环

参照 Zhou 等(2008b), 本文将图 5 的全球季风区分为 8 个子季风区, 分别为东亚季风区 (20° —

45°N , 105° — 160°E)、印度季风区 (5° — 30°N , 60° — 105°E)、西北太平洋季风区 (5° — 20°N , 105° — 160°E)、澳洲季风区 (20° — 5°S , 105° — 160°E)、北美季风区 (0° — 45°N , 60° — 120°W)、南美季风区 (30°S — 0° , 60° — 120°W)、北非季风区 (0° — 25°N , 60°W — 0°) 和南非季风区 (30°S — 0° , 60°W — 60°E)。我们计算了各个子季风区区域平均的气候态月平均降水(图 6)。各子季风区区域平均降水年循环与观测之间的相关系数见表 2。从相关系数上看, FGOALS_s 除在南非季风区略高于 SAMIL 之外, 其他地区均低于 SAMIL, 尤其是在西北太平洋地区。

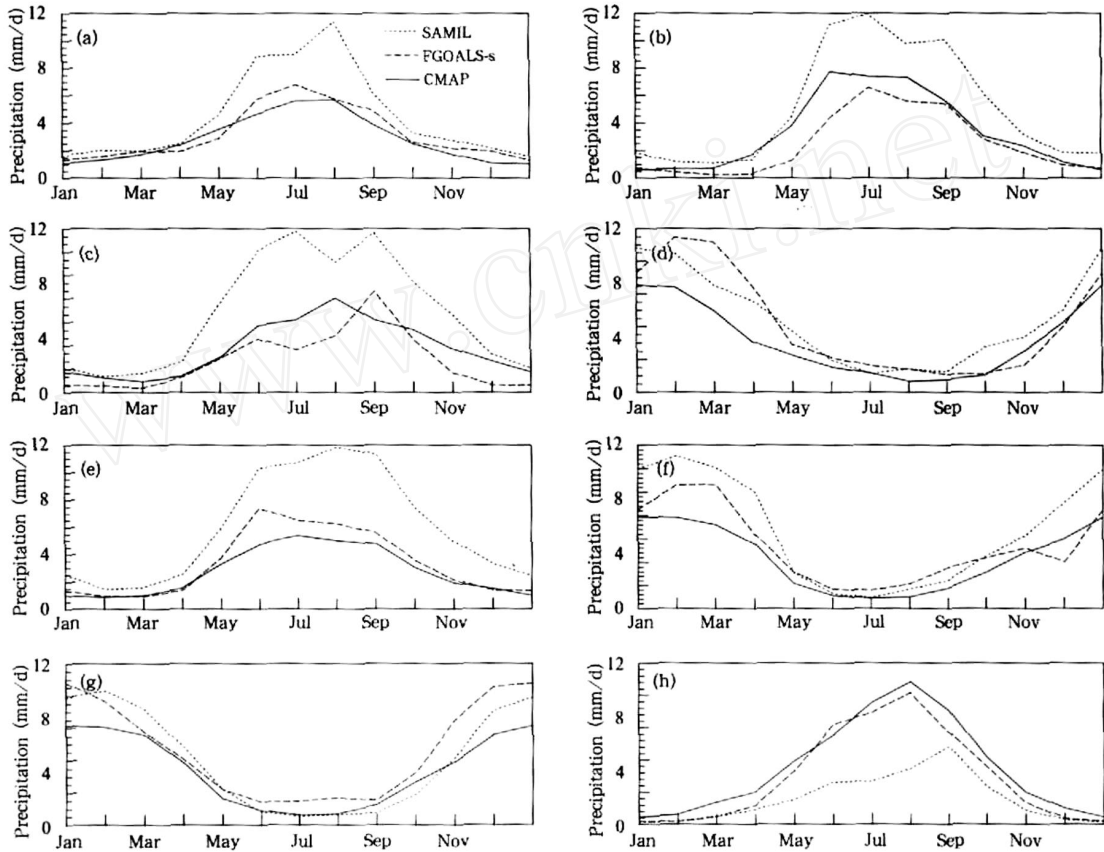


图 6 各子季风区逐月区域平均降水量

(a. 东亚季风区, b. 印度季风区, c. 西北太平洋季风区, d. 澳洲季风区, e. 北美季风区, f. 南美季风区, g. 北非季风区, h. 南非季风区; 单位: mm/d)

Fig. 6 Time series of climatological monthly mean precipitation averaged over the regions of (a) East Asian monsoon, (b) Indian monsoon, (c) Northwestern Pacific monsoon, (d) Australian monsoon, (e) Northern American monsoon, (f) Southern American monsoon, (g) Northern African monsoon, and (h) Southern African monsoon (units: mm/d)

从图 6 上可以看出,就各季风区区域平均降水的年循环而言,FGOALS_s 和 SAMIL 均能合理模拟出其变化特征,但是 FGOALS_s 对各季风区区域平均降水的模拟能力不尽相同,对东亚、北美、北非和南非季风区的模拟相对较好,对西北太平洋的模拟结果最差。就降水强度而言,总的来看 FGOALS_s 的模拟结果强于 SAMIL,尤其是在东

亚、印度、西北太平洋、北美季风区,这些地区 SAMIL 模拟降水较观测明显偏强。但是 SAMIL 模拟的南非季风区区域平均降水远小于观测,耦合以后的结果更接近观测。由上述分析看出,虽然耦合模式能一定程度改善对季风区范围的模拟,但对单个季风区内降水季节循环的模拟效果,较之大气模式偏离观测更远。

表 2 各子季风区区域平均降水量年循环与观测值之间的相关系数

Table 2 Correlation coefficient between the simulated and the observed annual cycle of arear averaged precipitation in each monsoon region

	Africa	East Asia	India	Northwest Pacific	Australia	North America	South America	North Africa	South
FGOALS _s	0.96	0.93	0.83	0.90	0.98	0.92	0.96	0.99	
SAMIL	0.97	0.97	0.93	0.98	0.98	0.99	0.99	0.93	

4 讨论

如 3.2 节所述,耦合模式模拟的降水年循环的春秋非对称模态不及单独大气模式。由于 AC2 与 SST 紧密相关(Webster, et al, 1998; WD2008),我们计算了 PC2 与气候态逐月 SST 的相关(图 7)。观测(图 7a)中的主要正相关区域位于印度洋、南太平洋以及南大西洋、赤道东太平洋;负相关区域则位于北太平洋以及北大西洋,而且太平洋、大西洋南北半球关于赤道呈反对称的现象。图 7b 为 FGOALS_s 模拟的 SST 与 PC2 的相关分布。耦合模式基本能模拟出观测中太平洋和大西洋关于赤道反对称的现象,但是模拟的北印度洋—海洋大陆地区的相关与观测完全相反。另外一个明显差异位于赤道东太平洋地区,观测中正负相关界限呈东北—西南走向,FGOALS_s 模拟的正负分界线基本沿赤道分布,而且在赤道东太平洋北部地区出现了一个明显的正相关中心,这在观测中并不存在,观测中非对称模态在此地区原本是负值区(图 4a),FGOALS_s 却模拟出了正值(图 4b),这反映了非对称模态对 SST 循环之间的紧密联系。SAMIL 模拟的 PC2 与观测 SST 之间的相关(图 7c)与观测非常一致。因此,FGOALS_s 对春秋季节非对称模态的模拟能力不足可能与 FGOALS_s 模拟的 SST 的季节循环存在偏差有关。

为了进一步证实这一观点,我们检查了观测和模拟的全球 5 S—5 N 平均的去除年平均后 SST 距

平的年循环(图 8)。观测中,赤道东太平洋、大西洋、印度洋存在明显年循环特征,3、4 月最暖,也就是 Wyrki(1965),Hastenrath 等(1977)提出的太平洋暖季和 Merle 等(1980)和 Picaut 等(1983)提出的大西洋暖季,东太平洋 SST 从 4 月开始下降,7、8、9 月达最低,即所谓的冷季,大西洋则从 4 月开始变冷,6、7 月温度最低。西太平洋 SST 存在典型半年循环特征。FGOALS_s 只能模拟出赤道东印度洋和西太平洋 SST 距平的部分年循环特征,它模拟的赤道东太平洋和太平洋冷舌区 SST 位相的季节循环则近乎反相,未能模拟出观测中赤道东太平洋 3、4 月的暖季,以及观测中 5—12 月 SST 距平的冷位相;模拟的西印度洋(45°—80°E) SST 距平表现为上半年为冷位相,从 9 月开始转为暖位相,也与观测相反;此外,耦合模式并未模拟出暖池区的半年循环特征。

Webster 等(1998)指出春秋非对称模态与春秋季节沃克环流的强度不同有关。Wang(1994)以及 Li 等(1996)指出沃克环流的强度与热带太平洋和大西洋的 SST 纬向梯度紧密联系,而且沃克环流对降水的影响可以是全球性的(徐建军等,1999)。观测中,中东太平洋 SST 距平春季为暖位相,秋季冷位相,而暖池地区两个季节的 SST 距平相差不大,这样秋季暖池与冷舌之间的 SST 纬向梯度强于春季,造成秋季沃克环流强于春季,引起春秋季节降水的不对称。印度洋与暖池间的反沃克环流情况与此类似。观测的 5 S—5 N 平均的垂直速度场(图 9a、9d)表明,春季暖池地区、大西洋东岸的上升运动以

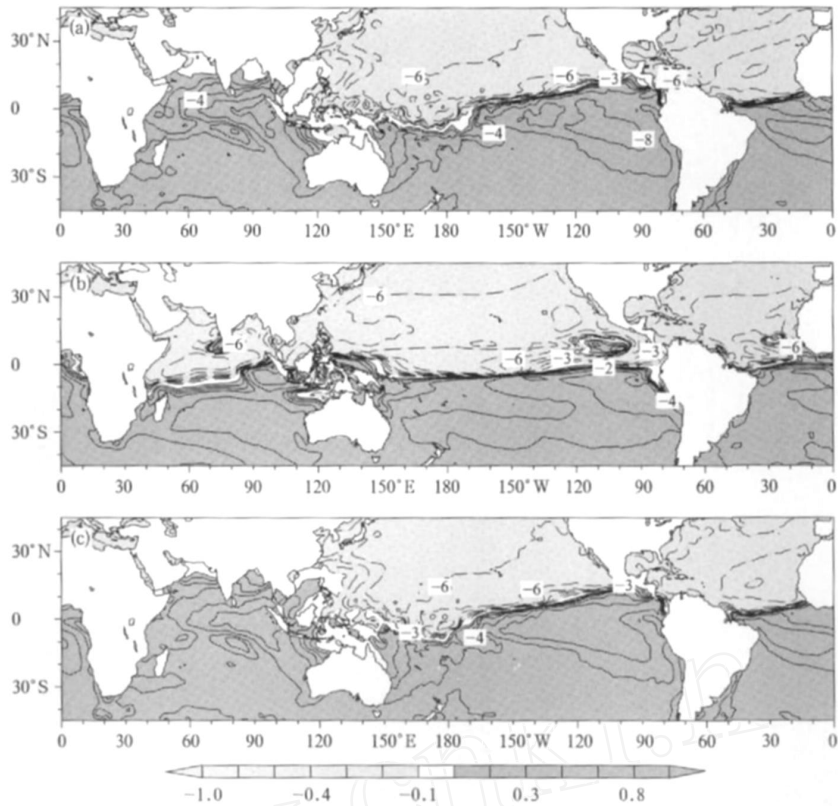


图7 PC2 与 SST 相关系数分布

(a. 观测 PC2 和观测 SST 的相关, b. FGOALS_s 模拟的 PC2 及其模拟的 SST 的相关, c. SAMIL 模拟的 PC2 与观测的 SST 的相关; 深色阴影区代表正值区域, 浅色代表负值区)

Fig.7 Distribution of the correlation coefficient between (a) observed PC2 and SST, (b) FGOALS_s simulated PC2 and SST, and (c) SAMIL simulated PC2 and observed SST (The darker shaded areas indicate positive correlation, while the lightly shaded indicate negative correlation)

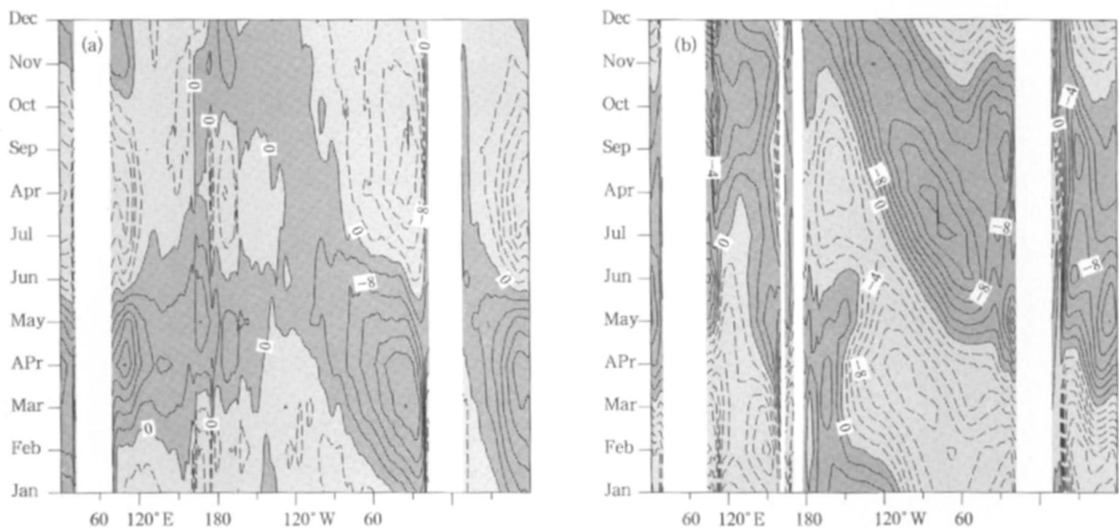


图8 赤道地区(5°S—5°N 平均) SST 距平经向-时间剖面

(a. 观测, b. FGOALS_s 模拟; 深色阴影区代表正值区域, 浅色代表负值区, 单位:)

Fig.8 Longitude-time section of SST anomalies (in degree Celsius) averaged in the equatorial belt (5°S - 5°N) from (a) Observation and (b) FGOALS_s

(The darker shaded areas indicate positive anomalies, while the lightly shaded indicate negative anomalies)

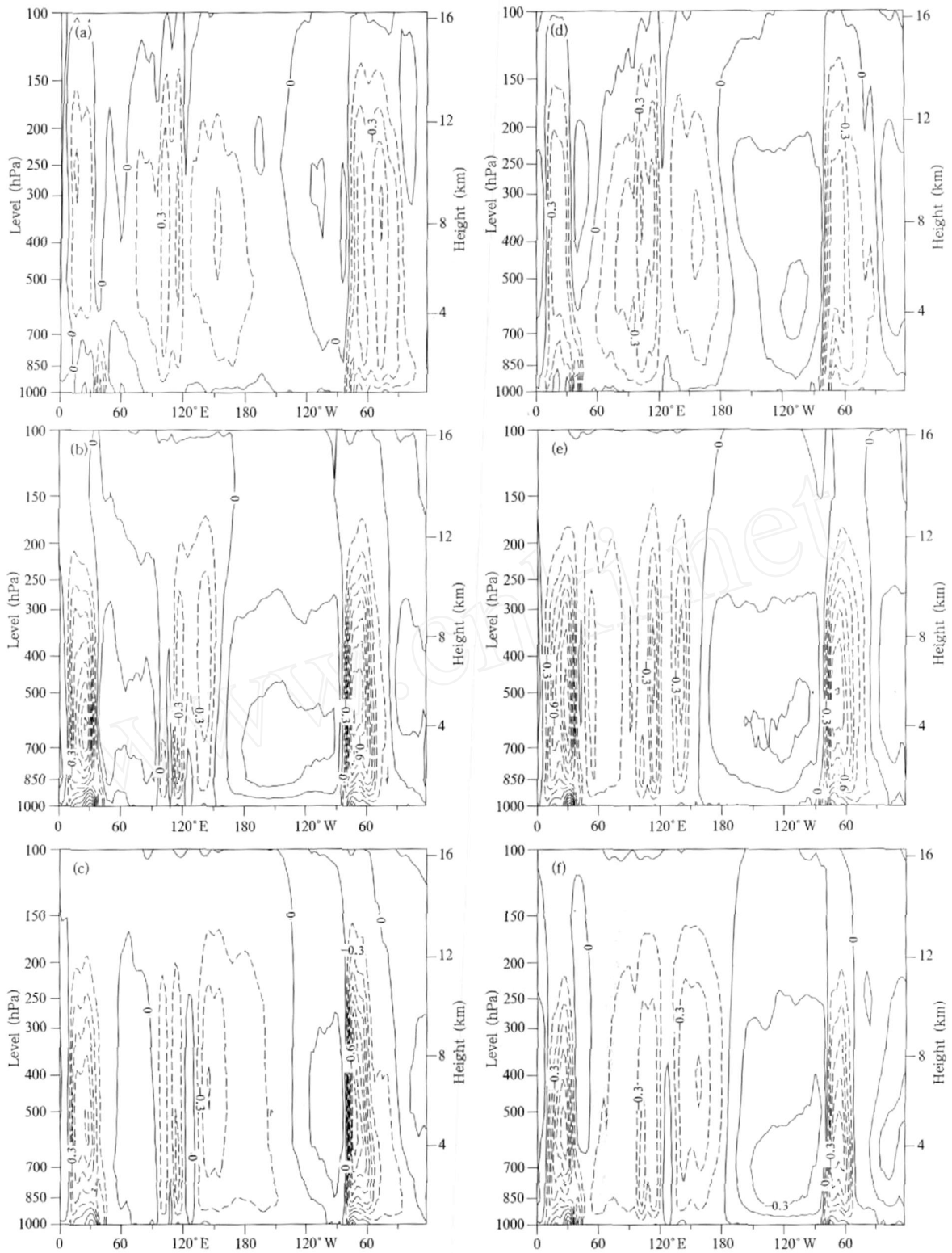


图9 热带地区(5°S—5°N)春季和秋季垂直速度(单位:m/s)分布

(a. 观测春季, b. FGOALS.s 模拟春季, c. SAMIL 模拟春季, d. 观测秋季, e. FGOALS.s 模拟秋季, f. SAMIL 模拟秋季)

Fig.9 Longitude-height section of vertical motion (in m/s) averaged for the equatorial belt (-5°S-5°N) in spring from (a) observation, (b) FGOALS.s, (c) SAMIL, and in fall from (d) observation, (e) FGOALS.s, and (f) SAMIL

及印度洋西岸、冷舌区的下沉运动都小于秋季,尤其是秋季赤道东太平洋的下沉运动秋季的范围明显偏西。由于 FGOALS_s 模拟的 SST 距平与观测反位相,即暖池地区 SST 春季高于赤道东太平洋地区,秋季低于赤道东太平洋地区,造成模式模拟的太平洋地区沃克环流在春季强于观测,秋季弱于观测,减弱春秋非对称性。赤道印度洋情况与此类似,由于赤道印度洋东西向的 SST 距平位相在春秋与观测反相,使得模式模拟的印度洋的反沃克环流在春季强于观测,秋季弱于观测,同样造成 FGOALS_s 的上升运动和下沉运动在春季强于观测,秋季弱于观测(图 9b、9e),从而影响到对春秋非对称的模拟。SAMIL 模拟结果同样存在一定偏差,但是优于 FGOALS_s,尤其是在春季。由此可知,耦合模式模拟的春秋模态不及单独大气模式的主要原因,在于耦合模式模拟的 SST 季节循环较之观测存在明显偏差。

5 结 论

季风表现为每年中降水和风场的季节转变,WD2008 通过对多年平均的逐月降水和 850 hPa 风场作多元 EOF 分析,发现其前两个模态(季风模态和春秋非对称模态)具备年循环特征(AC),方差贡献分别为 71%和 13%,且前两个模态的主成份之和仍表现为年循环的特征,所以将全球季风看作热带地区降水和环流场的主导模态,并定义了划分季风区域的方法。此方法将全球季风作为一个统一整体进行研究,提供了一套检验气候模式的新思路。本文根据此方法评估了 LASG IAP 全球耦合气候系统模式 FGOALS_s 对热带地区降水年循环模态的模拟能力,并将耦合模式与单独大气环流模式 SAMIL 试验结果进行对比分析,考察海气耦合过程对模拟结果的影响,主要结论如下:

(1) FGOALS_s 模拟出降水年循环模态的主要分布特征,例如合理再现了年平均大值降水的分布、季风模态关于赤道反对称的特征等。但是模式模拟的季风区的季风模态强于观测,对春秋非对称模态的模拟能力较弱。这是由 FGOALS_s 模拟的 SST 距平的季节循环偏差引起的。观测中秋季印度洋—太平洋 SST 距平的纬向梯度大于春季,因此秋季沃克环流的强度强于春季。而耦合模式模拟的赤道太平洋和印度洋 SST 距平在春天和秋天的位相都与

观测相反,导致模式中春季沃克环流强于秋季,最终造成对春秋非对称模态的模拟效果不佳。

(2) FGOALS_s 模拟出了亚澳季风区,南非、北非季风区,南美、北美季风区等全球主要季风区的基本特征,且各季风区区域平均降水的年循环位相和强度接近观测。模式对各个季风区模拟主要偏差包括:西北太平洋季风区面积偏小,且区域平均降水年循环位相偏差较大,东亚季风区面积、强度都偏小,澳大利亚季风区位置偏南。

(3) 为考察海气耦合对降水模拟的影响,将耦合模式和用观测 SST 强迫的单独大气模式做了比较。耦合过程改进了 SAMIL 模拟降水整体偏高的问题。模拟的季风也更接近观测,改进了对北非、澳洲季风区范围及南非区域降水年循环的模拟。但是耦合模式也存在问题,例如对春季及冬季平均降水、春秋非对称模态、西北太平洋季风区的模拟。除南非之外耦合模式 FGOALS_s 对其他子季风区区域平均降水的年变化规律都不如大气模式。由此可知耦合模式的误差不仅仅源于大气分量,耦合过程引起的 SST 偏差,特别是热带 SST 偏差,是导致降水年循环模态的模拟偏差的一个重要原因。

由上面的讨论可知,改进 FGOALS_s 的模拟误差不仅要改进大气模式中的一些系统性误差,还要改进海洋模式模拟的 SST,这也是 FGOALS_s 后续发展过程中需要重点解决的问题。

References

- Annalai H, Slingo J M, Sperber K R, et al. 1999. The mean evolution and variability of Asian summer monsoon: comparison of ECMWF and NCEP-NCAR reanalysis. *Mon Wea Rev*, 127: 1157-1186
- Bao Qing, Liu Yimin, Zhou Tianjun, et al. 2006. The sensitivity of the spectral atmospheric general circulation model of LASG IAP to the land process. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 30: 1077-1090
- Biasutti M, Battisti D S, Sarachik E S. 2003. The annual cycle over the tropical Atlantic, South America, and Africa. *J Climate*, 16: 2491-2508
- Briegleb B P, et al. 2002. The Sea Ice Simulation of the Community Climate System Model, Version two. NCAR Tech. Note NCAR/TN-455 + STR, 34
- Chase T N, Knaff J A, Pielke Sr R A, et al. 2003. Changes in global monsoon circulations since 1950. *Natural Hazards*, 29: 229-254
- Chang C-P, Wang Zhuo, John McBride, et al. 2005. Annual cycle of southeast Asia-Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. *J Climate*, 15: 287-301

- Dai A. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J Climate*, 19: 4605-4630
- Dai Xingang, Chou Jifan, Wu Guoxiong. 2002. The teleconnection relationship between Indian Monsoon and East Asian summer circulation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 60: 544-552
- Ferranti L, Slingo J M, Palmer T N, et al. 1997. Relations between interannual and intraseasonal monsoon variability as diagnosed from AMIP integrations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 123: 1323-1357
- Fu Congbin, Shaomei Zeng. 1997. Monsoon—The area where the variability of precipitation is most significant. *Chinese Sci Bull*, 42 (21): 2306-2309
- Gadgil S, Asha G. 1992. Intraseasonal variation of the Indian summer monsoon. I: Observational aspects. *J Meteor Soc Japan*, 70: 517-527
- Hastenrath S, Heller L. 1977. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. *Quart J Roy Meteor Soc*, 103: 77-92
- Hastenrath S, Lamb P. 1978. On the dynamics and climatology of surface flow over the Equatorial oceans. *Tellus*, 30: 436-448
- Horel J D. 1982. On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *Mon Wea Rev*, 110: 1863-1878
- Jaeger L. 1983. Monthly and areal patterns of mean global precipitation. Street-Perrott A, et al. Variation in the Global Water Budget. Reidel, 129-140
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Adv Atmos Sci*, 16: 197-215
- John D Horel. 1982. On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean. *Mon Wea Rev*, 110: 1863-1878
- Jones D, Collins D, Nicholls N, et al. 2004. A new tool for tracking Australia's climate variability and change. *Bull Australian Meteor Oceanograph Soc*, 17: 65-69
- Kalnay E, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 437-471
- Klaus Wyrtki, Gary Meyers. 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *J Meteor*, 15: 698-704
- Kripalani R H, Kulkarni A, Sabade S S, et al. 2003. Indian monsoon variability in a global warming scenario. *Natur Hazards*, 29: 189-206
- Lau K M, Sheu P J. 1988. Annual cycle, QBO and Southern Oscillation in global precipitation. *J Geophys Res*, 93: 10975-10988
- Lau K M, Weng H Y. 2002. Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and North America. *J Meteor Soc Japan*, 80: 1309-1324
- Li T, Philander S G H. 1996. On the annual cycle of the eastern equatorial Pacific. *J Climate*, 9: 2986-2998
- Liu H, Zhang X, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations. *Adv Atmos Sci*, 21: 675-690
- Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon Wea Rev*, 115: 27-50
- Merle J, Fieux M, Hisard P. 1980. Annual signal and interannual anomalies of sea surface temperature in the eastern equatorial Atlantic Ocean. *Deep Sea Res*. 26 (GATE suppl. II): 885-891
- Peizoto J P, Oort A H. 1983. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. Street-Perrott A, et al. Variation in the Global Water Budget. Reidel, 5-65
- Picaut J. 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J Phys Oceanogr*, 13: 18-37
- Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. 1996. Version 2.2 of the Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature DataSet, 1903-1994. *Climate Res Tech Note*, 74: 1-21
- Schreck C J III, Semazzi F H M. 2004. Variability of the recent climate of Eastern Africa. *Int J Climate*, 24: 681-701
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106: 7183-7192
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J Clim*, 13: 3969-3993
- Chen Tsing-Chang, Chen Jaur-Ming, James Pfaendner. 1995. Low-frequency variations in the atmospheric branch of the global hydrological cycle. *J Climate*, 8: 92-107
- Chen Tsing-Chang, Huang Wan-Ru, Eugene S Takle. 2004. Annual variation of midlatitude precipitation. *Notes Correspondents*, 17: 4291-4298
- Vertenstein M, Oleson K, Levis S. 2002. CLM2.0 User's Guide. National Center for Atmospheric Research. P. O. Box 3000, Boulder, CO 80307 USA, 1-36
- Wang B. 1994. On the annual cycle in the tropical eastern central Pacific. *J Climate*, 7: 1926-1942
- Wang B. 1998. On the annual cycle in the tropical eastern and central Pacific. *J Climate*, 7: 1926-1942
- Wang B, Wu R G, Lau K-M. 2001. Interannual variability of the Asian Summer monsoon: Contrast between the Indian and the Western North Pacific-East Asian monsoons. *J Climate*, 14: 4073-4090
- Wang B, Lin Ho. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Climate*, 15: 386-398
- Wang B, Ding Q. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys Res Lett*, 33: L06711
- Wang B, Ding Q. 2008. The global monsoon: major modes of annual variation in tropical precipitation and circulation. *Dyn Atmos Oceans*, 44: 165-183
- Wang Zaizhi, Yu Rucong, Bao Qing, et al. 2007. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the FGOALS and SAMIL. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 31: 202-213
- Webster P J, Palmer T, Yanai M, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451-14510
- Wyrtki K. 1965. The annual and semiannual variation of SST in the

- North Pacific Ocean. *Limnol Oceanogr*, 10: 307-313
- Wyrski K, Mayers G. 1976. The trade wind field over the Pacific Ocean. *J Meteor*, 15: 698-704
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 78: 2539-2558
- Xu Jianjun, Zhu Qiangen. 1999. The numerical study of the effect of ENSO and its interdecadal variation on the global and Asian monsoon precipitation. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 57:301-315
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal changes in East Asian monsoon. *J Climate*, 20: 5344-5355
- Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Wang Shaowu. 1999. The air-sea freshwater exchange derive from NCEP/NCAR reanalysis data. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 57: 264-282
- Zhou T J, Yu R C, Wang Z Z, et al. 2005. Atmosphere Circulation Model SAMIL and the Full Coupled Model FGOALS. s (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 288pp
- Zhou T J, Wang Z Z, Yu R C, et al. 2005. The climate system model FGOALS. s using LASG/ IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 63: 702-715
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Climate*, 19: 5843-5858
- Zhou Tianjun, Yu R, Li H, et al. 2008a. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. *J Climate*, 21: 3833-3852
- Zhou Tianjun, Zhang Lixia, Li Hongmei. 2008b. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. *Geophys Res Lett*, 35: L16707
- Zhou T, Wu B, Wen X, et al. 2008c. A fast version of LASG/ IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 25(4): 655-672

附中文参考文献

- 包庆, 刘屹岷, 周天军等. 2006. LASG/ IAP 大气环流谱模式对陆面过程的敏感性试验. *大气科学*, 30(6): 1077-1090
- 戴新刚, 丑纪范, 吴国雄. 2002. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系. *气象学报*, 60(5): 544-552
- 符淙斌, 曾昭美. 1997. 季风区—全球降水变率最大的地区. *科学通报*, 42(21): 2306-2309
- 王在志, 宇如聪, 包庆等. 2007. 大气环流模式 (SAMIL) 海气耦合前后性能的比较. *大气科学*, 31(2): 202-213
- 徐建军, 朱乾根. 1999. ENSO 及其年代际异常对全球及亚洲季风降水影响的数值研究. *气象学报*, 57(3): 301-315
- 周天军, 张学洪, 王绍武. 1999. 全球水循环的海洋分量研究. *气象学报*, 57(3): 264-282
- 周天军, 宇如聪, 王在志等. 2005. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS. s. 北京: 气象出版社, 288pp
- 周天军, 王在志, 宇如聪等. 2005. 基于 LASG/ IAP 大气环流谱模式的气候系统模式. *气象学报*, 63(5): 702-715