

王军, 包庆, 刘屹岷, 等. 2012. 大气环流模式 SAMIL 模拟的夏季全球加热场和东亚夏季风 [J]. 大气科学, 36 (1): 63–76. Wang Jun, Bao Qing, Liu Yimin, et al. 2012. Performances of SAMIL on the global heating and the East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 63–76.

大气环流模式 SAMIL 模拟的夏季 全球加热场和东亚夏季风

王军^{1,2} 包庆¹ 刘屹岷¹ 吴国雄¹ 何编³ 王晓聪¹

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, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 南京信息工程大学, 南京 210044

摘要 各国科学家一直致力于从理论和数值模拟上对季风系统进行全面地研究。本文根据“热力适应”理论, 从分析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的最新版本大气环流谱模式 (SAMIL2.4.7) 对全球非绝热加热场的模拟性能出发, 分析并解释了 SAMIL 对东亚夏季风 (EASM) 子系统的模拟情况。通过与再分析资料 Reanalysis-2 (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis) 对比分析发现, SAMIL 能很好地模拟出夏半球副热带地区加热场的四叶型分布 (LOSECOD), 但模拟的各加热场在强度上存在一定的偏差, 主要表现在感热加热在大陆上普遍偏高, 而潜热加热在印度半岛两侧、西太平洋地区 (尤其在南北纬 10°) 偏高, 赤道带、中南半岛、中国南海等地区偏弱。而对 EASM 子系统的分析发现, SAMIL 能很好地模拟南亚高压; 较好地模拟西太平洋副热带高压的主体, 但西太平洋 (30°N 附近) 潜热偏强使得模拟的副高强度偏强、西伸脊点过于偏西; 模式也能较好地抓住夏季西风急流的两个中心, 但中纬度潜热、感热的模拟偏弱造成急流两中心风速均小于 Reanalysis-2 资料 10 m/s 左右。进一步的讨论可知, 造成感热和潜热偏差的主要原因是模式中云参数化方案和积云对流参数化方案的不足, 改进模式中相关的物理参数化方案将是 SAMIL 后续发展的首要工作。

关键词 大气环流模式 东亚夏季风 非绝热加热

文章编号 1006-9895 (2012) 01-0063-14

中图分类号 P435

文献标识码 A

Performances of SAMIL on the Global Heating and the East Asian Summer Monsoon

WANG Jun^{1,2}, BAO Qing¹, LIU Yimin¹, WU Guoxiong¹, HE Bian³, and WANG Xiaocong¹

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 Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The monsoon has great impacts on the regional and global climate to which many scientists dedicate them-

收稿日期 2011-01-19, 2011-09-07 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2010CB950404、2010CB950403, 国家自然科学基金资助项目 40925015、40821092、41023002、40805038、40890054, 公益性行业 (气象) 科研专项项目 GYHY200806006, 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110303

作者简介 王军, 男, 1986 年出生, 硕士生, 主要从事气候模式研究。E-mail: wangjun@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 包庆, E-mail: baoqing@mail.iap.ac.cn

selves for better understanding it theoretically and numerically. Based on Thermal Adaptation Theory, the authors evaluate the performances on the global diabatic heating of the newest spectral atmospheric general circulation model (SAMIL, hereafter), developed at the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (LASG/IAP), and further make some analyses and explanations on the simulations of the components of the East Asian Summer Monsoon (EASM). The results show that SAMIL has good performances on the quadruplet heating pattern (LOSEC-OD) in the boreal subtropics compared to the NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2), except for biases in strength. The sensible heating simulated by SAMIL is universally stronger over the continent, and the condensation heating is stronger on the two sides of the Indian peninsula and over the western Pacific (especially at 10°N and 10°S), whereas it is weaker near the equator and over the regions of the Indo-China Peninsula and the South China Sea. The authors further point out that the South Asia high can be well simulated and main features of the subtropical high over the western Pacific can be generally captured. But the subtropical high has stronger strength and more westward location, which are mainly caused by the stronger latent heating over the western Pacific (near 30°N). It also can exhibit the two centers of the westerly jet which is some 10 m/s smaller than that from Reanalysis-2 resulting from the weaker latent heat, sensible heat, and shortwave radiation. It further points out that the cloud parameterization and cumulus convective parameterization cause the biases in the sensible heating and latent heating. From this point, modifying and updating the physical parameterizations in SAMIL will be the priority in the near future.

Key words atmospheric general circulation model, Asian summer monsoon, diabatic heating

1 引言

东亚夏季风对我国人民的生命和财产具有重要的影响,其年际及年代际变化直接决定我国的农业生产和生态环境,因此对东亚夏季风的研究具有深远意义,发展一个能够较好地刻画东亚夏季风的气候模式是我们模式领域孜孜追求的目标。

前人对季风的观测和理论研究已经持续了数百年的历史,但是由于影响季风的因素众多,如西太平洋副热带高压(吴国雄等,2003),副热带急流中的 Rossby 波(陶诗言和卫捷,2006),印度洋、太平洋的海表温度(SST)(Nitta and Hu, 1996)及青藏高原(Yanai and Wu, 2006)等,其复杂性使得我们到现在对于季风的理解还只是一知半解。在过去的 20 年里,科学家们开始达成共识,季风是一个海、陆、气相互耦合的复杂系统(Webster, 2006)。

近些年,由于气候模式发展迅速,众多科学家开始使用气候模式来研究季风的本质。但是由于模式中物理参数化对模式模拟结果具有重要的影响,其中积云对流参数化是主要的不确定性之一,其对热带降水的模拟(张丽霞等,2011)、水汽和云辐射强迫(Wu et al., 2011)、对 ENSO 响应的大气温度的垂直结构(Zhang et al., 2010)等均具有影响,再加之东亚季风本身的复杂性,东亚季风的模拟将

一直是气候模式研究领域的一个难题。王在志等(2007)指出耦合模式能够较好地刻画东亚夏季风的前两个模态。吴波等(2009)的研究表明,FGOALS-s 可以模拟出亚澳季风的主要气候态特征。Zhou et al. (2009)指出大气环流模式的多模式集合可以较好地模拟东亚季风的第一模态,但是不能模拟出东亚季风的第二模态。相比于 CAM3.5 的模拟结果(Chen et al., 2010),其能较好地模拟东亚夏季风环流的气候态和季节特征,如青藏高原、西太平洋副热带高压等,但是对季风的降水模拟偏差较大,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的大气环流谱模式(SAMIL)的前几个版本(R15L9、R42L9)也能较好地再现真实大气的一些基本分布形态和特征,但是模拟的西太平洋副热带高压和南亚高压较观测偏低(周天军等,2005),那么,最近改进的参加政府间气候变化专门委员会第五次模式评估(IPCC AR5)的最新版本大气环流谱模式(SAMIL 2.4.7)对东亚夏季风气候态和年际变化的模拟性能又是如何?

吴国雄和刘屹岷(2000)利用位涡性质,阐明了大气动力过程向外加热强迫适应的原理。夏季非绝热加热场对环流场起主导的作用(冬季主要受地形的影响),因此夏季风的环流场主要是向非绝热加热场的适应发展过程,在此基础上,本文将从模

式对全球各个加热场的模拟性能出发, 分析东亚夏季风各组成部分的模拟状况, 从而回答上面提出的问题, 从中发现大气环流谱模式存在的一定问题, 为改进和进一步发展大气环流模式提供理论依据。

本文以下的内容主要安排如下: 第 2 节介绍大气环流谱模式 (SAMIL 2.4.7) 及所用的数据资料和统计方法; 第 3 节着重分析 SAMIL 模拟的全球加热场的分布情况; SAMIL 对东亚夏季风气候平均态和年际变率的模拟主要在本文第 4 节讨论; 第 5、6 节是讨论和全文的总结。

2 模式介绍及数据和方法

大气环流谱模式 (简称 SAMIL) 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的一个谱模式 (Wu et al., 1996; Wu et al., 2004; 王在志等, 2005; 包庆等, 2006)。目前最新版本的 SAMIL2.4.7 垂直方向上从地面到 2.19 hPa 分为 26 层, 采用 $\sigma-p$ 混合坐标系, 水平方向是菱形截断 42 个波 (R42), 分辨率约为 $2.81^\circ(\text{经度}) \times 1.66^\circ(\text{纬度})$, 积分的时间步长为 10 分钟, 其物理过程参数化方法主要有: (1) Edwards-Slingo 的辐射参数化 (Edwards and Slingo, 1996), 其后经 Sun and Rikus (1999a, 1999b) 及李剑东 (2008) 改进; (2) 可以刻画深对流、中层对流和浅对流的 Tiedtke 质量通量积云参数化 (Tiedtke, 1989), 后经 Nordeng (1994) 增加了对气块有组织的卷进和卷出, 并由宋晓良 (2005) 和王晓聪^①进一步改进; (3) 行星边界层是可以计算局地加热的高阶闭合方案 (Brinkop and Roeckner, 1995); (4) 云方案是一个诊断方法 (Liu and Wu, 1997); (5) 重力波拖曳 (Palmer et al., 1986)。

本文主要分析的时间段为 1980~2008 年 29 年的资料, 模式数据是由中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体国家重点实验室 (LASG/IAP) 大气环流谱模式 (SAMIL) 按照大气模式比较计划 (AMIP) 的要求采用强迫场得到的月平均资料。用于与模式参照的资料来源主要有 Reanalysis-2 (NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis) 再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002) 和全球降水气候计划 (GPCP) 的月平均降水资料 (Adler et al., 2003)。

为了对比模式和观测的东亚夏季风 (EASM) 的年际变率, 本文采用多变量经验正交分解 (MV-EOF) 的统计学方法, 该方法主要基于经验正交分解 (EOF), 其细节推导可以参考 Wang (1992)。MV-EOF 主要的好处在于它能捕捉不同变量之间的联系, 给出不同变量在同一空间上的分布。

3 夏季全球的加热场

真实的大气并不是绝热无摩擦的理想大气, 尤其是夏半球感热和潜热加热在很多地区成了主导的非绝热加热源。根据“热力适应”理论, 大尺度的环流场受非绝热加热的影响, 主要表现为向非绝热加热场的适应过程。东亚夏季风系统是一个大尺度的大气系统, 模式对 EASM 环流场的模拟性能受制于模式对全球非绝热加热场的模拟能力。所以在分析 EASM 各组成部分的模拟性能之前, 首先着重分析 SAMIL 对全球加热场的模拟情况。

图 1 是 1980~2008 年平均的北半球夏季整层大气积分的全球加热场分布。之所以用加热廓线积分的方法来求非绝热加热场, 而不用表面的通量场资料, 原因在于采用表面通量场资料计算的非绝热加热场忽略了大气平流过程的影响。根据 Wu and Liu (2003) 基于 NCEP 再分析资料分析指出, 夏季副热带地区陆地上是热源, 海洋上为冷源。海洋东侧区域以长波辐射冷却 (LO) 为主, 海洋西部同时由长波辐射冷却和潜热加热控制 (D); 而大陆西部和东部分别由感热加热 (SE) 和潜热加热 (CO) 主导, 形成四叶型的加热分布 (LOSECOD)。相比于 NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (以下简称 NCEP-2) 的分布图 (图 1a), SAMIL 较准确地模拟出北半球夏季非绝热加热的整体分布 (图 1b), 但是从强度上来说, SAMIL 模拟的非绝热加热和 NCEP-2 给出的强度在局部地区存在一定的差异。图 1c 给出了 SAMIL 和 NCEP-2 资料的差异图, 从图中可以清楚地看到 SAMIL 模拟的总非绝热加热场和 NCEP-2 的差异主要集中在 $30^\circ\text{S} \sim 40^\circ\text{N}$ 的热带和副热带。由于本文主要关注 EASM, 所以着重分析亚洲及其邻近海洋上加热场的模拟情况。从图 1c 可以知道, SAMIL 模式模拟的非绝热加热场在西北太平洋地区强度偏强大约 60 W/m^2 , 印度半岛的

① Wang Xiacong. Climate sensitivity and cloud process based on aqua planet experiments. (preparing)

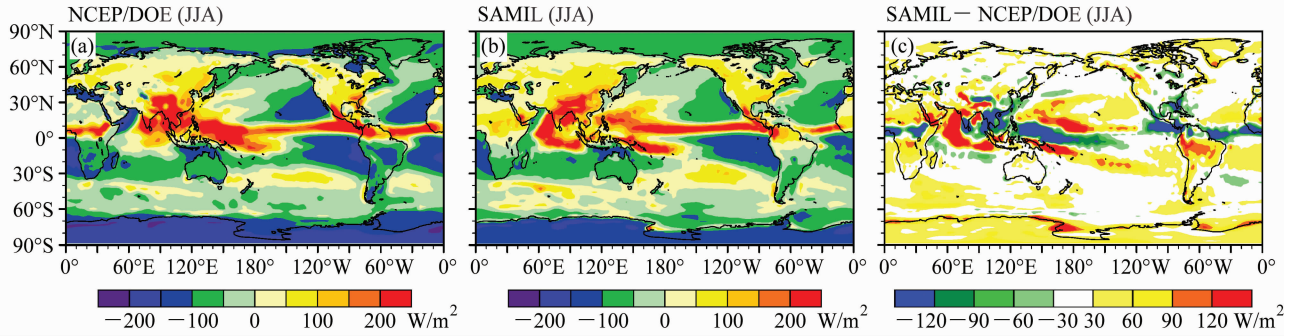


图1 1980~2008年平均的夏季整层大气积分的总非绝热加热的全球分布(单位: W/m^2): (a) NCEP-2; (b) SAMIL; (c) SAMIL-NCEP-2.
Fig. 1 Summer-mean global distributions of air column-integrated total diabatic heating from 1980 to 2008; (a) NCEP-2; (b) SAMIL; (c) SAMIL-NCEP-2.

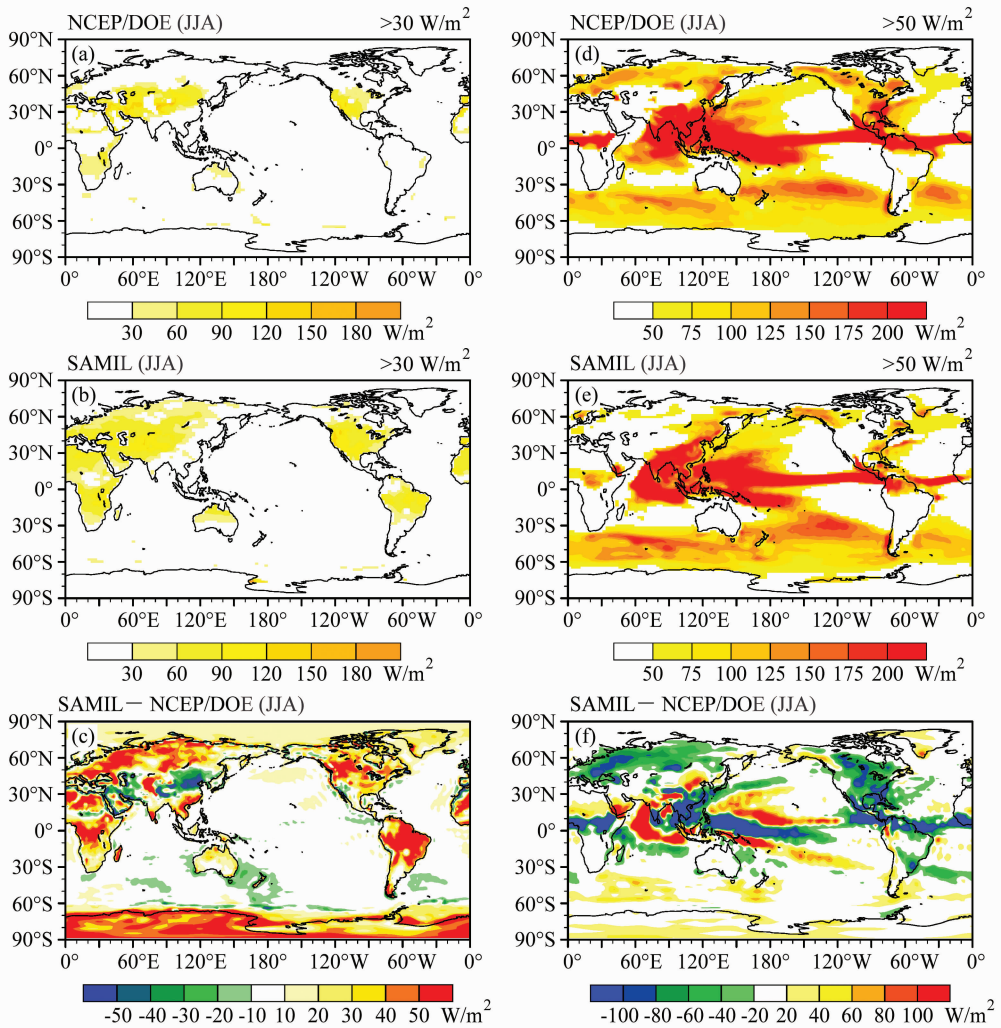


图2 1980~2008年29年平均的夏季整层大气积分的(a-c)感热和(d-f)凝结潜热的全球分布(单位: W/m^2): (a, d) NCEP-2; (b, e) SAMIL; (c, f) SAMIL-NCEP-2

Fig. 2 Summer-mean distributions of air column-integrated (a-c) sensible heating and (d-f) condensation heating from 1980 to 2008; (a, d) NCEP-2; (b, e) SAMIL; (c, f) difference between SAMIL and NCEP-2

东西两侧及南北纬 10° 两条纬度带上强度偏强 120 W/m^2 ; 相反在印度半岛南部、中南半岛、我国南海地区、青藏高原北部和赤道西太平洋地区 SAMIL 模拟的非绝热加热场偏低 120 W/m^2 左右; 北半球中高纬地区总非绝热加热场的模拟相对偏差较小。

为了探究 SAMIL 中哪个非绝热加热场模拟的偏差造成了上述区域总加热场的差异, 下面将各个加热场分开分析。图 2 是 1980~2008 年平均的夏季整层大气积分的感热和凝结潜热加热的全球分布, 其中图 2a、b 分别反映的是 NCEP-2 和 SAMIL 中感热 (强度 $>30 \text{ W/m}^2$) 的分布, 图 2d、e 反映潜热 (强度 $>50 \text{ W/m}^2$) 的分布, 而图 2c、f 分别是它们的差。从感热分布图来看, 夏季强度大于 30 W/m^2 的感热加热主要分布于大陆地区 (图 2a、b), 而与 NCEP-2 相比 (图 2c), SAMIL 模拟的感热加热在大陆上整体偏强大约 50 W/m^2 , 但在整体偏强的趋势下, 局部地区出现了偏弱, 即与东亚夏季风具有密切关系的青藏高原地区 (虽然要考虑高原地区 NCEP-2 资料的可信度) 以及我国华北地区, 其偏弱的原因与潜热在该地区偏强有关 (图 2f), 因为降水会抑制表面的感热释放。

从凝结潜热分布 (图 2d、e) 来看, 潜热加热 (强度 $>50 \text{ W/m}^2$) 主要分布在北半球热带和副热带地区, 且集中在南亚、东亚、北印度洋和西太平洋。图 2e 表示 SAMIL 和 NCEP-2 的潜热差异, 从中可以知道 SAMIL 模拟的潜热在印度半岛两侧的印度洋、赤道印度洋及南北纬 10° 的两纬度带地区强度偏强 100 W/m^2 以上, 在北纬 30°N 附近的西太平洋地区偏强大约 40 W/m^2 。相反, 呈澳洲回旋镖形的潜热加热偏弱带以孟加拉湾东部、中南半岛为顶点嵌于其中, 其一条偏弱带在赤道西太平洋地区, 一直延伸至中太平洋, 另外一条偏弱带沿着中国海岸线及夏季梅雨锋区所在位置, 一直延伸至日本及日本以东的太平洋地区 (偏低大约 40 W/m^2)。在欧亚大陆的北部, 模式模拟的潜热偏弱大约 60 W/m^2 , 这与该地区的感热偏强可以相互抵消, 从而导致中高纬地区总的非绝热加热偏差不大。对比图 2f 和图 1c, 可以知道, 在西太平洋和印度洋上 SAMIL 模拟的潜热加热的偏差在总加热偏差中起了主导作用。

图 3 是对应的长波辐射冷却 (小于 -190 W/m^2) 和短波辐射加热 (大于 50 W/m^2) 的全球分布图。

对比图 3a 和 3b, 发现 SAMIL 模拟的长波辐射冷却在南北半球副热带地区强度上存在较大的偏差, 由于长波辐射冷却与温度的 4 次方成正比 ($\propto T^4$), 从而间接地说明 SAMIL 模拟的副热带地区大气的平均温度低于 NCEP-2 资料。重点看一下青藏高原地区, SAMIL 中的长波辐射冷却至少低于 NCEP-2 40 W/m^2 , 根据上面的分析可知, 高原地区感热加热模拟的偏弱是导致高原上空大气温度偏低的一个重要原因, 从而导致长波辐射冷却偏弱。最后看 SAMIL 模拟的短波辐射对大气的直接加热情况, 比较图 3c 和 3d, 可以发现在高原地区 SAMIL 模拟的短波辐射直接加热低于 NCEP-2 40 W/m^2 左右, 印度半岛、中南半岛和日本以东地区 (与西风急流的中心模拟有关) 偏低 $40\sim 60 \text{ W/m}^2$, 偏差最大的是在北非撒哈拉沙漠地区。从中也说明 SAMIL 中短波辐射对大气的直接加热模拟偏低是导致高原地区大气温度偏低的另一个原因。

综上所述, SAMIL 对全球加热场的模拟在分布上与 NCEP-2 较为一致, 但在强度上存在一定的偏差, 其偏差主要表现在感热加热和凝结潜热加热, 而长波辐射冷却的偏差在一定意义上也是感热和潜热偏差的体现, 其受制于温度场的模拟; 对短波辐射直接加热的模拟在局部地区也存在一定的偏弱, 可能与模式中使用诊断云方案对云量模拟的偏差有关。

4 夏季季风

4.1 夏季季风的气候平均态

根据陶诗言和卫捷 (2006) 给出的 EASM 的概念图可知, EASM 的主要组成部分有南海的季风槽、西太平洋副热带高压、青藏高原上空的南亚高压、长江流域的梅雨锋面以及中纬度西风急流中的准静止 Rossby 波等。以下将从对流层底层到对流层高层逐步分析 EASM 的几个重要组成部分。

图 4 是 1980~2008 年平均的降水场和 850 hPa 的风场分布。在风场上, SAMIL 能很好地模拟出索马里急流、印度半岛东侧和中南半岛东侧的两个季风槽。但是在降水场上, SAMIL 模拟的结果和 GPCP 的降水强度上存在一定的偏差, 主要表现在印度半岛两侧及西太平洋地区 (尤其是南北纬 10° 的两条纬度带上) 降水强度偏强, 而在孟加拉湾、青藏高原南侧、华南和 30°N 太平洋地区降水偏弱,

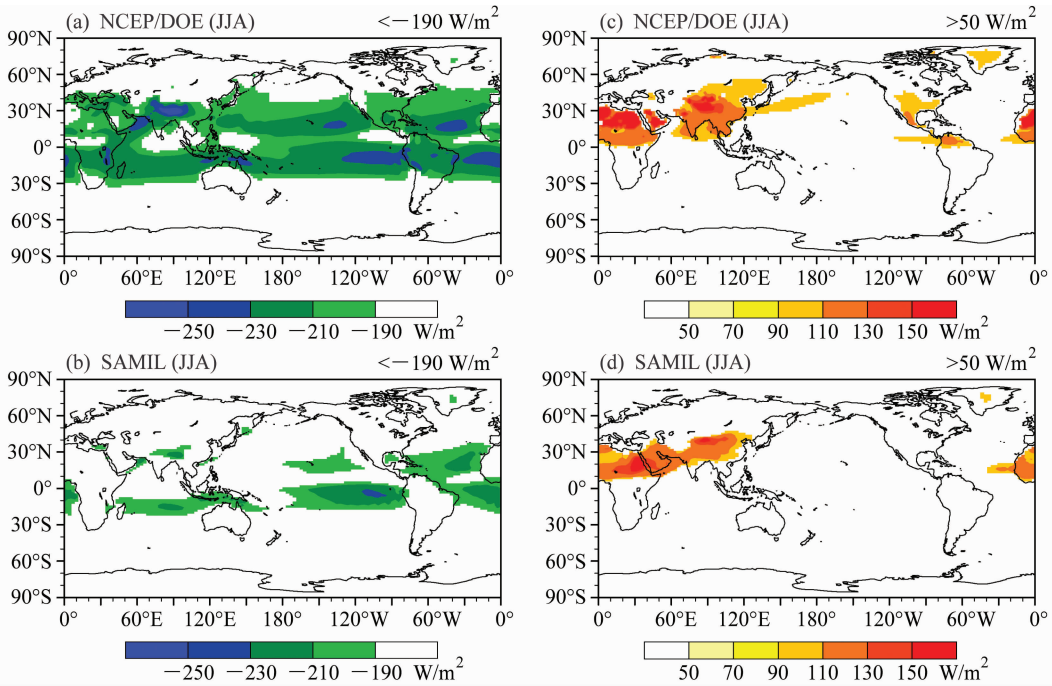


图3 气候平均的夏季整层大气积分的 (a、b) 长波辐射冷却和 (c、d) 短波辐射加热的全球分布 (单位: W/m^2): (a、c) NCEP-2; (b、d) SAMIL
Fig. 3 Climatological mean distributions of air column-integrated (a, b) long-wave radiation and (c, d) short-wave radiation in summer: (a, c) NCEP-2; (b, d) SAMIL

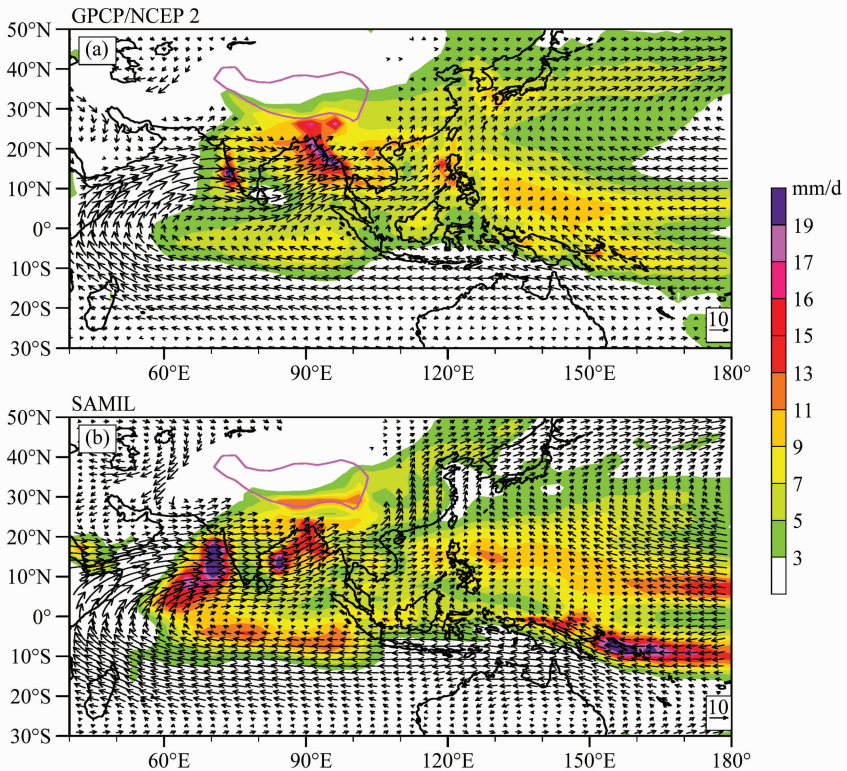


图4 ($30^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$) 气候平均态的夏季降水场 (彩色, 单位: mm/d) 和 850 hPa 的风场 (矢量, 单位: m/s) 分布: (a) GPCP 的降水和 NCEP-2 的风场; (b) SAMIL

Fig. 4 The distribution of the climatological summer mean precipitation (color shading) and wind field at 850 hPa (vectors in units of m/s) in the domain of ($30^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 180^{\circ}$): (a) GPCP precipitation and NCEP-2 wind; (b) SAMIL

这与前面分析潜热加热的分布是一致的。通过对比,发现降水偏弱的原因在于:(1) SAMIL 不能很好地捕捉浅对流降水,(2) SAMIL 模拟的深对流发展高度偏低,强度偏弱(图未给出)。以上的分析可以说明,我们模式采用的积云对流参数化方案(改进的 Tiedtke 方案)在浅对流和深对流的处理上存在一定的问题,使得 SAMIL 模拟的降水和 GPCP 相比存在偏差,最终导致图 2 中 SAMIL 模拟的潜热加热场的差异。

西太平洋副热带高压是常年存在的且随季节会北进南退、西伸东撤的一个大尺度大气系统,尤其是夏季西太平洋副热带高压的位置与 EASM 密切相关,会影响我国夏季降水的雨带。因此,模式能否很好地刻画副高对模式模拟 EASM 至关重要。图 5 反映的是夏季 500 hPa 位势高度场和温度场。从图 5a 和 5b 的对比来看,SAMIL 模拟的西太平洋副热带高压强度偏强、西伸脊点过于偏西、副高脊线较 NCEP-2 偏北 2 个纬度;在 500 hPa 的温度场上,SAMIL 的暖中心在副热带陆地上模拟较好,而在西太平洋过于东伸。但是较前几个版本,副高的模拟已经有很大的改进,前一版本 SAMIL 模拟的副高偏弱,不能模拟出 588 dagpm 等值线(陈昊明等,2009)。

Liu et al. (2001) 根据全涡度方程从理论和一系列数值试验指出,夏季季风降水所释放的凝结潜热是决定西太平洋副热带高压形成和所在位置的重要因素。根据对图 2 中潜热加热场的分析,SAMIL 中 30°N 附近潜热加热偏强大约 40 W/m²,可以解释 SAMIL 模拟的西太平洋副热带高压在强度上会强于 NCEP-2,也解释了 SAMIL 中暖中心为何过于东伸,再加上印度洋的潜热加热偏强(图 2f),在一定程度上使得副高位置偏西(Zhou et al., 2009)。那么,为什么 SAMIL 中模拟的副高位置偏北?副高偏北与东亚副热带锋区的位置偏北有关系。华北地区偏强的潜热加热(图 2f),使得副高位置偏西偏北,在副高控制下的华南地区降水偏少、潜热加热偏弱(图 2f)。

讨论完副热带高压的情况,不可回避对流层上层青藏高原地区上空的南亚高压。陶诗言和朱福康(1964)的研究指出,夏季南亚高压和西太平洋副热带高压并不是相互独立的两个大气子系统,它们之间存在着物理联系。Liu et al. (2001) 的研究发

现,夏季季风降水释放的潜热加热是联系南亚高压和西太平洋副热带高压的纽带,且进一步指出南亚高压的形成和强度除了受高原表面强大的感热加热的影响,潜热加热也起了不小的贡献。从 SAMIL 模拟的南亚高压(图 6)来看,南亚高压的位置和中心强度与观测较为一致,但是中心的面积大小略微偏小。从前面的分析来看,高原南侧的凝结潜热加热偏弱而高原南部的凝结潜热偏强与高原表面的感热加热偏弱共同作用、相互补偿,最终使得 SAMIL 模拟的南亚高压没有产生较大的偏差。在 200 hPa 的温度场上,SAMIL 得到的暖中心位置较 NCEP-2 偏西偏北,从图 2c 可知,这一暖中心正好对应了感热加热的正中心。

图 7 反映了夏季 200 hPa 高度层上,纬向风在 30°N~50°N 的空间分布。从图 7a 可以知道,除了在(40°N, 90°E)附近存在着副热带西风急流的极大值中心外,在 40°N 附近、140°E~150°E 范围内存在着西风急流的次大值中心,其轴区风速达 25 m/s。在 SAMIL 的结果中,在 80°E~90°E 范围内也能模拟出风速的大值区,但位置偏北了 5°,且中心风速只有 25 m/s,在日本东侧地区,也存在着一个次大值中心区,风速仅有 17.5 m/s,与 NCEP-2 相比,SAMIL 模拟的两个急流中心区风速都大约偏小了 10 m/s。

根据经典的热成风原理:

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial y},$$

纬向风速随高度的变化与经向温度梯度呈正比,而温度场和非绝热加热有关,因此 SAMIL 中对非绝热加热场模拟的差异,决定了 SAMIL 中副热带西风急流的偏差。根据 Zhang (2006) 对非绝热加热场是如何影响西风急流中心位置的研究指出,非绝热加热的变化是影响急流中心强度和位置的首要因素,急流的中心往往会趋向于非绝热加热场的中心,从而引起西风急流中心的東西变化。参看图 1c SAMIL 和 NCEP-2 总非绝热加热差异场可知,在 40°N 附近的这条纬度带上,80°E~90°E 和 130°E~180°范围内 SAMIL 模拟的总加热场均偏低于 NCEP-2,这对于 SAMIL 模拟的西风急流的强度偏弱有一定的影响,且参看图 2c、f,在 40°N 附近,80°E~90°E 这一区域主要是由感热和潜热共同偏弱所致,而在 130°E~180°是由潜热和短波辐射偏

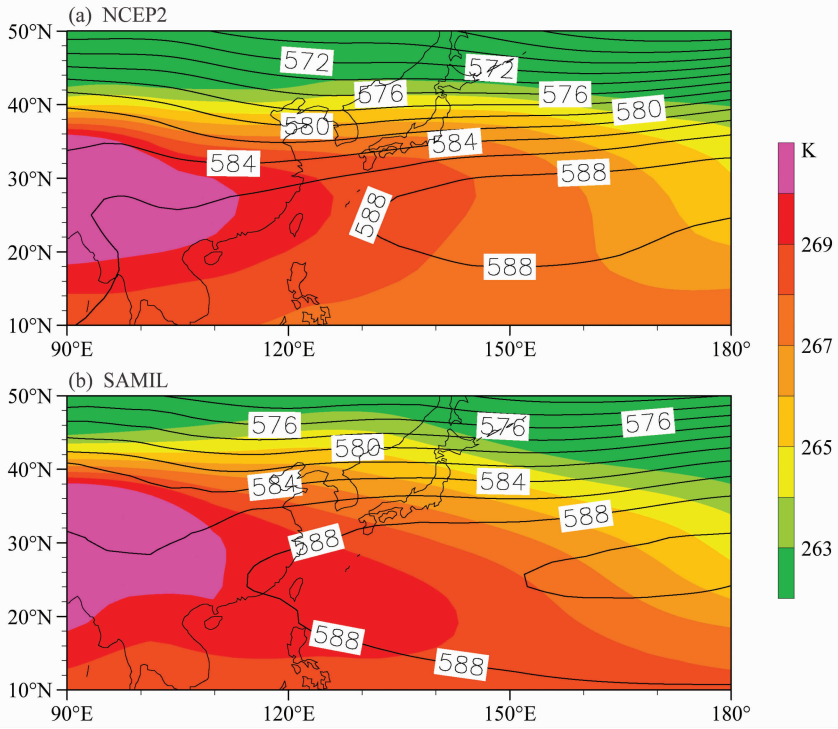


图 5 夏季平均的 500 hPa 位势高度场 (等值线, 单位: dagpm) 和温度场 (彩色, 单位: K): (a) NCEP-2; (b) SAMIL

Fig. 5 The distribution of summer mean potential height (contours in units of dagpm) and temperature (color shading) at 500 hPa: (a) NCEP-2; (b) SAMIL

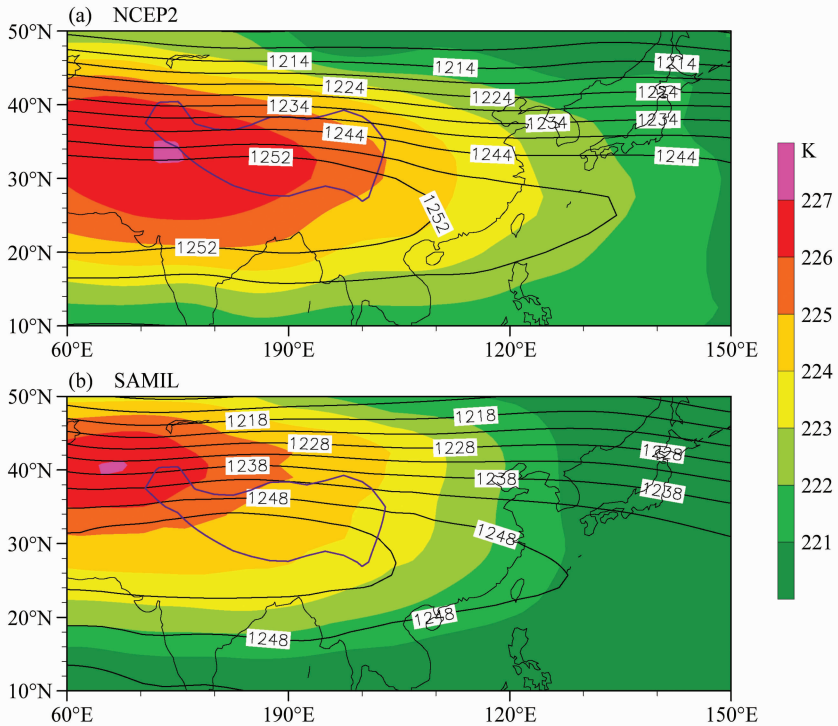


图 6 同图 5, 但为 200 hPa

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for 200 hPa

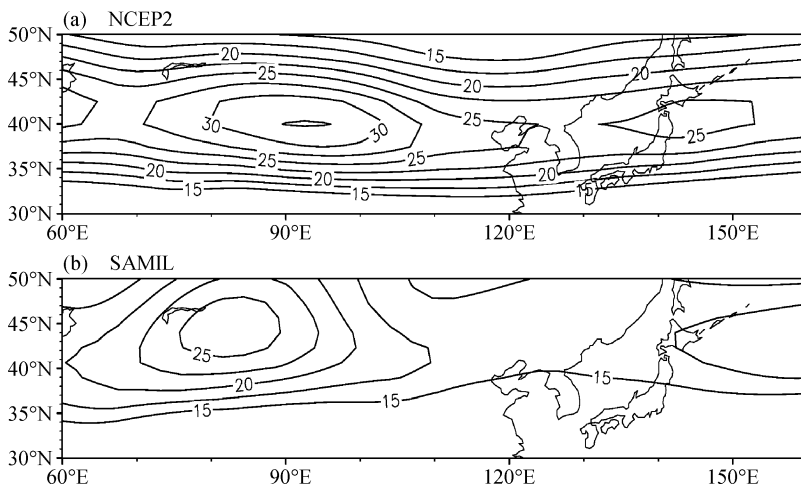


图 7 夏季平均的 200 hPa 纬向风场分布 (单位: m/s): (a) NCEP-2; (b) SAMIL

Fig. 7 The distribution of summer-mean zonal wind field at 200 hPa (units; m/s): (a) NCEP-2; (b) SAMIL

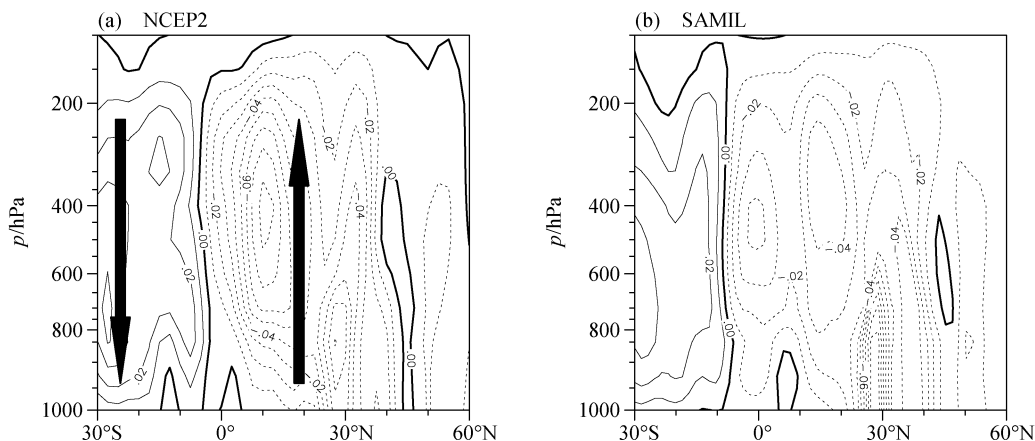


图 8 夏季 75°E~135°E 平均的垂直速度 (ω) 分布图 (单位: Pa/s): (a) NCEP-2, (b) SAMIL. 箭头表示运动方向

Fig. 8 The cross sections of vertical velocity (ω) averaged between 75°E and 135°E in summer (units; Pa/s): (a) NCEP-2; (b) SAMIL.

Arrows mean the direction of motion

弱引起。从温度场上看, 对流层中层到高层 (图 5、6) SAMIL 模拟的温度在高纬陆地上空偏高, 因而温度的经向梯度减弱, 也导致高层西风急流偏弱。

最后来看 EASM 系统中比较典型的一个现象, 即反哈德莱环流 (anti-Hadley)。从图 8 的垂直速度 ω (p 坐标垂直速度) 分布图可以看出 SAMIL 中模拟的垂直速度 ω 偏弱, 而垂直速度的大小与降水有关, 垂直速度偏弱, 对流发展高度偏低, 降水偏少, 从而使得 SAMIL 模拟的凝结潜热加热在大部分地区偏弱, 具体可以参看图 2 中对潜热加热的分析。

通过以上对 EASM 几个重要子系统气候平均态的分析可以发现, SAMIL 基本抓住了 EASM 的

基本特征, 包括了低层的季风环流、西太平洋副热带高压、南亚高压和西风急流, 但也存在一定的偏差, 模拟偏差很大原因在于 SAMIL 对潜热加热场和感热加热场的模拟存在偏差, 使得 SAMIL 模拟的西太平洋副热带高压偏强, 西风急流偏弱等。

4.2 夏季季风的年际变化

EASM 的年际变化, 可以从多方面来讨论, 如降水的年际变化、风场的年际变化等。本文主要从多变量经验正交分解 (MV-EOF) 出发, 讨论 SAMIL 对 EASM 的两个主要模态的模拟情况。Wang et al. (2008) 通过 MV-EOF 指出, 东亚夏季风的两个主要模态均由西太平洋副热带高压控制, 且与 ENSO 的发展和消亡有关。

图 9 是对 1980 年~2008 年 29 年的 JJA 资料进行 MV-EOF 分解后的空间第一模态 (EOF1) 和空间第二模态 (EOF2) 的分布, 这里采用了 3 个变量场, 主要是海平面气压场 (等值线)、降水场 (彩色阴影) 和 850 hPa 的风场 (矢量)。从观测场来看, EOF 1 的空间型解释方差为 34.5%, 海平面气压场的空间分布表现出副高西伸, 脊线位于 20°N 附近, 风场上主要是从海洋吹向陆地, 反映了发展的 EASM 的空间分布型, 主要的干湿位相分别位于副高控制地区和副高的南北两侧; 相比 SAMIL 的结果, 其 EOF1 空间型的解释方差为 31.1%, 与观测相当, 海平面气压场的空间分布所反映的副高呈东北西南走向的分布, 位于南海上空的副高西部与观测接近, 但西太平洋上中心位置相比观测要偏北大约 10 个纬度, 这和前面气候平均态的副高位

置略微偏北一致, 但是偏北程度上更加明显, 风场上和观测一致, 干湿位相同样位于副高控制区和副高两侧且在副高西侧也出现了湿位相。相比 EOF1, 观测的 EOF2 的解释方差仅为 13.4%, 西太平洋副高偏东偏南, 干湿位相的分布依旧是位于副高控制区和副高两侧, 反映了减弱的 EASM 的空间分布。而 SAMIL 得到的 EOF2 的空间分布和观测几乎没有可比性, 很大的原因在于本文采用单独大气模式的结果, 不存在海气相互作用, 这里就不再具体分析了。

图 10 是对应上图 MV-EOF 分解后空间分布模态的时间序列, 这里着重分析图 10e、f。从图 10e 中可以知道, 通过 95% 信度检验的周期主要是 4~5 年的周期, 和 ENSO 2~7 年的周期较为一致。而对 SAMIL 结果的分析 (图 10f) 发现, 其通过检验

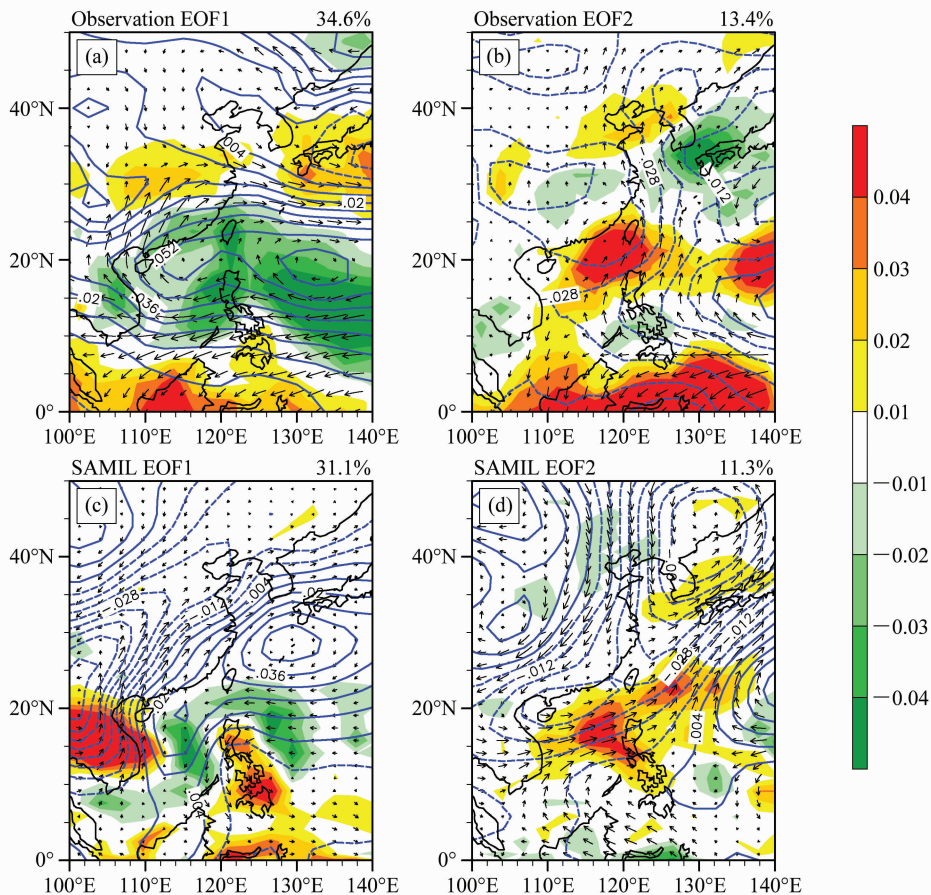


图 9 MV-EOF 分解 1980~2008 年 29 年资料得到的 EOF 1 和 EOF 2 (等值线为海平面气压场, 彩色阴影为降水场, 矢量为 850hPa 的风场): (a、b) 观测场; (c、d) SAMIL

Fig. 9 The spatial patterns of the first and second EOF modes EOF 1 and EOF 2 of data from 1980 to 2008 by multi-variate EOF (MV-EOF) analysis (the contours are the sea-level pressure, the color shadings are the precipitation, and the vectors are the wind field at 850 hPa): (a, b) Observation; (c, d) SAMIL

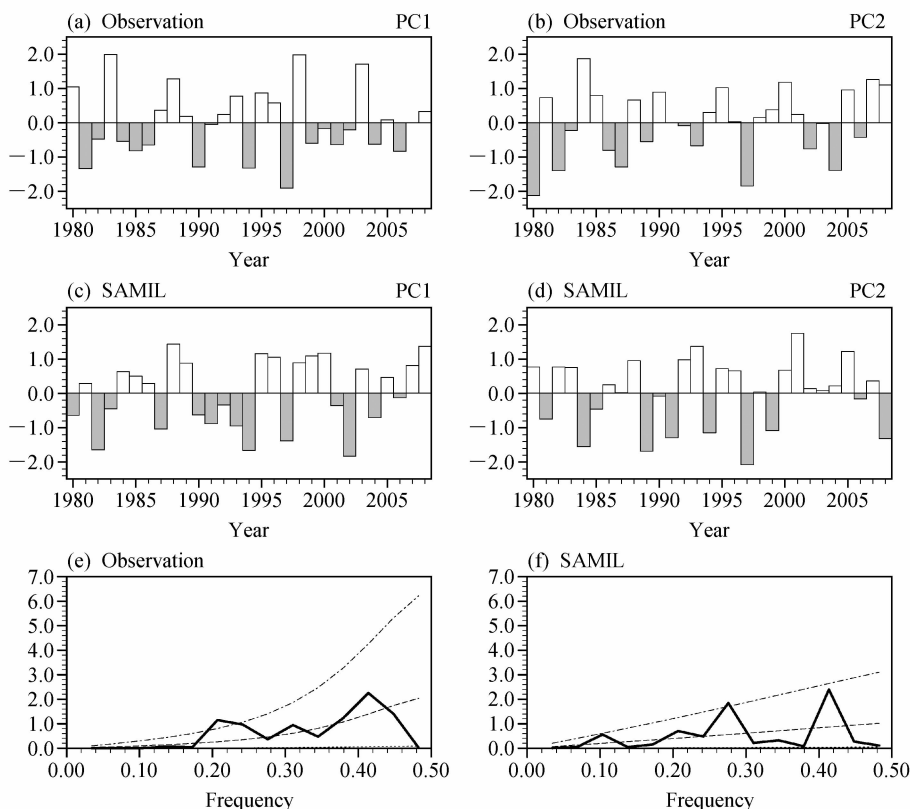


图 10 对应于图 9 空间分布模态的前两个主成分 PC1 和 PC2: (a、b) 观测; (c、d) SAMIL; (e、f) 对观测和 SAMIL 的 PC1 进行的功率谱分析 (点虚线是 95% 的信度检验, 虚线是马尔可夫红噪音谱)

Fig. 10 The time series of the spatial patterns corresponding to Fig. 9: (a, b) Observation; (c, d) SAMIL; (e, f) the spectral analysis of the first principle component (PC1) (dash-dotted line: 95% confidence level; dashed line: the Markov "red noise" spectrum)

的周期主要集中在 3.5 年左右, 说明 SAMIL 对 EASM 的年际变率具有一定模拟能力, 但是仍具有很大的提升空间。

5 讨论

通过以上 SAMIL 模拟结果和 NCEP-2 资料的对比及环流场和非绝热加热场的对照分析, 从中可以知道 SAMIL 对非绝热加热场模拟的偏差很大程度上影响了 SAMIL 对 EASM 模拟的能力, 尤其凸显在 SAMIL 对感热加热和凝结潜热加热场模拟的偏差上。

模式中对感热加热模拟的偏差主要原因在于模式中云参数化方案的缺陷, SAMIL 中模拟的感热加热偏强, 原因是 SAMIL 模拟的中低云量偏少, 使得入射到地面的短波辐射偏多, 造成地表温度偏高, 从而使得地表对大气的感热加热偏强。由于不同资料对低云的定义不同, 所以这里没有给出 SAMIL 和 ISCCP 的低云量分布, 而从地表的温度

分布间接地反应低云的模拟情况。图 11a 反映了 SAMIL 和 NCEP-2 的地表温度的差值场, 从中可以发现 SAMIL 中全球大陆的地表温度普遍高于 NCEP-2, 这从一个侧面反映了 SAMIL 中模拟的中低云量偏少。

而模式对凝结潜热加热场模拟的偏差主要问题在于模式中的积云对流参数化方案。SAMIL 中模拟的垂直速度 ω 偏弱, 深对流发展高度偏低, 浅对流的模拟较差, 降水强度在孟加拉湾、青藏高原南侧、华南和 30°N 太平洋地区偏弱, 而在印度半岛两侧及西太平洋地区 (尤其是南北纬 10° 的两条纬度带上) 降水强度偏强, 造成了 SAMIL 模拟的潜热加热场相对于 NCEP-2 的偏差。当然, 以上的讨论都只局限于单独的大气环流模式, 大气和海洋之间不存在真实的海气反馈作用, 如果采用全耦合模式, 充分考虑大气和海洋之间的反馈作用, 模式模拟的潜热加热场也许会有改进。图 11b 反映的是全耦合模式 (FGOALS-s) 和 NCEP-2 的潜热

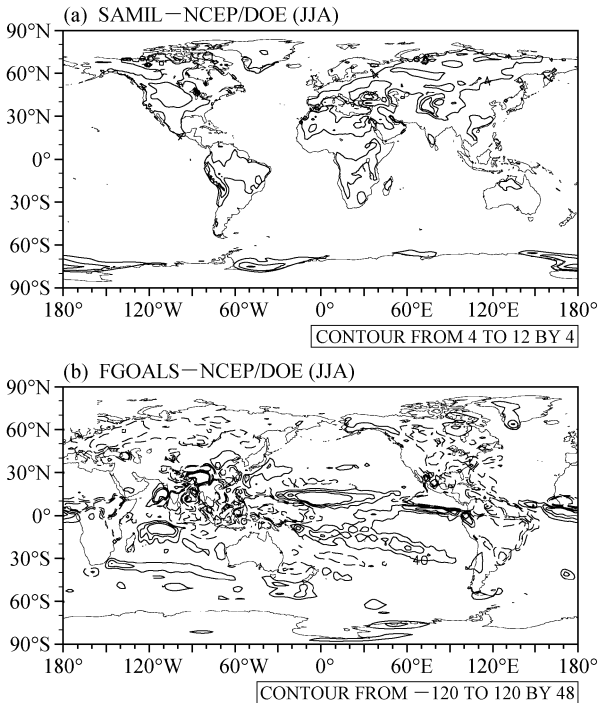


图 11 夏季平均的 (a) SAMIL 和 NCEP-2 的地表温差分布 (单位: K) 及 (b) 最新版本的耦合模式 FGOALS 和 NCEP-2 的潜热差的分布 (单位: W/m^2)。实线为正值, 虚线为负值 (零线省略)

Fig. 11 The spatial distributions of (a) the temperature difference (K) between SAMIL and NCEP-2 and (b) the condensation heating difference (W/m^2) between the newest coupled model (FGOALS) and NCEP-2. Solid (dashed) line; positive (negative) value (zero line omitted)

加热场的差, 相比单独大气环流模式, 最新版本耦合模式模拟的潜热加热在 $30^{\circ}N$ 的西太平洋地区、赤道带、印度半岛东西两侧等有所改进, 但是南北纬 10° 的两条纬度带上, 潜热加热没有得到明显改善。从中说明积云对流参数化方案对单独大气环流模拟和耦合模式的模拟性能具有重要的影响, 仍有待于我们进一步的改进和发展。

6 总结

本文根据夏季环流场向热力场的适应过程这一事实, 从 SAMIL 模拟的全球加热场出发, 分析诊断了 SAMIL 对 EASM 各重要组成部分的模拟情况。得出以下几个结论:

(1) 与前几个版本的大气环流模式相比, 最新版本的 SAMIL 模式能更好地反映东亚夏季风的各组成部分, 如低层的季风环流、降水场、西太平洋

副热带高压、南亚高压等, 但是与观测相比, 还是存在一定的偏差。

(2) SAMIL 能较好地模拟出夏半球副热带地区四叶型加热场 (LOSECOD), 但模拟的全球非绝热加热场的强度存在一定偏差, 尤其表现在感热加热和潜热加热的模拟上, SAMIL 模拟的感热加热在全球陆地上普遍偏高; 模拟的潜热加热在印度半岛两侧、西太平洋地区 (尤其是南北纬 10°)、高原南部偏高, 而在以中南半岛和中国南海为转折点的呈回旋镖型的两条带上、高原北部、大陆中高纬地区等模拟的潜热偏低。

(3) SAMIL 模拟感热加热的偏差主要是由模式中云参数化方案所致, SAMIL 中模拟的中低云量偏低, 使入射到地面的短波辐射量偏大, 地面温度偏高, 感热加热偏强; 而导致潜热加热的模拟偏差主要在于积云对流参数化方案, SAMIL 中垂直速度 ω 偏小, 深对流发展高度偏低, 对浅对流的模拟仍有待于进一步提高。

(4) SAMIL 中西太平洋地区 ($30^{\circ}N$ 附近) 模拟的潜热加热偏强使得西太平洋副热带高压强度偏强、西伸脊点过于偏西; 高原南部潜热偏强、南侧偏弱及高原地区感热加热偏弱共同作用, 模拟的对流层高层的南亚高压接近于观测值; 而北纬 40° 的纬度带上, $80^{\circ}E \sim 90^{\circ}E$ 感热和潜热偏弱, 使得西风急流的中心偏弱, $140^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$ 潜热、短波辐射偏弱使得西风急流的次中心模拟也偏弱。

(5) SAMIL 对 EASM 年际变化的第一模态模拟较好, 但是对第二模态模拟的较差 (其中的物理原因有待于今后进一步研究), 且对 PC1 的周期性具有一定的模拟能力, 但是还有待于进一步提高。

致谢 感谢两位匿名审稿人提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

- 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]. *J. Hydrometeorol.*, 4: 1147 - 1167.
- 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 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1077 - 1090.
- 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 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (6): 1077 - 1090.

- Brinkop S, Roeckner E. 1995. Sensitivity of a general-circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary-layer [J]. *Tellus (A)*, 47: 197–220.
- 陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季风 [J]. *大气科学*, 33 (1): 155–167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (1): 155–167.
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the new NCAR CAM3. 5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme [J]. *J. Climate*, 23: 3657–3675.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 689–720.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.
- 李剑东. 2008. 大气环流谱模式 SAMIL 中辐射过程的数值模拟研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. Li Jiandong. 2009. Numerical research on radiation processes in the Spectral Atmospheric General Circulation Model-SAMIL [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences.
- Liu H, Wu G X. 1997. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSI-B [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 14: 289–308.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere [J]. *Climate Dynamics*, 17: 327–338.
- Nitta T, Hu Z Z. 1996. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74: 425–445.
- Nordeng T E. 1994. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics [R]. ECWFM Technical Memo. 206, 41pp.
- Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. 1986. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drags parameterization [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112: 1001–1039.
- 宋晓良. 2005. 两种质量通量型积云参数化方案在气候模拟中的评估分析研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 119–145. Song Xiaoliang. 2005. The evaluation analysis of two kinds of mass flux cumulus parameterization s in climate simulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 199–145.
- Sun Z, Rikus L. 1999a. Improved application of ESFT to inhomogeneous atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 6291–6303.
- Sun Z, Rikus L. 1999b. Parameterization of effective radius of cirrus clouds and its verification against observations [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125: 3037–3056.
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系 [J]. *气象学报*, 34 (4): 385–395. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in Southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the west Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 34 (4): 385–395.
- 陶诗言, 卫捷. 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳 [J]. *应用气象学报*, 17 (5): 513–525. Tao Shiyan, Wei Jie. 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the West Pacific in summer [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 17 (5): 513–525.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 1779–1800.
- 王在志, 吴国雄, 刘平, 等. 2005. 全球海—陆—气耦合模式大气模式分量的发展及其气候模拟性能 I——水平分辨率的影响 [J]. *热带气象学报*, 21: 225–237. Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Liu Ping, et al. 2005. The development of GOALS/LASG AGCM and its global climatological features in climate simulation. I: Influence of horizontal resolution [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 21: 225–237.
- 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 [J]. *大气科学*, 31: 202–213. Wang Zaizhi, Yu Rucong, Bao Qing, et al. 2007. A comparison of the atmospheric circulations simulated by the FGOALS-s and SAMIL [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31: 202–213.
- 吴波, 周天军, Li Tim, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. *大气科学*, 33 (2): 285–289. Wu Bo, Zhou Tianjun, Li Tim, et al. 2009. Interannual variability of the Asian–Australian monsoon and ENSO simulated by an ocean–atmosphere coupled model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 285–299.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24 (4): 433–446. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (4): 433–446.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2003. 副热带高压研究进展及展望 [J]. *大气科学*, 27: 503–517. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2003. Review and prospect of the study on the subtropical anticyclone [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27: 503–517.
- Wang B. 1992. The vertical structure and development of the ENSO

- anomaly mode during 1979 – 1989 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (8): 698 – 712.
- Wang B, Lee J Y, Kang I S, et al. 2008. How accurately do coupled climate models predict the leading modes of Asian – Australian monsoon interannual variability? [J]. *Climate Dyn.*, 30: 605 – 619.
- Webster P J. 2006. The coupled monsoon system [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*, Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd, 67 – 87.
- Wu C Q, Zhou T J, Sun D Z, et al. 2011. Water vapor and cloud radiative forcings over the Pacific Ocean simulated by the LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (1): 80 – 98.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13 (1): 1 – 18.
- Wu G X, Liu Y M. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5): 1201 – 1204.
- Wu T W, Wang Z Z, Liu Y M, et al. 2004. An evaluation of the effects of cloud parameterization in the R42L9 GCM [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 153 – 162.
- Yanai M, Wu G X. 2006. Effects of the Tibetan Plateau [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*, Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd, 67 – 87.
- 张丽霞, 周天军, 曾先锋, 等. 2011. 积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟的影响 [J]. *大气科学*, 35 (4): 777 – 790. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Zeng Xianfeng, et al. 2011. The annual modes of tropical precipitation simulated with LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (4): 777 – 790.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005. SAMIL 模式模拟结果评估 [M]//吴国雄. *大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS-s*. 北京: 气象出版社, 53 – 89. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005. Evaluations of the performances of SAMIL [M]//Wu Guoxiong. *Atmospheric General Circulation Model SAMIL and the Coupled Model FGOALS-s (in Chinese)*. Beijing: China Meteorological Press, 53 – 89.
- Zhang J, Zhou T J, Bao Q, et al. 2010. The vertical structures of atmospheric temperature anomalies associated with El Niño simulated by the LASG/IAP AGCM: Sensitivity to convection schemes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 1051 – 1063.
- Zhang Y C, Kuang X Y, Guo W D, et al. 2006. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11708, doi: 10.1029/2006GL026377.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian – Australian monsoon [J]. *J. Climate*, 22: 1159 – 1173.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22: 2199 – 2215.