

SMIP2 试验对亚洲夏季风的模拟能力 及其可预报性的分析

施洪波^{1, 2} 周天军¹ 万慧^{1, 2} 王斌¹ 宇如聪^{3, 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 中国气象局, 北京 100081

摘要 利用参加第二次季节预测模式比较计划 (Phase 2 of the Seasonal Prediction Model Intercomparison Project, 简称 SMIP2) 的五个大气环流模式的输出结果, 比较了这些模式对亚洲夏季降水的模拟能力, 并讨论了大气环流模式在季节尺度上对亚洲夏季风的可预报性。结果表明, 各模式能够较好地模拟亚洲夏季降水的大尺度分布特征。除了模拟的东亚夏季降水异常经验正交函数分解第一模态 (EOF1) 的时间系数与观测之间的相关系数较低之外, 多数模式可以大致再现东亚、南亚和西太平洋夏季降水异常 EOF1 及其对应的时间系数。分析表明, 热带地区有很好的可预报性, 北半球副热带地区的可预报性尽管也较好, 但比热带地区要低, 南半球热带以外地区的可预报性较差, 陆地上的可预报性比海洋上低。在热带和北半球副热带地区, 由海温强迫所产生的较大外部方差对此地高可预报性有很大的贡献。与正常年份相比, 模式在强 El Niño 年和强 La Niña 年表现出较高的可预报性, 在南亚和印度洋地区大多数模式在 El Niño 年比 La Niña 年产生了更好的可预报性, 在中西太平洋区域 El Niño 年可预报性的高值中心较 La Niña 年位置偏西。

关键词 大气环流模式 SMIP2 比较计划 季节尺度 亚洲夏季降水 可预报性

文章编号 1006-9895 (2008) 01-0036-17

中图分类号 P435

文献标识码 A

SMIP2 Experiment-based Analysis on the Simulation and Potential Predictability of Asian Summer Monsoon

SHI Hong-Bo^{1, 2}, ZHOU Tian-Jun¹, WAN Hui^{1, 2}, WANG Bin¹, and YU Ru-Cong^{3, 1}

1 *State 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 *China Meteorological Administration, Beijing 100081*

Abstract The ability of simulating Asian summer monsoon (ASM) is evaluated and potential predictability of the ASM on seasonal time scale is analyzed by using the output of five atmosphere general circulation models participating in "Phase 2 of the Seasonal Prediction Model Intercomparison Project" (SMIP2). According to the requirements of SMIP2, seven-month ensemble integrations are performed from 6-10 consecutive days of initial condition at the beginning of February, May, August and November from 1978 to 1999, respectively. The observed sea surface

收稿日期 2006-05-09, 2006-06-29 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40523001、40375029、40221503、40233031, 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”, 国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703

作者简介 施洪波, 男, 1979 年出生, 博士研究生, 主要从事区域气候模式的研究与模拟、东亚气候可预报性研究。

E-mail: shb@mail.iap.ac.cn

temperature obtained from PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison) is used as boundary forcing. The reanalysis data or model climatologies from AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) run is used as initial land conditions. In this paper, only summer mean data is used.

Results show that these models can approximately reproduce the spatial pattern of Asian summer precipitation, except that the intensity of the precipitation is weakly simulated over the subtropical western Pacific, the marine continent to the south of the Philippines, and the equatorial Indian Ocean to the south of the Bay of Bengal. The empirical orthogonal function (EOF) analysis is used to extract the leading mode of summer precipitation anomaly over East Asia, South Asia and the western Pacific. It is found that the models are capable of simulating the spatial pattern of “north drought and south flood” in East Asia. But the extension and center of the simulated dry and wet regions are different from the observed ones. And there are very weak correlations between the time coefficient for the first EOF mode (EOF1) of the observed East Asian summer precipitation anomaly and the simulated ones except MGO model. All models are able to simulate the positive anomaly of summer precipitation in the south of the India peninsula, while the negative anomaly in the Bay of Bengal is neglected. The time coefficients of the simulated South Asian summer precipitation anomaly EOF1 are well correlated with the observed one. At the same time, the models can well simulate the space-time pattern in the western Pacific except that the anomaly centers simulated by individual models are a little different from the observed. And yet the correlation coefficients are very large between the simulated and observed time coefficients, which exceed 0.8 and pass the significance level of 0.01. The analysis of variance is used to investigate the potential predictability of the ASM. It is showed that the potential predictability of the ASM is very high in the tropics. The prediction skill in the Northern subtropical region is good but lower than that in the tropical region. There is very low predictability in the Southern extratropical region. The prediction skill is lower over the land than over the ocean. Furthermore, the potential predictability is model-dependent. For example, LASG, MGO and MRI models display high potential predictability over various regions for 500-hPa geopotential height. External variability contributes much to the high potential predictability over the tropical region and the Northern subtropical region. The potential predictability of the simulated summer mean zonal wind at 850-hPa exhibits distinct interannual variability. The models have very high prediction skill during strong El Niño years and La Niña years over East Asia, South Asia and the western Pacific. In order to further study the influence of El Niño (La Niña) events on potential predictability, an average over four selected years is made to measure the potential predictability for the El Niño, La Niña and normal cases, respectively. The results reveal that potential predictability is higher for the El Niño, La Niña cases than for the normal case. The extension of high potential predictability is larger in El Niño years than in La Niña years. And the potential predictability center is more westward in El Niño years. Moreover, most models have good prediction skill in El Niño years than in La Niña years over South Asia and the Indian Ocean.

Key words atmosphere general circulation model, SMIP2, seasonal time scale, Asian summer monsoon, potential predictability

1 引言

大气运动表现为一个混沌系统, 由于其内部动力不稳定和非线性相互作用抑制了对大气环流的确定性预报, 随之出现了可预报性极限, 导致天气预报时效只有两周左右^[1]。但是大气中还存在低频变化, 而热带地区的大气低频变化可能主要是由缓变的边界条件强迫出来的, 因此大气的可预报性是由大气内部动力过程和缓变的边界强迫共同决定的。边界强迫的异常会产生潜在的可预报性, 这构成了

气候预测的科学基础。尽管雪盖、土壤温度和土壤湿度等在大气边界层中起着重要作用, 但是海温异常通常被认为是最主要的大气下边界强迫^[2]。

亚洲夏季风是气候系统中一个非常复杂的成员, 有很强的年际变化。由于边界强迫和印度季风之间的关系减弱, 使用经验模型对印度季风的预测表现出很差的技巧, 模式必须提高对雨带的季节变化和季节内振荡空间型的模拟能力, 才能更好地模拟季风的平均态和年际变化^[3]。在过去的十几年里, 不同的大气环流模式 (AGCM) 被用来模拟亚

洲夏季风的年际变化和季节平均降水。一些模拟结果表明热带太平洋海温异常可能对印度降水的年际变化有决定性影响^[4, 5]。Kang 等^[6]通过评估 10 个 AGCM 对亚洲夏季风降水的模拟情况,发现大部分模式能够模拟出季风的一些行星尺度特征,但是不同模式模拟的季风降水有很大的差别。近年来,人们开始利用观测海温强迫 AGCM 进行集合模拟来研究季节预测的可预报性问题。在年际变化的海温强迫下,大气环流的可预报性因区域和季节而不同^[7]。Kusunoki 等^[8]的集合试验结果表明,北半球预报技巧在春季和冬季较高,在夏季和秋季较低;东亚和北美的预报技巧比欧洲和大西洋高;增加集合的个数可以提高模式在热带和热带以外的预报技巧;在所有的区域和季节,提前一个月的预报技巧比不提前要低。有人还就 El Niño 和南方涛动 (ENSO) 对预报技巧的影响进行了研究。Brankovic 和 Palmer^[9]指出 ENSO 较强的年份,模式在热带表现出相对较高的预报技巧,而在北半球热带以外,北太平洋-北美地区在冬季有最高的技巧,北大西洋-欧洲地区在春季有相当高的技巧;ENSO 较弱的年份,模式的技巧在热带和热带以外地区没有明显的差别。此外,Kang 等^[10]发现集合平均预报的系统误差在副热带西太平洋特别大,通过运用基于奇异值分解 (Singular Value Decomposition) 的统计方法对模式的系统误差进行订正,他们提高了全球大部分地区夏季平均降水的预报技巧。

国内学者也开展了大量与大气可预报性或者短期气候预测相关的研究工作。王会军^[11]指出,大气月平均风场在对流层上层和平流层下层的热带地区及一些关键区域可持续性超过一个季节,并且与东亚季风有显著相关,使得从大气内部变化来考虑东亚夏季风气候仍有一定的可预测性。赵彦等^[12]利用中国科学院大气物理研究所 (IAP) 2 层 AGCM 1.1 进行的集合后报试验结果表明,在北半球春季,500 hPa 高度场、海平面气压场和表面气温场在中国有一个可预报高值区,降水场、海平面气压场和表面气温场的可预报性从我国南海向西北递减。郎咸梅等^[13]通过分析 IAP 9 层 AGCM 的结果,发现热带地区可预报性随季节有轻微变化,在

北半球中高纬地区,通常春季的可预报性较低,夏季的表面气温和对流层中高层的位势高度以及冬季的风场和降水都有较高的可预报性,当 Niño 3 区海温异常比较显著时,中国西北部的可预报性明显上升。Yang 等^[14]提出了一个新的评估热带以外大气季节可预报性的方法,发现热带以外有可预报性的区域主要集中在北美和部分亚洲季风区,尽管 ENSO 强迫在一些特定区域对可预报性有决定性影响,但是在非 ENSO 边界强迫下,有些区域 (如亚洲季风区、中非) 有时也会有潜在可预报性。Hassen 等^[15]认为 ENSO 事件可能对冬季太平洋-北美地区的季节可预报性没有多大影响,但可以提高北半球夏季热带外大陆地区的可预报性。

综上所述,关于大气可预报性的研究已有大量工作,但是所得的结论对模式有很强的依赖性,为了克服这种模式上的依赖性、比较不同模式在季节时间尺度上的可预报性,气候变化和预测研究计划数值试验工作组 (Climate Variability and Predictability Research Programme Numerical Experimentation Group, 简称 CLIVAR NEG-1) 在 1996 年组织了第一次季节预测模式比较计划 (the Seasonal Prediction Model Intercomparison Project, 简称 SMIP)^[16],用 5 个初始条件分别对 1982~1983、1986~1987、1987~1988、1992~1993 年的冬季 (12~3 月) 和 1987、1988、1993、1994 年夏季 (6~9 月) 积分 4 个月。由于在 SMIP 中仅对 4 个夏季和 4 个冬季进行模拟,没有足够的模式年份用来定义模式气候态和异常,所以季节和年际预测工作组 (Working Group on Seasonal-to-Interannual Prediction, 简称 CLIVAR WGSIP) 又在 2000 年组织了第二次季节预测模式比较计划 (SMIP2)^[17],主要数值试验内容是以观测海温作为边界强迫、进行多集合的、连续 7 个月的模式积分。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) 的大气环流模式 GAMIL^[18]也参加了 SMIP2 的模式比较。本文的主要目的,是以 SMIP2 的执行为契机,利用 SMIP2 的多模式模拟结果,比较模式对亚洲夏季降水变化的模拟能力,并讨论亚洲夏季风的潜在可预报性。

① Wan Hui, Wang Bin, Yu Yongqiang, et al. Development and Validation of the Gridpoint Atmospheric Model of IAP LASG (GAMIL), LASG Technical Report No. 16, 2006, 84pp

本文其他部分安排如下: 第二部分简要介绍了参加 SMIP2 的 5 个 AGCM 及试验设计、所用的各种数据和分析方法; 第三部分对模式结果进行了分析和讨论, 最后给出结论。

2 模式试验设计和分析方法

2.1 模式试验设计

根据 SMIP2 要求, 在 1979~2000 年的每个季节用 6~10 个初值提前一个月积分, 即在每年 2、5、8 和 11 月初开始积分(每个模式所取初值的日期可能会不一致, 例如 GAMIL 取上述各月的 1~6 日 00 时的数据作为初值, 从这 6 个初值积分的结果作为一个集合), 积分时间为 7 个月, 陆面初始值采用再分析数据或者模式生成的气候态数据, 边界条件采用气候模式诊断和比较计划(Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, 简称 PCMDI) 提供的观测海温和海冰。目前, 已经有 5 个 AGCM 向 SMIP2 提交了试验数据, 本文所采用的模式试验数据信息见表 1。关于这些模式的技术细节参阅文献[17]。需要指出的是, 由于各模式的积分时段稍有差别, 本文所讨论的时段为 1979~1999 年 5~11 月中的 6~8 月。此外, 由于只得到一组 SCRIPPS 模式的试验结果(缺少 1990 年夏季降水资料), 因此, 其数据仅用于夏季平均降水的气候分布和年际变化的分析工作, 另外得到的数据中还缺少 KMA 模式的 500 hPa 位势高度数据和 MRI 模式的 200 hPa 纬向风数据。

作为观测证据, 本文还使用了欧洲中期天气预报中心的再分析资料^[19](ERA40)、美国国家海洋和大气局气候预测中心提供的月平均降水资料(Climatic Prediction Center Merged Analysis of

Precipitation, 简称 CMAP)^[20]、英国气象局的月平均海温数据(GISST)^[21]以及从美国国家环境预测中心气候诊断中心(CDC/NCEP)下载的 Niño 3 区的月平均海表温度。

2.2 分析方法

本文采用可预报性研究中通行的方差分析方法^[22~24]。Rowell^[24]总结了受海洋强迫的大气季节预报方法的优缺点, 认为集合方法的优点是对较弱海温的影响有很好的响应, 缺点是主要依赖于模式的气候技巧。根据 Rowell^[24]和 Kang 等^[10]的作法, 夏季降水的总方差可被分成两部分, 一是由海洋(海温和海冰)的强迫引起的, 二是由大气内部变化所引起的。在某个季节, 一个物理量 x 可被表示成两个独立的分量之和, 即

$$x_{ij} = \mu_i + \xi_{ij}, \quad (1)$$

其中, x_{ij} 是模拟的物理变量, μ_i 是 x_{ij} 中受海洋强迫产生变化的部分(μ_i 的方差是 σ_{sst}^2), $i=1, \dots, N$ 是年份, $j=1, \dots, n$ 是集合个数; ξ_{ij} 是大气内部变化所产生的部分(ξ_{ij} 的方差是 σ_{int}^2)。根据文献[22], 可以得到 σ_{sst}^2 、 σ_{int}^2 和 σ_{tot}^2 (总方差)。内部方差 σ_{int}^2 就是 1979~1999 年中每年的集合成员与集合平均之间偏差的方差平均值。外部方差 σ_{sst}^2 就是每年的集合平均与气候平均之间偏差的平方的平均值。总方差即内部方差与外部方差之和。根据文献[23], 考虑误差订正, 可以得到:

$$\sigma_{int}^2 = \frac{1}{N(n-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_i)^2, \quad (2)$$

$$\sigma_{En}^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\bar{x}_i - \bar{x})^2, \quad (3)$$

$$\sigma_{sst}^2 = \sigma_{En}^2 - \frac{1}{n} \sigma_{int}^2, \quad (4)$$

表 1 模式信息和积分时段

Table 1 The model information and the integration time periods

单位	模式	精度	集合个数	积分时段		积分时段	
KMA	GCPS1.0	T62L21	10	11~5月	—	5~11月	—
LASG	GAMIL1.0	2.8125×2.8 L26	6	11~5月	2~8月	5~11月	8~2月
MRI	GSM9603	T63L30	6	12~6月	3~9月	5~12月	9~3月
MGO	AM2	T30L14	6	11~5月	2~8月	5~11月	8~2月
SCRIPPS	NCEP/SPM	T62-reducedL28	1	12~5月	3~8月	6~11月	9~2月

注: KMA——韩国气象厅, LASG——中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体物理学数值模拟国家重点实验室, MRI——日本气象厅气象研究所, MGO——俄罗斯地球物理观测总台, SCRIPPS——美国 SCRIPPS 海洋研究所

其中,

$$\bar{x}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{ij}$$

是 x_{ij} 的集合平均,

$$\bar{x} = \frac{1}{Nn} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n x_{ij}$$

是 x_{ij} 的集合平均的气候平均。

海温强迫产生的大气可预报性可以通过外部方差和内部方差的比值加以定量估算, 即

$$r = \frac{\sigma_{\text{sst}}^2}{\sigma_{\text{int}}^2}. \quad (5)$$

当海温强迫很强而 σ_{int}^2 很小时, r 会在 0 到 ∞ 之间变化。为了方便比较, 对 r 进行标准化处理, 即

$$R = \frac{r}{1+r}. \quad (6)$$

$R=0$ 表示没有可预报性, $0 < R < 0.5$ 表示有较低的可预报性, $R > 0.5$ 说明可预报性很高。

为了调查海温强迫产生的大气可预报性的年际变化, 对特定年份外部方差与内部方差的比值, 可利用下式进行计算^[9]:

$$r_i = \frac{([\bar{x}_i] - \bar{x})^2}{\sigma_i^2}, \quad (7)$$

$$R_i = \frac{r_i}{1+r_i}, \quad (8)$$

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{j=1}^n (x_{ij} - [\bar{x}_i])^2, \quad (9)$$

其中,

$$[\bar{x}_i] = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{ij}$$

是变量 x_{ij} 在第 i 年的集合平均, σ_i^2 是 x_{ij} 在第 i 年的内部方差, r_i 是第 i 年的外部方差和内部方差的比值, R_i 则是第 i 年的可预报性。

此外, 为了比较不同模式模拟的夏季降水气候态分布间的区别, 定义模式间降水气候态的“离差 (dispersion)”为

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (10)$$

其中, $i=1, \dots, n$ 为模式个数, x_i 为某模式模拟的气候平均降水, \bar{x} 为多个模式模拟的夏季降水气候态的集合平均。在讨论多模式集合或单模式的多个例集合同时, 经常用到这种方法^[25]。

3 结果分析

3.1 夏季气候平均降水

由于五个模式的模拟性能各不相同, 先对模式

集合平均的结果进行分析。如图 1a、b 所示, 模式集合平均降水的大尺度特征与 CMAP 观测资料比较一致。除了中南半岛、南海和西太平洋的降水中心模拟偏弱之外, 模式很好地再现了孟加拉湾和印度半岛西侧的降水中心。赤道印度洋、东亚、西太平洋和海洋大陆地区的模拟降水存在一定偏差。与观测相比, 一个明显不足是副热带西太平洋降水带偏弱且偏北, 热带辐合带 (ITCZ) 降水偏少, 而南太平洋辐合带 (SPCZ) 降水则偏多。印度半岛和孟

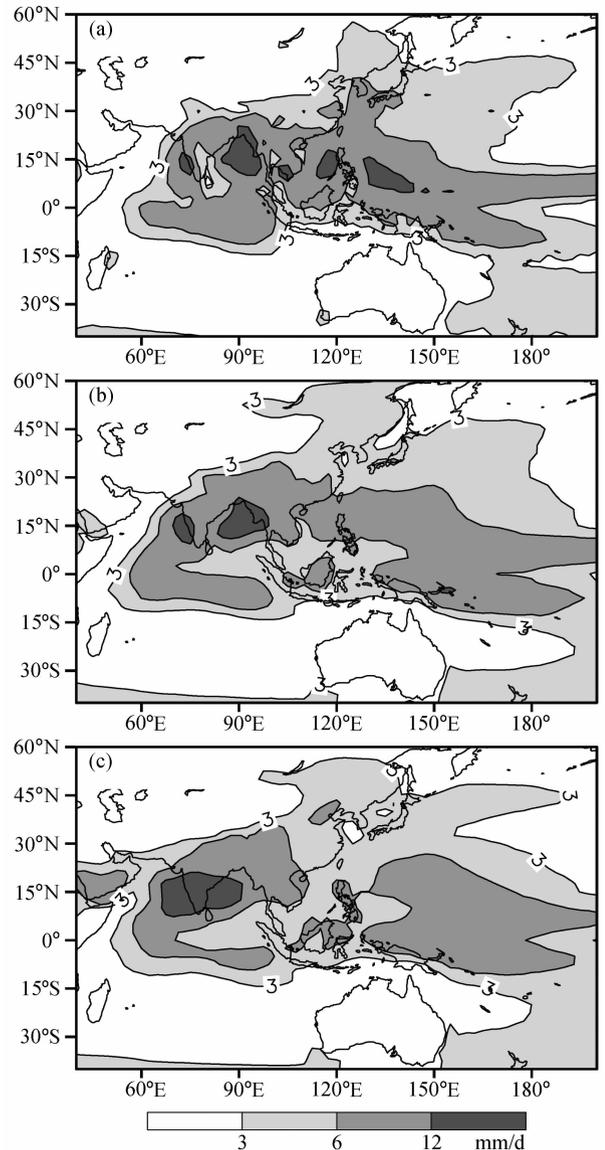


图 1 夏季气候平均降水的空间分布 (单位: mm/d): (a) CMAP; (b) 多模式集合平均; (c) 模式间的离差

Fig. 1 Spatial pattern of summer mean precipitation (mm/d): (a) CMAP; (b) multi-model composite; (c) the dispersion among the five models

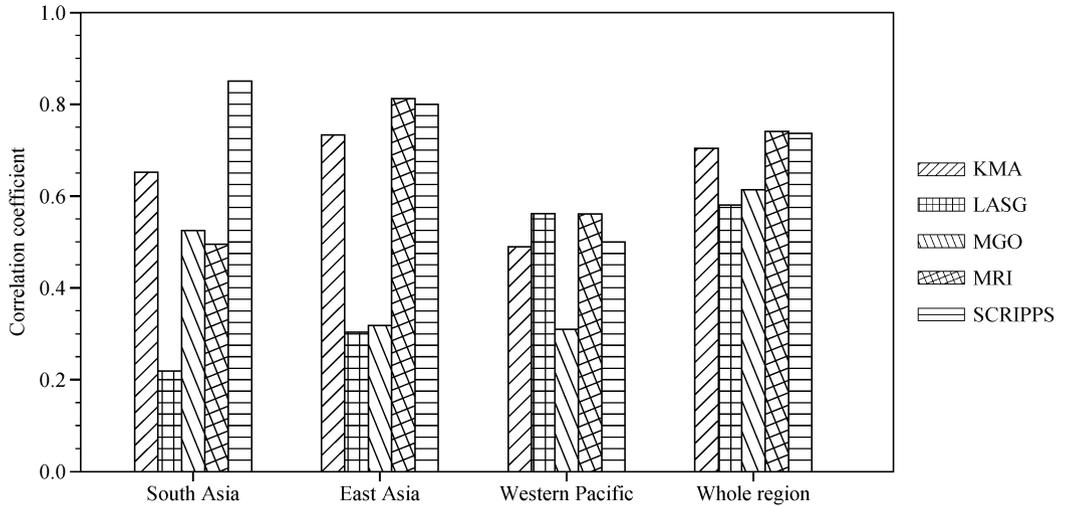


图3 模拟的夏季平均降水与观测场在南亚、东亚、西太平洋和整个分析区域的空间相关系数

Fig. 3 Spatial correlations between the simulated and observed summer mean precipitation in South Asia, East Asia, the western Pacific, and the whole analyzed region

3.2 环流场

亚洲夏季降水分布与大气环流的变化密切相关。与观测相比, LASG、KMA、MGO 和 SCRIPPS 模式模拟的南亚夏季风环流偏强, 模拟的印度半岛、孟加拉湾降水与观测相当或者偏大, 其中 KMA 和 SCRIPPS 模式模拟的中纬度西风可以向东到达 130°E , 在菲律宾附近产生了过多的降水(图2)。西太平洋副高是东亚夏季风系统的成员之一, 它通过影响水汽输送, 进而对东亚降水的分布产生影响^[26~28]。模式对副高模拟上的偏差, 将最终影响对降水的模拟结果^[29, 30]。除了 MRI 和 SCRIPPS 模式以外, 其他模式模拟的西太平洋副高强度比观测都要强。实际观测的西太平洋副高脊线在 30°N 以南。MGO 和 MRI 模式模拟的西太平洋副高的脊线与观测比较一致, 但模拟的东亚大陆降水中心偏南, MGO 模式模拟的降水偏多, MRI 模式模拟的降水则偏少。KMA、LASG 和 SCRIPPS 模式的西太平洋副高脊线都偏北, 在 30°N 以北向西延伸。其中 LASG 模式模拟的西太平洋副高太强且脊线偏北, 导致模拟的东亚大陆降水偏北。SCRIPPS 模式模拟的西太平洋副高偏弱, 模拟的东亚大陆降水中心偏南, 这可能与模拟的低纬西风偏强同时南风偏弱有关。KMA 模式模拟的西太平洋副高比观测稍强, 但模拟的中纬度西风与观测较一致, 模拟的东亚大陆降水分布与观测对应较好。另外, 大多数模式在副热带西太平洋模拟的降

水偏少, 这可能与到达西太平洋的西风太弱以及西太平洋副高过分西移有关。

3.3 亚洲夏季降水的年际变化

亚洲地区存在着南亚和东亚两支季风环流, 这两个季风系统既紧密联系, 又有其独立性^[26]。前人为了客观和定量地反映亚洲季风的年际和季节变化, 从热动力学和动力学角度分别在南亚、东亚和西太平洋地区定义了不同的季风指数以衡量季风的强弱^[31~33]。鉴于上述亚洲夏季风区域特征上的差别, 我们将分东亚、南亚和西太平洋三个区域来讨论亚洲夏季降水的变化。图 4a 和图 5a 分别为观测和模拟的 1979~1999 年东亚夏季降水异常经验正交函数分解的第一模态和相应的时间序列(PC1)。从图 4a 可以看到, 观测的东亚夏季降水异常的第一特征向量解释了总方差的 20.06%, 它的空间分布显示, 长江以南地区与长江以北到黄河以南地区变化趋势相反, 即长江以南多雨, 而长江以北到黄河以南地区少雨。这与宗海峰等^[34]用 1961~2000 年 100°E 以东全国 80 个台站旬降水资料所得到的空间分布类似, 这实际上是东亚夏季降水年代际变化的体现^[35]。模式基本上都模拟出了这种“南湿北干”的分布型, 但是除 MGO 模式模拟的干湿区范围及中心位置与观测较为一致以外, LASG 和 SCRIPPS 模式模拟的湿区范围偏大, 而 KMA 和 MRI 模式模拟的湿区范围又偏小, 干湿区中心与观测也不一致。此外, MGO 模式模拟的东亚夏季

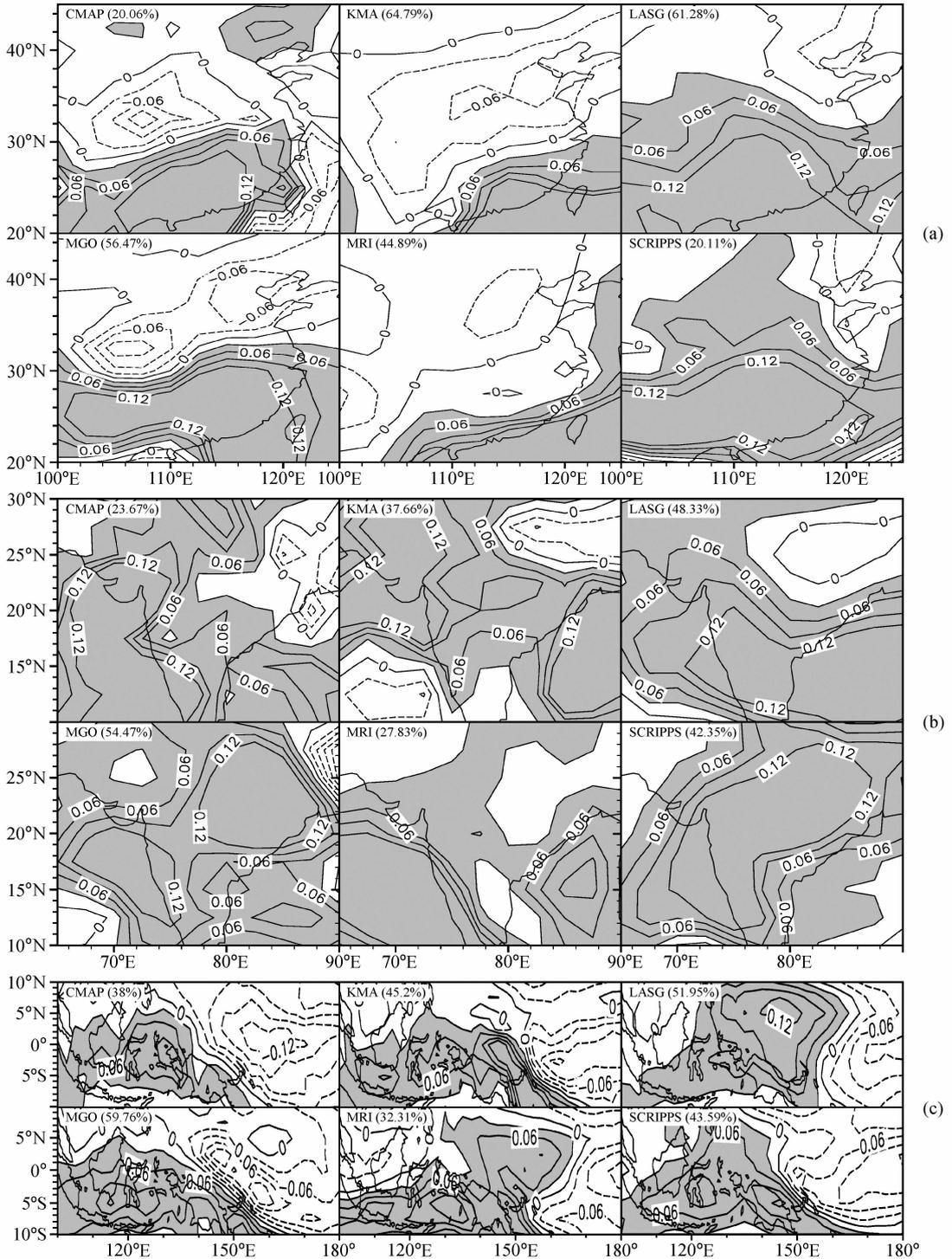


图 4 观测和模拟的 1979~1999 年夏季降水异常 EOF 的第一模态: (a) 东亚地区; (b) 南亚地区; (c) 西太平洋地区

Fig. 4 The first EOF modes (EOF1) of the simulated and observed summer precipitation anomalies over (a) East Asia, (b) South Asia, and (c) the western Pacific from 1979 to 1999

降水异常的 PC1 与观测之间的相关系数最高, 为 0.41, 达到了 0.1 的显著性水平, 而其他的模式都没有通过显著性检验。模拟的东亚夏季降水异

常 EOF1 (经验正交函数分解第一模态) 与观测之间的空间相关系数都比较小, KMA 和 MGO 模式以及多模式集合与观测之间出现了负相关 (见

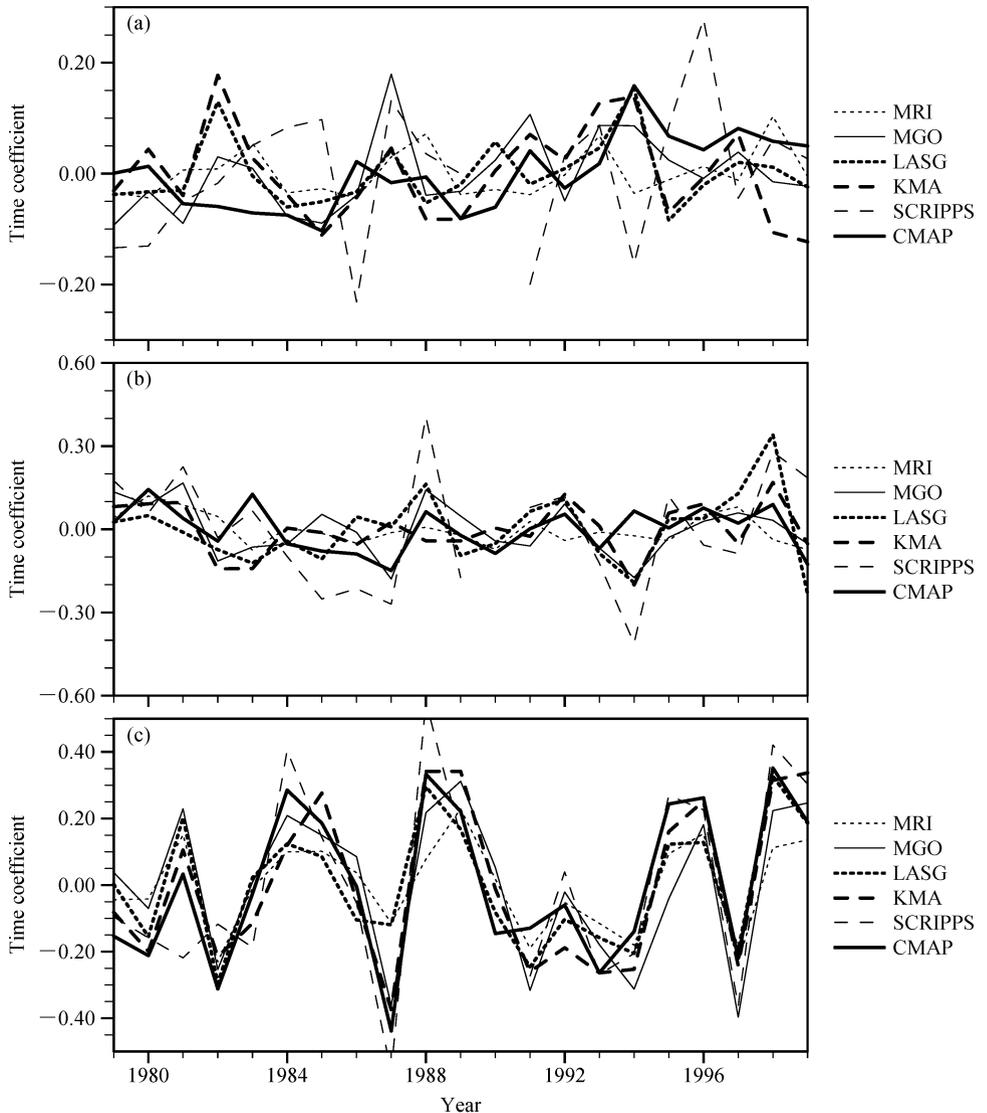


图 5 观测和模拟的夏季降水异常 EOF 1 的时间序列: (a) 东亚地区; (b) 南亚地区; (c) 西太平洋地区

Fig. 5 The time series of EOF1 for the simulated and observed JJA (Jul, Jun, and Aug) precipitation anomalies over (a) East Asia, (b) South Asia, and (c) the western Pacific

图 6)。

图 4b 和图 5b 分别是观测和模拟的 1979~1999 年南亚夏季降水异常 EOF1 的空间分布和时间序列。从图 4b 可以看到, 观测的南亚夏季降水异常的第一特征向量的方差贡献为 23.67%, 其空间分布型为: 孟加拉湾及其以北地区与其他区域的变化趋势相反。KMA、LASG 和 MRI 模式能够模拟出孟加拉湾以北的负异常, 但是模拟的孟加拉湾地区却是正异常, 可能是因为这些模式模拟的孟加拉湾地区西南风北伸且偏强。而 MGO 和 SCRIPPS 模式模拟的印度北部的正异常却偏向孟

加拉湾。LASG、MGO、MRI 模式模拟的南亚夏季降水异常的 PC1 与观测之间的相关系数分别为 0.39、0.43 和 0.37, 都超过了 0.1 的显著性检验。除了 MRI 模式外, 其他模式模拟的南亚夏季降水异常 EOF1 与观测之间的空间相关系数都超过了 0.4, 且达到了 0.001 的显著性水平。

图 4c 和图 5c 分别为观测和模拟的 1979~1999 年西太平洋夏季降水异常 EOF1 的空间分布和时间序列。图 4c 显示观测的西太平洋夏季降水异常第一特征向量的方差贡献为 38%, 其空间分布特征为: 海洋大陆地区与其东部地区的变化趋势相反。

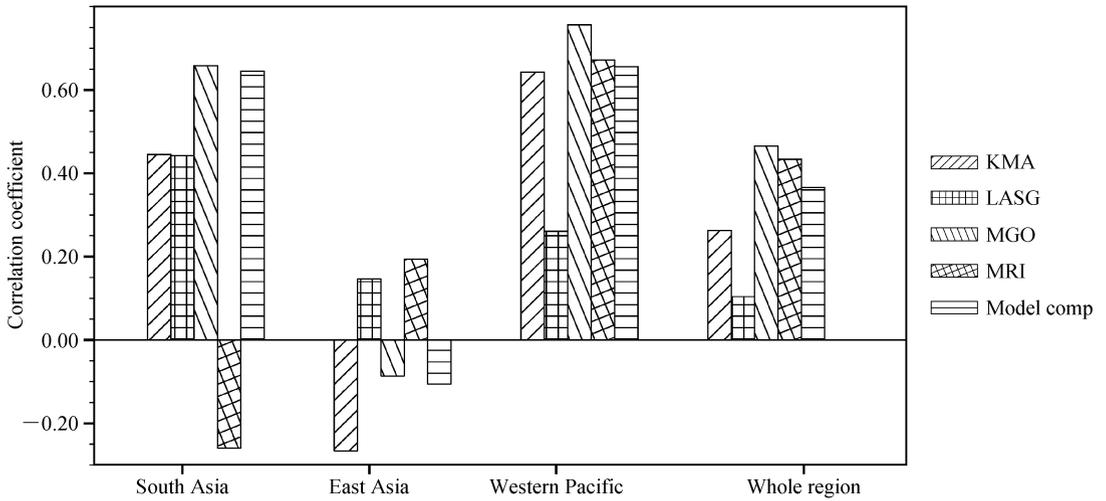


图 6 观测和模拟的夏季降水异常的 EOF1 空间型在南亚、东亚、西太平洋以及整个分析区域的空间相关系数

Fig. 6 Spatial correlations between the simulated and observed JJA precipitation EOF1 patterns in South Asia, East Asia, the western Pacific, and the whole analyzed domain

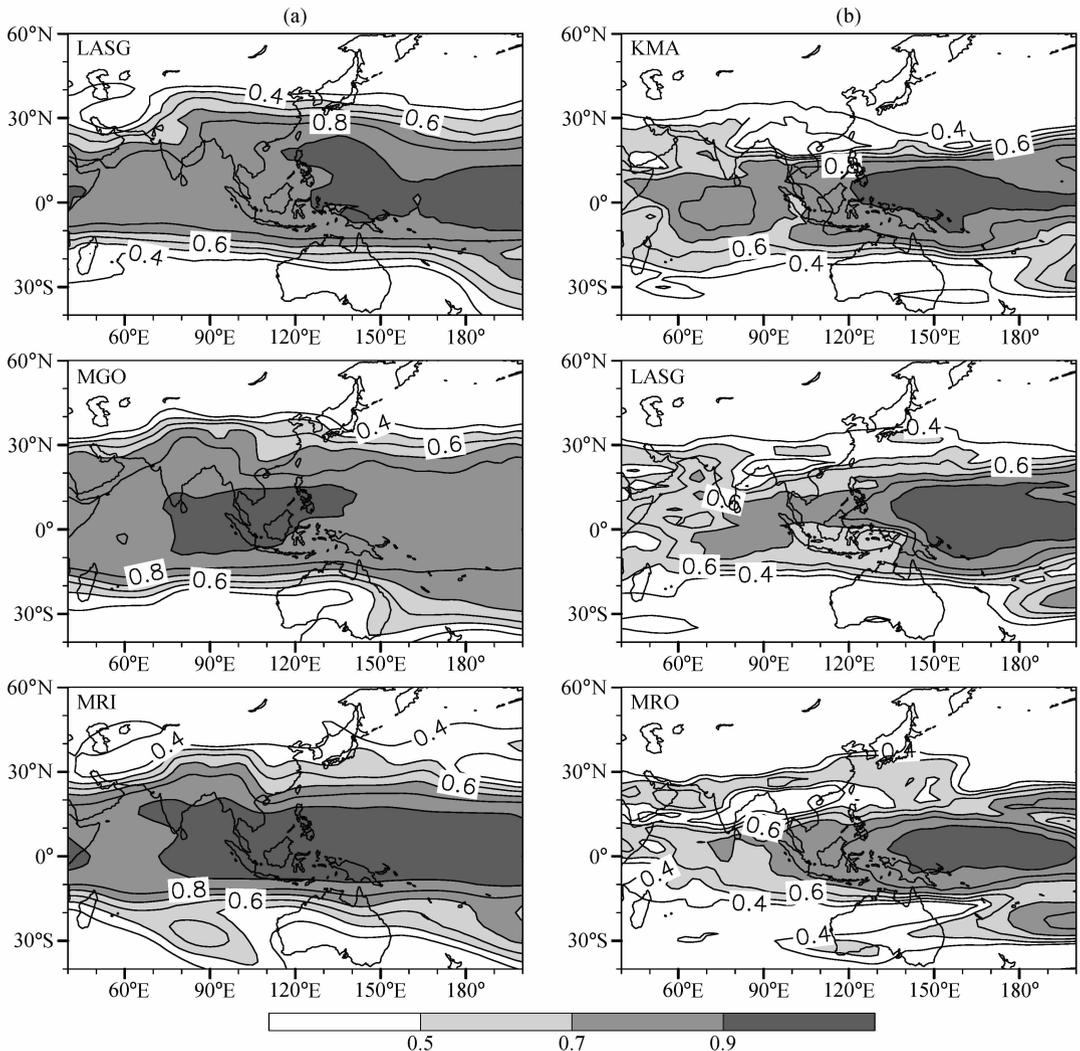


图 7 夏季 500 hPa 位势高度 (a) 和 200 hPa 纬向风 (b) 的可预报性 (R)

Fig. 7 The spatial distributions of potential predictability (R) for the simulated summer-mean geopotential height at 500 hPa (a) and zonal wind at 200 hPa (b)

模式都模拟出了“西湿东干”的异常分布,但LASG和MRI模式模拟的正异常中心偏东且偏北,而负异常中心偏东,其他模式对异常中心的位置有较好的模拟。模拟的西太平洋夏季降水异常的PC1与观测之间的相关系数都在0.8以上,都达到了0.01的显著性水平(见图6)。除了LASG模式外,其他模式模拟的西太平洋夏季降水异常EOF1与观测之间的空间相关系数都很高,超过了0.6。而对于整个分析区域来说,除了LASG模式,模拟的夏季降水异常EOF1与观测之间的相关系数也都超过了0.26,达到0.001的显著性水平。

由以上可见,目前模式对热带地区夏季降水有很好的模拟效果,但模拟的东亚和南亚夏季降水异常的空间分布和年际变化与观测有较大的差别,尤其是东亚,这说明了亚洲夏季降水的复杂性以及数值模式在模拟季风区降水上的困难。但同时可以看到,这些模式在不同的区域也展现了一定的模拟能力。

3.4 亚洲夏季风的可预报性

以上分析表明,模式对南亚和东亚地区夏季降水异常的空间分布和年际变化的模拟有一定的难度。那么它们对亚洲大气环流的可预报性如何呢?下面,将利用夏季平均500 hPa位势高度、200 hPa纬向风、

850 hPa纬向风和降水来讨论大气的可预报性。这里重点讨论LASG、MGO和MRI模式的结果。

对于500 hPa位势高度(图7a),其可预报性在热带最高,向两极递减,且北半球可预报性较高的区域比南半球更广。但三个模式的表现也有些不同,LASG模式中所展现的高可预报性区域主要分布在热带中西太平洋,MGO模式则主要在东印度洋和南海区域有较高的可预报性,而MRI模式在整个热带太平洋和热带东印度洋都显现出较高的可预报性。此外,各模式在南亚季风区和中国长江以南也有较高的可预报性。

对于200 hPa纬向风(图7b),其可预报性最高的区域出现在热带太平洋中西部,另外,模式在印度洋北部也表现出较高的可预报性。在北半球从西亚经阿拉伯海、印度半岛到东亚大陆有一条可预报性高值带,其位置在东亚西风急流轴线的南部,有趣的是,Zhou和Yu^[28]的分析表明,与中国夏季降水典型模态“长江流域洪涝,而华北干旱”相对应的200 hPa西风异常,表现为急流轴南侧西风增强,中心在30°N南边,这和图7b非常一致,结合图4a的降水异常,这意味着从环流和降水两个方面可以说明东亚气候有一定的可预报性。而在南

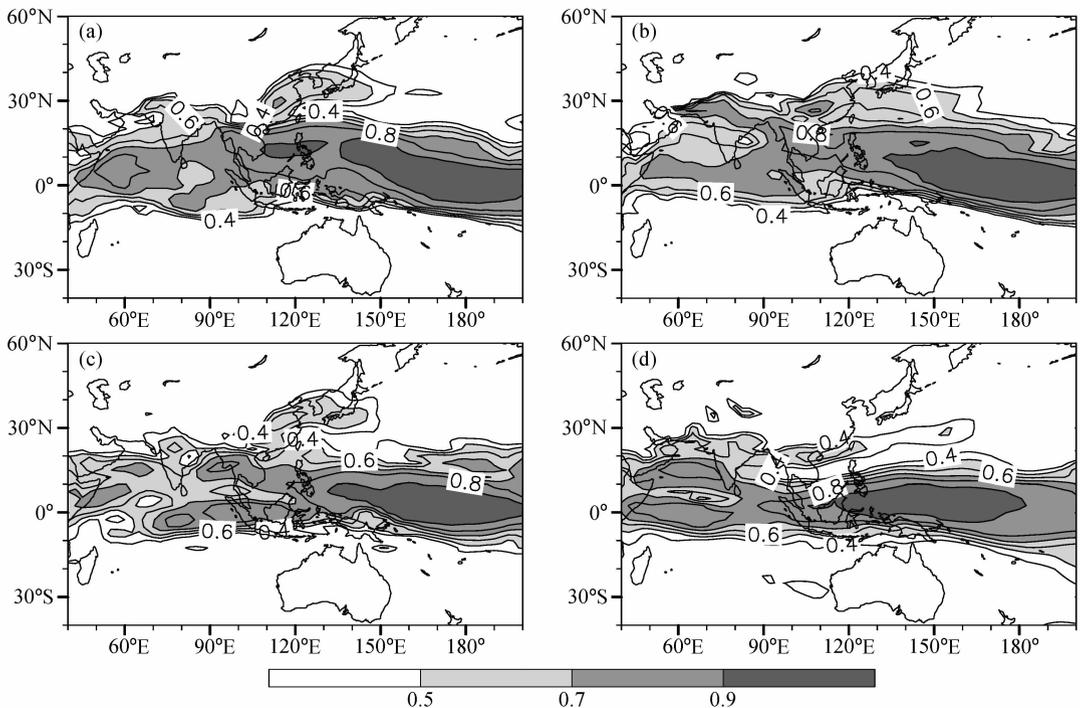


图8 夏季850 hPa纬向风的可预报性:(a) KMA;(b) LASG;(c) MGO;(d) MRI

Fig. 8 The spatial distributions of potential predictability for the simulated summer-mean 850-hPa zonal wind: (a) KMA; (b) LASG; (c) MGO; (d) MRI

半球, KMA 模式和 MGO 模式在南太平洋到澳大利亚也有一条较高的可预报性带。它与 500 hPa 位势高度可预报性分布之间较大的差别在于, 孟加拉湾和东南亚以北的亚洲大陆区域的可预报性很低。

对于 850 hPa 纬向风 (图 8), 它的可预报性分布的主要特征是: 高值区主要分布在北半球, 在热带中西太平洋有最高的潜在可预报性, 而在印度洋区域则有两条高值带, 一条沿赤道向东延伸, 另一条从印度半岛北部向孟加拉湾延伸。KMA、LASG 和 MGO 模式在东亚大陆及其以东的海洋上有较高的可预报性, 这可能跟这里季风较强的年际变化有关。特别是 KMA、LASG 和 MGO 模式在东亚区域所显示出的较高可预报性令人鼓舞。为了分析外部方差和内部方差对可预报性的贡献, 我们将模拟的 850 hPa 纬向风的外部方差、内部方差和潜在可预报性沿 $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 进行平均 (图 9)。图 9a 显示海温所引起的变化主要分布在北半球热带和副热带地区。由于初值不同所产生的变化主要分布在南半球中高纬地区 (图 9b)。而较高的可预报性出现在热带特别是北半球热带和中纬度地区。这表明外部方差对热带和副热带地区的高可预报性有较大的贡献。

对于夏季平均降水 (图 10), 其最高的可预报性出现在热带中太平洋, 在热带印度洋也有较高的可预报性, 它与 850 hPa 经向风的可预报性 (图略) 的空间分布很相似。此外, 在副热带的一些地方如中国南部、孟加拉湾和印度半岛以西也有较大的可预报性。图 10 的结果实际上从另一个角度证实了图 4 所揭示的事实, 即模式在西太平洋有最高的可预报性, 南亚次之, 东亚较差。

总之, 上述大气变量都在热带展现了很高的可预报性, 在北半球副热带地区也有较高的可预报性, 但有一定的区域性, 而北半球中高纬的可预报性则比较低。

3.5 亚洲夏季风的可预报性随时间的变化及其与 El Niño 的关系

亚洲季风和 ENSO 循环有明显的相互作用^[36]。140 年历史数据分析揭示南亚夏季风和 ENSO 之间的反相关系正在减弱^[37]。ENSO 事件的不同阶段对东亚夏季降水也有不同的影响^[38]。上述工作说明 El Niño (La Niña) 对亚洲季风的变化有重要影

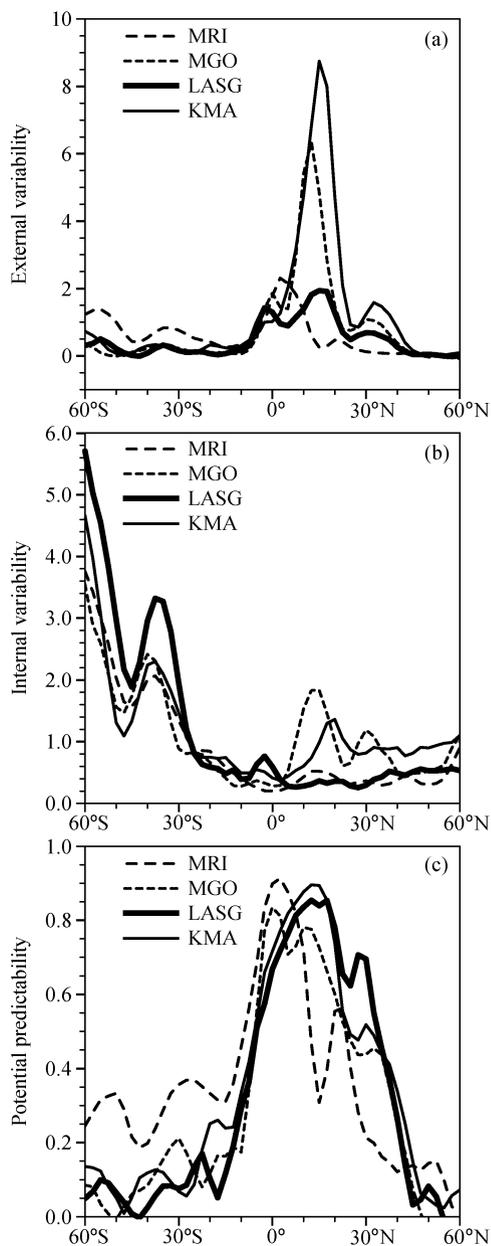


图 9 夏季 850 hPa 纬向风沿 $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的外部方差 (a)、内部方差 (b) 和潜在可预报性 (c)

Fig. 9 (a) The external variance, (b) the internal variance, and (c) potential predictability of the simulated summer-mean 850-hPa zonal wind averaged over $100^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$

响, 那么, El Niño (La Niña) 对亚洲夏季风的可预报性有怎样的影响? 夏季风潜在可预报性的年际变化又如何?

图 11 是模拟的夏季平均 850 hPa 纬向风的可预报性在东亚、南亚和西太平洋地区的年际变化。不论在东亚、南亚还是在西太平洋地区, 850 hPa 纬向风的可预报性都呈现出较强的年际变化。从图

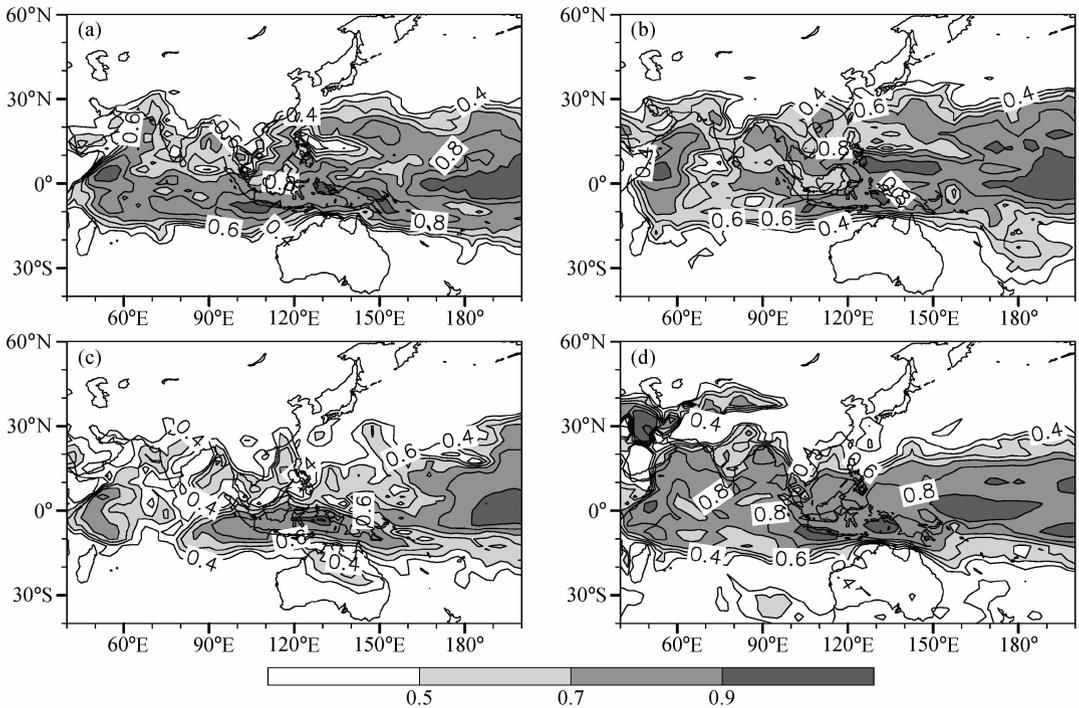


图 10 夏季降水的潜在可预报性(R): (a) KMA; (b) LASG; (c) MGO; (d) MRI

Fig. 10 The spatial patterns of potential predictability (R) for the simulated summer-mean precipitation; (a) KMA; (b) LASG; (c) MGO; (d) MRI

11c 可以看到, 在西太平洋地区, 在较强的 El Niño 年和 La Niña 年夏季平均 850 hPa 纬向风有很高的可预报性, 表明在热带地区海温强迫对大气环流的变化有很大影响。而且在该区域各模式模拟的 850 hPa 纬向风可预报性的时间序列之间的相关性很高, 其中最低的是 LASG 模式和 MGO 模式之间的相关系数, 但也达到 0.357, 超过了 0.1 的显著性检验。在南亚地区 (图 11b), 各模式模拟的 850 hPa 纬向风可预报性的年际变化之间的差别较大, 可能是由于各模式的动力过程和物理过程等方面的差异, 使得模拟的大气环流对海温的响应有差异, 或者是由于海温对副热带大气环流变化的影响减弱。但是各模式在较强的 El Niño 年 (如 1983 年、1991 年、1994 年和 1998 年等) 和较强的 La Niña 年 (如 1985 年和 1989 年等) 有较高的可预报性。在南亚, LASG 模式和 KMA 模式模拟的 850 hPa 纬向风可预报性的时间序列之间的相关系数达到 0.61, 以及 LASG 模式和 MGO 模式之间的相关系数为 0.43, 分别达到了 0.01 和 0.05 的显著性水平, 但其他模式之间的相关系数都没有超过 0.3。而在东亚地区 (图 11a), 各模式模拟的 850 hPa 纬

向风可预报性的年际变化之间的差别更大, 只有 LASG 模式和 KMA 模式模拟的 850 hPa 纬向风可预报性的时间序列之间的相关系数达到 0.47, 超过了 0.05 的显著性检验。并在 1985 年、1991 年、1993/1994 年和 1998 年展现了较高的可预报性。以上分析表明, 强 El Niño 事件和强 La Niña 事件对可预报性有一定的正面影响, 另外在热带以外随着海温强迫逐渐减弱, 模拟的 500 hPa 纬向风可预报性的年际变化之间的差异也逐渐变大。

为了进一步分析 El Niño 事件对可预报性的影响, 下面将比较 El Niño 年、La Niña 年和正常年可预报性的空间分布型。根据李晓燕和翟盘茂^[39]对 ENSO 的分类, 分别选取 4 个典型的 El Niño 年 (1982/1983、1997/1998)、La Niña 年 (1985、1988/1989、1999) 和正常年 (1979、1980、1981、1996), 分别将它们的可预报性进行平均。图 12 是 KMA、LASG、MGO 和 MRI 模式分别模拟的夏季平均 850 hPa 纬向风在 El Niño 年、La Niña 年和正常年份可预报性的空间分布。与正常年份相比, El Niño 事件和 La Niña 事件在大部分热带地区产生了更大的潜在可预报性, 而且可预报性高值区范

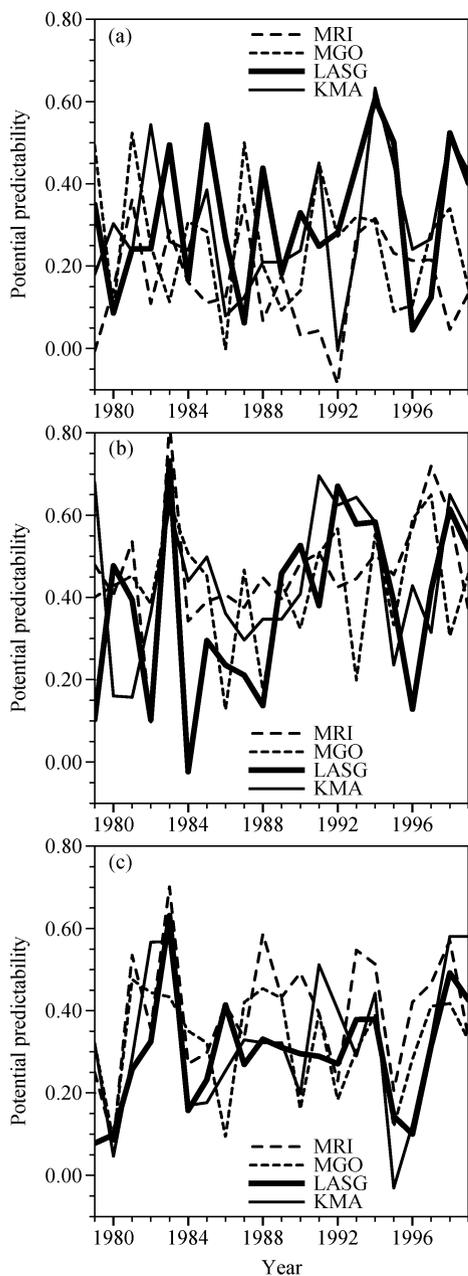


图 11 夏季 850 hPa 纬向风可预报性 (R) 的逐年变化: (a) 东亚; (b) 南亚; (c) 西太平洋

Fig. 11 Variations of potential predictability (R) for the simulated summer 850-hPa zonal wind over (a) East Asia, (b) South Asia, and (c) the western Pacific

围更广。在北半球热带以外地区, El Niño 年、La Niña 年和正常年份可预报性的分布也有较大差别, 主要表现在 El Niño 年从东亚大陆沿 30°N 纬圈向太平洋延伸出一条较高的可预报性带, 在正常年份东亚大陆及其附近区域的可预报性都较低, 而在 La Niña 年不同的模式之间也有一些差别, KMA

和 LASG 模式模拟的 850 hPa 纬向风在东亚大陆上的可预报性较高, 但 MGO 和 MRI 模式在东亚大陆上可预报性则很低。在 El Niño 年和 La Niña 年可预报性大值中心的空间分布也不相同, La Niña 年可预报性的高值中心大致位于 $160^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ 之间, 而 El Niño 年则位于 150°E 左右, 也就是说, El Niño 年可预报性的高值中心较 La Niña 年偏西。此外, 在南亚和印度洋区域大多数模式在 El Niño 年比 La Niña 年产生了更大的可预报性。从以上分析可以看到, 强 El Niño 事件和 La Niña 事件可以提高亚洲夏季季风的可预报性。

4 结论

利用参加 SMIP2 比较计划的 5 个大气环流模式的结果, 对亚洲夏季降水气候平均态的空间分布、夏季降水的年际变化以及夏季季风的可预报性等问题进行了讨论, 主要结论如下:

(1) 由观测海温强迫的大气环流模式所进行的短期气候集合模拟中, 各模式能够较好地模拟出亚洲夏季降水的大尺度分布特征, 但在副热带西太平洋、菲律宾以南的海洋大陆地区、孟加拉湾以南的赤道印度洋地区模拟的降水偏少; 不同模式的模拟结果之间存在差别、在不同区域的模拟能力也不尽相同。

(2) 各模式能够很好地再现西太平洋地区夏季降水异常 EOF1 的空间分布和年际变化; 除少数模式模拟的东亚干湿区范围与观测有较大的差别以外, 模式对东亚夏季降水异常 EOF1 “南湿北干”的空间分布有较好地描述, 但是只有 MGO 模式对其年际变化的模拟较好; 与东亚相比, 各模式对南亚夏季降水异常 EOF1 的年际变化有较好的模拟, 同时, 模式对印度半岛南部夏季降水的正异常有很好的再现, 但没能很好地模拟出孟加拉湾及其以北的负异常。

(3) 模拟的 200 hPa 纬向风、850 hPa 纬向风、500 hPa 位势高度和降水的可预报性的空间分布有些差别, 但这些物理变量的可预报性也有一些共同特征, 即在热带地区表现出很好的可预报性, 北半球副热带地区的可预报性也较好, 但比热带低, 南半球热带外地区的可预报性较弱, 大陆上的可预报性比海洋上低; 外部方差对热带和北半球副热带地区的高可预报性有较大的贡献。

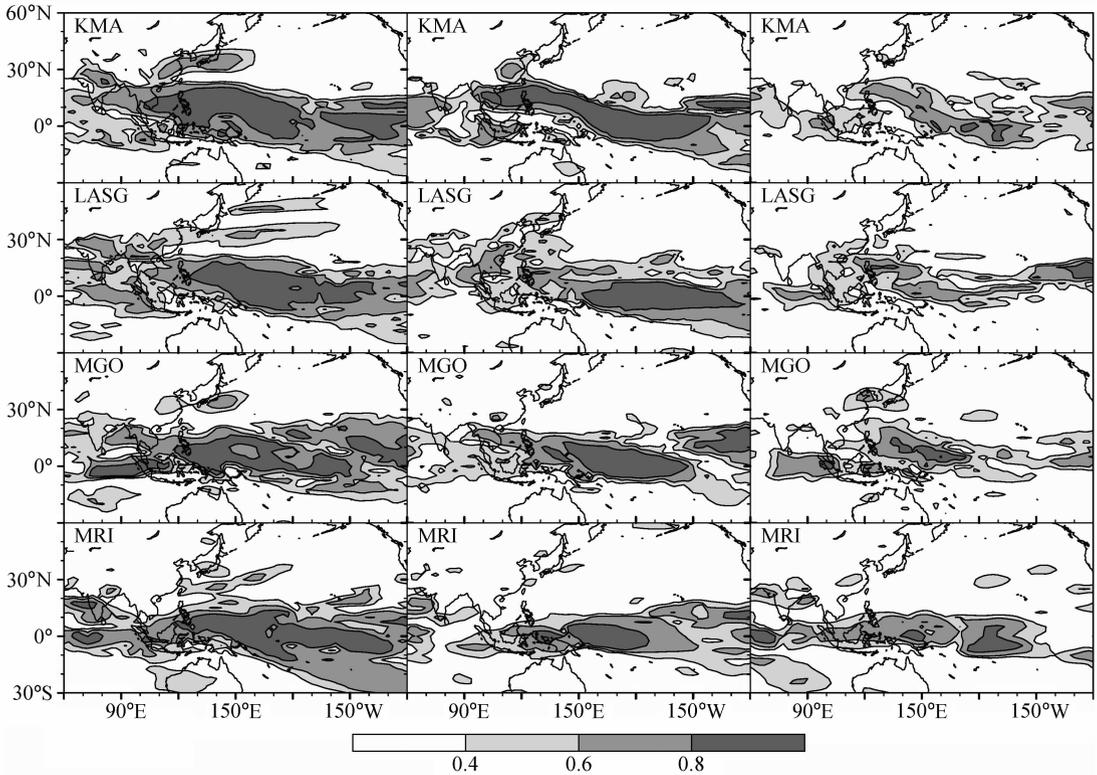


图 12 夏季 850 hPa 纬向风在 El Niño 年 (左)、La Niña 年 (中) 和正常年份 (右) 的可预报性 (R)

Fig. 12 The spatial patterns of potential predictability (R) for the simulated 850-hPa zonal wind during summer for El Niño years (left), La Niña years (middle) and normal years (right)

(4) 模拟的夏季 850 hPa 纬向风的可预报性表现出很强的年际变化。在东亚、南亚和西太平洋地区, 在强 El Niño 年和强 La Niña 年模式表现出较高的可预报性; 分别将 4 个典型的 El Niño 年、La Niña 年和正常年的夏季 850 hPa 纬向风的可预报性进行合成, 发现与正常年相比, El Niño 年和 La Niña 年在热带有更高的可预报性, 而且 El Niño 年可预报性高值范围比 La Niña 年更大, El Niño 年可预报性的大值中心较 La Niña 年偏西。此外, 在南亚和印度洋区域大多数模式在 El Niño 年比 La Niña 年产生了更高的可预报性。

致谢 非常感谢美国 Lawrence Livermore 国家实验室的 Kenneth R. Sperber 博士整理和提供的 SMIP2 比较计划的模式数据以及两位匿名审稿专家对本文提出的建议和修改意见。

参考文献 (References)

[1] Lorenz E N. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, 1982, **34**: 505~513
 [2] Shukla J. Dynamical predictability of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 2547~2572

[3] Rajeevan M. Prediction of Indian summer monsoon: Status, problems and prospects. *Current Science*, 2001, **81**: 1451~1457
 [4] Palmer T N, Brankovic C, Viterbo P, et al. Modelling interannual variations of summer monsoons. *J. Climate*, 1992, **5**: 399~417
 [5] Chen T C, Yen M C. Interannual variation of the Indian monsoon simulated by the NCAR Community Climate Model: Effect of the tropical Pacific SST. *J. Climate*, 1994, **8**: 1403~1415
 [6] Kang I S, Jin K, Wang B, et al. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. *Climate Dynamics*, 2002, **19**: 383~395
 [7] Quan X W, Webster P J, Moore A M, et al. Seasonality in SST-forced atmospheric short-term climate predictability. *J. Climate*, 2004, **17**: 3090~3108
 [8] Kusunoki S, Sugi M, Kitoh A, et al. Atmospheric seasonal predictability experiments by the JMA AGCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**: 1183~1206
 [9] Brankovic C, Palmer T N. Atmospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**: 859~874

- [10] Kang In Sik, Lee June Yi, Park Chung Kyu. Potential predictability of summer mean precipitation in a dynamical seasonal prediction system with systematic error correction. *J. Climate*, 2004, **17** (4): 834~844
- [11] 王会军. 来自大气内部的季节气候可预报性初探. *大气科学*, 2005, **29**: 64~70
Wang H J. Preliminary research on the inner-atmosphere-originated seasonal climate predictability. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29**: 64~70
- [12] 赵彦, 郭裕福, 袁重光, 等. 短期气候数值预报可预报性问题. *应用气象学报*, 2000, **11** (增刊): 64~71
Zhao Y, Guo Y F, Yuan C G, et al. Study on the predictability of numerical short-term climate prediction. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 2000, **11** (Suppl.): 64~71
- [13] Lang X M, Wang H J. Seasonal differences of model predictability and the impact of SST in the Pacific. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2005, **22**: 103~113
- [14] Yang Xiuqun, Anderson J L, Stern W F. Reproducible forced modes in AGCM ensemble integrations and potential predictability of atmospheric seasonal variations in the extratropics. *J. Climate*, 1998, **11**: 2942~2959
- [15] Hassan A S, Yang X Q, Zao S S. Reproducibility of seasonal ensemble integrations with ECMWF GCM and its association with ENSO. *Meteor. Atmos. Phys.*, 2004, **86**: 159~172
- [16] Sperber K R, Brankovic C, Déqué M, et al. Dynamical seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**: 2226~2248
- [17] <http://www.pcmdi.llnl.gov/projects/smip>
- [18] Wang Bin, Wan Hui, Ji Zhongzhen, et al. Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods. *Science in China (Series A)*, 2004, **47** (Suppl.): 4~21
- [19] Xie P P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 2539~2558
- [20] http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily/
- [21] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (D14), 4407, doi: 10.1029/2002JD002670
- [22] Rowell D P, Folland C K, Maskell K, et al. Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–92): Observations and modeling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1995, **121**: 669~704
- [23] Rowell D P. Reply to comments by Y. C. Sud and W. K. M. Lau on ‘Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–92): Observations and modelling’ by D. P. Rowell, C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward (April 4, 1995, 121, 669–704): Further analysis of simulated interdecadal and interannual variability of summer rainfall over tropical North Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1996, **122**: 1007~1013
- [24] Rowell D P. Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *J. Climate*, 1998, **11**: 109~120
- [25] Zhou Tianjun, Yu Rucong. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J. Climate*, 2006, **19**: 5843~5858
- [26] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Chang C P, and Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, 1987. 60~92
- [27] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京: 科学出版社. 2002. 312pp
Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. *Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclone* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2002. 312pp
- [28] Zhou Tianjun, Yu Rucong. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**: D08104, doi: 10.1029/2004JD005413
- [29] Yu Rucong, Li Wei, Zhang Xuehong, et al. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, **17**: 503~518
- [30] Zhou Tianjun, Li Zhaoxin. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 2002, **19**: 167~180
- [31] Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**: 877~926
- [32] Wang Bin, Wu Renguang, Lau K M. Interannual variability of the Asian summer monsoon: Contrasts between the Indian and the western North Pacific-East Asian monsoons. *J. Climate*, 2001, **14**: 4073~4090
- [33] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. *大气科学*, 2003, **27** (6): 1018~1030
Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulation over East Asia during summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (6): 1018~1030
- [34] 宗海锋, 张庆云, 彭京备. 长江流域梅雨的多尺度特征及其与全球海温的关系. *气候与环境研究*, 2005, **10** (11): 101~114
Zong Haifeng, Zhang Qingyun, Peng Jingbei. Multiple scale characteristics for precipitation over the Yangtze River Valley during the Meiyu period and their relationships with the global sea surface temperature. *Climatic and Environmental Re-*

- search (in Chinese), 2005, **10** (11): 101~114
- [35] Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophysical Research Letters*, 2004, **31**, L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- [36] 黄荣辉, 陈文. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展. *气候与环境研究*, 2002, **7**: 146~159
Huang Ronghui, Chen wen. Recent advances in studies of interaction between Asian monsoons and ENSO cycle. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2002, **7**: 146~159
- [37] Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 1999, **284**: 2156~2159
- [38] Huang R H, Wu Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1989, **6**: 21~32
- [39] 李晓燕, 翟盘茂. ENSO 事件指数与指标研究. *气象学报*, 2000, **58** (1): 102~109
Li Xiaoyan, Zhai Panmao. On indices and indicators of ENSO episodes. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2000, **58** (1): 102~109