

林壬萍, 周天军, 薛峰, 等. 2012. NCEP/NCAR 再分析资料所揭示的全球季风降水变化 [J]. 大气科学, 36 (5): 1027–1040, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11222. Lin Renping, Zhou Tianjun, Xue Feng, et al. 2012. The global monsoon variability revealed by NCEP/NCAR reanalysis data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (5): 1027–1040.

NCEP/NCAR 再分析资料所揭示的全球季风 降水变化

林壬萍^{1,3} 周天军^{1,2} 薛峰¹ 张丽霞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 (LASG), 北京 100029

2 中国科学院, 气候变化研究中心, 北京 100029

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 大气模式是研究气候变化的重要工具, 当前的大气模式在模拟季风降水时均存在较大偏差, 目前尚不清楚该偏差是来自模式环流场还是模式物理过程。再分析资料由于同化了各类观测和卫星资料, 其大气环流近似可被视作是“真实”的。再分析资料中的降水场是在基本真实的环流场强迫下, 由当前最先进的数值预报模式计算输出的。因此, 再分析资料的降水场能够反映出目前模式物理过程导致的误差。本文以 GPCP 近三十年降水数据为观测依据, 评估了 NCEP/NCAR 再分析资料 (简称 NCEP1) 对全球季风区降水的描述能力。结果表明, NCEP1 对气候态年平均降水以及季风模态的模拟效果较为理想, 与观测的空间相关系数达到 0.8 以上, 均方根误差小于 2 mm/d。但 NCEP1 低估了弱降水和强降水的累积降水量, 高估了 5~12 mm/d 的中间强度降水的累积降水量。在全球八个子季风系统中, NCEP1 模拟的夏季降水量多数比观测偏低, 仅在西北太平洋和南非季风区比观测明显偏高。在变化趋势和年际变率上, NCEP1 能很好再现观测中夏季平均降水的长期变化趋势和年际变率, 且在北半球好于南半球。NCEP1 对季风强度的主要空间分布特征 (降水年循环的 EOF 第一模态) 以及主要的年际变化 (ARI) 的模拟能力都很强, 模拟的 ARI 与观测的相关系数接近 1。利用 MK (Mann-Kendall rank statistics) 和 T2N (Trend-to-Noise ratios) 两种方法检验得到的 NCEP1 降水年循环的趋势显著性分布与观测基本一致。但在北非陆地季风区北部 (南部) 是减弱 (增加) 趋势, 与观测相反。

关键词 再分析资料 全球季风 长期趋势 年际变率

文章编号 1006-9895(2012)05-1027-14

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11222

The Global Monsoon Variability Revealed by NCEP/NCAR Reanalysis Data

LIN Renping^{1,3}, ZHOU Tianjun^{1,2}, XUE Feng¹, and ZHANG Lixia¹

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

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Climate models are useful tools in climate variability and climate change studies. However, the current

收稿日期 2011-11-12, 2012-03-16 收修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110300, 全球变化国家重大科学研究计划 2010CB951904

作者简介 林壬萍, 女, 1986 年出生, 博士研究生, 主要从事季风变化和气候模拟研究。E-mail: linrenping@mail.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, Email: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

state-of-the-art climate models generally show large biases in monsoon rainfall simulation. The sources of the model bias may result from either the atmospheric circulations or the physical parameterization schemes. The reanalysis datasets were produced by using the most advanced operational numerical models. Due to the assimilation of observational data, the atmospheric circulation in the reanalysis dataset is nearly “real” and thus the precipitation in the reanalysis data may be regarded as the output predicted by a “perfect” Atmospheric General Circulation Model (AGCM). In this “perfect” model, since the atmospheric circulation is predicted as the real world, any biases in the precipitation prediction should result from the model physics. In this study, the authors have compared the global monsoon precipitation derived from the NCEP1 reanalysis data (NCEP1 for short) against the observations derived from the GPCP data. The observational spatial patterns of climatology monsoon modes are reasonably reproduced in NCEP1, with a pattern correlation coefficient (PCC) higher than 0.8 and a root mean square error (RMSE) less than 2 mm/d. NCEP1 underestimates the accumulation of heavy and little rainfall, while it overestimates the accumulation of middle rainfall. Over the domains of eight sub-monsoon systems, the amounts of total summer precipitation are underestimated by NCEP1 in comparison to the GPCP data. Only the precipitation amount over the northwestern Pacific and South African monsoon regions is overestimated. The long-term trend and interannual variability of monsoon precipitation index (MPI) derived from NCEP1 are similar to those from the GPCP data, the skill in the Northern Hemisphere is better than that in the Southern Hemisphere. The authors also examine the variability of global monsoon rainfall by EOF analysis. The first EOF mode of Annual Range (AR) from NCEP1 is the same as that from the GPCP data, the corresponding principle component (PC) series all exhibit a significant decreasing trend. Examination on the statistical significance of AR trend at each grid point within the global monsoon domains based on MK (Mann-Kendall rank statistics) and T2N (trend-to-noise ratios) methods indicates that for the NCEP1, it agrees with the observations over most of global monsoon domains, but over the North African monsoon region it shows a decaying (increasing) trend in the north (south), which is contrary to the GPCP data.

Key words reanalysis dataset, global monsoon, long-term trend, interannual variability

1 引言

大气模式是研究气候系统长期变化和年际变率的重要工具。降水作为重要的气候要素，一直是气候模拟研究的重点。但不管是气候平均态，还是年际变率，当前的大气模式对降水的模拟均存在较大偏差，特别是在亚洲季风区 (Kang et al., 2002; Zhou et al., 2008a; Zhou et al., 2009a, 2009b; Li et al., 2010)。造成降水模拟偏差的原因，主要分为两大类：一类源于模式环流场偏差，如高低空急流位置偏差、副高位置和强度偏差等，此类误差会直接影响水汽输送和雨带位置；另一类源于模式物理过程的偏差，如局地对流活动触发条件的偏差、大尺度凝结降水的水汽阈值偏差等 (李建等, 2010)。关于大气模式在季风区降水模拟偏差的原因，目前尚不清楚在多大程度上来自模式环流场偏差、或者是模式物理过程。

理解模式偏差成因，需要对环流场和模式物理过程这两类偏差加以区分。在这方面，再分析资料可以发挥重要作用。再分析资料中的数据产品，根据其观测资料和模式的依赖程度不同，主要分为三大类 (Kalnay et al., 1996)：(1) 受观测资料显著影响的变量，可信度较高，如风场、位势高度场；

(2) 既受观测资料的直接影响、又受到模式较强调制作用的变量，如表面气温；(3) 完全由模式输出、不受观测资料直接影响的变量，如云、降水和表面通量。由于再分析资料中的环流场是观测资料同化的结果，可将其等同于“真实状况”；而再分析资料中的降水场，则是在“基本真实”的大气环流场强迫下，完全由数值预报模式预报得出的，因此，其误差可近似认为来自于模式物理过程。

基于上述思路，李建等 (2010) 评估了 NCEP、ERA40、JRA25 三套再分析资料对中国大陆地区夏季降水的再现能力，指出三套资料均能基本再现夏季降水量分布的主要特征，亦能较好刻画大部分地区降水的年际和季节内演变特征，但同时各套资料也存在诸多问题，且均高估了弱降水、低估了强降水。戴泽军等 (2011) 评估了以上三套再分析资料的中国夏季降水日变化特征，指出再分析资料呈现的中国夏季降水日变化特征较之观测存在明显偏差，相比之下，JRA25 的降水量和降水频次的日变化与观测最为接近，而 NCEP 的降水强度日变化最接近观测，ERA40 可部分再现西南盆地地区的夜雨特征。在上述工作的基础上，本文重点考察 NCEP 再分析降水资料对全球季风降水分布及其变率的再现能力。

所谓全球季风,指的是整个“海—陆—气”耦合的气候系统对太阳辐射年变化的响应。它包括 8 个子季风区,即东亚、印度、西北太平洋、澳大利亚、南(北)美、南(北)非季风区(如图 1 所示)。季风区降水是全球各种变率最显著的区域,且在质量守恒的制约下,各个季风区的变化彼此存在联系和制约(Trenberth et al., 2000)。当前关于全球季风的研究,一是关注其长期变化,二是关注其年际变率。在长期变化上,观测分析发现较之于 1980 年代之前的下降趋势,1980 年代之后季风强度没有明显长期变化趋势(Chase et al., 2003)。基于四套站点降水资料的集合平均结果显示,全球季风区陆地降水在过去 50 多年里呈现减弱的趋势(Wang and Ding, 2006; Zhou et al., 2008b),并且该特征在观测海温驱动的大气模式中能够得到较好的模拟(Zhou et al., 2008a);但在过去的 100 年里,北半球陆地季风降水并不是一致的增加或者减少,而是从二十世纪初到五十年代呈现增长趋势,从五十年代到八十年代呈现减弱趋势,之后则又呈增加趋势(Zhang and Zhou, 2011)。在年际变化上,五套陆地降水资料反映的近 50 年来全球季风降水的年际变化特征非常相近(Wang and Ding, 2006),并且和 ENSO 存在密切的联系(Zhou et al., 2008b)。

气候模拟是理解全球季风变化原因的重要工具。前人研究指出,东亚季风乃至全球季风在过去 50 年里的减弱趋势,主要是由热带中东太平洋和热带印度洋的增暖引起的(Zhou et al., 2008a, 2009c; Li et al., 2010)。历史海温驱动的大气模式能够再现观测中亚澳季风降水年际变率的前两个模态(Zhou et al., 2009b)。但是,模拟研究发现,当前的 AGCM 和 CGCM 在模拟全球季风降水上亦存在诸多不足,例如,观测海温驱动下 AGCM 模拟的过去 50 年亚澳季风降水变化趋势几乎和观测相反,而原因到底来自环流偏差还是物理过程则并不清楚(Zhou et al., 2008a, 2009a; Li et al., 2010)。基于 LASG/IAP 发展的大气环流模式 SAMIL 的模拟研究发现,对流参数化方案是影响全球季风降水模拟效果的重要因子之一(张丽霞等, 2011)。此外,在耦合模式中,海气耦合的作用亦不容低估,尤其是对降水的春秋非对称模态的模拟影响较为突出(Zhang et al., 2010)。

基于上述关于全球季风变化的观测事实分析,通过诊断 NCEP/NCAR 再分析降水资料,本文拟回答以下问题:(1) NCEP 再分析降水资料对全球季风

降水气候态的模拟能力如何?(2) NCEP 再分析降水资料对过去 30 年全球季风降水的变化趋势和年际变率特征的模拟能力如何?在哪个子季风区技巧最高、哪个子季风区技巧最低?通过回答上述问题,本文有望增进我们对影响全球季风系统降水模拟效果的环流和物理过程的理解。

本文其余章节安排如下:第 2 节为观测数据和再分析资料介绍,并扼要说明本文使用的分析方法;第 3、4 节分析 NCEP 再分析资料对全球季风降水气候态、年际变率以及长期趋势的模拟能力;第 5 节为小结,并对一些关键问题进行讨论。

2 数据和分析方法介绍

2.1 数据介绍

本文使用的观测资料为 GPCP 逐月降水资料。该资料是全球降水气候计划(the Global Precipitation Climatology Project)利用全球 6000 多个测站的常规观测资料和少量的卫星资料,通过卫星反演降水与地面站点观测降水合并计算集成的月降水量资料,本文使用的是其第二版,其中包括中国 160 个地面台站的资料,时间为 1979 年开始到目前,空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Huffman et al., 1997; Adler et al., 2003)。

本文使用的再分析资料为 NCEP/NCAR 再分析资料,是美国国家环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)利用观测资料、预报模式和同化系统对全球从 1948 年到目前的气象资料进行再分析形成的格点资料。NCEP1 为其第一个版本,是 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)与 NCAR(National Center for Atmospheric Research)共同合作于 1996 年发布的全球大气 40 年再分析数据(Kalnay et al., 1996)。

本文分析的时段为 GPCP 和 NCEP1 两套资料的交集:1979 年到 2008 年。由于季风的研究涉及到冬夏的对比,而冬季往往跨越两个年份,本文采用季风年的概念,即一个季风年的范围是从当年的 5 月到来年的 4 月。为了便于对降水量进行点对点的比较,采用双线性插值法将 NCEP1 数据插值到 GPCP 相应格点上。

2.2 分析方法

全球季风区采用 Wang and Ding(2008)的方法,即 $MPI > 0.5$ 且 $AR > 300$ mm 的区域。其中 AR 是降水年较差(Annual Range),指的是冬夏降水的

差别, MPI 是季风降水指数 (Monsoon Precipitation Index)。分别定义如下:

在北半球:

$$AR = P_{MJJAS} - P_{NDJFM}, \quad (1)$$

$$MPI = (P_{MJJAS} - P_{NDJFM}) / P_{AM}, \quad (2)$$

在南半球:

$$AR = P_{NDJFM} - P_{MJJAS}, \quad (3)$$

$$MPI = (P_{NDJFM} - P_{MJJAS}) / P_{AM}, \quad (4)$$

其中, 在北半球, P_{MJJAS} 为夏季降水, P_{NDJFM} 为冬季降水; 而在南半球, P_{NDJFM} 为夏季降水, P_{MJJAS} 为冬季降水; P_{AM} 为年平均降水。

基于 MPI 和 AR 这两个标准, 可以将季风区、干旱 (半干旱) 区以及地中海气候区区分开来, 并且排除了终年多雨的赤道辐合带地区。本文的分析区域, 统一采用 GPCP 数据根据上述条件定义的季风区 (如图 1 所示), 并且排除了海拔在 3000 m 以上的高原地区, 黑色方框为按照地理位置区分的八个子季风系统。

参照 Wang and Ding (2006), 本文采用以下方法来刻画季风降水的变化:

(1) 第一种方法是用季风区夏季平均降水强度来衡量。季风降水的最大特征是冬夏差别很大, 即夏季湿润、冬季干燥, 而起主导作用的则是夏季降水, 因此可以用夏季降水强度来衡量季风降水的强度。Wang and Ding (2006) 等将北半球夏季 (JJA) 平均降水称为“北半球季风指数”NHMI (North Hemisphere Monsoon Index), 表征北半球季风降水强度; 同理, 南半

球夏季 (DJF) 平均降水称为“南半球季风指数”SHMI (South Hemisphere Monsoon Index); 将 NHMI 和 SHMI 的平均值称为全球季风指数 GMI (Global Monsoon Index), 表征全球季风降水的强度 (Wang and Ding, 2006; Zhou et al., 2008a, 2008b)。

(2) 第二种方法是用降水年循环来衡量。降水年循环指的是夏季降水和冬季降水的差别, 它本身就代表了季风降水的强弱情况。当 AR 高时, 冬夏差别显著, 季风特征明显, 季风强度强; 反之季风强度弱。AR 综合了季风降水的前两个年循环模态, 最能全面地体现季风降水的年循环特征 (Wang and Ding, 2008)。降水年循环已经成为检验大气模式性能的一个重要标准 (Zhang and Zhou, 2011)。

为揭示全球季风降水的年际变化, 常对 AR 做 EOF 分解, AR 的 EOF 第一模态, 体现了季风强度的主要空间分布特征, 而其对应的时间序列, 则体现了季风强度的主要年际变化特征, 常被称为年循环指数 (Annual Range Index, 简称 ARI) (Wang and Ding, 2006; Zhou et al., 2008a)。

(3) 本文还采用 MK (Mann-Kendall rank statistics) 和 T2N (Trend-to-Noise ratios) (Sneyers, 1990) 两种方法, 来检验季风区各个格点 AR 长期趋势的显著性。

3 NCEP1 对季风降水气候态的模拟

3.1 气候态年平均降水

首先, 考察再分析资料对气候态季风降水的描

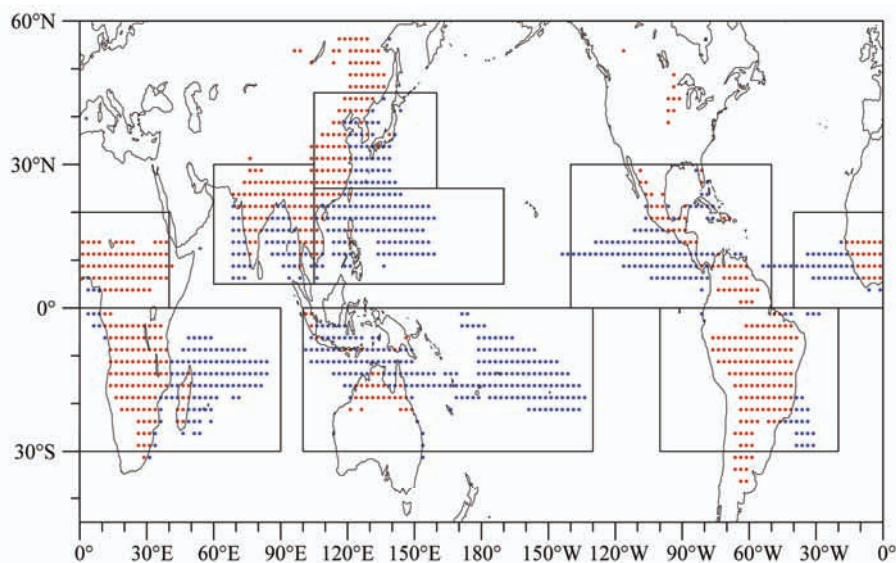


图 1 GPCP 定义的全球季风区。红、蓝圆点: 处于陆地、海洋季风区中的格点; 黑框: 八个子季风系统

Fig.1 Global monsoon domains defined by GPCP, including land monsoon domain (red dot), sea monsoon domain (blue dot). The global monsoon is divided into eight local monsoon systems (black frame)

述能力。如图 2 所示, 在观测中 (图 2a), 降水相对于赤道呈对称分布, 对应赤道辐合带 ITCZ, 在赤道西太平洋、赤道东太平洋、海洋大陆以及与海洋大陆相邻的赤道印度洋地区存在大值中心, 南北半球大陆东岸均存在一个向极地向东延伸的雨带。在 NCEP1 中 (图 2b), 降水大体上呈现相对于赤道对称分布, 但是北太平洋向极地延伸的雨带偏弱; 南太平洋辐合带 SPCZ 与观测相比偏东偏南; 印度洋上降水模拟较差, 大值中心偏向印度洋中部, 由于这一区域并不是季风区, 对季风降水模态模拟影响不大。

3.2 降水的季节循环及其对应的季风模态

季风降水的最大特点是它的季节循环, 如图 3 所示, 两套资料均明显反映出夏季湿、冬季干这个典型的季风气候特征, 其中红色代表 NCEP1, 蓝色代表 GPCP, 实线代表北半球, 虚线代表南半球。但是, 无论在北半球还是南半球, NCEP1 模拟的降水都在夏季更接近观测, 而在冬季均比观测偏大约 1 mm。

太阳直射纬度随季节的变化是产生季风气候

的根本原因, 因此也是引起季风降水季节循环的根本原因。Wang and Ding (2008) 根据多元经验正交分析 (MV-EOF) 的结果, 指出降水的季节循环在空间场上体现为两个太阳直射纬度不同时的降水模态, 即季风模态和春秋非对称模态。季风模态利用 JJAS 减去 DJFM 月平均降水来表示, 对应太阳位于至日点 (冬至、夏至) 时的季风模态, 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, 体现为 4、5 月 (AM) 减去 10、11 月 (ON) 的月平均降水, 代表降水在春季和秋季两个过渡季节的非对称特征, 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 (Wang and Ding, 2008)。

GPCP 资料和 NCEP1 资料的两种模态比较如图 4 所示。观测中, 季风模态的降水主要集中在几个典型的季风系统, 如东亚—印度季风区、非洲季风区、澳洲季风区和美洲季风区, 大值中心多位于陆地上, 北美西海岸和北非西海岸也存在大值中心 (图 4a); 春秋非对称模态则主要体现了 ITCZ 降水在春季和秋季的非对称关系, 同时东亚南部的正异

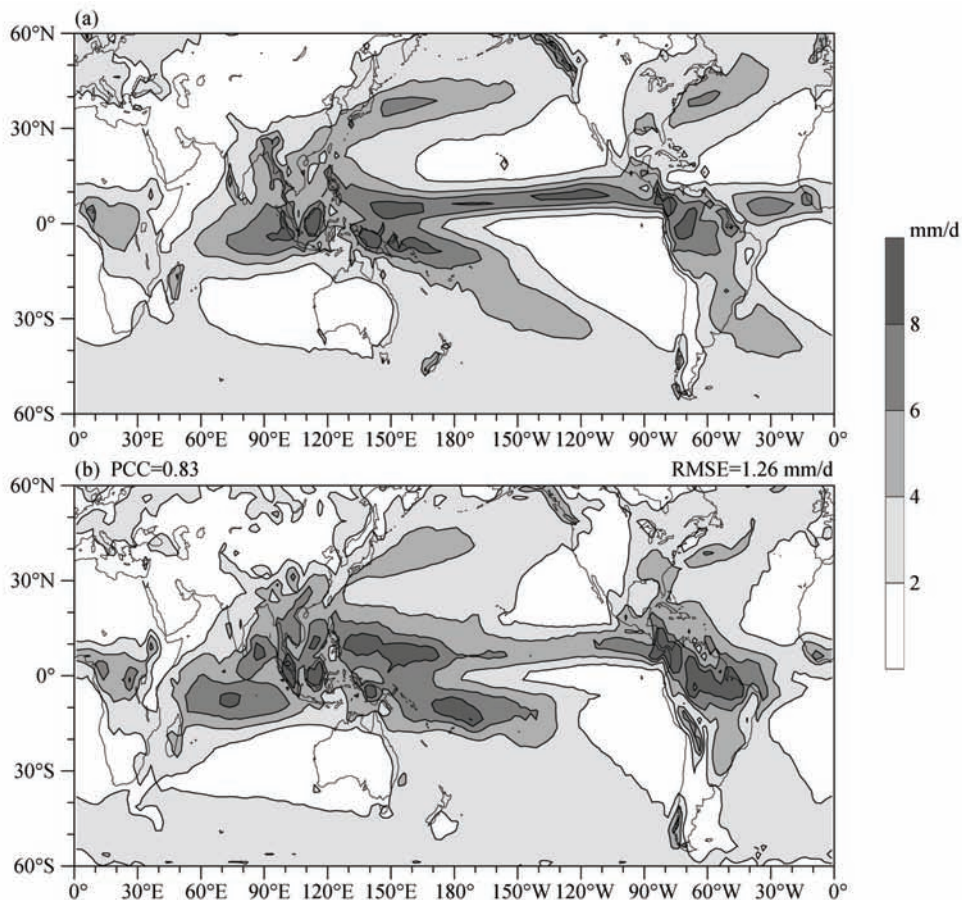


图 2 1979~2008 年气候态年平均降水 (单位: mm/d): (a) GPCP; (b) NCEP1。PCC: 空间相关系数

Fig.2 The long-term means for annual mean precipitation from (a) GPCP data and (b) NCEP1 dataset. PCC: Pattern Correlation Coefficient

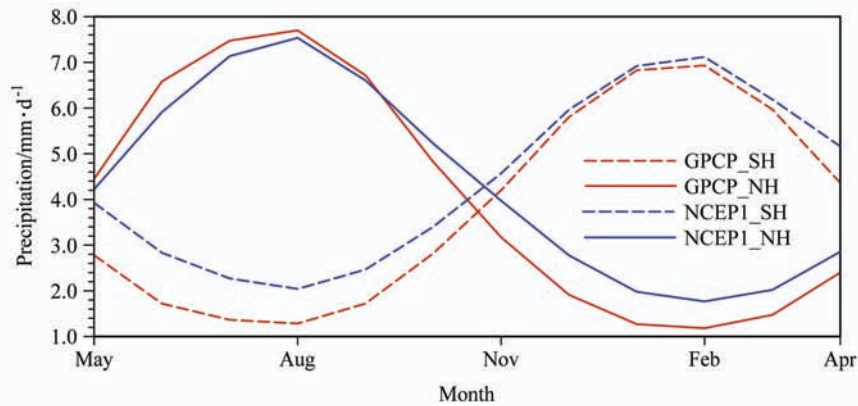


图3 1979~2008年气候平均全球季风区降水的季节循环

Fig.3 Climatological annual cycle of precipitation rate averaged over the NH (solid line) and SH (dashed line) monsoon regions during 1979-2008

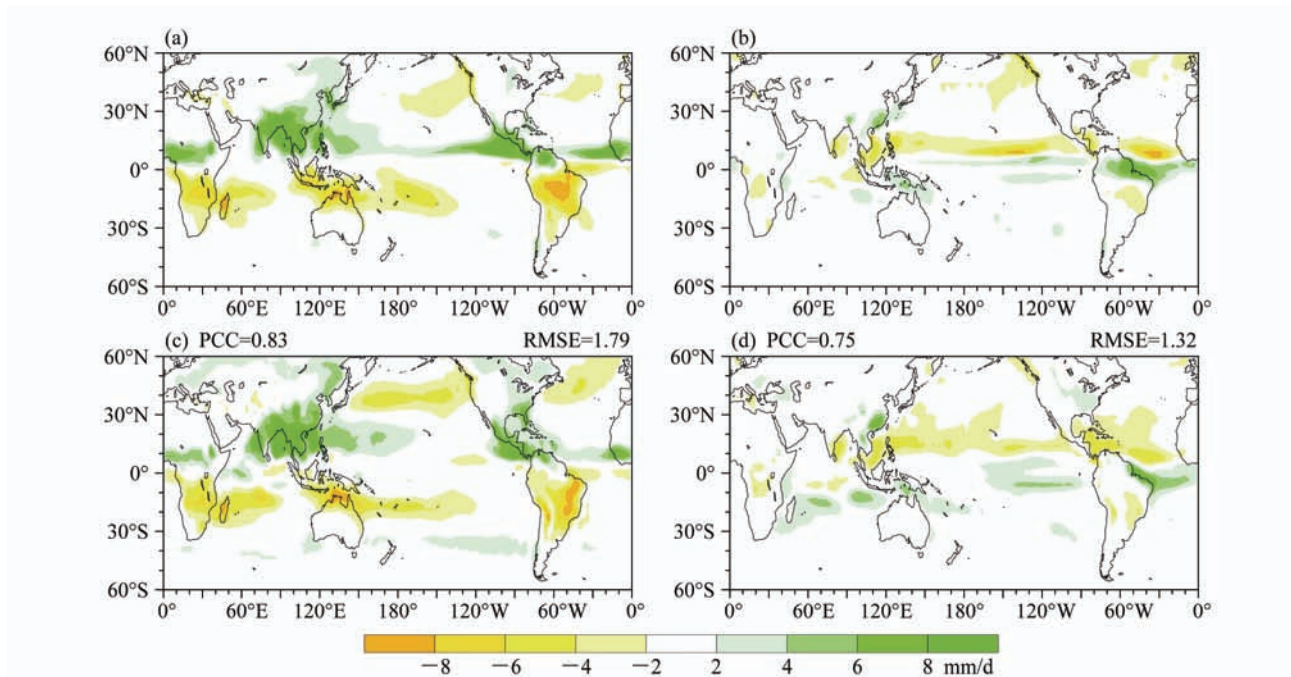


图4 1979~2008年模拟的气候平均的 (a、c) 季风降水模式和 (b、d) 春秋非对称模式 (单位: mm/d): (a、b) GPCP; (c、d) NCEP1

Fig.4 (a, c) The solstitial mode and (b, d) the equinoctial asymmetric mode that are derived, respectively, from (a, b) GPCP data and (c, d) NCEP1 reanalysis

常, 体现的正是华南前汛期降水 (图 4b)。NCEP1 对季风模式的模拟能力较好, 空间相关系数 PCC (Pattern Correlation Coefficient) 达到了 0.83, 均方根误差 RMSE (Root Mean Square Error) 为 1.79 mm/d; 再分析资料的偏差主要出现在海洋上, 尤其在北美季风区的海洋部分, 几乎没有模拟能力 (图 4c)。春秋非对称模式的降水多位于海洋上, NCEP1 对春秋非对称模式的模拟能力偏弱, PCC 为 0.75 (图 4d), 这可能是因为模式物理过程参数化方案在反映海洋降水过程时存在较大的误差, 导致其对海洋降水模拟能力偏弱。张丽霞等 (2011) 的数值试验表明, 大气模式的对流参数化方案是影

响海洋上降水模拟效果的重要因子。

将以上两个季风降水模式结合起来, 即得到季风降水的年循环模式, 如图 5 所示。图中填色区域表示 AR 降水量, 黑色方框则分别表示根据 GPCP 和 NCEP1 定义出的季风区域。观测中 (图 5a), AR>2 mm 的地区基本上属于季风区的范畴。可以看出, NCEP1 基本能够模拟出 AR 的空间分布特征, PCC 达到 0.81, RMSE 小于 1.55 mm/d。但是, 海洋上 AR 的模拟技巧依旧较低, 并且北美陆地以及 50°N~60°N 附近的欧亚大陆上也有不少虚假的 AR 正值区, 使得 NCEP1 在这些地区呈现出虚假的季风区域。同时, NCEP1 难以模拟出 30°N 附近的东

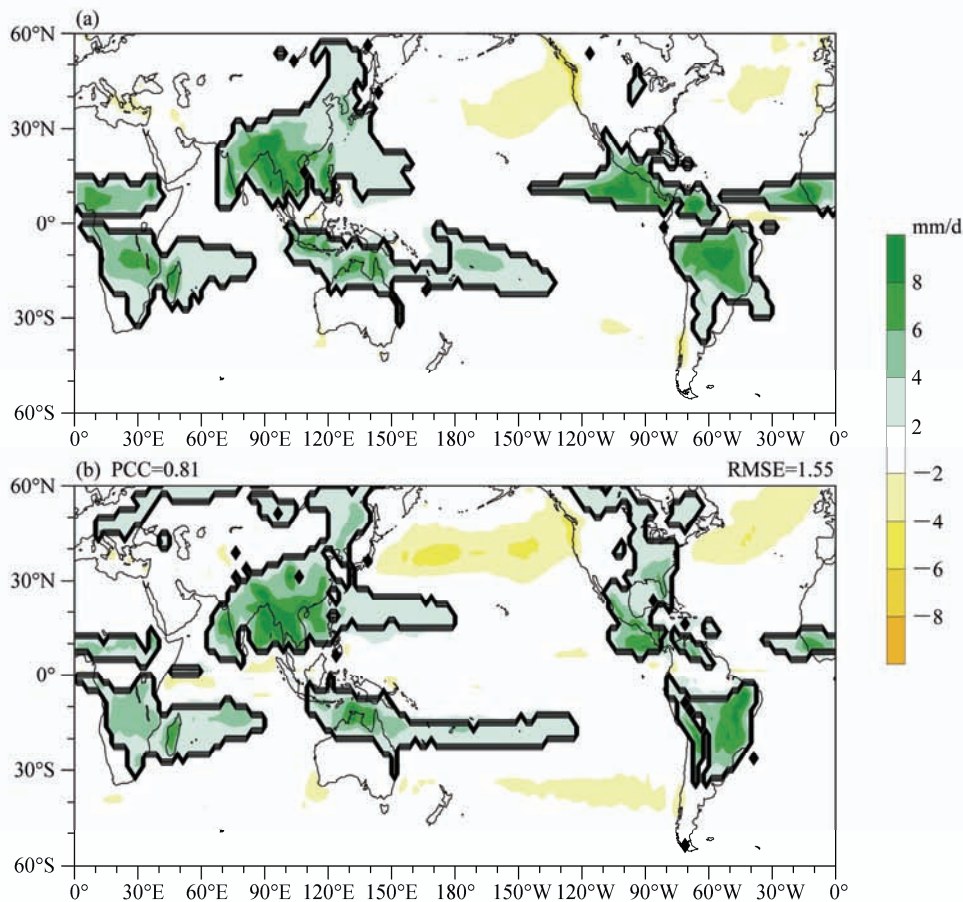


图5 季风降水年较差 (单位: mm/d): (a) GPCP; (b) NCEP1。黑线: 全球季风区

Fig.5 Annual range of precipitation derived, respectively, from (a) GPCP data and (b) NCEP1 reanalysis data set. Black curves indicate the global monsoon domains captured in both datasets

亚季风区分布格局 (图 5b)。

表 1 中定量比较了 NCEP1 资料在刻画季风模态、春秋非对称模态以及降水年循环这三个模态的空间相关系数和均方根误差。为了克服观测资料自身的不确定性,表中第一行展示了 GPCP 和 CMAP 的三个模态对比结果, PCC 均为 0.96, RMSE 分别为 0.73、0.94 和 0.55 mm/d, 这说明了观测资料间的差异很小。从表 1 中可以看出, NCEP1 模拟的三

表 1 GPCP 与 CMAP、GPCP 与 NCEP1 在南北纬 45° 内的空间相关系数和均方根误差

Table 1 The PCC and RMSE of GPCP with the observed CMAP data and NCEP1 dataset between 45°S and 45°N

	降水年循环		季风模态		春秋非对称模态	
	PCC	RMSE/ mm·d ⁻¹	PCC	RMSE/ mm·d ⁻¹	PCC	RMSE/ mm·d ⁻¹
GPCP 与 CMAP	0.96	0.73	0.96	0.94	0.96	0.55
GPCP 与 NCEP1	0.81	1.55	0.83	1.79	0.75	1.32

个季风模态与观测的空间相关系数都较高, 其中两个达到 0.8 以上, 均方根误差均小于 2 mm/d, 说明 NCEP1 对季风模态的模拟能力很强。

3.3 累积降水量随降水强度的分布

除空间分布外, 降水气候态的另一个重要特征是累积降水量随降水强度的分布。图 6 对所有月平均降水量以日降水强度为标准进行分类, 累加后得到不同强度降水的累积降水量, 分类时采用的降水强度间隔为 1 mm/d。逐格点计算后对所有格点进行面积加权平均。与黑色线代表的观测降水相比, NCEP1 的弱降水和强降水的累积降水量微弱偏少, 中间强度 (5~12 mm/d) 降水的累积降水量则显著偏多。这与前人指出的模式通常高估弱降水、低估强降水的结论有所不同, 例如, 李建等 (2010) 将再分析资料与中国地区台站资料进行对比, 结果显示弱降水的累积降水量偏多, 强降水的累积降水量偏少。

3.4 八个子季风系统夏季平均降水量

考虑到降水具有很强的区域特征, 本文参照前

人的工作，将全球季风区分为八个子季风系统进行分析 (Zhang and Zhou, 2011; Zhou et al., 2008b)，它们是东亚季风区(EA)、印度季风区 (India)、西北太平洋季风区(NwP)、澳大利亚季风区(Aus)、北美季风区(NAm)、南美季风区(SAm)、北非季风区(NAf)、南非季风区(SAf) (图 1 中的八个方框)。由于季风降水主要由夏季降水决定，图 7 直观地给出了 NCEP1 再分析资料中全球季风区以及八个子季风系统夏季降水量与观测的比较。结果显示，模拟的夏季平均降水普遍低于观测，仅在西北太平洋季风区和南美季风区高于观测。尤其在西北太平洋季风区，模拟的夏季降水远高于观测，偏高达 1.5 mm/d。不过，西北太平洋季风区以海洋为主，海洋上观测降水的误差亦较大 (Zhou et al., 2008a)。相反，模拟的北非季风区降水远低于观测，偏低 2 mm/d。

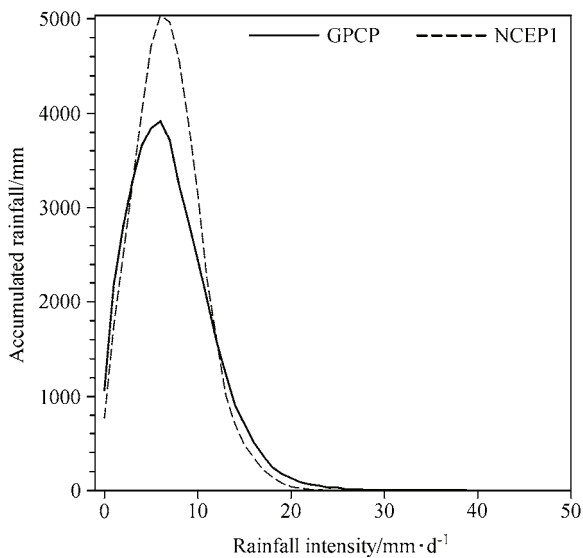


图 6 累积降水量随降水强度的分布
Fig.6 The distribution of precipitation amount with different rainfall intensities

4 季风降水的长期趋势和年际变率

4.1 季风区降水异常的标准化时间序列

图 8 分别给出全球季风区、陆地季风区以及海洋季风区年平均降水的标准化时间序列，实线是五年滑动平均的结果。可见，观测中的全球季风区降水呈现微弱的增加趋势 (图 8a)，这一趋势主要是由海洋降水的增加趋势导致 (图 8c)，而陆地季风区降水呈现减弱趋势 (图 8b)。NCEP1 能够再现全球季风降水的长期趋势，且绝大多数年份 NCEP1 模拟的降水异常与观测同位相，仅在个别年份 (如 1983~1985) 与观测相反。

将季风降水分为陆地和海洋部分，NCEP1 对陆地降水的刻画能力高于对海洋降水的刻画能力，原因之一可能是因为模式模拟的海洋降水误差较大，同时不排除海洋上的观测降水误差较大。近期研究表明，GPCP 和 CMAP 两套降水资料在热带地区长期趋势存在显著不同 (Lau and Wu, 2007; Zhou et al., 2008a)，尤其在季风区海洋上，降水的变化趋势上相反 (Hsu et al., 2011)。

4.2 季风强度的长期趋势和年际变率

季风降水的年际变率，主要体现在季风降水强度的年际变率。根据本文数据和分析方法介绍部分提到的季风强度衡量方法，下面从夏季平均降水、降水年循环指数以及年循环的趋势显著性空间分布三个方面，分别评估 NCEP1 对季风强度长期趋势和年际变率的模拟能力。

4.2.1 夏季降水强度的长期趋势和年际变率

对于陆地季风降水，图 9 中分别给出全球季风指数 GMI、北半球季风指数 NHMI 和南半球季风指数 SHMI 的时间序列。可以看出，观测中全球季风指数没有明显的长期变化 (图 9c)，而南半球在 20 世纪 90 年代中期之后呈现微弱的增加趋势 (图 9b)，

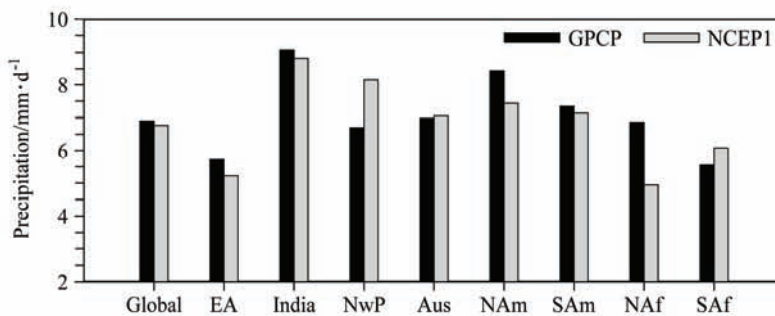


图 7 全球季风区以及八个子季风系统夏季三个月平均降水量
Fig.7 Climatologic summer mean precipitation

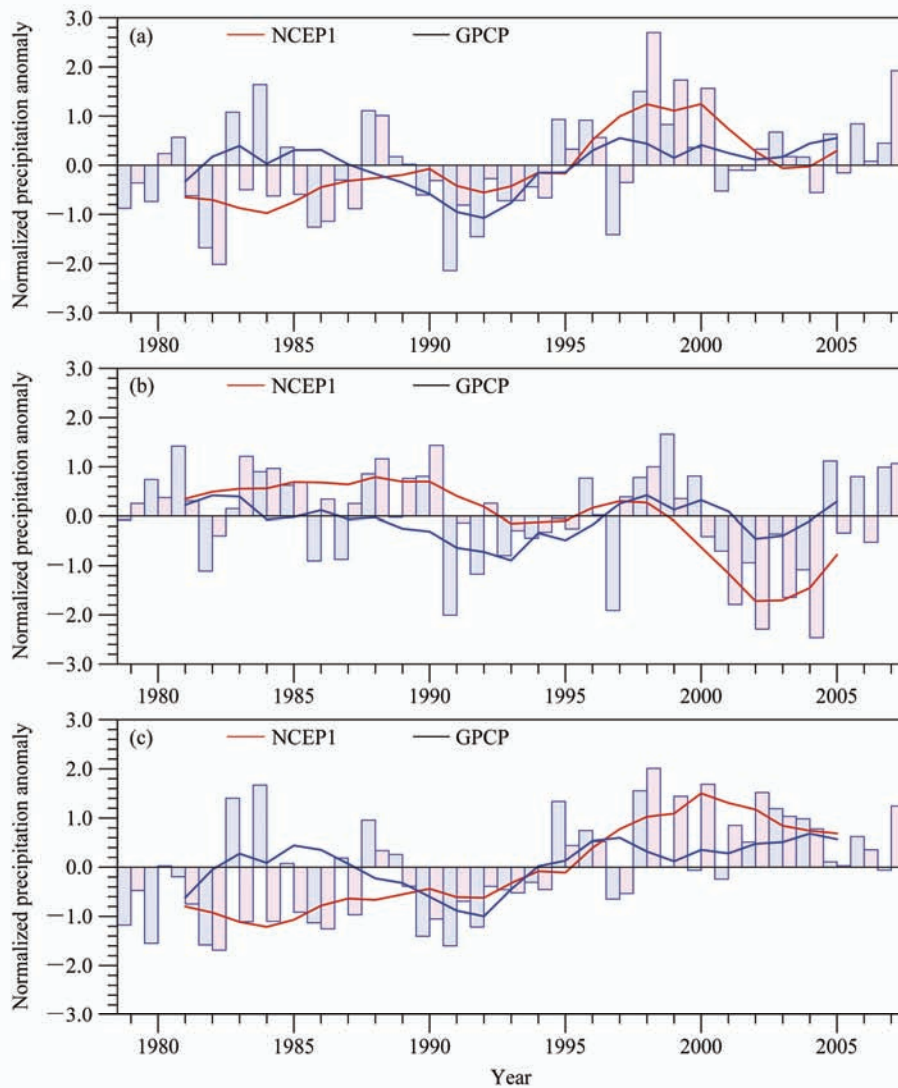


图 8 季风区年平均降水异常的标准化时间序列：(a) 全球季风区；(b) 全球陆地季风区；(c) 全球海洋季风区。实线：5 年滑动平均的结果
Fig.8 Normalized time series of area averaged annual mean precipitation anomalies in (a) global monsoon, (b) land monsoon, and (c) sea monsoon areas. The solid lines are 5-year running mean

北半球则在 20 世纪 90 年代中期之后呈现微弱的减小趋势 (图 9a)。NCEP1 基本上能模拟出 GMI 的年际变率, 相关系数 (r) 达到了 0.65, 可以通过 5% 显著性水平; 分南北半球来看, 北半球好于南半球, 模拟的 NHMI 与观测的相关系数达到 0.63, 而南半球只有 0.40。

对于海洋季风降水, NCEP1 结果与观测的相关系数较低, 仅 0.3 左右 (图略), 目前难以确定是由季风区海洋上观测降水的不确定性造成, 还是再分析资料对海洋上的降水模拟技巧偏低造成。此前, Zhou 等(2008a)曾指出, GPCP 和 CMAP 降水资料揭示的过去 30 年海洋季风区降水变化趋势彼此相差较大, 使得 AMIP 模式模拟的海洋季风区降水和

“观测”结果的相关性很低。

4.2.2 降水年循环的空间分布及其年际变率的主要特征

衡量季风降水强度的第二个方法是 AR 的 EOF 第一模态, 它反映了季风降水强度的主要空间分布特征, 其对应的时间序列 ARI 则可以反映季风降水的主要年际变率特征。

图 10a、b 分别是观测和 NCEP1 季风降水年循环的第一模态。观测中, 东亚和印度季风区: 以北纬 25°N 为界, 南部为降水正异常, 北部为降水负异常; 澳洲季风区: 东部为正, 西部为负; 南非季风区: 北部为正, 南部为负。NCEP1 降水场能够很好再现以上特征。但是, 在北非季风区, 观测中南

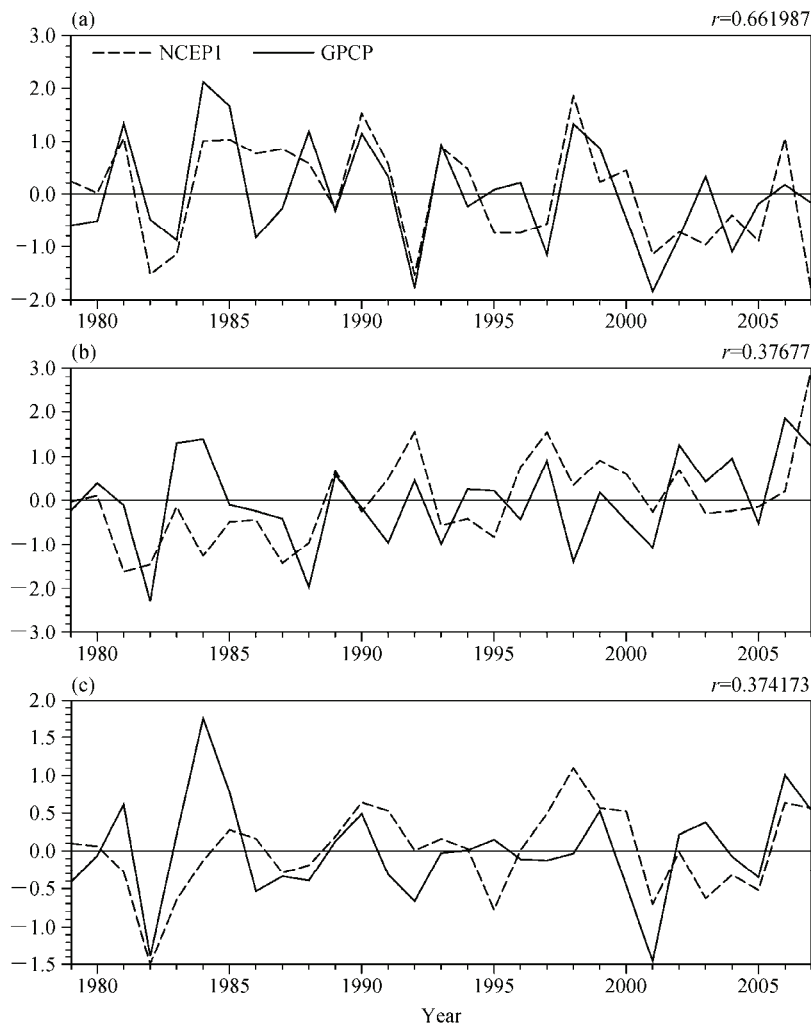


图9 夏季平均降水的标准化时间序列: (a) 北半球陆地 7、8、9 月平均降水 (NHMI); (b) 南半球陆地 12、1、2 月均降水 (SHMI); (c) 全球季风指数 (NHMI+SHMI)/2

Fig.9 Time series of (a) the Northern Hemisphere-averaged Jun-Jul-Aug precipitation, (b) the Southern Hemisphere-averaged Dec-Jan-Feb precipitation, and (c) the average of NHMI and SHMI

部降水为正异常, 北部为负异常; 而 NCEP1 则正好相反。

AR 的 EOF1 表征了季风强度的主要空间分布特征, 其对应的 PC1 则反映了季风强度的主要变化特征, 如图 10c 所示, 在过去的三十年里观测的季风强度主要呈现减弱的趋势。NCEP1 不仅能够很好地再现 ARI 的减弱趋势, 对 ARI 年际变率的模拟效果也非常好, 相关系数接近 1。因此, “完美”的大气模式可以近乎完美地再现季风强度的年际变率的主要特征。

4.2.3 季风降水的趋势显著性的空间分布

AR 是一个随时间和空间变化的量, 可以通过计算各个格点降水年循环趋势的统计学显著性来衡量季风降水的强度变化。本文共采用了两种检验

统计学显著性的方法: T2N (Trend-to-noise ratios) 检验和 MK (Mann-Kendall rank statistics) 检验 (Sneyers, 1990), 如图 11 所示。图 11a、b 是 T2N 趋势检验的结果, 可以看出观测中, 在东亚和印度季风区: 大部分地区 AR 呈增加趋势, 南北部边缘地区为减弱趋势; 澳洲季风区: 东部为增加趋势, 西部为减弱趋势; 南非季风区, 北部为减弱趋势, 南部为增强趋势 (图 11a、b)。

上述变化趋势显著性的空间分布, 与上文 AR 的 EOF 第一模态相对应。NCEP1 能够再现观测中上述地区的 AR 变化趋势的显著性分布特征, 但是在北非季风区中, 观测为北部增强、南部减弱, 而 NCEP1 恰好相反。同时, NCEP1 的南美洲大陆的增加趋势比观测偏强很多。后面两张图基于 MK 方

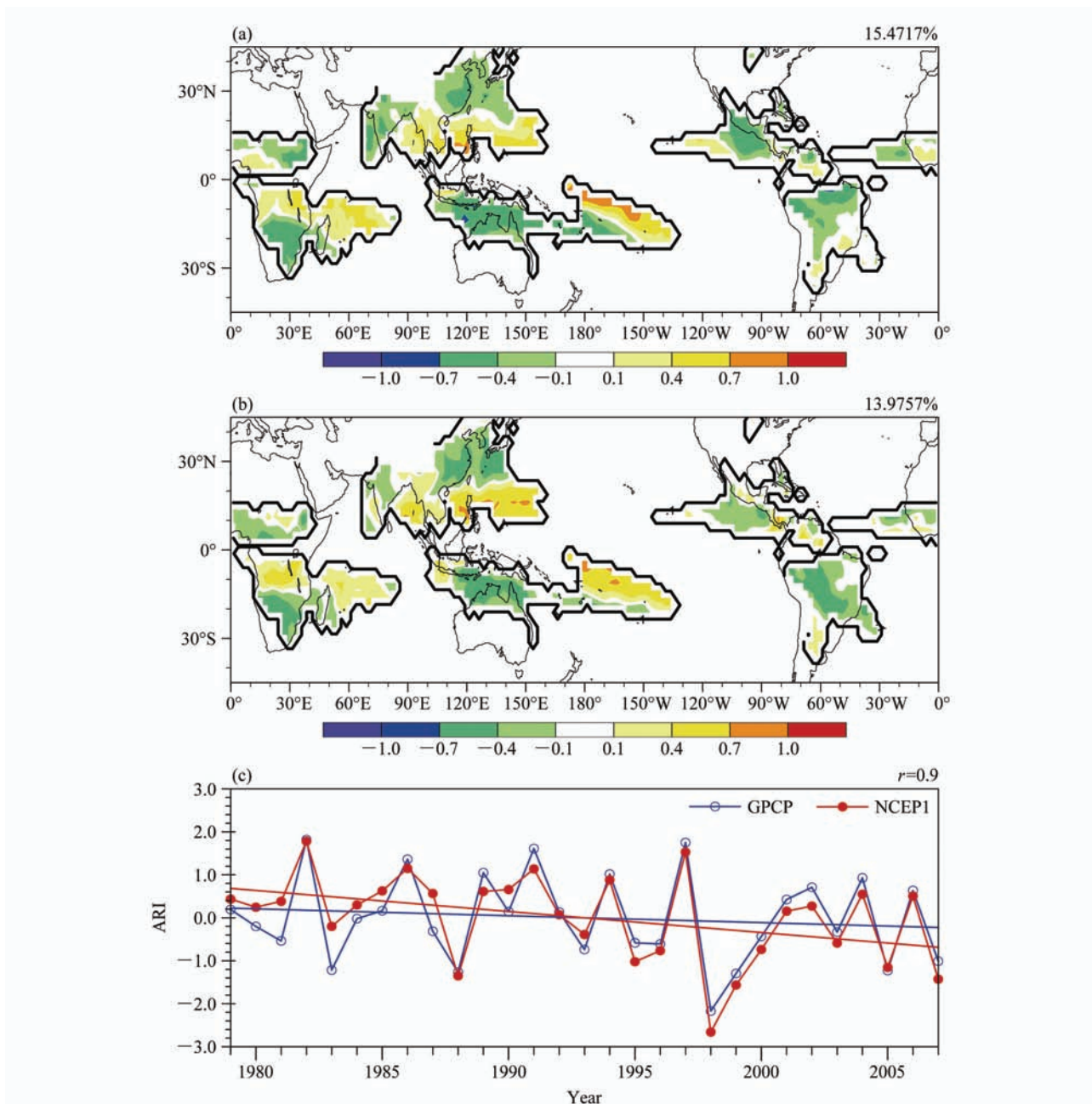


图 10 全球季风区标准化的 (a) GPCP 降水和 (b) NCEP1 降水年循环的 EOF 第一模态以及 (c) 相应的时间序列 (或者称为年循环指数)。黑粗线包围区代表全球季风区

Fig.10 The spatial pattern of the leading EOF mode of the normalized annual range anomalies over the global continental monsoon regions from (a) the GPCP data and (b) the NCEP1 dataset; (c) the corresponding principle component or Annual Range Index (ARI). The bold lines in (a) and (b) indicate the boundaries of the monsoon domains

法的趋势检验结果，与前面结论非常一致特征（图 11c、d）。

5 小结与讨论

本文基于观测事实，从降水气候态特征、季风降水的长期和年际变化三个方面，评估了 NCEP 再

分析降水资料对全球季风降水的模拟能力。由于再分析资料同化了各类观测资料和卫星资料，其大气环流基本可被视作是“真实”的，再分析资料中的降水场可被视作是环流预报堪称“准确”的大气环流模式的预报结果。因此，本文关于 NCEP1 再分析资料中降水场对全球季风变化描述能力的分

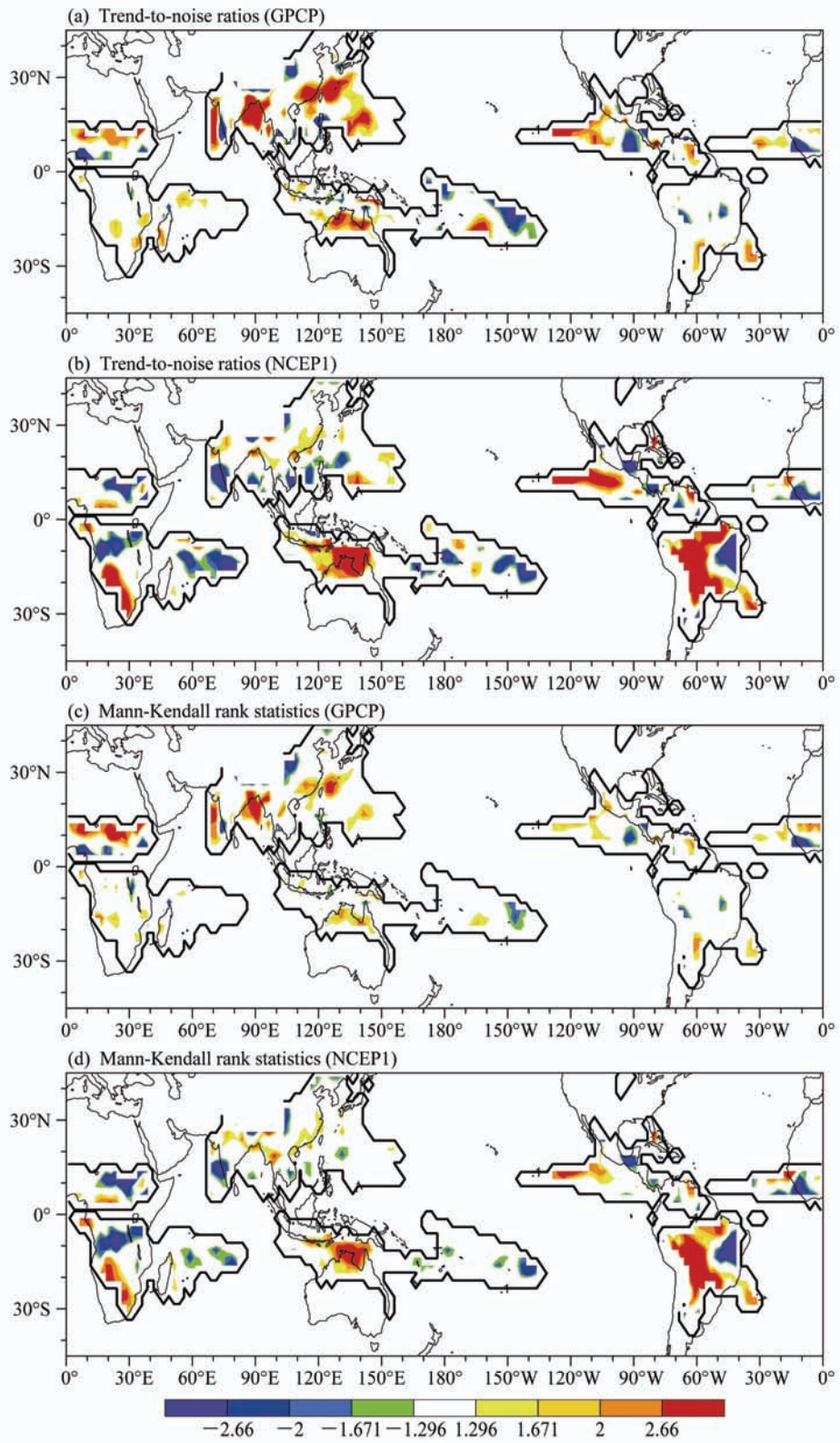


图 11 (a、c) GPCP 和 (b、d) NCEP1 的 AR 线性趋势的统计学显著性的空间分布: (a、b) MK 检验 (Mann-Kendall rank statistics); (c、d) T2N 检验 (Trend-to-noise ratios)

Fig.11 Statistical significance of the linear trends in monsoon precipitation annual range at each grid point from (a, c) GPCP data and (b, d) NCEP1 dataset: (a, b) Trend-to-noise ratios; (c, d) Mann-Kendall rank statistics

析结果, 代表当前气候模式的最佳预报结果。主要结论如下:

(1) 在气候态上, 观测资料表明, 年平均降水的大值中心位于赤道上, 且雨带相对于赤道呈现对称分布; 主要的季风降水区域均位于靠近赤道的两侧, 南北纬 45°以内; 季风区中小雨和大雨的累积降水量低, 而中雨的累积降水量显著高于前两种降水。NCEP1 能够较好再现观测季风降水的气候分布、季风模态和春秋非对称模态的空间分布, 其中两个模态的空间相关系数达到 0.8 以上, 均方根误差小于 2 mm/d。NCEP1 模拟的小雨和大雨的累积降水量略小于观测, 但是中间强度降水的累积降水量显著高于观测, 可见即使大气模式对环流的预报堪称完美, 其物理过程上的误差依然会导致低估小雨的贡献。

(2) 关于全球季风降水在过去三十年里的变化特点, 观测资料显示全球季风指数 GMI 没有明显的变化趋势, 北半球陆地季风降水在 1990 年之后呈现减弱的趋势, 而南半球陆地季风降水在 1990 年之后呈现增加的趋势。同时, 季风指数以及年循环指数 ARI 的时间序列均显示季风降水存在很显著的年际变率。

(3) 趋势和年际变率的模拟上, NCEP1 能够总体再现陆地季风区夏季平均降水的长期变化趋势和年际变率, 北半球好于南半球。通过对 AR 的经验正交分析, 可以看出 NCEP1 能够模拟出观测中季风强度的主要空间分布特征, 对应的时间序列与观测非常一致, 相关系数接近 1。这表明, 环流模拟“准确”的大气模式亦能够准确再现出季风强度的主要的空间分布特征是年际变率特征。同时, 观测中所体现出的 AR 的统计学显著性空间分布特征, NCEP1 中几乎都能得以再现, 说明 NCEP1 大体上能够模拟出季风区各个格点降水强度的长期趋势。但是在北非季风区, NCEP1 模拟的趋势显著性与观测正好相反, 这也对应了 AR 的 EOF 第一模态分布上, NCEP1 在北非季风区的结论与观测相反。

本文的结论对当前大气模式物理过程的改进, 有参考价值。模式对降水的模拟偏差来源除了环流场和模式物理过程, 还包括湿度场、云水、云冰等的偏差。再分析资料中的湿度场, 经过同化后接近真实值 (Kalnay et al., 1996)。而云水和云冰等物理量, 在该再分析系统中是依赖于模式物理过程的诊断量, 其偏差亦源于模式物理过程。因此, 模式对

降水的模拟偏差主要由环流场和物理过程决定。当环流场接近真实时, 误差主要来自于模式物理过程。

此外, NCEP1 再分析资料模拟的海洋降水与观测的较大偏差究竟是由于模式物理参数化过程的误差导致、还是由于观测本身的不确定性导致, 有待进一步研究。与此同时, 陆地上站点观测资料的数量和质量远高于海洋上的观测资料, 这会使得同化后的 NCEP1 环流场在陆地上好于海洋上, 因此其模拟的陆地降水会比海洋降水更接近于观测。

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]. *Journal of Hydrometeorology*, 4 (6): 1147–1167.
- Chase T N, Knaff J A, Pielke R A, et al. 2003. Changes in global monsoon circulations since 1950 [J]. *Natural Hazards*, 29 (2): 229–254.
- 戴泽军, 宇如聪, 李建, 等. 2011. 三套再分析资料的中国夏季降水日变化特征 [J]. *气象*, 37 (1): 21–30.
- Dai Zejun, Yu Rucong, Li Jian, et al. 2011. The characteristics of summer precipitation diurnal variations in three reanalysis datasets over China [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 37 (1): 21–30.
- Hsu P C, Li T, Wang B. 2011. Trends in global monsoon area and precipitation over the past 30 years [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (8): L08701.
- Huffman G J, Adler R F, Arkin P, et al. 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (1): 5–20.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Kang I S, Jin K, Wang B, et al. 2002. Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs [J]. *Climate Dyn.*, 19 (5–6): 383–395.
- Lau K M, Wu H T. 2007. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979–2003 [J]. *International Journal of Climatology*, 27(8): 979–988.
- 李建, 宇如聪, 陈昊明, 等. 2010. 对三套再分析资料中国大陆地区夏季降水量的评估分析 [J]. *气象*, 36 (12): 1–9.
- Li Jian, Yu Rucong, Chen Haoming, et al. 2010. Evaluation and analyses of summer rainfall over mainland China in three reanalysis datasets [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36 (12): 1–9.
- Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000 [J]. *Climate Dyn.*, 34 (4): 501–514.
- Sneyers R. 1990. On the Statistical Analysis of Series of Observations [R]. WMO Tech. Note 143, WMO 415, TP-103: World Meteorological Organization. 192 pp.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as

- seen through the divergent atmospheric circulation [J]. *J. Climate*, 13 (22): 3969–3993.
- Wang B, Ding Q H. 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L06711.
- Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 2008, 44 (3–4): 165–183.
- 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.
- Zhang L X, Zhou T J, Wu B, et al. 2010. The annual modes of tropical precipitation simulated by the LASG/IAP coupled ocean–atmosphere model FGOALS–s1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 24 (2): 189–202.
- Zhang L X, Zhou T J. 2011. An assessment of monsoon precipitation changes during 1901–2001 [J]. *Climate Dyn.*, 2011, 37 (1–2): 279–296, doi: 10.1007/s00382-011-0993-5.
- Zhou T J, Yu R C, Li H M, et al. 2008a. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. *J. Climate*, 21 (15): 3833–3852.
- Zhou T J, Zhang L X, Li H M. 2008b. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L16707.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009a. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22 (5): 1159–1173.
- Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. 2009b. The CLIVAR C20C project: Which components of the Asian–Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible [J]. *Climate Dyn.*, 33 (7–8): 1051–1068.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009c. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2199–2215.