doi:10.11676/qxxb2016.054 气象学报

非齐次隐马尔可夫降尺度方法对江淮流域夏季逐日降水的模拟及其评估*

丁 梅 江志红 陈威霖
DING Mei JIANG Zhihong CHEN Weilin

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,南京,210044
Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disaster (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, *China*
2016-02-25 收稿,2016-05-26 改回.

丁梅,江志红,陈威霖.2016.非齐次隐马尔可夫降尺度方法对江淮流域夏季逐日降水的模拟及其评估.气象学报,74(5):757-771

Ding Mei, Jiang Zhihong, Chen Weilin. 2016. Simulation and evaluation of summer daily precipitation based on nonhomogeneous hidden Markov model over the Yangtze-Huaihe River Basin. *Acta Meteorologica Sinica*, 74(5):757-771

Abstract The statistical downscaling method of the nonhomogeneous hidden Markov model (NHMM) is introduced in this paper. Based on the observed summer daily precipitation data at 56 meteorological stations in the Yangtze-Huaihe River Basin and the ERA-40 reanalysis data of European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF) during 1961－2002, the NHMM is established and the simulation capability of NHMM for summer daily precipitation over the East Asian monsoon area in China (represented by the Yangtze-Huaihe River Basin) has been assessed. Results of the NHMM have been compared with that of the BCC-CSM1.1(m). It is found that the NHMM performs well in simulating daily precipitation over the Yangtze-Huaihe River Basin by establishing the relationship between transition probabilities of the precipitation probability distribution states and the synoptic-scale atmospheric predictors. The simulated probability distribution function (PDF) curves are close to observations at individual stations with the Brier score(S_B) less than 0.11% and the significance score (S_s) greater than 0.84. Relative errors of summer total precipitation, number of rainy days ($\geqslant$1 mm), number of rainy days with daily precipitation more than 10 mm, simple daily intensity, 95th percentile value of precipitation all are less than 10%, and the first three indices' spatial correlation coefficients between the NHMM outputs and observations are greater than 0.9. The NHMM can also reproduce the interannual variability of the precipitation indices mentioned above. Correlation coefficients of the annual sequences of area-averaged precipitation indices between simulations and observations are within the range of 0.62－0.87. The NHMM is also driven by predictors of BCC-CSM1.1(m) from 1986 to 2005. After downscaling, the S_B averagely decreased by 0.57% and S_s averagely increased by 0.23. This result indicates that the probability distribution function curves are much closer to the observations. Absolute values of relative errors for the precipitation indices at most stations decreased from more than 40% to less than 10%, and the spatial correlation coefficients generally increased to 0.8 or more. The NHMM approach can effectively improve the simulation capability of BCC-CSM1.1(m) for summer daily precipitation and has significant "added value" relative to climate models. Thereby it can be applied to the projection of future precipitation changes under the background of climate warming.

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41230528、41205062)、国家重点研发计划项目(Grant 2016 YFA0600402)、江苏高校优势学科建设工程资助项目 PAPD、江苏省高校"青蓝工程"创新团队项目、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306024)。
作者简介:丁梅,主要从事气候学研究。E-mail:dingmei91@126.com
通讯作者:江志红,主要从事气候学研究。E-mail:zhjiang@nuist.edu.cn

Key words Nonhomogeneous hidden Markov model, Statistical downscaling, Daily precipitation, Simulation

摘 要 引入非齐次隐马尔可夫模型(Nonhomogeneous hidden Markov model, NHMM)统计降尺度方法,利用1961—2002年江淮流域夏季逐日降水资料、欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的ERA-40再分析资料建立模型,检验其对东部季风区(以江淮流域为代表)夏季日降水的模拟能力,并对比BCC-CSM1.1(m)模式NHMM降尺度前后的模拟效果。结果表明,NHMM降尺度方法通过建立降水概率分布态间转移参数与大尺度环流变量的联系,对江淮流域逐日降水量具有较好的降尺度效果。模拟的各站日降水量概率分布函数(PDF)曲线与观测非常接近,布赖尔评分(Brier Score, S_B)均小于0.11%,显著性评分(Significance Score,S_s)均大于0.84;夏季总降水量、降水日数、中雨日数、降水强度和95%分位降水量指数的多年平均场偏差百分率绝对值低于10%,前3个指数的空间相关系数高于0.9;该方法对各降水指数的年际变率也有一定的模拟能力,模拟得到的各指数的区域平均年际序列与观测序列的相关系数为0.62—0.87。对BCC-CSM1.1(m)模式的模拟结果进行降尺度后,S_B较降尺度前平均减小0.57%,S_s平均增大0.23,皆表明降尺度后的概率分布函数曲线更接近于观测;各降水指数在多数台站的偏差百分率绝对值由大于40%降至10%以内,空间相关系数普遍提高至0.8以上。NHMM降尺度方法能够有效提高BCC-CSM1.1(m)模式对江淮流域夏季日降水的模拟能力,相对气候模式具有显著的"增值",未来可进一步利用该方法进行气候变暖背景下的日降水变化预估。

关键词 非齐次隐马尔可夫模型(NHMM),统计降尺度,逐日降水,模拟

中图法分类号 P467

1 引 言

目前,全球气候模式(Global Climate Model, GCM)作为气候模拟和未来气候变化情景预估的重要工具,已能够较好地模拟出大尺度气候要素的平均特征,其模拟能力得到了全球学者的一致认可(Zhou, et al, 2006; 王冀等, 2008; 江志红等, 2009; 许崇海等, 2010; Jiang, et al, 2012; 姚遥等, 2012; 陈威霖等, 2012a; 张芳等, 2014)。第5次耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)给出了近50个模式的模拟试验结果,这些模式较CMIP3模式在外强迫、模式分辨率和物理过程等方面均有所改进(郭彦等,2013;赵宗慈等,2013,2015;胡国权等,2014),对气温、降水等要素的模拟效果也有所提高(Sillmann, et al, 2013;郭彦等,2013;胡国权等,2014;陈晓晨等,2014)。然而,由于空间分辨率有限(赵芳芳等,2007;王冀等,2008;魏凤英等,2010),当前气候模式还不能对区域尺度的气候要素进行较准确的模拟,特别是地形较为复杂的地区(高学杰等,2006;王冀等,2008),且较低分辨率的输出结果也难以直接应用于高分辨率的水文模式(张明月等,2013;段小兰等,2014)。因此,为弥补GCM的上述不足,进而获取较为准确的区域气候要素信息是十分必要的。

相对于提高GCM的空间分辨率,降尺度方法在节约计算成本和耗时方面是更为可选的方法(魏凤英等,2010)。常用的降尺度方法主要有两种:动力降尺度法和统计降尺度法(范丽军等,2007)。相较于动力降尺度法,统计降尺度法计算量小,且容易应用于不同的GCM(范丽军等,2005),有较大的灵活性。因此,统计降尺度方法得到了较为广泛的应用,已具有多种较为成熟的技术。如范丽军等(2007)用多元线性回归统计降尺度法对华北地区的气温进行模拟,结果表明,该方法模拟的气温与观测结果有很好的一致性。崔妍等(2010)评估了典型相关分析降尺度方法对江淮流域极端降水指数的模拟能力,发现该方法能有效改善HadCM3模式对极端降水特征的模拟效果。此外,还有很多统计降尺度方法被应用到了不同区域的气候模拟研究当中(Zorita, et al, 1995; Ramírez, et al, 2006; 康红文等,2012)。但现有大部分研究对气温的模拟较为准确,对降水的模拟效果并不理想(张明月等,2013),特别缺乏逐日时间尺度的降水降尺度模拟方法。

非齐次隐马尔可夫模型(Nonhomogeneous hidden Markov model, NHMM)由Hughes等(1994a)在隐马尔可夫模型(Hidden Markov model, HMM)的基础上拓展建立,HMM主要通过马尔可夫链原理分析要素不同分布态之间的转移规律(Greene, et al, 2008)。Hughes等(1994a)根据局地要素分布态出现概率取决于大尺度环流场及其配置的假设,建立了局地气象要素分布态间的转移参

数与大尺度环流变量的联系,实现了逐日时间尺度上要素场的统计降尺度。目前,NHMM 方法在国际上已经被应用于多个区域的降尺度研究中(Bates, et al, 1998; Charles, et al, 1999; Tan, et al, 2013)。如 Bellone 等(2000)利用 NHMM 方法对华盛顿州 24 个站 17 年冬季的降水进行降尺度研究,证明该方法能够较好地重现连续干湿日、降水量的分布等统计特征。Robertson 等(2004)利用 NHMM 方法对 ECHAM4.5 模式的模拟结果进行降尺度(巴西),指出该方法是产生统计特征较为准确的日降水序列的有效方法。Liu 等(2011)对比了 NHMM 和 SDSM(Statistical Downscaling Model,基于多元线性回归与随机天气发生器相结合的统计降尺度模型)两种降尺度方法的模拟能力,发现 NHMM 对降水量的概率分布和空间分布的模拟效果要优于 SDSM。但 NHMM 在中国区域的应用尚不多见,特别是对中国东部季风区降水的降尺度能力如何,是否可将其应用于未来该区降水的精细预估,尚不清楚。

本研究引入 NHMM 方法,对江淮流域的夏季日降水建立降尺度模型,并用独立的观测资料和一系列评估指标来检验模型的模拟能力,探讨该方法对中国东部季风区(以江淮流域为代表)逐日降水特别是极端降水模拟的适用性。最后将该方法应用于参加第 5 次耦合模式比较计划的中国新一代气候模式之一——BCC-CSM1.1(m)模式的模拟结果,进行降尺度前后模拟效果的对比,以期为中国日降水量的统计降尺度研究提供参考,为未来利用 NHMM 进行变暖背景下的降水变化预估提供指导。

2　资料和方法

2.1　资　料

选取了江淮流域(27.5°—32°N,110°—122°E)分布较为均匀的 56 个站点(图 1),采用 1961—1990 年的夏季(6—8 月)逐日降水观测资料以及欧洲中期天气预报中心(ECMWF)同期的 ERA-40 逐日再分析资料(2.5°×2.5°),建立非齐次隐马尔可夫统计降尺度模型。通常,有两种方法可以检验统计降尺度模型的稳定性,一种是交叉检验方法,另一种是采用不参与建模的独立观测数据(范丽军等,2005)。文中采用后一种方法,以 1991—2002 年为独立检验期,检验 NHMM 对江淮流域夏季日降水的模拟能力。气候模式资料来自中国国家气候中心 BCC-CSM1.1(m),水平分辨率为 1.125°×1.125°,该模式对中国地区的大气环流(Wang, et al, 2015)和降水(陈晓晨等,2014)均有较好的模拟效果。将当前气候情景下(1986—2005 年)的模式模拟资料用于降尺度模型,并进行降尺度前后模拟效果的对比研究,采用的变量有位势高度、相对湿度、逐日降水量等。在降尺度前,首先采用双线性插值方法将模式资料插值到与 ERA-40 资料相同的格点分布上,并对所有环流变量进行标准化(以 1961—1990 年的平均值和标准差)处理以消除系统误差。

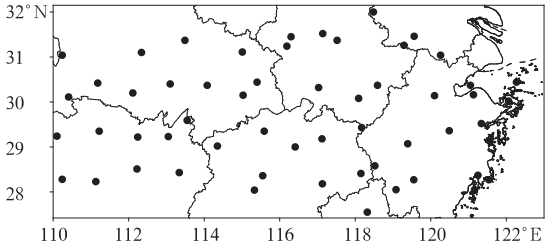


图 1　江淮流域 56 个代表站点的分布

Fig. 1　Distribution of the 56 stations in the Yangtze-Huaihe River Basin

2.2　NHMM 降尺度方法

NHMM 是由隐藏状态(简称"状态")及观察值序列组成的一种双重随机过程,分别描述状态的转移和与观察值的统计关系,其基本原理为:认为研究区域降水量场的时间序列是由有限个数的不同降水概率分布态(不可直接观察,为隐藏状态)构成,各站的降水频次由当天的降水概率分布态决定,如有降水则采用指数分布随机模拟得到降水量值(观察值);当天的降水概率分布态则由前一天的降水概率分布态(一阶马尔可夫链过程)和当天的大气环流因子(影响状态间的转移概率)共同决定。具体统计原理和参数拟合如下:

记 $\boldsymbol{R}_t$ 为第 t($t=1,\cdots,T$)天研究区域 W 个台站的降水量,S_t 为第 t 天的降水概率分布态,降水概率分布态个数设为 K,$\boldsymbol{X}_t$ 代表第 t 天的大气环流场,$\boldsymbol{X}_{1:T}=(\boldsymbol{X}_1,\cdots,\boldsymbol{X}_T)$为第 1 天至第 T 天的环流场时间序列,$S_{1:T}$、$\boldsymbol{R}_{1:T}$依此类推。根据 NHMM 建立的两个假设(Hughes, et al, 1994a):(1)在降水概率分布态、环流场的时间序列、降水量自身前期序列 $\boldsymbol{R}_{1:t-1}$共同影响下,$\boldsymbol{R}_t$出现的概率只跟当天的降水概率分布态 S_t有关

$$P(\boldsymbol{R}_t \mid S_{1:T},\boldsymbol{R}_{1:t-1},\boldsymbol{X}_{1:T}) = P(\boldsymbol{R}_t \mid S_t) \quad (1)$$

(2)在环流场的时间序列 $\boldsymbol{X}_{1:T}$、降水概率分布态自身的前期序列 $S_{1:t-1}$共同影响下,S_t出现的概率只与前一天的降水概率分布态 S_{t-1}和第 t 天的大气环流场 $\boldsymbol{X}_t$ 有关

$$P(S_t \mid S_{1:t-1},\boldsymbol{X}_{1:T}) = P(S_t \mid S_{t-1},\boldsymbol{X}_t) \quad (2)$$

可见,大气环流场 $\boldsymbol{X}_t$ 通过影响降水概率分布态出现的概率,进而影响研究区域各台站的日降水频次和降水量,从而实现同时对多个台站的降水量进行降尺度模拟。图 2 给出 NHMM 基本原理的示意。

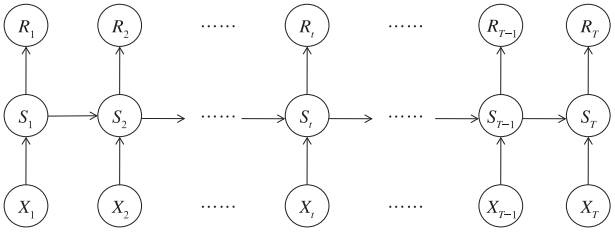


图 2 NHMM 基本原理示意

Fig. 2 Basic schematic of the nonhomogeneous hidden Markov model

根据 Hughes 等(1994a)、Kirshner(2005)所建模型,对式(1)的降水量概率分布函数 $P(\boldsymbol{R}_t \mid S_t)$,采用 δ 函数 b_{jw0} 表示无降水的概率,采用 2 个指数分布拟合有降水时的降水量

$$P(\boldsymbol{R}_t \mid S_t = j) = \prod_{w=1}^{W} P(R_t^w = r \mid S_t = j) = \prod_{w=1}^{W} a_{jw} \quad (3)$$

$$a_{jw} = \begin{cases} b_{jw0} & r = 0 \\ \sum_{c=1}^{2} q_{jwc}\lambda_{jwc}\mathrm{e}^{-\lambda_{jwc}r} & r > 0 \end{cases}$$

式中,$j = 1,\cdots,K$ 为第 t 天的降水概率分布态,$w = 1,\cdots,W$ 代表台站,r 为第 t 天第 w 站的降水量值,$c = 1,2$代表指数分布,其权重用 q_{jwc} 表示,λ_{jwc} 为指数分布参数。注意到每个降水概率分布态下的每个台站都对应各自的降水量概率分布函数。

对式(2)中的状态转移概率 $P(S_t \mid S_{t-1},\boldsymbol{X}_t)$,利用贝叶斯公式可分解为基本状态转移概率 γ_{kj}($P(S_t = j \mid S_{t-1} = k)$)和大气环流 $\boldsymbol{X}_t$ 的概率($P(\boldsymbol{X}_t \mid S_{t-1} = k, S_t = j)$)的乘积(Hughes, et al, 1994a)

$$\begin{aligned} P(S_t = j \mid S_{t-1} = k,\boldsymbol{X}_t) &\propto P(S_t = j \mid S_{t-1} = k)P(\boldsymbol{X}_t \mid S_{t-1} = k, S_t = j) \\ &= \gamma_{kj}\exp\left[-\frac{1}{2}(\boldsymbol{X}_t - \boldsymbol{\mu}_{kj})\boldsymbol{\Sigma}^{-1}(\boldsymbol{X}_t - \boldsymbol{\mu}_{kj})'\right] \end{aligned} \quad (4)$$

式中,$k = 1,\cdots,K$ 为第 $t-1$ 天的降水概率分布态,$\boldsymbol{\mu}_{kj}$ 为由 k 转移到 j 的大气环流均值,$\boldsymbol{\Sigma}^{-1}$ 为大气环流变量的协方差矩阵,且 $\sum_j \gamma_{kj} = 1$, $\sum_j \boldsymbol{\mu}_{kj} = \boldsymbol{\mu}_k = 0$。

采用最大似然估计求解上述模型参数 $\boldsymbol{\Theta}$(如 λ_{jwc}、γ_{kj}等),依据式(3)、(4)可得给定大气环流下降水量分布的似然函数(Hughes, et al, 1994a)

$$\begin{aligned} L(\boldsymbol{\Theta}) = P(\boldsymbol{R}_{1:T} \mid \boldsymbol{X}_{1:T}) &= \sum_{S_{1:T}} P(\boldsymbol{R}_{1:T}, S_{1:T} \mid \boldsymbol{X}_{1:T}) \\ &= \sum_{S_{1:T}} P(S_1 \mid \boldsymbol{X}_1)\prod_{t=2}^{T} P(S_t \mid S_{t-1}\boldsymbol{X}_t)\prod_{t=1}^{T} P(\boldsymbol{R}_t \mid S_t) \end{aligned} \quad (5)$$

显然,上式不存在解析解,因此,文中采用 Baum-Welch 算法(Rabiner, et al, 1986)求解得到参数。该方法通过随机初始化一组参数,不断迭代计算使 $L(\boldsymbol{\Theta})$逐渐逼近于最大值的新的参数,直至式(5)收敛,满足极大似然原则,也即期望最大化算法在 NHMM 中的应用(Robertson,et al,2003)。文中从不同初始参数开始进行 20 次迭代计算,最终选择 20 次中的最大似然值所对应的参数建立模型。

将 NHMM 应用于降尺度模拟时,包括以下几个步骤:(1)预报因子的选择。首先通过经验正交函数(EOF)分解与相关分析等统计方法,选择与区域降水相关紧密的环流变量(将在 3.1 节详细介绍)。(2)确定降水概率分布态。根据贝叶斯信息准则(Robertson, et al, 2004)确定 8 个降水概率分布态(图 3),分布态 a 和分布态 f 分别代表全局少雨和全局多雨的分布,其余分布态则体现降水概率的东西或南北梯度分布特征。(3)利用 1961—1990 年的降水量观测资料和环流变量再分析资料,对模型参数进行拟合,建立降尺度模型。(4)在模拟时,由环流变量资料和状态转移概率(式(4))随机模拟得到

每日的降水概率分布态,根据降水量概率分布(式(3))确定各台站是否有降水,若有降水,则由指数分布随机模拟得到降水量。因此,利用独立检验期(1991—2002 年)的环流变量再分析资料可得该时段的降水量模拟结果,并与同期降水量观测资料进行对比,验证 NHMM 的模拟效果。同样利用气候模式输出的大尺度环流资料,可进行降尺度前后日降水量模拟效果的对比,为进一步使用 NHMM 进行未来降水变化预估提供参考。NHMM 的更多细节可参考 Hughes 等(1994a,1994b,1999)、Charles 等(1999)和 Kirshner(2005)。

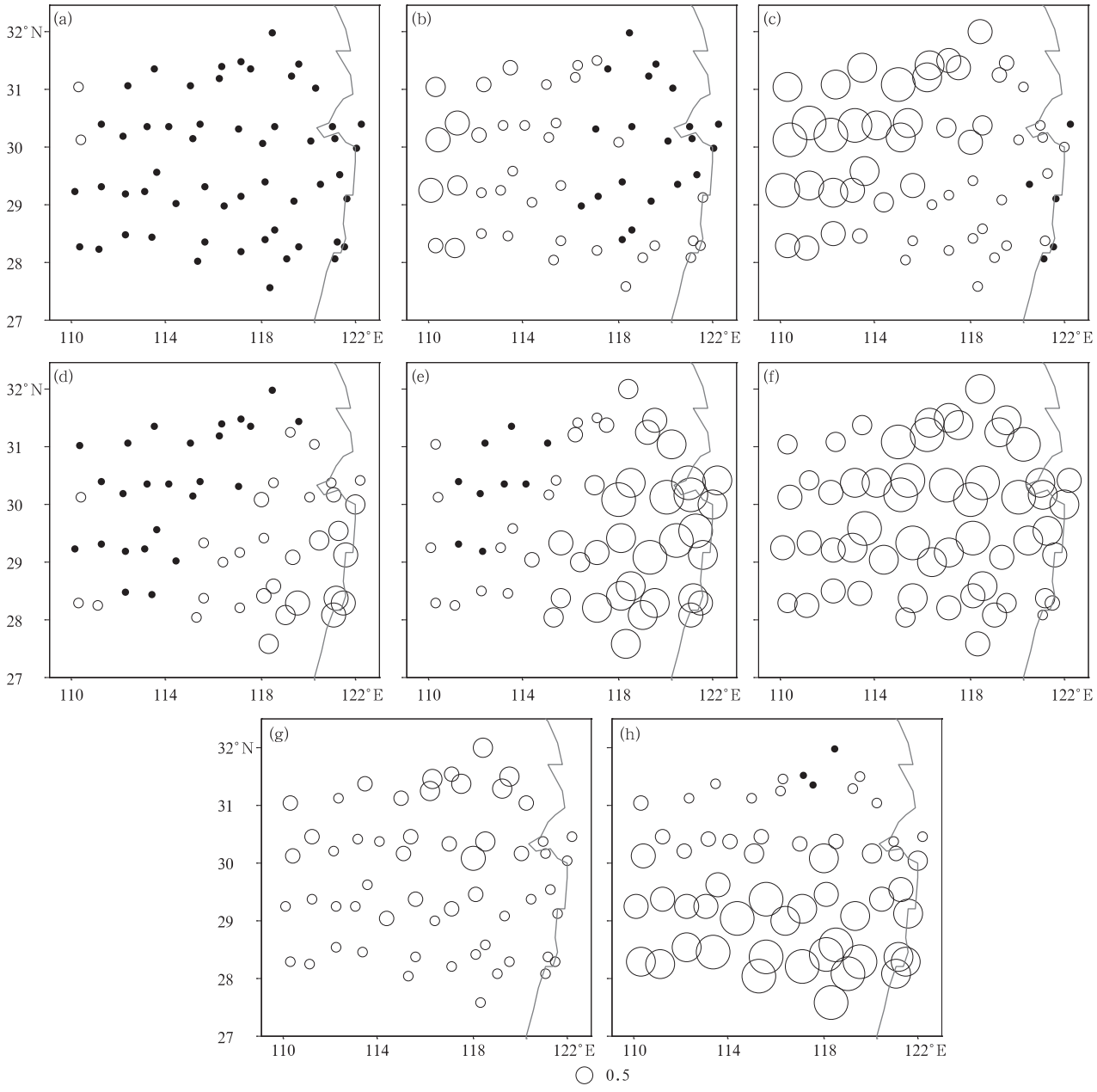


图 3　(a—h)8 个降水概率分布态(图中圆圈代表台站的降水概率大小)

Fig. 3　(a－h) Eight states of precipitation probability distribution

(the circles in the plot represent the precipitation probability at individual stations)

2.3 降水指数

为全面考察 NHMM 方法对江淮流域夏季日降水的降尺度模拟效果,从平均降水和极端降水两方面选取了 6 个降水指数,评估模拟偏差(表 1)。其中,降水强度、中雨日数、95%分位降水量和连续干日这 4 个极端降水指数具有噪声低、显著性强的特点(Frich, et al, 2002),在降尺度和模式评估领域得到了较为广泛的应用(江志红等,2009;崔妍等,2010;Jiang, et al, 2012;陈威霖等,2012b)。

表 1 降水指数

Table 1 Precipitation indices used in this study

指数名称	缩写	定义	单位
夏季总降水量	PRCPTOT	6—8 月总降水量	mm
降水日数	R1 mm	6—8 月日降水量≥1 mm 的天数	d
降水强度	SDII	夏季总降水量/降水日数(≥1 mm)	mm/d
中雨日数	R10 mm	6—8 月日降水量≥10 mm 的天数	d
95%分位降水量	P95	夏季日降水量的第 95%分位值	mm
连续干日	CDD	最长连续无降水日数(日降水量<1 mm)	d

2.4 评估方法

对降尺度模型的模拟效果进行评估是降尺度工作中极其重要的一个方面,采取可靠、有效的评估指标是非常必要的。采用日降水量概率分布函数(PDF)及其定量指标——布赖尔评分(Brier Score, S_B)和显著性评分(Significance Score, S_s)、偏差百分率、泰勒图法等作为评估指标,分别从降水量的概率分布、空间分布和时间变化三方面检验 NHMM 降尺度方法对江淮流域夏季日降水的模拟能力,以及降尺度后模拟效果的提高。

基于降水量概率分布函数的 S_B 和 S_s,能够定量考察降尺度模拟与观测 PDF 的偏差程度(Liu, et al, 2011; Fu, et al, 2013; 黄海玲等,2015),进而了解降尺度方法对降水量概率分布的模拟能力。设 P_{mi} 和 P_{oi} 分别为模拟与观测降水量值在 i 区间的概率,n 为分隔区间的个数,则 S_B 指标的定义为

$$S_B = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(P_{mi} - P_{oi})^2 \tag{6}$$

由式(6)可知,S_B 指标是模拟与观测 PDF 不重合部分的一种度量。模拟与观测的 PDF 越接近,S_B 指数的值越小,若与观测的 PDF 重合,则 S_B 为 0;反之,S_B 的值越大。

S_s 指标的定义为

$$S_s = \sum_{i=1}^{n}\mathrm{Min}(P_{mi}, P_{oi}) \tag{7}$$

表明 S_s 是模拟和观测概率中最小值的累加,反映的是模拟与观测 PDF 相互重叠的部分。重叠越多,S_s 的值越大,若模拟与观测的 PDF 完全重合,则 S_s 的值为 1;反之,S_s 的值越小。

3 NHMM 的建立及模拟评估

3.1 大气环流变量的选择

大尺度环流变量(预报因子)的选择对于统计降尺度模型的建立至关重要,且与降尺度的效果紧密相连。选择预报因子的基本原则是:选择的因子必须和预报量(降水量)有较好相关、物理意义明确;能够反映年际变率;能够被 GCM 较好地模拟(Liu, et al, 2011)。基于以上考虑,按以下 2 个步骤选择最优预报因子:

(1)选择与江淮流域夏季降水相关紧密的环流变量作为备选预报因子。江淮流域夏季降水量场经验正交函数分解第 1 模态的方差贡献为 39.14%,呈现区域降水变化趋势一致的特征,其对应的时间系数与区域平均夏季总降水量的年际序列的相关系数为 0.998,反映了江淮夏季降水的总体变化特征。因此,通过计算经验正交函数分解第 1 模态对应的时间系数与海平面气压、各层位势高度、温度、相对湿度、风速等共 18 个环流变量的年际相关,选择对江淮流域夏季降水变率影响较大的环流变量作为备选预报因子,高相关区作为预报因子区域,以使所建降尺度模型的统计关系稳定有效。结果表明,相对于其他环流变量,500 hPa 位势高度、纬向风、相对湿度及海平面气压、850 hPa 温度与研究区域的降水变化相关更强(图 4)。其中,500 hPa 位势高度(图 4a)和海平面气压(图略)的高相关区主要分布于 5°—27°N,相关系数最大超过 0.6,反映了西太平

洋副热带高压(副高)与江淮流域夏季降水的相关,即江淮流域夏季降水偏多时,副高强度偏强(孙照渤等,2010)。同时,500 hPa 纬向风场(图 4b)在 25°—34°N为正相关区,西风偏强,对应副高西北侧的西风异常,在日本北部和中国南海为负相关区,东风偏强。中国南海到 30°N 以南的西太平洋地区为强的反气旋性距平环流,中国东北至日本及其以东地区为强的气旋性距平环流。因此,江淮流域正好位于这两大环流的交汇处,气旋性距平环流的后部是西北风,有利于冷空气南下,与副高西北侧的暖湿空气(图 4c)在江淮流域交汇,造成江淮流域 850 hPa 温度偏低(图 4d),相对湿度偏高,该地区降水丰沛(缪启龙等,2009)。

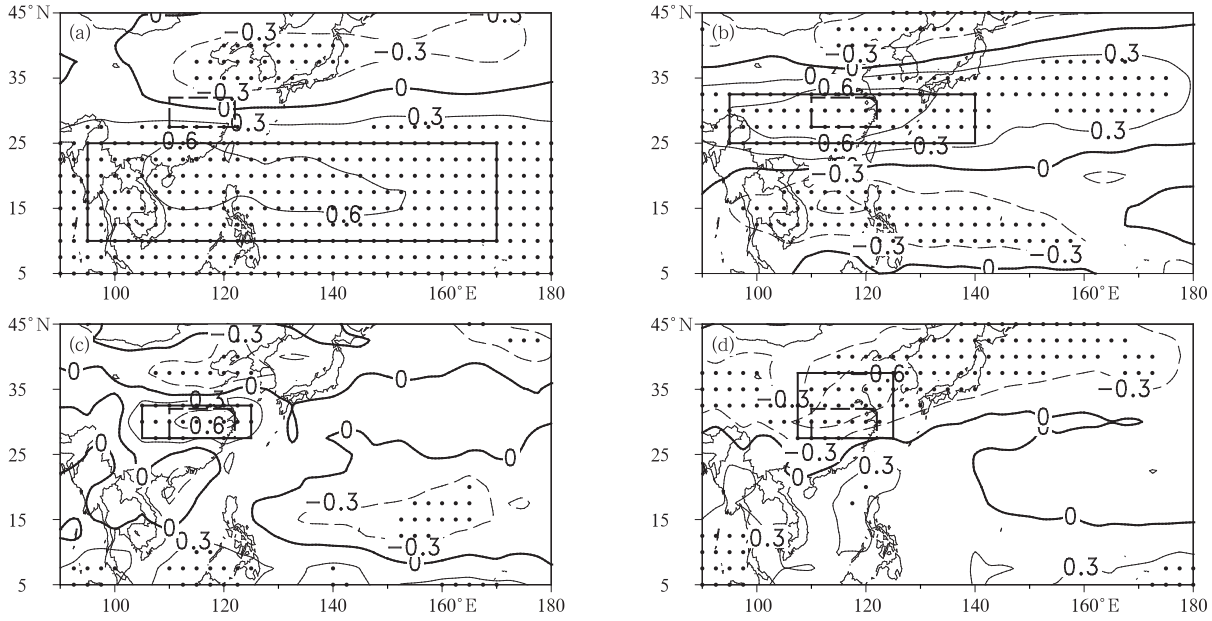


图 4　500 hPa 位势高度(a)、纬向风(b)、相对湿度(c)及 850 hPa 温度(d)与江淮流域夏季降水量场经验正交函数分解第 1 模态对应时间系数的相关系数场

(黑点为通过显著性水平为 0.05 的统计检验的高相关区,虚线矩形框为研究区域,实线矩形框为预报因子区域)

Fig. 4　Correlations between 500 hPa geopotential height (a), zonal wind (b), relative humidity (c), 850 hPa temperature (d) and the time coefficient of the first EOF eigenvector of precipitation in the summer over the Yangtze-Huaihe River Basin

(shaded areas indicate the correlations are significant at the 0.05 level; the dotted line rectangle indicates the study area and the solid line rectangle indicates the predictor region)

(2)在上述物理意义较为明确的 5 个备选预报因子中,考虑不同的预报因子组合也会影响降尺度模型的模拟效果,因此,分别使用每个预报因子及其不同组合建立 NHMM 降尺度模型,从时间变化和空间分布两个方面来考察不同降尺度模型的模拟效果,综合选出最优模型及其对应的预报因子。图 5 给出了不同预报因子组合的 NHMM 的模拟结果,x 轴为模拟和观测的夏季总降水量多年平均场的空间相关系数,y 轴为模拟和观测的区域平均夏季总降水量的年际相关,越靠近右上角的降尺度模型的模拟效果越好。可明显看出,第 12 种因子组合(矩形框标出):500 hPa 位势高度、海平面气压、500 hPa 纬向风场和 500 hPa 相对湿度作为预报因子,建立的 NHMM 在各方面的模拟效果最优,对应的空间相关系数为 0.93,年际相关系数为 0.87。且这 4 个环流变量目前在全球气候模式中的模拟效果也较好(江滢等,2011;张宏芳等,2011;黄海玲等,2015),因此,使用上述因子组合建立 NHMM 降尺度模型进行深入分析。

此外,在建立 NHMM 时,为减少数据输入量和滤去噪音,采用主成分分析法(PCA)对预报因子或预报因子的联合场进行降维和滤波处理(Hughes,

et al, 1994b)。对于 500 hPa 位势高度、纬向风、相对湿度及海平面气压的联合场,根据累计解释方差达到 90%(范丽军等,2007),选择前 26 个主分量作为新的预报因子进行建模。

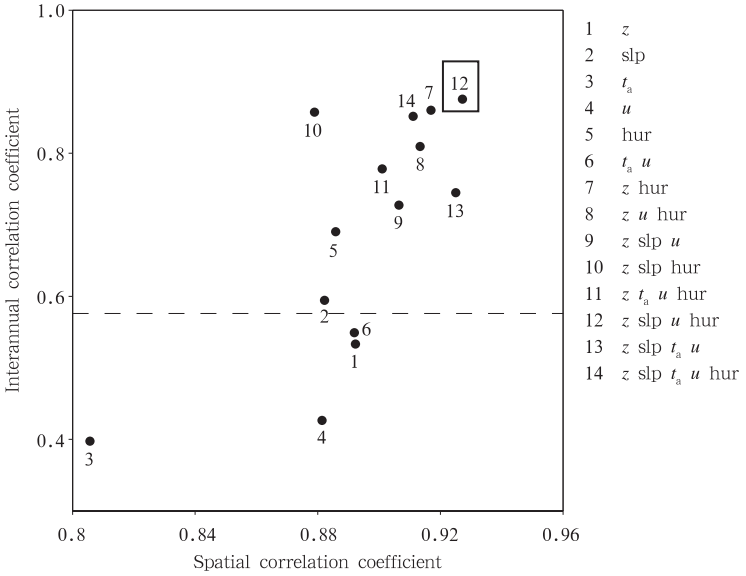


图 5 不同预报因子组合的降尺度模型模拟结果对比

(x 轴为模拟和观测的夏季总降水量多年平均场的空间相关系数、y 轴为模拟和观测的区域平均夏季总降水量的年际相关;虚线为通过显著性水平为 0.05 的统计检验的阈值;矩形框为模拟效果最好的预报因子组合;图右边给出不同预报因子组合的数字表示:z:500 hPa 位势高度、slp:海平面气压、t_a:850 hPa 温度、u:500 hPa 纬向风、hur:500 hPa 相对湿度,如"8 z u hur"表示 8 所代表的 NHMM 以 500 hPa 位势高度、500 hPa 纬向风、500 hPa 相对湿度的组合为预报因子)

Fig. 5 Comparison between results of the downscaling model using different predictors

(The x-axis denotes the spatial correlation coefficients of multi-year average summer total precipitation between NHMM simulations and observations, and the y-axis shows the interannual correlation coefficients of area-averaged summer total precipitation between NHMM simulations and observations; the dotted line indicates the threshold at the significant level of 0.05; the rectangle denotes the best combination of predictors; the legend on the right gives the combinations of different predictors. z: 500 hPa geopotential height, slp: sea level pressure, t_a: 850 hPa temperature, u: 500 hPa zonal wind, hur: 500 hPa relative humidity. Different numbers in the legend represent the order numbers of the NHMM simulations, for example, "8 z u hur" represents the 8th NHMM simulation that uses 500 hPa geopotential height and 500 hPa zonal wind and 500 hPa relative humidity as predictors)

3.2 NHMM 降尺度的模拟评估

为检验 NHMM 降尺度模型的模拟能力,使用未参加建模的 1991—2002 年 ERA-40 环流资料输入降尺度模型,得到独立检验期江淮流域夏季日降水量的模拟结果,并与同期降水量观测资料就日降水量的概率分布、空间分布和时间变率三方面进行对比。

3.2.1 日降水量的概率分布

降水量的概率分布函数曲线是对该站降水总体特征的概括,在对降水进行模拟的过程中,准确地把握降水量的概率分布至关重要。图 6 给出南京、杭州、武汉、合肥 4 个代表站的观测和 NHMM 模拟的日降水量概率分布函数曲线。4 个站中,模拟和观测的 PDF 曲线均较为接近,但模拟的 8 mm 以下降水的发生概率均较观测偏低,而对于 10—30 mm 的降水模拟偏高,对大于 50 mm 的暴雨的发生概率模拟偏低,即 NHMM 模拟的中雨(10.0—24.9 mm/d)偏多,而小雨(0.1—9.9 mm/d)和暴雨(50.0—99.9 mm/d)偏少。相对其他 3 站,南京站模拟和观测的概率分布函数曲线拟合度最高,对应的 S_B 最接近于 0,S_s 最接近于 1。为定量考察 NHMM 对所有台站的降水量概率分布函数的模拟,计算了 56 个站的 S_B、S_s 指标,用盒须表示(图 6e)。注意到所有台站的 S_B 值不超过 0.11%,接近于 0,S_s 均不小于 0.84,最大

值为0.96,均接近于1,表明NHMM模拟的概率分布函数曲线与观测较为接近,对各台站的降水量概率分布的模拟效果普遍较好。

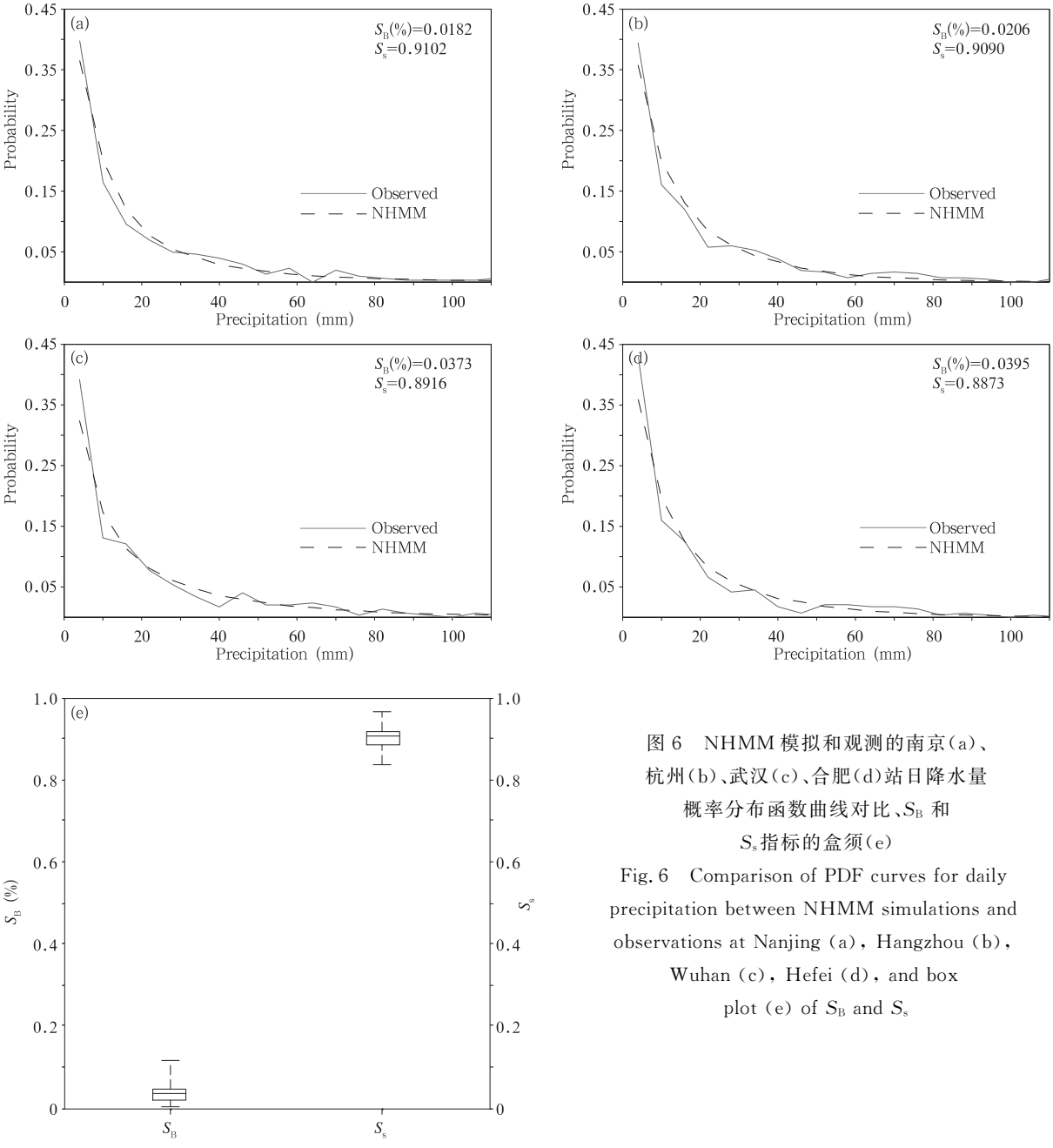


图6　NHMM模拟和观测的南京(a)、杭州(b)、武汉(c)、合肥(d)站日降水量概率分布函数曲线对比、S_B和S_s指标的盒须(e)

Fig. 6　Comparison of PDF curves for daily precipitation between NHMM simulations and observations at Nanjing (a), Hangzhou (b), Wuhan (c), Hefei (d), and box plot (e) of S_B and S_s

3.2.2　空间分布

为考察NHMM对江淮流域夏季降水的多年平均分布特征的模拟效果,计算了6个降水指数的多年平均值在各台站的模拟偏差百分率((模拟值－观测值)/观测值×100%)(图7)。对于夏季总降水量、降水日数、降水强度、中雨日数和95%分位降水量,大部分台站的偏差百分率绝对值低于10%,模拟偏差整体较小,对连续干日指数,绝大多数台站也在20%以下。模拟场与观测场的空间相关,夏季总降水量、降水日数和中雨日数的相关系数大于0.9,降水强度和95%分位降水量均大于0.75,连续干日为0.57(均通过显著性水平为0.05的统计检验)。以上表明NHMM模拟的各降水指数的空间分布与观测非常接近。对比各降水指数,模拟效果最好的

为降水日数,只有3个台站的偏差百分率绝对值超过10%,且均小于20%。模拟最差的则为连续干日,个别站点的偏差百分率绝对值高于40%。

此外,模拟偏差具有一定的空间分布特征(图略)。降水日数在东部站点普遍偏多,西部偏少。中雨日数指数呈现全局偏多的特点,与3.2.1节部分日降水量概率分布的结果一致。连续干日指数全局偏低,说明NHMM对干日的持续性模拟偏弱。东部沿海个别站点的模拟效果较差,这可能与沿海地区受海洋的影响更大有关。

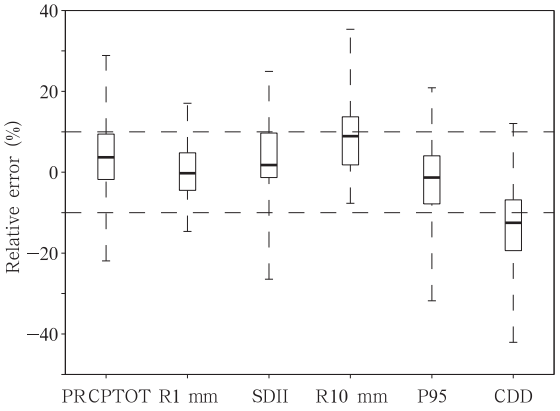


图7 NHMM模拟的各降水指数偏差百分率盒须
(虚线代表偏差百分率为-10%和10%)

Fig. 7 Box plot of relative errors of precipitation indices simulated by the NHMM (the dotted lines indicate the relative errors of 10% and -10% respectively)

3.2.3 时间变率

对时间变率的模拟能力也是检验统计降尺度效果的一个重要方面。首先计算了模拟和观测的各指数区域平均年际序列的相关,夏季总降水量、降水日数、降水强度、中雨日数、95%分位降水量和连续干日指数的年际相关系数分别为0.87、0.87、0.62、0.79、0.64和0.76(均通过显著性水平为0.05的统计检验),说明NHMM对各降水指数在研究区域的整体变化有较强的模拟能力。其次计算了降水指数在各台站的模拟和观测序列的年际相关系数,用盒须表示(图8)。可以看到,对于夏季总降水量、降水日数和中雨日数3个指数,均有一半以上台站的年际相关系数大于0.5(通过显著性水平为0.1的统计检验)。其中,降水日数的模拟效果最好,3/4以上的台站相关显著,相关系数最高达0.9。考虑对各降水指数区域平均年际变化的模拟和各台站年际变化的模拟,模拟效果最好的指数为降水日数,其次为夏季总降水量、中雨日数、连续干日,模拟效果最差的则为降水强度和95%分位降水量指数,其区域平均年际序列的相关相对较低,站点间相关系数的离散程度也较大。

各降水指数年际相关系数的空间分布(图略)表明,降水日数几乎全局相关显著;夏季总降水量和中雨日数的分布形式相似,中西部站点的相关基本在0.6及以上;降水强度、95%分位降水量和连续干日指数的显著相关站点则主要分布在研究区域中部。可以看出,与对各指数多年平均分布特征的模拟效果相同,东部站点的年际变化也较难模拟。

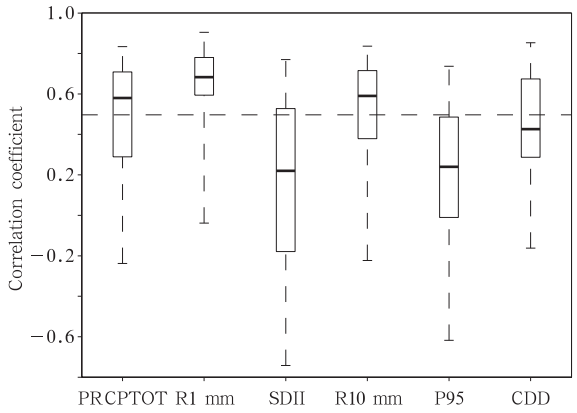


图8 NHMM模拟和观测的各降水指数的年际相关盒须
(虚线为通过显著性水平为0.1的统计检验的阈值)

Fig. 8 Box plot of interannual correlation coefficients of precipitation indices between NHMM simulations and observations (The dotted line indicates the threshold at the significant level of 0.1)

以上使用独立的观测资料对NHMM模拟能力的评估结果表明,NHMM能够对江淮流域夏季日降水量的概率分布进行较好的模拟,S_B均小于0.11%,S_s均大于0.84;能较准确地模拟出各降水指数的多年平均空间分布特征,夏季总降水量、降水日数、降水强度、中雨日数、95%分位降水量指数在大部分台站的偏差百分率绝对值低于10%,空间相关系数高于0.75;对各降水指数的年际变率也有一定的模拟能力,各指数区域平均模拟与观测序列的年际相关系数高于0.62,夏季总降水量、降水日数和中雨日数有一半以上台站模拟与观测的年际相关系数高于0.5。总体来说,模拟效果最好的指数为降水日数,其次为夏季总降水量和中雨日数。可见NHMM对平均降水的模拟效果要好于极端降水。

4　对 BCC-CSM1.1(m)模式的降尺度效果评估

采用中国国家气候中心 BCC-CSM1.1(m)模式模拟的 1986—2005 年的环流资料,通过 NHMM 降尺度,得到该时段的日降水量模拟结果,并利用同期降水量的观测资料和 BCC-CSM1.1(m)模式模拟结果进行降尺度前后模拟能力的对比。

4.1　日降水量的概率分布

图 9 给出 NHMM 降尺度前后 4 个代表站的日

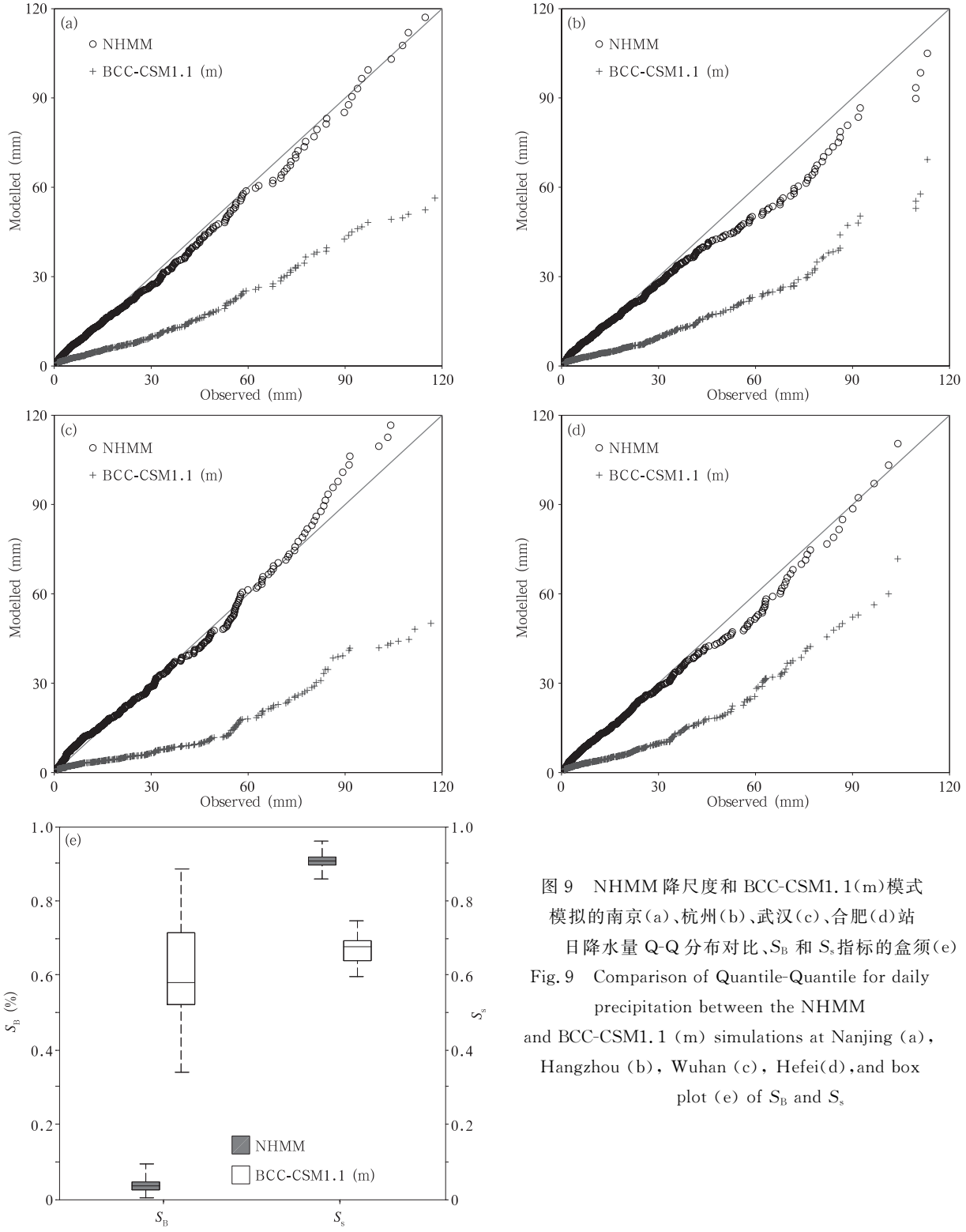


图 9　NHMM 降尺度和 BCC-CSM1.1(m)模式模拟的南京(a)、杭州(b)、武汉(c)、合肥(d)站日降水量 Q-Q 分布对比、S_B 和 S_s 指标的盒须(e)

Fig. 9　Comparison of Quantile-Quantile for daily precipitation between the NHMM and BCC-CSM1.1 (m) simulations at Nanjing (a), Hangzhou (b), Wuhan (c), Hefei (d), and box plot (e) of S_B and S_s

降水量Q-Q分布(Quantile-Quantile plot)。图中某一点越接近于 $y=x$ 直线,表示模拟值在该分位数上与观测值越接近。很明显,BCC-CSM1.1(m)模拟的降水量分布存在系统偏差,对于任一分位点,模式模拟的降水量较观测均明显偏低,最高可偏低60 mm以上(图9a、c);而NHMM降尺度后,同一分位点上模拟的降水量与观测值非常接近,绝对误差不超过20 mm。南京和武汉站,NHMM模拟的50 mm以下降水的分位数分布与观测基本一致,杭州和合肥站则40 mm以下的降水对应的分位数分布与观测一致。对于大于50 mm的暴雨,NHMM的模拟结果在南京、杭州和合肥站普遍偏低,武汉站则对大于80 mm的降水量模拟偏高。为对比降尺度前后对所有站点的日降水量概率分布的模拟,图9e给出对应56个站的 S_B、S_s 指标盒须,注意 S_B 越接近于0,S_s 越接近于1,模拟效果越好。BCC-CSM1.1(m)模拟的各站的 S_B 为0.34%—0.89%,S_s 为0.60—0.74;而NHMM降尺度后,S_B 均小于0.09%,较降尺度前平均减小0.57%,S_s 最小值为0.86,最高可达到0.96,平均增大0.23。以上表明NHMM方法有效提高了模式对各站日降水量概率分布的模拟能力,降尺度后的模拟结果与观测非常接近。

4.2 空间分布

图10为NHMM降尺度前后模拟的各降水指数的多年平均场与观测场的偏差百分率盒须。可见BCC-CSM1.1(m)模式模拟的各降水指数的偏差均较大,除连续干日指数外,其余指数偏差百分率的中位数绝对值均大于40%,台站间的偏差范围也较大,如降水日数的偏差百分率为5.7%—104.2%。NHMM降尺度后,各降水指数的模拟偏差都有明显减小,多数台站的偏差百分率绝对值降至10%以内,中位数绝对值均降至6%以下,较降尺度前降低了2.7%—59.1%。且台站间的偏差范围也有明显减小,如降水日数的偏差百分率减小至-17.6%—5.4%。NHMM降尺度后模拟效果提高最明显的指数是降水强度和95%分位降水量,偏差百分率绝对值较降尺度之前平均降低50%以上,其余指数则平均降低9.08%—45.46%。

为更全面地比较NHMM降尺度前后对各降水指数的空间分布的模拟能力,采用泰勒图分析方法

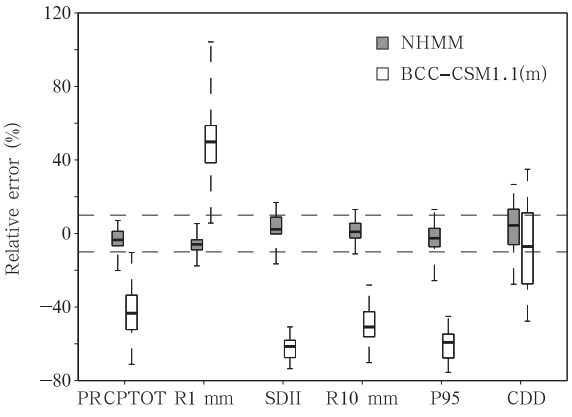


图10 NHMM降尺度和BCC-CSM1.1(m)模式模拟的各降水指数偏差百分率盒须
(虚线代表偏差百分率为-10%和10%)

Fig.10 Box plot of relative errors of precipitation indices simulated by the NHMM and BCC-CSM1.1(m) (the dotted lines indicate the relative errors of 10% and -10% respectively)

(图11)。可以看出,BCC-CSM1.1(m)对各降水指数的空间分布的模拟能力较弱。只有降水日数的空间相关系数超过0.5(通过显著性水平为0.05的统计检验),其余指数皆在0.2以下。除连续干日,其他指数的相对标准差均小于0.5或大于1.5,各指数的均方根误差也均大于1。NHMM降尺度后,各降水指数的模拟效果均有显著提高。除连续干日指数的空间相关系数为0.5外,其余指数的空间相关均提高至0.8以上。各指数的相对标准差为0.8—1.2,与观测场的中心振幅更为相似。均方根误差则较降尺度前减小0.5以上,与观测值更为接近。降尺度后对夏季总降水量、降水日数和中雨日数的模拟效果最好,其次为95%分位降水量和降水强度。

综上所述,NHMM降尺度后,对江淮流域夏季日降水量的概率分布的模拟与观测更为接近,S_B 较降尺度前平均减小0.57%,S_s 平均增加0.23。对各降水指数的空间分布的模拟能力也有大幅度提高,多数台站的偏差百分率绝对值由大于40%降至10%以内,空间相关系数普遍提高至0.8以上。降尺度后模拟效果提高最明显的是降水强度和95%分位降水量,偏差百分率绝对值较降尺度前平均降低了50%以上。总体来说,NHMM对夏季总降水量、降水日数和中雨日数的模拟效果最好。

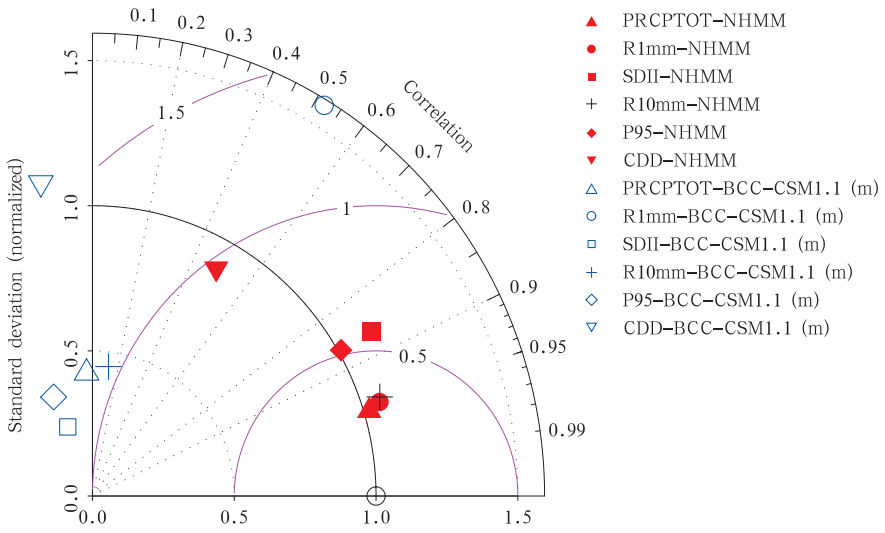


图 11　NHMM 降尺度和 BCC-CSM1.1(m)模式模拟的各降水指数泰勒图

Fig. 11　Taylor diagram for precipitation indices simulated by the NHMM and BCC-CSM1.1(m)

5　结论与讨论

利用江淮流域 56 个代表站点 1961—1990 年夏季逐日降水资料以及同期 ERA-40 大尺度环流场资料,引入 NHMM 统计降尺度模型。并用独立的观测资料(1991—2002 年),就日降水量的概率分布、空间分布和时间变率三个方面定量检验其模拟能力。最后将其应用于 BCC-CSM1.1(m)输出的大尺度环流资料(1986—2005 年),进行降尺度前、后日降水量模拟效果的对比。结论如下:

(1)基于各环流变量与江淮流域夏季降水的年际相关系数,对不同环流变量组合建立的降尺度模型模拟效果进行对比,发现 500 hPa 位势高度、纬向风场、相对湿度及海平面气压 4 个预报因子的组合,可作为江淮流域 NHMM 降尺度的最优预报因子。

(2)独立检验期对 NHMM 模拟能力的评估表明,NHMM 方法对江淮流域夏季日降水量的概率分布、空间分布和年际变率皆具有较强的模拟能力。如表征概率分布函数的 S_B 值均小于 0.11%,S_s 在 0.84 及以上;夏季总降水量、降水日数、中雨日数、降水强度和 95%分位降水量指数在大部分台站的偏差百分率绝对值低于 10%,空间相关系数高于 0.75;各指数区域平均的模拟序列与观测序列的年际相关系数均高于 0.62。总体来说,模拟效果最好的指数为降水日数,其次为夏季总降水量和中雨日数。

(3)对 BCC-CSM1.1(m)模式进行 NHMM 降尺度后,江淮流域夏季日降水的模拟效果得到显著改善,表明 NHMM 相对气候模式具有显著的“增值”。如 S_B 较降尺度前平均减小 0.57%,S_s 平均增大 0.23,皆表明降尺度后的概率分布函数曲线更接近于观测。各降水指数在多数台站的偏差百分率绝对值由大于 40%降至 10%以内,空间相关系数普遍提高至 0.8 以上。降水强度和 95%分位降水量的模拟效果提高最明显,偏差百分率绝对值较降尺度前平均降低了 50%以上。模拟效果较好的指数则是夏季总降水量、降水日数和中雨日数,表明 NHMM 对平均降水的模拟效果要好于极端降水。

本研究为进一步利用 NHMM 方法进行气候变暖背景下的日降水变化预估提供了基础。但需要指出,预估时需考虑不确定性的存在,如降水事件特别是极端降水的影响因素较多,气候模式的模拟偏差等。因此,未来利用多个全球气候模式的大尺度环流场进行集合预估,不失为减少不确定性的一种有效途径。

致　谢:感谢世界气候研究计划耦合模式工作组和中国国家气候中心提供 BCC-CSM1.1(m)模式资料,感谢欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供 ERA-40 大气再分析资料。

参考文献

陈威霖, 江志红. 2012a. 全球海气耦合模式对中国区域年代际气候变化预测能力的评估. 气候与环境研究, 17(1): 81-91. Chen W L, Jiang Z H. 2012a. Evaluation of the decadal prediction

skill over China based on four global atmosphere-ocean coupled climate models. Climatic Environ Res, 17(1): 81-91 (in Chinese)

陈威霖，江志红，黄强. 2012b. 基于统计降尺度模型的江淮流域极端气候的模拟与预估. 大气科学学报，35(5)：578-590. Chen W L, Jiang Z H, Huang Q. 2012b. Projection and simulation of climate extremes over the Yangtze and Huaihe River Basins based on a Statistical Downscaling Model. Trans Atmos Sci, 35(5): 578-590 (in Chinese)

陈晓晨，徐影，许崇海等. 2014. CMIP5 全球气候模式对中国地区降水模拟能力的评估. 气候变化研究进展，10(3)：217-225. Chen X C, Xu Y, Xu C H, et al. 2014. Assessment of precipitation simulations in China by CMIP5 multi-models. Prog Inquisit Mutat Clim, 10(3): 217-225 (in Chinese)

崔妍，江志红，陈威霖. 2010. 典型相关分析方法对 21 世纪江淮流域极端降水的预估试验. 气候变化研究进展，6(6)：405-410. Cui Y, Jiang Z H, Chen W L. 2010. Projection of extreme precipitation events in the 21st century in the Changjiang-Huaihe River Valley based on canonical correlation analysis. Adv Climate Change Res, 6(6): 405-410 (in Chinese)

段小兰，郝振纯，陈奕. 2014. 基于 BCSD 降尺度方法的黄河源区气候变化预测. 河海大学学报(自然科学版)，42(3)：195-199. Duan X L, Hao Z C, Chen Y. 2014. Climate change forecasting in source region of Yellow River based on BCSD downscaling method. J Hohai Univ(Nat Sci), 42(3): 195-199 (in Chinese)

范丽军，符淙斌，陈德亮. 2005. 统计降尺度法对未来区域气候变化情景预估的研究进展. 地球科学进展，20(3)：320-329. Fan L J, Fu C B, Chen D L. 2005. Review on creating future climate change scenarios by statistical downscaling techniques. Adv Earth Sci, 20(3): 320-329 (in Chinese)

范丽军，符淙斌，陈德亮. 2007. 统计降尺度法对华北地区未来区域气温变化情景的预估. 大气科学，31(5)：887-897. Fan L J, Fu C B, Chen D L. 2007. Estimation of local temperature change scenarios in North China using statistical downscaling method. Chin J Atmos Sci, 31(5): 887-897 (in Chinese)

高学杰，徐影，赵宗慈等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. 大气科学，30(2)：185-192. Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation. Chin J Atmos Sci, 30(2): 185-192 (in Chinese)

郭彦，董文杰，任福民等. 2013. CMIP5 模式对中国年平均气温模拟及其与 CMIP3 模式的比较. 气候变化研究进展，9(3)：181-186. Guo Y, Dong W J, Ren F M, et al. 2013. Assessment of CMIP5 simulations for China annual average surface temperature and its comparison with CMIP3 simulations. Prog Inquisit Mutat Clim, 9(3): 181-186 (in Chinese)

胡国权，赵宗慈. 2014. IPCC 第五次评估报告中所用的气候模式有进步吗?. 气候变化研究进展，10(1)：45-50. Hu G Q, Zhao Z C. 2014. Are climate models of IPCC AR5 getting better than before? Prog Inquisit Mutat Clim, 10(1): 45-50 (in Chinese)

黄海玲，江志红，王志福等. 2015. CMIP5 模式对东亚 500 hPa 高度场主要模态时空结构模拟能力的评估. 气象学报，73(1)：110-127. Huang H L, Jiang Z H, Wang Z F, et al. 2015. The evaluation of the 500 hPa geopotential height's main modes in East Asia as done by the CMIP5 models. Acta Meteor Sinica, 73(1): 110-127 (in Chinese)

江滢，赵宗慈. 2011. 中国沿海地区夏季风速时空变化特征和气候模式结果评估与预估分析. 科技导报，29(6)：21-30. Jiang Y, Zhao Z C. 2011. Characteristics of summer wind speed changes over coastal region of China. Sci Technol Rev, 29(6): 21-30 (in Chinese)

江志红，陈威霖，宋洁等. 2009. 7 个 IPCC AR4 模式对中国地区极端降水指数模拟能力的评估及其未来情景预估. 大气科学，33(1)：109-120. Jiang Z H, Chen W L, Song J, et al. 2009. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models. Chin J Atmos Sci, 33(1): 109-120 (in Chinese)

康红文，祝从文，左志燕等. 2012. 多模式集合预报及其降尺度技术在东亚夏季降水预测中的应用. 气象学报，70(2)：192-201. Kang H W, Zhu C W, Zuo Z Y, et al. 2012. Statistical downscaling of pattern projection using multi-model output variables as predictors. Acta Meteor Sinica, 70(2): 192-201 (in Chinese)

缪启龙，吴燕. 2009. 长江中下游 6—7 月降水异常与 500 hPa 大气环流的关系. 气象与减灾研究，32(4)：18-24. Miao Q L, Wu Y. 2009. Relationship between the June－July precipitation anomalies in mid-lower Yangtze River and 500 hPa atmospheric circulation. Meteor Disaster Reduct Res, 32(4): 18-24 (in Chinese)

孙照渤，陈海山，谭桂荣等. 2010. 短期气候预测基础. 北京：气象出版社，226-227. Sun Z B, Chen H S, Tan G R, et al. 2010. Elements of Short Period Climate Predictions. Beijing: China Meteorological Press, 226-227 (in Chinese)

王冀，江志红，宋洁等. 2008. 基于全球模式对中国极端气温指数模拟的评估. 地理学报，63(3)：227-236. Wang J, Jiang Z H, Song J, et al. 2008. Evaluating the simulation of the GCMs on the extreme temperature indices in China. Acta Geogr Sinica, 63(3): 227-236 (in Chinese)

魏凤英，黄嘉佑. 2010. 大气环流降尺度因子在中国东部夏季降水预测中的作用. 大气科学，34(1)：202-212. Wei F Y, Huang J Y. 2010. A study of downscaling factors of atmospheric circulations in the prediction model of summer precipitation in Eastern China. Chin J Atmos Sci, 34(1): 202-212 (in Chinese)

许崇海，罗勇，徐影. 2010. 全球气候模式对中国降水分布时空特征的评估和预估. 气候变化研究进展，6(6)：398-404. Xu C H, Luo Y, Xu Y. 2010. Assessment and projection for spatial-temporal distribution of precipitation in China based on global climate models. Adv Climate Change Res, 6(6): 398-404 (in Chinese)

姚遥，罗勇，黄建斌. 2012. 8 个 CMIP5 模式对中国极端气温的模拟和预估. 气候变化研究进展，8(4)：250-256. Yao Y, Luo Y,

Huang J B. 2012. Evaluation and projection of temperature extremes over China based on 8 modeling data from CMIP5. Prog Inquisit Mutat Clim, 8(4): 250-256 (in Chinese)

张芳, 董敏, 吴统文. 2014. CMIP5 模式对 ENSO 现象的模拟能力评估. 气象学报, 72(1): 30-48. Zhang F, Dong M, Wu T W. 2014. Evaluation of the ENSO features simulations as done by the CMIP5 models. Acta Meteor Sinica, 72(1): 30-48 (in Chinese)

张宏芳, 陈海山. 2011. 21 个气候模式对东亚夏季环流模拟的评估 I: 气候态. 气象科学, 31(2): 119-128. Zhang H F, Chen H S. 2011. Evaluation of summer circulation simulation over East Asia by 21 climate models. Part Ⅰ: Climatology. Scientia Meteor Sinica, 31(2): 119-128 (in Chinese)

张明月, 彭定志, 胡林涓. 2013. 统计降尺度方法研究进展综述. 南水北调与水利科技, 11(3): 118-122. Zhang M Y, Peng D Z. Hu L J. 2013. Research progress on statistical downscaling methods. South-to-North Water Transfers Water Sci Technol, 11(3): 118-122 (in Chinese)

赵芳芳, 徐宗学. 2007. 统计降尺度方法和 Delta 方法建立黄河源区气候情景的比较分析. 气象学报, 65(4): 653-662. Zhao F F, Xu Z X. 2007. Comparative analysis on downscaled climate scenarios for headwater catchment of Yellow River using SDS and Delta methods. Acta Meteor Sinica, 65(4): 653-662 (in Chinese)

赵宗慈, 罗勇, 黄建斌. 2013. 对地球系统模式评估方法的回顾. 气候变化研究进展, 9(1): 1-8. Zhao Z C, Luo Y, Huang J B. 2013. A review on evaluation methods of climate modeling. Prog Inquisit Mutat Clim, 9(1): 1-8 (in Chinese)

赵宗慈, 罗勇, 黄建斌. 2015. 评估 43 个 CIMP5 模式模拟全球能量平衡能力. 气候变化研究进展, 11(3): 227-230. Zhao Z C, Luo Y, Huang J B. 2015. Assessment of global energy balance as simulated by 43 CMIP5 climate models. Prog Inquisit Mutat Clim, 11(3): 227-230 (in Chinese)

Bates B C, Charles S P, Hughes J P. 1998. Stochastic downscaling of numerical climate model simulations. Environ Modell Softw, 13(3-4): 325-331

Bellone E, Hughes J P, Guttorp P. 2000. A hidden Markov model for downscaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts. Climate Res, 15(1): 1-12

Charles S P, Bates B C, Hughes J P. 1999. A spatiotemporal model for downscaling precipitation occurrence and amounts. J Geophys Res, 104(D24): 31657-31669

Frich P, Alexander L V, Della-Marta P, et al. 2002. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. Climate Res, 19(3): 193-212

Fu G B, Liu Z F, Charles S P, et al. 2013. A score-based method for assessing the performance of GCMs: A case study of southeastern Australia. J Geophys Res Atmos, 118(10): 4154-4167

Greene A M, Robertson A W, Kirshner S. 2008. Analysis of Indian monsoon daily rainfall on subseasonal to multidecadal timescales using ahidden Markov model. Quart J Roy Meteor Soc, 134(633): 875-887

Hughes J P, Guttorp P. 1994a. A class of stochastic models for relating synoptic atmospheric patterns to regional hydrologic phenomena. Water Resour Res, 30(5): 1535-1546

Hughes J P, Guttorp P. 1994b. Incorporating spatial dependence and atmospheric data in a model of precipitation. J Appl Meteor, 33(12): 1503-1515

Hughes J P, Guttorp P, Charles S P. 1999. A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence. J Roy Stat Soc, 48(1): 15-30

Jiang Z H, Song J, Li L, et al. 2012. Extreme climate events in China: IPCC-AR4 model evaluation and projection. Clim Change, 110(1-2): 385-401

Kirshner S. 2005. Modeling of Multivariate Time Series Using Hidden Markov Models. California: University of California, Irvine

Liu Z F, Xu Z X, Charles S P, et al. 2011. Evaluation of two statistical downscaling models for daily precipitation over an arid basin in China. Int J Climatol, 31(13): 2006-2020

Rabiner L, Juang B. 1986. An introduction to hidden Markov models. IEEE ASSP Mag, 3(1): 4-16

Ramírez M C V, Ferreira N J, Velho H F C. 2006. Linear and nonlinear statistical downscaling for rainfall forecasting over Southeastern Brazil. Wea Forecasting, 21(6): 969-989

Robertson A W, Kirshner S, Smyth P. 2003. Hidden Markov models for modeling daily rainfall occurrence over Brazil. Tech. Rep. ICS-TR 03-27, Information and Computer Science, University of California, Irvine, CA, 38pp

Robertson A W, Kirshner S, Smyth P. 2004. Downscaling of daily rainfall occurrence over northeast Brazil using a hidden Markov model. J Climate, 17(22): 4407-4424

Sillmann J, Kharin V V, Zhang X, et al. 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. J Geophys Res Atmos, 118(4): 1716-1733

Tan W L, Yusof F, Yusop Z. 2013. Non-homogeneous hidden Markov model for daily rainfall amount in Peninsular Malaysia. Jurnal Teknologi, 63(2): 75-80

Wang Y D, Jiang Z H, Chen W L. 2015. Performance of CMIP5 models in the simulation of climate characteristics of synoptic patterns over East Asia. J Meteor Res, 29(4): 594-607

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(22): 5843-5858

Zorita E, Hughes J P, Lettemaier D P, et al. 1995. Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. J Climate, 8(5): 1023-1042