

冯蕾, 魏凤英, 朱艳峰. 2011. 基于前春对流层温度和北大西洋涛动的中国夏季降水统计预测模型 [J]. 大气科学, 35 (5): 963–976. Feng Lei, Wei Fengying, Zhu Yanfeng. 2011. A predictive model for summer precipitation over China based on upper tropospheric temperature and North Atlantic Oscillation in the preceding spring [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 963–976.

基于前春对流层温度和北大西洋涛动的 中国夏季降水统计预测模型

冯蕾^{1, 2} 魏凤英³ 朱艳峰⁴

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 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

4 国家气候中心, 北京 100081

摘 要 本文在分析中国夏季降水典型模态与前期春季对流层中上层温度主要分布类型、北大西洋涛动 (简称 NAO) 之间关系的基础上, 提出基于前春对流层温度和 NAO 的中国夏季降水统计预测模型, 并对利用该模型预报的 2004~2009 年中国 160 站夏季降水进行检验。结果表明: 中国大范围夏季降水多寡主要与 5 月 NAO 变化有关, “南多 (少) 北少 (多) 型”降水异常分布主要与 5 月 NAO 异常以及前春中国东北、华北地区上空对流层温度的冷异常有关。NAO 对中国夏季降水的影响既包括年际尺度的, 也包括年代际尺度的, 而对流层温度异常的影响主要体现在年代际尺度上。这两个因子通过影响夏季大气环流和季风水汽输送, 从而影响中国夏季降水的趋势分布。基于这样的联系, 本工作以中国夏季降水量原始场 EOF 分解前 3 个模态对应的时间系数为预测对象, 以前期春季平均的对流层中上层温度距平 REOF 分解前 4 个模态对应的时间系数以及逐月 NAO 指数序列作为预报因子, 并结合降水序列本身、对流层温度、NAO 指数的多时间尺度分量建立了我国夏季降水的统计预测模型, 取得了较好的预报效果。2004~2009 年预报降水与观测降水之间的 6 年平均距平相关系数达到 0.335, 表明该预报方案对我国夏季降水具有较高的预报技巧。

关键词 对流层温度 北大西洋涛动 中国夏季降水 统计预测模型

文章编号 1006-9895 (2011) 05-0963-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

A Predictive Model for Summer Precipitation over China Based on Upper Tropospheric Temperature and North Atlantic Oscillation in the Preceding Spring

FENG Lei^{1, 2}, WEI Fengying³, and ZHU Yanfeng⁴

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 Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration, Beijing 100081

4 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract Based on the analyses of relationship between summer precipitation and upper tropospheric temperature,

收稿日期 2010-09-20, 2010-12-09 收修定稿

资助项目 财政部/科技部公益类行业专项 GYHY200706010、GYHY200906016

作者简介 冯蕾, 女, 1982 年出生, 博士研究生, 主要从事气候诊断与预测研究。E-mail: leifeng@mail.iap.ac.cn

North Atlantic Oscillation (NAO) in the preceding spring, a statistic predictive model for summer precipitation over China is proposed and the forecast results for years 2004–2009 are tested. The results show that the large scale precipitation over China mainly changes with NAO in May, and the meridional dipole pattern of precipitation is associated with NAO in May and the anomalous cooling during 500 hPa–200 hPa in the preceding spring over North China and Northeast China. The NAO influences the summer precipitation over China on both interannual and interdecadal time scales, while the upper tropospheric temperature influences the precipitation mainly on interdecadal time scale. The anomalous condition of spring NAO and upper tropospheric temperature determines the pattern and magnitude of summer precipitation over China via large scale circulation and water vapor transport. A predictive model for summer precipitation over China is proposed based on both this statistic and physical relationship, with the first three principle components (PCs) of summer precipitation as the predictands, and with the first four PCs of upper tropospheric temperature over Asia (10°N – 50°N , 60°E – 130°E) and the monthly NAO index in the preceding spring as the predictors. The periods of these series with different time scales are also considered to remove the noise and extract useful information. The averaged anomaly correlation coefficient for years 2004–2009 is 0.335, indicting a good skill in forecasting the summer precipitation over China.

Key words upper tropospheric temperature, North Atlantic Oscillation (NAO), summer precipitation over China, statistic predictive model

1 引言

中国位于东亚季风区,影响夏季降水的环流系统复杂,降水时空变率较大,夏季频繁发生的旱涝灾害,给国民经济和人民生命安全带来巨大损失。准确预测夏季降水异常是业务部门和大气科学界共同面临的重要课题和难题(丁一汇,2004;王斌,2008;Zhou et al.,2009a)。

ENSO被认为是季风区乃至全球气候可预报性的主要来源(Wang et al.,2008;Wu et al.,2009,2010;Zhou et al.,2009b)。但对于东亚季风区,ENSO对降水变率的影响相对于其它地区要小得多(Wang et al.,2008)。因此,准确预测中国夏季降水,还需要充分考虑 ENSO 以外的物理因子。目前,研究者们在做我国夏季降水预测时,考虑的预测因子除了 ENSO 外,还包括青藏高原积雪以及一些大气环流变化特征量等(赵振国,1996,1999;金祖辉和陶诗言,1999;Zhang et al.,1999;吴统文和钱正安,2000;黄嘉佑等,2004;彭京备等,2005;魏凤英,2006;张庆云等,2007;武炳义等,2008;杨莲梅和张庆云,2008;魏凤英和黄嘉佑,2010;韩雪和魏凤英,2010)。

对流层温度是一个综合性的物理因子,其变化是各种动力因素和热力因素共同作用的结果。各种环流因子、大气活动中心对东亚气候的影响,都绕不过对流层温度变化这一环节(Zhou and Zou,

2010)。近年来,围绕对流层温度变化对东亚气候的影响,产生了一系列重要的研究成果:20 世纪 70 年代末以来中国东部夏季降水的“南涝北旱”特征与东亚对流层中上层变冷存在直接的联系(Yu et al.,2004;Yu and Zhou,2007;宇如聪等,2008),其物理概念模型可以表述为:对流层中上层出现的年代际尺度变冷,一方面通过其上层的气旋式环流异常,使得东亚急流轴以南的西风增强,另一方面通过其下层的反气旋式环流异常,导致东亚夏季风减弱。西风急流偏南和夏季风减弱,最终导致中国东部“南涝北旱”型降水异常(Xin et al.,2006)。中国夏季降水除了在东部有“南涝北旱”变化外,在中西部地区(90°E – 110°E)也有“南涝(旱)北旱(涝)”的变化,并且这种降水异常型与 500 hPa 等压面上高原地区平均温度和其东部平原平均温度之差的异常变化有关(朱艳峰等,2010)。研究还表明,东亚对流层温度的年代际变化是北半球对流层温度年代际变化的组成部分(Zhou and Zhang,2009)。早春季节欧亚大陆副热带地区的表层气温和对流层温度的变冷趋势,与冬季北大西洋涛动(简称 NAO)正位相增强所对应的北半球副热带冷信号的准正压东传有关(Yu and Zhou,2004)。东亚对流层上层变冷和青藏高原下游地面气温变冷开始于前春的 3 月,从 3 月到 5 月,冷中心逐渐南移并加强,并且这种冷位相可以维持到 9 月份(Yu and Zhou,2007)。前冬 NAO 的年代际

增强,使得东亚西风急流增强,通过影响高原积雪深度以及触发高原东侧独特的云—辐射反馈过程,使得东亚对流层中上层温度变冷(Li et al., 2005, 2008; 辛晓歌等, 2009; Xin et al., 2010)。上述关系在年际尺度上同样存在。尽管东亚对流层中上层温度与东亚夏季降水的联系受到前冬 NAO 的影响,但中国夏季降水对前冬 NAO 的响应很弱,而与前春的 NAO 变化具有显著的相关(王永波和施能, 2001; 龚道溢等, 2002)。

以上研究表明,前春季节的对流层温度、NAO 变化与中国夏季降水异常具有重要的影响,但目前将前春对流层温度和 NAO 应用于中国夏季降水预测的工作开展得很少。本工作的目的是定量分析前春对流层温度和 NAO 变化对中国夏季降水的影响,并建立相应的预测模型,对我国夏季(6~8 月)降水进行预测试验。

本文第 2 节扼要介绍使用的资料和方法;第 3 节分析我国夏季降水以及前春对流层中上层温度变化的主要分布类型,讨论降水典型模态与对流层中上层温度典型模态及 NAO 之间的联系;第 4 节提出以前春对流层中上层温度和 NAO 为主要预报因子的预测模型,并检验该模型对我国夏季降水趋势分布的预测效果;第 5 节对全文进行总结。

2 资料和方法

本文使用的降水资料为国家气候中心气候预测室提供的 1951~2009 年中国 160 站 6~8 月的降水资料,该资料被广泛地应用于东亚降水变率研究中(Zhou and Yu, 2005)。所用的环流场资料为 NCEP/NCAR 逐月再分析资料(Kalnay et al., 1996)。涉及到的物理量有气温、风场、位势高度场,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。使用的 NAO 指数来自 <http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml> [2010-04-10]。

本文使用的分析方法包括经验正交函数(EOF)、旋转经验正交函数(REOF)、均值生成函数及回归分析等方法(魏凤英, 2007)。

3 前春对流层中上层温度及 NAO 对中国夏季降水的影响

3.1 中国夏季降水的主导模态

在预测中,为了回答某一年中国地区总体降水

趋势和雨区分布问题,本文对中国 160 站 1951~2009 年夏季降水量原始场进行 EOF 分解。图 1 给出前 3 个特征向量及其对应的时间系数。由于是使用原始场进行 EOF 展开,那么,第 1 特征向量(EOF1)就是中国大范围夏季降水的多年平均分布状况,即自东南地区向西北地区递减的分布型式(图 1a)(施能, 2009)。第一特征向量对应的时间系数(PC1)就是中国夏季大范围降水总体多寡的逐年变化,PC1 越大,意味着这一年全国大范围降水是偏多的(图 1b)。该模态能够解释总方差的 90.90%。降水的第 2 特征向量(EOF2)表现为华南—江淮—华北地区“—+—”的降水异常分布(图 1c),即以江淮地区为中心的三极型降水分布,这是我国最常出现的降水异常型,以下简称为“南北少(多)中间多(少)型”。从时间系数(PC2)来看(图 1d),该类型降水年际振荡比较显著。第 3 特征向量(EOF3)表现为长江以南地区降水与其以北地区相反的趋势分布(图 1e),这也是我国比较常见的降水分布型,以下简称为“南多(少)北少(多)型”。该模态对应的时间系数(PC3)表明(图 1f),自 1970 年代末至 2000 年左右,“南涝北旱”型降水有明显的增强趋势,这与前人的结果(赵平和周秀骥, 2006; Yu and Zhou, 2007; Zhou et al., 2009a)一致。上述三个特征向量均通过了 North 准则显著性检验(North et al., 1982),总计解释了总方差的 93.32%,决定着中国夏季降水的趋势分布。

3.2 前春对流层中上层温度变化的主要模态

为揭示春季(3~5 月)对流层温度的变化模态,对($10^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$)区域内的对流层平均温度(定义为 200~500 hPa 的厚度平均)距平做旋转经验正交函数(REOF)分解。第 1 特征向量(REOF1)解释了总方差的 22.7%(图 2a),其中心位于 20°N 以南地区,以下称为“亚洲低纬型”。第一模态对应的时间系数(PC1')表明(图 2b),该模态具有显著的年代际振荡特征。第 2 特征向量(REOF2)解释了总方差的 16.6%(图 2c),其中心主要位于我国东北、华北地区上空,以下称为“亚洲中纬型”。对应的时间系数(图 2d, PC2')表明,1960 年代以前,该模态无明显的变化,1960 年代中期到 1990 年代末期,该模态具有显著的增强趋势,2000 年后又呈现出减弱趋势。从时间演

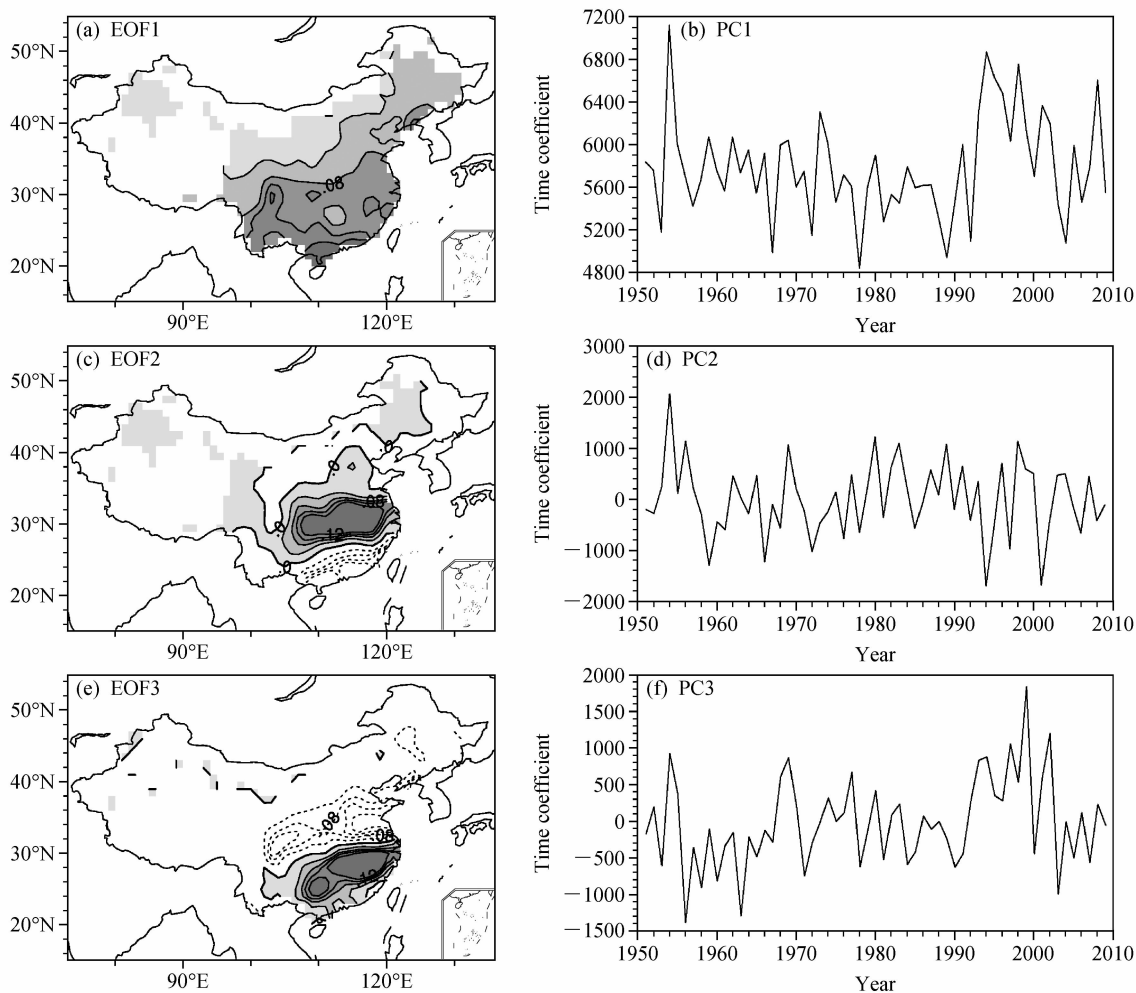


图1 1951~2009年我国夏季降水量场 EOF 分解前 3 个特征向量 (a、c、e) 及时间序列 (b、d、f)

Fig. 1 (a, c, e) The first three EOF modes of summer precipitation over China for the period of 1951–2009 and (b, d, f) the corresponding time series

变上看,“亚洲中纬型”对流层中上层温度的变化与我国“南多(少)北少(多)”降水变化比较一致,对应的温度、降水模态的 PC 序列间的相关系数为 0.3。第 3 特征向量 (REOF3) 解释了总方差的 13.9% (图 2e), 中心主要位于伊朗地区上空, 以下简称“南亚型”。对应的时间系数 (图 2f, PC3') 表明, 该模态具有明显的年代际和年际变化特征。第 4 特征向量 (REOF4) 解释了总方差的 11.5% (图 2g), 中心位于我国青藏高原地区上空, 以下简称“高原型”。North 准则检验表明, 上述 4 个特征向量是独立的, 总计解释了总方差的 64.7%。

3.3 中国夏季降水异常和前春对流层中上层温度、NAO 异常的联系

3.3.1 相关分析

为揭示中国夏季降水异常与前春对流层中上层

温度、NAO 活动异常之间的联系, 首先计算我国夏季降水量前 3 个特征向量时间系数序列 (PC1、PC2、PC3) 与前春对流层温度前 4 个特征向量时间系数序列 (PC1'、PC2'、PC3'、PC4') 以及 3、4、5 月逐月的 NAO 指数之间的相关 (如表 1 所示)。同时, 为了考察降水与对流层中上层温度、NAO 在年代际和年际时间尺度上的联系, 本文使用权重系数长度为 9, 截断频率为 0.1 (即 10 年周期) 的 Lanczos 滤波器对各序列进行低通和高通滤波, 分别得到其年代际变化 (具有 10 年以上时间尺度的周期) 和年际变化 (具有 10 年以下时间尺度的周期)。滤波之后各序列的相关如表 2 和表 3 所示。

考察表 1 到表 3, 首先, 从总体上看, 中国夏季降水的第 1 模态, 即大范围降水趋势的变化主要与前期 5 月的 NAO 指数变化有关。降水第 3 模态,

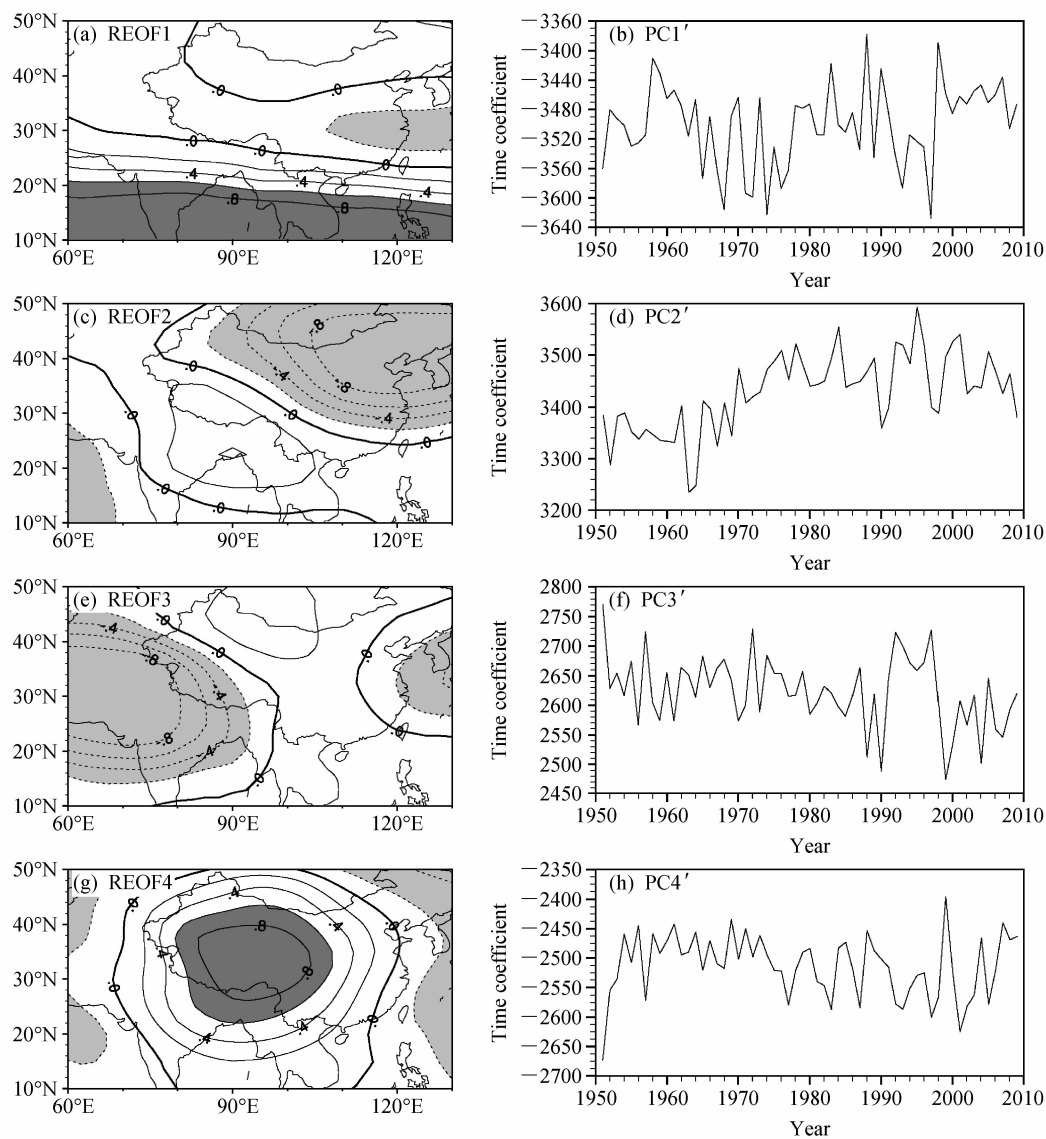


图 2 1951~2009 年前春对流层中上层温度 REOF 分解前 4 个特征向量 (a、c、e、g) 及时间序列 (b、d、f、h)

Fig. 2 (a, c, e, g) The first four rotated empirical orthogonal function (REOF) modes of spring atmosphere temperature averaged over 500 hPa–200 hPa for the period of 1951–2009 and (b, d, f, h) the corresponding time series

表 1 1951~2009 年我国夏季降水前 3 个特征向量时间系数序列与前春对流层中上层温度前 4 个特征向量时间系数序列、逐月 NAO 指数的相关

Table 1 The correlation coefficients between the first three summer precipitation time series (PC1, PC2, PC3) and the first four spring atmosphere temperature time series (PC1', PC2', PC3', PC4'), NAO index during the period of 1951–2009

	PC1'	PC2'	PC3'	PC4'	NAO 指数		
					3 月	4 月	5 月
PC1	0. 017	0. 056	0. 051	−0. 024	−0. 132	0. 061	−0. 346
PC2	0. 138	−0. 031	−0. 154	0. 164	−0. 07	0. 092	0. 059
PC3	−0. 126	0. 303	0. 028	−0. 171	0. 135	0. 142	−0. 264

注：黑体表示通过 5% 的显著水平的显著性检验 (下同)。

表 2 同表 1, 但为去除年际变化 (10 年以下) 后的相关
Table 2 Same as table 1, but for the correlation coefficients between the time series with variation less than 10 years removed by Lanczos filter

	PC1'	PC2'	PC3'	PC4'	NAO		
					3 月	4 月	5 月
PC1	−0.136	0.118	0.293	−0.356	0.161	−0.171	−0.342
PC2	0.329	0.126	−0.394	−0.132	0.189	0.022	0.074
PC3	−0.321	0.696	0.047	−0.68	0.654	−0.217	−0.481

表 3 同表 1, 但为去除年代际变化 (10 年以上) 后的相关
Table 3 Same as table 1, but for the correlation coefficients between the time series with variation more than 10 years removed by Lanczos filter

	PC1'	PC2'	PC3'	PC4'	NAO		
					3 月	4 月	5 月
PC1	0.258	−0.092	−0.115	−0.003	−0.331	0.133	−0.452
PC2	0.101	−0.003	−0.076	0.165	−0.165	0.129	−0.015
PC3	0.028	−0.008	0.009	−0.036	−0.042	0.236	−0.246

即“南多(少)北少(多)型”降水异常分布与前春对流层中上层温度变化的第 2 模态以及 5 月 NAO 指数变化密切相关,而降水的第 2 模态,即“南北少(多)中间多(少)型”降水与前春对流层中上层温度及 NAO 指数的变化均无明显的关联;第二,前春 5 月 NAO 指数与中国夏季大范围降水及“南多(少)北少(多)型”降水异常分布的联系既有年际尺度上,也包含年代际尺度上的。前春 3 月 NAO 变化与我国“南多(少)北少(多)型”夏季降水的相关在年代际尺度上很显著,但在年际尺度上很弱。而前春 3 月 NAO 变化与中国大范围夏季降水、以及前春 4 月 NAO 变化与我国“南多(少)北少(多)型”夏季降水的相关主要是年际尺度上的。第三,对流层中上层温度第 1 模态与我国大范围夏季降水变化具有较强的年际尺度上的相关。除此之外,对流层温度变化各主要模态与中国夏季降水的联系主要是年代际尺度上的。表 1 中原始序列包含了不同时间尺度的变化,使得降水与对流层温度之间的相关未通过 5% 的显著水平的显著性检验。因此,有必要将各时间序列不同时间尺度的周期,即将可预报的分量提取出来,也作为预报因子,可以排除噪音,达到更好的预报效果。

需要指出的是,不同季节的 NAO 活动对东亚气候的影响不同。前冬 NAO 活动异常与前春东亚对流层温度之间有着较好的对应关系,即冬季

NAO 的正位相年,较强的西风急流使得高原下游的云量增加,通过云—温度反馈机制维持着东亚对流层温度的冷异常(Yu and Zhou, 2004; Li et al., 2005)。计算表明,前冬 NAO 指数序列与前春对流层中上层温度变化 PC2' 之间的相关系数为 0.4,通过了 5% 的显著水平的显著性检验。而前春 NAO 的正位相与前春东亚对流层温度的偏暖状态有所对应,不过它们之间的相关系数很弱,均未通过显著性检验,这表明前春 NAO 活动和对流层中上层温度对我国夏季降水的影响是相互独立的。春末和夏季 NAO 活动可能是通过罗斯贝波的传播影响东亚夏季气候(Ding and Wang, 2005; Bothe et al., 2010)。

3.3.2 前春 NAO、对流层中上层温度对我国夏季降水的影响分析

相关分析表明,前春 5 月 NAO、“亚洲中纬型”对流层中上层温度变化与中国夏季降水 EOF 分解第 1、3 模态的联系最密切,这里仅分析这两个因子对中国夏季降水的影响。

中国位于东亚季风区,降水主要是由水汽的辐合造成的(周天军等, 1999; Zhou and Yu, 2005)。而水汽输送与大尺度大气环流形势有着密切的联系。研究表明,西太平洋副热带高压和对流层高层西风急流是影响我国夏季气候的重要环流系统(Tao and Chen, 1987; Zhang et al., 2006)。本文

将分别计算前春 5 月 NAO、“亚洲中纬型”对流层中上层温度变化这两个序列与夏季 850 hPa 水汽输送场、500 hPa 位势高度场以及 200 hPa 纬向风场的回归, 来探讨其对大气环流和我国夏季降水的影响。

前春 5 月 NAO 指数与我国夏季降水第 1 模态和第 3 模态的相关最显著, 而降水的第 1、3 模态中心均位于长江以南地区, 因此前春 5 月 NAO 对中国夏季降水的影响主要是对江南和华南地区的影响。同时, 负相关意味着当 NAO 处于负位相时, 我国南方地区降水偏多; 当 NAO 处于正位相时, 我国南方地区降水偏少。这里只给出我国南方地区降水偏多的情况。图 3 为前春 5 月负 NAO 指数与水汽输送及环流场的回归。从图 3a 可以看出, NAO 的负位相年, 850 hPa 水汽输送场上, 西太平洋地区存在较强的异常反气旋水汽环流, 反气旋西北侧的异常西南水汽输送有利于中国南方地区的夏季降水。500 hPa 位势高度场上 (图 3b), 气候平均的西太平洋副热带高压位置与一异常高压相重合, 同时, 异常高压的中心位置偏向气候平均西太平洋副高的西南侧, 表明西太平洋副热带高压强度偏强, 位置偏南、偏西, 使得副高西侧的西南水汽输送偏强。200 hPa 纬向风场上 (图 3c), 长江以南地区表现为西风异常, 长江以北地区为东风异常, 表明西风急流位置较常年偏南, 加强了南方地区高空的辐散, 这种环流形势有利于中国南方地区异常偏多的降水。

对流层温度变化的第 2 模态与我国夏季降水的第 3 模态之间具有显著的正相关, 意味着“亚洲中纬型”温度冷异常对应着中国夏季降水“南涝北旱”型降水分布, 而暖异常对应着“南旱北涝”型异常降水分布。同样, 这里只讨论“南涝北旱”的情况。图 4 为对流层温度变化第 2 模态对应的时间系数与夏季水汽输送及环流场的回归分布。图 4a 表明, 850 hPa 异常水汽输送场上, 我国长江以南地区表现为异常偏南水汽输送, 而其北方地区为异常反气旋水汽输送, 使得我国华北、东北地区处于水汽辐散区, 不利于北方地区的夏季降水; 500 hPa 位势高度场上 (图 4b) 最明显的特征是, 东亚地区上空存在一个强大的异常高压, 中心位于青藏高原以北地区。该异常高压由“北方型”温度冷异常引起, 但异常高压中心比对流层中上层温度冷中心位

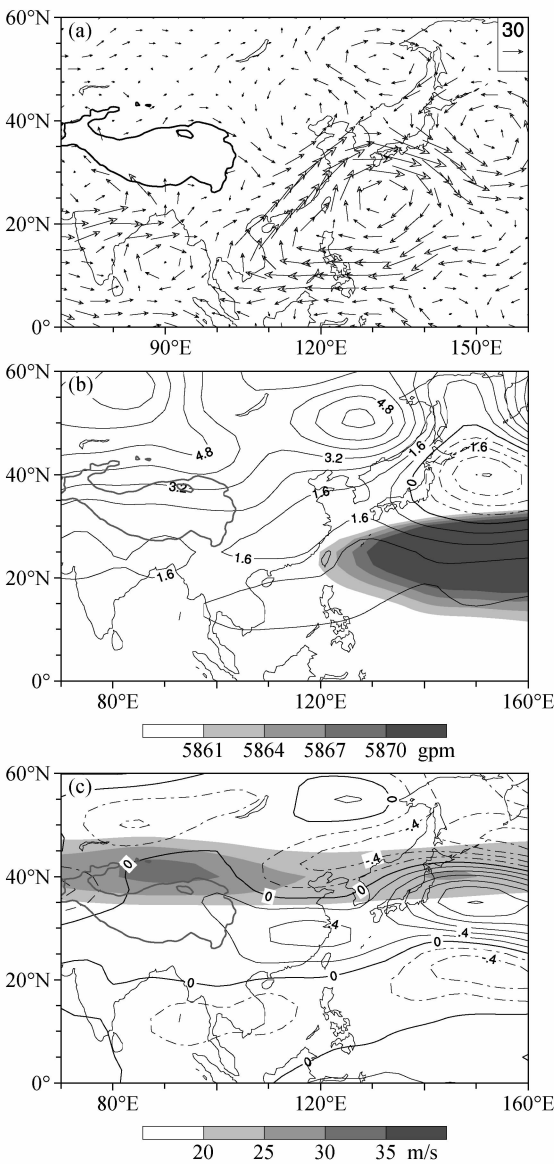


图 3 前春 5 月负 NAO 指数与夏季环流场的回归: (a) 850 hPa 水汽输送 (矢量, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 500 hPa 位势高度 (等值线, 单位: gpm); (c) 200 hPa 纬向风 (等值线, 单位: m/s)。阴影: 气候态下 500 hPa 位势高度 (b)、200 hPa 纬向风 (c) 的形势

Fig. 3 Summer circulation fields regressed upon the negative NAO index in May: (a) Water vapor transport (vector; units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa; (b) 500-hPa geopotential height (contour, units: gpm); (c) 200-hPa zonal wind (contour, units: m/s). The shaded regions indicate the climate mean 500-hPa geopotential height (b) and 200-hPa zonal wind (c)

置 (40°N , 120°E) 略偏西。异常冷高压阻止了西太平洋副高的北进, 同时, 西太平洋副热带高压强度也偏强, 使得副高西北侧较强的水汽输送维持在我国南方地区。200 hPa 纬向风场上 (图 4c), 西风急流

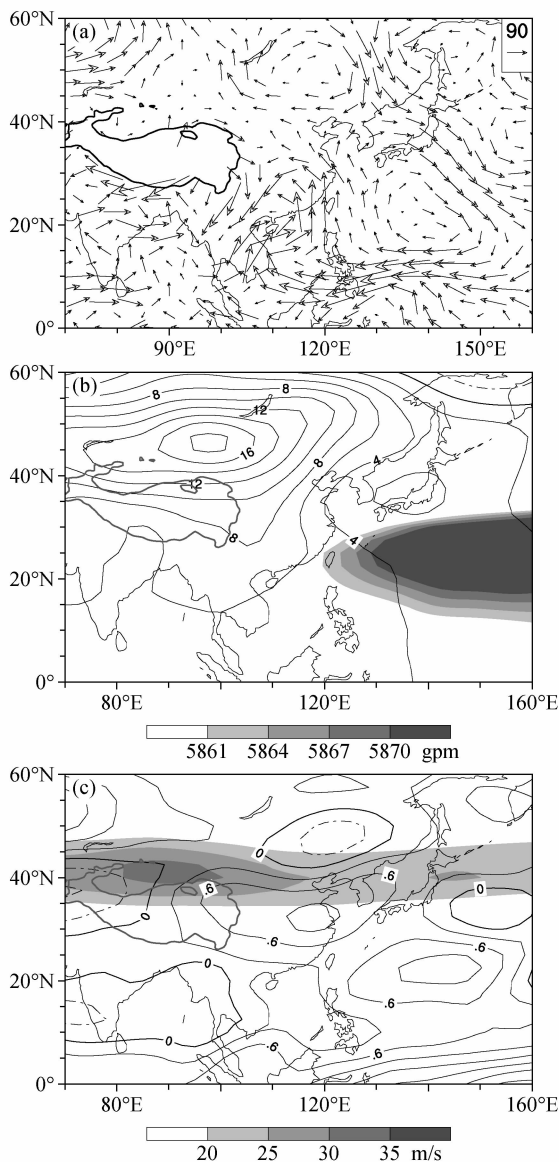


图4 同图3, 但为前春对流层中上层温度 REOF 分解第2模态对应的时间序列与夏季环流场的回归

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the summer circulation fields regressed on PC2' (the second REOF mode of spring atmosphere temperature averaged over 500 hPa–200 hPa)

中心位置偏南, 加强了我国长江及其以南地区的高空辐散, 这种环流形势使得我国南方地区降水偏多, 北方地区降水偏少。

以上分析表明前春对流层中上层温度变化、NAO 的异常活动与我国夏季降水之间存在着明确的物理上的联系。下面主要利用前春 NAO 指数及对流层中上层温度作为预报因子, 建立我国夏季降水的统计预测模型。

4 预报流程及预报效果检验

依据气候系统具有不同时间尺度的显著周期振荡, 魏凤英和张先恭 (1998) 提出把气象要素序列本身生成的显著周期函数作为预报因子加入到预报方程中, 使由于预报量和预报因子的时间趋势引起的相关不稳定性由选入的显著性周期因子加以调整, 目的是达到更好的降水预报效果。本文在魏凤英和张先恭 (1998) 提出的预报思路的基础上进行了改进, 利用前春 (3~5 月) NAO 指数和对流层中上层 (500~200 hPa) 温度 REOF 分解前 4 个特征向量对应的时间系数作为预报因子, 同时考虑逐月 NAO 指数、对流层温度各时间序列多时间尺度的周期振荡, 建立了图 5 所示的降水统计预报流程。

按照图 5 所示的预报流程, 首先提取我国夏季降水量原始场各 PC 序列不同时间尺度的均值生成函数作为预报因子的一部分。均生函数是由时间序列按一定的时间间隔计算均值而派生出来的。将均生函数定义域延拓到整个数轴上, 即为周期性延拓 (魏凤英, 2007)。这里以 PC1 为例进行说明。图 6a 为 PC1 的功率谱分析, 从图中可以看出, 我国夏季降水第 1 模态的变化存在显著的 14 年左右的周期振荡以及 3 年左右的年际振荡周期。因此, 将周期长度为 3 年和 14 年的均生函数延拓序列从 PC1 序列中提取出来 (如图 6b、c 所示)。对于降水的 PC2 和 PC3 序列也作同样的处理 (图略)。功率谱分析表明, 我国夏季降水的第 2 模态存在 2 年和 5 年左右的显著周期振荡, 而降水的第 3 模态的周期性变化与第 1 模态类似, 第 1 显著周期为 10 年左右, 次显著周期为 2 年左右。

预报依据的另外一部分来自前春对流层中上层温度以及 NAO 信号。这里给出对流层中上层温度距平进行 REOF 分解得到的 PC1' 序列的功率谱分析及均生函数延拓序列。该序列的功率谱分析 (图 7a) 表明, 周期长度为 14 年处, 功率谱估计值为一峰值且大大超过标准谱, 而年际周期振荡不显著。因此, 提取周期长度为 14 年的均生函数延拓序列, 如图 7b 所示。对于对流层温度的其它 PC' 序列和逐月 NAO 指数序列也作同样的处理 (图略)。结果表明, 对流层中上层温度 REOF 分解的 PC2' 序列以及 3 月 NAO 指数变化周期与我国夏季降水

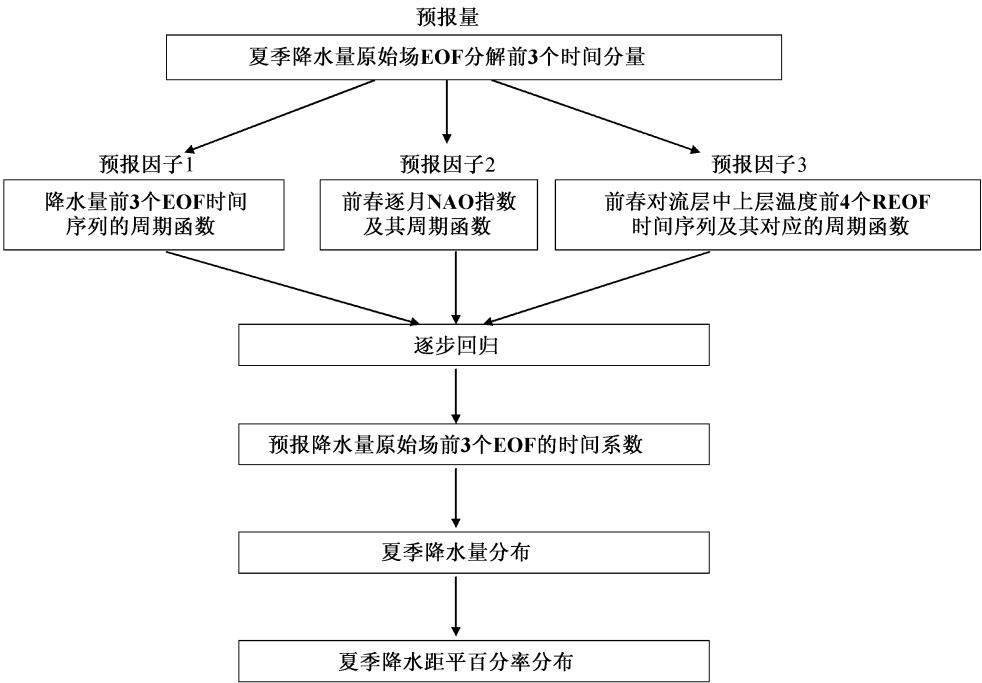


图 5 预测模型的预报流程图

Fig. 5 The process diagram of the forecasting model

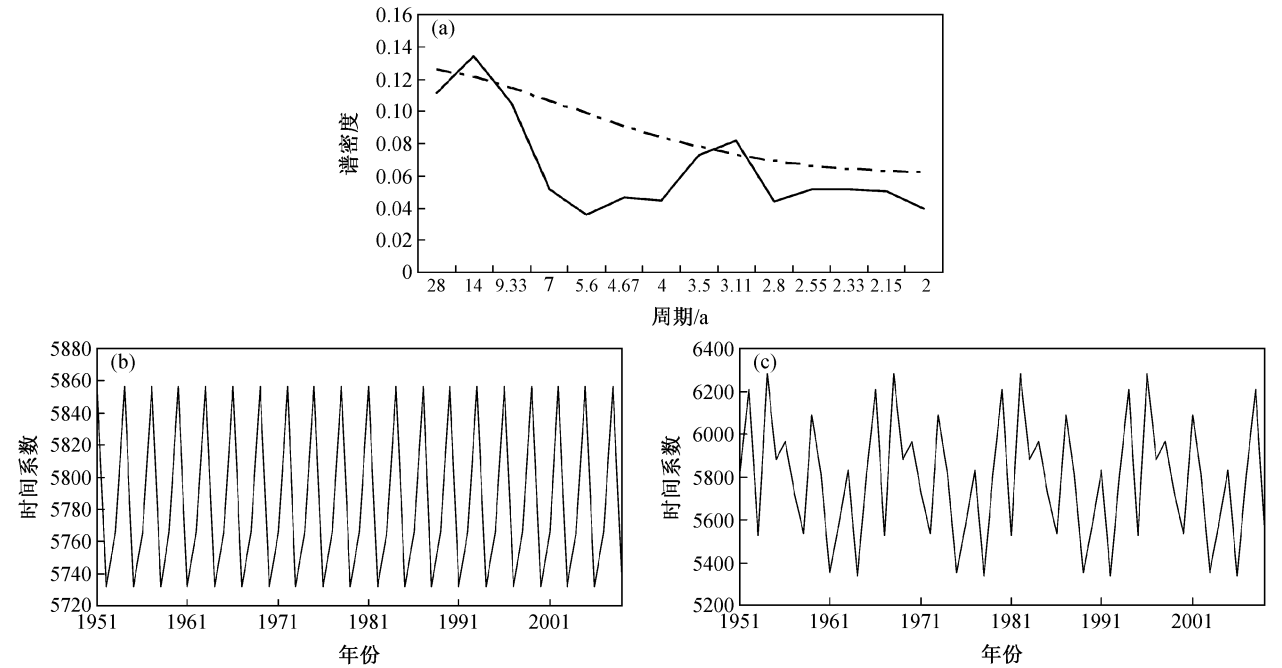


图 6 我国夏季降水 EOF 分解第 1 模态对应时间序列的功率谱分析 (a) 以及周期长度为 3 年 (b) 和 14 年 (c) 的均生函数延拓序列。(a) 虚线表示显著性水平为 0.05 的红噪声标准谱

Fig. 6 (a) The power spectral analysis on the first PC of summer precipitation over China by the EOF decomposition; (b, c) the extension time series by mean generating function with (b) 3-year and (c) 14-year period. The dashed line in (a) is the red noise power spectrum with the statistical significance at 0.05 level

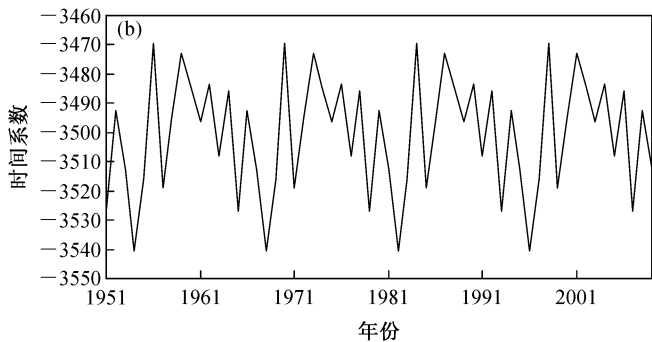
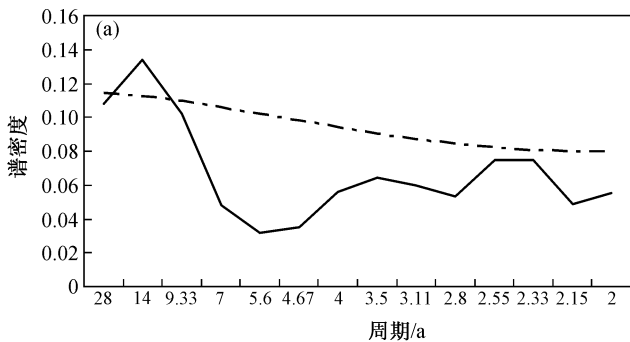


图 7 前春对流层中上层温度 REOF 分解第 1 模态对应时间序列的功率谱分析 (a) 以及周期长度为 14 年的均生函数延拓序列 (b)。(a) 虚线表示显著性水平为 0.05 的红噪音标准谱

Fig. 7 (a) The power spectral analysis on the first PC of spring atmosphere temperature averaged over 500 hPa – 200 hPa by the REOF decomposition; (b) the extension time series by mean generating function with 14-year period. The dashed line in (a) is the red noise power spectrum with the statistical significance at 0.05 level

EOF 分解的第 1、3 模态的变化周期较为一致, 均存在 14 年和 3 年左右的显著周期。其它各预报因子的变化主要存在显著的年际振荡周期。

根据上述方法, 共得到以下预报因子: 夏季降水量 EOF 分解前 3 个 PC 序列本身的均生函数延拓序列; 前春 3~5 月平均对流层中上层温度 REOF 分解前 4 个 PC 序列、前春逐月 NAO 指数序列以及它们各自对应的显著周期的均生函数延拓序列。使用逐步回归方法, 分别建立中国夏季降水量前 3 个 PC 序列与这些预报因子之间的回归预测模型。

按照上述预报流程, 分别对 1951~2003、1951~2004、1951~2005 和 1951~2006、1951~2007、1951~2008 年的夏季降水量原始场进行 EOF 分解, 通过逐步回归, 建立降水的预报方程, 预报出 2004~2009 年间逐年的夏季降水总量, 然后转化成降水距平百分率。表 4 为用独立样本资料做出的 2004~2009 年预报的效果检验, 其中 ACC 表示预报场与实况场之间的距平相关系数, 这是国际上通用的、比较客观的评定办法, 考虑了实况值和预测值的相似程度, 包括数值的大小和符号的相似程度。从表 4 可以看出, 2004~2009 年预报场和观测场之间平均的距平相关系数达到 0.335。除了 2009 年外, 其它 5 年都取得了比较好的预报效果, 说明基于前春对流层中上层温度变化和 NAO 活动异常所建立的预报方案, 对我国夏季降水具有较好的预报技巧。

图 8 给出 2004 和 2006 年中国夏季降水的预报

表 4 2004~2009 年中国夏季降水预测效果检验

Table 4 The forecasting verification of summer precipitation over China during 2004 – 2009

年份	ACC
2004	0.519
2005	0.371
2006	0.442
2007	0.294
2008	0.318
2009	0.066
平均	0.335

结果。2004 年夏季我国降水异常分布呈南北走向, 主要降水中心位于黄淮地区、长江中游以及西南、华北的部分地区 (图 8a)。图 8c 表明, 该预测模型能够较好地预报出黄淮地区和长江中游的多雨中心以及华南地区的少雨中心, 但是江淮地区降水的预报与实况存在较大的误差。2006 年夏季, 我国东部自南向北“十一十”的降水异常分布基本上预报出来了, 如华南地区的多雨中心和长江中下游地区的少雨中心, 但是预报的北方雨区的位置较实况更偏北一些。

对比 2004~2009 年我国夏季降水的观测场和预报场还可以发现, 该预测模型基本上能够把握我国夏季旱涝趋势的分布特征, 这与该统计预测模型中预报因子的选取有着密切的联系。由于对流层温度是一个比较综合性的物理因子, 前春对流层温度异常已经包含了来自海洋、高原积雪等各种强迫因子的变化, 因此, 只基于前春对流层中上层温度和

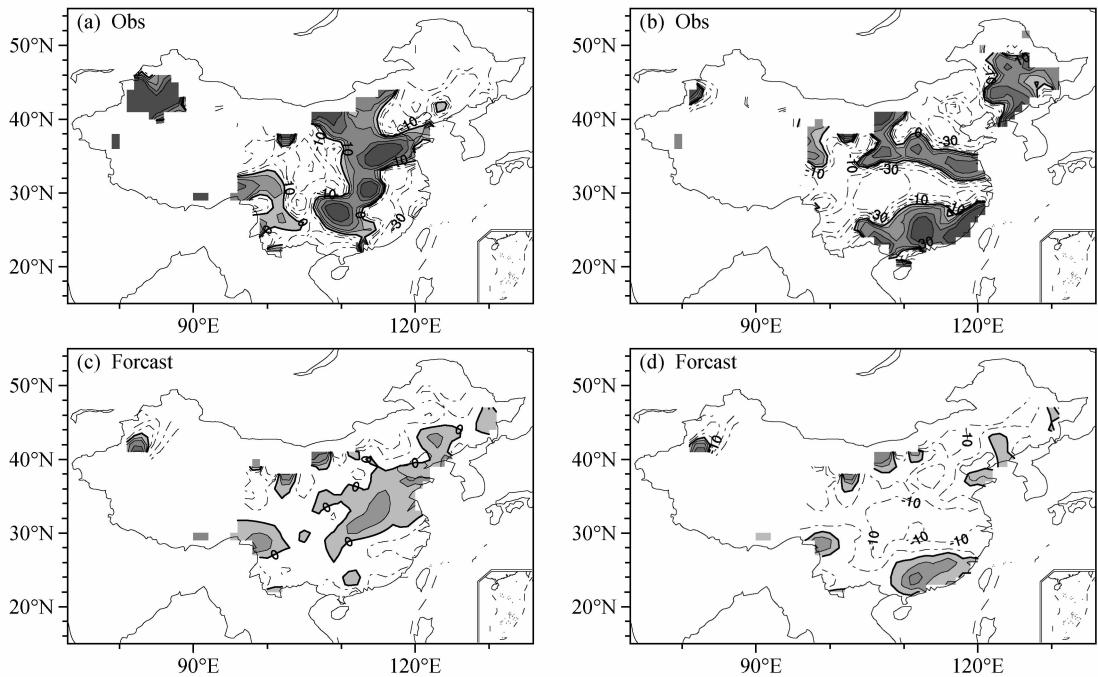


图 8 2004 年 (a、c) 和 2006 年 (b、d) 夏季降水距平百分率 (%)：(a、b) 实况；(c、d) 预报
Fig. 8 The summer precipitation anomaly percentage (%) in (a, c) 2004 and (b, d) 2006; (a, b) Observation; (c, d) forecast

NAO 变化的降水统计预测模型即可以预报出我国夏季降水分布的大部分信息。但是该预测模型还存在不足之处，比如预测的降水强度比观测偏弱，并且未能预测出局地降水的更多细节特征。这是因为对流层温度变化所描述的是大尺度海陆温差的变化，故仅能反映与之联系的大范围降水异常。另外，前文的相关分析表明，我国夏季降水 EOF 分解的第 2 模态与前春对流层温度及 NAO 变化之间的相关很弱，导致该预测模型对降水第 2 模态的预报能力很低。这意味着要更好地预报我国夏季降水的分布，还需要在该预测模型中考虑影响降水第 2 模态的主要预报因子。

5 结论和讨论

(1) 我国夏季降水大范围分布趋势与前春 5 月 NAO 的变化密切相关，“南多(少)北少(多)型”夏季降水主要与“亚洲中纬型”对流层中上层温度变化有关，而“南北少(多)中间多(少)型”夏季降水与前春 NAO 及对流层中上层温度之间均无显著相关。

(2) 前春 NAO 活动异常对我国夏季降水的影响既有年际尺度上的，也有年代际尺度上的，而前

春对流层中上层温度对我国夏季降水的影响主要是年代际尺度上的。

(3) 前春 5 月 NAO 活动对我国南方地区夏季降水的影响机理为：NAO 的负位相年，夏季西风急流位置偏南，西太平洋副热带高压偏西、偏南，来自西太平洋的西南水汽输送偏强，造成我国夏季江南、华南地区降水偏多；相反，NAO 正位相年，我国南方地区降水偏少。前春“亚洲中纬型”对流层温度冷异常对我国夏季“南涝北旱”型降水格局的影响机理为：当东北、华北地区上空异常偏冷时，我国北方大部分地区为异常高压控制，使得西太平洋副高西侧位置偏南，不利于副高西侧水汽的向北输送，同时，夏季西风急流位置也偏南，使得南方地区降水偏多，而北方地区夏季降水偏少。相反，前春“亚洲中纬型”对流层温度暖异常对应着我国夏季降水“南旱北涝”型的异常分布。

(4) 本文使用的预测模型，除了考虑降水本身不同时间尺度的周期振荡，还将前春 NAO 指数及对流层中上层温度变化各时间序列不同显著周期的均生函数延拓序列提取出来，加入预报方程，很大程度上排除了噪音，取得了较好的降水预报效果。

本文基于前春 NAO、对流层温度变化与夏季

降水异常的关系, 建立了一个统计预测模型, 对于我国夏季降水具有较好的预报能力。基于春季 NAO 和对流层温度异常对夏季降水的统计预报, 可以在汛期旱涝预测的滚动订正中发挥作用。

本文建立的降水统计预测模型主要基于再分析资料中的前春对流层中上层温度变化, 该模型的基础是自春季到夏季对流层中上层温度异常的持续性。而夏季降水与同期对流层中上层温度之间的对应关系无疑好于前期对流层温度。如果能够提前获得理想的夏季对流层温度资料, 将会大大提高降水预报效果。数值模式, 尤其是海气耦合模式被认为是目前最常用的季节预报工具。当前的耦合气候模式, 对东亚表层温度和降水的直接预报能力很低, 但对包括温度场在内的东亚高层环流的预报能力则很强 (Wang et al., 2008)。即使当前的气候模式难以直接准确地预测降水的变化, 但只要它对东亚对流层温度的变化具备一定预测能力, 就可以在此基础上, 进一步基于“对流层温度和降水变化”的统计关系, 采用统计降尺度的办法来预测降水变化。因此, 根据“对流层温度—表面降水”变化的统计关系, 基于耦合模式预报的对流层温度变化来预报降水的变化是一条切实可行的途径。

参考文献 (References)

Bothe O, Fraedrich K, Zhu X H. 2010. The large-scale circulations and summer drought and wetness on the Tibetan plateau [J]. *International Journal of Climatology*, 30: 844–855.

Ding Q, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. *J. Climate*, 18: 3483–3505.

丁一汇. 2004. 我国短期气候预测业务系统 [J]. *气象*, 30 (12): 11–17.

Ding Y H. 2004. China Operational Short-Range Climate Prediction System [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 30 (12): 11–17.

龚道溢, 朱锦红, 王绍武. 2002. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关 [J]. *科学通报*, 47 (7): 546–549.

Gong D Y, Zhu J H, Wang S W. 2002. Significant relationship between spring AO and the summer rainfall along the Yangtze River [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 47 (7): 546–549.

黄嘉佑, 刘舸, 赵昕奕. 2004. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响 [J]. *大气科学*, 28 (4): 517–526.

Huang Jiayou, Liu Ge, Zhao Xiyi. 2004. The influence of subtropical high indexes and polar vortex indexes on the summertime precipitation in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (4): 517–526.

韩雪, 魏凤英. 2010. 中国东部夏季降水与东亚垂直环流结构及其预测试验 [J]. *大气科学*, 34 (3): 533–547.

Han Xue, Wei Fengying. 2010. The influence of vertical atmospheric circulation pattern of over East Asia on summer precipitation in the east of China and its forecasting test [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (3): 533–547.

金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究 [J]. *大气科学*, 23 (6): 663–671.

Jin Zuhui, Tao Shiyun. 1999. A study on the relationships between ENSO cycle and rainfalls during summer and winter in eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23 (6): 663–671.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–472.

Li J, Yu R C, Zhou T J, et al. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? [J]. *J. Climate*, 18 (22): 4660–4668.

Li J, Yu R C, Zhou T J. 2008. Teleconnection between NAO and climate downstream of the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 21: 4680–4690.

North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rea.*, 110: 699–706.

彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 2005. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 的多尺度变化及其与中国夏季降水的关系 [J]. *高原气象*, 24 (3): 366–377.

Peng Jingbei, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2005. Multi-scale variations of snow cover over QXP and tropical Pacific SST and their influences on summer rainfall in China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 24 (3): 366–377.

施能. 2009. 气象统计预报 [M]. 北京: 气象出版社, 128–143.

Shi N. 2009. Statistical Forecast of Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 128–143.

Tao S, Chen L. 1987. A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China [M]// Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford university Press, 60–92.

王斌. 2008. 认识和预报亚洲季风气候: 前沿突破点和展望 [J]. *气象学报*, 66: 653–669.

Wang B. 2008. Thrusts and prospects on understanding and predicting Asian monsoon climate [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 653–669.

Wang B, Lee J Y, Kang I S, et al. 2008. Advance and prospectus of seasonal prediction: Assessment of the APCC/CLIPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004) [J]. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-008-0460-0.

王永波, 施能. 2001. 近 45a 冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关系 [J]. *南京气象学院学报*, 24 (3): 315–322.

Wang Y B, Shi N. 2001. Relation of North Atlantic Oscillation anomaly to China climate during 1951–1995 [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 24 (3): 315–322.

- 魏凤英, 张先恭. 1998. 中国夏季降水趋势分布的一个客观预报方法 [J]. 气候与环境研究, 3 (3): 218–226. Wei F Y, Zhang X G. 1998. An objective predicting method for seasonal precipitation anomaly distribution in summer over China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 3 (3): 218–226.
- 魏凤英. 2006. 长江中下游夏季降水异常变化与若干强迫因子的关系 [J]. 大气科学, 30 (2): 202–211. Wei Fengying. 2006. Relationships between precipitation anomaly over the middle and lower reaches of the Changjiang River in summer and several forcing factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (2): 202–211.
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术 (第 2 版) [M]. 北京: 气象出版社. Wei F Y. 2007. Climate Statistical Diagnosing and Prediction (in Chinese) [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press.
- 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 [J]. 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 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 202–212.
- 武炳义, 张人禾, D'Arrigo Rosanne. 2008. 北极偶极子异常与中国东北夏季降水 [J]. 科学通报, 53 (12): 1422–1428. Wu Bingyi, Zhang Renhe, D'Arrigo Rosanne. 2008. Arctic dipole anomaly and summer rainfall in northeast China [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 53 (12): 1422–1428.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2009. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. J. Climate, 22: 2992–3005.
- Wu B, Li T, Zhou T J. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño decaying summer [J]. J. Climate, 23: 2974–2986.
- 吴统文, 钱正安. 2000. 青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析 [J]. 气象学报, 58 (5): 570–581. Wu Tongwen, Qian Zheng'an. 2000. Further analysis of the linkage between winter and spring snow depth anomaly over Qinghai–Xizang Plateau and summer rainfall of eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (5): 570–581.
- Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades [J]. J. Climate, 19 (13): 3197–3206.
- 辛晓歌, 宇如聪, 周天军. 2009. 中国东南部 4~5 月年代际干旱的南移特征及潜热影响的数值模拟 [J]. 大气科学, 33 (6): 1165–1173. Xin Xiaoge, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2009. Southward movement of the decadal drought in southeastern China during April–May and numerical simulation of the effect of the condensation heating [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1165–1173.
- Xin X G, Zhou T J, Yu R C. 2010. Increased Tibetan Plateau snow depth: An indicator of the connection between enhanced winter NAO and late-spring tropospheric cooling over East Asia [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 27: 788–794.
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 北大西洋涛动对新疆夏季降水异常的影响 [J]. 大气科学, 32 (5): 1187–1196. Yang Lianmei, Zhang Qingyun. 2008. Effects of the North Atlantic Oscillation on the summer rainfall anomalies in Xinjiang [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (5): 1187–1196.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 31, L22212, doi: 10.1029/2004GL021270.
- Yu R C, Zhou T J. 2004. Impacts of winter-NAO on March cooling trends over subtropical Eurasia continent in the recent half century [J]. Geophys. Res. Lett., 31, L12204, doi: 10.1029/2004GL019814.
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in East Asian monsoon [J]. J. Climate, 20: 5344–5355.
- 宇如聪, 周天军, 李建, 等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展 [J]. 大气科学, 32 (4): 893–905. Yu Rucong, Zhou Tianjun, Li Jian, et al. 2008. Progress in the studies of three-dimensional structure of interdecadal climate change over eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 893–905.
- 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 2007. 夏季中国降水型的年代际变化与大气内部动力过程及外强迫因子关系 [J]. 大气科学, 31 (6): 1290–1300. Zhang Q Y, Lü J M, Yang L M, et al. 2007. The interdecadal variation of precipitation pattern over China during summer and its relationship with the atmospheric internal dynamic processes and extra-forcing factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (6): 1290–1300.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 16: 229–241.
- 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.
- 赵平, 周秀骥. 2006. 近 40 年我国东部降水持续时间和雨带移动的年代际变化 [J]. 应用气象学报, 17 (5): 548–556. Zhao Ping, Zhou Xiuji. 2006. Decadal variability of rainfall persistence time and rain-belt shift over eastern China in recent 40 years [J]. Journal of Applied Meteorological Sciences, 17 (5): 548–556.
- 赵振国. 1996. 厄尔尼诺现象对北半球大气环流和中国降水的影响 [J]. 大气科学, 20 (4): 422–428. Zhan Zhenguo. 1996. Impact of El Niño events on atmospheric circulations in the Northern Hemisphere and precipitation in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20 (4): 422–428.
- 赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京: 气象出版社,

- 297pp. Zhao Z G. 1999. Summertime Floods and Droughts in China and the Associated Circulations (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 297pp.
- 周天军, 张学洪, 王绍武. 1999. 全球水循环的海洋分量研究 [J]. 气象学报, 57: 264–282. Zhou T J, Zhang X H, Wang S W. 1999. The air – sea freshwater exchange derived from NCEP/NCAR reanalysis data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57: 264–282.
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China [J]. J. Geophys. Res., 110, D08104, doi: 10.1029/2004JD005413.
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009a. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon: Recent progress and state of affairs [J]. Meteorologische Zeitschrift, 18 (4): 455–467.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009b. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of Asian – Australian monsoon? [J]. J. Climate, 22: 1159–1173.
- Zhou T J, Zhang J. 2009. Harmonious inter-decadal changes of July–August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent, and North Pacific [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26, 656–665.
- Zhou T J, Zou L W. 2010. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation [J]. J. Climate, 23, 6009–6026, doi: 10.1175/2010JCLI3546.1.
- 朱艳峰, 张博, 陈隆勋. 2010. 夏季青藏高原与其东部平原的热力差异对中国降水的影响 [J]. 科学通报, 55 (6): 483–489. Zhu Y F, Zhang B, Chen L X. 2010. Thermal difference between the Tibetan Plateau and the plain east of Plateau and its influence on rainfall over China in the summer [J]. Chinese Science Bulletin, 55, doi: 10.1007/s11434-009-0613-5.