

颀卫华, 吴统文. 2010. 全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究 [J]. 大气科学, 34 (5): 962–978. Jie Weihua, Wu Tongwen. 2010. Hindcast for the 1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley using AGCM BCC_AGCM2.0.1 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 962–978.

全球大气环流模式 BCC_AGCM2.0.1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究

颀卫华^{1, 2} 吴统文²

¹ 中国气象科学研究院, 北京 100081

² 国家气候中心, 北京 100081

摘 要 利用中国气象局北京气候中心全球大气环流模式 (BCC_AGCM2.0.1) 对 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行了回报试验。模式起报时间为 1998 年 6 月 24 日 00 时, 使用前 10 天 NCEP-II 再分析逐时温度、涡度和散度场进行预报前初始协调 (spin-up) 积分, 产生模式初值, 预报时段为 1998 年 6 月 24 日~7 月 10 日, 回报试验结果表明: 模式对全球 500 hPa 位势高度的天气尺度演变过程具有 4~7 天的可预报性; BCC_AGCM2.0.1 模式对中国区域的降水以及大气环流场具有 3~4 天的可预报性, 6 月 24 日起报后 3 天内的预报降水区域位置与实况一致, 但中心强度有所差异。对起报后未来 2 天的 5 mm 和 10 mm 以上的降水预报能力相对较强, ETS 评分值达到了 0.25 以上, HK 评分超过了 0.4, 降水区域范围预报较为准确, BIA 评分趋于 1.0。模式对 20 mm 以上的降水也具有一定的可预报性, 但模式对大于 30 mm 以上强降水的预报能力较差。

关键词 1998 年夏季江淮流域降水 全球大气环流模式 回报试验

文章编号 1006-9895 (2010) 05-0962-17

中图分类号 P426

文献标识码 A

Hindcast for the 1998 Summer Heavy Precipitation in the Yangtze and Huaihe River Valley Using BCC_AGCM2.0.1 Model

JIE Weihua^{1, 2} and WU Tongwen²

¹ Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² National Climate Center, Beijing 100081

Abstract A hindcast for the heavy precipitation events occurring in the region of the Yangtze River and the Huaihe River in China from 24 June to 3 July 1998 was performed using the Beijing Climate Center Atmospheric General Circulation Model version 2.0.1 (BCC_AGCM2.0.1) of China Meteorological Administration. The BCC_AGCM 2.0.1 model was run from 0000 UTC 24 June to 10 July 1998. The model initial values were generated by using the hourly temperature, vorticity, and divergence of NCEP reanalysis data to spin up for 10 days integration before the beginning of forecast. The results of hindcast experiment show that the predictability timescale of the 500-hPa geopotential heights over the whole globe is about 4–7 days, and that for the circulation field over China about 3–4 days. The spatial distribution of forecasted rainfall regions over China is nearly coincident with the observation dur-

收稿日期 2009-11-02, 2010-02-11 收修定稿

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200806006、GYHY200706005, 科技部支撑项目 2007BAC29B03、2009BAC51B03, 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951902

作者简介 颀卫华, 男, 1984 年出生, 硕士, 主要从事气候模拟研究。E-mail: catejj2007@yahoo.com.cn

通讯作者 吴统文, E-mail: twwu@cma.gov.cn

ing the first 3 days after initial forecast time, but the rainfall intensity has some regional differences between the hindcast and the observation. The predictability for forecasted daily precipitation at different thresholds is tested using BIA, ETS, and HK scores. In the 2 days of forecast, the BCC_AGCM2.0.1 model has high predictability for the daily precipitation above 5 mm and 10 mm, and the ETS score is above 0.25, the HK score above 0.4, the BIA score close to 1.0. But for the daily precipitation larger than 20 mm, the model has less predictability.

Key words 1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley, GCM, hindcast

1 引言

在天气预报中,降水的可预报性一直是人们普遍关注的问题,尤其对于东亚季风区降水的预报被认为是一项极具挑战的工作(Yhang and Hong, 2008; An et al., 2009; Li et al., 2008; Zhou et al., 2008, 2009)。每年因东亚夏季风引起的洪水、干旱等气象灾害已成为东亚地区最为严重的自然灾害之一。加强对暴雨洪涝等强降水过程的预报对于防灾减灾非常重要。

随着数值预报的科学基础与技术方法日趋成熟,天气模式的预报时效从过去的1~2天发展到1周以上(Pielke et al., 1992; Grell et al., 1995; Molteni et al., 1996; Aranami and Ishida, 2004; Skamarock et al., 2005)。在考虑了海洋、陆面、海冰等相互作用过程后,科学家们逐渐建立了主要用于月与季节尺度的短期气候预测以及年际、年代际的气候变化预估的气候模式(Gent, 2006; Saha et al., 2006)。2003年美国大气研究大学联合会(UCAR)主席 Richard Anthes 提出:天气与气候密切相连,任何尺度的气候就是此时间尺度上的所有天气过程的累积或累加,天气是气候的细节。事实上,天气模式与气候模式之间不存在一个理论界限。随着预报技术的进步,天气预报、季节性预报和气候预测的传统界限正在消失(Béland et al., 2009)。

近年来,已经开展了利用天气数值模式进行延伸期预报的相关研究工作(van Oldenborgh et al., 2005; Bukovsky and Karoly, 2009)。同时,也出现了将气候模式用于天气尺度的分析研究,比如:Jeuken et al. (1996)曾使用GCM模式,对逐6小时的天气过程进行分析,用以研究气候模式的资料同化系统;Kaas et al. (1999)也用类似的方法来研究气候模式的物理参数化过程。此后,美国能源委员会(USDOE)通过了气候变化预测计划(CCPP)和大气辐射观测计划(ARM)的参数化测试方案

(CAPT)以支持将天气方法用于气候模式的研发(Phillips et al., 2004),目的是改进物理参数化方案,减小气候模式系统性预报误差。Cocke et al. (2006)利用NCAR的通用气候模式(CCM)进行天气尺度模拟,也同样是用于改进物理参数化方案和气候模式同化系统的研究,其研究表明,在使用高质量初始场的条件下,CCM气候模式对500 hPa位势高度具有约6天左右的可预报性,3天后降水量预报水平下降明显。

气候模式对天气过程的预报能力具体如何?本文将利用国家气候中心近年来开发的全球大气环流模式BCC_AGCM2.0.1(Wu et al., 2008a, b),对1998年夏季发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行回报试验研究,用天气方法来检验气候模式,并讨论气候模式对天气的可预报性。1998年夏季江淮流域相对集中的降水天气过程大致可以分为4个阶段:6月12日~6月27日、6月28日~7月17日、7月18日~7月31日、8月1日~8月31日(周自江等, 2000; 闫之辉和田华, 2002; 丁一汇和胡国权, 2003; 周兵和文继芬, 2007),本文将针对1998年6月24日~7月3日的一次强降水过程开展回报试验。如图1所示,主要降水中心位于长江中下游和淮河流域以及广西南部 and 海南,6月24日~7月3日的总降水量在此区域达到150 mm以上。本文将针对这次强降水过程,重点分析气候模式对降水、环流场等天气尺度过程的预报能力。

2 模式、资料及回报试验设计

BCC_AGCM2.0.1是由国家气候中心开发的第二代全球大气环流谱模式,水平分辨率为T42波(相当于 2.8125° 纬度 $\times 2.8125^\circ$ 经度),垂直分为26层(Wu et al., 2008a),主要用于气候预测及气候变化相关研究。模式动力框架以NCAR CAM3模式为基础,引入了独特的参考大气和参考地面气压,该参考大气更加适合于对流层中上层和平流层

的大气热力结构,这样的处理可以减少由于模式垂直分层的不均匀性和地形截断误差等对模式的影响。温度和地面气压本身不再是预报变量,预报对象变为温度与参考大气温、地面气压与参考地面气压之间的偏差;除水汽预报方程采用半隐式半拉格朗日方法求解外,涡度、散度、温度偏差和地面气压偏差预报方程均采用显式或半隐式欧拉方法求解,有关模式动力框架的详细介绍可参见 Wu et al. (2008a)。模式物理参数化方案有以下几个方面的特点:引入了 Zhang and Mu (2005) 最新质量通量型积云对流参数化方案,并对其作了进一步调整;引入了颜宏 (1987) 的整层位温守恒干绝热调整方案;采用 Wu and Wu (2004) 提出的积雪面积覆盖度参数化方案;考虑到海浪的影响,对洋面感热和潜热通量参数化方案也作了调整;其它模式物理参数化方案(比如辐射过程传输、陆面过程、边界层过程等)与 CAM3 相同,详细的说明及有关该模式的全面介绍可参阅 Wu et al. (2008b)。

随着资料同化系统的发展,预报初值问题在业务天气预报模式中已在一定程度上得到了解决,而对于 BCC_AGCM2.0.1 气候模式目前并没有相应的模式资料同化系统。我们将 NCEP-II 每 6 小时间隔的全球水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 各等压面(垂直分层 17 层)大气温度和水平风场的瞬时再分析场(Kanamitsu et al., 2002)插值到模式网格点和各模式分层,由水平风场计算出模式涡度和散度初值。由于 NCEP 再分析场产生的模式初始场与 BCC_AGCM2.0.1 模式动力过程之间存在一定的不协调,通常需要有一个初始化阶段或初始协调过程

(Miyakoda et al., 1978; Donner, 1988; Donner and Rasch, 1989; Chou 1989)。为了解决这一问题,我们在对不同初始协调时间对模式可预报性的影响进行了初步分析(详见第 3 节),最后选取模式起报的前 10 天作为初始协调阶段,也即在这一段时间内,利用逐时 NCEP 再分析场的温度和涡度、散度做同步强迫,以解决模式初始场与模式之间的不协调性问题。对于 BCC_AGCM2.0.1 全球大气模式所用的全球海表温度 SST 和海冰分布,在初始协调期间为同期观测值,自预报起始日起保持固定不变。我们以 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日江淮流域的强降水集中时段作为本工作的回报试验期。模式从 6 月 14 日开始积分,6 月 14 日~24 日为初始协调阶段,起报时间是 6 月 24 日 00 时(协调世界时,下同),预报时间至 7 月 10 日结束。为了研究不同起报时间对预报效果的影响,还进行了另外两组回报对比试验,起报时间分别是 6 月 27 日 00 时和 6 月 30 日 00 时。

为了检验 BCC_AGCM2.0.1 模式回报试验结果,本文使用了 NCEP-II 全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率再分析资料和中国高密度台站降水资料。台站降水资料选自中国 2466 个站点的(时间)台站观测结果。这里为了方便对比,我们分别利用双线性插值法和 Cressman 插值法将模式输出结果以及台站降水资料统一插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 网格点。

为考察 BCC_AGCM2.0.1 对天气尺度全球形势场的可预报性,我们参考 WMO (1999) 的天气预报技巧评估标准,计算 BCC_AGCM2.0.1 500 hPa 位势高度场与 NCEP 再分析资料的空间异常相关。计算公式如下:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_f - X_c - M_{f,c})_i (X_v - X_c - M_{v,c})_i \cos \varphi_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_f - X_c - M_{f,c})_i^2 \cos^2 \varphi_i} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (X_v - X_c - M_{v,c})_i^2 \cos^2 \varphi_i}}, \quad (1)$$

其中, X_f 、 X_v 、 X_c 分别为预报值、NCEP 值、NCEP 气候态 (1961~1990 年) 平均值; $M_{f,c}$ 、 $M_{v,c}$ 分别代表 X_f 和 X_v 相对于 X_c 的距平偏差的平均; n 表示区域内格点个数; $\cos \varphi_i$ 为格点 i 的纬度。

为了客观地定量分析模式对降水的可预报性,我们对 BCC_AGCM2.0.1 从 6 月 24 日 00 时起报至 7 月 3 日预报的降水分别进行偏差 (BIA) 评分 (Wilks, 1995)、公平 T (ETS) 评分和海德 (HK)

评分 (Hanssen and Kuipers, 1965; Schaefer, 1990), 从统计学的角度客观地分析 BCC_AGCM2.0.1 模式对这一时段降水的预报技巧。

BIA 评分是预报降水频率和实况降水频率的比率, 定义为:

$$B_{IA} = \frac{a+b}{a+c}, \quad (2)$$

式中, a 、 b 、 c 如表 1 所示, 分别表示对特定空间范围内降水的正确预报、虚假预报、漏报网格点

表 1 降水可能事件阈值

Table 1 Contingency table of possible events for a selected threshold

降水可能事件阈值定义		
	实况有降水	实况无降水
预报有降水	a	b
预报无降水	c	d

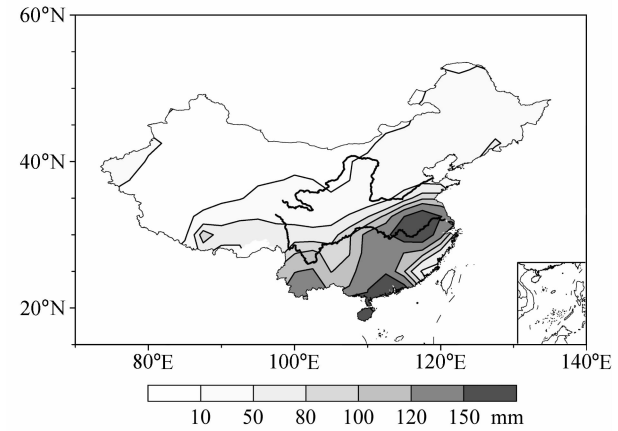


图 1 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日中国区域的累积降水 (单位: mm)

Fig. 1 The accumulated precipitation (mm) over China from Jun 24 to Jul 3, 1998

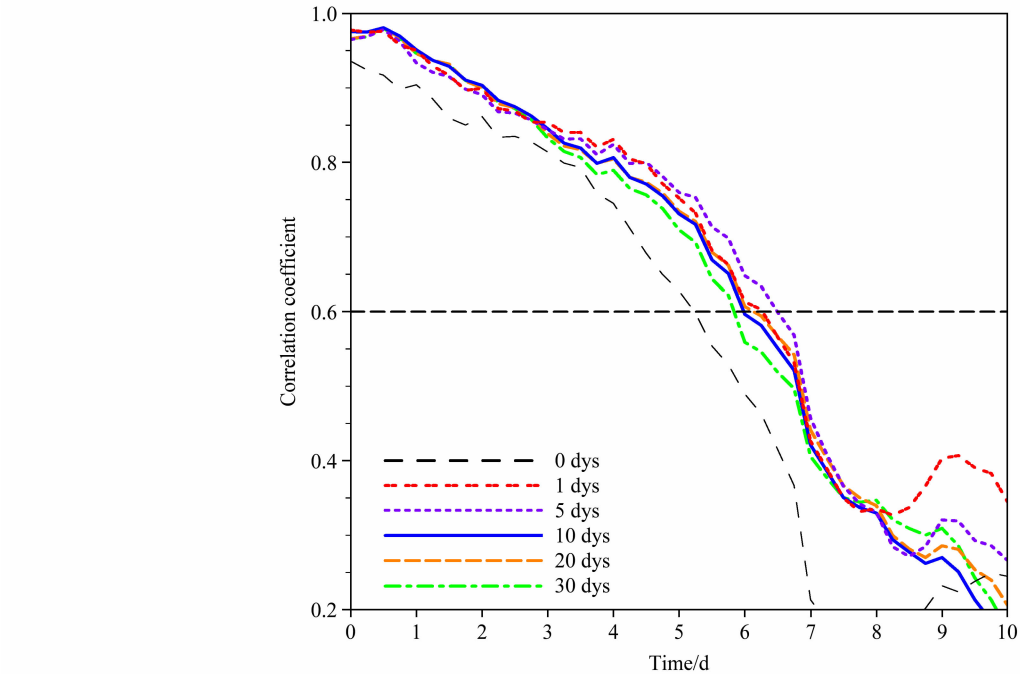


图 2 1998 年 6 月 24 日起报前不同初始协调时间 (0、1、5、10、20、30 天) 回报的全球 500 hPa 位势高度场异常与 NCEP 再分析值的空间相关

Fig. 2 Anomaly correlations of 500-hPa heights between the hindcast and NCEP reanalyses for different spin-up time (0, 1, 5, 10, 20, 30 days) forecasts from 24 Jun 1998

个数。BIA 通常用于评估在某一区域范围内模拟降水与实际降水落区的偏差,当 $BIA>1.0$ 表示在该区域内模式预报的降水落区范围较实况偏大, $BIA<1.0$ 表示模式预报的降水落区范围较实况偏小。

ETS 评分是为了从 TS 评分 (Gilbert, 1884) 中考虑随机预报的影响而建立的,表达式为:

$$E_{TS}=\frac{a-a_r}{a+b+c-a_r}, \tag{3}$$

其中,

$$a_r=\frac{(a+b)(a+c)}{a+b+c+d},$$

d 表示无降水的正确预报网格点个数, a_r 为期望来自随机预报的准确预报,ETS 取值范围为 $-1/3\sim 1$,当接近 1 时表示对有降水的预报技巧最好,接近 0 或低于 0 表示对有降水的预报技巧低 (Tartaglione, 2009)。

HK 评分不仅强调对降水事件的预报准确性,而且也很好地考虑了对无降水的预报技巧,

$$H_k=\frac{ad-bc}{(a+c)(b+d)}, \tag{4}$$

该评分与样本中降水事件和无降水事件的发生频数无关,这一点与其他降水评分不同 (Accadia et al., 2005)。HK 评分值接近 1.0 代表预报技巧高,0.0

为随机预报结果评分，-1.0 代表预报技巧低于随机预报。

3 回报试验结果分析

3.1 500 hPa 位势高度场

首先，我们来讨论不同协调时间（0、1、5、10、20、30 天）对 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日全球 500 hPa 位势高度形势预报的影响。如图 2 所示，模式经过 1 天以上的初始协调对 10 天内的预报效果好于使用未经过协调的预报方案，其中经过 10 天的协调对前三天的预报最好。后面所有的分析都

是基于协调 10 天的回报结果。

图 3 为 1998 年 6 月 24 日~7 月 10 日时间段内全球范围（globe）、南半球（SH）、北半球（NH）以及北半球 60°N~90°N 高纬度地区（NP）500 hPa 位势高度异常的相关系数随时间的变化曲线。通常认为，当位势高度异常相关系数低于 0.6 时，模式缺乏预报技巧（Phillips et al, 2004）。如图 3a 所示，从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报，全球区域、北半球、南半球以及北半球高纬度地区的位势高度异常相关系数大于 0.6 的时间均接近或超过 6 天，从起报后第 7 天开始，模式对各区域位势高度异常的

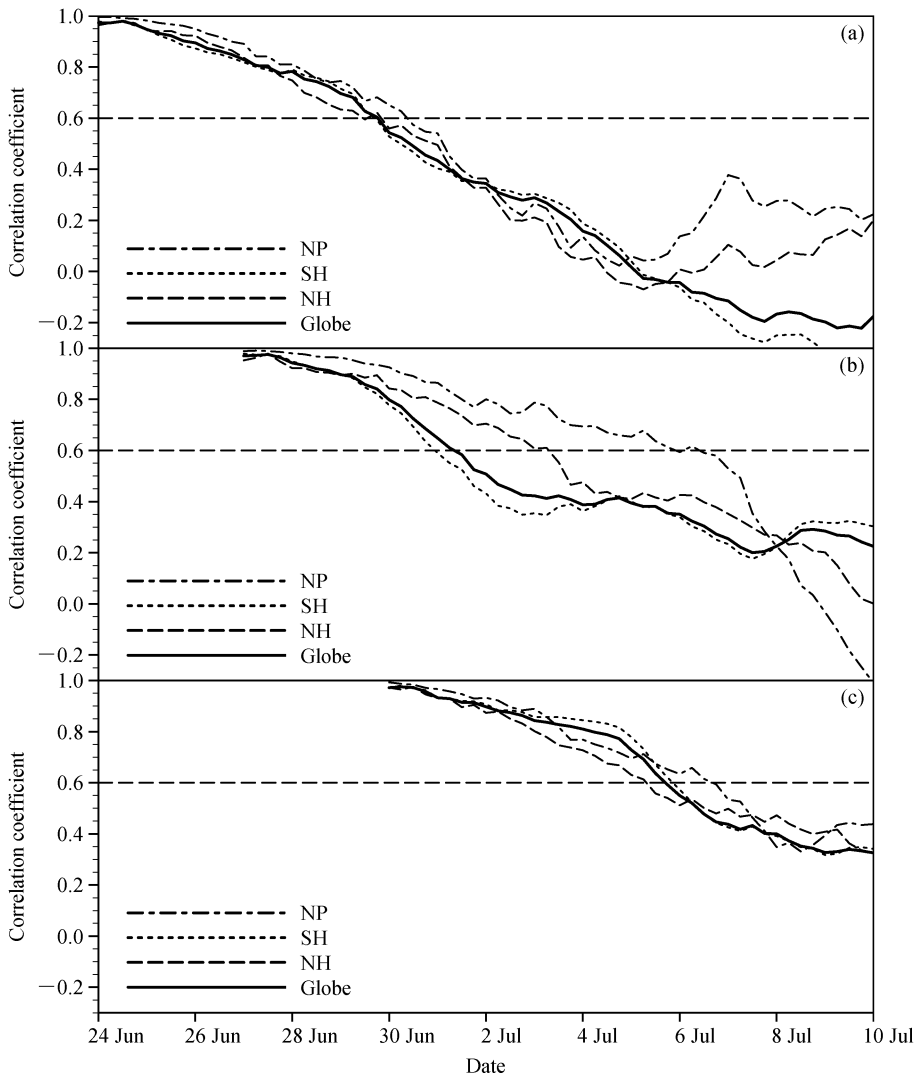


图 3 1998 年 6 月 24 日~7 月 10 日 BCC_AGCM 回报的各地区 500 hPa 位势高度场异常与 NCEP 再分析值的空间相关：(a) 6 月 24 日 00 时起报；(b) 6 月 27 日 00 时起报；(c) 6 月 30 日 00 时起报

Fig. 3 Anomlay correlations of 500-hPa height between the hindcast and NCEP reanalyses over the globe, the Northern Hemisphere (NH), the Sornthern Hemisphere (SH), and high latitudes of NH (NP) for three forecast experiments separately starting at (a) 0000 UTC 24 Jun, (b) 0000 UTC 27 Jun, and (c) 0000 UTC 30 Jun in 1998

预报水平逐渐下降，10 天过后甚至出现了负相关。

如果从 6 月 27 日 00 时起报（图 3b），全球和南半球 500 hPa 位势高度预报技巧明显缩短到 4 天，但对于北半球高纬度地区，500 hPa 高度场的异常相关持续大于 0.6 以上的时间可达 9 天，对整个北半球的异常相关超过 0.6 仍可以保持 6 天。比较图 3b 和 3c 不难看出，如果从 6 月 30 日 00 时起报南半球可预报性低的情况可以得到明显改善，模式对全球、南北半球的 500 hPa 高度距平场的可预报时效都可保持 6 天左右。

图 3 所示的结果是否具有偶然性？为了弄清这一问题，我们还利用模式对 1998 年夏季 6 月、7 月和 8 月全球 500 hPa 位势高度进行了逐日回报试验。如图 4 所示，模式对 6 月全球 500 hPa 位势高度可预报性为 4~7 天，而图 3 中选取的 6 月 27 日 00 时起报恰好是最差的个例。模式对 7、8 月份（图 4b、c）的可预报性范围也大约在 4~7 天。

图 5 给出了从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报的第 1 天（1998 年 6 月 24 日）、第 4 天（6 月 27 日）和第 7 天（6 月 30 日）日平均 500 hPa 位势高度场在北半球中、高纬地区的空间分布以及 NCEP 对应再分析场的比较。如图 5a、d 所示，我们可以看出，在预报初期，模式回报结果与 NCEP 再分析场非常相近，表现为位于欧亚大陆的两槽一脊天气系统、东西伯利亚海和西太平洋两个低压系统、以及北美两槽一脊系统和太平洋北部的低压系统，无论是高、低压中心位置还是中心强度都得到了准确的预报；到起报后的第 2~4 天（图 5b、e），模式所预报的 500 hPa 位势高度纬向波数仍与 NCEP 资料保持一致，同时也预报出了北半球中、高纬槽、脊位置随时间明显向东移动的特征，且主要的槽、脊中心地理位置的预报也较好；到了第 5 天（6 月 28 日）和第 6 天（6 月 29 日），模式仍可以回报出 500 hPa 位势高度大型槽脊的演变过程（图略）；到预报的第 7 天（6 月 30 日），从图 5c、f 来看，模式对欧亚大陆两槽一脊的天气形势以及北美大陆的低压系统位置也基本上能够预报出来，但强度出现明显偏差，最大的误差位于北太平洋和北大西洋上空。

下面，进一步研究模式对北半球中纬度和副热带地区 500 hPa 槽脊的演变过程的可预报性。图 6、7 分别给出了北半球 500 hPa 位势高度分别沿 45°N（代表中纬度地区）和 30°N（代表副热带地

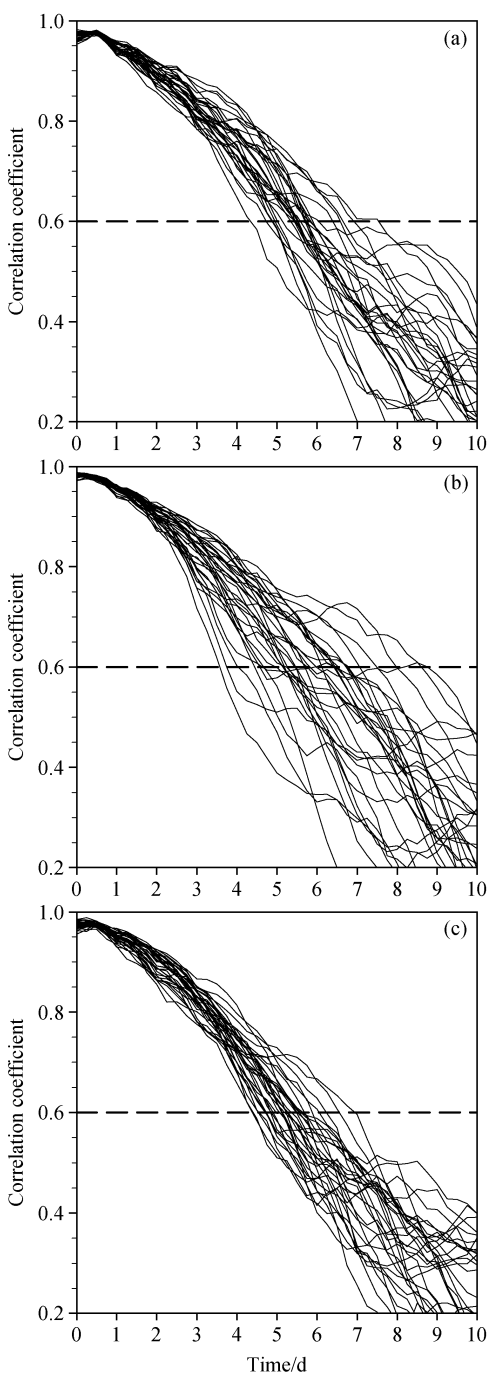


图 4 1998 年 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月逐日回报的全球 500 hPa 位势高度空间异常相关
Fig. 4 Anomaly correlations of 500-hPa height for daily forecast in (a) Jun, (b) Jul, and (c) Aug 1998

区) 的经度—时间剖面。如图 6a 所示，从 NCEP 再分析的 500 hPa 位势高度剖面可以看出，6 月 24 日沿 45°N 纬圈分别在 0°、60°E、140°E、160°W、90°W 和 40°W 附近存在位势高度高值区，类似于沿纬圈 6 波槽脊型结构。这一 6 波槽脊型结构基本

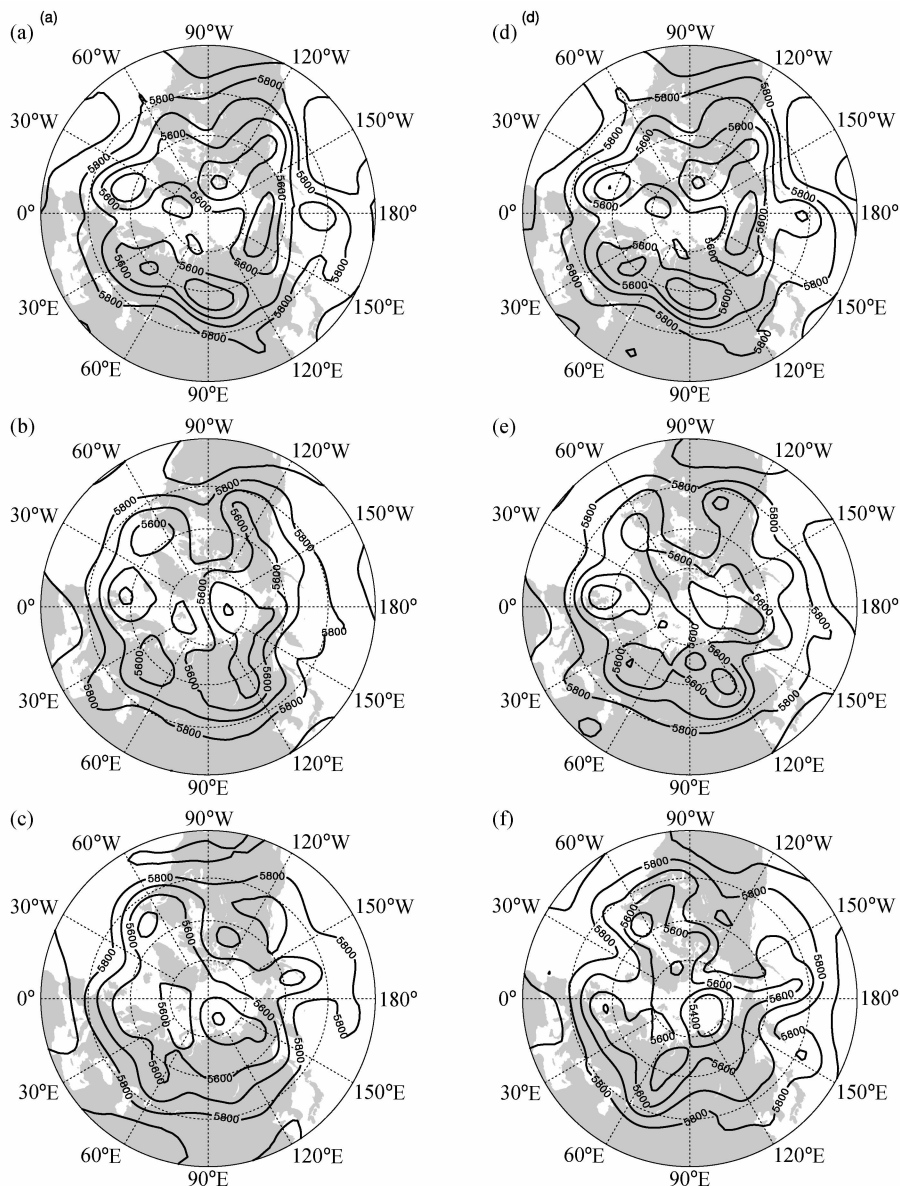


图 5 1998 年 6 月 24 日 00 时起报 (a~c) BCC_AGCM 回报和 (d~f) NCEP 再分析 500 hPa 位势高度在北半球 30°N 以北的空间分布 (单位: gpm): (a, d) 24 日; (b, e) 27 日; (c, f) 30 日

Fig. 5 The spatial distributions of daily 500-hPa heights (gpm) over the north of 30°N from (a~c) the hindcast of BCC_AGCM initiating at 0000 UTC 24 Jun 1998 and (d~f) NCEP reanalyses for (a, d) Jun 24, (b, e) Jun 27, and (c, f) Jun 30

上从 6 月 24 日一直持续到 28 日, 只是槽脊位置随时间逐渐向东移动。结合这一观测事实 (图 6b), 从 6 月 24 日 00 时起报, BCC_AGCM2.0.1 模式基本上能预报出 6 月 24 日~28 日沿 45°N 的槽脊空间位置分布和槽、脊东移的演变特征, 但 120°E~150°E 的低压槽在 28 日以后没有被预报出来, 并且从 90°W 向东到 30°W 的大西洋地区, 预报的槽、脊强度误差也相对较大。

从 6 月 30 日起, 根据 NCEP 再分析资料 (图

6a), 沿 45°N 纬圈的槽脊经向分布结构发生了明显的变化, 产生了 3 个明显的新的低槽 (对应于图 6a 的位势高度低值区), 分别位于 60°E、180°和 90°W。同时也产生了与此匹配的位于 120°W 和 30°W 的两个位势高度高值区, 对应脊线位置。此时恰好是从 6 月 24 日 00 时起报的第 7 天, BCC_AGCM2.0.1 模式对这一发展过程预报具有一定的难度, 主要表现为在大西洋中纬度地区差异明显, 其次是位于东亚地区的低压槽预报明显偏弱。

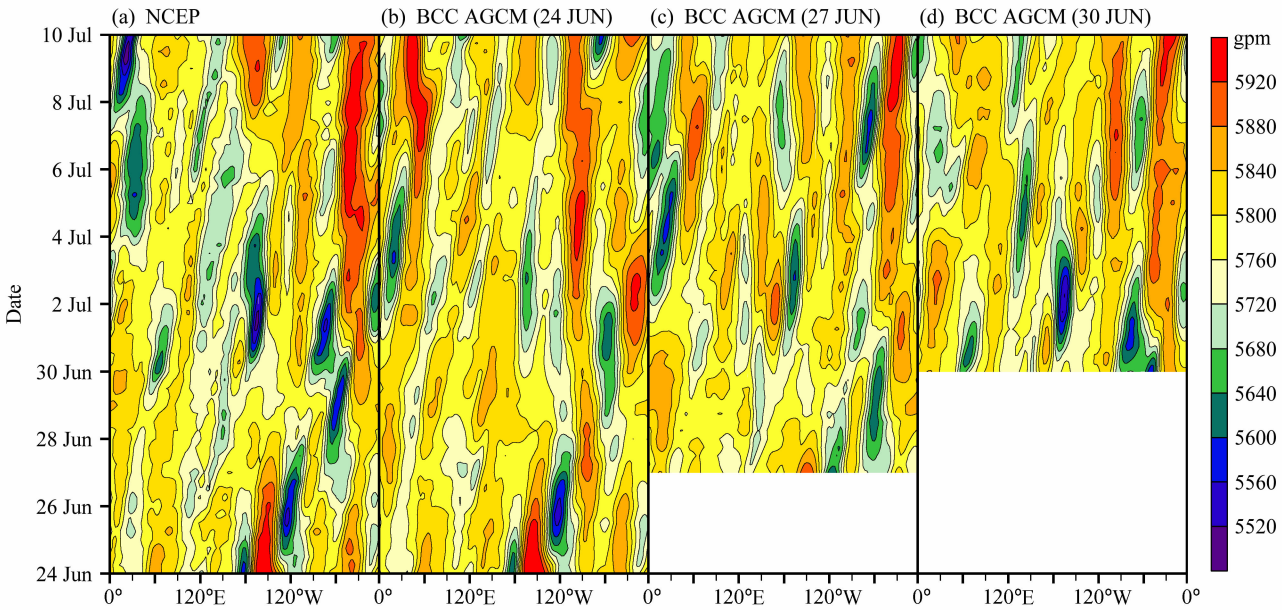


图 6 NCEP 再分析场 (a) 和 1998 年 6 月 (b) 24 日 00 时、(c) 27 日 00 时、(d) 30 日 00 时开始 BCC_AGCM 模式回报的 500 hPa 位势高度沿 45°N 纬圈的经度—时间剖面的比较

Fig. 6 Variations of the 500-hPa heights with time and longitude along 45°N from (a) the NCEP reanalyses, the hindcast of BCC_AGCM initiating at (b) 0000 UTC 24 Jun, (c) 0000 UTC 27 Jun, and (d) 0000 UTC 30 Jun in 1998

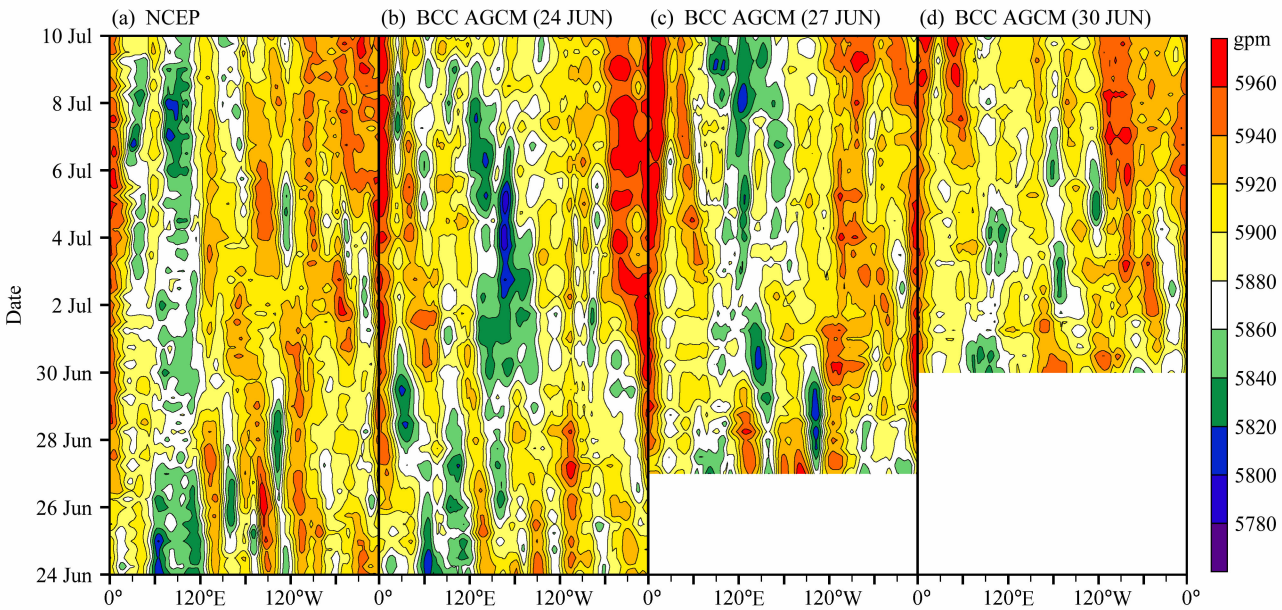


图 7 同图 6，但为沿 30°N 纬圈

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for the 500-hPa heights along 30°N

如果从 6 月 27 日 00 时起报 (图 6c)，对于如图 6a 所示在 6 月 30 日前后的明显变化可以较清楚地预报出来，这正好是这次回报试验的前 3 天。从 NCEP 再分析资料可以看出，6 月 30 日沿 45°N 纬圈的槽脊分布结构维持到了 7 月 2 日，之后，位于西半球的槽、脊出现东移并有所减弱。尽管 BCC_AGCM2.0.1 模式也部分地预报出了这一特点，但强度有所差异。最大的差异主要出现在东半球，比

如：位于 120°E 的槽明显预报偏浅，甚至在 20°E 附近的出现了一个虚假的深槽。如果从 6 月 30 日起报（图 6d），东半球槽脊系统以及 180° 和 60°W 低压槽的演变过程均能得到较好的预报。

图 6b、c、d 存在一个共同点，主要表现为模式对北半球中纬度地区前 4 天的槽、脊（包括发展或减弱消失）还是有一定的预报能力，超过预报时效 4 天过后，如果有新的槽、脊发展生成，预报能力将明显减弱，会对模式可预报性产生较大的影响。

图 7 给出了沿 30°N 的回报结果。从 NCEP 再分析场（图 7a）来看，沿 30°N 纬度的 500 hPa 位势高度的槽脊基本呈现驻波的特点，其中 0° 、 140°E 、 150°W 、 100°W 、 30°W 附近均是位势高度高值中心，与之相对应的低压系统分别处在 $60^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、 160°E 、 130°W 附近，其中最为显著的是位于亚洲季风区的低压系统，类似于这一高低压系统配置在未来的 6 天时间内基本维持定常状态略向偏西方向移动。如图 7b 所示，BCC_AGCM2.0.1 模式从 6 月 24 日 00 时起报，可以基本模拟出前 4 天（6 月 24～27 日）槽脊的空间分布位置，对高、低中心强度也具有一定的预报能力。主要的差异表现在位于 150°W 附近的高压脊和 130°W 附近的低压槽。6 月 28 日后的未来两天内，模式对槽脊的预报偏差逐渐加大，甚至在 30°E 附近模拟出了虚假的低压槽。从 6 月 30 日开始，NCEP 位势槽脊的演变开始出现明显变化（图 7a）。 0° 附近的高压脊向西加强， $60^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的低压系统继续维持，而 $160^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{W}$ 范围内的低压系统逐渐减弱消失。如图 7b 所示，6 月 30 日之后模式预报技巧下降明显，对亚洲季风区的低压系统没有模拟出来，而是被虚假的高压系统所代替，在 180° 日变更线附近预报出了大范围虚假的低压系统。这种预报偏差如果从 3 天前（6 月 27 日 00 时）起报，可得到明显的改善（如图 7c 所示），模式对西半球槽、脊系统的空间分布及其演变预报较好，也可以预报出亚洲季风区低压系统的维持和中太平洋地区的高压系统，差异最为明显的区域主要位于 150°E 附近，模式生成了一个虚假的低压系统。进一步，我们如果选择从 6 月 30 日 00 时起报（图 7d），模式能够更为准确地模拟出 30 日以后亚洲季风区低压系统未来 4 天内的演变。

综上所述，模式可以对北半球副热带地区槽脊演变具约 4 天的可预报性。下一节，重点就中国区

域降水天气过程及环流演变预报效果进行分析。

3.2 中国区域降水和环流场

图 8a 给出了 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国区域实况降水在 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 经向平均的纬度—时间剖面。可以看出，6 月 24 日我国 30°N 以南地区出现了大范围降水，强度超过 10 mm，降水中心位置大致位于华南，该雨带一直持续到 27 日。另外，从 24 日到 27 日在华北地区（ $38^{\circ}\text{N}\sim 43^{\circ}\text{N}$ ）也出现了大于 1 mm 以上的降水少雨带。从 6 月 24 日 00 时起报的回报试验结果（图 8b）来看，BCC_AGCM2.0.1 模式较为准确的预报了 24 日南侧雨带的位置，但降水中心和降水强度略有偏差，而北侧少雨带没有模拟出来；从 26 日到 27 日，模式模拟的 25°N 以南的雨带降水强度较实况有所减弱，但预报出了 45°N 附近的北面雨带。

到 6 月 27 日以后，从图 8a 不难看出，南面雨带开始发展出两个较强的降水中心，这两个中心分别位于 30°N 附近及 20°N 附近，而 25°N 附近降水

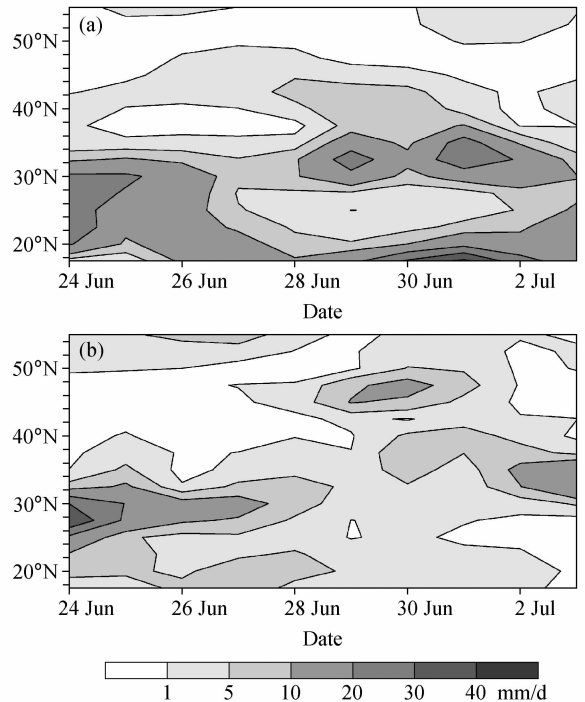


图 8 1998 年 6 月 24 日～7 月 3 日中国区域降水在 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 经向平均的纬度—时间剖面图：(a) 中国 2466 个台站降水资料结果；(b) BCC_AGCM 从 1998 年 6 月 24 日 00 时起报的模拟结果

Fig. 8 Time-latitude cross sections of the $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ averaged precipitation (mm/day) derived from (a) the in situ rain-gauge data in China and (b) the hindcast of BCC_AGCM initiating at 0000 UTC 24 Jun 1998

强度也随之下降至 5 mm 以下。而位于华北的北面雨带也开始加强，并且逐渐与南面雨带相合并。如图 8b 所示，BCC_AGCM2.0.1 模式大致预报出了南面雨带在 30°N 附近逐渐加强过程以及与北面雨带的合并过程，但强度偏差均较大，而在 20°N 附

近的降水加强过程没有预报出来。

下面，分析 BCC_AGCM2.0.1 模式对 1998 年 6 月 24 日至 6 月 28 日中国区域范围降水、500 hPa 位势高度、500 hPa 垂直运动以及 850 hPa 水汽输送的回报能力。如图 9e 所示，6 月 24 日实况降水

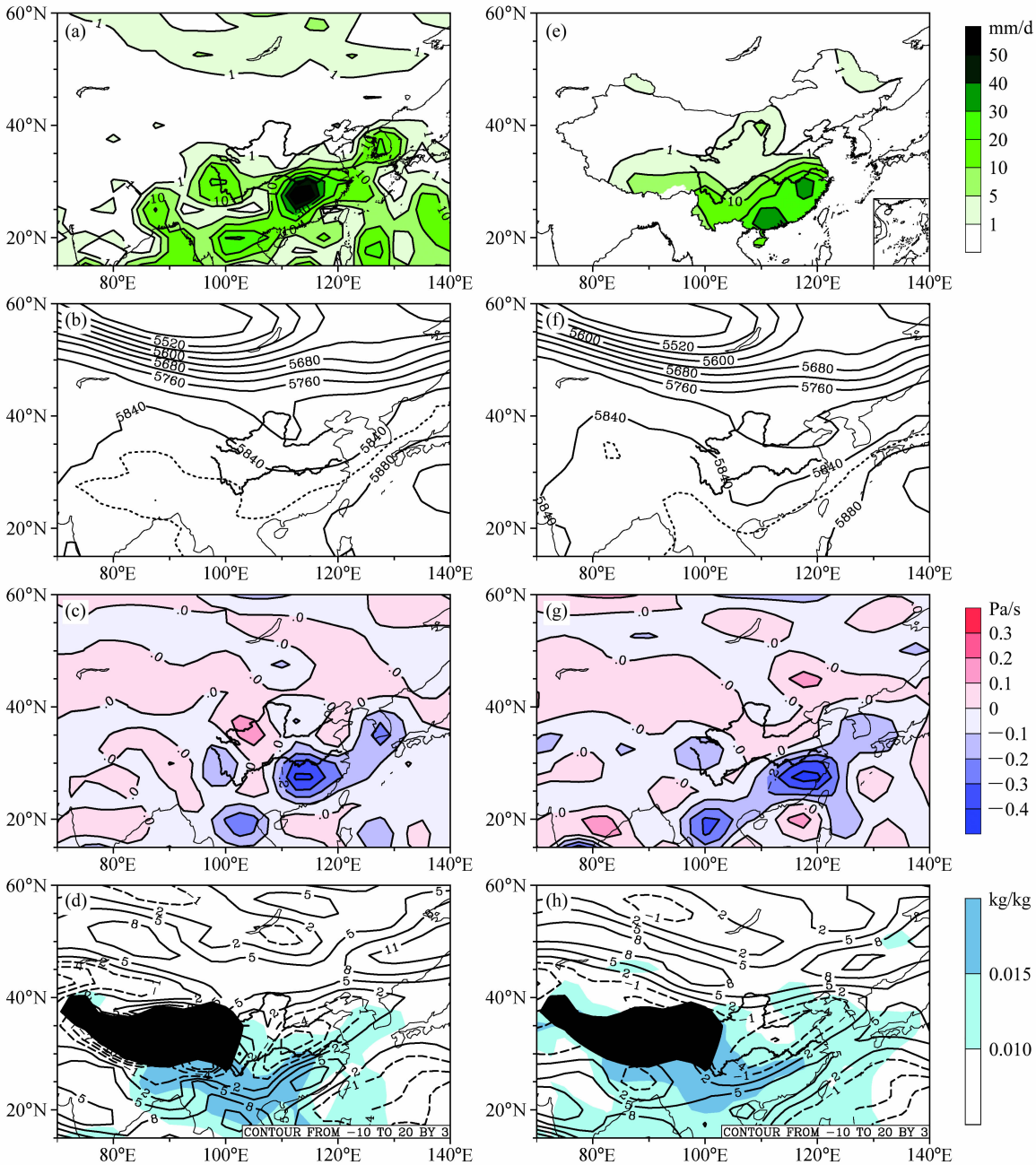


图 9 BCC_AGCM 对 1998 年 6 月 24 日中国区域降水及环流场的回报结果 (a~d) 与中国 2466 个台站降水 (e) 及 NCEP 再分析资料 (f~h) 的对比: (a, e) 降水; (b, f) 500 hPa 位势高度 (单位: gpm, 虚线为 5860 gpm 线); (c, g) 500 hPa 垂直速度 (单位: Pa/s); (d, h) 850 hPa 水汽输送 (阴影) 和纬向风速分布 (等值线, 单位: m/s)

Fig. 9 (a, e) The daily precipitation, (b, f) the geopotential heights (units: gpm, the dashed line is 5860 gpm), (c, g) vertical velocity at 500 hPa, and (d, h) the water vapor transport (shading) and zonal wind (isoline, units: m/s) at 850 hPa on 24 Jun 1998 from (a~d) the hindcast of BCC_AGCM, (e) the precipitation observation at 2466 stations, and (f~h) NCEP reanalyses

集中在中国东南部地区和青藏高原南部, 其中我国东南部地区出现了两个降水中心, 分别位于长江中下游地区和广西南部地区, 降水中心强度均超过 30 mm。另外, 在河套地区和黑龙江北部有 1 mm 以上的小范围降水区存在。从图 9a 可以看出, 模式较为准确地预报出了长江中下游至广西南部以及青藏高原南部地区大致呈东西向空间分布的雨带, 但在我国东南部降水区域的中心位置较实况有所差异, 降水中心强度明显比实况降水大得多, 超过了日降水 50 mm。在青藏高原东南部地区也同时模拟出了一个降水区域强度达 10~20 mm, 也比实况降水偏强。另外, BCC_AGCM 模式预报出了黑龙江北部 1 mm 以上的降水, 但是河套地区降水模拟低于 1 mm。

如图 9f 所示, 从 NCEP 再分析 500 hPa 高度场来看, 造成 24 日降水过程的主要天气系统分别是位于长江中下游至云贵高原的低压槽, 黑龙江北部的浅槽系统以及从蒙古低压延伸至河套平原的浅槽。从图 9b 不难看出, 模式较好地预报出了 500 hPa 位势高度的空间分布特征, 比如位于蒙古地区的低压系统和副热带西太平洋的高压系统, 也较好地模拟出了导致我国东南部降水位于长江中下游至云贵高原的低压槽以及引起我国东北部降水的黑龙江北部浅槽系统。

从图 9g 也不难看出, 在这样的槽脊系统空间配置下, 6 月 24 日我国东南部有一个明显的负 ω 大值区 (对应强上升运动), 另外在青藏高原东部也有一个相对较弱的上升区, 河套地区和东北北部的两个浅槽系统槽前也存在弱的上升运动。如图 9c 所示, 模式准确预报出了与东西向雨带相对应的上升区域, 中心强度也比较相近, 但在华南地区模拟出的上升运动中心区略为偏西, 这也是此上升运动中心对应的降水中心比实况降水中心偏西的原因之一。

从 850 hPa 水汽输送图 (图 9h) 可以看出, 导致 24 日我国南方大范围降水的水汽主要来自孟加拉湾, 华南地区出现了较为明显的水汽高值区, 同时在长江中下游地区存在纬向风速大值区 (Zhou and Yu, 2005)。如图 9d 所示, 模式同样能够较好地预报此次降水过程的环流和水汽输送特征, 在 850 hPa 等压面上对应降水集中区域的纬向风速大值区分布与 NCEP 基本一致。

到了 6 月 25 日 (图 10), 从 NCEP 位势分布来看, 副热带高压向西延伸, 588 线从西太平洋移至我国沿海地区。6 月 24 日长江中下游至云贵高原的低压槽在 6 月 25 日东移至华北至华南地区, 该低压槽引起我国东北南部至东南部明显的上升运动 (图 10g), 加之在西太平洋副热带高压西北侧出现纬向风大值区将来自孟加拉湾的水汽输送至该地区 (图 10h), 造成了 6 月 25 日的降水仍继续维持在我国东南部地区, 长江中下游降水量 30 mm 以上的中心仍然存在, 但广西南部降水中心减弱消失 (图 10e)。另外, 由于受蒙古低压系统东移的影响, 造成前一日我国河套地区降水的低压槽系统和槽前上升区整体向偏东方向移动, 导致了在辽宁南部出现了小范围降水, 中心强度达 5 mm 以上。另外, 在青藏高原东南部的降水区域也存在上升运动。从图 10a~d 不难看出, BCC_AGCM2.0.1 模式基本能够较准确地回报出 6 月 25 日的这些天气过程的主要特征。如图 10b 和 10c 所示, 模式可以较好地模拟出华北至华南地区低压槽系统的位置以及槽前上升运动区, 也模拟出了孟加拉湾的西南气流继续向我国东北部和东南部地区输送水汽以及对应的 850 hPa 西风大值区, 但强度出现一定偏差 (图 10d), 同时也预报出了从中国东南部地区向东北延伸至朝鲜半岛和辽宁南部地区的大范围降水雨带 (图 10a)。但差异也是明显存在, 由于青藏高原东南部上升运动模拟明显偏强 (图 10g), 模式模拟出的青藏高原东南部的降水雨区范围较实况偏大, 强度偏强 (图 10a)。

到 6 月 26 日, 即 6 月 24 日 00 时起报后的第 3 天, 北半球中高纬度槽脊系统 (比如: 蒙古低压和华北低压系统) 以及对应的 500 hPa 上升运动继续向东移到东北南部地区, 槽前产生的上升运动 (图 11g) 以及向东北地区充沛的水汽输送 (图 11h) 造成了 26 日东北地区降水, 降水中心出现在吉林南部 (图 11e)。而低纬度低压槽位于华南和在副高的阻挡下仍维持在我国东部 (图 11f), 在 500 hPa 等压面上, 我国东南部有大范围的上升运动区, 同时在低层 850 hPa 等压面, 副热带高压的西北部有较为充沛的水汽输送以及西风大值区 (图 11h), 导致了 26 日东南部地区有持续的降水出现, 降水中心位于长江中下游地区, 强度超过 30 mm。从模拟结果 (图 11a~d) 来看, 模式大致模拟出了 26 日造成

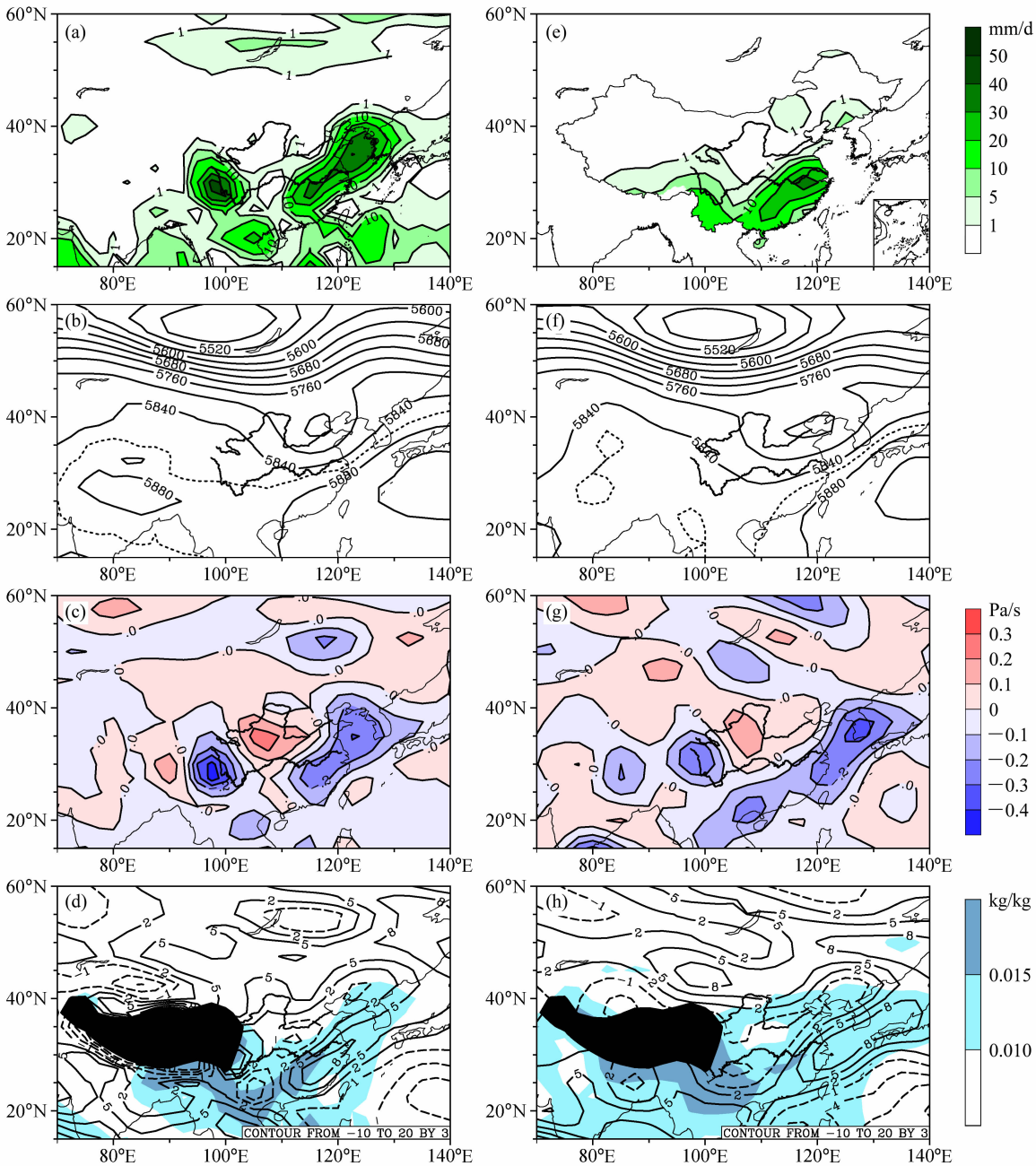


图 10 同图 9，但为 1998 年 6 月 25 日的回报
Fig. 10 Same as Fig. 9, but for 25 Jun 1998

我国东南部地区和东北地区降水的低压槽，槽前上升区，纬向风空间分布以及相关水汽输送也与 NCEP 再分析场大致相近，但强度偏差加大，也模拟出了我国的 4 个降水中心区，分别位于我国东南部、东北北部地区、云贵高原地区和青藏高原东南部，大体与观测降水区域对应，但东北南部地区和青藏高原东南部降水强度偏强，而我国东南部降水强度偏弱，且降水强度在 5 mm 以下，这可能与模

式模拟的副热带高压位置较 NCEP 再分析场偏西有关。

进入模式 6 月 24 日 00 时起报后的第 4 天（图略），蒙古低压东移至 120°E 附近，与此同时，造成前一日东北地区大范围降水的低压槽系统也逐渐移出我国，我国北方为大范围少雨天气，华南地区低压系统在西太平洋副高明显西伸北抬的情况下东移略有减弱，导致我国大部分地区降水强度出现明显

5 mm、10 mm 以上的降水 BIA 评分均接近 1.0，说明模式预报的降水落区范围较为准确，而日降水量在 20 mm 以上的 BIA 评分接近 0.5，表明预报的该阈值降水落区范围较实况偏小，而 30 mm 以上 BIA 评分达到 1.5，表示预报的 30 mm 以上降水落区范围较实况偏大，反映了模式预报的 20~30 mm 之间的降水范围是偏小的。次日，模式对 0.5 mm、5 mm、10 mm 以上的日降水 BIA 评分仍保持在 1.0 上下，日降水落区范围预报较准确，但对 20 mm、30 mm 以上降水的预报落区范围明显偏大，尤其是 30 mm 以上降水的 BIA 评分超过了 2.0。到第 3 天（6 月 26 日），随着实况降水开始减弱，模式对 10 mm 以上的降水预报落区范围出现了偏小的情况。27 日到 28 日，模式对 0.5 mm、5 mm 和 10 mm 以上的降水仍然可以保持一定的预报准确性，但对 20 mm 以上降水落区范围预报明显偏小，这可能与实况日降水在 20 mm 以上的范围较小，对预报水平影响较大有关。

由于 BIA 评分并不能完全反应降水预报技巧的准确性 (Wilks, 1995; Ebert et al., 2003)，ETS 评分更能反映模式预报技巧与随机预报之间的比较。从 ETS 评分 (图 12b) 结果可以看出，BCC_AGCM2.0.1 模式对 6 月 24 日至 6 月 25 日 5 mm、10 mm、20 mm 以上的降水均具有一定的预报技巧，对 5 mm 和 10 mm 以上降水 ETS 评分值保持在 0.25 以上，尤其对 5 mm 以上降水预报技巧较高，达到了 0.4，事实上，目前有很多天气预报模式对 5 mm 以上降水的预报技巧也是比其他阈值的降水要高 (McBride and Ebert, 2000; Accadia et al., 2005)。从图 12b 还可以看出，模式对 30 mm 以上降水在 25 日出现了低于随机预报水平的现象。6 月 26 日到 27 日，模式对 0.5 mm 和 5 mm 以上降水仍然还具有一定的预报技巧，ETS 评分值还能够保持在 0.2 附近，但对于 10 mm 以上降水的预报技巧明显下降。27 日之后，模式对降水预报技巧明显下降，10 mm 和 20 mm 以上降水的预报 ETS 评分小于 0，表明低于随机预报水平。Stephenson et al. (2008) 曾指出随着降水范围的减少，ETS 评分也会下降，这可能能够部分解释模式从 27 日开始随着实况降水的减少 ETS 评分出现下降的现象。

从 HK 评分结果来看，如图 12c 所示，BCC_

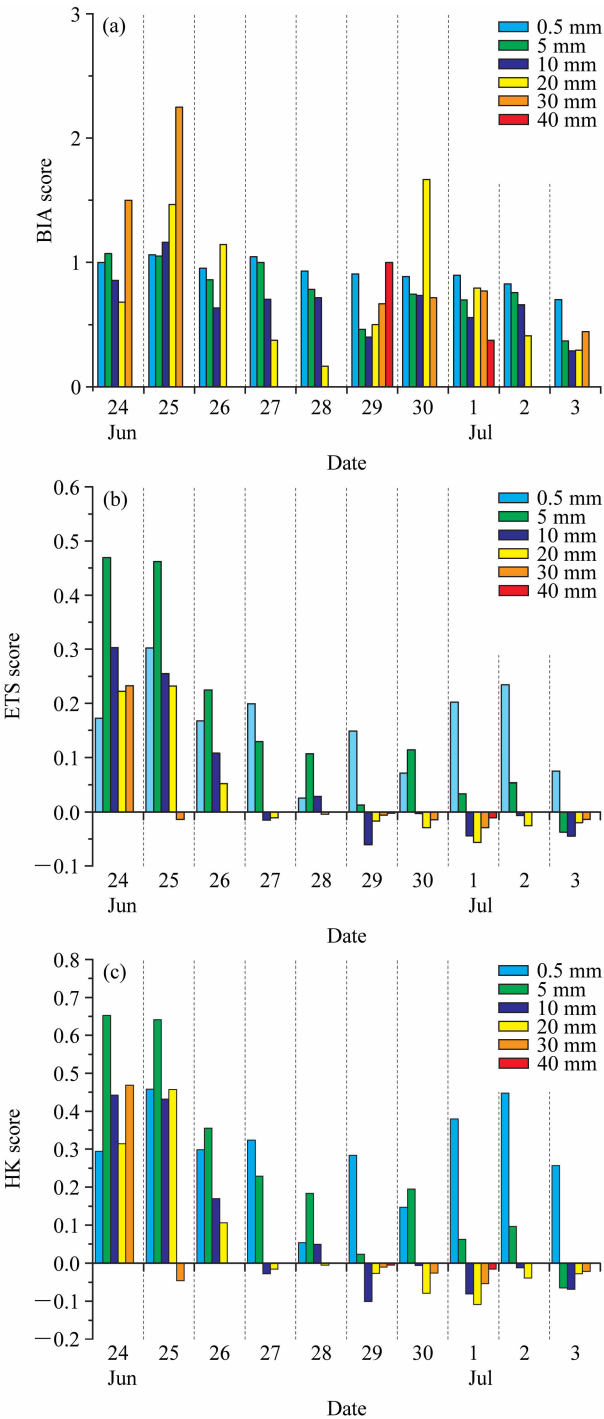


图 12 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日中国 100°E 以东的日降水 (从 6 月 24 日 00 时起报): (a) BIA 评分; (b) ETS 评分; (c) HK 评分

Fig. 12 The (a) BIA, (b) ETS, and (c) HK scores of daily precipitation forecast over the region east of 100°E in China for the initial forecast time 0000 UTC 24 Jun 1998

AGCM2.0.1 模式从 6 月 24 日起报至 6 月 25 日日降水 5 mm 和 10 mm 以上的 HK 评分均达到了 0.4

以上, 20 mm 以上降水的 HK 评分保持在 0.3 以上, 尤其是 5 mm 以上日降水 HK 评分也超过了 0.6, 这表明模式在前 2 天对这三个阈值的降水区域和非降水区域均能够较好的预报, 其中对 24 日 30 mm 以上的降水 HK 评分接近 0.5, 说明模式在对较强降水也有较好的预报技巧, 但 25 日该阈值降水的 HK 评分出现了负值, 表示模式对大雨的预报技巧低于随机预报。26 日以后预报技巧逐渐降低, 各阈值的 HK 评分都开始出现下降, 但 0.5 mm 和 5 mm 以上降水 HK 评分仍能保持在 0.3 以上, 这与 26 日以后 ETS 评分结果相一致。到 27 日模式对 0.5 mm、5 mm 以上降水的 HK 评分仍保持在 0.2 以上, 但对 10 mm 以上的降水已经失去预报技巧, 28 日以后模式对 10 mm 和 20 mm 以上的预报技巧基本丧失。

综合以上 BIA 评分、ETS 评分和 HK 评分结果, 我们发现 BCC_AGCM2.0.1 模式对起报后未来 2 天的降水预报技巧较高, 第 3 天预报技巧有所下降, 第 4 天以后预报技巧下降明显。

4 结论和讨论

本文利用 BCC_AGCM2.0.1 全球大气环流模式对 1998 年 6 月 24 日~7 月 3 日发生在我国江淮流域的强降水天气过程进行了回报试验研究。主要结论如下:

(1) BCC_AGCM2.0.1 模式对全球 500 hPa 位势高度场的天气尺度演变具有 4~7 天左右的可预报性, 模式能够模拟出北半球中高纬地区 500 hPa 等压面上的大尺度槽脊系统在模式起报后未来 6 天中的演变过程, 同时也发现, 在起报第 4 天之后, 如有新的槽脊系统发展生成, 模式可预报性受其影响将明显下降。

(2) BCC_AGCM2.0.1 模式可以较好地回报我国东部 (110°E~120°E) 从 6 月 24 日~7 月 3 日的雨带位置和随时间演变的基本特征, 但整体强度较实况有所偏弱。从降水的空间分布来看, BCC_AGCM2.0.1 模式对 6 月 24 日起报后 3 天内的降水区域位置大体一致, 但中心强度仍有所差异。第 5 天之后, 模式对降水中心区及其中心强度的预报均出现了明显的偏差。

(3) 利用 BIA、ETS 和 HK 评分方法对 6 月 24 日至 7 月 3 日的逐日降水的预报评分结果表明, 对

起报后未来 2 天的 5 mm 和 10 mm 以上的降水预报能力相对较强, ETS 评分值达到了 0.25 以上, HK 评分超过了 0.4, 降水区域范围预报也较准确, BIA 评分趋于 1.0。模式对 20 mm 以上的降水在起报后 2 日内具有一定的可预报性, 但模式对强降水的预报能力较差, 结合三个降水评分指数可以看出, 模式对大于 30 mm 以上降水的预报范围明显偏大, BIA 值超过 1.5, 其中 ETS 和 HK 评分较低。

由于本文使用的 BCC_AGCM2.0.1 模式为分辨率的气候模式, 可能造成一些尺度较小的天气过程的发生发展无法被分辨, 也会导致降水预报技巧评分出现高于一些高分辨率的天气模式的情况 (Accadia et al., 2005)。模式与初始场的不协调问题对模式的预报结果所带来的不确定性仍需深入研究。

参考文献 (References)

- Accadia C, Mariani S, Casaioli M, et al. 2005. Verification of precipitation forecasts from two limited-area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique [J]. *Wea. Forecasting*, 20: 276–300.
- An K H, Tam C Y, Park C K. 2009. Improving the Northeast Asian monsoon simulation: Remote impact of tropical heating bias correction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 797–803.
- Aranami K, Ishida J. 2004. Implementation of two dimensional decomposition for JMA nonhydrostatic model [J]. *CAS/JSC WGNE Res. Activ. Atmos. Oceanic Modell.*, 34: 0301–0302.
- Béland M, Mitchell J, Barrie L, et al. 2009. Priorities in Strengthening and Promoting Linkages between Climate, Weather, Water and Environmental Prediction Research and Services [C]. Pre-CAS Public Web Consultation, WMO CAS XV, Seoul, Korea.
- Bukovsky M S, Karoly D J. 2009. Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48: 2152–2159.
- Chou J F. 1989. Predictability of the atmosphere [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 6: 335–346.
- Cocke S, Lee H S, Lim G H, et al. 2006. The NCAR CCM as a numerical weather prediction model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 1954–1971.
- 丁一汇, 胡国权. 2003. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究 [J]. *气象学报*, 61 (2): 129–145. Ding Yihui, Hu Guoquan. 2003. A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (2): 129–145.
- Donner L J. 1988. An initialization for cumulus convection in numerical weather prediction models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 377–385.

- Donner L J, Rasch P J. 1989. Cumulus initialization in a global model for numerical weather prediction [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117: 2654–2671.
- Ebert E E, Damrath U, Wergen W, et al. 2003. Supplement to the WGENE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84: 492–492.
- Gent P R. 2006. Preface to special issue on community climate system model (CCSM) [J]. *J. Climate*, 19: 2121–2121.
- Gilbert G K. 1884. Finley's tornado predictions [J]. *American Meteorological Journal*, 1: 166–172.
- Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1995. A Description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5) [R]. NCAR Tech. Note TN-398_STR; 122 pp.
- Hanssen A W, Kuipers W J A. 1965. On the relationship between the frequency of rain and various meteorological parameters [J]. *Meded. Verh.*, 81: 2–15.
- Jeuken A B M, Siegmund P C, Heijboer L C, et al. 1996. On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D12): 16939–16950.
- Kaas E, Guldberg E A, May W, et al. 1999. Using tendency errors to tune the parameterization of unresolved dynamical scale interactions in atmospheric general circulation models [J]. *Tellus*, 51A: 612–629.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.
- Li H, Dai A, Zhou T, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000 [J]. *Climate Dynamics*, 34: 501–514, doi: 10.1007/s00382-008-0482-7.
- McBride J L, Ebert E E. 2000. Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia [J]. *Wea. Forecasting*, 15: 103–121.
- Miyakoda K, Stricker R F, Chludinsky J. 1978. Initialization with the data assimilation method [J]. *Tellus*, 30: 32–54.
- Molteni F, Buizza R, Palmer T N, et al. 1996. The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122: 73–119.
- van Oldenborgh G J, Balmaseda M A, Ferranti L, et al. 2005. Evaluation of atmospheric fields from the ECMWF seasonal forecasts over a 15-year period [J]. *J. Climate*, 18: 3250–3269.
- Phillips T J, Potter G L, Williamson D L, et al. 2004. Evaluating parameterizations in general circulation models: Climate simulation meets weather prediction [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 1903–1915.
- Pielke R A, Cotton W R, Walko R L, et al. 1992. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49: 69–91.
- Saha S, Nadiga S, Thiaw C, et al. 2006. The NCEP climate forecast system [J]. *J. Climate*, 19: 3483–3517.
- Schaefer J T. 1990. The critical success index as an indicator of warning skill [J]. *Wea. Forecasting*, 5: 570–575.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2005. A description of the advanced research WRF, version 2 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468_STR, 88 pp.
- Stephenson D B, Casati B, Ferro C A T, et al. 2008. The extreme dependency score: A non-vanishing measure for forecasts of rare events [J]. *Meteor. Appl.* 15: 41–50.
- Tartaglione N. 2010. Relationship between precipitation forecast errors and skill scores of dichotomous forecasts [J]. *Weather and Forecasting*, 25: 355–365.
- Wilks D S. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* [M]. Academic Press, 467 pp.
- WMO. 1999. Commission for basic systems abridged final report with resolutions and recommendations [R]. Rep. WMO 893, Geneva, Switzerland, 184 pp.
- Wu T, Wu G. 2004. An empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 529–535, doi: 10.1007/BF02915720.
- Wu T, Yu R, Zhang F. 2008a. A modified dynamic framework for the atmospheric spectral model and its application [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 2235–2253.
- Wu T, Yu R, Zhang F, et al. 2008b. The Beijing climate center atmospheric general circulation model (BCC_AGCM2.0.1): Description and its performance for the present-day climate [J]. *Climate Dynamics*, 32: 123–147, doi: 10.1007/s00382-008-0487-2.
- 颜宏. 1987. 初始方程 $P-\sigma$ 混合坐标细网格嵌套模式的设计——(二) 数值模式中次网格物理过程参数化 [J]. *高原气象*, 第 6 卷 (增刊): 64–139. Yan H. 1987. Design of a nested fine-mesh model over the complex topograph. Part two: Parameterization of the subgrid physical processes [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 6 (Suppl.): 64–139.
- 闫之辉, 田华. 2002. 1998 年 6 月下旬长江中下游强降水过程成因分析 [J]. *应用气象学报*, 13 (6): 680–687. Yan Zhihui, Tian Hua. 2002. Causality analysis of a heavy rain process over middle and lower reaches of Changjiang River in June 1998 [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 13 (6): 680–687.
- Yhang Y B, Hong S Y. 2008. Improved physical processes in a regional climate model and their impact on the simulated summer monsoon circulations over East Asia [J]. *J. Climate*, 21: 963–979.
- Zhang G J, Mu M. 2005. Effects of modifications to the Zhang-McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the national center for atmospheric research community climate model, version 3 [J]. *J Geophys Res.*, 110: D09109. doi: 10.1029/2004JD005617.
- 周兵, 文继芬. 2007. 1998 年夏季我国东部降水与大气环流异常及其低频特征 [J]. *应用气象学报*, 18 (2): 129–136. Zhou Bing,

- Wen Jifen. 2007. Abnormality of summertime precipitation of eastern China and general circulation with LFO in 1998 [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 18 (2): 129–136.
- Zhou T, Yu R. 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, Yu R, Li H, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. *J. Climate*, 21: 3833–3852.
- Zhou T, Wu B, Wang B, 2009. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22: 1159–1173.
- 周自江, 宋连春, 李小泉. 2000. 1998 年长江流域特大洪水的降水分析 [J]. *应用气象学报*, 11 (3): 287–296. Zhou Zijiang, Song Lianchun, Li Xiaoquan. 2000. Analysis of precipitation during the 1998 catastrophic deluge in the Changjiang River basin [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 11 (3): 287–296.