

周晶, 陈海山. 2012. 土壤湿度年际变化对中国区域极端气候事件模拟的影响研究 I. 基于 CAM3.1 的模式评估 [J]. 大气科学, 36 (6): 1077-1092, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11047. Zhou Jing, Chen Haishan. 2012. Impact of interannual soil moisture anomaly on simulation of extreme climate events in China. Part I: Model evaluation of CAM3.1 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1077-1092.

土壤湿度年际变化对中国区域极端气候事件模拟的影响研究 I. 基于 CAM3.1 的模式评估

周晶^{1,2} 陈海山¹

¹ 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

² 江苏省气象局, 南京 210008

摘要 利用NCAR大气模式CAM3.1对中国区域近40年的极端气候事件进行了模拟试验; 在此基础上, 利用1961~2000年中国区域452站的逐日最高、最低气温和降水资料, 从气候平均、年际变化和长期变化趋势等方面全面评估了该模式对中国极端气候事件的模拟能力。结果表明: (1) 模式对中国区域极端气候指数气候平均态的大尺度空间分布特征具有一定的模拟能力; 模式对极端降水指标空间分布的模拟能力较好, 而对极端气温指标的模拟较差; 模式对极端气候指标的模拟存在系统性的偏差, 模拟的极端降水的系统性偏差要远大于对极端温度的模拟。(2) 模式对极端气温指数的年际变化特征具有较强的模拟能力, 而对极端降水指数的年际变化基本没有模拟能力; 模式模拟的各极端降水指标的年际变幅与观测存在较大的偏差。(3) 模式较好地模拟出了暖夜和暖昼指数在中国大部分区域的增加趋势, 但变幅较实测偏小; 模式对热浪持续指数长期趋势的模拟则相对略差。模式对极端气温指标长期趋势的模拟能力总体优于对极端降水指标的模拟。模式对极端降水频次和中雨日数长期趋势的模拟尚可, 但对持续湿期长期趋势的空间分布模拟较差。研究结果可为该模式用于极端气候的模拟研究提供一定参考。

关键词 极端气候事件 数值模拟 土壤湿度 年际异常 模式评估

文章编号 1006-9895(2012)06-1077-16

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11047

Impact of Interannual Soil Moisture Anomaly on Simulation of Extreme Climate Events in China. Part I: Model Evaluation of CAM3.1

ZHOU Jing^{1,2} and CHEN Haishan¹

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² Jiangsu Meteorological Bureau, Nanjing 210008

Abstract Extreme climate events over China in recent 40 years are simulated by using NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.1). Based on the observed daily data of maximum/minimum temperature and precipitation at 452 stations from 1961 to 2000 in China, the performance of CAM3.1 is evaluated from three aspects, i.e., climatology, interannual variations, and long-term trends. Results show that: 1) CAM3.1 can generally reproduce the basic features of the large-scale spatial patterns of the annual-mean extreme climate indices. The model performs better in simulating the

收稿日期 2011-06-02, 2012-05-18 收修定稿

资助项目 国家科技支撑计划课题 2007BAC29B03, 国家自然科学基金资助项目 41075082、40905045, 江苏省“333 高层次人才培养工程”、“青蓝工程”和江苏高校优势学科建设工程资助项目 PAPD

作者简介 周晶, 女, 1985 年出生, 硕士, 主要从事气候变化与短期气候预测研究。E-mail: gemini_zj@126.com

通讯作者 陈海山, E-mail: haishan@nuist.edu.cn

spatial patterns of extreme precipitation than extreme temperature simulation. Systematic bias is found in the simulation of extreme climate events, and the bias in extreme precipitation simulation is evidently larger than that in the extreme temperature simulation on the whole. 2) CAM3.1 can ideally reproduce the interannual variations of the temperature extreme indices, but has poor performance in simulating the interannual variations of the precipitation extreme indices. Large bias is found in the amplitude of the interannual variations between the simulated and observed extreme precipitation events. 3) Increasing trends of both Tn95p (warm nights) and Tx95p (warm days) over most areas of China are well reproduced by the model, but the observed trends are underestimated to some extent. In contrast, the capability of the model in simulating the long-term trends of HWDI (heat wave duration) is poor. Overall, the capability of the model in simulating the long-term trends of precipitation extremes is poorer than those of temperature extremes. CAM3.1 can also capture the long-term trends of extreme precipitation events such as P95p (frequency of extreme heavy precipitation) and R10 (number of days with precipitation greater than 10 mm) in some regions of China, but could not reproduce the long-term trends of CWD (consecutive wet days) very well. Results can provide some references for using CAM3.1 in extreme climate simulation.

Key words extreme climate events, numerical simulation, soil moisture, interannual anomaly, model evaluation

1 引言

近年来,随着全球气候的持续变暖,一方面与气温有关的极端事件频繁发生,另一方面由于变暖带来的水循环加快,导致极端降水事件也日趋增多(Plummer et al., 1999; Zhai et al., 1999; 严中伟和杨赤, 2000; Bonsal et al., 2001; DeGaetano and Allen, 2002)。由于极端气候事件对社会和经济的发展带来了越来越严重的影响,关于极端气候的研究也日益引起了越来越多学者的关注。国内,翟盘茂等(1997, 1999)、任福民和翟盘茂(1998)较早对我国极端气候事件的发生及其变化规律开展了研究。刘小宁(1999)研究指出我国大暴雨、暴雨日数均表现出由南向北逐渐减少的变化特征。Zhai et al. (2005)研究指出中国极端强降水事件趋于增多,尤其在20世纪90年代,极端降水量占总降水量的比例明显增加。刘学华等(2006)的研究发现就中国整体而言,1961~2000年间极端气温冷指数整体呈下降趋势,极端暖指数则整体呈上升趋势,尤其以北方地区极端气温的变化最为明显;全国极端降水指数总体为增加趋势,而中等雨日指数、强降水日指数和强降水比率指数的变化趋势则具有明显的区域性差异。

随着极端气候事件变化规律研究的深入,对其成因及影响机制的探索也在逐步开展。目前已有不少国内外的学者在极端气候事件成因方面开展了大量的工作。例如:王冀等(2007)分析了同期和前期的北极涛动指数与东北春季极端气温指数的关系。所玲玲等(2008)研究发现北极涛动指数的正负极端异常年份,对我国冬季同期最高和最低气

温有着十分明显的影响。You et al. (2009)和史军等(2009)从大气环流异常的角度对极端气候事件的影响因子进行了探讨。应该指出的是,极端气候事件的发生不仅与大气内部动力过程有关,而且与海洋和陆地等外强迫有关。就外强迫而言,张永领和丁裕国(2004)的研究指出我国东部极端降水与北太平洋海温存在较为密切的关系,李威和翟盘茂(2009)发现ENSO对同期极端降水的发生频率在不同地区和不同季节表现出不同的影响。

应该看到,尽管前人对极端气候事件已经做了大量研究,但目前对极端气候事件的形成机理尚不完全清楚,且主要集中于探讨极端事件与大尺度环流变化和海表温度(SST)的关系上,而对于陆面过程(如土壤湿度)对于极端事件影响的研究尚不多见。陆面作为影响气候的一个重要因子(Shukla and Mintz, 1982; Dickinson, 1992; 戴永久和曾庆存, 1995; 陈海山和孙照渤, 2002; 孙菽芬, 2006),陆面状况的异常变化能否对极端气候事件的发生和演变产生一定的影响?由于陆面观测资料的局限性,从观测分析的角度对这一问题进行研究存在很大的困难,因此,利用数值模式进行的气候敏感性试验是探讨上述问题的可能途径。本文试图从陆面过程这一重要的外强迫出发,通过敏感性试验来分析土壤湿度异常对极端气候事件模拟的可能影响,为深入理解极端气候事件的成因提供一定的参考。

NCAR 全球大气环流模式 CAM (Community Atmosphere Model) 是目前较有代表型的气候模式,被广泛应用于气候数值模拟领域。例如:Wang et al. (2006)利用 NCAR CAM3 模式研究了大西洋暖池

对西半球夏季大气环流及气候变化的影响; Hack et al. (2006a) 和 Collier and Zhang (2007) 先后探讨了 CAM3 模式水平分辨率改变对大气环流模拟的影响; Boville et al. (2006)、Hack et al. (2006b) 和 Raseh et al. (2006) 利用 CAM3 模拟探讨了大气水汽循环的变化特征; Cao et al. (2009) 则利用 CAM3.1/CLM 3.0 耦合模式研究了气候变化对二氧化碳(CO₂)生理强迫的响应。上述研究表明, CAM3 模式对全球气候变化具有较好的模拟能力。国内的一些学者利用 CAM3 模式, 从副高的年际变率(Wu and Zhou, 2008)、亚澳季风年际变率(Zhou et al., 2009a)、西北太平洋副热带高压的年代际变化(Zhou et al., 2009b)、东亚季风平均态评估(Chen et al., 2010)、东亚夏季风的年代际变化(Li et al., 2010)、东亚夏季风的可预报性(Zhou et al., 2009c; Zhou and Zou, 2010)等方面对东亚气候及相关的科学问题开展了大量深入的研究, 通过上述研究可以较为清楚地看出, CAM3 模式对中国/东亚气候具有一定的模拟能力。但有关该模式对极端气候事件, 尤其是中国区域极端气候事件的模拟能力还缺乏客观的评估。因此, 作为敏感性试验的基础性工作, 有必要全面评估 CAM 模式对中国极端气候事件的模拟能力。

本文在评估 NCAR 全球大气环流模式 CAM 3.1 对中国区域极端气候事件模拟能力的基础上, 通过敏感性试验探讨土壤湿度年际变化对极端气候事件模拟的可能影响。文章的第一部分重点利用中国区域 452 站 1961~2000 年逐日最高气温、最低气温和逐日降水资料, 试图客观评估 CAM 3.1 对极端气候事件的模拟能力, 以便为该模式用于极端气候事件的模拟研究提供一定参考, 并为文章第二部分(陈海山和周晶, 2013)的敏感性分析奠定基础。

2 模式、试验方案、资料与方法

2.1 模式和试验方案

本文使用的大气模式 NCAR CAM 3.1 是美国国家大气研究中心(NCAR)研制的全球大气环流模式, 该模式的前一版本 CAM 3.0 是在 CCM0、CCM1、CCM2、CCM3、CAM2 的基础上发展起来的, CAM 3.0 模式是一个采用三角形截断全球谱模式, 水平分辨率选取 T42, 纬向均匀分布 128 个格点, 经向是 64 个高斯格点; 垂直方向采用 $\sigma-p$ 混合坐标, 共 26 层, 模式坐标层顶在 2.917 hPa 高度。

该模式包含了大气模式和一个完整的陆面模式以及可供选择的海洋模式, 并且提供了三种可选择的动力框架: 欧拉动力框架、半拉格朗日动力框架以及有限元(finite-volume)动力框架, 本研究选用的是欧拉动力框架。有关该模式的详细说明可参阅相关文献(Collins et al., 2004)。

利用 CAM 3.1 模式进行了 53 年的长时间积分(1949 年 9 月 1 日~2001 年 9 月 30 日), 海表温度根据实际观测给定(资料来自 NCAR CCSM Climate Variability Working Group: http://www.cesm.ucar.edu/working_groups/Variability/experiments.html); 选取模式模拟的中国区域 1961~2000 年逐日的最高气温、最低气温和降水资料进行分析。为了与实测资料匹配, 通过双线性插值法将模式结果的上述要素插值到观测站点上。

2.2 资料和方法

观测资料来源于中国国家气候中心提供的 743 站逐日最高气温、最低气温和逐日降水资料。考虑到资料缺失等问题, 剔除缺测数据超过 2% 的站点(某站某年有超过 2% 的天数为缺测则认为该年缺测, 某站缺测超过 1 年则该站剔除), 最后选出 452 站 1961~2000 年的逐日最高气温、最低气温和降水资料, 相关的站点分布情况如图 1。此外, 在本文的分析中, 均是取 1961~1990 年这 30 年作为参考时段。

IPCC(2007)第四次评估报告指出“过去 50 年, 在更大范围, 尤其是在热带和副热带地区的强降水事件发生频率有所上升, 冷昼、冷夜和霜冻日数则明显减少; 而暖昼、暖夜和热浪事件变得更为频繁”。

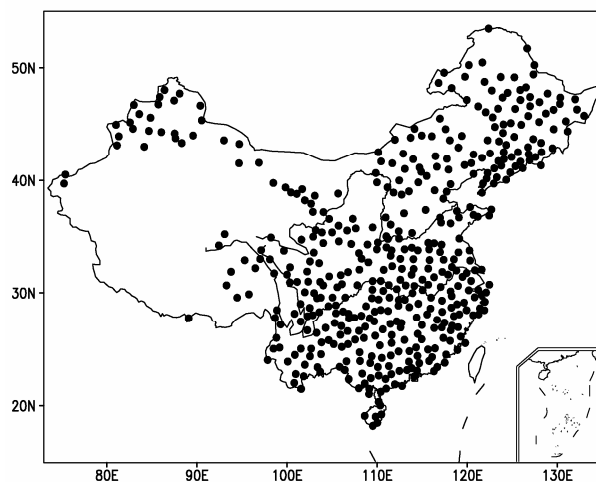


图 1 中国 452 站的分布情况

Fig. 1 The geographic distribution of 452 stations in China

因此, 本文根据 STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions) 提供的表征极端天气气候事件指数中选取了热浪持续指数和霜冻日数作为极端气温事件的考察指标, 将中雨日数和持续湿期作为极端降水事件的考察指标 (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/> [2009-10-21])。

另外, 参考翟盘茂和任福民 (2003) 的方法定义了暖夜日数和暖昼日数这两个极端气温指标以及极端降水频次和极端降水强度这两个极端降水指标。具体的定义方法如下: 将某站 1961~1990 年中同日的最高 (低) 温度资料按升序排列, 得到该日第 95 个最高 (低) 温度的百分位值, 照这个方法可得到 366 天的最高 (低) 温度的百分位值, 将此作为极高 (低) 温度的上阈值。当某日的最高 (低) 温度超越了该日极端温度事件的上阈值, 则认为该日出现了暖昼 (夜); 把 1961~1990 年逐年日降水量序列的第 95 个百分位值的 30 年平均值作为极端降水事件的阈值, 当某站某日降水量超过极端降水事件的阈值时, 就称之为极端降水事件。极端降水量的总和与极端降水发生频次的比值, 作为极端降水的强度。表 1 给出了本文用到的极端气候指数。

此外, 考虑到我国台站空间分布的不均匀性, 若按站点等权平均生成全国平均, 会增加东部地区的权重。为了客观地反映全国的总体平均状况, 这里参照任福民和翟盘茂 (1998) 的工作, 先将各省资料进行平均, 再按各省面积加权平均计算得到全国极端气候事件的时间序列。

文中各指标的长期变化趋势, 以线性函数 $Y = a + bt$ 来拟合资料序列 $Y(t)$, 按照最小二乘法可

求出常数项 a 和趋势项 b , 计算公式如下:

$$a = \frac{\sum t^2 \sum Y - \sum t \sum tY}{n \sum t^2 - (\sum t)^2}, \quad (1)$$

$$b = \frac{n \sum tY - \sum t \sum Y}{n \sum t^2 - (\sum t)^2}. \quad (2)$$

其中, Y 表示某个气候变量, t 表示 Y 所对应的时间, n 为气候变量 Y 的样本数量。

3 多年平均极端气候指数空间分布的模拟

3.1 极端气温指数空间分布的模拟

为了检验模式对中国极端气温指标的模拟能力, 以下分别从暖夜日数、暖昼日数、热浪持续指数和霜冻日数这 4 个极端气温指标多年平均的空间分布来对模式的模拟能力进行考察。

图 2 给出了模式模拟和观测的多年平均暖夜日数及二者的差值场。观测到的暖夜日数总体上表现出北多南少的空间分布特征, 北方大部分地区的暖夜日数总体上高于 18 d/a, 而长江流域及以南区域的暖夜日数则基本上维持在 15 d/a 左右 (图 2a)。模式模拟的暖夜日数在全国大范围地区集中在 13~15 d/a, 东北东部地区则为相对暖夜少发区 (图 2b)。模式对暖夜日数的空间分布特征的模拟能力总体较差, 基本上不能反映出暖夜发生次数的南北差异, 二者的空间相关系数仅为 0.01。总体而言, 模式对暖夜指数的模拟在全国范围内存在不同程度的偏低, 北方地区偏差尤其明显, 偏低约 70% (图 2c)。图 3 是暖昼日数的多年平均气候分布情况, 可以看到, 全年暖昼日数在全国的空间差异并不明显, 观测的暖昼日数在全国大部分地区的发生频次

表 1 极端气候指数的定义
Table 1 Definition of extreme climate index

指数名称	代码	定义
暖夜日数/d	Tn95p (warm nights)	日最低气温大于第 95 个百分位值的日数
暖昼日数/d	Tx95p (warm days)	日最高气温大于第 95 个百分位值的日数
热浪持续指数/d	HWDI (heat wave duration)	每年至少连续 5 天日最高气温大于 1961~1990 年间的平均最高气温 5℃
霜冻日数/d	FD (frost days)	日最低气温小于 0℃ 的日数
极端降水频次/d	P95p(frequency of extreme heavy precipitation)	日降水量大于第 95 个百分位值的日数
极端降水强度/mm·d ⁻¹	R95p (intensity of extreme heavy precipitation)	极端强降水总量与极端强降水日数的比值
中雨日数/d	R10 (number of days with precipitation greater than 10 mm)	日降水量≥10 mm 的日数
持续湿期/d	CWD (consecutive wet days)	最大有雨 (日降水量≥1 mm) 持续天数

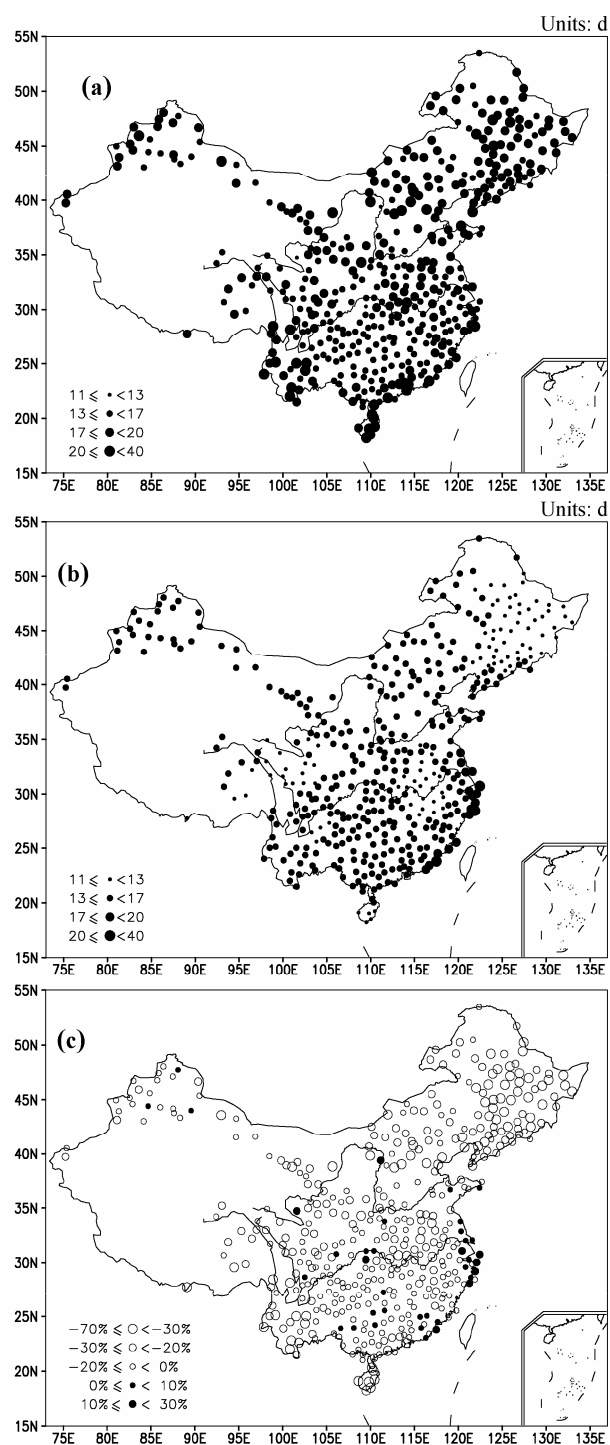


图2 中国区域 1961~2000 年暖夜的空间分布: (a) 实况; (b) 模拟; (c) 差值百分比 [(模拟-实况)/实况]

Fig. 2 Spatial patterns of annual-mean Tn95p during 1961–2000 over China: (a) Observed; (b) modeled; (c) difference percentage [(modeled minus observed)/observed]

主要集中在 15~20 d/a, 长江以南区域略少 (图 3a)。模式对暖昼日数的模拟总体上略好于对暖夜日数的模拟, 模拟与观测的空间相关系数为 0.12。但与观测不同, 模拟的暖昼日数大值区主要出现在

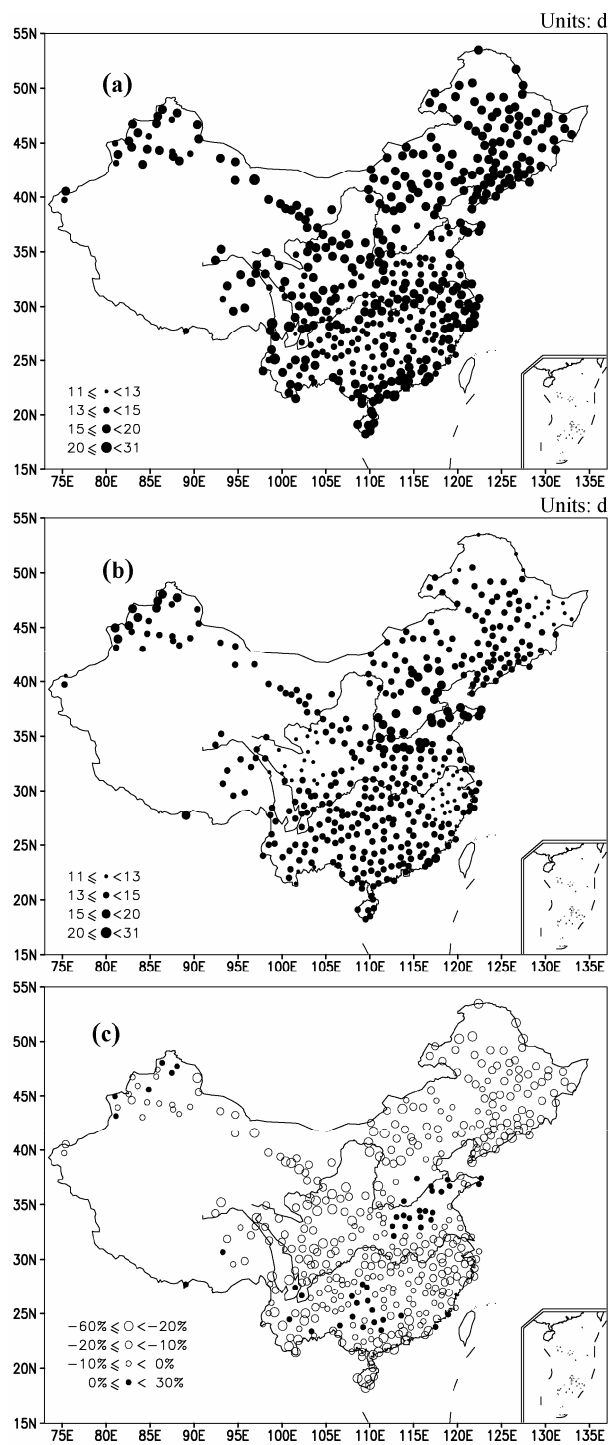


图3 同图2, 但为暖昼的空间分布

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the annual-mean Tx95p

黄淮、华北和西北地区; 除少数区域外, 模拟的暖昼日数较观测偏小, 黄河以北地区和长江流域地区的偏少较明显, 偏低超过 30%。

中国区域多年平均热浪持续指数观测、模拟和差值场如图 4 所示。从图 4a 可以看出, 我国年平均热浪持续指数的高值区主要出现在华南地区, 基本

维持在 10 天左右;与观测的热浪持续指数的空间分布对比,模式基本上模拟出了华南沿海地区热浪持续指数较高这一主要的空间分布特征,模拟和实测的空间相关系数为 0.36 (图 4b);但在全国大部分地区模拟的热浪持续指数系统性偏高,多数地区的偏高甚至超过 100% (图 4c)。图 5 给出了中国区域多年平均的霜冻日数的实测、模拟和差值场。从观测

看,我国多年平均的霜冻日数(图 5a)由北向南逐渐递减,模式也较理想地模拟出了上述由北向南递减的空间分布特征(图 5b),二者的空间相关系数高达 0.90;但模拟值与观测值也存在一定的差异,模式模拟的霜冻日数在东北、华北及东部沿海区域较观测有所偏低,其他区域则存在偏高的现象,例如西南地区模拟的霜冻日数比观测偏高超过了 100% (图 5c)。

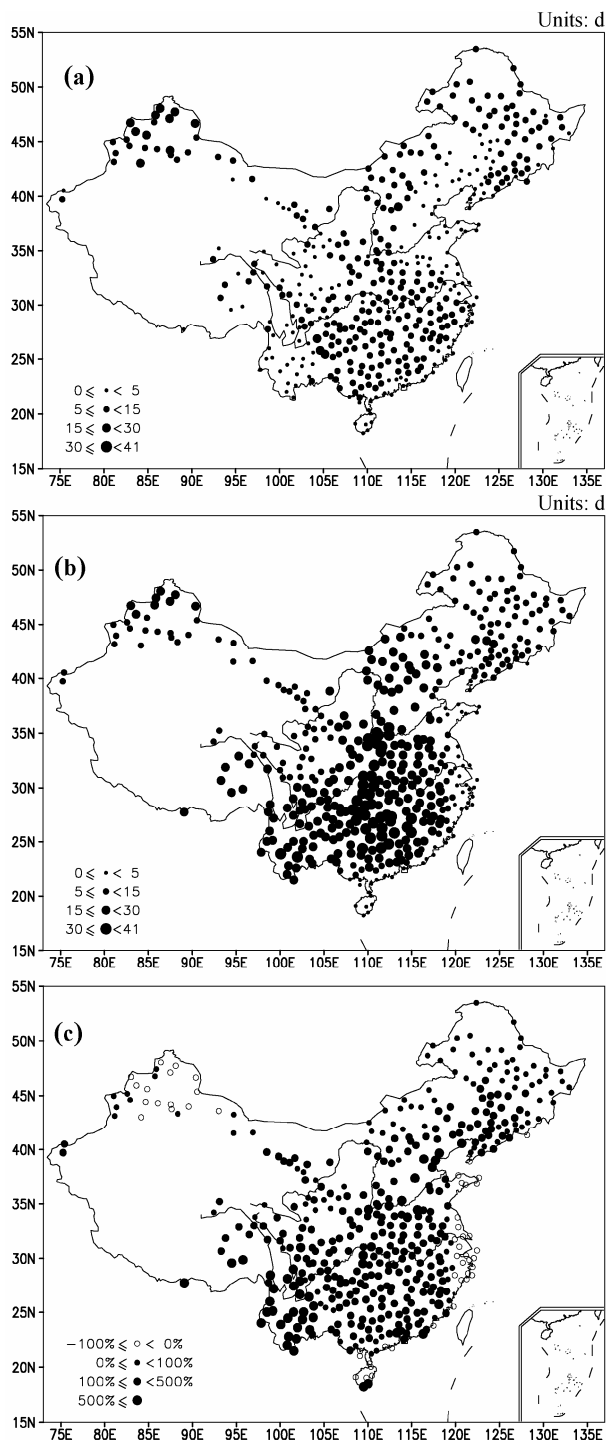


图 4 同图 2, 但为热浪持续指数的空间分布

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for the annual-mean HWDI

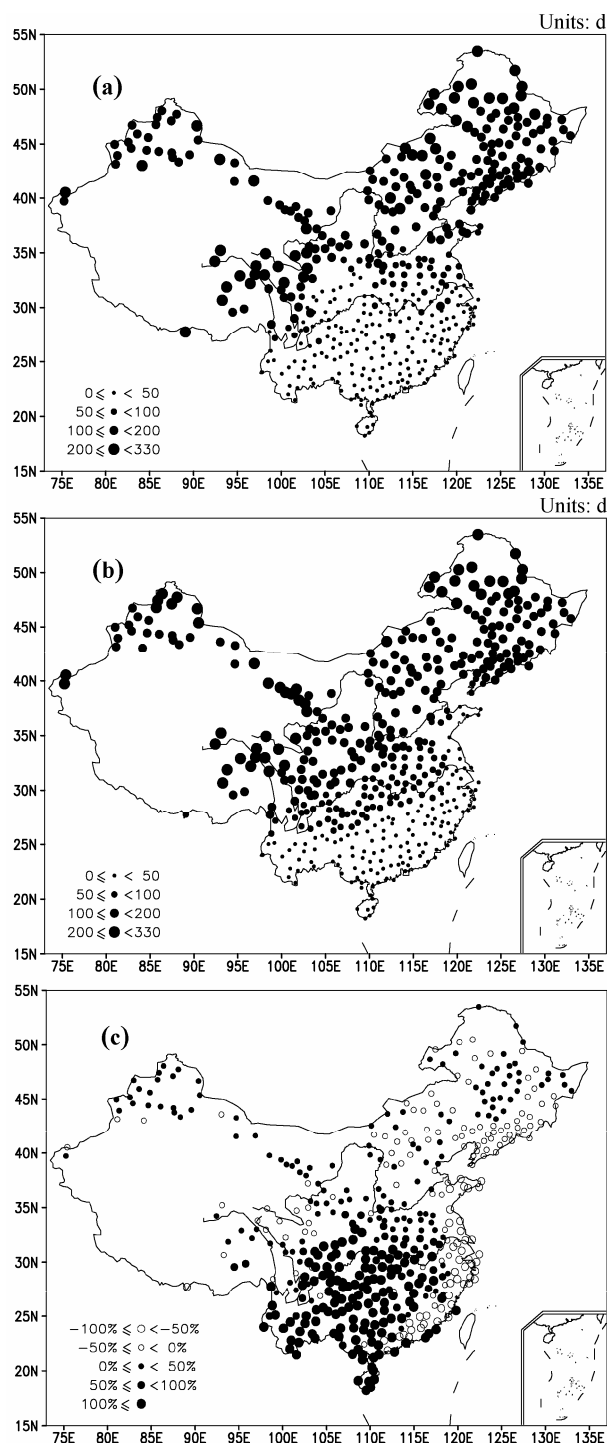


图 5 同图 2, 但为霜冻日数的空间分布

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for the annual-mean FD

3.2 极端降水指数的空间分布模拟

以下分别从极端降水频次、极端降水强度、中雨日数和持续湿期这 4 个极端降水指标多年平均的空间分布来检验模式对中国极端降水事件的模拟能力。图 6 给出了多年平均极端降水频次的实测、模拟及二者的差值场。由图 6a 可以看出, 观测的

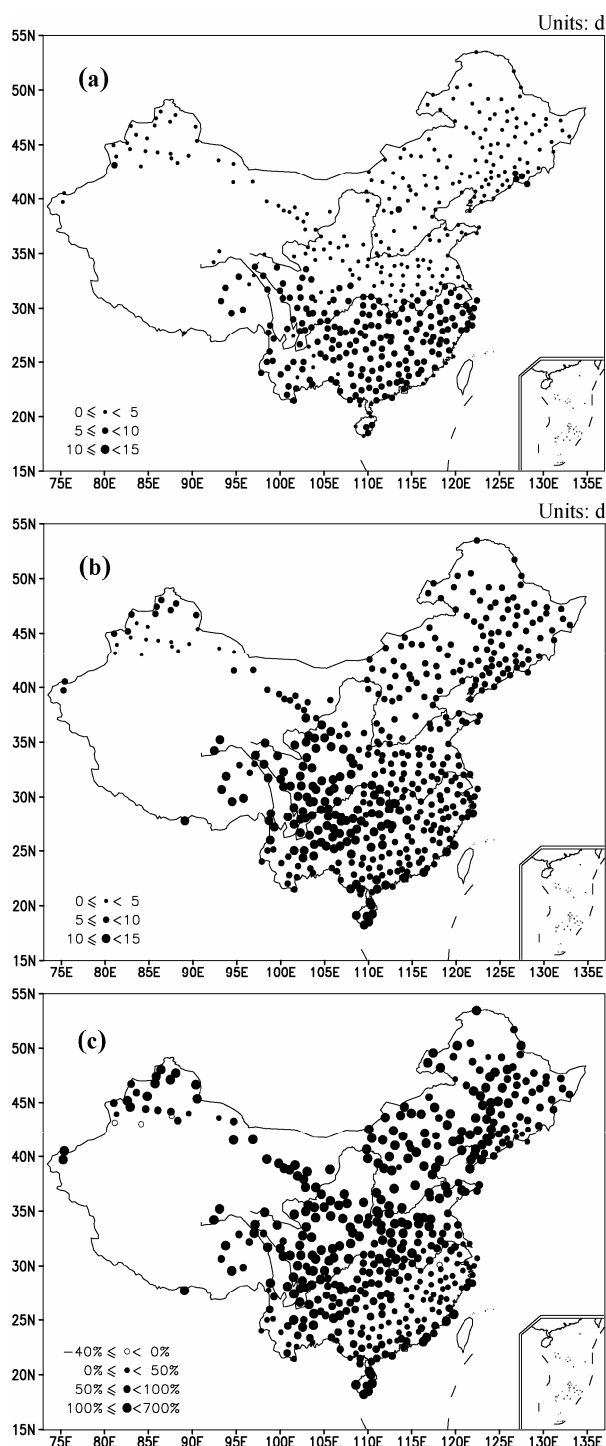


图 6 同图 2, 但为极端降水频次的空间分布
 Fig. 6 Same as Fig. 2, but for the annual-mean P95p

全年的极端降水频次由南向北逐渐递减, 长江流域及以南区域为极端降水的频繁区域 (大约为 12 次左右), 而长江以北区域则为极端降水频次的相对小值区 (基本在 5 次以下); 从图 6b 看, 模式较好地模拟出了与实况相一致的空间分布, 二者的空间相关系数为 0.59; 从二者的差值场来看, 模式结果在全国范围内存在系统性偏高 (图 6c), 华南、东南沿海地区偏差相对较小, 其他区域严重偏高, 偏差高达 100%, 甚至更多。观测的极端降水强度由西北内陆向东南沿海递增, 西北地区约为 15 mm/d 左右, 而华南及东部沿海地区则高达 100 mm/d (图 7a)。总体而言, 模式对极端降水强度观测到的空间不均匀性的刻画能力略差 (图 7b); 模拟结果与观测相比, 存在系统性偏低的现象, 尤其在长江及以南区域存在较大的偏差 (图 7c)。

图 8 是多年平均的中雨日数的实测 (图 8a)、模拟 (图 8b) 和二者的差值场 (图 8c)。可以看到模式较好地模拟出了长江流域以南地区中雨日数多, 北方地区中雨日数少的空间分布特征, 模拟和实测的空间相关系数为 0.40。但模式在华北地区、河套地区和青藏高原东部地区明显高估了中雨的发生; 而在东南沿海、东北大部分地区和西北地区模式严重低估了中雨日数, 模式模拟的中雨日数仅 15 天左右, 远远低于观测值 (50 天左右)。观测的持续湿期在全国范围内呈现由南向北逐渐递减的分布 (图 9a), 模式基本上模拟出了上述空间分布特征, 模拟与实测的空间相关系数高达 0.67。但与观测相比, 模式给出的持续湿期存在系统性的严重偏大 (图 9c)。

4 极端气候指数时间演变的模拟

4.1 年际变化

4.1.1 极端气温指数年际变化的模拟

为了消除模式模拟结果的系统性偏差, 更好地反映中国区域各极端气候指标的年际变化特征, 我们先将各省资料进行平均, 再按各省面积加权平均计算得到各指标的时间序列。然后计算了观测和模拟的全国平均极端气候指标的时间序列的距平, 得到观测和模拟的各指标的年际变化情况, 这里距平是指对 1961~2000 年 40 年平均值的偏差。图 10 为观测和 CAM3.1 模拟的中国区域的极端气温指标的年际变化曲线, 可以看出, 模式能很好地反映出暖夜指数的年际变化 (图 10a), 模拟出了暖夜日数

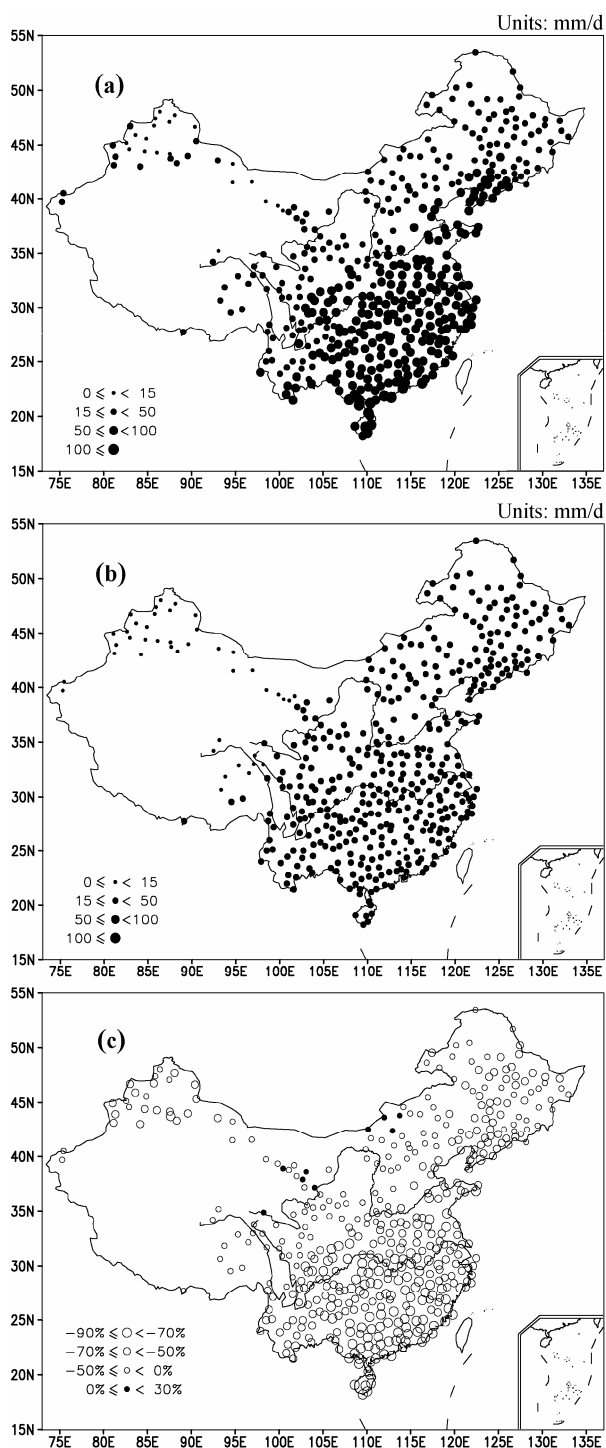


图 7 同图 2, 但为极端降水强度的空间分布

Fig. 7 Same as Fig. 2, but for the annual-mean R95p

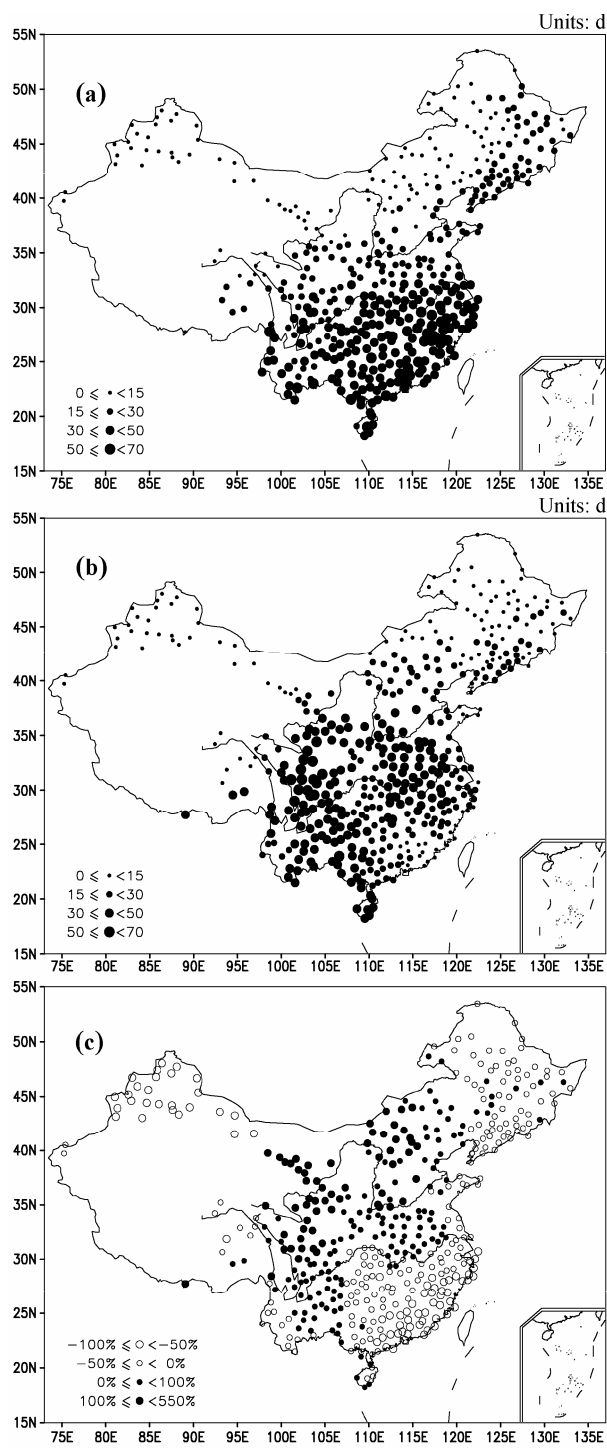


图 8 同图 2, 但为中雨日数的空间分布

Fig. 8 Same as Fig. 2, but for the annual-mean R10

在 1990 年之后明显增加的趋势, 模拟与实测的相关系数高达 0.92。模式也较好地模拟出了暖昼指数的年际变化 (图 10b), 较好地反映出暖昼日数在 1990 年之后明显增加的趋势, 模拟与实测的相关系数为 0.74, 均通过了 0.01 信度的显著性检验。但模

拟的暖夜和暖昼的年际变化幅度略小于实测。图 10c 是热浪持续指数年际变化的模拟和观测, 不难发现模式对热浪持续指数的模拟能力远远不如对暖夜和暖昼的模拟, 二者的相关系数仅为 0.13, 模拟和实测的年际变化幅度相差不明显, 但模式也模

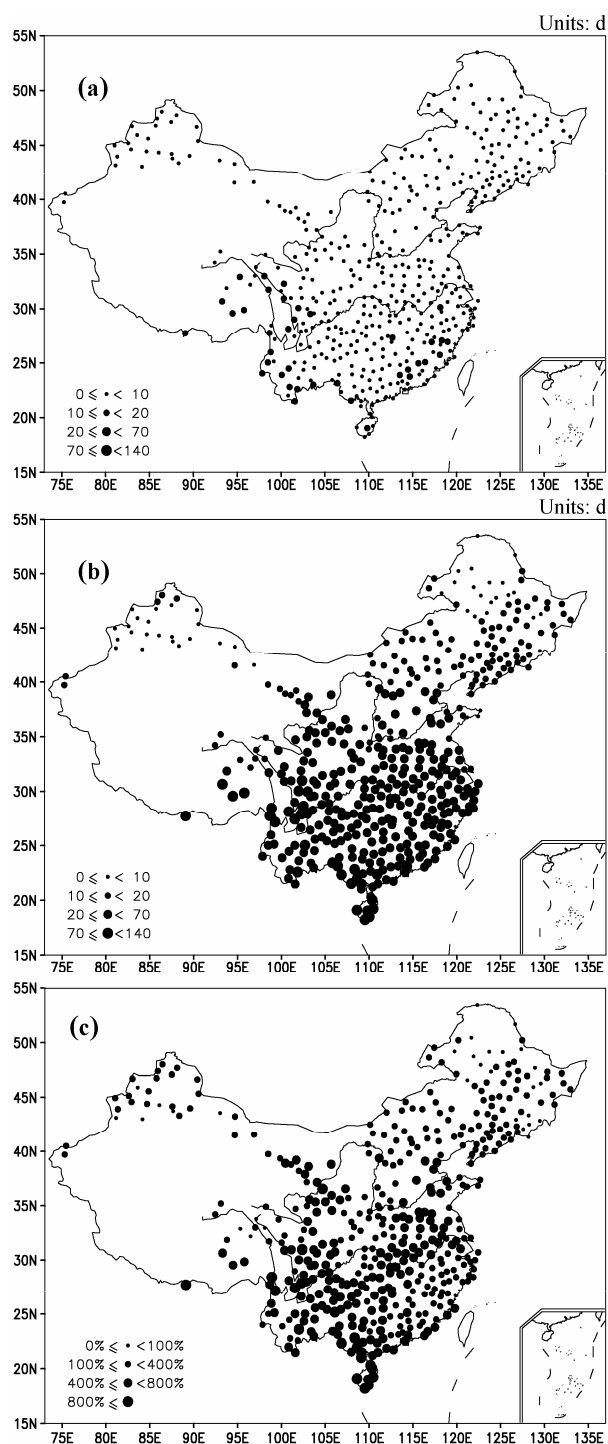


图 9 同图 2, 但为持续湿期的空间分布

Fig. 9 Same as Fig. 2, but for the annual-mean CWD

拟出了在 1990 年之后热浪持续指数略呈增加的趋势。而模式对霜冻日数(图 10d)的模拟总体较好, 模式较好模拟出了霜冻日数 1990 年之后明显减少的趋势, 模拟的霜冻日数的年际变化幅度稍小于实测, 实测和模拟的相关系数为 0.31, 通过了 0.05 信度的显著性检验。

4.1.2 极端降水指数年际变化的模拟

降水模拟一直以来是气候模拟的难点, 为了客观评价模式对极端降水年际变化的模拟能力, 图 11 给出了极端降水指标年际变化的模拟结果与观测的对比。总体来看, 模式对极端降水指标的年际变化模拟能力较差, 除持续湿期实测和模拟时间序列的相关系数为 0.38 (通过了 0.05 的信度检验) 外, 模式模拟的其他指标的年际变化与观测并无显著相关, 甚至呈现负相关关系。此外, 我们还注意到除模式模拟的中雨日数的年际变化幅度(图 11c)与观测相近外, 模式模拟的其他指标在年际变幅上也明显有别于观测: 模拟的极端降水频次(图 11a), 尤其是持续湿期(图 11d)的年际变化幅度明显大于实测, 而极端降水强度(图 11b)的年际变幅则较实测明显偏小。

4.2 长期变化趋势的模拟

为了考察 CAM3.1 模式对中国极端气候事件长期变化趋势的描述能力, 分别利用最小二乘法估计了模拟与观测的中国极端气候指数的线性趋势, 以下分别从极端气温和极端降水两个方面进行分析。

4.2.1 极端气温指数的长期变化趋势的模拟

图 12 是中国区域极端气温指数的 1961~2000 年间的长期变化趋势。从图 12a1 中不难看出, 观测的暖夜指数在全国范围内呈现出了不同程度的增加趋势; 除江淮流域外, 大部分地区的暖夜增加趋势显著。模式较好地模拟出了全国范围内暖夜日数的一致性增加趋势, 但模拟的增加趋势比观测总体偏弱, 尤其是模拟的我国北方区域的暖夜日数的增加趋势远远不如观测显著(图 12a2)。与暖夜日数类似, 模式也较好抓住了暖昼日数全国范围内的增加趋势, 但增加幅度比实际观测有所偏小(图 12b1、b2)。

图 12c1、c2 给出了热浪持续指数的长期变化趋势。可以看到, 热浪持续指数在长江以南的区域呈现减小的趋势, 其余地区则以增加趋势为主, 尤以黄河以北部分地区的增加趋势最为显著。模拟的热浪持续指数总体呈现全国增加的趋势; 但没能模拟出长江以南地区的减弱趋势, 数值上也存在一定的偏差。与上述指数的长期变化趋势相反, 观测的霜冻日数在我国大部呈现显著的减少趋势, 模式总体上很好模拟出了全国霜冻日数减少这一变化趋势, 但模拟的减少趋势不如观测显著。

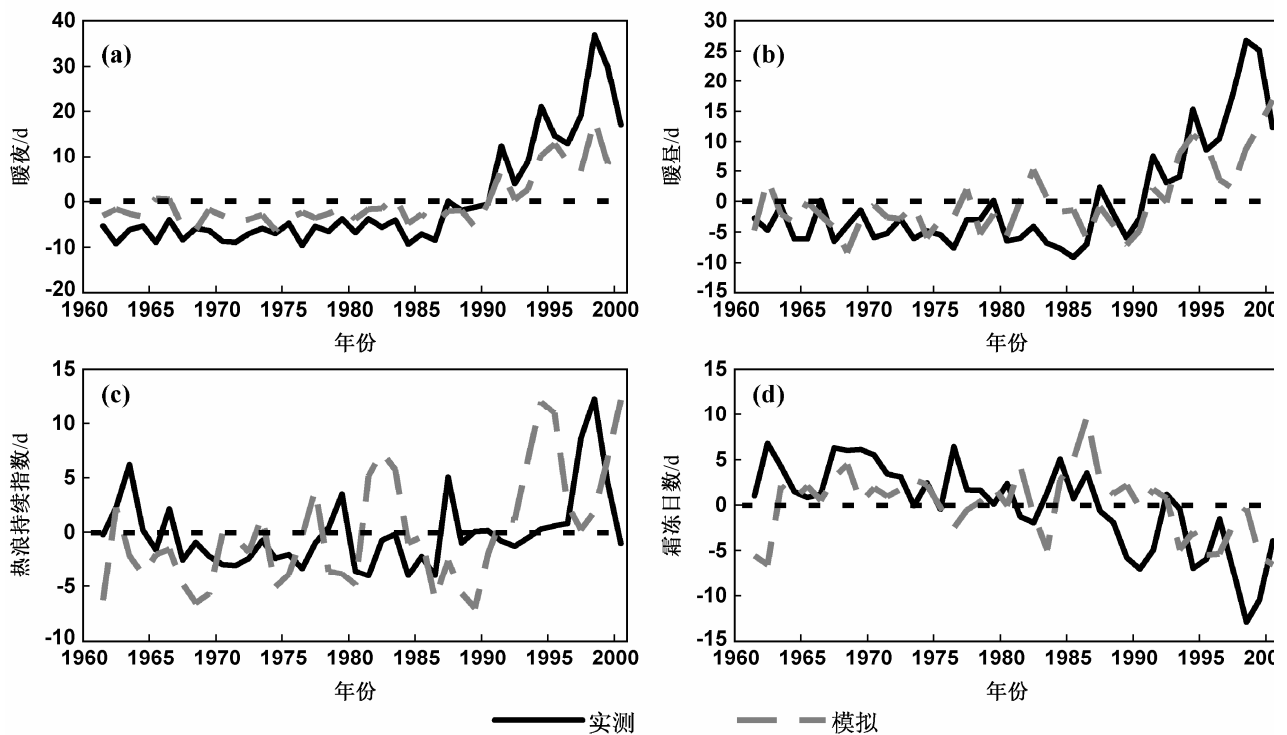


图 10 观测和模拟的极端气温指标的年际变化: (a) 暖夜; (b) 暖昼; (c) 热浪持续指数; (d) 霜冻日数

Fig. 10 Interannual variations of observed (solid line) and simulated (dashed line) extreme temperature indices: (a) Tn95p; (b) Tx95p; (c) HWDI; (d) FD

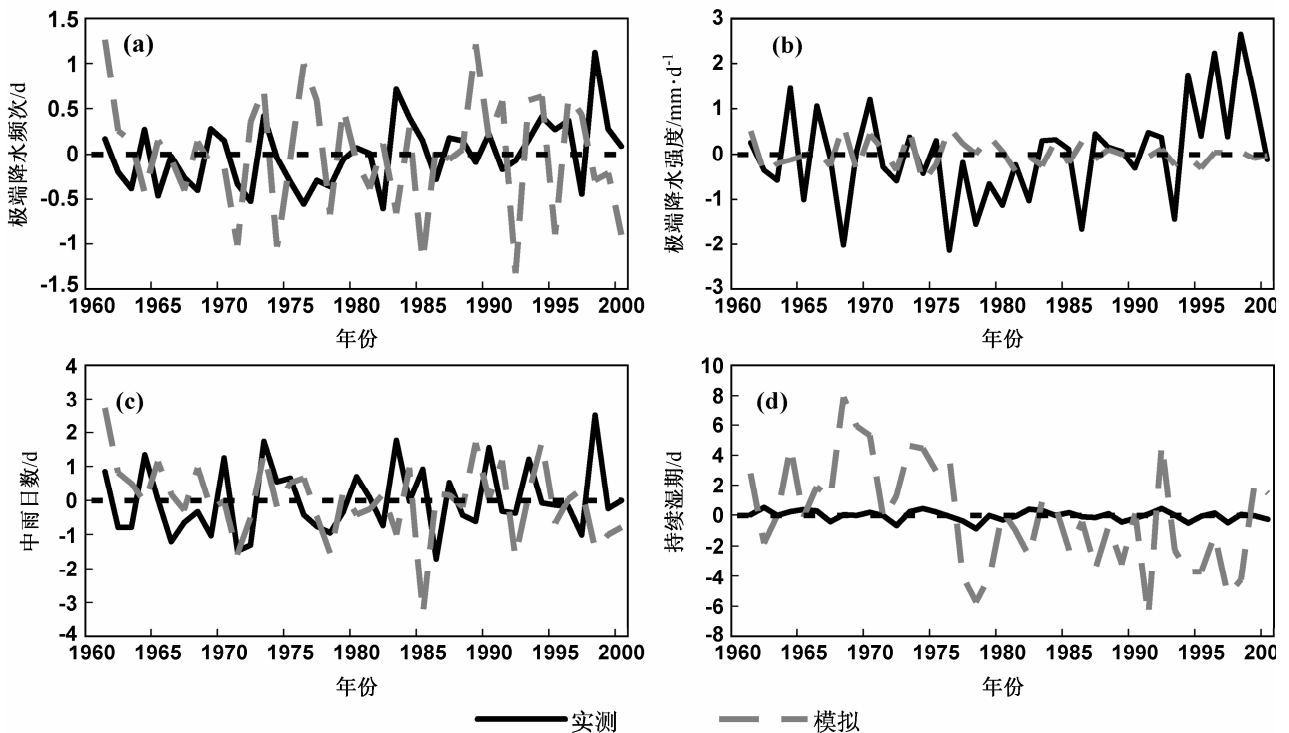


图 11 观测和模拟的极端降水指标的年际变化: (a) 极端降水频次; (b) 极端降水强度; (c) 中雨日数; (d) 持续湿期

Fig. 11 Interannual variations of observed (solid line) and simulated (dashed line) extreme precipitation indices: (a) P95p; (b) R95p; (c) R10; (d) CWD

4.2.2 极端降水指数的长期变化趋势的模拟

与极端气温指数长期变化趋势的模拟相比, 模式对部分区域极端降水指数的长期变化趋势也表

现出了一定的模拟能力, 但总体模拟能力比对极端气温指标的模拟差。对于极端降水频次的长期趋势而言, 模式除了较好地模拟出长江中下游及其以南

区域的增大趋势外，对其它区域的模拟结果与观测均有较大的偏差（图 13a1）。由图 13b1 可以看出，观测的极端降水强度增加的区域主要出现在长江

下游及华南地区，而显著减小的区域主要位于四川盆地和黄淮地区；除淮河流域，模式对我国东部极端降水强度长期趋势的模拟尚可，但其它区域的模

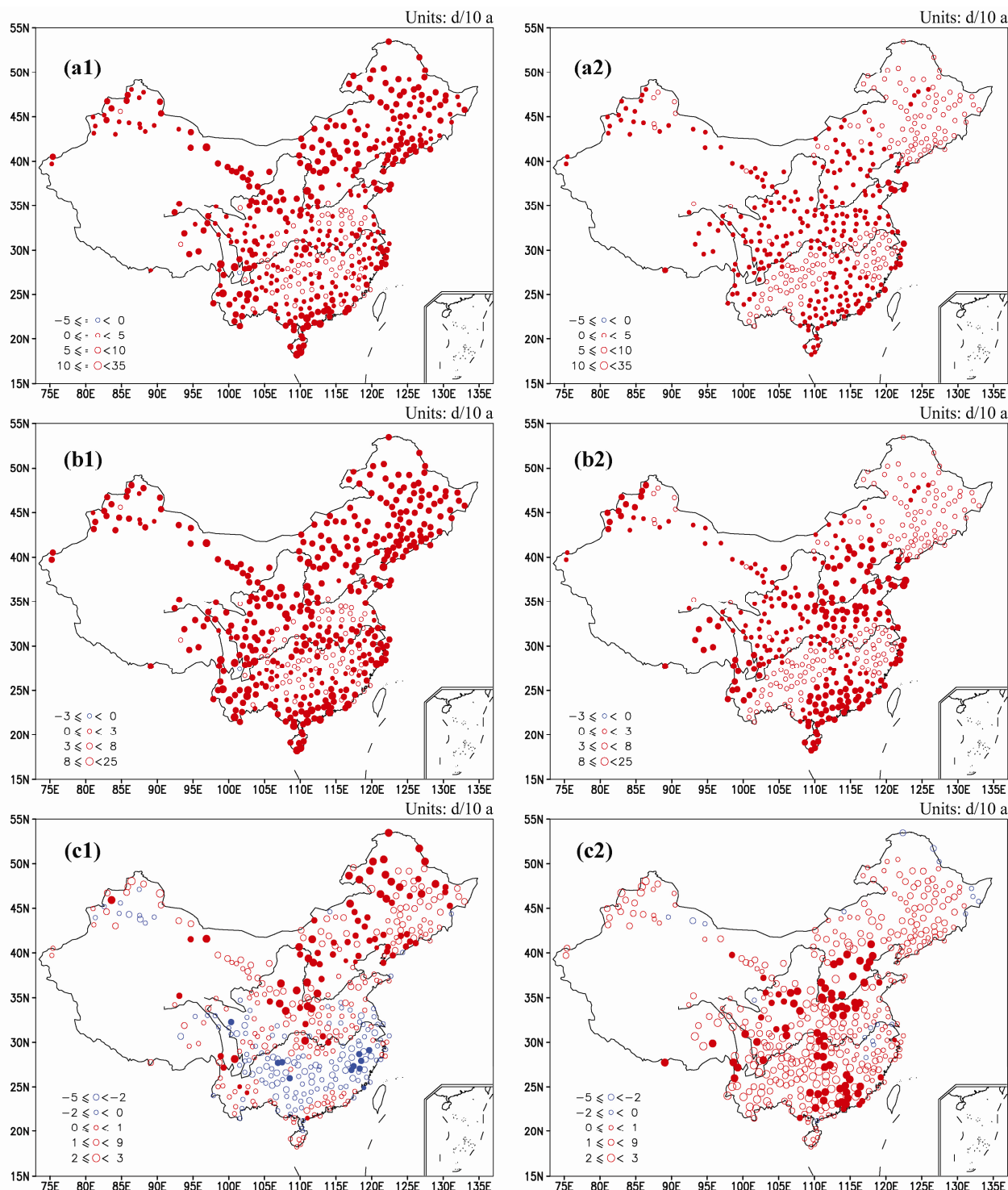


图 12 实测 (a1、b1、c1、d1) 和模拟 (a2、b2、c2、d2) 的中国区域年平均极端气温指数 1961~2000 年间的长期变化趋势：(a1、a2) 暖夜；(b1、b2) 暖昼；(c1、c2) 热浪持续指数；(d1、d2) 霜冻日数。红/蓝圆圈：正/负趋势；实心点：通过 0.05 信度检验的站点

Fig. 12 The geographic distribution of the observed (a1, b1, c1, d1) and simulated (a2, b2, c2, d2) long-term trends per decade during 1961–2000 for extreme temperature indices in China, (a1, a2), (b1, b2), (c1, c2), and (d1, d2) represent Tn95p, Tx95p, HWDI, and FD, respectively. The positive/negative trends are shown as red/blue circles, and the filled symbols represent statistically significant (at the 0.05 significance level)

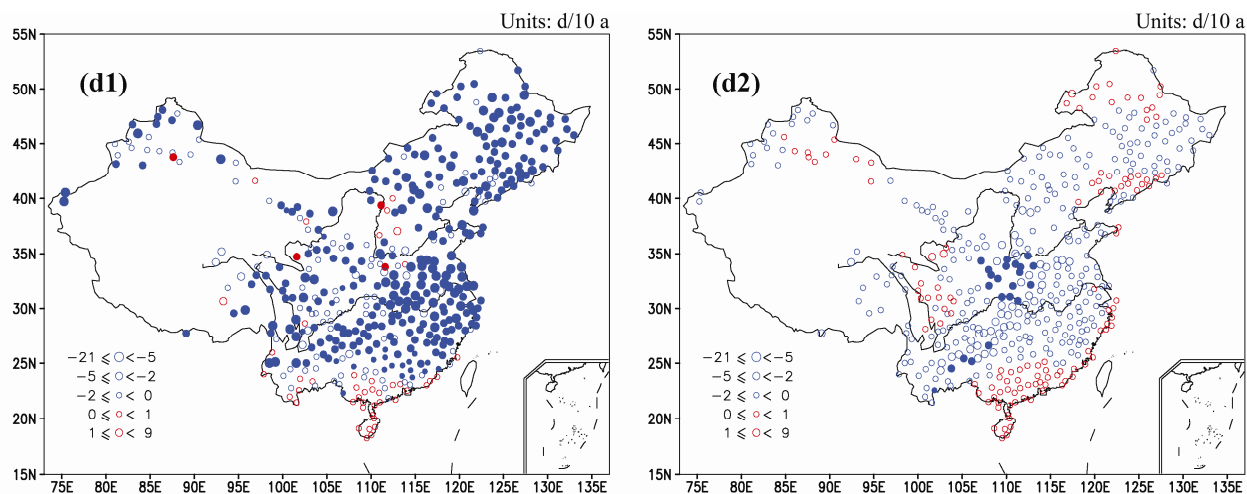


图 12 (续)

Fig. 12 (Continued)

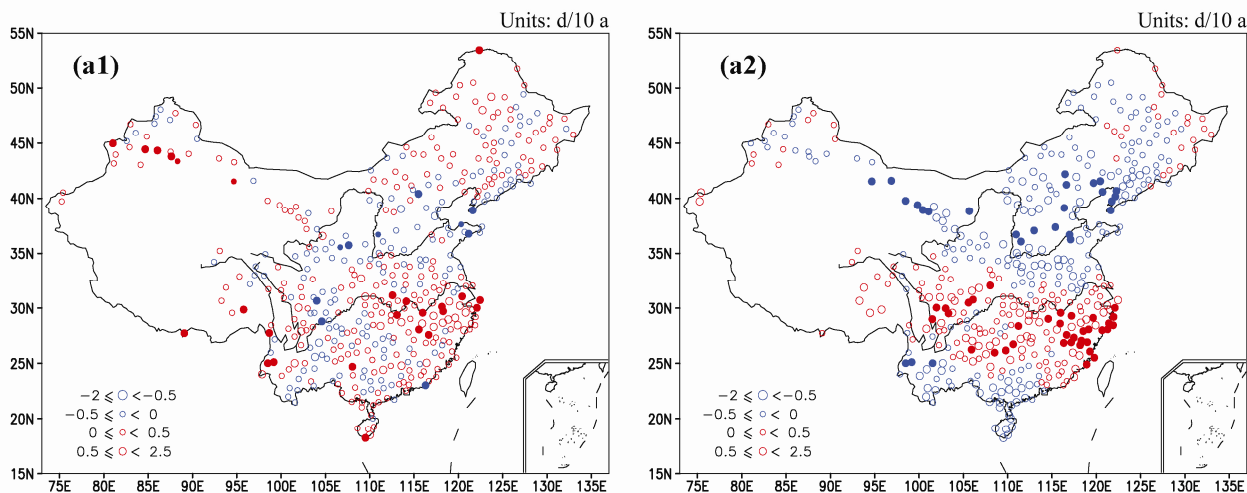


图 13 实测 (a1、b1、c1、d1) 和模拟 (a2、b2、c2、d2) 的中国区域年平均极端降水指数 1961~2000 年间的长期变化趋势: (a1、a2) 极端降水频次; (b1、b2) 极端降水强度; (c1、c2) 中雨日数; (d1、d2) 持续湿期。红/蓝圆圈: 正/负趋势; 实心点: 通过 0.05 信度检验的站点

Fig. 13 The geographic distribution of the observed (a1, b1, c1, d1) and simulated (a2, b2, c2, d2) long-term trends per decade during 1961–2000 for extreme precipitation indices in China, (a1, a2), (b1, b2), (c1, c2), and (d1, d2) represent P95p, R95p, R10 and CWD, respectively. The positive/negative trends are shown as red/blue circles, and the filled symbols represent statistically significant (at the 0.05 significance level)

拟效果极不理想 (图 13b2)。

观测到的中雨日数 (图 13c1) 在长江下游及华南地区表现出明显的增加趋势, 而在四川盆地、河套以南及山东半岛附近地区则为减少的趋势。另外, 东北及西北地区中雨日数有不同程度的增加。模式较好地模拟出了长江下游及华南地区中雨日数的增加趋势, 以及河套以南及山东半岛附近地区中雨日数的减少的趋势; 但模式对其它区域的模拟结果则与观测存在严重的偏差, 部分区域 (如四川盆地、淮河流域、西北及东北大部) 甚至出现相反的变化趋势 (图 13c2)。从观测看 (图 13d1), 近

40 年来持续湿期无显著的长期变化趋势, 持续湿期大范围减小的区域集中出现在长江中游及河套以南, 而持续湿期大范围增加的区域集中在长江下游及以南地区, 其他区域持续湿期的增加、减少趋势分布零散。模式对上述特征的刻画能力较差, 基本上没有抓住持续湿期长期趋势的空间分布特征 (图 13d2)。

5 结论与讨论

本文利用根据中国 452 个站 1961~2000 年逐日的降水和气温资料计算得到的多个年极端气候指

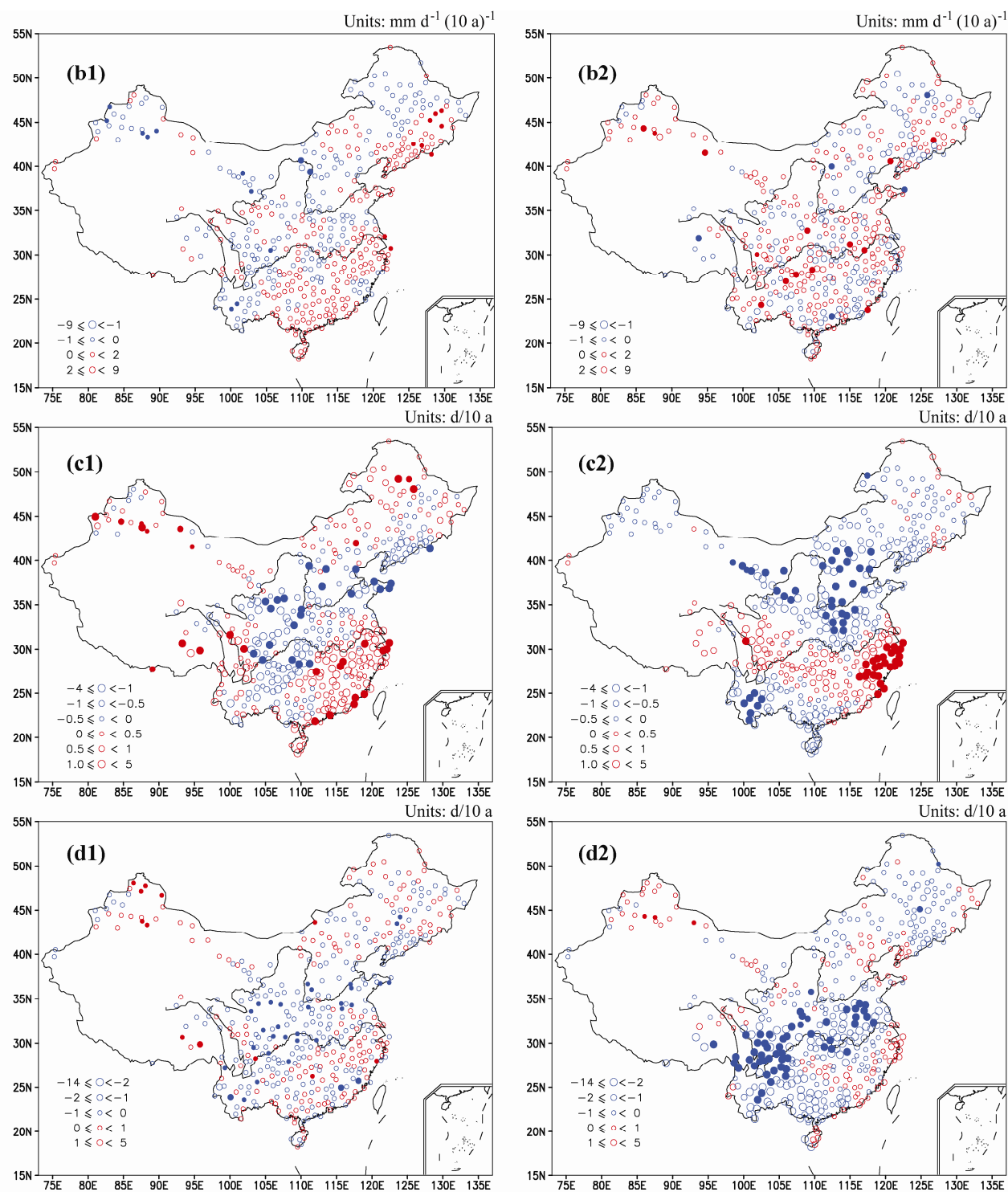


图 13 (续)
Fig. 13 (Continued)

标，深入评估了CAM3.1模式对4个极端气温指数（冷昼、暖昼、热浪持续指数和霜冻日数）以及4个极端降水指数（极端降水频次、极端降水强度、中雨日数和持续湿期）的模拟能力，得到如下主要结论：

（1）CAM3.1对中国区域极端气候指数气候平均态的大尺度空间分布特征具有一定的模拟能力。总体而言，模式对极端降水指标空间分布的模拟能力较好，其中模式对持续湿期、极端降水频次的模拟最好；而除霜冻日数外，模式对极端气温指标的

模拟较差。模式对极端气候指标的模拟存在系统性的偏差,模拟的极端降水的系统性偏差要远大于对极端温度的模拟:模拟的暖昼日数和暖夜日数均较观测偏少,热浪持续指数和霜冻日数明显高于实况;而模拟的极端降水发生过于频繁,持续湿期明显偏长;而极端降水强度和中雨日数则比实况严重偏低。

(2) 模式对极端气温指数的年际变化特征具有较强的模拟能力,但对极端降水指数的年际变化模拟能力有限。模式很好地抓住了暖夜、暖昼年际变化特征,模拟出1990年代之后暖夜、暖昼日数的明显增加;模式也总体上模拟出了霜冻日数的年际变化特征,但对热浪指数的模拟能力较差。总体而言,除持续湿期外,模式对于极端降水指数的年际变化基本没有模拟能力。模式模拟的各极端降水指标的年际变幅与观测存在较大的偏差:模拟的极端降水频次,尤其是持续湿期的年际变化幅度明显大于实测,而极端降水强度的年际变幅则明显偏小。

(3) 模式基本上抓住了极端温度和降水指标长期变化趋势的主要空间分布特征。模式较好地模拟出暖夜和暖昼指数在中国大部分区域的增加趋势,也较好地模拟了霜冻日数在我国大部呈现显著的减少趋势,但变幅较实测偏小;模式对热浪持续指数长期趋势的模拟则相对较差。与极端气温指数长期变化趋势的模拟相比,模式对部分区域极端降水指数的长期变化趋势也表现出了一定的模拟能力,但总体模拟能力比对极端气温指标的模拟差。总体而言,模式对极端降水频次和中雨日数长期趋势的模拟尚可,但模式对持续湿期长期趋势的空间分布特征模拟能力则较差。

本文的分析表明 CAM3 对中国区域极端气候事件具有一定的模拟能力,这在一定程度上保证了利用该模式进行极端气候模拟和敏感性研究的可行性。但应该看到, CAM3 对中国极端气候的模拟尚存在系统性的偏差,尤其是对极端气候的年际变化模拟能力明显偏弱,说明应用该模式进行极端气候模拟研究还存在一定的局限性。从现有的结果来看, CAM3 模拟的极端降水的系统性偏差要远大于对极端温度的模拟。Li et al. (2011a, 2011b) 最近分析了参加 IPCC AR4 的近 20 个海气耦合模式的结果,也得到了类似的结果,指出当前全球气候模式在对于地形复杂且在季风区的东亚区域降水的直接模拟仍然存在较大的问题,认为全球模式的分辨

率偏低是引起上述偏差的一个可能原因。而关于 CAM3 对中国降水的模拟能力, Chen et al. (2010) 和 Li et al. (2010) 的研究表明,目前绝大多数全球气候模式对中国东部相对小尺度的降水变化形势的模拟仍然存在着一定的挑战;而 Zhou and Zou (2010) 的研究认为模式对东亚大陆和北太平洋的海陆热力差模拟偏差所导致的季风季节循环的模拟偏差,是模式对东亚降水的模拟存在偏差的一个重要原因。目前,全球模式对平均气温和降水气候态和年际变化模拟存在的偏差,无疑将直接影响到模式对极端事件的模拟效果。模式本身的系统性误差对极端气候模拟的影响是不可忽视的,因此,如何通过多模式集合的方法来有效地减小模式的系统误差,从而提高模式对极端气候的模拟能力值得深入探讨。此外,由于全球模式较低的分辨率,使得复杂地形条件下东亚气候的模拟也具有更大的挑战性,如何更好地结合有效的降尺度方法,提高模式对我国极端气候的模拟和预估能力还有待深入。

参考文献 (References)

- Bonsal B R, Zhang X, Vincent L A, et al. 2001. Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada [J]. *J. Climate*, 14: 1959–1976.
- Boville B A, Rasch P J, Hack J J, et al. 2006. Representation of clouds and precipitation processes in the Community Atmosphere Model version 3(CAM3) [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2184–2198.
- Cao L, Bala G, Caldeira K, et al. 2009. Climate response to physiological forcing of carbon dioxide simulated by the coupled Community Atmosphere Model (CAM3. 1) and Community Land Model (CLM3. 0) [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L10402, doi: 10.1029/2009GL037724.
- 陈海山, 孙照渤. 2002. 陆气相互作用及陆面模式的研究进展[J]. *南京气象学院学报*, 25 (2): 277–288. Chen Haishan, Sun Zhaobo. 2002. Review of land-atmosphere interaction and land surface model studies [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 25 (2): 277–288.
- 陈海山, 周晶. 2013. 土壤湿度年际变化对中国区域极端气候事件模拟的影响研究 II. 敏感性试验分析 [J]. *大气科学*, 37 (1), 已接受, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11048. Chen Haishan, Zhou Jing. 2013. Impact of interannual soil moisture anomaly on simulation of extreme climate events in China. Part II: Sensitivity experiment analysis [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (1), accepted.
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the New NCAR CAM3. 5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme [J]. *J. Climate*, 23: 3657–3675.
- Collier J C, Zhang G J. 2007. Effects of increased horizontal resolution on

- simulation of the north American monsoon in the NCAR CAM3: An evaluation based on surface, satellite, and reanalysis data [J]. *J. Climate*, 20 (7): 1843–1861.
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0) [R]. Technical Report NCAR/TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research. Boulder, Colorado. 210.
- 戴永久, 曾庆存. 1996. 陆面过程研究 [J]. *水科学进展*, 7 (S1): 40–53.
- Dai Yongjiu, Zen Qingcun. 1996. Study on land surface process [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*, 7 (S1): 40–53.
- DeGaetano A T, Allen R J. 2002. Trends in twentieth-century temperature extremes across the United States [J]. *J. Climate*, 15: 3188–3205.
- Dickinson R E. 1992. Land surface [M]// Trenberth K E. *Climate System Modeling*. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 149–168.
- Hack J J, Caron J M, Danabasoglu G, et al. 2006a. CCSM-CAM3 climate simulation sensitivity to changes in horizontal resolution [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2267–2289.
- Hack J J, Caron J M, Yeager S G, et al. 2006b. Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3): Mean features [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2199–2221.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability [C]// Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Li H M, Feng L, Zhou T J. 2011a. Multi-model projection of July-August climate extreme changes over China under CO₂ doubling. Part II: Temperature [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (2): 448–463.
- Li H M, Feng L, Zhou T J. 2011b. Multi-model projection of July-August climate extreme changes over China under CO₂ doubling. Part I: Precipitation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28 (2): 433–447.
- Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000 [J]. *Climate Dyn.*, 34: 501–514, doi 10.1007/s00382-008-0482-7.
- 李威, 翟盘茂. 2009. 中国极端强降水日数与 ENSO 的关系 [J]. *气候变化研究进展*, 5 (6): 336–342.
- Li Wei, Zhai Panmao. 2009. Relationship between ENSO and frequency of extreme precipitation days in China [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 5 (6): 336–342.
- 刘小宁. 1999. 我国暴雨极端事件的气候变化特征 [J]. *灾害学*, 14 (1): 54–59.
- Liu Xiaoning. 1999. Climatic characteristics of extreme rainstorm events in China [J]. *Journal of Catastrophology (in Chinese)*, 14 (1): 54–59.
- 刘学华, 季致建, 吴洪宝, 等. 2006. 中国近 40 年极端气温和降水的分布特征及年代际差异 [J]. *热带气象学报*, 22 (6): 618–624.
- Liu Xuehua, Ji Zhijian, Wu Hongbao, et al. 2006. Distributing characteristics and interdecadal difference of daily temperature and precipitation extremes in China for latest 40 years [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 22 (6): 618–624.
- Plummer N, Salinger M J, Nicholls N, et al. 1999. Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during twentieth century [J]. *Climatic Change*, 42: 183–203.
- Raseh P J, Stevens M J, Ricciardulli L, et al. 2006. A characterization of tropical transient activity in the CAM3 atmospheric hydrologic cycle [J]. *J. Climate*, 19 (11): 2222–2242.
- 任福民, 翟盘茂. 1998. 1951–1990 年中国极端气温变化分析 [J]. *大气科学*, 22 (2): 217–227.
- Ren Fumin, Zhai Panmao. 1998. Study on changes of China's extreme temperatures during 1951–1990 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 22 (2): 217–227.
- 史军, 丁一汇, 崔林丽. 2009. 华东极端高温气候特征及成因分析 [J]. *大气科学*, 33 (2): 347–35.
- Shi Jun, Ding Yihui, Cui Linli. 2009. Climatic characteristics of extreme maximum temperature in East China and its causes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 347–358.
- Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate [J]. *Science*, 215 (4539): 1498–1501.
- 孙淑芬. 2005. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型 [M]. 北京: 气象出版社, 307.
- Sun Shufen. 2005. *The Physical, Biochemical, Mechanisms and Parameterization Model of Land Surface Process (in Chinese) [M]*. Beijing: Meteorological Press, 307.
- 所玲玲, 黄嘉佑, 谭本旭. 2008. 北极涛动对我国冬季同期极端气温的影响研究 [J]. *热带气象学报*, 24 (2): 163–168.
- Suo Lingling, Huang Jiayou, Tan Benkui. 2008. The influence of winter Arctic Oscillation on maximum and minimum air temperature over China in winter [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 24 (2): 163–168.
- Wang C Z, Lee S K, Enfield D B. 2006. Impact of the Atlantic warm pool on the summer climate of the western hemisphere [J]. *J. Climate*, 20: 5020–5040.
- 王冀, 江志红, 张海东, 等. 2007. 1957–2000 年东北地区春季极端气温变化及其与北极涛动的关系 [J]. *气候变化研究进展*, 3 (1): 41–45.
- Wang Ji, Jiang Zhihong, Zhang Haidong, et al. 2007. Variations of spring extreme temperature indexes in Northeast China and their relationships with the Arctic Oscillation [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 3 (1): 41–45.
- Wu B, Zhou T J. 2008. Oceanic origin of the interannual and interdecadal variability of the summertime western Pacific subtropical high [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L13701, doi: 10.1029/2008GL034584.
- 严中伟, 杨赤. 2000. 近几十年中国极端气候变化格局 [J]. *气候与环境研究*, 5 (3): 267–272.
- Yan Zhongwei, Yang Chi. 2000. Geographic patterns of extreme climate changes in China during 1951–1997 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 5 (3): 267–272.
- You Q L, Kang S C, Aguilar E, et al. 2009. Changes in daily climate extremes in China and their connection to the large scale atmospheric circulation during 1961–2003 [J]. *Climate Dyn.*, 36: 2399–2417, doi: 10.1007/s00382-009-0735-0.
- 翟盘茂, 任福民. 1997. 中国近四十年最高最低温度变化 [J]. *气象学报*, 55 (4): 418–429.
- Zhai Panmao, Ren Fumin. 1997. On changes of China's maximum and minimum temperatures in the recent 40 yeas [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 55 (4): 418–429.
- 翟盘茂, 潘晓华. 2003. 中国北方近 50 年温度和降水极端事件变化 [J]. *地理学报*, 58 (增): 1–10.
- Zhai Panmao, Pan Xiaohua. 2003. Change in extreme temperature and precipitation over northern China during the second half of the 20th century [J]. *Acta Geographica Sinica (in Chinese)*, 58 (Supplement): 1–10.
- 翟盘茂, 任福民, 张强. 1999. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. *气象学*

- 报, 57 (2): 208–216. Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. 1999. Detection of trends in China's precipitation extremes [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57 (2): 208–216.
- Zhai P M, Sun A J, Ren F M, et al. 1999. Changes of climate extremes in China [J]. *Climatic Change*, 42 (1): 203–218.
- Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. *J. Climate*, 18(4): 1096–1107.
- 张永领, 丁裕国. 2004. 我国东部夏季极端降水与北太平洋海温的遥相关研究 [J]. *南京气象学院学报*, 27 (2): 244–252. Zhang Yongling, Ding Yugu. 2004. The teleconnection between summer extreme precipitation over east China and north Pacific SST [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 27 (2): 244–252.
- 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 (22): 6009–6026.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009a. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian-Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22: 1159–1173.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009b. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22: 2199–2215.
- Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. 2009c. The CLIVAR C20C project: Which components of the Asian-Australian monsoon circulation variations are forced and reproducible? [J]. *Climate Dynamics*, 33: 1051–1068, doi 10.1007/s00382-008-0501-8.