

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 [J]. 大气科学, 33 (1): 109–120. Jiang Zhihong, Chen Weilin, Song Jie, et al. 2009. Projection and evaluation of the precipitation extremes indices over China based on seven IPCC AR4 coupled climate models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 109–120.

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

江志红¹ 陈威霖¹ 宋洁^{2, 1} 王冀¹

¹ 南京信息工程大学, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

² Northern Illinois University, 美国

摘 要 利用中国区域 550 个站点 1961~2000 年日降水量资料, 考察参与政府间气候变化委员会 (IPCC) 第四次评估报告的 7 个新一代全球模式及多模式集合对现代气候情景下 (20C3M) 5 个极端降水指数的模拟能力, 同时进行中国区域未来不同排放情形下极端降水事件变化的预估, 结果表明: 最新全球模式能较好地模拟出极端降水指数气候场的空间分布及其中国区域的线性趋势, 且模式集合模拟能力优于大部分单个模式, 但在青藏高原东侧、高原南部存在虚假的极端降水高值区, 模拟的东部季风区的极端降水强度系统性偏低, 区域平均序列年际变率的模拟能力也较低。中国地区 21 世纪与降水有关的事件都有趋于极端化的趋势, 极端降水强度可能增强, 干旱也将加重, 且变化幅度与排放强度成正比。

关键词 极端降水指数 IPCC AR4 模拟评估 情景预估

文章编号 1006-9895 (2009) 01-0109-12

中图分类号 P463

文献标识码 A

Projection and Evaluation of the Precipitation Extremes Indices over China Based on Seven IPCC AR4 Coupled Climate Models

JIANG Zhihong¹, CHEN Weilin¹, SONG Jie^{2, 1}, and WANG Ji¹

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

² Northern Illinois University, USA

Abstract Climatology of the observed daily precipitation extreme indices (SDII, simple daily intensity index; CDD, the maximum number of consecutive dry days; R10, number of days with precipitation greater than 10 mm; R5d, maximum 5-day precipitation total; R95t, fraction of total precipitation due to events exceeding the 95th percentile of the climatological distribution for wet day amounts) at 550 stations in China during 1961–2000 is used to evaluate the simulation ability of 7 IPCC AR4 Coupled Climate Models, the projected change of the precipitation extreme indices over China under IPCC SRES A2, A1B and B1 is also studied. The results show that the state-of-the-art IPCC AR4 models can simulate the spatial distributions and the linear trends of precipitation extremes well. The multi-model ensemble (MME) shows the best skill, but both the MME and single model fail to simulate the interannual

收稿日期 2007-06-11, 2007-09-27 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40675043、40875058, 江苏省高校自然科学基金重大基础研究项目 07KJA17020; 江苏省气象灾害重点实验室 (南京信息工程大学) 项目 KLME050209

作者简介 江志红, 女, 1963 年出生, 教授, 博导, 研究领域: 气候学。E-mail: zhjiang@nuist.edu.cn

variability and have large biases, such as there are excessive extreme precipitation over the eastern side of the Tibetan Plateau while in the monsoon regions the modeled intensity of precipitation extremes is lower than the observation. In the 21st century the precipitation will become more “extreme”, there would be an overall increasing trend in extreme precipitation events over most of China under a warming environment, and the change scope is scaled to the emissions scenarios.

Key words precipitation extreme indices, IPCC AR4, simulation evaluation, scenarios projections

1 引言

全球气候系统模式是进行气候模拟和未来气候变化情景预估的重要工具,但是,利用全球模式开展未来气候情景预估,首先必须评估模式对现代气候的模拟能力。自 IPCC 第三次评估报告 (Houghton et al., 2001) 以来,全球气候系统模式得到了迅速发展,IPCC 第四次评估报告 (the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 以下简称 IPCC AR4, Solomon et al., 2007) 收集了 23 个复杂全球气候系统模式“20 世纪气候模拟试验”(简称 20C3M) 和 9 种不同排放情景下的预估结果,其中的 3 种排放情景,即高排放 SRES A2 (Special Report on Emissions Scenarios A2)、中等排放 SRES A1B 和低排放 SRES B1 被确定为主要的未来气候变化情景 (赵宗慈, 2006),引起了各国学者对有关最新全球模式对全球和区域气候的模拟能力和预估的关注,如 Phillips et al. (2006) 评估了参与 IPCC AR4 的 20 个最新全球模式对全球陆地年平均降水量的模拟能力,发现新一代全球模式对于陆地降水的模拟能力比模式的以前版本有了较大提高,模式集合模拟能力好于单个模式,但在大地形区和季风区依然存在系统偏差;Sun et al. (2005) 研究了新一代全球模式对降水结构特征 (降水频率、降水强度等) 的模拟,指出最新模式依然存在降水过于频繁的缺陷。张莉等 (2008) 分析了 IPCC AR4 17 个全球海气耦合模式对东亚季风区夏季降水和环流的模拟能力。

中国地处东亚季风区,显著的季风气候和青藏高原大地形等因素造成该地区气候异常复杂,降水的模拟尤为困难,准确地模拟、预测东亚 (中国) 区域的降水特征一直是我国气象学者关注的问题。近年来已有很多学者利用全球模式进行这方面的研究 (Gao et al., 2001; 徐影等, 2002; 高学杰等, 2003, 2004; 王淑瑜等, 2004; Jiang et al., 2005)。

如高学杰等 (2001, 2003, 2004) 指出,全球环流模式对中国区域降水具有一定的模拟能力,但经常会在中国中西部出现一个大的虚假降水中心;姜大膀等 (2004) 评估了 7 个全球海气耦合模式对于东亚,特别是中国区域,年平均和季节平均降水的模拟能力,指出全球模式可以模拟出年和季节降水气候场空间分布,但在青藏高原及附近存在较大误差。在中国地区平均态气候未来预估方面,国内也已经有了较多工作 (高学杰等, 2003; 姜大膀等 2004a, 2004b; Luo et al., 2005)。

基于极端气候事件对经济、社会和自然生态系统的巨大影响,近年来国内在模式对极端事件的模拟检验和未来气候变化的预估方面,已开始有了一些工作 (Gao et al., 2002; 许吟隆等, 2005; Zhang et al., 2006)。高学杰 (2007) 曾对此问题进行了一些回顾。但总体来说,在这方面的的工作仍然较少。最近,IPCC AR4 的多个模式提供了使用 Frich et al. (2002) 10 个极端气候指数的模拟结果,对这些结果在中国地区的检验,可以提供关于数值模式对极端事件模拟能力方面更多的认识,并为进行未来极端事件的预估研究提供基础,有助于加深对全球持续变暖背景下中国区域极端降水气候事件变化的认识。

本文使用“气候模式诊断与比较计划”(Program of Climate Model Diagnosis and Intercomparison, 简称 PCMDI) 提供的 7 个新一代全球模式对 5 个极端降水指数在现代气候情景下 (20C3M) 的模拟结果,同时通过中国区域 550 个站点 1961~2000 年日降水量的观测资料,计算极端降水指数的观测序列,检验全球模式对中国区域极端降水指数的模拟能力,在此基础上,进行不同排放情形 (SRES A2、A1B、B1) 下,中国地区未来极端降水事件变化的预估,以便为相应的影响评估提供依据。

2 模式与极端降水指数简介

在 PCMDI 提供的 23 个全球模式结果中,其中

表 1 7 个气候系统模式的基本信息
Table 1 Characteristics of the seven climate models

模式名称	所属国家、研究中心	分辨率 (纬向×经向)	是否采用通量订正	参考文献
GFDL-CM2.0	美国, GFDL (CM2.0)	2.0°×2.5°	否	Delworth 等 (2006)
GFDL-CM2.1	美国, GFDL (CM2.1)	2.0°×2.5°	否	Delworth 等 (2006)
INM-CM3.0	俄罗斯, INM	4.0°×5.0°	高纬淡水通量订正	Volodin 等 (2004)
IPSL-CM4	法国, IPSL	约 2.5°×3.75°	否	Marti 等 (2005)
MIROC3.2_medres	日本, CCSR/NIES/FRCGC	约 2.8°×2.8°	否	Hasumi 等 (2004)
CNRM-CM3	法国, CNRM	约 2.8°×2.8°	否	Salas-Melia 等 (2004)
NCAR-PCM1	美国, NCAR	约 2.8°×2.8°	否	Washington 等 (2000)

表 2 极端降水指数的定义
Table 2 Definitions of the five indices of extreme precipitation

英文缩写	指数名称	定义	单位
SDII	平均日降水强度	年总降水量/有雨日数 (≥1 mm)	mm/d
CDD	最大无雨期	最大无雨 (日降水量小于 1 mm) 持续天数	d
R10	大雨日数	一年中日降水量大于 10 mm 的天数	d
R5d	连续五天最大降水量	一年中连续五天降水量之和的最大值	mm
R95t	极端降水贡献率	极端降水量 (日降水量≥1961~1990 年期间 95%分位点) 之和占该年总降水量的百分率	%

的 7 个给出了 3 种排放情形的极端指数的模拟和预估结果, 我们即取这些结果进行中国地区的分析。7 个模式的基本信息如表 1 所示, 有关模式的更多介绍请参见文献 (赵宗慈, 2006; 赵宗慈等, 2007) Frich et al. (2002) 提出了 10 个具有较高信噪比、相对“较弱”的极端气候指数, 其中 5 个极端指数分别是日降水强度指数 (SDII)、最大持续无雨期指数 (CDD)、大雨日数指数 (R10)、连续 5 天最大降水量指数 (R5d) 和极端降水贡献率指数 (R95t), 其单位、定义如表 2 所示。

由于表 1 中各模式具有不同的分辨率, 故首先使用双线性插值 (姜大膀等, 2004a) 将各模式数据统一插值到 2.0°×2.0°的格点上, 模式集合是对各格点取 7 个模式的算术平均。

年极端降水的观测指数由中国区域经过质量控制的 550 个站点 1961~2000 年逐日降水量求得, 为便于对比, 也利用 Cressman 插值方案将站点观测指数内插到 2.0°×2.0°的格点上。为进一步考察该插值方法的可靠性, 利用 Xie et al. (2007) 给出的 1978~2000 年中国地区逐日降水 0.5°×0.5°格点场资料, 计算相应的年极端降水指数, 对比上述两类资料得到的极端指数气候场 (1978~2000 年

平均, 图略), 发现两空间场结构基本一致, 场空间相关系数都高于 0.85, 相对误差都低于 10%; 对比各极端指数的中国区域平均序列 (图略), 可以发现两者年际变化完全一致, 时间相关系数都高于 0.90, 表明本文对年极端降水指数进行的插值是基本合理的。

3 极端降水指数气候平均场模拟能力的评估

3.1 区域总平均降水特征的模拟对比

为检验各模式对中国区域降水特征的总体模拟能力, 本文计算了中国区域平均的年总降水量和 5 个极端降水指数实况与模拟的气候值 (1961~2000 年), 并求得误差百分率 (表 3)。可以发现, 中国区域平均的实测年总降水量约为 555.6 mm, 但各模式和模式集合模拟的年总降水量都偏高, 偏高幅度约为 36%~73%, 这与姜大膀等 (2005) 对参与 IPCC 第三次报告的 7 个全球模式的评估结果一致。观测的 SDII 约为 7.9 mm/d, 但各个模式的模拟值均低于实测值, 偏差百分率为 -18%~-32%, 在模拟的总降水量总体偏高的情况下, 模拟的降水强度偏低, 说明新一代全球模式模拟的降水日数高于

表 3 中国区域多年平均降水和极端降水指数模拟与观测的对比

Table 3 The biases in extreme climate precipitation indices between simulated and observed climatology field over China

	各模式误差百分率 [(模拟值-实况值)/实况值]×100%								
	1961~2000 年平均值	GFDL CM2.0	GFDL CM2.1	INM CM3.0	IPSL CM4	MIROC3.2_ medres	CNRM CM3	NCAR PCM1	模式集合
年总降水量	555.6 mm	39%	36%	68%	42%	57%	73%	58%	53%
SDII	7.9 mm/d	-28%	-25%	-23%	-32%	-18%	-31%	-30%	-27%
CDD	69.7 d	-40%	-32%	-55%	-57%	-57%	-39%	-41%	-46%
R10	16.0 d	18%	24%	68%	6%	56%	37%	48%	37%
R5d	84.2 mm	-8%	-6%	-9%	-7%	-1%	-4%	-12%	-7%
R95t	21.6%	-12%	-14%	11%	-3%	-12%	-4%	-15%	-7%

实况, 依然存在降水过于频繁的问题 (Sun et al., 2005); 由于模拟的降水日数增多导致降水事件发生的间隔时间变短, 从而引起模拟的 CDD 较实况显著偏小, 偏低幅度为 32% 至 57%; 而对 R10, 观测的中国区域平均 R10 为 16 天, 模拟的 R10 为 17~27 天 (误差百分率为 6%~68%), 也存在系统性的偏高, 对于 R5d 和 R95t, 大部分模式的模拟偏低 (除模式 INM-CM3.0 对 R95t 指数模拟偏高外)。

故总体上, 模式模拟的降水日数和大雨日数偏多, 而模拟的日极端降水强度偏低。此外, 由表 3 也可看出, 模式集合 (第 10 列) 对各项指数模拟的误差百分率比大部分单个模式的误差百分率要小, 说明在进行中国未来极端降水事件的总体预估研究时, 取模式集合结果是相对可靠的方法。

3.2 降水场空间分布的模拟对比

受季风与青藏高原的影响, 降水在中国的地理分布很不均匀。为检验模式对降水场分布的模拟, 本文依次将模式集合模拟的中国 1961~2000 年平均总降水场以及极端降水的各项指数与相应观测场进行对比。首先考虑了模式集合对 1961~2000 年平均年总降水场的模拟能力, 图 1 给出了中国区域年降水实况场、模式集合模拟场及差值场。由图 1a、b 可以看出, 模式集合模拟出中国西北干旱少雨和东南多雨的空间分布特征, 模拟场与实况场的空间相关系数为 0.70, 通过信度为 95% 的显著性检验, 但在数值上存在较大的系统偏差 (图 1b)。长江以南地区模拟的年总降水量明显偏低, 偏低幅度为 200~600 mm; 而位于长江以北的西北内陆、东北、华北地区模拟的年总降水量则明显偏多。同以前许多耦合模式模拟中国区域年降水量一样 (高

学杰等, 2003; 高学杰等, 2004; Jiang et al., 2005), 新一代全球模式依然在高原的东部 (25°N~35°N, 100°E~105°E) 存在一个虚假的降水中心, 此外在大地形附近 (青藏高原南部) 模拟的年总降水量也显著偏高。注意到青藏高原南部国界处, 是喜马拉雅山, 国界本来在山脊上, 但全球模式由于分辨率较低分辨不出来这种陡峭地形, 使得山南坡的高值中心进入到了实际的背风面, 导致虚假降水中心的出现。

图 2 给出中国区域多年平均的 SDII 观测场、模拟场和差值场。由图 2a 可以看出, 我国 SDII 自东南沿海向西北内陆递减, 最大值位于华南沿海, 约为 14~17 mm/d, 东北、华北和华中约为 7~12 mm/d, 最小值位于西北内陆, 约为 4 mm/d。模式集合模拟出了我国降水强度由东南向西北递减的特点, 模拟场与实况场的空间相关系数为 0.79, 通过了信度为 95% 的显著性检验。但在东南沿海、西北内陆和东北地区存在系统性的偏低 (图 2b、c), 如模拟的 SDII 在东南沿海偏低约 5~10 mm/d; 而在青藏高原南部和高原东坡 [(35°N, 100°E~105°E) 附近] 存在虚假的 SDII 高值中心, 与图 1b、c 的降水虚假中心相对应。注意到在年总降水量模拟偏高的西北、华北和东北地区 (图 1), 降水强度模拟偏低, 说明这些区域模式集合模拟年总降水量的偏大可能是由模拟的降水日数过多所导致; 而东南和华南地区年总降水量的负偏差 (图 1c) 则可能由该区模拟日降水强度偏低所导致 (图 2c)。

与降水日数密切相关的另一个指数是 CDD, 图 3 给出了中国区域多年平均 CDD 的实测场 (图 3a)、模拟场 (图 3b) 和误差场 (图 3c) 的空间分布。由图 3a 和图 3b 的对比发现, 模式模拟出了最

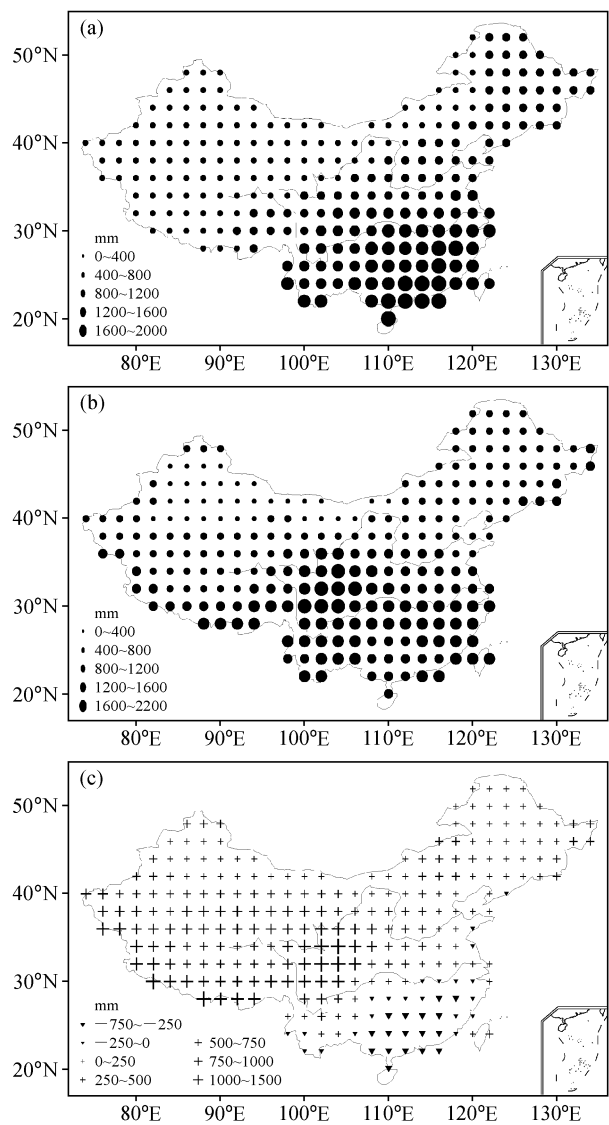


图 1 中国区域 1961~2000 年平均降水场的分布: (a) 实况场; (b) 模拟场; (c) 差值场 (模拟—实况)

Fig. 1 Spatial patterns of annual-mean precipitation climatology during 1961 – 2000 over China: (a) Observed; (b) modeled; (c) modeled minus observed

大无雨期指数由西北向东南递减的空间分布特征, 模拟场与实况场的空间相关系数为 0.25, 通过信度为 95% 的显著性检验。但模拟的 CDD 在中国东北、西北、华北和华中地区显著偏少 (图 3c), 尤其是在西北内陆干旱和半干旱区域, 模拟的 CDD 仅 40~70 天, 较之实况偏少近 120 天。如前所述, 这与模式在这些地区模拟的降水日数过多有关, 过多的降水日数引起降水事件之间的间隔时间变短, 因而 CDD 明显偏少。此外, 模拟的该区 CDD 高值中

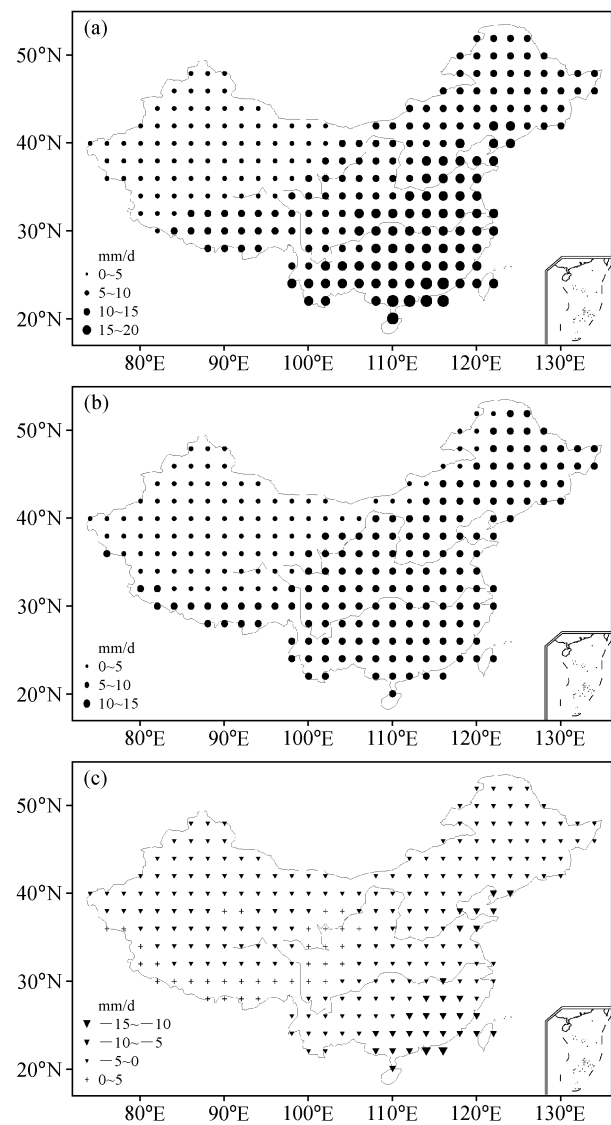


图 2 同图 1, 但为平均 SDII 的分布

Fig. 2 Same as Fig. 1, except for the mean SDII (simple daily intensity index)

心在新疆北部 (图 3b), 但观测 CDD 高值中心位于南疆沙漠 (图 3a)。而在东南沿海, 模式集合模拟的 CDD 较实况略多 10 天左右, 可能由于模式在东南沿海模拟的降水日数少于实况引起。

图 4 给出了中国区域多年平均的 R10 实测场、模拟场和差值场。对比图 4a 与图 4b, 可以看到模式较好模拟出了大雨日数东南沿海多, 西北内陆少的空间分布特征, 模拟场与实况场的空间相关系数为 0.76。但在青藏高原东部 (25°N~35°N, 100°E~105°E) 出现了一个虚假的大雨日数高值中心 (图 4c), 对应那里的虚假降水中心 (图 1b、c), 此外在

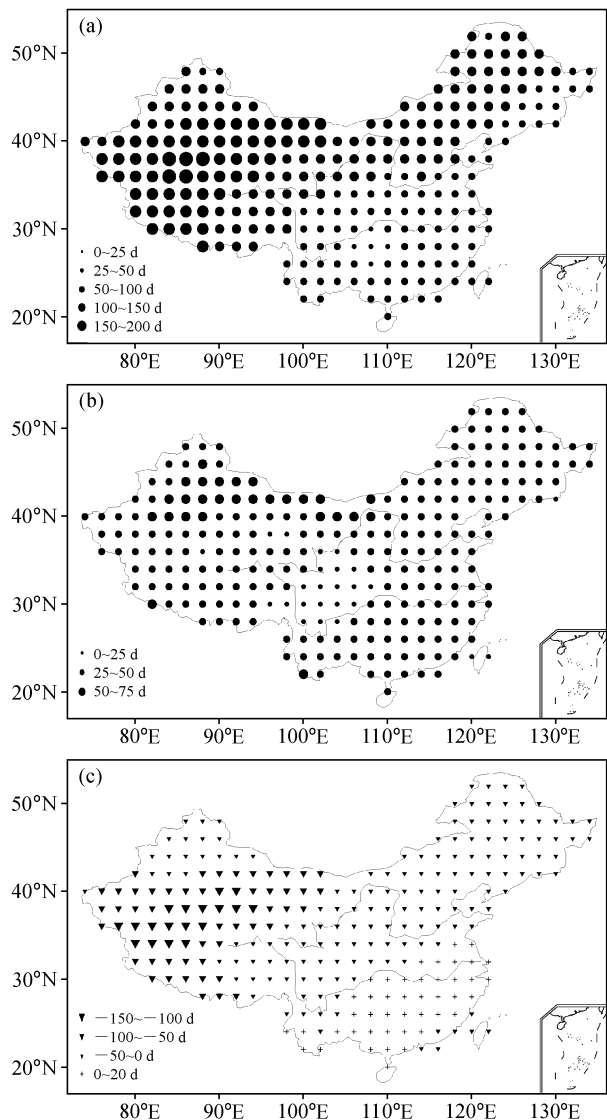


图3 同图1, 但为平均 CDD 的分布

Fig. 3 Same as Fig. 1, except for the mean CDD (maximum number of consecutive dry days)

高原南部模拟的降大雨日数也远多于观测 (图 4b)。而在东南沿海, 模拟的大雨日数约为 40 天, 低于实况 10 天左右 (图 4c), 也与该区年降水量比实况低相对应。

图 5 给出了中国区域多年平均的 R5d 实测场、模拟场和差值场, 与 R10 指数一样, 中国区域多年平均 R5d (图 5a) 由东南沿海向西北内陆递减, 模式集合基本上模拟出了由东南向西北递减的特点 (如图 5b 所示), 模拟场与实况场的空间相关系数为 0.75, 但在数值上模拟场与实况场差异明显 (图 5c), 如在华南、长江中下游地区和东北地区模拟的

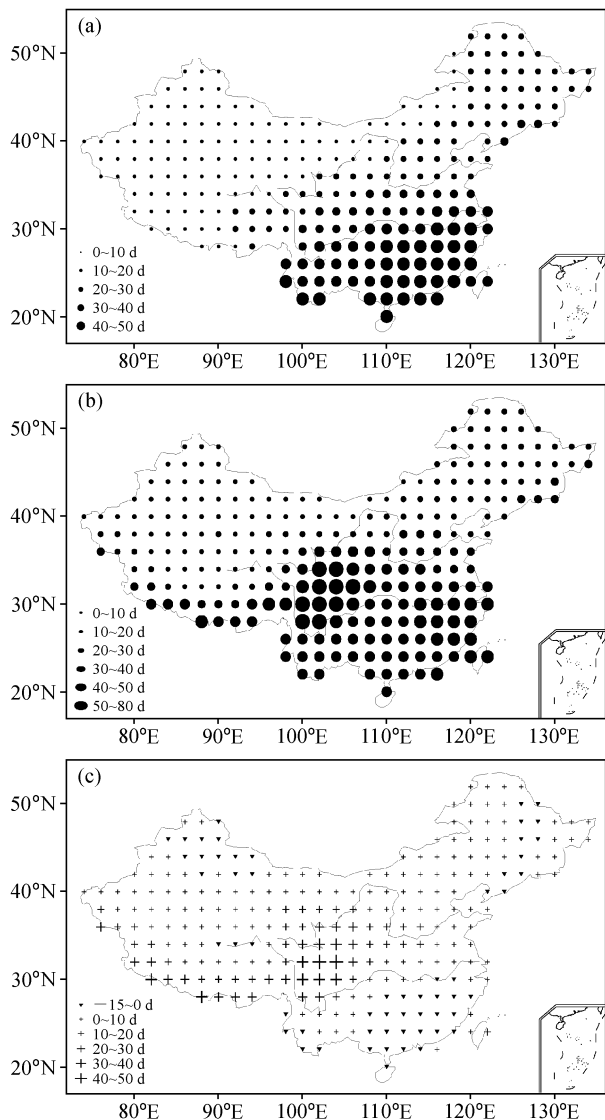


图4 同图1, 但为平均 R10 分布

Fig. 4 Same as Fig. 1, except for the mean R10 (number of days with precipitation greater than 10 mm)

R5d 显著偏低, 在华南地区偏低幅度约 100~140 mm; 而在中部地区、青藏高原南部及西北大部分地区模拟的 R5d 则显著偏高。

中国区域多年平均 R95t 观测、模拟和差值场如图 6 所示。可以看出, 我国东部季风区的 R95t 约为 25% 左右, 中西部地区 R95t 则在 15%~20%; 与模式模拟的 R95t 空间分布 (图 6b) 对比, 可以发现模式虽然模拟出了与实况一致的东西向空间分布, 模拟场与实测场的空间相关系数为 0.72, 但在东南部地区模拟值偏低 5%~10%; 而在青藏高原南部模拟值则偏高 3% (图 6c)。

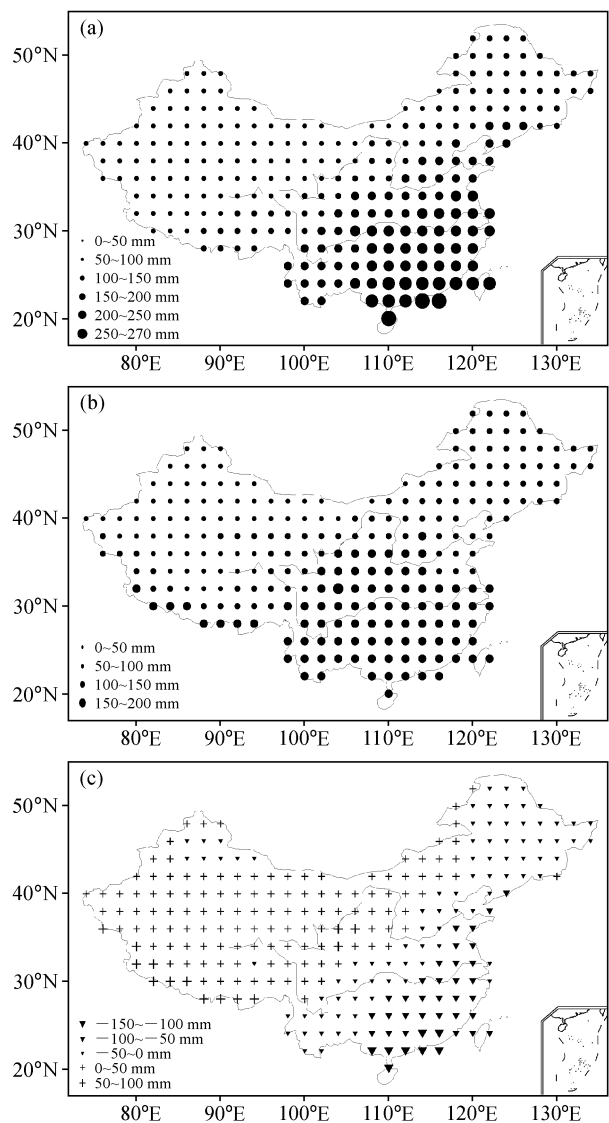


图 5 同图 1，但为平均 R5d 分布
Fig. 5 Same as Fig. 1, except for the mean R5d (maximum 5-day precipitation total)

为了更好地对比单个模式对各极端指数空间分布的模拟能力，计算了各单个模式模拟场与实况场的空间相关系数，如表 4 所示，其中 MME 代表多模式集合，GFDL-CM2.0 等代表各单个模式名称，粗体表示通过信度为 95% 的显著性检验。由表 4 可见，总体而言，多模式集合 (MME)、GFDL-CM2.0、GFDL-CM2.1 和 NCAR-PCM1 模式都较成功地模拟出了所有 5 个极端降水指数气候平均的空间分布状况 (空间相关系数都通过信度为 95% 的显著性检验)，说明这些模式在模拟中国区域极端降水时具有一定的优势。多模式集合 (MME) 的

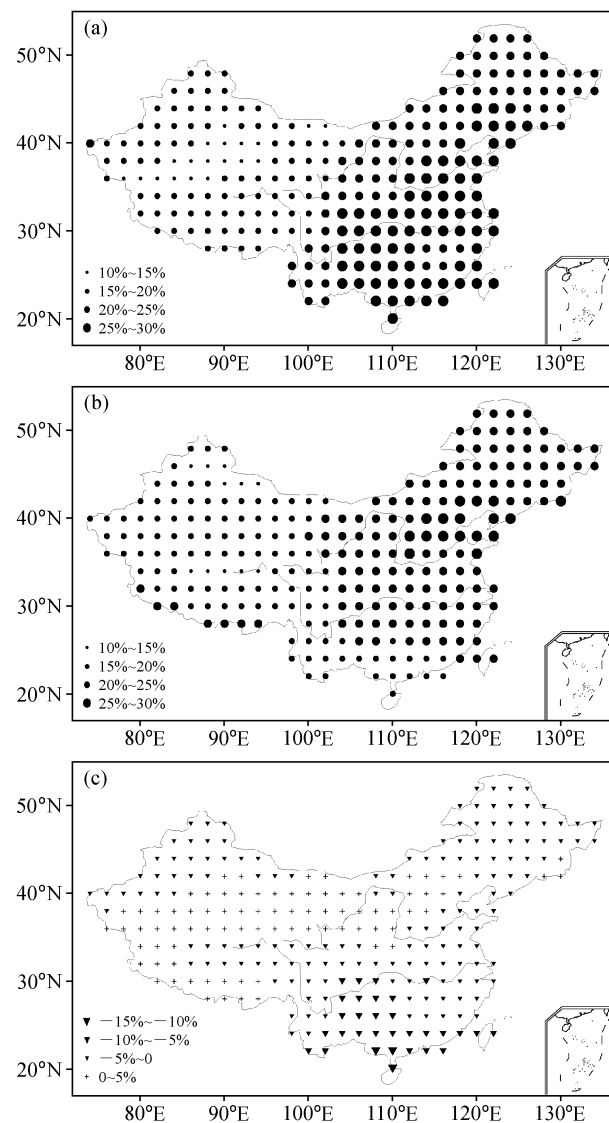


图 6 同图 1，但为平均 R95t 分布
Fig. 6 Same as Fig. 1, except for the mean R95t (fraction of total precipitation due to events exceeding the 95th percentile of the climatological distribution for wet day amounts)

模拟性能高于大部分单个模式，这与 Phillips et al. (2006) 用新一代全球模式对全球陆地降水的模拟能力的评估结果和姜大膀等 (Jiang et al., 2005) 评估 7 个全球模式对中国区域降水模拟能力的评估一致。对比各项指数的模拟情况，可以看到除 CDD 指数外，各模式都能较好模拟 SDII、R10、R5d 和 R95t 指数的气候场空间分布，但大多数模式对 CDD 指数空间分布的模拟能力较差。

总之，虽然 IPCC AR4 全球模式可以基本模拟出中国区域极端降水指数气候平均的大尺度空间分

表 4 中国区域多年平均 (1961~2000 年) 极端降水指数模拟场与实况场之间的相关系数
Table 4 The correlation coefficient between observed and simulated climatology field of the precipitation extremes indices over China

	GFDL CM2.0	GFDL CM2.1	INM CM3.0	IPSL CM4	MIROC3.2_ medres	CNRM CM3	NCAR PCM1	模式平均	MME
SDII	0.82	0.75	0.83	0.77	0.74	0.58	0.45	0.71	0.79
CDD	0.30	0.26	0.14	−0.19	−0.08	0.09	0.32	0.12	0.25
R10	0.82	0.74	0.83	0.72	0.70	0.47	0.45	0.68	0.76
R5d	0.71	0.63	0.78	0.79	0.75	0.55	0.48	0.67	0.75
R95t	0.75	0.71	0.19	0.77	0.81	0.52	0.53	0.61	0.72
指数平均	0.68	0.62	0.55	0.57	0.58	0.44	0.45	0.56	0.65

注: 黑体表示通过信度为 95% 的显著性检验

表 5 1961~2000 年中国区域平均极端降水指数线性趋势的模拟与观测对比 [单位: (10 a)^{−1}]
Table 5 The linear trends of China-averaged observed and simulated precipitation extremes indices for the period 1961–2000 [(10 a)^{−1}]

	观测	GFDL CM2.0	GFDL CM2.1	INM CM3.0	IPSL CM4	MIROC3.2_ medres	CNRM- CM3	NCAR- PCM1	MME
SDII/mm·d ^{−1}	0.06	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.002	0.04	0.02
CDD/d	−0.99	−0.26	−0.53	−0.49	−0.06	−0.68	0.03	−0.25	−0.32
R10/d	0.11	−0.002	−0.03	0.14	0.10	0.39	−0.006	0.23	0.12
R5d/mm	0.21	−0.10	0.86	0.25	0.50	−0.04	−0.23	0.42	0.24
R95t(%)	0.30	0.29	0.42	0.51	0.17	0.27	−0.05	0.48	0.30

注: 黑体表示通过信度为 95% 的显著性检验。

布特征, 且模式集合的表现好于大部分单个模式; 但各模式依然存在系统偏差。如在高原的东部出现虚假的极端降水高值区; 存在的降水过于频繁的问题使得对 SDII 和 CDD 的模拟比实况偏低, 且在东部季风区的 R5d 和 R10 也明显低于实况。

4 极端降水指数时间变化模拟能力的评估

为了检验 IPCC AR4 全球模式对中国区域极端降水指数在 1961~2000 年间的线性趋势的模拟能力, 利用最小二乘法计算了模拟与观测的中国区域平均极端降水指数线性趋势 (表 5)。可以看出, 中国区域总的 SDII、R10、R5d、R95t 都呈微弱的增加趋势, 其线性趋势分别为每 10 年 0.06 mm/d、0.11 d、0.21 mm、0.30%, 但都没有通过信度为 95% 的显著性检验; 而最大持续无雨期则有显著减少的趋势, 线性趋势约为 −0.99 d/10 a, 模式集合模拟出了与实况一致的线性变化趋势, 但在数量上存在偏差, SDII、R10、R5d、R95t 和 CDD 的线性趋势分别为每 10 年 0.02 mm/d、0.12 d、0.24

mm、0.30%、−0.32 d。此外, 模式 INM-CM3.0 和 NCAR-PCM1 也都较成功地模拟出了与实况一致的线性变化趋势。各模式对 SDII 指数的模拟较好, 都模拟出了 SDII 指数正的线性趋势; 其他 4 个指数的线性变化趋势也能被大部分模式成功模拟, 但总体上模式集合对于各指数线性趋势的模拟与观测最为接近。

为考察模式集合和各模式对 5 个极端指数年际变率的模拟能力, 本文利用中国区域平均的 1961~2000 时间序列计算了实况与模拟的各项极端降水指数的距平相关系数 (表 6)。

由表 6 可以看出, 除个别模式对个别指数的年际变率尚有一定的模拟能力外, 如 GFDL-CM2.0 模式对 SDII 指数、INM-CM3.0 对 CDD 指数, 绝大部分模式和模式集合对于极端降水指数的年际变率基本没有模拟能力。

此外, 为考虑分辨率对极端降水模拟能力的影响, 本文对比了模式其他方面一致仅分辨率不同的两个模式的模拟结果, 这两个模式是 MIROC3.2_hires (大气模式分量水平分辨率约为 1.125°×1.125°)

表 6 中国区域各极端降水指数模拟与实况序列 (1961~2000 年) 间的相关系数

Table 6 The correlation coefficient between observed and simulated China-averaged temporal series of precipitation extremes indices for the period 1961 - 2000

	GFDL CM2.0	GFDL CM2.1	INM CM3.0	IPSL CM4	MIROC3.2_ medres	CNRM - CM3	NCAR- PCM1	MME
SDII	0.32	-0.05	0.11	0.12	-0.1	0.14	0.12	0.24
CDD	-0.06	0.05	0.37	0.06	0.30	-0.01	-0.08	0.22
R10	-0.05	-0.08	0.04	-0.03	-0.07	-0.13	-0.06	-0.11
R5d	-0.05	-0.01	-0.18	-0.09	-0.21	-0.12	0.23	-0.11
R95t	0.19	-0.21	0.08	0.17	-0.07	-0.19	0.16	0.08

注: 黑体表示通过信度为 95% 的显著性检验。

表 7 中国 21 世纪极端气温指数的变化 (2001~2100 年线性趋势)、2071~2100 年中国地区各指数的变化距平及其距平百分率 (相对于气候态 1961~1990 年)

Table 7 Projected change of extreme temperature indices in the 21st century over China (the temporal trends, anomalies and anomalies percentage during 2071 - 2100 against the climatology from 1961 to 1990)

	线性趋势/(100 a) ⁻¹			指数变化 (2071~2100 年)		
	A2	A1B	B1	A2	A1B	B1
SDII/mm·d ⁻¹	0.9	0.7	0.4	0.7 (12%)	0.6 (11%)	0.4 (7%)
R5d/mm	18.8	15.0	8.0	15.0 (18%)	12.8 (16%)	8.7 (11%)
R95t (%)	6.3	5.9	2.9	6.0 (31%)	5.4 (28%)	3.9 (21%)
R10/d	3.4	3.2	1.9	2.3 (22%)	2.3 (23%)	1.8 (17%)
CDD/d	1.4	1.0	-0.4	1.4 (4%)	0.7 (2%)	-0.7 (-2%)

和 MIROC3.2_medres (2.8°×2.8°)。结果表明, MIROC3.2_hires 模式最主要的改善是在对 CDD 的模拟上, 观测与模拟的气候场空间相关系数从-0.08 提高到 0.43, 进一步发现高分辨率模式主要是提高了西北内陆干旱和半干旱地区 CDD 的模拟能力 (图略), 对其他指数二者大致相当; 在线性变化趋势和年际变率方面, 高分辨率模式也有所改善。说明分辨率的提高确实可以一定程度上改善全球模式对极端降水的模拟。

5 21 世纪中国极端降水指数变化的情景预估

根据以上模式对中国现代气候模拟能力的分析, 模式集合结果模拟能力较为稳定, 故这里仅给出 7 个模式集合对 21 世纪中国区域极端降水变化的预估结果。表 7 给出了模式集合模拟的各指数 2001~2100 线性趋势 (/100 年) 和 21 世纪后期 (2071~2100 年) 中国地区各指数的变化 (相对于气候态 1961~1990 年)。可以看出, 除 CDD 在 B1 情形下略有减少外, 其他 4 个指数在 3 种排放情形

下都有增加趋势, 如 A1B 情形下 21 世纪末期 SDII、R5d、R10、R95t 和 CDD 将分别增加 11%、16%、23%、28% 和 2%; 其线性变化趋势分别为每 100 年增加 0.7 mm/d、15.0 mm、3.2 d、5.9% 和 1 d, 且高排放 A2 下变化幅度最大, 对比各类指数变化的大小, 可以看到, 无论何种排放, 极端降水贡献指数 R95t 增加的百分率最大, 是平均日降水强度变化的 2.5 倍, 表明未来与降水有关的事件都有趋于极端化的趋势, 21 世纪后期中国区域极端降水强度可能增强, 干旱也将加重, 且变化幅度与排放强度成正比。

由 21 世纪后期 (2071~2100 年) 极端降水指数较气候平均态 1961~1990 年变化百分率的空间分布 (A1B 情形见图 7, 其他情形图略) 可以看到, 无论何种排放, 反映强降水的指数 (R95t、R5d) 和雨量强度的指数 (SDII) 基本都出现正距平百分率变化, 极大变化区主要在高原南侧、西北西部以及江淮流域, 如 A1B 情形下, SDII (图 7a) 最大增幅中心在青藏高原, 约增加 12%~27%, 江淮流域也有较大的增加 (8%~15%); 西北 R5d 增加 20%,

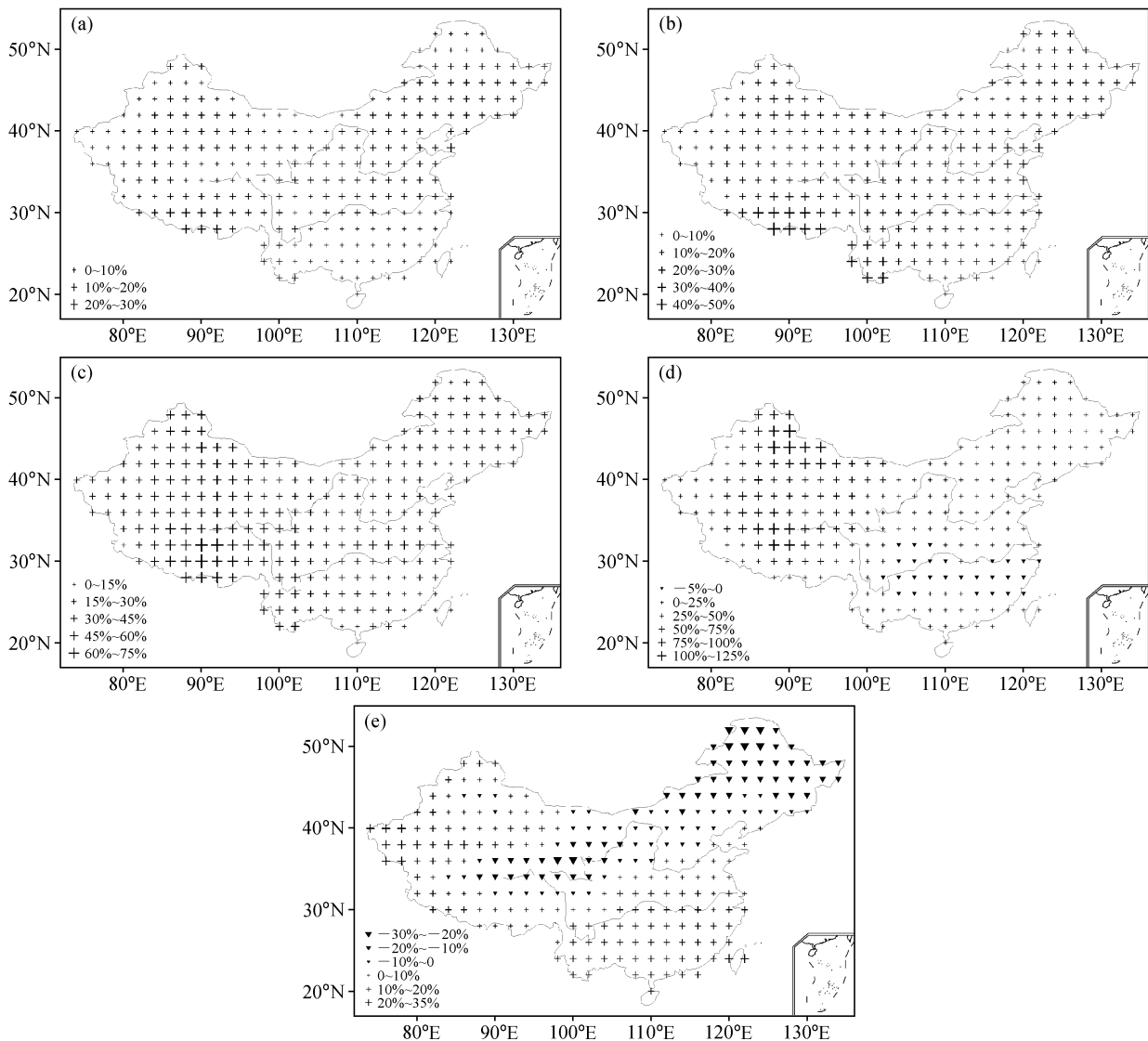


图 7 SRES A1B 情形下模式集合模拟的 2071~2100 年 5 个极端降水指数变化率空间分布 (相对于 1961~1990 年): (a) SDII; (b) R5d; (c) R95t; (d) R10; (e) CDD

Fig. 7 The spatial distributions of the MME (multi-model ensemble) simulated increments during 2071 - 2100 (relative to 1961 - 1990) under SRES A1B: (a) SDII; (b) R5d; (c) R95t; (d) R10; (e) CDD

R95t 增加 40 %，青藏高原南部 R5d 和 R95t 指数分别增加 40%、50%，R10 指数在西北地区和青藏高原上增加 60%~100%，我国南方广大地区有微弱的减少趋势 (图 7d)；而 CDD (图 7e) 主要在东北、内蒙古至高原北部出现减少，西北西部、长江以南呈现无雨日数的增加，表明我国大部分地区未来伴随着降水量的增大，降水强度也显著增强，即使降水量增加不显著的长江及其以南区域，由于降水日数的减少，降水强度明显增强，尤其是高原南侧、西北西部以及江淮流域，未来这些区域极端降

水事件频率增加，强度增强意味着其防灾形势将更严峻。

6 总结与讨论

利用由中国区域 550 个站点 1961~2000 年逐日降水量资料计算得到的年极端降水指数，检验参与政府间气候变化委员会 (IPCC) 第四次评估报告的 7 个新一代全球模式及多模式集合对现代气候情景下 (20C3M) 5 个极端降水指数 (SDII、CDD、R10, R5d, R95t) 的模拟能力，并进行中国地区 21

世纪极端降水事件变化的情景预估, 得到如下主要结论:

(1) 全球模式对中国区域降水极端指数的气候场具有一定的模拟能力, 模拟气候场与实况气候场的空间相关系数为 0.3~0.8, 但存在系统偏差, 如高原东坡、南部出现虚假的极端降水高值区, 东北、华北和华中、西北地区存在模拟降水过于频繁导致 SDII 和 CDD 的模拟比实况偏低, 东部季风区的极端降水强度指数 R5d 和 R10 也低于实况。

(2) 全球模式对极端降水指数年际变率的模拟能力都较差, 但模式集合和某些模式具有一定的线性趋势模拟能力。

(3) 模式集合的总体模拟能力高于单一模式, 不同模式对比表明, GFDL-CM2.0 模式、GFDL-CM2.1 模式具有相对较好的模拟能力, 模式分辨率的提高能够在一定程度上提高模式对极端降水指数的模拟能力。不同极端指数对比发现, 模式对 SDII、R10 和 R5d 的模拟能力较高, 对 CDD 指数的模拟能力最弱。

(4) 21 世纪中国区域极端降水事件将增多, 强度增强, 且变化幅度与排放强度成正比, 未来长江中下游地区、东南沿海和青藏高原会有更频繁的极端降水事件, 而由于北方干旱和半干旱地区无雨日数的减少, 干旱形势可能会有所缓解。

本文通过对实况与模拟场的时空分析, 表明新一代全球模式对地形复杂、且位于季风区的中国区域降水的直接模拟依然存在较大的问题, 故预估存在较大的不确定性, 未来需要利用各种降尺度(动力降尺度和统计降尺度)的方法对该区气候(包括降水)进行模拟和预估。

致谢 由衷感谢“气候模式诊断与比较计划(Program of Climate Model Diagnosis and Intercomparison, PCMDI)”提供的模式计算结果, 感谢两位审稿人提出的建议。

参考文献 (References)

Delworth T L, Broccoli A J, Rosati A, et al. 2006. GFDL's global coupled climate models. Part 1: Formulation and simulation characteristics [J]. *J. Climate*, 19: 643–674.

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 [J]. *Climate Res.*, 19: 193–212.

Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. 2001. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate

model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (6): 1224–1230.

Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. 2002. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19: 927–942.

高学杰, 周广庆, 陈嘉滨. 2003. 仅引入质量守恒律的 T63 模式对全球大气环流和中国气候的模拟 [J]. *气候与环境研究*, 8 (3): 339–347.

Gao Xuejie, Zhou Guangqing, Chen Jiabin. 2003. Simulation of global circulation and climate in China by T63 model with mass conservation law [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8 (3): 339–347.

高学杰, 赵宗慈, 丁一汇, 等. 2003. 温室效应引起的中国区域气候变化的数值模拟 II: 中国区域气候的可能变化 [J]. *气象学报*, 61 (1): 29–38.

Gao Xuejie, Zhao Zongci, Ding Yihui, et al. 2003. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Part II: Climate change [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 61 (1): 29–38.

高学杰, 林万涛, Kucharsky F, 等. 2004. 实况海温强迫的 CCM3 模式对中国区域气候的模拟能力 [J]. *大气科学*, 28 (1): 78–90.

Gao Xuejie, Lin Wantao, Kucharsky F, et al. 2004. Simulation of climate and short-term climate prediction in China by CCM3 driven by observed SST [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28 (1): 78–90.

高学杰. 2007. 中国地区极端事件预估研究 [J]. *气候变化研究进展*, 3 (3): 162–166.

Gao Xuejie. 2007. Researches in projection of extreme events in China [J]. *Adv Climate Change Res. (in Chinese)*, 3 (3): 162–166.

Hasumi H, Seita E, Hasegawa A. 2004. K-1 Coupled GCM (MIRCO). description. K-1 Model Developers Tech. Rep. 1, 34 pp. [Available online at <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.]

IPCC. 2001. Climate Change 2001. The Science of Climate Change [M]. TAR (2001), Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al., Eds. Cambridge UK: Cambridge University Press, 1–785.

IPCC. 2007. Climate Change 2007. The Physical Science Basis [M]. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.

姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004a. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测 [J]. *地球物理学报*, 47: 590–596.

Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004a. East Asian climate change trend under global warming background [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 47: 590–596.

姜大膀, 王会军, 郎咸梅. 2004b. SRES A2 情景下中国气候未来变化的多模式集合预测结果 [J]. *地球物理学报*, 47: 776–784.

Jiang Dabang, Wang Huijun, Lang Xianmei. 2004b. Multimodel ensemble prediction for climate change trend of China under SRES A2 scenario [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 47: 776–784

- Jiang D B, Wang H J, Lang X M. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 22 (4): 479–495.
- Luo Y, Zhao Z C, Xu Y, et al. 2005. Projections of climate change over China for the 21st century [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 19 (4): 401–406.
- Marti O, Braconnot P, Bellier J, et al. 2005. The new IPSL climate system model: IPSL_CM4, Tech. Rep., Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de l'Environnement Global, IPSL, Case 101, 4 place Jussieu, Paris, France.
- Phillips T J, Gleckler P J. 2006. Evaluation of continental precipitation in 20th-century climate simulations: The utility of multi-model statistics [J]. *Water Resource Research*, 42: W03202, doi: 10.1029/2005WR004313.
- Salas-Melia D, Chauvin F, Deque M, et al. 2004. Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. CNRM Technical Report 103 [Available from CNRM/GMGEC, 42 ave. G. Coriolis, 31057 Toulouse, France or http://www.cnrm.meteo.fr/scenario2004/paper_cm3.pdf]
- Sun Y, Solomon S, Dai A, et al. 2005. How often does it rain? [J] *J. Climate*, 19: 916–934.
- Volodin E M, Diansky N A. 2004. El Niño reproduction in coupled general circulation model of atmosphere and ocean [J]. *Russian Meteorology and Hydrology*, 12: 5–14.
- 王淑瑜, 熊喆. 2004. 5 个海气耦合模式模拟东亚区域气候能力的初步分析 [J]. *气候与环境研究*, 9 (2): 240–250. Wang Shuyu, Xiong Zhe. 2004. The preliminary analysis of 5 coupled ocean-atmosphere global climate models simulation of regional climate in Asia [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 9 (2): 240–250.
- Washington W M, Weatherly J W, Meehl G A, et al. 2000. Parallel climate model (PCM) control and transient simulations [J]. *Climate Dyn.*, 16: 755–774.
- Xie Pingping, Yatagai Akiyo, Chen Mingyue, et al. 2007. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (3): 607–626.
- 许吟隆, 黄晓莹, 张勇, 等. 2005. 中国 21 世纪气候变化情景的统计分析 [J]. *气候变化研究进展*, 1 (2): 80–83. Xu Y L, Huang X Y, Zhang Y, et al. 2005. Statistical analyses of climate change scenario over China in the 21st century [J]. *Adv. Climate Change Res. (in Chinese)*, 1 (2): 80–83.
- 徐影, 丁一汇, 赵宗慈. 2002. 近 30 年人类活动对东亚气候变化影响的检测与评估 [J]. *应用气象学报*, 13 (5): 513–525. Xu Ying, Ding Yihui, Zhao Zongci. 2002. Detection and evaluation of effect of human activities on climatic change in East Asia in recent 30 years [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 13 (5): 513–525.
- 张莉, 丁一汇, 孙颖. 2008. 全球海气耦合模式对东亚季风降水模拟的检验 [J]. *大气科学*, 32 (2): 261–276. Zhang Li, Ding Yi-Hui, and Sun Ying. 2008. Evaluation of precipitation simulation in East Asian monsoon areas by coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (2): 261–276.
- Zhang Y, Xu Y, Dong W, et al. 2006. A future climate scenario of regional changes in extreme climate events over China using the PRECIS climate model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L24702, doi: 10.1029/2006GL027229
- 赵宗慈. 2006. 全球气候变化预估最新研究进展 [J]. *气候变化研究进展*, 2 (2): 68–71. Zhao Zongci. 2006. Latest advances in global change projection [J]. *Adv. Climate Change Res. (in Chinese)*, 2 (2): 68–71.
- 赵宗慈, 罗勇. 2007. 21 世纪中国东北地区气候变化预估 [J]. *气象与环境学报*, 23 (3): 162–166. Zhao Zongci, Luo Yong. 2007. Projections of climate change over northeastern China for the 21st century [J]. *Journal of Meteorology and Environment (in Chinese)*, 23 (3): 162–166.