未来 30 年亚洲降水情景预估及偏差订正

杨阳^{1,2,4} 戴新刚¹ 汪萍³

- 1. 中国科学院东亚区域气候与环境重点实验室,大气物理研究所,北京 100029
- 2. 中山大学大气科学学院, 珠海 519082
- 3. 中国气象科学研究院大气成分与环境气象研究所,北京 100081
- 4. 兰州大学大气科学学院,兰州 730000

要 借助第五次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison 摘 Project Phase 5, CMIP5) 多模式集合数据及英国气候研究所(Climatic Research Unit Timeseries version 4.0, CRU TSv4.0)的格点降水资料,分析了多模式集合平 均降水在亚洲的偏差分布特征,检验了三种偏差订正统计方法,并且预估了 2021-2050年亚洲降水的可能变化。结果表明,在 CMIP5 历史气候模拟中,多模 式集合降水在亚洲存在明显偏差,北方降水偏多,南方偏少,其中在青藏高原、 内蒙古、蒙古国等地明显偏多达30%~40%,南亚偏少30%~40%,在越南和华 南沿海偏少 20%~30%等。2006-2015 年预估降水偏差型与历史气候模拟相似, 具有准定常性,可以通过二者之差将其消去。偏差订正检验表明,单纯除去模式 气候漂移后的降水距平太小,尽管距平符号一致率较高。在暖季(5-10月),一 元对数回归偏差订正结果在北方略优于一元差分回归,在冷季(11-次年4月) 与此相反,二者结合可以构成区域组合回归偏差订正法。最后,用组合订正法订 正了 RCP4.5 情景下 20 个 CMIP5 模式集合 2021-2050 年亚洲降水预估偏差,又 利用某些区域的去模式漂移订正结果对其盲区进行了补充订正填补。结果表明, 相对于 1976-2005 年气候平均,在暖季,中国南方、南亚东北部、中亚南部、阿 拉伯半岛东北部等地降水可能减少10%~20%;从中国的三江源区到淮河流域带 降水会增加约 20%, 东北南部的降水会增加约 10%; 新疆北部降水增加约 10%, 南部约 20%; 华北和东北大部降水减少约 10% ~ 20%; 中南半岛北部降水增加约 10%;亚洲高纬度地带降水也略有增加。在冷季,亚洲降水呈现北方增加,南方 减少的格局,其中南亚降水减少最明显,达-10%左右,中国西南部减少约-5%--; 中国西部降水增加幅度为 20%~40%, 华北和东北增加约 5%; 亚洲高纬度降水

通讯作者 戴新刚, E-mail: daixg@mail.iap.ac.cn

作者简介 杨阳, 女, 博士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: yangy2016@lzu.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金 41675087、42061144015,国家重点研发计划 2016YFA0600404 和 2016YFA0601901

Funded by National Natural Science Foundation of China (41675087, 42061144015), National Key R&D Program of China (2016YFA0600404 and 2016YFA0601901)

增加约为10%~40%。因此随着气候暖化,未来30年中国的淮河流域、长江和 黄河上游可能降水增多,而西南地区的旱情可能会持续,建议有关部门提前做好 应对部署。

关键词 亚洲季风 降水预估 CMIP5 偏差订正 旱涝趋势 中图分类号 P467 文献标识码 A

A Projection of Asian Precipitation for coming 30 years with Bias Correction

YANG Yang^{1,2,4} DAI Xin-Gang¹ WANG Ping³

1ECE-TEA, Institute of Atmospheric Physic, Chinese Academy of Science, Beijing 100029 2 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Zhuhai 519082

3 Key Laboratory for Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Composition and Environment Meteorology, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081
4 College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

Abstract This study focuses on the bias of multi-model ensemble mean in precipitation simulated by the models of the fifth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) in comparison with the precipitation data from Climatic Research Unit Timeseries version 4.0 (CRU TS v4.0). Three bias correction methods are tested and then a precipitation projection with the correction is made for the coming 30 years basing on the 20 CMIP5 models selected. Results show that the precipitation in CMIP5 historical simulation precipitation is overestimated in northern Asia and underestimated in the South for 1960-2005, with 30%~40% more precipitation in Tibetan plateau, Inner Mongolia and Mongolia, and 20%~30% less on southern coast of China mainland and Vietnam, and 30%~40% less in South Asia than the observation. It is found that the bias pattern of projected precipitation for 2006-2015 under RCP4.5 scenario is similar to the one from CMIP5 historical climate simulation, implying that the bias pattern is almost stationary and should belong to the model climate drift which can be removed through the difference between a period-mean projection and the historical simulation. However, this bias correction leads to a much smaller magnitude of precipitation anomaly, although it has a good anomaly rate compared with the observation. Bias correction test confirms that the performance of bias correction with logarithm regression (LR) is better in northern Asia than that with the year-to-year increment regression (YYIR) during the warm season (May-October), whereas the YYIR is better than the LR in southern Asia in the season. Nevertheless, the LR is better in the south and YYIR is better in the north during the cold season (November throughout next April). Therefore, to combine the two

regression methods can form a regional combination bias correction. The regional combination method is applied in the bias correction for 2021-2050 precipitation projection of the Asian continent under RCP4.5 scenario, in which additional bias correction of the climate drift removal is added in the blind areas in the two bias corrections. The projection for warm season shows more or less changes in precipitation pattern versus 1976-2005, such as 10%~20% decrease in precipitation in southern China mainland, the northeastern part of South Asia, south part of Central Asia, and northeastern Arabian Peninsula, whereas the projected precipitation would increase about 20% in the belt from the Three River Source area throughout the Huaihe delta area, 10% increase in the southern part of Northeast China, 10% and 20% increase in northern and southern Xinjiang, respectively, and 10% or 20% decrease in North China and the most of Northeast China, 10% increase in northern Indo-China Peninsula, in addition to a little increase in precipitation in the high latitude of Asia. In the cold season, the precipitation projected would increase in the north and decrease in the south of Asia, such as 10% decrease in South Asia, 5% decrease in Southwest China mainland, 20%~40% increase in West China, 5% increase in North and Northeast China, 10%~40% increase in the high latitude of Asia. As a result, there would be more precipitation with potential floods in up-reaches of the Yangtze River and Yellow River over the next 30 years, while the drought would probably continue in Southwest China as it has experienced for the last decade. These will provide suggestions for the relevant department of local government to take measures in advance for the potential risks of the flood and drought in context of climate warming.

Keywords

Asian monsoon, precipitation projection, CMIP5, bias correction, drying and flooding

1 引言

季风气候区是地球上植被最繁茂、人口最密集、耕地最多、农业生产最活跃的区域(Chang et al., 2018; Wang et al., 2020a; Webster, 1981; Dai and Wang, 2017; 戴新刚和汪萍, 2020)。亚洲南部和东部是地球上最著名的季风区之一,其中南亚属于热带季风区,东亚季风属于副热带季风(Dai et al., 2004b; Ding and Chan, 2005; Wang, 2006; 朱志伟和何金海, 2013)。南亚地区的旱涝主要与季风的涛动有关,在强季风年,南亚降水偏多,洪涝灾害频繁; 弱季风年南亚降水偏少,部分地区干旱,影响作物收成(Revadekar and Preethi, 2011; Lu et al., 2020)。对于东亚而言,在强季风年西太平洋副热带高压(简称西太副高)往往偏北偏东,汛期中国东南沿海及黄淮流域降水偏多,长江中下游地区降水偏少; 弱季风年西太

副高偏南偏西,长江及江南等地多雨(陶诗言,1980;陶诗言等,2001;丁一汇, 1993),而北方干旱(Dai et al., 2003, 2005),造成粮食产量下降(Terjung et al., 1989)。影响亚洲季风降水的因子众多,其中 ENSO(El Niño-Southern Oscillation) 是亚洲季风年际变化的主要驱动因子(Krishnamurthy and Goswami, 2000; Fasullo and Webster, 2002)。这种影响既可以是间接的,也可以是直接的,受海温年代 尺度/多年代尺度遥相关型调制(Dai et al., 2004a; Wang et al., 2013; Zhu et al., 2014; Dong et al., 2018),如太平洋年代尺度涛动(PDO/IPO; Feng et al., 2014; Dai et al., 2015a; Dong and Dai, 2015),北大西洋多年代尺度涛动(AMO; Naidu et al., 2020)等。此外,全球季风系统也会受到全球气候暖化趋势的明显影响(Wang et al., 2015)。

通常, El Niňo 年亚洲季风偏弱、西太平洋副热带高压偏南偏西、东亚季风 雨带随之偏南,汛期中国大陆易出现"南涝北旱"格局,冬季气温偏高,且易出 现暖冬;反之,在La Niňa 年亚洲季风偏强,西太平洋副热带高压偏北偏东,汛 期易出现所谓"I类雨型",即中国大陆南北降水多,中间少的格局(符淙斌, 1978;黄荣辉等,2003;吴国雄等,2003;Wu et al.,2003;王会军等,2020)。 在 PDO 的正位相,北半球中纬度太平洋东部海温偏高,西北太平洋北部海温偏 低,亚洲季风偏弱,中国大陆易出现年代尺度"南涝北旱"格局(Yang et al.,2017a, b);与此相反,PDO 的负位相使得亚洲季风偏强,冬季气温偏低,易出现冷冬 (Chen et al.,2013;Huang et al.,2020a;Wang et al.,2008;Yun et al.,2015)。已有 数值试验证实,PDO 的位相变化还能明显影响印度洋异常海温分布,从而对南 亚及东亚季风均产生影响(Krishnamurthy et al.,2014;Wang et al.,2014)。在 AMO 正位相,北大西洋海温偏暖,负位相海温偏冷。在多年代尺度上,它不仅能影响 中纬度西风带的湿度和降水,也与亚洲季风存在关联(Goswami et al.,2006; Krishnamurthy et al.,2015;Li et al.,2017)。

此外,过去百年的全球气候暖化已经逐渐影响到地球气候系统的多个方面 (IPCC, 2013; Dai and Wang, 2018),例如,北极海冰减少(Kumar et al., 2020)、 山岳冰川融化(张宏杰等, 2018)、中太平洋暖事件增多(Karumuri et al., 2007)、 副热带高压面积扩展(Seidel et al., 2008)等。气候系统热机效率的提高导致全 球能量与水循环速率加快(Lalibert é et al., 2015),致使极端天气气候事件的出 现频率呈现上升趋势(Li et al., 2020; Zhong et al., 2020)。气候系统的这一系列 变化已经影响到区域尺度气候及亚洲季风气候(Sooraj et al., 2015; Duan et al., 2018; Cai et al., 2021)。这增加了气候变化机制的复杂性,并且造成预测难度上 升。因此,研究或预估未来气候暖化背景下几十年或百年以上区域尺度气候的可 能变化趋势,必须得考虑未来社会经济发展情景(IPCC, 2013)。

气候变化趋势是气候年际变化及年代际变化的背景。前者往往属于外部强迫的结果,如全球气候暖化等,后者属于气候系统的内部变率,如海-气相互作用等(Huang et al., 2020b)。未来全球气候暖化趋势在很大程度上取决于温室气体的排放情景(Dai X. et al., 2015; Li et al., 2020)。目前,科学家对于未来几十年或百年气候趋势预估都基于不同温室气体排放情景(RCPs/SSPs)下的国际耦合模式比较计划第五/六阶段(CMIP5/CMIP6)的多模式输出数据(Taylor et al., 2012; Eyring et al., 2016)。例如,Lee 和 Wang 基于 CMIP5 模式资料对未来全球季风变化进行预估(Lee and Wang, 2014);Cook 等分析了 CMIP6 模式输出的预估资料后指出,21 世纪全球多个地区可能存在干旱趋势,如美国西部、中美洲、欧洲和地中海、亚马逊、南部非洲、中国部分地区、东南亚及澳大利亚等,其中与高排放情景相比,低排放情景下某些地区的严重干旱会减弱甚至消失(Cook et al., 2020)。这说明气候暖化会在一定程度上改变全球旱涝分布格局,尽管区域性降水还会受到年际或年代际气候变化的影响,且与多个海区的海温遥相关型有关。

Xu 等利用 CMIP5 数据对未来 50 年中国极端气温和降水进行了预估,指出 区域性极端气候事件出现的潜在风险(Xu et al., 2018)。Jiang 等利用 CMIP6 多 模式集合数据预估了未来百年中亚干旱区降水的变化,发现在不同排放情景下中 亚降水几乎都增加,且在高排放情景(SSP5-8.5)下,降水增加更加明显。例如, 在中亚北部表现为夏季降水减少,春季降水明显增加(Jiang et al., 2020)。张蓓、 杨阳等利用 CMIP5 多模式集合数据对中国降水的预估研究表明,2016-2035/2045 年间,从中国西部的三江源区到淮河流域一带的降水呈增加趋势,而西南地区可 能会持续干旱(张蓓等, 2019;杨阳等, 2019)。

然而,一些预估检验也指出,CMIP5 模式输出数据存在系统性偏差,尤其 是降水,因此气候预估时必须进行偏差订正(张蓓等,2016)。模式的气候漂移 是气候预估偏差的主要部分,大多数气候预估研究都选择通过两个时段平均之差 或只计算趋势的方式消除或回避模式集合的气候漂移(Chen et al., 2020)。此外, 模式降水偏差还存在非定常振荡,会对某些地区的几十年降水预估产生明显影 响,对此也需要订正。张蓓等(2019)利用线性回归方程法订正了2016-2035年 中国大陆情景预估降水的定常及非定常偏差。杨阳等(2019)研究发现,回归方 程偏差订正效果还与纬度有关,提出所谓"区域组合回归"订正法,即在30°N 以北地区使用一种回归方案,以南地区使用另一种,如此可以得到更高的预估降 水距平符号一致率。

虽然已有一系列的研究用 CMIP5/CMIP6 对未来百年或 21 世纪后三十年的 降水进行预估,但几乎均未考虑其中的非定常偏差订正问题(Cook et al., 2020; Jiang et al., 2020; Li et al., 2019; Wang et al., 2020b),增加了预估结果的不确定性。本文基于 CMIP5 多模式集合输出资料,在中等排放情景(RCP4.5)下,对未来 30 年(2021-2050)亚洲降水进行预估并对其做定常和非定常偏差订正,给出未来 30 年亚洲可能出现的旱涝分布格局或变化趋势。下文的第二节介绍了所用数据和方法;第三节是 CMIP5 历史气候模拟的偏差分析;第四节对降水预估偏差进行订正检验,并建立统计回归订正模型;第五节给出未来 30 年亚洲降水预估结果;最后一节是总结和讨论。

2 数据和方法



本文使用耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)中多模式输出的 1960-2005 年历史气候模拟及未来 RCP4.5 排放情景下(2006-2015 及 2021-2050 年)的逐月 降水数据(Taylor et al., 2012),以及英国气候研究所全球陆地格点分析数据集 (CRU TS v4.0)中的格点月降水量(Harris et al., 2020),其分辨率为 0.5 °×0.5 °, 视为观测降水。考虑到过多模式的集合平均可能会使结果更接近于气候的强迫场 结果(Dai et al., 2015a),而模式过少又会造成降水集合平均的统计稳定性变差。 另一方面,在降水演变中的趋势项一般都很弱,其年代际变化就显得更为重要, 这就要求在选取模式数量上既不能太多,也不能太少。本文选用了 20 个常用的 CMIP5 模式,所选模式参数见表 1。

> 表 1 20 个 CMIP5 模式参数信息 Table 1 Parameters of the 20 CMIP5 models

模式名称	单位及国家	经纬格点 数	模式名称	单位及国家	经纬格点 数
ACCESS1-0	CSIRO-BOM, 澳大 利亚	192 ×145	GISS-E2-R	NASA GISS, 美国	144 ×90
ACCESS1-3	CSIRO-BOM, 澳大 利亚	192 × 145	GISS-E2-R-CC	NASA GISS, 美国	144 ×90
BCC-CSM1-1	BCC, 中国	128 ×64	INMCM4	INM, 俄罗斯	180 ×120
BCC-CSM1-1-m	BCC, 中国	320 ×160	IPSL-CM5A-LR	IPSL, 法国	96 ×96
CanESM2	CCCMA, 加拿大	128×64	IPSL-CM5A-MR	IPSL, 法国	144×143
CCSM4	NCAR, 美国	288×192	IPSL-CM5B-LR	IPSL, 法国	96 ×96
CNRM-CM5	CNRM-CERFACS, 法国	256 ×128	MPI-ESM-LR	MPI-M, 德国	192 ×96
CSIRO-Mk3-6-0	CSIRO-QCCCE, 澳 大利亚	192 ×96	MPI-ESM-MR	MPI-M, 德国	192 ×96
GISS-E2-H	NASA GISS, 美国	144×90	NorESM1-M	NCC, 挪威	144 ×96
GISS-E2-H-CC	NASA GISS, 美国	144×90	NorESM1-ME	NCC, 挪威	144 ×96

由于 CMIP5 各模式分辨率不一致,本文使用双线性插值法将每个模式的降水和观测格点分析降水都统一插值到 1.0°×1.0°经纬网格点上再进行计算。本文使用三种模式偏差订正法,第一种是去除模式气候漂移,即通过去除模式和观测降水的平均偏差来实现;后两种分别为一元对数回归和一元年际增量回归(或一元差分回归)(Fan et al., 2009;张凯静等,2017)。根据这三种偏差订正法在地理区域上的优劣又进一步可以设计区域组合回归偏差订正法,即在 30°N 以南/北使用一元年际增量或一元对数回归法对偏差进行订正(杨阳等,2019),并对检验期中的盲区(距平符号相反区)再用去除模式气候漂移的结果进行补充订正填补。两种回归模型参数均以1960-2005 年为训练期,通过 20 个 CMIP5 模式集合平均降水和观测降水(CRU TS v4.0)确定。

3 历史气候降水模拟

CMIP5 历史气候模拟中的多模式集合平均对亚洲降水气候分布型具有一定的模拟能力(杨阳等,2019)。图1a是20个CMIP5 模式集合平均模拟的1960-2005 年亚洲区域的年降水(简称为模式降水,下同)。与观测降水(图 1b)比较可 以看到,模式集合能基本再现1960-2005年亚洲气候平均年降水分布的主要特征。 例如,在亚洲季风区,包括南亚、东亚及东南亚等地降水较多,中国西北、中亚 和阿拉伯半岛等干旱气候区降水稀少等。然而,若仔细比较二者可以发现模式降 水依旧存在偏差。例如,模式降水在北方偏多,致使干旱或半干旱区的范围缩小, 这在中国西北和中亚最为明显,而模式降水在青藏高原东部明显偏多,但在印度 次大陆偏少。



图1 1960-2005年亚洲 20个CMIP5 模式平均年降水量(a)和观测降水(b),后者取自CRU TS4.0.

图 1 亚洲年降水量: (a) 20 个 CMIP5 模式集合模拟的 1960-2005 年平均降水量; (b) 同 期气候平均观测降水(CRU TS v4.0),单位: mm Fig.1 Climate mean annual precipitation: (a)1960-2005 climate mean simulated by 20 CMIP5

models; (b) observation (CRU TS4.0); unit: mm.

暖季(5-10月)和冷季(11-次年4月)的模式降水偏差分布不同。用模式 降水减去观测降水得到模式降水的偏差,对其再除以观测降水便可以得到偏差百 分率。图 2a 表示暖季即亚洲南部季风季节的模式降水偏差百分率,可见 20 个 CMIP5 模式集合对亚洲季风区大部分地区降水模拟偏弱,如中国东南沿海和华 南沿海、南亚、朝鲜半岛、日本关西地区、越南大部等地,其中模式降水在印度 半岛中北部偏少超过 40%,在越南中北部、缅甸西南部、朝鲜半岛和日本关西地 区偏少约 30%,在中国华南沿海偏少 10% ~ 20%,在我国东南沿海偏少 5% ~ 10%。相反,在中国西部、北部,中亚、远东和阿拉伯半岛等地模式降水明显偏 多,其中青藏高原、华北、中亚南部、阿拉伯半岛大部模式降水偏多 40%以上, 在中国东北、中亚北部、印度南部、中南半岛西南部模式降水偏少 20% ~ 30%。

图1 1960-2005年亚洲 20个CMIP5 模式降水偏差百分率;上排为暖季,下排为冷季;观测降水CRU TS4.0

图 2 1960~2005 年 20 个 CMIP5 模式集合平均降水的偏差百分率: (a) 暖季(5~10 月) 降水; (b) 冷季(11~次年 4 月) 降水

Fig. 2 Bias percentage of Asian precipitation between ensemble mean of 20 CMIP5 models and observation during 1960-2005: (a) warm season (May - October); (b) cold season (November throughout next April)

在冷季,亚洲大部分地区模式降水偏多且超过 40%,尤其在高纬度地区降水 偏多更为明显(图 2b)。与模式集合模拟的夏季风降水偏少相反,冷季印度半 岛大部分地区的模式降水偏多,北部偏多 30% ~ 40%,仅在中国华南沿海、中南 半岛、中亚南部、阿拉伯半岛等地模式降水偏少,其中在华南沿海和中南半岛偏 少 10% ~ 20%,在中亚南部及伊朗高原偏少 20% ~ 30%,在阿拉伯半岛东南部偏 少超过 40%。可见 CMIP5 历史气候模拟降水中存在明显偏差,在使用前必须做 不确定性分析并进行偏差订正。

4 模式降水预估偏差

20个 CMIP5 模式集合平均预估的 2006-2015 年亚洲暖季降水偏差分布型(图 3a) 与 1960-2005 年历史气候模拟降水偏差分布相似(图 2a)。例如,预估降水

在东亚北部偏多,其中在中国西部、蒙古国及中亚北部等地偏多达40%及以上: 在亚洲低纬度及阿拉伯半岛等地降水偏少,其中印度中北部和孟加拉国大部偏少 40%及以上,巴基斯坦、阿拉伯半岛部分地区、越南中北部、中国的华南沿海和 朝鲜半岛等地偏少 20%~30%。同样,模式集合预估的 2006-2015 年亚洲冷季降 水偏差分布型(图 3b)也与 1960-2005 年平均历史气候模拟亚洲冷季降水偏差(图 2b)相似。这种相似性说明二者偏差分布型几乎不随时间变化,说明 CMIP5 气 候模式集合存在系统性偏差即模式气候漂移。张蓓和戴新刚(2016)对 CMIP5 模式集合偏差的分析表明,模式降水的气候漂移约占总偏差的80%或以上。可见 2006-2015 年平均降水预估偏差的绝大部分应该属于模式集合气候漂移,具有准 定常性。因此,在 CMIP5 模式集合的气候预估中直接扣除模式气候漂移可以减 少降水预估的不确定性。通常的做法是用模式集合预估降水减去过去一段历史气 候模拟降水来消除模式气候漂移。这里假设模式气候飘移是定常的。然而,比较 图 3 和图 2 中偏差分布的细节就会发现,二者之间还存在一些小的差异。例如, 在中国东部沿海地区预估的降水偏少率幅度要大于历史气候模拟;在我国的华北 和东北、蒙古国、中亚等地预估降水偏多率要高于历史气候模拟(图 3a,图 2a)。 同样冷季的预估降水与历史气候模拟降水在我国华南沿海和南亚等地也存在明 显差异(图 3b,图 2b)。这些差异说明,模式预估降水偏差还受到非定常偏差 的影响,同样需要加以订正。

图 3 RCP4.5 情景下 2006~2015 年 20 个 CMIP5 模式集合平均与观测降水的偏差百分率: (a) 暖季; (b) 冷季; 观测降水: CRU TSv4.0 Fig. 3 Bias percentage of Asian precipitation between ensemble mean of 20 CMIP5 models and observation during 2006-2015 under RCP4.5 scenario: (a) warm season; (b) cold season;

Observation: CRU TSv4.0

在 CMIP5 模式集合降水预估中扣除模式气候漂移有多种方式,例如,可以 在模式降水预估中减去历史气候模拟中一个时期平均的降水偏差,或常用的做法 是只计算预估降水的相对变化,即计算一段时间平均的预估降水与另一时间段平 均的历史气候模拟降水之差,以此扣除所谓模式气候飘移,其中假定模式气候漂 移不随时间段变化。这在很大程度上可以削弱模式降水的气候漂移偏差,减小降 水预估的不确定性。图 4 给出了 2006-2015 年 CMIP5 多模式集合平均降水预估 相对于 1976-2005 年 CMIP5 历史气候模拟平均值(参考态)的距平百分率。图 4a 显示,在中等排放情景 RCP4.5 下,2006-2015 年暖季预估降水在亚洲大陆大 部分地区都有所增多,其中,我国西北中东部和南亚西北部降水增加率为 5% ~ 10%,阿拉伯半岛降水增加 10% ~ 20%,在我国江南、四川盆地、华北西部、中 南半岛中部、印度的部分地区、青藏高原西部、蒙古国东部、里海周边及东非东 北海岸等地降水减少。在冷季,2006-2015 年模式预估降水在北方增多,南方减 少,其中降水增多比较明显的区域位于我国西北东部、印度西北部、巴基斯坦、 贝加尔湖附近及远东等地,增加幅度在5%~10%之间;而降水减少的区域主要 位于中国中东部、南部、西南部、青藏高原东南部、印度东北部、伊朗、及阿拉 伯半岛等地(图 4b)。

然而,进一步分析扣除气候漂移后预估降水与观测距平符号的一致性,发现 在许多地区都存在不一致的情形,即存在预估盲区。图4c显示几乎有一半格点 的预估降水距平与观测距平相反,即没有预估能力,距平符号一致率仅为49%。 这说明图4a的预估降水距平在这些"盲区"(距平反号区)无效,其中包括中 国的东北和华北北部、中东部大部分地区、西北大部及青藏高于南部等地。但是, 冷季模式预估降水的距平符号一致率较高,达到68%,距平符号不一致的格点主 要集中在40°N附近纬度带及中亚等地。这说明,仅扣除模式气候漂移存在一 定局限性,模式降水预估的非定常偏差亦很重要,需要对其做进一步订正,以降 低模式降水预估的不确定性。

图 4 RCP4.5 情景下 2006~2015 年 20 个 CMIP5 模式集合预估降水相对于 1976-2005 年历史 气候模拟降水的距平百分率(上)及其与观测降水的距平符号一致格点("+")分布(下): (a、c) 暖季; (b、d) 冷季; 观测降水: CRU TS v4.0

Fig.4 Percentage of the precipitation anomaly projected by 20 CMIP5 models ensemble mean vs the counterpart of its historical simulations for 1976-2005 (upper panel) and distributions of grid points with the same sign (marked as "+") in the precipitation anomaly with observation (lower panel) in Asia during 2006-2015 under RCP4.5 scenario: (a, c) warm season; (b, d) cold season; observation: CRU TS v4.0

除距平符号一致率外,模式降水预估偏差还存在距平幅度的偏差,即尽管模 式降水距平符号与观测一致,若距平幅度与观测相比太小也没有实际意义。对比 图 5a,b 与图 4a,b 发现,大部分地区模式预估降水距平都远小于观测。例如,在 模式预估的暖季区域性降水增多幅度明显较小的区域有我国西北东部或三江源 区,印度次大陆、巴基斯坦和阿富汗、中南半岛西部,以及高纬度地带;模式预 估降水负距平幅度明显偏小区域为我国西南及东北部分地区、伊朗南部、里海附 近及印度东北部等(图 5a,图 4a)。比较图 4b 与图 5b 可知,冷季模式预估降 水距平幅度明显低于观测,尽管模式预估的冷季降水距平与观测之间的符号一致 率远高于暖季。例如,模式冷季降水增多幅度在我国华北和东北、印度次大陆中 部及西北部、中南半岛大部、菲律宾群岛、俄罗斯远东及西西伯利亚等地明显偏 小;在模式预估冷季降水偏少的区域距平幅度也明显偏弱,如我国西南部、青藏 高原东部、印度西北部、伊朗高原及阿拉伯半岛东部等地。因此,模式降水偏差 订正不仅要提高其距平符号一致率,也要考虑解决模式预估降水距平幅度过低的 问题。此外,为进一步减少模式偏差,除了模式气候漂移还应考虑对模式降水非 定常偏差的订正。

图 5 2006~2015 年亚洲观测降水距平百分率: (a) 暖季; (b) 冷季; 参考态: 1976-2005 Fig. 5 Percentage of precipitation anomaly in Asia from CRU TS 4.0 for 2006-2015: (a) warm season; (b) cold season; reference: 1976-2005

5.2 回归偏差订正

模式降水的定常和非定常偏差可以通过回归模型等方式统一订正,但统计方法可以订正的仅为非定常偏差中的统计平稳部分。根据杨阳等(2019)对中国大陆降水预估偏差订正的检验表明,一元对数回归和一元年际增量回归等模型对模式降水偏差订正的效果较好。因此,本文选择一元对数回归和一元年际增量回归模型,检验其对亚洲模式降水预估偏差的订正效果。这两种统计模型的建立都基于 1961-2005 年 CMIP5 历史气候模拟降水数据和降水观测数据(CRUTS v4.0)。

图 6a 表示,使用一元对数回归订正偏差后的 2006-2015 年暖季模式预估降 水相对于 1976-2005 年观测气候平均值的距平及其与观测降水距平同号格点分布 ("+"),距平一致格点率为 56.6%,明显高于图 4c 的 49%,而且降水距平幅 度与图 4a 相当。但图 6c 显示,一元对数回归偏差订正在南亚次大陆几乎无效, 其在 30°N 以南距平同号率仅为 46.7%,以北达到 60%。这说明一元对数回归 订正法在低纬度存在较多盲区,比较适合订正中高纬度暖季模式降水偏差。 比较图 6b 与图 5b 可知,一元年际增量回归订正后预估降水距平幅度高于一 元对数回归,与观测比较接近,其距平符号一致率为 62%,高于对数回归,其 30°N以南距平同号率甚至达到约 67%,也明显高于对数回归,但在 30°N以 北与对数回归相当(图 6d)。因此,在暖季可以用所谓"组合订正法",即在 30°N以南选用一元年际增量回归进行偏差订正,而 30°N以北用一元对数回 归订正法。鉴于一元对数回归订正后降水距平在北方太小,在暖季本文还是使用 一元年际增量回归订正,尽管其降水距平在北方幅度超过观测降水距平(见图

5a) 。

图 6 RCP4.5 情景下 2006~2015 年线性回归订正后亚洲暖季模式预估降水与观测降水距平百分率(上)及其距平同号格点分布(下): (a, c)一元对数回归; (b, d)一元年际增量回归; 参考态: 1976~2005

Fig.6 Anomaly percentage of the warm season precipitation projected by 20 CMIP5 model ensemble mean under RCP4.5 for 2006-2015 (upper) and corresponding grid distribution with correct sign ("+") with observation precipitation anomaly (lower): (a, c)logarithmic regression; (b, d) year-to-year increment regression; reference: 1976-2005

在冷季,图 7a,b显示,一元对数回归订正后降水距平幅度依旧小于一元年际增量回归,后者的幅度接近于观测值(图 5b)。而图 7c,d中一元对数回归的距平符号一致率仅为 48%,一元年际增量回归的略高,为 51%。根据图 7c 中

距平符号不一致的区域即盲区(空白处),可以推断使用一元对数回归偏差订正 后冷季在华北、南亚西北部及中南半岛大部等地的降水偏少无效(图7a)。同 样,使用一元年际增量回归偏差订正后冷季降水在我国华北、中南半岛等地偏少, 在我国三江源区、中亚南部等地偏多的估计也均无效。比较图7c,d不难看出, 二者在南方和北方的距平符号一致率不同,距平同号格点的分布亦不一样。统计 结果表明,一元对数回归在30°N以南为56%,远高于一元年际增量回归的48%; 相反,前者的距平同号率在北方只有45%,低于后者的53%。因此,对于2006-2015 年冷季降水预估偏差订正,可以用所谓"组合订正法",即在30°N以南选用 一元对数回归订正,以北用一元年际增量回归订正。

——图 7-___同图 6,但为冷季降水 ——Fig. 7-__Same as Fig. 6, but for cold season precipitation.

显然,单纯地使用一元对数回归或一元年际增量回归偏差订正法都不能得到 冷季预估降水的最优偏差订正效果,若将二者组合起来可以得到更优结果。图 8 即是用区域组合回归法进行偏差订正后得到的2006-2015年亚洲暖季和冷季降水 距平百分率分布,其中暖季在30°N以南用一元年际增量回归订正,以北用一 元对数回归订正(图 8a)。相反,冷季在在30°N以南用一元对数订正,以北 用一元年际增量订正(图 8b)。显然,组合订正后图 8 与图 5 的距平幅度大小 更为接近,距平符号一致率也高于单纯的一元年际增量回归订正或一元对数回归 订正的结果。不过,如果参考图 6c,d可知,图 8a 中的暖季降水预估结果在中 南半岛中南部、南亚西北部、西北东部等地的预估均无效,因为是盲区(图 6c, d)。但些盲区在图 4c 中却是有效区,可以用其中的预估降水距平填补这些区域, 以降低预估的不确定性。同样,参考图 7c,d可知,在图 8b 中的印度中南部、 南亚西北部、中南半岛中北部、中国西南部、华北大部、西北东部及新疆南部等 地的区域组合降水预估亦均无效。也可以参考图 4d,用其降水距平填补这些盲 区。因此,区域组合订正法也需要结合去模式气候漂移的结果进行补充订正,以 进一步减少亚洲降水预估的不确定性。

图 8 在 RCP4.5 情景下 20 个 CMIP5 模式集合预估并进行组合回归订正后 2006-2015 年亚洲 降水距平百分率: (a) 在暖季 30°N 以北用一元对数回归订正,以南用一元年际增量回归 订正; (b) 冷季与暖季相反; 参考态: 1976-2005 Fig.8 Asian precipitation anomaly percentage projected by CMIP5 20 model ensemble mean under RCP4.5 scenario with bias correction for 2006-2015 versus 1976-2005 observation: (a) logarithm regression in the north of 30°N with year-to-year increment regression in the south for warm season; (b) opposite combination in the regressions for cold/cool season

6 未来 30 年亚洲降水预估

在 RCP4.5 情景下用区域组合回归订正法对 20 个 CMIP5 模式集合平均预估的未来 30 年(2021-2050) 亚洲降水进行偏差订正,其中暖季用一元年际增量回归订正,冷季在 30°N 以南用一元对数回归订正,30°N 以北用一元年际增量回归订正。对于一元对数或年际增量回归订正法可能的盲区用单纯去模式漂移结果填补,如果后者在检验期属于有效区,否则不予填补订正。图 9a 显示,相对于 1976-2005 年气候平均,2021-2050 年暖季降水距平分布与 2006-2015 年类似(见图 6b),即中国西南部和江南中部、南亚东北部、环里海南部、阿拉伯半岛东北部等地降水偏少 10% ~ 20%;从中国的三江源区到淮河流域降水增加20%左右,东北南部降水增加约 10%;新疆北部降水增加约 10%,南部增加约 20%,华北和东北大部降水减少 10% ~ 20%;中南半岛北部降水增加约 10%,南部增加约 20%,华北和东北大部降水减少 10% ~ 20%;中南半岛北部降水增加约 10%,南部

图 9 RCP4.5 情景下经偏差订正后 20 个 CMIP5 模式集合预估的 2021-2050 年亚洲年暖季 (左)和冷季(右)降水距平百分率: (a)一元年际增量回归订正; (b)组合回归订正即 一元年际增量回归(30 N 以北)和一元对数回归(30°N 以南);参考态: 1976-2005 观测 降水; (c,d)去除模式气候漂移后暖季和冷季降水距平百分率;参考态为 CMIP5 1976-2005 CMIP5 历史模拟降水

Fig.9 Bias-corrected precipitation anomaly percentage projected by CMIP5 20 model ensemble mean under RCP4.5 scenario for 2021-2050 in warm season (left) and cold season (right), with reference to 1976-2005 observation: (a) year-to year increment regression; (b) year-to year

increment regression in the north of 30° N and logarithm in the south; (c, d) model drift removed for warm and cold seasons, respectively, with reference to the precipitation of CMIP5 historical climate simulation for 1976-2005 of

图 9b, d 显示,在 2021-2050 年亚洲冷季预估降水呈现北方增加、南方减少的格局。其中南亚降水减少最明显,达-10%左右,中国西南部约为-5%;西北和 青藏高原降水增加幅度约为 20% ~ 40%,华北和东北增加约 5%,西伯利亚及远 东降水增加约为 10% ~ 40%。这里考虑到一元对数回归与年际增量回归在冷季降 水预估的盲区较多,例如在南亚、中南半岛、中国北方大部等(图 7c,d),因此在降水距平符号选择上主要参考图 9d 及图 7d;在降水距平幅度估计上,如果 在图 9b 与图 9d 中同号,则选择前者,否则选择后者,若遇到二者共同的盲区则 不再做预估推荐。

7 讨论与结论

本文分析了 CMIP5 多模式集合历史模拟及预估降水偏差在亚洲的分布特征,检验了三种偏差订正法,即去模式气候漂移、一元对数回归及年际增量回归在 2006-2015 年亚洲降水预估中的偏差订正效果,构造了区域组合回归偏差订正法,预估了 2021-2050 年暖季和冷季亚洲降水的可能变化。主要结论如下:

(1)在 CMIP5 历史气候模拟中,多模式集合平均降水在亚洲存在明显偏差,在中国华南沿海、南亚、越南、朝鲜半岛、伊朗南部及阿拉伯半岛等地均偏少,其中在南亚明显偏少,达-20%~-40%,而在青藏高原、内蒙古、蒙古国等地偏多达 30%~40%。

(2) 2006-2015 年 CMIP5 多模式集合预估降水偏差分布与历史气候模拟 类似,说明模式的气候漂移偏差具有准定常性,可以通过历史气候模拟确定并在 预估中扣除。

(3)用 CMIP5 预估时段的平均降水模式减去历史气候模拟时段平均降水可以在很大程度上消去模式气候漂移,但预估的降水距平幅度明显偏弱,尽管距平符号一致率较高。

(4)对于 2006-2015 年降水预估检验了两种偏差订正方法,即一元对数和 年际增量回归订正法,发现其各有优势区域及盲区,偏差订正后前者在北方的距 平幅度较小,后者偏大。以此构造了南北区域组合回归订正法,即暖季在 30°N 以南使用一元年际增量回归,以北用一元对数或年际增量回归订正;相反,冷季在 30°N 以南用一元对数回归订正,以北用一元年际增量回归订正,可以获得更优的偏差订正效果。

(5)对于组合回归订正法的盲区,用去模式气候漂移后的结果填补,若也 遇到盲区则放弃预估推荐。

(6) 经区域组合回归偏差订正及去模式气候飘移的附加订正后,在 RCP4.5 情景下对 2021-2050 年的亚洲降水进行了预估。结果表明,相对于 1976-2005 年 气候平均,在暖季,中国南方、南亚东北部、中亚南部、阿拉伯半岛东北部等地 降水减少 10%~20%,从中国的三江源区到淮河流域带降水增加约 20%,东北南 部降水增加约 10%,新疆北部降水增加约 10%,南部约 20%;华北和东北大部 降水减少约 10%~20%;中南半岛北部降水增加约 10%,南部变化不大;亚洲高 纬度地带降水略有增加。在冷季,亚洲降水呈现北方增加,南方减少的格局,其 中南亚降水减少最明显,达-10%左右,中国西南部约为-5%,中国西部降水增加 幅度约为 20%~40%,华北和东北增加约 5%,亚洲高纬度降水增加约为 10%~ 40%。

降水预估结果表明,随着全球气候暖化未来 30 年的亚洲的降水格局会发生 或多或少的变化,中国西部洪涝可能会增多,暖季西南和华北降水可能会减少, 冷季南亚北部和中亚南部等地可能出现干旱灾害。不同偏差订正结果的检验还表 明,可以设计更加复杂的偏差订正方法,更细分辨率的偏差订正组合方案,以期 进一步减小模式降水预估的不确定性。

参考文献(References)

- Cai W, Yang K, Wu L, et al. 2021. Opposite response of strong and moderate positive Indian Ocean Dipole to greenhouse warming [J]. Nature Climate Change, 11, 27 – 32. doi: 10.1038/s41558-020-00943-1
- Chang C-P, Johnson R H, Ha Kyung-Ja, et al. 2018. The multiscale global monsoon system: research and prediction challenges in weather and climate [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99, ES149-ES153. doi: 10.1175/BAMS-D-18-0085.1
- Chen W, Feng J, Wu R. 2013. Roles of ENSO and PDO in the link of the East Asian winter monsoon to the following summer monsoon [J]. J. Climate, 26: 622–635. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00021.1
- Chen Z, Zhou T, Zhang L, et al. 2020. Global land monsoon precipitation changes in CMIP6 projections [J]. Geophysical Research Letters, 47: e2019GL086902. doi: 10.1029/2019GL086902
- Cook B I, Mankin J S, Marvel K, et al. 2020. Twenty-first Century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios [J]. Earth's Future, 8(06): e2019EF001461. doi: 10.1029/2019EF001461
- Dai A, Fyfe J C, Xie S-P, et al. 2015a. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability [J]. Nature Climate Change, 5: 555–559. doi: 10.1038/nclimate2605
- Dai X-G, Fu C B, Wang P. 2005. Interterdecadal change of atmospheric stationary waves and north China drought [J]. Chinese Physics, 14(4): 850-858. doi: 10.1088/ 1009-1963/14/4/038
- Dai X-G, Liu Y, Wang P. 2015b. Warm-dry collocation of the recent drought in southwestern China tied to moisture transport and climate warming [J]. Chin. Phys., B24: 049201. doi: 10.1088/1674-1056/24/4/049201
- Dai X-G, Wang P, Chou J F. 2003. Multiscale characteristics of the rainy season rainfall and interdecadal decaying of summer monsoon in North China [J]. Chinese Science Bulletin, 48(12): 2730-2734. doi: 10.1007/BF02901765

Dai X-G, Wang P, Wu G X, et al. 2004a. Teleconnection between Indian monsoon and

East Asian circulation [J]. Acta Meterologica Sinca, 18(4): 397-410

- Dai X-G, Wang P, Zhang P Q, et al. 2004b. Rainfall in North China and its possible mechanism analysis [J]. Progress in Natural Sciences, 14(7): 598-604
- Dai X-G, Wang P. 2017. A new classification of large-scale climate regimes around the Tibetan Plateau based on seasonal circulation patterns [J]. Advances in Climate Change Research, 8: 26-36. doi: 10.1016/j.accre.2017.01.001
- Dai X-G, Wang P. 2018. Identifying the early 2000s hiatus associated with internal climate variability [J]. Scientific Reports, 8: 13602. doi: 10.1038/s41598-018-3186 2-z
- Ding Y, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. Meteorol. Atmos. Phys., 89: 117–142. doi: 10.1007/s00703-005-0125-z
- Dong B, Dai A, Vuille M et al. 2018. Asymmetric modulation of ENSO Teleconnections by the Interdecadal Pacific Oscillation [J]. J. Climate, 31(18): 7337-7361. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0663.1
- Dong B, Dai A. 2015. The influence of the Interdecadal Pacific Oscillation on temperature and precipitation over the globe [J]. Clim. Dyn., 45: 2667–2681. doi: 10.1007/s00382-015-2500-x
- Duan Y W, Wu P L, Chen X L, et al. 2018. Assessing Global Warming Induced Changes in Summer rainfall variability over eastern China using the latest Hadley Centre Climate Model HadGEM3-GC2 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 35(8): 1077-1093. doi:10.1007/s00376-018-7264-x
- Eyring B V, Meehl S, Senior G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J].
 Geoscientific Model Development, 9(5): 1937-1958. doi: 10.5194/gmd-9-1937-2 016
- Fan K, Lin M, Gao Y. 2009. Forecasting the summer rainfall in North China using the year-to-year increment approach [J]. Sci. China Ser. D-Earth Sci., 52: 532–539. doi: 10.1007/s11430-009-0040-0
- Fasullo J, Webster P J. 2002. Hydrological signatures relating the Asian summer monsoon and ENSO [J]. J. Climate, 15(21): 3082-3095. doi: 10.1175/1520-0442

(2002)015<3082:HSRTAS>2.0.CO;2

- Feng J, Wang L, Chen W. 2014. How does the East Asian summer monsoon behave in the decaying phase of El Niño during different PDO phases?[J]. J. Climate, 27(7): 2682-2698. doi:10.1175/JCLI-D-13-00015.1
- Goswami B N, Madhusoodanan M S, Neema C P. 2006. A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 33(2): L02706. doi 10.1029/2005GL024803
- Harris I, Osborn T J, Jones P, et al. 2020. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset [J]. Scientific Data, 7: 109. doi:10.1038/s41597-020-0453-3
- Huang X, Zhou T, Dai A, et al. 2020a. South Asian summer monsoon projections constrained by the interdecadal Pacific oscillation [J]. Science Advances, 6(11): eaay6546. doi: 10.1126/sciadv.aay6546
- Huang X, Zhou T, Turner A, et al. 2020b. The recent decline and recovery of Indian summer monsoon rainfall: relative roles of external forcing and internal variability [J]. J. Climate, 33: 5035–5060. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0833.1
- Jiang J, Zhou T, Chen X. 2020. Future changes in precipitation over Central Asia based on CMIP6 projections [J]. Environ. Res. Lett., 15: 054009. doi: 10.1088/ 1748-9326/ab7d03
- Karumuri A, Behera S, Swadhin K. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. J. Geophy. Research: Earth Surface, 112: C11007. doi:10.1029/ 2006JC003798
- Krishnamurthy L, Krishnamurthy V. 2014. Influence of PDO on South Asian summer monsoon and monsoon–ENSO relation [J]. Clim. Dyn., 42: 2397–2410. doi: 10.1007/s00382-013-1856-z
- Krishnamurthy L, Krishnamurthy V. 2015. Teleconnections of Indian monsoon rainfall with AMO and Atlantic tripole [J]. Clim. Dyn., 46: 2269–2285. doi: 10.1007/s00382-015-2701-3
- Krishnamurthy V and Goswami B N. 2000. Indian Monsoon–ENSO Relationship on Interdecadal Timescale [J]. J. Climate, 13: 579–595. doi: 10.1175/1520-0442(2000)

013<0579:IMEROI>2.0.CO;2

- Kumar A, Juhi Y, Rahul M. 2020. Global warming leading to alarming recession of the Arctic sea-ice cover: Insights from remote sensing observations and model reanalysis [J]. Heliyon, 6(7): e04355. doi: 10.1016/j.heliyon.2020.e04355
- Lalibert é F, Zika J, Mudryk L, et al. 2015. Constrained work output of the moist atmospheric heat engine in a warming climate [J]. Science, 347(6221): 540-543. doi: 10.1126/science.1257103
- Lee J-Y, Wang B. 2014. Future change of global monsoon in the CMIP5 [J]. Climate Dyn., 42(1-2): 101-119. doi: 10.1007/s00382-012-1564-0
- Li D, Zhou T, Zhang W. 2019. Extreme precipitation over East Asia under 1.5 °C and
 2 °C global warming targets: a comparison of stabilized and overshoot projections
 [J]. Environ. Res. Commun., 45(3): 1541-1550. doi: 10.1088/2515-7620/ab3971
- Li J, Wang B, Y.-M. Yang. 2020. Diagnostic metrics for evaluating model simulations of the East Asian monsoon [J]. J. Clim., 33: 1777-1801. doi:10.1175/JCLI-D-18-0808.1
- Li J, Zhu Z, Dong W. 2017. A new mean-extreme vector for the trends of temperature and precipitation over China during 1960–2013 [J]. Meteorol. Atmos. Phys., 129(03): 273-282. doi:10.1007/s00703-016-0464-y
- Li L, Pinaki Chakraborty. 2020. Slower decay of landfalling hurricanes in a warming world [J]. Nature, 587 (7833): 230. doi: 10.1038/s41586-020-2867-7
- Lu R Y, Hina S, Wu X, et al. 2020. Upper- and Lower-tropospheric Circulation Anomalies Associated with Interannual Variation of Pakistan Rainfall during Summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 37(11): 1179-1190. doi: 10.1007/s00376-020-0137-0
- Naidu P D, Ganeshram R, Bollasina M A, et al. 2020. Coherent response of the Indian monsoon rainfall to Atlantic multi-decadal variability over the last 2000 years [J]. Sci. Rep., 10: 1302. doi: 10.1038/s41598-020-58265-3
- Revadekar J V, Preethi. 2011. Statistical analysis of the relationship between summer monsoon precipitation extremes and food grain yield over India [J]. Int. J. Climatology, 32(3): 419-429. doi: 10.1002/joc.2282

Seidel D J, Fu Q, Randel W J, et al. 2008. Widening of the tropical belt in a changing

climate [J]. Nature Geoscience, 1: 21-24. doi: 10.1038/ngeo.2007.38

- Sooraj K P, Terray P, Mujumdar M. 2015. Global warming and the weakening of the Asian summer monsoon circulation: Assessments from the CMIP5 models [J]. Clim. Dyn., 45: 233–252. doi: 10.1007/s00382-014-2257-7
- Stocker, T.F., et al., Eds., IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report 1 of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York, 1535 p.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93: 485–498. doi: 10.1175/BAMS -D-11-00094.1
- Terjung W H, Mearns L O, Todhunter P E, et al. 1989. Effects of Monsoonal Fluctuations on Grains in China. Part II: Crop Water Requirements [J]. J. Climate, 2(1): 19-37. doi: 10.1175/1520-0442(1989)002<0019:EOMFOG>2.0.CO;2
- Wang B, Biasutti M, Byrne M P, et al. 2020a. Monsoons climate change assessment[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 102 (1). E1-E19. doi: 10.1175/BAMS-D-19-0335.1
- Wang B, Jin C, Liu J. 2020b. Understanding future change of global monsoon projected by CMIP6 models [J]. J. Climate, 33: 6471-6489. doi:10.1175/JCLI -D-19-0993.1
- Wang B, Liu J, Kim H-J, et al. 2013. Northern hemisphere summer monsoon intensified by Mega-El Niño/Southern Oscillation and Atlantic multidecadal Oscillation [J]. Proc Natl Acad Sci U S A., 110(14): 5347–5352. doi: 10.1073/pnas. 1219405110
- Wang B, Xiang B, Li J, et al. 2015. Rethinking Indian monsoon rainfall prediction in the context of recent global warming [J]. Nature Communication, 6: 7154. doi: 10.1038/ncomms8154
- Wang B. 2006. The Asian Monsoon [M]. Springer-Praxis, pp 843
- Wang L, Chen W, Huang R H. 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon [J]. Geophysical Research Letters, 35: L20702. doi:10.1029/2008GL035287

Wang S, Huang J P, He Y L. 2014. Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes [J]. Scientific Report, 4 : 6651. doi: 10.1038/srep06651

Webster P J. 1981. Monsoon [M]. Scientific American, 245: 108-118

- Wu R, Hu Z, Kirtman B P. 2003. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in East Asia [J]. J. Climate, 16: 3742–3758. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016 <3742: EOERAI>2.0.CO;2
- Xu Y, Gao X, Giorgi F., et al. 2018. Projected changes in temperature and precipitation extremes over China as measured by 50-yr return values and periods based on a CMIP5 ensemble [J]. Adv. Atmos. Sci., 35: 376–388. doi: 10.1007 /s00376-017- 6269-1
- Yang Q, Ma Z G, Fan X G, et al. 2017b. Decadal Modulation of Precipitation Patterns over Eastern China by Sea Surface Temperature Anomalies [J]. J. Climate, 30(17): 7017-7033. doi:10.1175/jcli-d-16-0793.1
- Yang Q, Ma Z G, Xu B L. 2017a. Modulation of monthly precipitation patterns over East China by the Pacific Decadal Oscillation [J]. Climatic Change, 144(3): 405-417. doi:10.1007/s10584-016-1662-9
- Yun K-S, Ha K-J, Yeh S-W, et al. 2015. Critical role of boreal summer North Pacific subtropical highs in ENSO transition [J]. Clim. Dyn., 44(7-8): 1979-1992. doi: 10.1007/s00382-014-2193-6
- Zhong Y H, Yang M, Yuan C X. 2020. Temporal and Spatial Characteristics of Summer Extreme Precipitation in Eastern China and Possible Causalities [J]. Scientific Research, 08(06):36-46. doi: 10.4236/gep.2020.86004
- Zhu Z, Li T, He J. 2014. Out-of-phase relationship between boreal spring and summer decadal rainfall changes in southern China [J]. J. Climate, 27(03): 1083-1099. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00180.1
- 戴新刚, 汪萍. 2020. 亚洲中部干旱气候研究综述与机理分析 [J].沙漠与绿洲气 象, 4(1): 1-9. Dai X-G, Wang P. 2020. A summary of aridity studies for Central Asia with mechanism analysis [J]. Desert and Oasis Meteorology (in Chinese), 14(01): 1-9. doi: 10.12057/j.issn.1002-0799.2020.01.001

- 丁一汇. 1993. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究 [M]. 北京: 气象出版社,
 1-253. Ding Y H. 1993. A Study of Sustained Heavy Rainfall in the Yangtze-Huai River Valleys in 1991 [M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese), 1-253.
 符淙斌. 1978. 用赤道太平洋某些海洋气象要素做副热带高压长期预报的试验 [J].气象, 2: 16-17. Fu C B. 1978. Test on long-term prediction of the subtropical high basing on the oceanic and meteorological factors in Equatorial Pacific [J]. J. Meteorology (in Chinese), 2: 16-17.
- 黄荣辉, 陈文, 丁一汇, 等. 2003. 关于季风动力学以及季风与 ENSO 循环相互作 用的研究 [J]. 大气科学, 27(4): 484-502. Huang Ronghui, Chen Wen, Ding Yihui, et al. 2003. Studies on the Monsoon Dynamics and the Interaction between Monsoon and ENSO Cycle[J]. Chin. J. Atmos. Sci.(in Chinese), 27(4): 484-502. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2003.04.05
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄等. 2001. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究 [M]. 北京: 气象出版社, 184pp. Tao S Y, Ni Y Q, Zhao S X, et al. 2001. Study on the Formation Mechanism and Forecast of Chinese Summer Rainfall in 1998 [M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese), 184pp.
- 陶诗言、1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 225pp. Tao S Y. 1980. Rainstorms in China [M]. Beijing: Science Press (in Chinese), 225pp.
- 王会军,任宏利,陈活泼,等. 2020. 中国气候预测研究与业务发展的回顾 [J].气象学报,78(03): 317-331. Wang H J, Ren H L, Chen H P, et al. 2020. Highlights of climate prediction study and operation in China over the past decades [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 78(3): 317-331. doi: 10.11676/qxxb2020.022
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2003. 副热带高压研究进展及展望 [J]. 大气科学, 27(04): 503-517. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2003. Review and prospect of the study on the subtropical Anticyclone [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 27(04): 503-517. doi: 10.3878/j.issn,1006-9895.2003.04.06
- 杨阳, 戴新刚, 唐恒伟, 等. 2019. CMIP5 模式降水订正法及未来30年中国降水预 估 [J]. 气候与环境研究, 24(06): 769-784. Yang Y, Dai X-G, Tang H W, et al. 2019. CMIP5 precipitation Bias-correction Methods and Projected China Precipitation for the Next 30 Years [J]. Climatic and Environmental Research (in

Chinese), 24(06): 769-784. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19021

- 张蓓, 戴新刚, 杨阳. 2019. 21 世纪前期中国降水预估及其订正 [J].大气科学, 43(06): 1385-1398. Zhang B, Dai X-G, Yang Y. 2019. Bias-correction of projected China precipitation for the early 21st Century[J]. J. Chin. Atmos. Sci. (in Chinese), 43(06): 1385-1398. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1902.18221
- 张蓓, 戴新刚. 2016. 2006~2013年 CMIP5 模式中国降水预估误差分析 [J]. 大气科学, 40(05): 981-994. Zhang B, Dai X-G. 2016. Bias analysis of the precipitation projected with CMIP5 ensemble [J]. J. Chin. Atmos. Sci. (in Chinese), 40(05): 981-994. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1511.15212
- 张宏杰, 武亮, 黄荣辉. 2018. 两类 El Niño 型对西北太平洋季风槽及热带气旋生成的可能影响 [J].气候与环境研究, 23(02): 150-160. Zhang H J, Wu L, Huang R H. 2018. Possible Impacts of Two types of El Niño events on the western north Pacific monsoon trough and tropical cyclogenesis [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23(02): 150-160. doi 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17055
- 张凯静, 汪萍, 戴新刚, 等. 2017. 中国降水回归模型设计策略与回报检验 [J]. 海洋气象学报, 37(03): 27-35. Zhang K J, Wang P, Dai X-G, et al. 2017. The design strategy and hindcasting experiment of China precipitation using regression model[J]. J. Marine Meteorology (in Chinese), 37(03): 27-35. doi:10.19513/ j.cnki.issn2096-3599.2017.03.004
- 朱志伟,何金海. 2013. 东亚副热带季风的季节转变特征及其可能机理 [J]. 热带 气象学报, 29(2): 245-254. Zhu Z W, He J H. 2013. Seasonal Transition of East Asian Subtropical Monsoon and Its possible Mechanism [J]. J. Tropical Meteorology (in Chinese), 29(2): 245-254.

