

胡琴, 姜大膀, 范广洲. 2014. CMIP5 全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估 [J]. 大气科学, 38 (5): 924–938, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13197. Hu Qin, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2014. Evaluation of CMIP5 models over the Qinghai–Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (5): 924–938.

CMIP5 全球气候模式对青藏高原地区 气候模拟能力评估

胡琴^{1,2} 姜大膀^{1,3} 范广洲²

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029

2 成都信息工程学院, 成都 610225

3 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

摘 要 青藏高原是气候变化的敏感和脆弱区, 全球气候模式对于这一地区气候态的模拟能力如何尚不清楚。为此, 本文使用国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 的历史模拟试验数据, 评估了 44 个全球气候模式对 1986–2005 年青藏高原地区地表气温和降水两个基本气象要素的模拟能力。结果表明, CMIP5 模式低估了青藏高原地区年和季节平均地表气温, 年均平均偏低 2.3°C, 秋季和冬季冷偏差相对更大; 模式可较好地模拟年和季节平均地表气温分布型, 但模拟的空间变率总体偏大; 地形效应校正能够有效订正地表气温结果。CMIP5 模式对青藏高原地区降水模拟能力较差。尽管它们能够模拟出年均降水自西北向东南渐增的分布型, 但模拟的年和季节降水量普遍偏大, 年均降水平均偏多 1.3 mm d⁻¹, 这主要是源于春季和夏季降水被高估。同时, 模式模拟的年和季节降水空间变率也普遍大于观测值, 尤其表现在春季和冬季。相比较而言, 44 个模式集合平均性能总体上要优于大多数单个模式; 等权重集合平均方案要优于中位数平均; 对择优挑选的模式进行集合平均能够提高总体的模拟能力, 其中对降水模拟的改进更为显著。

关键词 CMIP5 模式 青藏高原 评估

文章编号 1006–9895(2014)05–0924–15

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13197

Evaluation of CMIP5 Models over the Qinghai–Tibetan Plateau

HU Qin^{1,2}, JIANG Dabang^{1,3}, and FAN Guangzhou²

1 Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

3 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The ability of climate models in reproducing climate over the Qinghai–Tibetan Plateau, where the natural environment is sensitive and vulnerable to climate change, remains unclear. Here, we examine the performance of 44 models participating in the Fifth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) over the Qinghai–Tibetan Plateau by comparing their outputs with ground observations of surface air temperature and precipitation for the period 1986–2005. The results show that CMIP5 models underestimate annual and seasonal temperatures, with an

收稿日期 2013–06–20, 2013–12–25 收修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项——青藏高原圈层相互作用及其资源环境效应 XDB03020602, 国家重点基础研究发展计划项目 2012CB955401, 国家自然科学基金项目 41175072、41375084

作者简介 胡琴, 女, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: huqin@mail.iap.ac.cn

通讯作者 姜大膀, E-mail: jiangdb@mail.iap.ac.cn

average of -2.3°C for the annual mean and larger cold biases in autumn and winter. CMIP5 models can reasonably capture the climatological spatial patterns of annual and seasonal temperatures, but they overestimate spatial variability. The ability of CMIP5 models in reproducing annual and seasonal temperatures can be improved through topographic correction. Comparatively, CMIP5 models perform poorly in reproducing annual and seasonal precipitation. They can capture the climatological spatial pattern of annual precipitation that mainly features a northwest-to-southeast increase, but they overestimate annual and seasonal precipitation amounts, with an average of 1.3 mm d^{-1} for the annual mean mainly derived from spring and summer. Moreover, the simulated spatial variability of annual and seasonal precipitation is greater than that in the observation, particularly in spring and winter. In general, the ensemble mean of 44 models shows a better skill than most of individual models; the 44-model ensemble mean with the same weights performs better than the median of 44 models; and the ensemble mean of the chosen models with a demonstrable ability can further improve the skills of climate models, particularly for annual and seasonal precipitation.

Keywords CMIP5 models, The Qinghai-Tibetan Plateau, Evaluation

1 引言

根据政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第四次评估报告的主要结论, 1906~2005 年全球平均地表气温增加了 $0.74\pm 0.18^{\circ}\text{C}$, 最近 50 年的变暖很可能是由人类活动造成的, 当代和未来气候与环境变化问题越来越受到重视 (IPCC, 2007)。青藏高原是世界上海拔最高且地形复杂的高原, 它通过动力强迫和热力作用在东亚和全球大气环流中扮演着重要角色 (吴国雄等, 2005; Zhou et al., 2009)。由于自然生态环境恶劣, 经济基础薄弱, 特别是作为主要产业的农牧业易受气候变化的不利影响, 青藏高原地区是气候变化的敏感和脆弱区域。在全球变暖背景下, 20 世纪中期以来青藏高原地区升温现象十分显著, 气候变化所造成的影响日益显现 (Liu and Chen, 2000; 任国玉等, 2005)。

根据有限的观测资料, 以往研究发现青藏高原气候变暖与北半球和中国变暖有趋势上的一致性和增温突变时间上的差异性, 青藏高原显著增温始于 1980 年代中期, 滞后于中国大部分区域, 这可能与局地冰雪反照率、寒潮和冰川融化吸热等因素有关 (Niu et al., 2004; 丁一汇和张莉, 2008; Wang et al., 2010; Guo and Wang, 2011)。另一方面, 近几十年来青藏高原地区降水增加, 表现在高原冬春季降水显著增加, 汛期降水微弱增加 (韦志刚等, 2003); 相对湿度和蒸发量也呈上升趋势, 但同时却变得更为干旱, 这一结果可能与气候变暖相联系 (王遵娅等, 2004; Xie et al., 2010)。然而, 由于青藏高原地区气象站点少, 有效器测数据时段短, 特别是在高原西部和中部地区, 相应的气候变化认识仍存在着很大的不确定性。

气候模式是根据基本的物理和化学等定律所

建立的描述气候系统行为的数学物理方程组, 它自 1970 年代以来迅速发展, 已成为研究天气和气候变化的主要工具, 例如中国气候变化预估工作 (Wang et al., 1993; Yu et al., 2008; Gao et al., 2011; Chen, 2013; Land and Sui, 2013; Sun and Ao, 2013) 和青藏高原气候变化归因分析 (Chen et al., 2003; Duan et al., 2006)。然而需要指出的是, 任何气候模式模拟试验都只是实际天气和气候系统的某种近似 (曾庆存等, 1989), 在利用气候模式进行模拟之初, 需要对其能力进行必要的检验以便不断改进气候模式效能并客观评价模拟结果的信度和不确定性。就中国区域而言, 由于东亚季风系统的复杂性和青藏高原地形的复杂影响, 气候时空变率大, 早期气候模式的能力还存在着不足之处, 诸如模拟地表气温的冷偏差和对降水的高估, 特别是模式误差在青藏高原地区存在放大现象 (王淑瑜和熊喆, 2004; Jiang et al., 2005; Ding et al., 2007; 许崇海等, 2007; 张莉等, 2008)。

采用最新的国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 试验数据, Xu and Xu (2012) 在 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 水平分辨率上评估了 18 个气候模式对于 1961~2005 年中国地表气温和降水的模拟能力, 指出地表气温模拟值偏低而降水偏多; 郭彦等 (2013) 在同样水平分辨率上考查了 25 个气候模式对 1906~2005 年中国年均地表气温气候态和变化趋势的模拟能力, 指出 CMIP5 模式具备合理能力并较 CMIP3 模式有所改进。近期, Su et al. (2013) 根据 176 个气象站资料, 在 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 水平分辨率上评估了 24 个气候模式对 1961~2005 年 90°E 以东青藏高原地区地表气温和降水的模拟能力, 发现模式中地表气温偏低、降水偏多。那么如果采用现今更多气候模式的试验数据、采用根据更多台站资料所得的更为可

靠的观测资料,在更高的水平分辨率以便更好地识别地形条件的情形下,新一代气候模式对于整个青藏高原地区气候的模拟能力会是如何?青藏高原东、西部模拟情况会有什么不同?众所周知,青藏高原地区地形变化大,那么地表气温模拟结果在插值过程中考虑地形效应与否对于模式能力评估会产生怎样的影响?另外,多模式等权重集合平均和多模式中位数平均方法已经被广泛应用于气候变化评估和预估工作,两者在青藏高原地区孰优孰劣尚不清楚。鉴于此,现阶段亟需就青藏高原地区气候开展专门的模式能力评估,以期服务于气候变化研究工作。

2 资料和分析方法

2.1 资料介绍

所用模式资料为 CMIP5 气候模式的历史模拟试验数据。相比于早期 CMIP3 模式,CMIP5 模式的改进主要表现为更高的时空分辨率和更加完善或者优化的物理和化学参数化方案、耦合器技术、计算能力等方面,同时还有相当一部分模式增加了动态植被模式和碳循环模式 (Taylor et al., 2012)。截至目前,共有来自 20 多个国际机构的 40 多个模式就历史和未来全球气候进行了数值模拟试验,大多数模式对历史气候的模拟时段为 1850~2005 年,未来预估试验时段为 2006~2100 年。首先,我们遵照 IPCC 第 5 次评估报告将参照时段选定为 1986~2005 年;而后,根据这一时段地表气温和降水数据的可利用性和完整性,共选取了 44 个气候模式的历史情景试验数据用于本项研究工作。有关模式和试验的基本信息请见表 1,更多细节请参阅 <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>。

用于评估气候模式的观测资料是国家气候中心根据 2416 个中国地面气象台站的逐日观测记录,通过插值程序建立起来的一套 1961~2007 年中国区域水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的格点数据集——CN05.2 (吴佳和高学杰, 2013)。

2.2 分析方法

考虑到 44 个气候模式的水平分辨率不同,为便于定性和定量化比较,我们首先采用双线性插值方法将所有模式数据统一插值到了 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬网格上,与观测数据的分辨率一致。而后,选择海拔高度在 2000 m 以上的青藏高原主体作为研究区域,范围为 $25^\circ \sim 40^\circ \text{N}$ 和 $75^\circ \sim 105^\circ \text{E}$,共计 1020

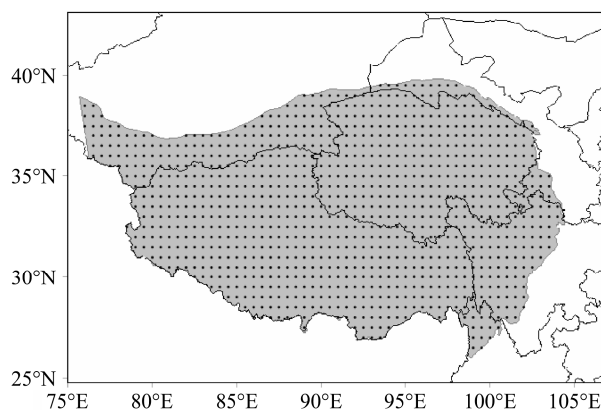


图 1 海拔 2000 m 以上青藏高原范围以及 1020 个计算格点分布

Fig. 1 The Qinghai-Tibetan Plateau with an elevation above 2000 m. Black dots represent 1020 grid points inside

个格点 (图 1)。由于青藏高原地区海拔高,地形起伏大,44 个模式所采用的水平分辨率和相应地形资料存在着不同,而这会直接导致地表气温插值过程中产生误差。事实上,Zhao et al. (2008) 就曾指出插值后地表气温的偏差正比于海拔高度和地形的复杂度,而地形效应校正则可明显地减小这一偏差,特别是在中国西部和西北部的高山和荒漠地区。为此,考虑到气候模式中的地形通常较实际地形平滑且偏低,我们在对模拟的地表气温数据进行插值以后,又统一根据实际地形资料对地表气温数据进行了地形效应校正,即利用大气温度直减率计算订正到实际地形高度上的地表气温,以便客观评估地形效应的影响和模式的模拟能力。本文中,大气温度直减率取为 $0.65^\circ \text{C} (100 \text{ m})^{-1}$ 。此外,在青藏高原地区由于客观因素的限制,观测站点数较少,特别是在高原西部观测站点更为稀疏,且高原东西两部分海拔高度相差较大,本文特别分区域讨论了模式模拟情况。

在评估模式模拟能力过程中,首先比较了地表气温和降水在气候平均态上的空间分布,之后就各个模式气象要素在所选时段内的年和季节平均变化进行了分析,最后针对气候模式的模拟能力进行了定量化计算并展示在 Taylor 图中。Taylor 图的原理是从两个场的空间相关系数 (R)、中心化均方根误差 (E')、模拟场的标准差 (σ_f) 和观测场的标准差 (σ_r) 这四个统计量来比较模式结果在多大程度上与观测场相一致 (Taylor, 2001)。简言之,设 f_n 和 r_n 分别代表第 n 个空间格点的模拟和观测值,则模拟和观测场的空间相关系数 (R)、中心化均方

表 1 国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 中 44 个气候模式的基本信息*

Table 1 Basic information on the 44 climate models in the Fifth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5)

编号	模式	所属国家	所属机构简称	大气资料水平分辨率 (经向×纬向)	地表气温模拟 较优模式	降水模拟较 优模式
1	ACCESS1.0	澳大利亚	CSIRO-BOM	192×145	√	√
2	ACCESS1.3	澳大利亚	CSIRO-BOM	192×145	√	\
3	BCC-CSM1.1	中国	BCC	128×64	√	√
4	BCC-CSM1.1(m)	中国	BCC	320×160	√	√
5	BNU-ESM	中国	GCESS	128×64	√	√
6	CanESM2	加拿大	CCCma	128×64	√	√
7	CCSM4	美国	NCAR	288×192	√	\
8	CESM1(BGC)	美国	NSF-DOE-NCAR	288×192	√	\
9	CESM1(CAM5)	美国	NSF-DOE-NCAR	288×192	√	\
10	CESM1(FAST CHEM)	美国	NSF-DOE-NCAR	288×192	√	\
11	CESM1(WACCM)	美国	NSF-DOE-NCAR	144×96	√	\
12	CNRM-CM5	法国	CNRM-CERFACS	256×128	√	\
13	CSIRO-Mk3.6.0	澳大利亚	CSIRO-QCCCE	192×96	√	√
14	FGOALS-g2	中国	LASG-CCESS	128×60	\	√
15	GFDL-CM3	美国	NOAA GFDL	144×90	√	√
16	GFDL-ESM2G	美国	NOAA GFDL	144×90	\	√
17	GFDL-ESM2M	美国	NOAA GFDL	144×90	\	√
18	GISS-E2-H	美国	NASA GISS	144×90	√	\
19	GISS-E2-H-CC	美国	NASA GISS	144×90	√	\
20	GISS-E2-R	美国	NASA GISS	144×90	√	\
21	GISS-E2-R-CC	美国	NASA GISS	144×90	√	\
22	HadCM3	英国	MOHC	96×73	√	√
23	HadGEM2-CC	英国	MOHC	192×145	√	√
24	HadGEM2-ES	英国	MOHC	192×145	√	√
25	INM-CM4	俄罗斯	INM	180×120	√	√
26	IPSL-CM5A-LR	法国	IPSL	96×96	√	√
27	IPSL-CM5A-MR	法国	IPSL	144×143	√	√
28	IPSL-CM5B-LR	法国	IPSL	96×96	√	√
29	MIROC4h	日本	MIROC	640×320	\	\
30	MIROC5	日本	MIROC	256×128	\	√
31	MIROC-ESM	日本	MIROC	128×64	\	√
32	MIROC-ESM-CHEM	日本	MIROC	128×64	\	√
33	MPI-ESM-LR	德国	MPI-M	192×96	√	\
34	MPI-ESM-MR	德国	MPI-M	192×96	√	\
35	MPI-ESM-P	德国	MPI-M	192×96	√	\
36	MRI-CGCM3	日本	MRI	320×160	√	√
37	NorESM1-M	挪威	NCC	144×96	√	\
38	NorESM1-ME	挪威	NCC	144×96	√	\
39	CMCC-CESM	意大利	CMCC	96×48	√	√
40	CMCC-CM	意大利	CMCC	480×240	√	\
41	CMCC-CMS	意大利	CMCC	192×96	√	\
42	EC-EARTH	欧洲十国	EC-EARTH	320×160	√	√
43	FIO-ESM	中国	FIO	128×64	√	√
44	HadGEM2-AO	韩国	NIMR/KMA	192×145	√	√

*模式编号按照首字母排列, 39~44 号模式因无地形资料而排在后面。后两列信息为后文工作所得结果。

根误差 (E')、模拟与观测场的标准差 (σ_f 、 σ_r) 分别为

$$R = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r}) / \sigma_f \sigma_r, \quad (1)$$

$$E' = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2}, \quad (2)$$

$$\sigma_f = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}, \quad (3)$$

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2}, \quad (4)$$

其中, $\bar{f}$ 和 $\bar{r}$ 分别为模拟和观测数据的平均值, N 为各要素在研究区域内的格点总数。在本文中, N 值为 1020。上述四个统计量之间存在着如下关系:

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R. \quad (5)$$

这个关系式符合余弦定理, 即假设 σ_f 、 σ_r 和 E' 分别对应三角形的三条边, 则 R 为 E' 这条边所对角的余弦值。则由上式可知, R 值越大, σ_f 和 σ_r 的值越相似时, E' 就越小, 模拟结果就越好。为了更直观地通过 Taylor 图展示模式模拟能力, 我们先对所有数据进行了标准化处理, 即: 使观测值位于标准差为 1 的位置, 则模拟值到原点的距离为 σ_f/σ_r , 模拟值到观测值之间的距离为 E'/σ_r , 模拟值到原点的连线与底边所夹角的余弦值仍为 R 。

3 结果分析

3.1 地表气温

地表气温是最基本和最重要的气象要素之一, 也是气候变化中最受关注的指标。由图 2 所示的 1986~2005 年年均地表气温的观测和模拟分布可见, 青藏高原地区地表气温的最直接影响因素是海拔高度。44 个 CMIP5 模式等权重集合平均能够较好地模拟出年均地表气温的主要分布特征, 即低温中心位于高原西北部高海拔地区, 高温中心位于喜马拉雅山脉东南端, 高原北部和东南部边缘以及柴达木盆地这些地表气温较暖地区也可在模拟中较清晰地分辨出来。不足的是, 由于气候模式的水平分辨率相对较粗, 模拟的地表气温较观测场更为平滑, 还有就是部分局部性特征难以精细刻画, 特别是在高原南部和中西部地区较为明显。另外值得注

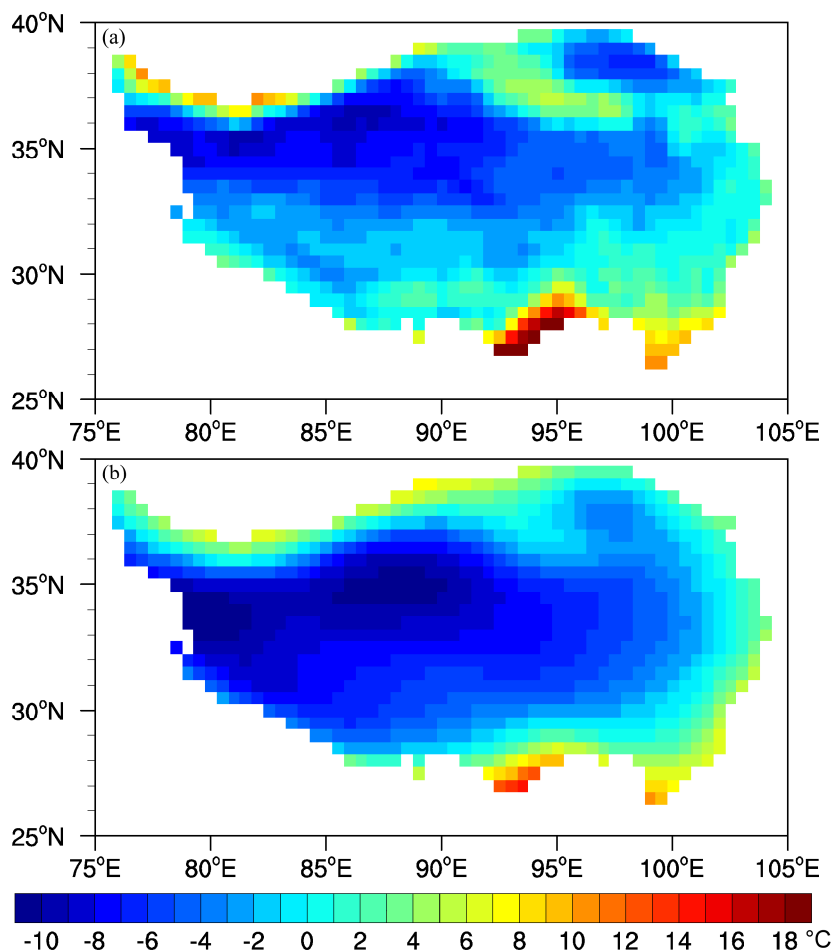


图2 青藏高原地区 1986~2005 年年平均地表气温分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) CN05.2 观测; (b) 44 个 CMIP5 模式等权重集合平均

Fig. 2 Geographical distribution of climatological annual temperature during 1986–2005 over the Qinghai–Tibetan Plateau from (a) CN05.2 observations and (b) the ensemble mean of 44 CMIP5 models with the same weights (units: $^{\circ}\text{C}$)

意的是, CMIP5 模式集合平均值较观测值系统性偏低, 模拟的冷区范围明显偏大, 年均地表气温的大值和低值区都偏低。

1986~2005 年, 所有 44 个模式等权重集合平均 (MME) 的气候态平均值较观测偏低 2.3°C (图 3), 其中 BNU-ESM、CESM1 (WACCM)、CMCC-CESM、FIO-ESM 模拟值比观测偏暖, 其他 40 个模式的模拟值偏低。44 个模式的模拟偏差落在 $-6.2^{\circ}\text{C}\sim 1.8^{\circ}\text{C}$ 范围内; 冷偏差最大的模式是 CNRM-CM5, 偏冷幅度为 6.2°C , 偏冷超过 1°C 、 2°C 、 3°C 、 4°C 和 5°C 的模式个数分别为 36、20、11、6 和 3 个; 四个模拟偏暖的模式中幅度最大的是 CESM1 (WACCM) 的 1.8°C 。这说明新一代的 CMIP5 模式对于青藏高原地区年均地表气温气候态的整体模拟能力仍有不足, 所模拟的总体冷性偏差与早期气候模式一样且幅度大体相仿 (王淑瑜和熊喆, 2004; Jiang et al., 2005; 许崇海等, 2007), 并与之前 CMIP5 部分模式的评估结果相似 (Xu and Xu, 2012; 郭彦等, 2013)。分区域来看, 高原西部 (东经 90° 以西) 多模式集合区域平均较观测偏低 4.3°C (图 3), 而高原东部 (东经 90° 以东) 偏低值仅为 0.6°C , 表明模式在青藏高原的冷偏差

主要源于西部地区, 这应该与下垫面和地形复杂度以及站点稀疏有关。

关于地形效应校正的作用, 除了 CMCC-CESM、CMCC-CM、CMCC-CMS、EC-EARTH、FIO-ESM 和 HadGEM2-AO 共 6 个缺少地形资料的模式外, 图 3 表明除 MIROC4h 模式外的其余所有 37 模式中地形校正后地表气温都进一步偏冷。有地形资料的 38 个模式集合平均值在地形校正前后下降了 1.5°C , 地形校正后相比于观测偏低 3.8°C , 东、西部区域相比于观测分别偏低 1.2°C 、 6.2°C 。这是因为气候模式在青藏高原地区的地形资料通常较实际地形平滑且总体偏低, 在对其进行校正过程中会使得地形抬升, 从而引起地表气温变冷。但好的方面是, 模式的原始地形资料相对平滑而且粗糙, 它们对相应观测资料 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 水平分辨率上的次网格地形的描述不足, 地形校正后会使得地表气温的空间分布与观测更加接近, 下面将做进一步分析。

Taylor 图结果显示 (图 4), 各模式对青藏高原地表气温的模拟能力总体上较为接近, 少数模式模拟偏差较大。在未做地形效应校正时, 各模式对观测场的空间分布型模拟得已较好, 相关系数位于

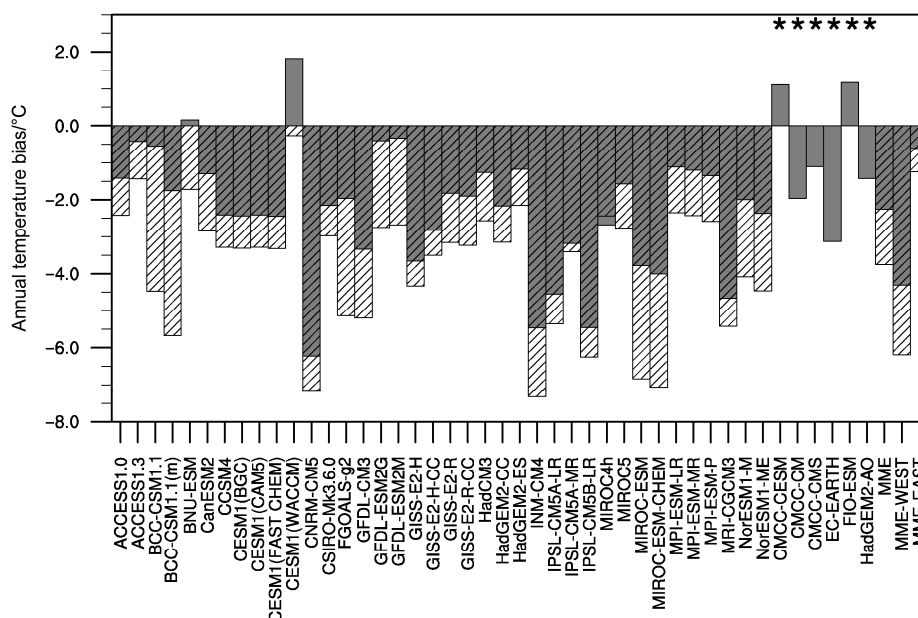


图 3 相对于观测, 各模式及其等权重集合平均 1986~2005 年青藏高原年平均地表气温偏差 (单位: $^{\circ}\text{C}$)。填色为地形校正前结果, 斜线为地形校正后结果, 星号标注模式因无地形资料而未做校正

Fig. 3 With reference to the observations, area-averaged annual temperature biases over the Qinghai-Tibetan Plateau for the period 1986–2005 as derived from CMIP5 models and their ensemble mean (units: $^{\circ}\text{C}$). Shadings (oblique lines) represent the results when topographic correction is (is not) taken, and asterisks represent the models whose topographic data are not available

0.53~0.85 范围内, 均通过了 99% 信度检验; 模拟与观测场的标准差之比落于 0.88~1.84 之间, 即各模式能都能够较好地模拟出青藏高原地区年均地表气温的空间变率; 中心化均方根误差位于 0.64~1.64 范围内, 表明各模式在内部误差上存在着一定的区别, 而这直接与模式的动力框架和物理过程以及参数化方案等方面有关。从单个模式来看, 对青藏高原年均地表气温气候态模拟最好的 5 个模式是 ACCESS1.0、ACCESS1.3、HadGEM2-CC、HadGEM2-ES、HadGEM2-AO, 相对较差的模式有 FGOALS-g2、GFDL-ESM2G、GFDL-ESM2M、MIROC5、MIROC-ESM、MIROC-ESM-CHEM, 特别是 FGOALS-g2 的中心化均方根误差明显大于其他模式。在计算 44 个模式的集合平均过程中, 我们采用了常用的 MME 和中位数平均 (Me) 两种方案, 总的来说它们的结果要优于大多数单个模式的模拟效果, 这与以往的评估结果是一致的 (Jiang et al., 2005, 2009; 许崇海等, 2007; Xu and Xu, 2012; 郭彦等, 2013)。其次, MME 的空间相系数为 0.80, 模拟与观测场的标准差之比是 1.07, 标准化之后的中心化均方根误差是 0.65; Me 的三项统计量值依次为 0.73、1.16、0.76, 这充分说明就青藏高原年均地表气温而言 MME 较 ME 方案更优。

比较地形效应校正前后的计算结果, 图 4 清晰地显示地形效应校正可以改进各模式及其集合平均对于青藏高原年均地表气温的模拟能力。具体而言, 地形效应校正后的各模式结果与观测场的空间相关系数明显增大, 由原来的 0.53~0.85 升至 0.81~0.97; 对于观测场空间变率的模拟能力在有些模式中变得更加合理, 但在其他模式中变差, 总的来说模式模拟的年均地表气温空间变率变大; 综合上述两项因素之后, 各模式的中心化均方根误差明显变小, 直观表现在它们的值系统性地更加靠近观测点 REF。对所有 44 个模式进行平均之后, MME 的空间相系数达到 0.95, 模拟与观测场的标准差之比为 1.22, 标准化之后的中心化均方根误差是 0.43; Me 的三项统计量值分别是 0.93、1.23、0.51。这充分说明, 在青藏高原地区考虑实际地形对于地表气温插值的作用可以有效提高模式的模拟能力, 而这主要是因为地形效应校正可以更加细致地反映地形起伏对于地表气温的影响, 从而改进模式对于地表气温空间分布型的模拟能力。另外, 地形效应校正前模拟性能较好的模式在校正后仍然保持较好, 差的模

式仍然较差。MME 方案总体上要优于 Me 方案。

如前所述, 评估模式模拟能力的目的之一是为了更好地改进模式的模拟性能, 并使用模拟较好的模式和好的集合方案进行相应的气候变化模拟和预估研究。为此, 我们剔除了模拟能力相对较差的模式, 进一步对挑选出的较优模式进行了定量化评估。下一步挑选较优模式我们主要考虑两方面的因素, 一是模式的三个统计量计算值都有较优表现, 二是尽可能囊括较多的模式, 使结果有较高可信度。考虑到地形效应校正前后各模式的性能优劣和排序变化不大, 此处的择优标准为在地形效应校正前, 一是模拟与观测场的空间相关系数通过 99% 信度水平检验, 二是模拟与观测场的标准差之比小于 1.5, 三是标准化之后的中心化均方根误差小于 1.0。相应地, 37 个模式通过了择优标准 (详见表 1), 而其余 7 个模式没有通过。相比于所有 44 个模式的 MME 和 Me 方案, 图 4 显示无论是地形校正前还是之后, 择优后的 37 个模式的 MME 和 Me 较之所有

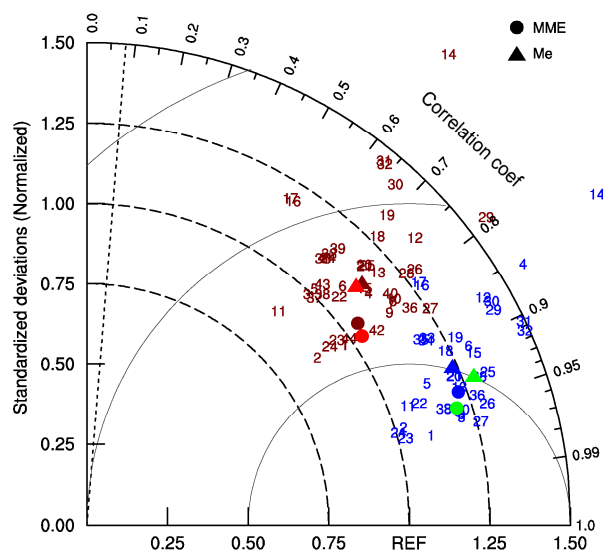


图 4 1986–2005 年青藏高原地区 CMIP5 模式模拟相对于观测年平均地表气温场的 Taylor 图。图中数字对应于表 1 中的模式, 棕、蓝色数字和图形分别表示地形校正前、后结果; 红色和绿色图形代表挑选模式后的结果, 分别对应地形校正前、后。圆点为模式等权重集合平均 MME, 三角为模式中位数平均 Me。斜虚线代表空间相关系数 99% 信度水平

Fig. 4 Taylor diagram for climatological annual temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau between the CMIP5 models and observations for the period 1986–2005. Each number represents a model ID listed in Table 1; brown and blue represent results without and with topographic correction; and red and green represent the results without and with topographic correction for the chosen models. Solid dots represent the ensemble mean of multiple models; solid triangles represent the median of multiple models. Oblique dotted line corresponds to the 99% confidence level

模式结果均有了不同程度的改进。

在季节尺度上,各模式及其集合平均对青藏高原地表气温气候态的模拟能力存在着差别,大多数模式在所有季节均表现为冷偏差,并在春季(3~5月平均,MAM)和夏季(6~8月平均,JJA)相对较小而在秋季(9~11月平均,SON)和冬季(12、1、2月平均,DJF)较大,地形效应校正后上述冷偏差总体放大(图5)。在地形效应校正前的春、夏、秋、冬季,分别有32、25、42、42个模式模拟了冷偏差,44个模式的等权重集合平均值相比于观测分别偏低了1.2°C、0.5°C、3.1°C、3.5°C;在对38

个模式结果进行地形效应校正后,相应的冷偏差模式数为37、35、38、38,44个模式集合平均值相比于观测偏低扩大至2.5°C、1.8°C、4.4°C、4.8°C。由此可知,前述模式的年均冷偏差主要来自于秋季和冬季模拟偏差。而从分区域情况来看,模式模拟的季节性冷偏差在青藏高原西部均要比东部大,这与年平均情况相一致。

与年平均情形相似,定量化计算结果表明大多数模式对于青藏高原地区季节平均地表气温气候态的模拟能力较好,在地形效应校正前气候模式对于冬季地表气温的模拟能力要优于其他三个季节,

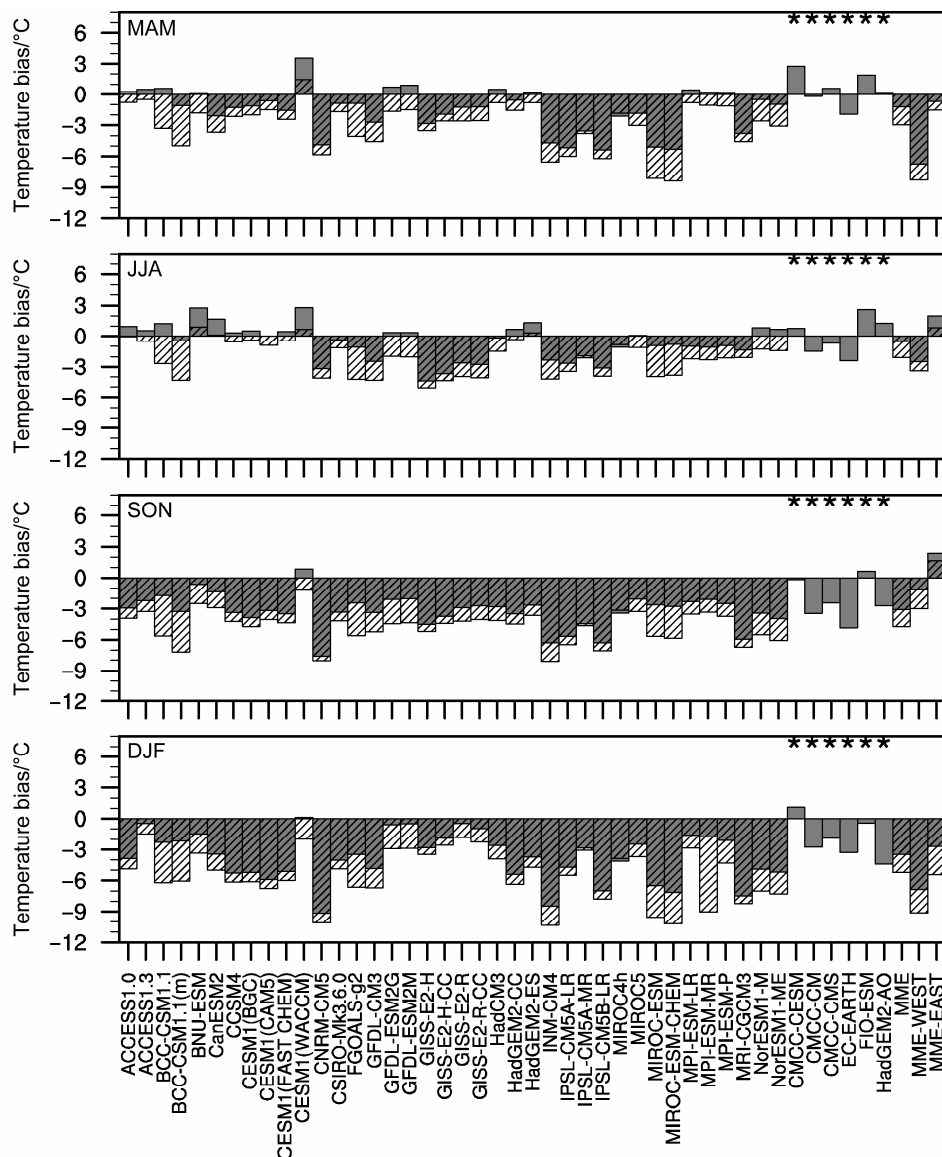


图5 相对于观测,各模式及其等权重集合平均1986~2005年青藏高原春季(MAM)、夏季(JJA)、秋季(SON)和冬季(DJF)季节平均地表气温偏差(单位:°C)。填色为地形校正前结果,斜线为地形校正后结果,星号标注模式因无地形资料而未做校正

Fig. 5 With reference to the observations, area-averaged seasonal temperature biases over the Qinghai-Tibetan Plateau for the period 1986–2005 as derived from CMIP5 models and their ensemble mean (units: °C). Shadings (oblique lines) represent the results when topographic correction is (is not) taken, and asterisks represent the models whose topographic data are not available

地形效应校正后气候模式的能力均有系统性的提高,并在春、夏、秋季体现得更为明显(图6)。以MME为例,地形效应校正前的空间相关系数在春、夏、秋、冬季分别为0.77、0.78、0.78、0.75,模拟与观测场的标准差之比分别为1.24、1.13、1.23、1.10,标准化后的中心化均方根误差分别为0.72、0.69、0.72、0.70;在地形效应校正后,相应四个季节的空间相关系数分别是0.93、0.95、0.95、0.89,模拟与观测场的标准差之比为1.25、1.15、1.27、1.24,标准化后的中心化均方根误差分别为0.68、0.65、0.69、0.68。另外,同样与年平均结果相似,

MME对于青藏高原季节平均地表气温的模拟能力总体上要好于Me,唯一的例外是地形效应校正后冬季地表气温的模拟效果相对而言Me要略好于MME。总体上,对于年均地表气温模拟能力较优的模式对于季节平均态的模拟能力亦好,反之亦然,后者突出表现在BCC-CSM1.1、FGOALS-g2、MIROC4h、MIROC5-ESM、MIROC-ESM-CHEM结果上。

3.2 降水

早期全球气候模式在东亚地区降水气候态模拟方面存在着不足,特别表现在对降水的普遍高估

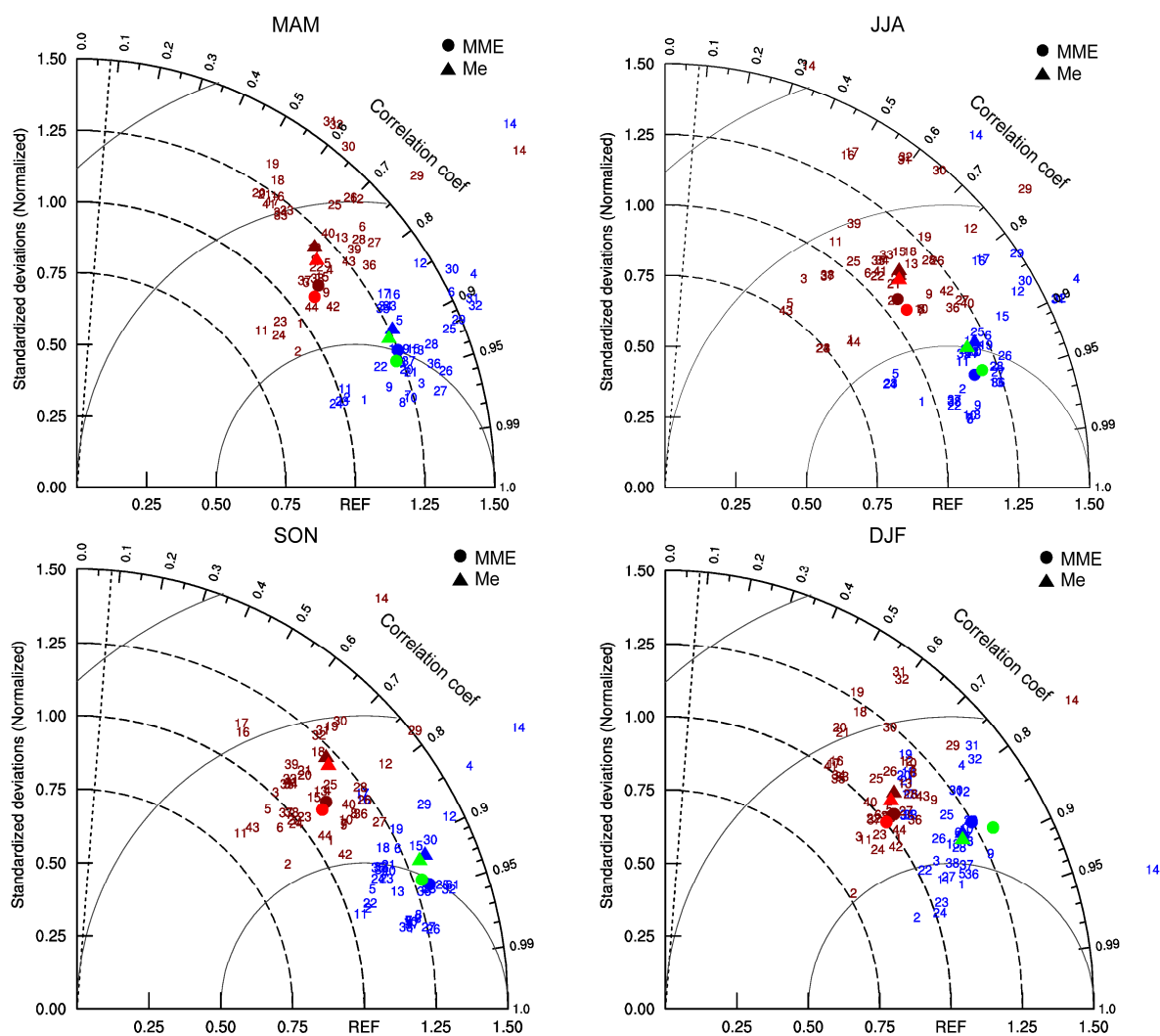


图6 1986~2005年青藏高原地区CMIP5模式模拟相对于观测春季(MAM)、夏季(JJA)、秋季(SON)和冬季(DJF)平均地表气温场的Taylor图。图中数字对应于表1中的模式,棕、蓝色数字和图形分别表示地形校正前、后结果;红色和绿色图形代表挑选模式后的结果,分别对应地形校正前、后。圆点为模式等权重集合平均MME,三角为模式中位数平均Me。斜虚线代表空间相关系数99%信度水平

Fig. 6 Taylor diagram for climatological seasonal temperature over the Qinghai-Tibetan Plateau between the CMIP5 models and observations for the period 1986–2005. Each number represents a model ID listed in Table 1; brown and blue represent results without and with topographic correction; and red and green represent the results without and with topographic correction for the chosen models. Solid dots represent the ensemble mean of multiple models; solid triangles represent the median of multiple models. Oblique dotted line corresponds to the 99% confidence level

和对东亚夏季降水模拟的有限能力上 (Jiang et al., 2005; 许崇海等, 2007; 张莉等, 2008)。青藏高原地区平均海拔高且地形起伏大, 年和季节平均降水空间变率大, 全球气候模式对这一地区降水的模拟能力如何之前尚未有过专门的评估工作。图 7 清楚地表明, 1986~2005 年观测的青藏高原地区年均降水大值区位于高原西南部, 小值区位于柴达木盆地及高原西北边缘, 在大尺度上表现为降水从西北向东南渐增。总体上讲, CMIP5 模式等权重集合平均能够合理模拟出上述年均降水梯度分布特征, 但在量值和细节上存在着明显不足, 主要表现在: 与早期的全球气候模式一样, CMIP5 模式模拟的年均降水在整个青藏高原地区均表现为偏多状态; 在青藏高原中部和南部, 特别是在藏东南地区, 模式模拟的年均降水分布型过于平滑而有较大偏差; 在藏东南地区, 模式结果中存在一个虚假的降水大值中心, 最大降水值超过 8.0 mm d^{-1} , 这明显高于观测中的 2.0 mm d^{-1} 左右年均降水量。

统计 1986~2005 年青藏高原区域平均的年均降水量, 显示所有模式的模拟值偏高且都在 0.5 mm d^{-1} 以上, 偏差超过 1.0 mm d^{-1} 、 1.5 mm d^{-1} 、 2.0 mm d^{-1} 、 2.5 mm d^{-1} 的模式个数分别为 29、11、3、1 个 (图 8)。偏差最小的 5 个模式是 EC-EARTH、IPSL-CM5A-LR、MRI-CGCM3、CSIRO-Mk3.6.0、CanESM2, 最大的模式是 BNU-ESM, MME 较观测偏多 1.3 mm d^{-1} 。在青藏高原西部 MME 较观测偏多 0.7 mm d^{-1} , 而东部则偏多 1.8 mm d^{-1} , 因此就降水而言模式在西部的模拟能力要优于东部地区, 这主要是由于多数模式在藏东南地区模拟了一个虚假的降水大值中心。由此可见, CMIP5 模式对于青藏高原地区年均降水气候态的整体模拟能力仍有很大不足, 模拟值在青藏高原地区总体呈现降水偏多这一结果与之前 CMIP5 部分模式的评估结果相似 (Xu and Xu, 2012; 郭彦等, 2013; Su et al., 2013)。

Taylor 图所示的定量化结果表明, CMIP5 模式对青藏高原年均降水的模拟能力彼此间差异很大

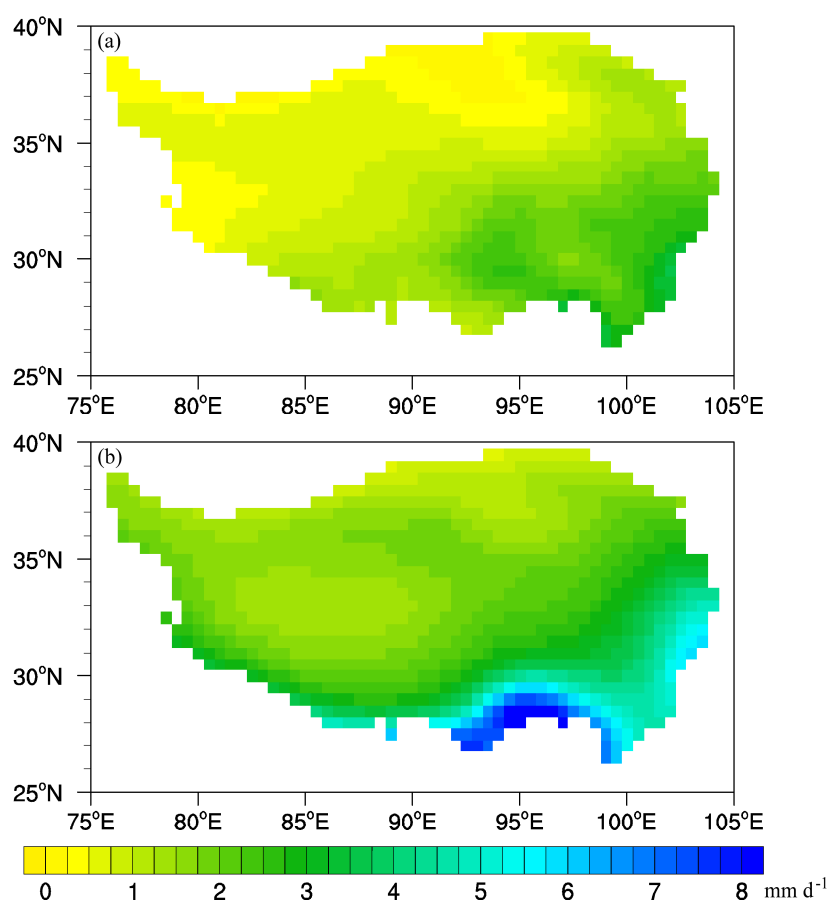


图 7 青藏高原地区 1986~2005 年年平均降水分布 (单位: mm d^{-1}): (a) CN05.2 观测; (b) CMIP5 模式等权重集合平均

Fig. 7 Geographical distribution of climatological annual precipitation during 1986~2005 over the Qinghai-Tibetan Plateau from (a) CN05.2 observations and (b) the ensemble mean of CMIP5 models with the same weights (units: mm d^{-1})

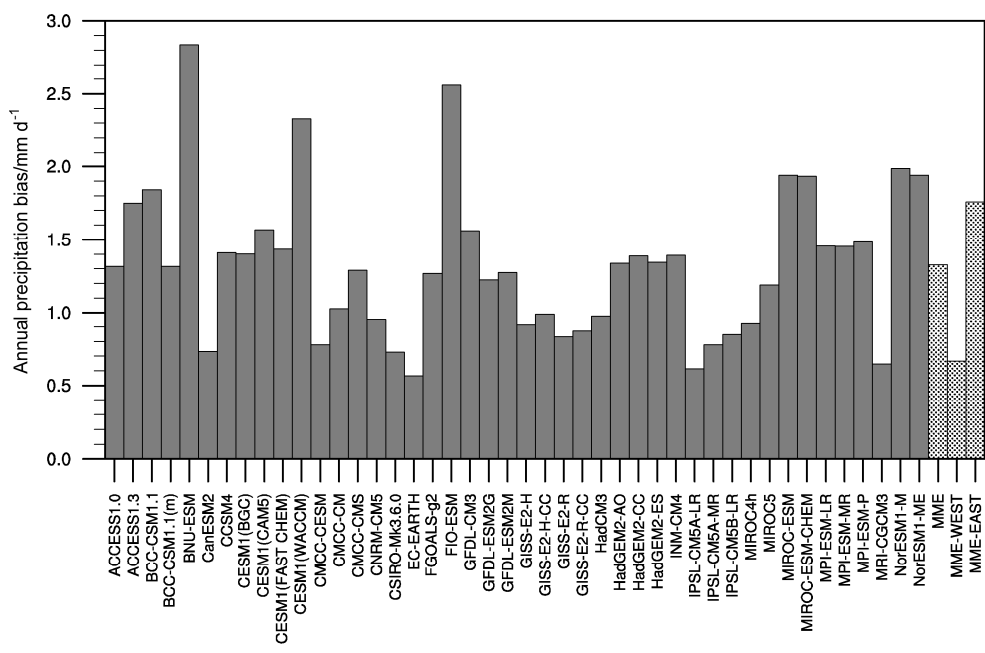


图 8 相对于 CN05.2 观测值, 各模式及其等权重集合平均模拟的 1986~2005 年青藏高原地区平均降水偏差 (单位: mm d^{-1})

Fig. 8 With reference to the CN05.2 observations, area-averaged annual precipitation biases over the Qinghai–Tibetan Plateau for the period 1986–2005 as derived from CMIP5 models and their ensemble mean with the same weights (units: mm d^{-1})

(图 9)。首先, 所有模式的空间相关系数都超过了 99% 信度水平检验, 说明模式对于青藏高原地区年均降水气候态的空间分布型模拟较好, 其次, 除了 FGOALS-g2 外, 其余 43 个模式结果与观测场标准差之比全部大于 1.00, 其中有 19 个模式的值大于 2.50, CESM1 (CAM5) 和 CMCC-CM 表现得尤为突出, 这说明 43 个模式普遍高估了青藏高原地区年均降水的空间变率; 除 BCC-CSM1.1 (m)、CMCC-CESM、FGOALS-g2、HadCM3 外, 其余 40 个模式的标准化的中心化均方根误差都要大于 1.00, 其中 19 个模式的值大于 2.00, 这意味着大多数模式对于青藏高原地区年均降水的总体模拟能力有限。另外, 同年均地表气温的分析结果一致, 44 个模式 MME 的空间相关系数为 0.77, 模拟与观测场的标准差之比为 2.02, 标准化后的中心化均方根误差为 1.42, 所有三个值均要优于相应 Me 的统计值, 表明 MME 的结果更为可靠。

鉴于相当一部分模式不能合理模拟青藏高原地区年均降水气候态, 我们进一步挑选出模拟能力较优的模式进行评估, 以期对日后的青藏高原降水变化预估工作提供参考。另外, 模式对青藏高原降水的模拟能力总体上来说都不如地表气温, 模拟与观测场的标准差之比、标准化后的中心化均方根误差都有所放大, 所以标准也有所不同。择优的标准

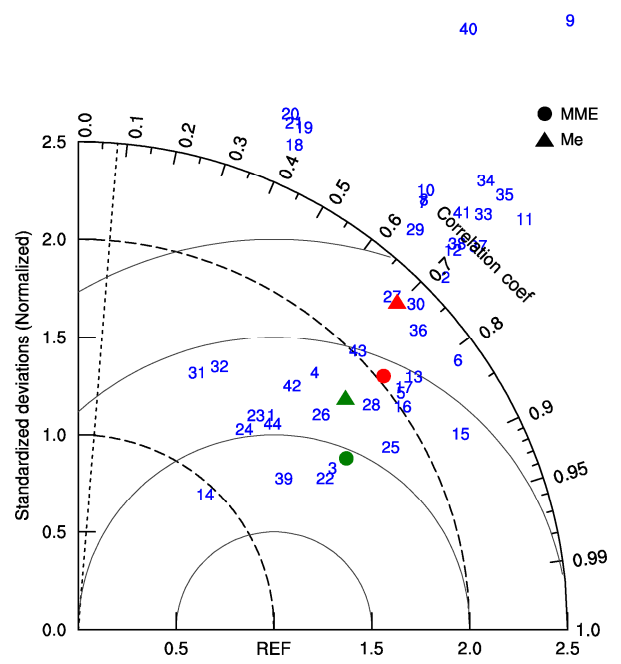


图 9 在参照时段 1986~2005 年, 青藏高原地区 CMIP5 模式模拟相对于观测年平均降水场的 Taylor 图。实心圆为模式等权重集合平均 MME, 实心三角为模式中位数平均 Me, 其中红色和绿色分别对应所有模式和择优挑选模式的结果。斜虚线对应空间相关系数的 99% 信度水平

Fig. 9 Taylor diagram for climatological annual precipitation over the Qinghai–Tibetan Plateau between the CMIP5 models and observations for the period 1986–2005. Solid dots represent the ensemble mean of multiple models, and solid triangles represent the median of multiple models. Red and green represent the results of all models and of the chosen models. Oblique dotted line corresponds to the 99% confidence level

为:一是模拟与观测场间的空间相关系数通过 99% 信度水平检验,二是模拟与观测场间的标准差之比小于 2.50,三是模拟相对于观测场的标准化的中心化均方根误差小于 2.00。据此,共有 25 个模式通过了筛查(详见表 1),与此相对应的 MME 和 Me 值分别标于图 9 中。可以清楚地看到,相比于所有 44 个模式的统计值,择优挑选出的 25 个模式的 MME 和 Me 均要明显更优。具体表现在,25 个模式 MME 的空间相关系数由原来的 0.77 升至 0.84,模拟与观测场的标准差之比由原来的 2.02 缩小至

1.16,标准化后的中心化均方根误差由原来的 1.42 降至 0.95;相应的 Me 统计量也类似地向更优的方向变化;而且 25 个模式的 MME 值总体上要优于相应的 Me 值。

与年平均情况相仿,所有四个季节都呈现出降水模拟偏多的情况(图 10),其中春季和夏季降水高估幅度要比秋季和冬季更大一些。所有 44 个模式 MME 结果表明,夏季和春季降水模拟偏多程度最大,为 1.8 mm d^{-1} ;而后为秋季偏多 1.1 mm d^{-1} ;冬季相对最小,偏多 0.7 mm d^{-1} 。相应的 Taylor 图

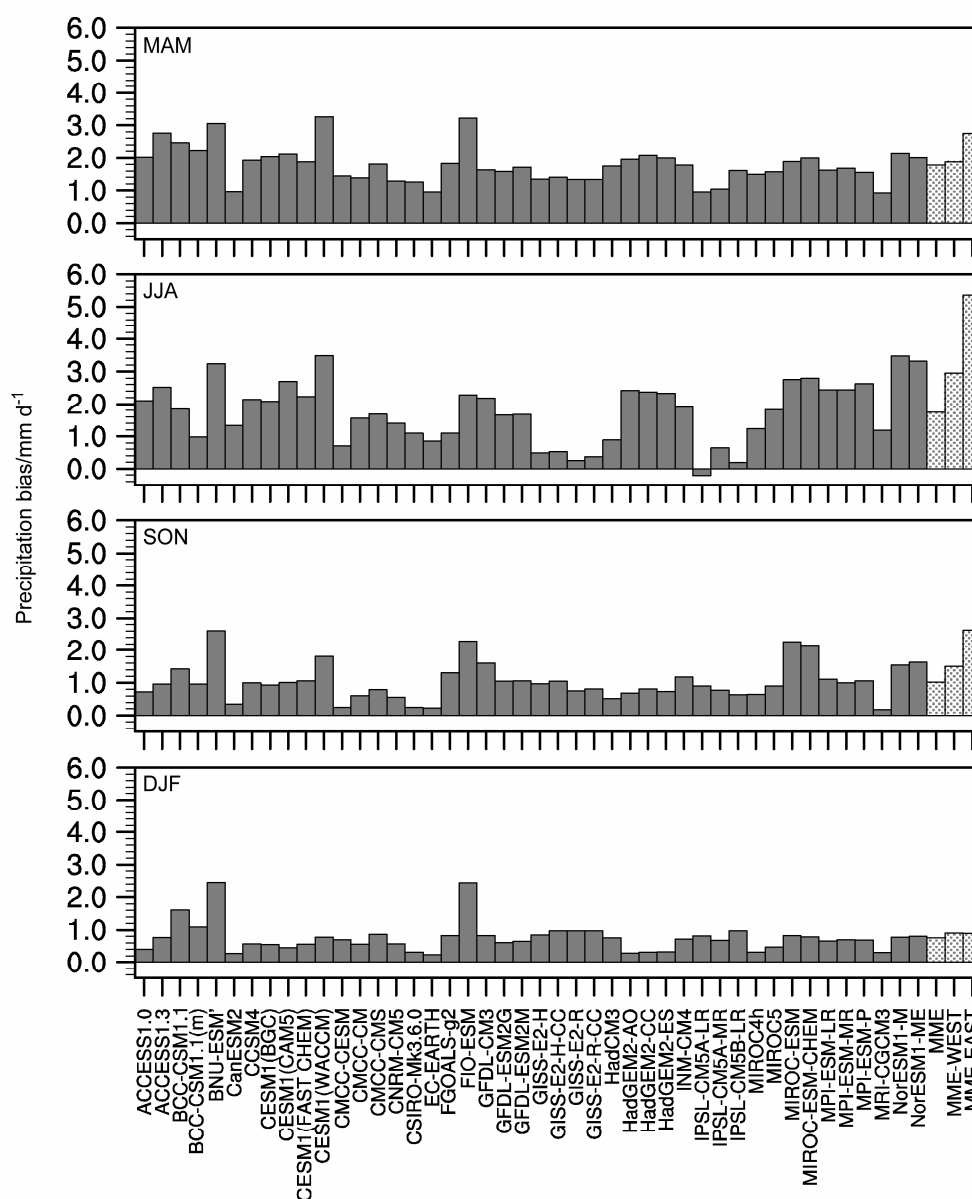


图 10 相对于 CN05.2 观测值,各模式及其等权重集合平均模拟的 1986–2005 年春季(MAM)、夏季(JJA)、秋季(SON)和冬季(DJF)青藏高原地区平均降水偏差(单位: mm d^{-1})

Fig. 10 With reference to the CN05.2 observations, area-averaged seasonal precipitation biases over the Qinghai-Tibetan Plateau for the period 1986–2005 as derived from CMIP5 models and their ensemble mean with the same weights (units: mm d^{-1})

显示,模式对青藏高原地区秋季的降水型模拟最优且相对集中,夏季次之,春季较差,而冬季最差(图 11)。秋季,所有模式模拟的降水与观测场的相关系数都通过了 99% 信度水平检验,模拟与观测降水场的空间变率比值大多在 2.50 以内,标准化后的均方根误差大多小于 2.00。夏季,除 CESM1 (CAM5) 外的 43 个模式对降水型的模拟较好,约半数模式模拟的降水空间变率较观测偏大 2.50 以上,标

准化后的均方根误差超半数在 2.00 以内。春季,MIROC-ESM 和 MIROC-ESM-CHEM 不能合理模拟降水分布型,约一半模式模拟的空间变率与观测之比要大于 3.0,其中 CESM1 (BGC)、CESM1 (CAM5)、CESM1 (WACCM)、CMCC-CM、GISS-E2-R、MIROC4h 的值甚至大于 4.00,大多数模式的标准化后的均方根误差值较秋季和夏季明显放大。冬季,模式的模拟能力非常有限,CMCC-CESM

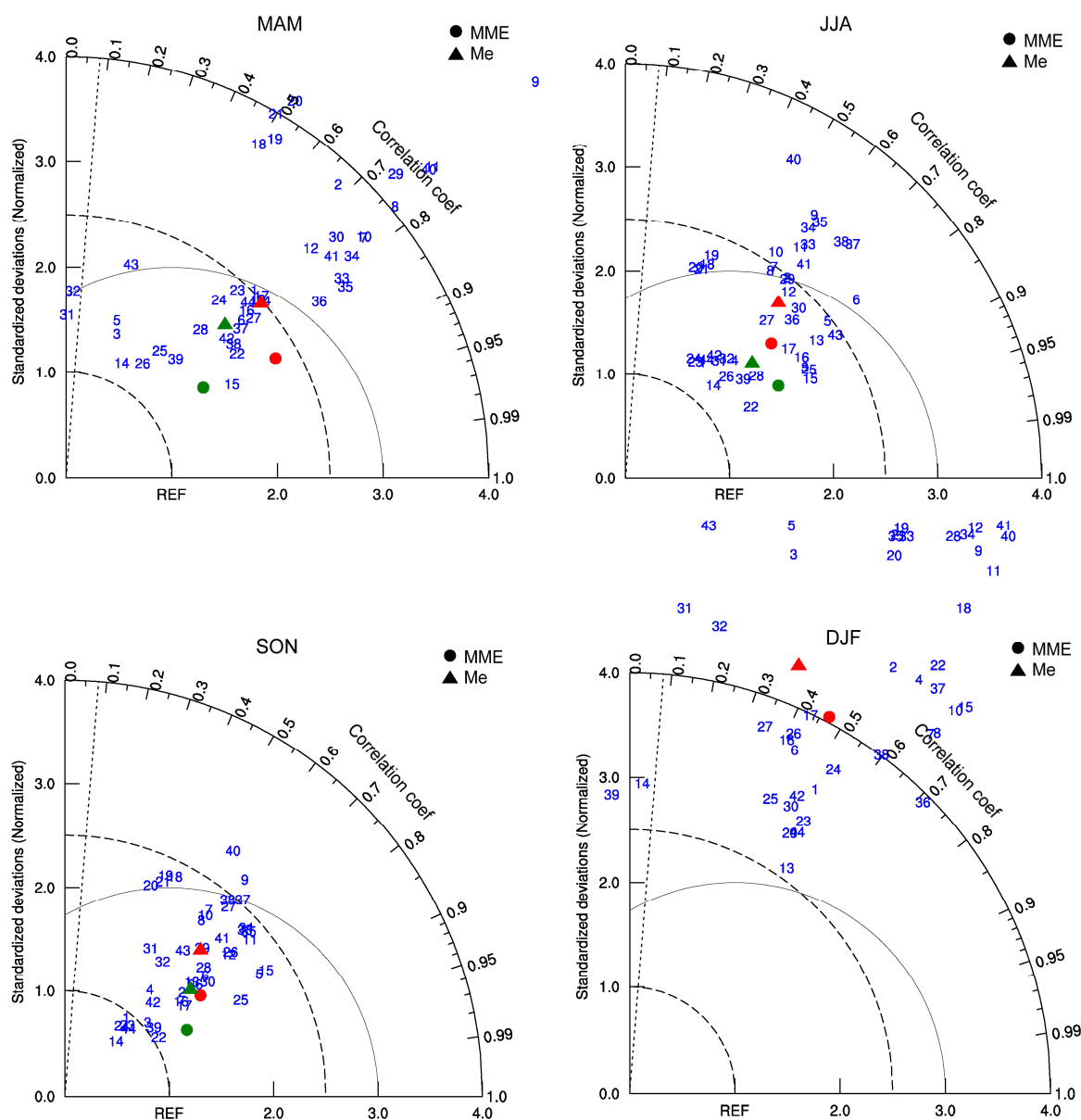


图 11 在参照时段 1986~2005 年,青藏高原地区 CMIP5 模式模拟相对于观测春季 (MAM)、夏季 (JJA)、秋季 (SON) 和冬季 (DJF) 平均降水场的 Taylor 图。实心圆为模式等权重集合平均 MME,实心三角为模式中位数平均 Me,其中红色和绿色分别对应所有模式和择优挑选模式的结果。斜虚线对应空间相关系数的 99% 信度水平

Fig. 11 Taylor diagram for climatological seasonal precipitation over the Qinghai-Tibetan Plateau between the CMIP5 models and observations for the period 1986–2005. Solid dots represent the ensemble mean of multiple models, and solid triangles represent the median of multiple models. Red and green represent the results of all models and of the chosen models. Oblique dotted line corresponds to the 99% confidence level

和 FGOALS-g2 不能合理模拟降水分布型, 所有 44 个模式模拟的降水空间变率都要远大于观测值, 模拟与观测场的标准差比均大于 2.50, 标准化后的中心化均方根误差很大, 模拟偏差较大。以 44 个模式的 MME 值为例, 模拟与观测场的空间相关系数为 0.47, 但模拟与观测场的标准差之比达到了 4.12, 标准化后的中心化均方根误差大至 3.94。另外需要说明的是, 就各个季节平均的青藏高原地区降水态而言, 所有 44 个模式的 MME 和 Me 结果要优于大多数模式的结果, 根据年平均降水择优标准挑选出来的 25 个模式的 MME 和 Me 要相对好一些, 但改进幅度在季节间存在差异。

4 结论

本文利用 CMIP5 新一代气候模式所有可利用的历史模拟试验数据, 结合最新的观测资料, 从定性和定量角度评估了 44 个全球气候模式对青藏高原地区地表气温与降水气候态的模拟能力, 并讨论了地形效应校正对地表气温模拟的影响以及等权重集合平均和中位数平均两种方案的优劣。主要结论有:

(1) CMIP5 模式对青藏高原地区地表气温分布型具备合理的模拟能力, 所有模式模拟的年均地表气温较观测均偏低, 平均偏低 2.3°C ; 除极个别模式外, 模拟的各季节地表气温也普遍偏低, 在秋季和冬季表现得最为明显; 模拟能力在高原东部较之西部要好; 根据模式和实际地形资料进行地形效应校正后, 所有模式对年和季节平均地表气温气候态的模拟能力明显提高, 这主要是因为模式可以更好地模拟地表气温的空间分布型。

(2) 相比于地表气温, CMIP5 模式对青藏高原降水的模拟能力明显不足。模式可以刻画出年均降水的分布型, 但模拟的年和季节平均降水量相对观测显著偏多, 等权重集合平均值比观测年均偏多 1.3 mm d^{-1} ; 在季节尺度上, 春季和夏季降水的高估最为明显。青藏高原西部模拟情况要优于东部, 这主要是由于多数模式结果在藏东南地区存在着一个虚假的降水大值中心。另外, 除极个别模式外, 年和季节降水空间变率普遍大于观测值, 特别是在春季和冬季。因此, 许多模式的模拟结果不好, 不适于进行青藏高原地区降水变化的模拟研究。

(3) 无论是对年和季节平均地表气温还是降水而言, 模式等权重集合或者中位数集合方案要优于

大多数单个模式的模拟性能, 对降水来说尤其如此, 而且等权重集合方案要优于中位数集合方案; 如果在对单个模式进行评估的基础上择优挑选模式, 而后再对择优的模式进行集合平均, 所得结果的性能较简单所有模式集合平均会进一步提高。

综合而言, 与早期气候模式相似, CMIP5 中的新一代气候模式模拟的青藏高原地区年和季节地表气温普遍存在冷偏差, 但对于地表气温气候态的分布型和空间变率已经具备较好的模拟能力。CMIP5 模式模拟年和季节降水的能力有限, 尽管它们能较好地模拟降水气候态的分布型, 但模拟降水量普遍偏大, 空间变率模拟偏差较大, 应慎重使用。研究过程中还发现, 同一研究机构的多个版本模式总体上模拟能力相当, 不同模式的模拟能力或多或少存在差别, 如何从机理方面开展进一步的分析工作尚在思考中。另外需要指出的是, 由于青藏高原地区地形复杂, 相对于全球气候模式, 区域气候模式可能会有更好的模拟能力, 因此有必要对全球和区域气候模式结果进行对比分析。此外, 青藏高原地区观测台站较少, 西部地区尤为稀疏, 据此所得的格点化资料也会存在不确定性。

致谢 感谢文中表 1 所示的 CMIP5 各模式组提供模拟试验数据, 感谢国家气候中心提供 CN05.2 观测数据集。

参考文献 (References)

- Chen B, Chao W C, Liu X. 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO_2 : A model study [J]. *Climate Dyn.*, 20: 401–413.
- Chen H. 2013. Projected change in extreme rainfall events in China by the end of the 21st century using CMIP5 models [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58: 1462–1472.
- Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al. 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24: 954–971.
- 丁一汇, 张莉. 2008. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较 [J]. *大气科学*, 32: 794–805.
- Ding Yihui, Zhang Li. 2008. Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32: 794–805.
- Duan A M, Wu G X, Zhang Q, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. *Chinese Science Bulletin*, 51: 1396–1400.
- Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2011. A high resolution simulation of climate change over China [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 54: 462–472.
- Guo D L, Wang H J. 2011. The significant climate warming in the northern

- Tibetan Plateau and its possible causes [J]. *International Journal of Climatology*, 32: 1775–1781.
- 郭彦, 董文杰, 任福民, 等. 2013. CMIP5 模式对中国年平均气温模拟及其与 CMIP3 模式的比较 [J]. *气候变化研究进展*, 9: 181–186. Guo Yan, Dong Wenjie, Ren Fumin, et al. 2013. Assessment of CMIP5 simulations for China annual average surface temperature and its comparison with CMIP3 simulations [J]. *Advances in Climate Change Research* (in Chinese), 9: 181–186.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* [M]. Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 1–940.
- Jiang D B, Wang H J, Lang X M. 2005. Evaluation of East Asian climatology as simulated by seven coupled models [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22: 479–495.
- Jiang D B, Zhang Y, Sun J Q. 2009. Ensemble projection of 1–3°C warming in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54: 3326–3334.
- Lang X M, Sui Y. 2013. Changes in mean and extreme climates over China with a 2°C global warming [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58: 1453–1461.
- Liu X D, Chen B D. 2000. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades [J]. *J. Climate*, 20: 1729–1742.
- Niu T, Chen L X, Zhou Z J. 2004. The characteristics of climate change over the Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climatic jumps [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21: 193–203.
- 任国玉, 徐铭志, 初子莹, 等. 2005. 近 54 年中国地面气温变化 [J]. *气候与环境研究*, 10: 717–727. Ren Guoyu, Xu Mingzhi, Chu Ziying, et al. 2005. Changes of surface air temperature in China during 1951–2004 [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 10: 717–727.
- Su F G, Duan X L, Chen D L, et al. 2013. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 26: 3187–3208.
- Sun J Q, Ao J. 2013. Changes in precipitation and extreme precipitation in a warming environment in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58: 1395–1401.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D7): 7183–7192.
- 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.
- Wang H J, Zeng Q C, Zhang X H. 1993. The numerical simulation of the climatic change caused by CO₂ doubling [J]. *Science in China Series B: Chemistry*, 36: 451–462.
- Wang S P, Wang Z H, Piao S L, et al. 2010. Regional differences in the timing of recent air warming during the past four decades in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 55: 1968–1973.
- 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: 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: 240–250.
- 王遵亲, 丁一汇, 何金海, 等. 2004. 近 50 年来中国气候变化特征的再分析 [J]. *气象学报*, 62: 228–236. Wang Zunya, Ding Yihui, He Jinhai, et al. 2004. An updating analysis of the climate change in China in recent 50 years [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 62: 228–236.
- 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化 [J]. *大气科学*, 27: 157–170. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 27: 157–170.
- 吴国雄, 刘屹崴, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. *大气科学*, 29: 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science* (in Chinese), 29: 47–56.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及其与其它资料的对比 [J]. *地球物理学报*, 56: 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 56: 1102–1111.
- Xie H, Ye J S, Liu X M, et al. 2010. Warming and drying trend on the Tibetan Plateau (1971–2005) [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 101: 241–253.
- 许崇海, 沈新勇, 徐影. 2007. IPCC AR4 模式对东亚地区气候模拟能力的分析 [J]. *气候变化研究进展*, 3: 287–292. Xu Chonghai, Shen Xinyong, Xu Ying. 2007. An analysis of climate change in East Asia by using the IPCC AR4 simulations [J]. *Advances in Climate Change Research* (in Chinese), 3: 287–292.
- Xu Y, Xu C. 2012. Preliminary assessment of simulations of climate changes over China by CMIP5 multi-models [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5: 489–494.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25: 641–654.
- 曾庆存, 张学洪, 袁重光. 1989. 气候模式的概念、方法和现状 [J]. *地球科学进展*, (3): 1–26. Zeng Qingcun, Zhang Xuehong, Yuan Chongguang. 1989. The concept, method and current studying situation of the climate models [J]. *Advances in Earth Science* (in Chinese), (3): 1–26.
- 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: 261–276. Zhang Li, Ding Yihui, 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: 261–276.
- Zhao T B, Guo W D, Fu C B. 2008. Calibrating and evaluating reanalysis surface temperature error by topographic correction [J]. *J. Climate*, 21: 1440–1446.
- Zhou X J, Zhao P, Chen J M, et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 52: 1679–1693.